

N° d'enregistrement
au C. N. R. S.

A. O. 87 08

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

pour obtenir

le grade de Docteur ès Sciences Naturelles

par

Jean-Jacques TRESCASES

L'ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE SUPERGÈNE DES ROCHES
ULTRABASIQUES EN ZONE TROPICALE ET LA FORMATION
DES GISEMENTS NICKÉLIFÈRES DE NOUVELLE-CALÉDONIE

Soutenue publiquement le 26 septembre 1973 devant la Commission d'Examen

MM. G. MILLOT, Président

J. LUCAS

P. ROUTHIER

Y. TARDY



Président : Professeur G. OURISSON
Vice-Présidents : Professeur A. CHAUMONT
Professeur G. LAUSTRIAT
Secrétaire Général : G. KIEHL

PROFESSEURS, MAITRES DE CONFERENCES, DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHE DES U.E.R. RESPONSABLES DES DOCTORATS ES - SCIENCES .

Doyens honoraires : A. KIRRMANN, P. LACROUTE, H.J. MARESQUELLE, J.H. VIVIEN, G. MILLOT.
Professeurs honoraires : P. DE BEAUCHAMP, L. BOISSELET, H. CARTAN, G. CERF, C. CHABAUTY, A. CHRETIEN
J. DENY, Ch. EHRESMANN, M. FRECHET, Mlle S. GILLET, A. HEE, R. HOCART,
A. KIRRMANN, G. LEMEE, P. L'HERITIER, A. LICHNEROWICZ, H.J. MARESQUELLE,
L. NEEL, Ch. SADRON, F. TERROINE, H. VILLAT, H. WEISS, Et. WOLFF, J. YVON.
Maître de Conférences honoraire : R. WEIL.

Professeurs

H. FORESTIER	Chimie générale	J. WUCHER	Physique
J. ROTHE	Physique du Globe	M. BRINI	Chimie
P. LACROUTE	Astronomie	H. DURANTON	Botanique
J.H. VIVIEN	Zool. et Embryologie expérimentales	R. WEISS	Chimie
S. GORODETZKY	Physique génér. et Physique nucl.	P. FEDERLIN	Chimie
L. SACKMANN	Mécanique des Fluides	J.P. SCHWING	Chimie
J. BYE	Chimie Physique	M. SIESKIN D	Physique
M. PEREY	Chimie nucléaire	G. MONSONEGO	Physique théorique
S. GOLDSZTAUB	Minéralogie et Pétrographie	C. WIPPLER	Physicochimie des Hts Polymères ind.
P. JOLY	Biologie générale	G. WEILL	Physique
H. BENOIT	Physicochimie macromoléculaire	A. CLAUSS	Chimie
P. CUER	Physique générale et Physique corp.	E. FOLLENIUS	Zoologie
G. MILLOT	Géologie et Paléontologie	J. LUCAS	Géologie
R. LECOLAZET	Physique du Globe	J.J. THIEBOLD	Biologie animale
H. SAUCIER	Minéralogie	G. GLAESER	Mathématiques
R. ROHMER	Chimie minérale	J.H. WEIL	Chimie biologique
A. GAGNIEU	Botanique	X. FERNIQUE	Mathématiques
F. STUTINSKY	Physiologie générale	F. GAUTIER	Physique
B. WURTZ	Chimie biologique	V. AVANISSIAN	Analyse supérieure
J. BRENET	Electrochimie	F. LACROUTE	Biologie végétale
J.P. EBEL	Chimie biologique	J.P. EBERHART	Minéralogie
G. OURISSON	Chimie	J.M. LEHN	Chimie
A. COCHE	Physique nucléaire	Cl. ROBERT	Physique
R. CERF	Physique générale	F. BECKER	Physique mathématique
J. FRENKEL	Mathématiques	Fr. SCHALLER	Biologie générale
A. DELUZARCHE	Chimie	Fr. GAULT	Chimie organique
R. ARMBRUSTER	Physique	M. GOUNOT	Botanique
A. ROCHE	Physique du Globe	J. DEHAND	Chimie minérale
L. HIRTH	Microbiologie	C. GODBILLON	Mathématiques
A. FUCHS	Mécanique rationnelle	J. ROUX	Botanique
A. GALLMANN	Physique	R. VOLTZ	Physique théorique
P. MIALHE	Physiologie animale	A. MICHARD	Géologie
D. MAGNAC	Physique	J.J. RIEHL	Chimie
M. DAUNE	Biophysique	R. GERARD	Mathématiques
J.P. ADLOFF	Chimie nucléaire	M. DAIRE	Chimie phys. ind. et Sc. des Matériaux
D. BERNARD	Méthode mathémat. de la Physique	G. DUNOYER de SEGONZAC	Géologie
E. DANIEL	Physique expérimentale	J.P. JOUANOLOU	Mathématiques
P. CHEVALLIER	Physique		
G. REEB	Topologie		

Professeurs associés

A. BANDERET (E.A.H.P.) - H. HAKEN (Phys.) - L. LEITE-LOPEZ (Phys.) - M. HERRERA (Math.) - R. MILNE (Microbiologie).

Maîtres de Conférences et Chargés d'Enseignement

Cl. DELLACHERIE	Mathématiques
M. GROSSMANN	Physique
Ph. ROPARTZ	Psycho-Physiologie
Ph. RICHARD	Physiologie animale
G. SOLLADIE	Chimie Organique
P. BENVENISTE	Physiologie végétale
C. SCHOELLER	Mathématiques
J. FARAUT	Mathématiques

J.P. RAMIS	Mathématiques Générales
R. FEIDT	Mécanique des Fluides
D. VIAUD	Mathématiques
R. KIRSCH	Zoologie
J. SOMMER	Chimie Appliquée
A. HINSCHBERGER	Chimie Physique
J. BROSSAS	Chimie Macromoléculaire
M. LEROY	Chimie
C. PESKINE	Mathématiques

Maître de Conférences adjoint

J. SITTLER	Géologie
------------	----------

Maîtres de Conférences associés

P. FELLNER	Biochimie
St. RALLIS	Mathématiques
R. SMYTHE	Chimie

Professeurs et Maîtres de Conférences du C.U.H.R.

P. TAGLANG	Physique
J.P. DONNET	Chimie Physique
R. WEY	Chimie
G. SUTTER	Physique électronique
H. DANAN	Physique
J. STREITH	Chimie
J. MARTINET	Mathématiques
C. SCHIFFMANN	Mathématiques
J. FAURE	Chimie Physique

Chr. WINTER	Physique
Fr. SCHMITT	Physique
A. JAEGLE	Physique
A. KALT	Chimie Physique
R. LUTZ	Mathématiques
J. LAHAYE	MR Physicochimie ato. - ioni.
B. SIFFERT	MR Cristallog. et Minéralogie

Professeurs et Maîtres de Conférences des I.U.T.

<u>Strasbourg</u>	
Ch. TANIÉLLIAN	Chimie
M. GROSS	Chimie

<u>Mulhouse</u>	
G. PERNY	Physique Appliquée
R. MANQUENOUILLE	Mathémat. Appliquées
G. METZGER	Electronique
B. LAVILLE ST-MARTIN	Physique Appliquée
R. STEIN	Phys. Electronique

Directeurs et Maîtres de Recherche

P. BOUVEROT	DR	Physiol. respiratoire
P. DEJOURS	DR	Physiol. respiratoire
A. KNIPPER	DR	Phys. nucl. et corpus.
A. KOVACS	DR	Physicochim. macromol.
J. MARCHAL	DR	Physicochim. macromol.
P.A. MEYER	DR	Physique
J. MEYER	DR	Botanique
S. NIKITINE	DR	Physique
A. PETROVIC	DR	Médecine
P. REMPP	DR	Physicochim. macromol.
A. SKOULIOS	DR	Physicochim. macromol.
R. WEIL	DR	Minéralogie
F. BECK	MR	Physique nucléaire
J.F. BIELLMANN	MR	Chimie
M. BONHOMME	MR	Géologie
H. BRAUN	MR	Phys. corpuscul.
M. CHAMPAGNE	MR	Biophysique
J.P. COFFIN	MR	Phys. Nucléaire et corp.
A. CORET	MR	Physique
M. CROISSIAUX	MR	Physique Nucléaire
J. DOUBINGER	MR	Géologie
S. EL KOMOSS	MR	Physique
J.P. VON ELLER	MR	Géologie
E. FRANTA	MR	Physicochimie mol.
J.M. FRIEDT	MR	Physicochi. atom. et ioni.

A. FRIDMANN	MR	Physique Corpusculaire
J.B. GRUN	MR	Physique
G. KAUFFMANN	MR	Chimie
A. LLORET	MR	Physique Corpusculaire
C. MIALHE	MR	Physiologie
Th. MULLER	MR	Physique
G. MUNSCHY	MR	Physique
M. NAUCIEL BLOCH	MR	Physique des Solides
M. PATY	MR	Physique Corpusculaire
R. PFIRSCH	MR	Botanique
A. PORTE	MR	Physiologie
J. POUYET	MR	Biophysique
J. RINGEISEN	MR	Physique
F. SCHEIBLING	MR	Spectrométrie nucléaire
P. SIFFERT	MR	Phys. rayon et Electron. nucl.
Cl. SITTLER	MR	Géologie
M. SUFFERT	MR	Basses Energies
R. VAROQUI	MR	Physicoch. macromolécul.
A. VEILLARD	MR	Chimie
A. WAKSMAN	MR	Biochimie
G. WALTER	MR	Phys. rayon et Electron. nucl.
J.P. WENIGER	MR	Zoologie
J. WITZ	MR	Biologie Cellulaire
R. WOLFF	MR	Chimie
R. ZANA	MR	Physicoch. macromolécul.

AVANT PROPOS

Au moment d'achever ce travail, je mesure la part qui revient à toutes les personnes sans qui ce mémoire n'aurait pas vu le jour. Ce retour dans le passé ne se limite d'ailleurs pas à la période néo-calédonienne de ma vie. Le programme abordé il y a plus de huit ans trouve ici sa conclusion, mais cette thèse concrétise ce qui n'est qu'une étape d'une vocation de géologue née bien plus tôt.

Plus qu'au hasard des concours d'entrée aux "Grandes Ecoles", c'est essentiellement à mon père que je dois cette vocation. C'est lui qui a su me faire partager sa passion pour les longues marches dans la solitude de nos montagnes catalanes. Au contact de ce monde minéral, respecté, jusqu'à présent du moins, des agressions civilisatrices des populations des bas pays, j'ai découvert, et vite désiré un peu comprendre, la planète qui nous porte. C'est d'abord à mes parents que je veux exprimer mon affectueuse reconnaissance.

Les outils nécessaires à l'accomplissement de mon métier m'ont été fournis à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière, à Nancy, puis à l'O.R.S.T.O.M., à Bondy. J'y ai appris, non seulement les lois fondamentales des Sciences de la Terre, mais aussi les exigences de la Recherche. Que tous mes Maîtres, et d'abord M. le Doyen M. ROUBAULT, Membre de l'Institut, et M. G. AUBERT, Président du Comité Technique de Pédologie de l'O.R.S.T.O.M., trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Lorsque, en 1964, Monsieur le Professeur P. ROUTHIER définit un programme de recherches en Nouvelle-Calédonie, portant sur les roches ultrabasiques, leur altération, l'érosion des paysages péridotitiques, et les sédimentations ultérieures, il me confia la partie altération - transports de ce programme. Je le remercie très vivement de la confiance qu'il fit alors au géologue débutant que j'étais. Je suis heureux de pouvoir lui présenter aujourd'hui le résultat de ce travail, puisqu'il me fait l'honneur d'être dans mon jury.

Je suis resté cinq ans en Nouvelle-Calédonie pour les besoins de ce programme (1965-1968 et 1968-1970). Je garderai à jamais le souvenir de cette Grande Terre des antipodes, pays rude mais combien attachant, et de ses habitants si accueillants. J'ai bénéficié à Nouméa de l'infrastructure du Centre O.R.S.T.O.M. Je suis très reconnaissant à M. J.P. TONNIER, Directeur du Centre, qui a efficacement contribué à aplanir les difficultés que posait, dès l'origine, le développement de ce programme.

J'adresse à mes camarades de la Section de Géologie du Centre, F. BALTZER, J.H. GUILLON, J. LAUNAY et J. RECY, mes remerciements amicaux. Sans les discussions, parfois passionnées, que nous avons eues ensemble, au laboratoire ou sur le terrain, ce travail ne serait pas ce qu'il est. Je n'oublie pas le dévouement des techniciens de notre Section Mmes MAREUIL, SALMON et MATHERON, et M. SCHAUP, qui ont su s'accommoder d'un laboratoire rudimentaire pour réaliser de nombreuses déterminations analytiques. Je n'oublie pas non plus nos aides de laboratoires, N. FAOUTOLO, A. WAHIEUC, S. WAHAGA, et J. WANGAME, infatigables compagnons de tournées dans cet âpre paysage minier, à la beauté sévère mais grandiose, tellement différente de la carte postale des "mers du Sud" au lagon d'une transparence d'émeraude et aux plages blanches ourlées de cocotiers frissonnants dans l'alizé...

J'exprime ma reconnaissance à tous mes collègues du Centre O.R.S.T.O.M. de Nouméa, et en particulier à G. TERCINIER et P. QUANTIN, pédologues, F. MONIOD et N. MLATAC, hydrologues, et M. SCHMIDT, botaniste ; ils m'ont aidé et conseillé à mon arrivée, et leur collaboration fut fructueuse ensuite. Je remercie également S. PIEYNS, hydrologue, qui m' a ouvert toutes les archives de sa section ; j'en ai extrait les données météorologiques et hydrologiques utilisées dans ce travail.

Je remercie les sociétés LE NICKEL et PENAMAX G.I.E. pour l'excellence de l'accueil qui m'a toujours été réservé dans leurs centres miniers. Ces compagnies ont mis à ma disposition les carottes de plusieurs sondages effectués à travers le manteau d'altération ; j'ai pu ainsi obtenir un échantillonnage remarquable, que les moyens techniques du Centre O.R.S.T.O.M. ne me permettaient pas d'envisager. Aux Directeurs de ces Sociétés, à leurs chefs de Centre, à leurs géologues, à leurs prospecteurs, j'adresse mes plus vifs remerciements.

J'exprime toute ma gratitude à M. le Professeur G. CANUS, Directeur Général de l'O.R.S.T.O.M., à M. J. SEVERAC, Secrétaire Général, et à M. M. GLEIZES, Secrétaire Général Adjoint, pour toutes les facilités matérielles et administratives qu'ils m'ont accordées au cours de la préparation de cette thèse.

Je suis profondément reconnaissant à M. le Professeur H. FAURE, Président du Comité Technique de Géologie de l'O.R.S.T.O.M., et à M. le Professeur J. NICOLAS, mon Directeur Scientifique, pour les encouragements qu'ils m'ont prodigués, et l'aide qu'ils m'ont apportée pour résoudre les multiples problèmes scientifiques ou administratifs. Je n'oublie pas MM. M. DEFOSSEZ, qui le premier avait songé à me confier ce programme, P. LAUNEY et J. DELVIGNE, Secrétaires successifs du Comité Technique, pour l'efficacité de leur action.

Les conseils et l'assistance dont j'ai bénéficié de la part de nombreux géologues et laboratoires m'ont été infiniment précieux. Et tout d'abord d'est à Monsieur le Doyen G. MILLOT, qui préside mon jury, que j'exprime ma très profonde reconnaissance. Malgré ses lourdes tâches, il ne m'a jamais mesuré son temps, ses critiques ni ses encouragements. J'ai eu la chance de pouvoir passer ces deux dernières années à Strasbourg au sein de son équipe ; j'y ai trouvé non seulement un cadre de travail parfait sur le plan matériel, mais aussi un climat exceptionnel, dynamique et amical. Je remercie M. Le Professeur J. LUCAS d'avoir bien voulu accepter de faire partie de mon jury. Je dois à M. Y. TARDY une reconnaissance toute particulière. Ses travaux sur la géochimie des eaux d'altération et des paysages m'ont servi de modèle pour approfondir le cas particulier qui m'était proposé. Il m'a constamment guidé, et aidé à préciser mes idées ; nos discussions furent longues, laborieuses et toujours profondément enrichissantes. Je remercie de leur accueil et de leur appui Mlle Hélène PAQUET, MM. Y. BESNUS, F. WEBER, N. TRAUTH, G. KREMPP, P. LARQUÉ, Mme ORY et tout le personnel de l'Institut de Géologie de Strasbourg.

L'aide des Services Scientifiques Centraux de l'O.R.S.T.O.M. à Bondy, ne m'a jamais été comptée. J'ai trouvé auprès des pédologues, et particulièrement de M. P. SEGALEN, des interlocuteurs intéressés par mes problèmes. MM. J.F. PARROT et P. VERDONI, du laboratoire de Géologie, M. PINTA, du Service de Spectrographie, P. PELLOUX, du Service de chimie des Sols, m'ont apporté leur concours et celui de leur laboratoire. Au Service Central de Documentation, MM. F. BONNET-DUPEYRON C.R. HIERNAUX, Mlle DARDENNE et M. CANAL m'ont toujours apporté leur aide efficace. A tous, j'exprime ma profonde gratitude.

Mes remerciements vont aussi à tous les géologues qui, par leurs conseils, leurs critiques ou leur appui, ont contribué à la réalisation de mon programme. Ils sont très nombreux, mais je tiens à citer particulièrement MM les Professeurs LILLIE, de l'Université d'Auckland, et LAUDER, de l'Université de Wellington, qui ont facilité une tournée en Nouvelle-Zélande, M. le Professeur P. BLAZY et M. AMMOU CHOKROUM, qui m'ont accueilli en stage au Centre de Recherches sur la Valorisation des Minerais (ENSG Nancy), C. GENSE, de l'O.R.S.T.O.M., qui a organisé pour moi une mission à Madagascar, F. LELONG, alors au C.R.P.G. à Nancy, J.P. LAJOINIE et J. VOGT, du B.R.G.M., H. GONORD, de la mission en Nlle Calédonie de l'Université de Montpellier, et mes camarades de l'O.R.S.T.O.M., R. BOULET, G. GRANDIN et A. NOVIKOFF, que j'ai eu le plaisir de retrouver à Strasbourg.

Je n'oublie pas tous ceux qui, à l'Institut de Géologie de Strasbourg, ont participé à la réalisation matérielle de ce document : M. OPPERMAN, pour les dessins, M. GRUNER pour les photos, Mlle KOLB pour la dactylographie, MM. HUGEL, FREYERMUTH et SCHUSTER pour le tirage et la mise en page.

Enfin, c'est à celle qui m'a aidé sans cesse tout au long de ces huit années, par l'harmonie qu'elle sait faire régner dans son foyer, pour le réconfort moral qu'elle m'a apporté pendant cette période de rédaction, par sa contribution active à la frappe et à la mise en page des minutes successives, c'est à ma femme Colette que je dédie ces pages.

Nouméa - Avril 1965 - Strasbourg - Septembre 1973

SOMMAIRE

Introduction

Ière partie : Le milieu naturel

- Chapitre I - Les facteurs de l'altération : atmosphère, hydrosphère, biosphère.
Chapitre II - La géologie du substrat.
Chapitre III - Le modelé.

IIème partie : La phase résiduelle

- Chapitre IV - L'altération sur les plateaux.
Chapitre V - L'altération sur les versants.
Chapitre VI - L'altération en bas de pente (piedmont et glacis)
Chapitre VII - L'évolution des bas-fonds marécageux.
Conclusions de la IIème partie.

IIIème partie : La phase soluble

- Chapitre VIII - Composition des eaux dans les massifs ultrabasiques.
Chapitre IX - Equilibres thermodynamiques minéraux-solutions.
Chapitre X - Vitesses relatives de lixiviation et types d'altération.
Chapitre XI - Généralisation à l'ensemble des éléments du calcul des mobilités relatives.
Chapitre XII - Bilan géochimique de l'altération.
Conclusion de la IIIème partie.

Conclusions générales.

Liste des figures.

Liste des tableaux.

Table des matières.

Planches photographiques.

Cet ouvrage sera publié dans la série
des "Mémoires ORSTOM"
O.R.S.T.O.M. Service Central de Documentation
70, route d'Aulnay
93 140 BONDY FRANCE

I N T R O D U C T I O N

I. OBJET DE L'ÉTUDE.

A. MOTIVATION.

La Nouvelle-Calédonie n'est qu'une terre isolée dans l'océan Pacifique, montagneuse, peu fertile, aux rivages difficiles d'accès. Sa population, même après les débuts d'installation permanente des premiers européens, a gardé longtemps la réputation de n'être guère accueillante. Comme tant d'autres îles océaniques, ce territoire n'aurait sans doute jamais attiré qu'une poignée de missionnaires, d'ethnologues et de navigateurs solitaires, et peut-être quelques colons et quelques fonctionnaires, si les caprices de la géologie n'en avait fait une véritable monstruosité : 5000 km², soit près du tiers de la surface totale, sont couverts de roches ultrabasiqes sur lesquelles l'action du climat a provoqué l'accumulation d'un épais manteau d'altérites ferrugineuses et nické-
lifères. Ces formations constituent l'une des plus importantes réserves mondiales de nickel et peuvent permettre une exploitation pendant plusieurs siècles. Ces niveaux superficiels sont cependant attaqués par l'érosion, et les produits de démantèlement sont entraînés vers la côte, caractérisée en Nouvelle-Calédonie par la présence d'un lagon peu profond, isolé de l'océan par une barrière corallienne qui ceinture l'île sur près de mille kilomètres de long (figure 1).

Des conditions climatiques bien définies et un substrat géologique homogène en toute première approximation représentaient des circonstances favorables pour une étude quantitative de l'évolution superficielle des péridotites. Ce travail n'est qu'un volet du bilan géochimique de

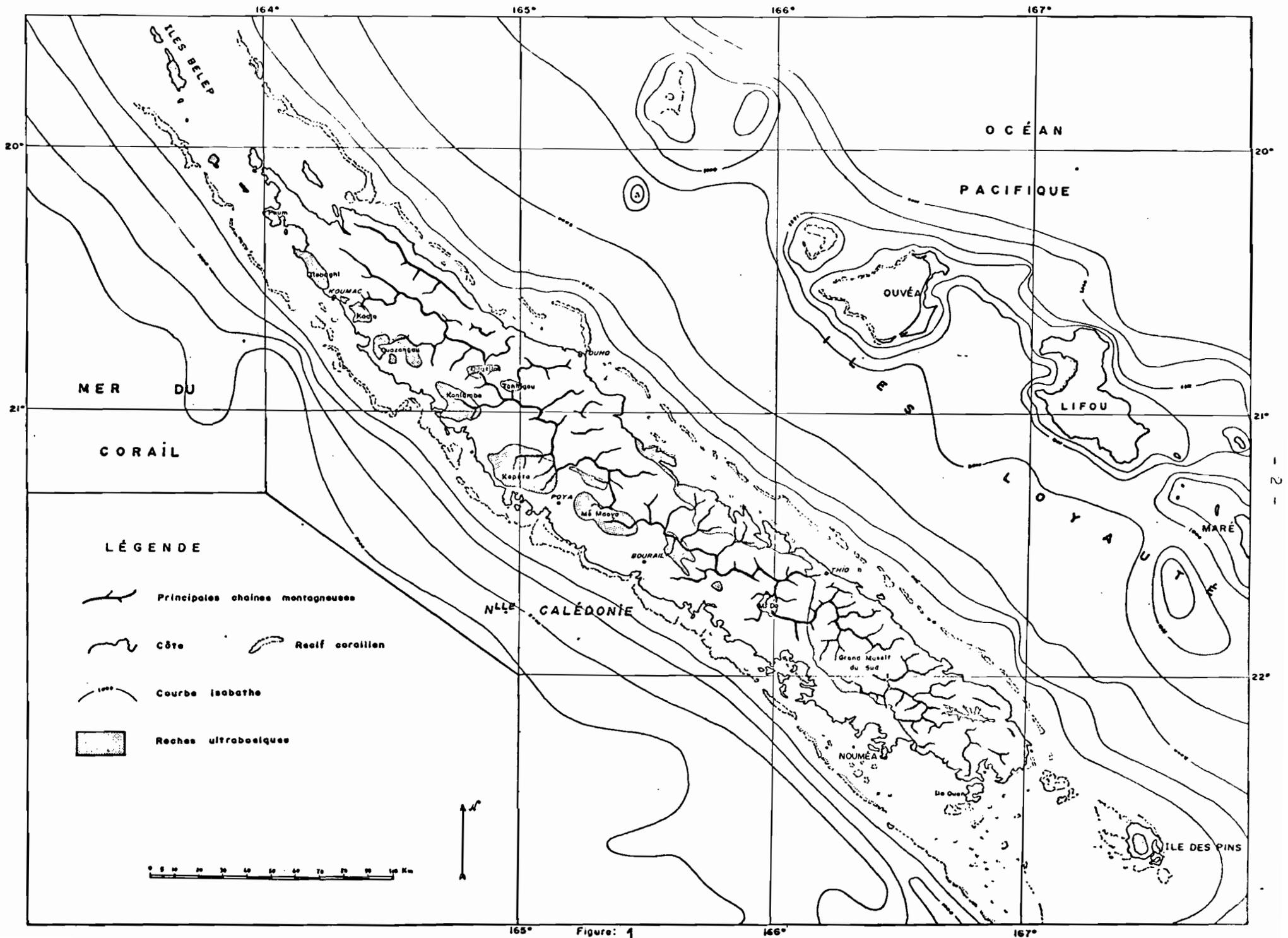


Figure: 1

l'altération, puis des transports et sédimentations ultérieures, intervenant sur roche ultrabasique en climat subtropical insulaire (BALTZER et al., 1966 et 1967 ; ROUTHIER, 1969).

B. HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR L'ALTÉRATION DES PÉRIDOTITES EN NOUVELLE-CALÉDONIE.

La description de l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie a été publiée maintes fois et depuis fort longtemps. En fait la recherche d'éventuelles richesses minières a commencé avec la prise de possession de l'île par la France en 1853, et les premiers indices de nickel ont été découverts par GARNIER en 1866. La plupart des publications sont des rapports de mineurs. Historiquement, on trouve ainsi à la suite des articles de GARNIER (1866, 1867, 1869, 1876, 1881, 1887), les notes de HEURTEAU (1876), LEVAT (1888), POWER (1900), GLASSER (1903, 1932), AUBERT de la RUE (1937), CALLOT (1953), sur les richesses minières de la Nouvelle-Calédonie, et en particulier de ses massifs ultrabasiques. De nombreux rapports ne s'intéressent qu'à un seul élément : DELESSE et LAUGEL (1880), CROISILLE (1886), MOORE (1890), BENOIT (1892), CONTAL (1927) pour le nickel ; HEARD (1888), GLASSER (1933) pour le cobalt, GLASSER (1934) pour le chrome. Parmi les travaux récents on peut citer ceux de ROUTHIER (1952 et 1953), KOCH et BRIOT (1958), les travaux de la Société Le Nickel (LEFÈVRE, 1963 ; BOURGEOIS, 1966 ; ORLOFF, 1968), et du BRGM (ROY, 1957 ; DENEUFBOURG, 1960 ; KIEFT, 1963 ; MILLON, 1964...).

Ces auteurs décrivent un gisement du point de vue morphologique et souvent chimique mais seul l'élément économiquement concentré est en général envisagé.

Les tentatives d'étude minéralogique des hautes concentrations nickélifères ont commencé avec la découverte des indices, mais les techniques (analyse chimique totale, microscope polarisant) étaient peu adaptées à ce genre de matériel. Les auteurs ont ainsi attribué à ce mélange complexe de minéraux, divers noms d'espèces minéralogiques (nouméite, népouite...) aujourd'hui abandonnés ; seul le terme de garniérite, qui désigne un minéral

et non pas un minéral, a subsisté. On peut citer les travaux de LIVERSIDGE (1874 et 1875), GARNIER (1876, 1878), TYPKE (1876, 1877), DES CLOISEAUX (1878), PISANI (1892), MOORE (1894), GLASSER (1906, 1907), DE CHETELAT (1940).

La connaissance minéralogique du matériel d'altération a progressé avec l'utilisation des méthodes d'analyse des minéraux argileux : analyses thermiques, diffraction des rayons X, microscope électronique, etc... La plupart des études sont limitées à quelques échantillons, prélevés dans la zone la plus nickélique des profils. CAILLÈRE (1935, 1936) étudie les "serpentes" et la localisation du nickel. Se fondant sur les résultats d'A.T.D. (1948) et des essais expérimentaux de synthèse (1956), cet auteur conclut au remplacement du magnésium par le nickel dans le réseau des antigorites. Ce même auteur fait l'inventaire des autres minéraux susceptibles de renfermer le nickel : montmorillonite (1951), talc (1960), antigorite, berthiérine, talc, saponite, sépiolite (1965) ; le nickel est chaque fois interprété comme substituant le magnésium. Etudiant ces garniérites, TOSHIO KATO (1961), MONTOYA et BAUR (1963), et SHIMODA (1964) déterminent des mélanges de silicates nickéliques. Dans son inventaire des constituants des garniérites, FAUST (1966) établit que le nickel peut être associé à de la silice libre (chrysoprase), de l'antigorite, du talc, des smectites (pimélite), des chlorites (schuchardtite) ou de la sépiolite. Récemment SPRINGER et WICKS (1972) proposent de limiter le terme de garniérite aux mélanges antigorite-talc-sépiolite nickéliques.

D'autres auteurs montrent que le nickel n'est pas exclusivement présent en association structurale avec les silicates magnésiens. LACROIX (1942), CAILLÈRE et HÉNIN (1960) et AVIAS (1962) décrivent les produits riches en fer et en nickel (minerais "chocolat"). COMBES (1963) envisage une association préférentielle du nickel dans la goëthite. GONI et GUILLEMIN (1964) et GONI (1966) mettent en évidence une localisation fissurale du nickel dans des minéraux strictement magnésiens. AMMOU CHOKROUM (1969) démontre que du nickel est contenu dans des concrétions d'oxyde de manganèse.

Les analyses minéralogiques et géochimiques de l'ensemble du manteau d'altération sont rares, limitées à la description d'un profil unique, et orientées vers le problème de la localisation du nickel : liaison fer-nickel (BIBENT et al., 1970), et triple association de type adsorption physique avec l'antigorite, la goëthite et les oxydes de manganèse (AMMOU CHOKROUM, 1972).

L'altération a quelquefois aussi été évoquée à l'occasion de l'étude pétrographique des massifs de roches ultrabasiques (LACROIX, 1942 ; ROUTHIER, 1953 ; DENEUFBOURG, 1969) ou d'études pédologiques (BIRRELL et WRIGHT, 1945 ; TERCINIER, 1962 ; SEGALEN, 1969). ROUTHIER (1953), O'REILLY (1955) et FAIVRE et al. (1955) donnent des listes exhaustives des travaux historiques.

Les travaux abordant strictement le problème de l'altération sont beaucoup moins nombreux et ils se limitent à l'étude de la genèse des gîtes nickélifères riches, autrefois seuls exploitables (DE CHETELAT, 1947 ; AVIAS, 1952 et 1969). Seul ROUTHIER (1963) a esquissé un bilan géochimique d'ensemble de l'évolution superficielle des roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie.

Les niveaux d'altérites ferrugineuses surmontant les roches ultrabasiques du reste du monde, en zone chaude, ont été décrits également, et souvent dans un esprit plus proche de celui de la présente étude. LOMBARD (1956) et BOLDT (1966 et 1967) ont fait un inventaire de ces gisements. Qu'il s'agisse de prospections minières ou d'études minéralogiques, la plupart de ces publications sont étroitement limitées à un profil d'altération-type, voire à une paragenèse minérale particulière. L'étude géochimique de tout le paysage n'est que très rarement esquissée. Il est vrai que l'extension en général fort limitée des massifs ultrabasiques ne permet pas souvent de suivre bien loin la destinée supergène des éléments issus des péridotites sans sortir de ce milieu. De ce point de vue il est certain que la Nouvelle-Calédonie constitue un domaine tout-à-fait privilégié pour ce genre d'études.

C. ORIGINALITÉ DE L'ALTÉRATION DES ROCHES ULTRABASIQUES.

Il convient de remarquer que l'altération des péridotites est extrêmement particulière. En zone tropicale, la déstabilisation des minéraux primaires des roches se traduit habituellement d'une manière très schématique, par l'élimination des cations basiques et l'évacuation partielle ou totale de la silice. L'excédent de silice non lixivié, ou au contraire de la

silice importée en solution, se combinent avec l'aluminium résiduel pour néoformer ou transformer des minéraux argileux secondaires. Le principe de l'étude géochimique des altérations est donc d'ordinaire de comparer les comportements supergènes de la silice et de l'aluminium (MILLOT, 1964 ; PAQUET, 1970).

Les roches ultrabasiques, pratiquement dépourvues d'aluminium, sont constituées essentiellement de silicium et de magnésium, éléments tous deux solubles dans les conditions de la surface. Le seul élément cardinal sensiblement constant est le fer : il entre effectivement dans certains cas, dans des combinaisons silicatées secondaires, mais souvent c'est le magnésium qui s'associe à la silice pour former des minéraux argileux. Sur le plan théorique, la série des minéraux argileux magnésiens trioctaédriques est bien le pendant de la série des phyllosilicates alumineux dioctaédriques. Dans la nature le phénomène est assez différent, du fait justement du comportement mixte du magnésium, à la fois cation basique dans la phase soluble et cation structural des argiles dans la phase résiduelle. L'originalité du problème s'accroît encore en raison de la présence en teneurs anormalement élevées dans la roche mère, d'éléments que l'on range habituellement dans le cortège des éléments en traces : nickel, chrome, cobalt. Ces éléments peuvent entrer dans les édifices argileux secondaires et l'on voit que l'étude de l'évolution supergène des roches ultrabasiques va faire intervenir la géochimie de la silice, du magnésium, du fer et du nickel, pour ne parler que des plus importants.

D. PLAN SUIVI.

L'étude des deux phases complémentaires, résiduelle et soluble, permet d'appréhender la dynamique de l'altération. Cette méthode de recherche peut s'appliquer aux modèles expérimentaux, où toutes les conditions sont choisies et les paramètres mesurables (PEDRO, 1964). Mais ce mode de raisonnement est aussi utilisable dans le milieu naturel, à condition de disposer de bassins versants géologiquement homogènes dont on connaît bien les caractéristiques climatiques et hydrologiques (TARDY, 1969).

C'est ce schéma qui a dirigé mon travail. Dans une première partie, les conditions du milieu sont décrites : régimes climatique et hydrologique, répartition de la végétation, pétrographie et structure du substrat géologique, évolution du modelé. Un certain nombre de "milieux" s'individualisent alors, surtout en fonction du relief ; ils correspondent à des faciès d'altération différents.

La seconde partie, consacrée à l'étude de la phase résiduelle, fait l'inventaire de ces divers faciès. Les caractéristiques physiques, chimiques et minéralogiques de chaque zone sont données, et l'étude des relations entre les différentes unités esquissée. Ceci conduit, en particulier par l'intermédiaire du raisonnement isovolumétrique, à une première estimation de l'intensité de l'altération.

La troisième partie correspond à l'étude de la phase migratrice, dissoute dans les eaux de drainage des nappes et des rivières. En comparant, à l'aide de paramètres géochimiques convenables, les résultats d'analyse des eaux à celles des roches drainées, on dispose d'une autre méthode d'étude du bilan de l'altération et de sa dynamique. Ces résultats, ainsi que les données thermodynamiques, permettent de prévoir la nature des produits de néogenèse ou de dégradation (PEDRO, 1966 ; TARDY, 1969).

Le bilan complet de l'évolution supergène des roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie est dégagé en conclusion.

II. MÉTHODES UTILISÉES.

A. SUR LE TERRAIN : TECHNIQUES DE PRÉLEVEMENT.

Les péridotites néocalédoniennes se rencontrent sur la Côte Ouest en chapelet de massifs isolés, circulaires ou elliptiques, d'altitude en général élevée ; elles constituent d'autre part la totalité du Sud du territoire (grand massif du Sud). Ce massif est prolongé au nord, sur la

Côte Est, par une apophyse ultrabasique de 100 km de long. Enfin quelques massifs sont inclus dans la chaîne plissée centrale (figure 1). La plupart de ces zones ont été parcourues, mais un secteur de 1500 km² environ compris dans le grand massif du Sud a été étudié en détail, ce qui m'a permis d'y cartographier les formations superficielles à l'échelle du 1/50 000 (GUILLON et TRESCASES, 1972 et in prép.). Ce secteur couvre les bassins versants des rivières Dumbéa, La Coulée et des Pirogues sur la Côte Ouest ; ceux des rivières Kouakoué, Ouinné, Pourina et Yaté sur la Côte Est ; la Plaine des Lacs, le bassin de Prony, l'île Ouen et l'île des Pins dans le Sud (figure 1 et figure 2). Cette zone a été considérée comme représentative de l'ensemble des péridotites néocalédoniennes, des points de vue pétrographique, structural, climatologique et géomorphologique. Certains prélèvements (profils d'altération ou eaux de drainage) ont été effectués en dehors de ce secteur, pour comparaison des résultats avec ceux de la zone témoin. L'essentiel du travail, et en particulier l'étude géomorphologique, porte toutefois sur le grand massif du Sud.

L'étude de la phase résiduelle a été abordée par la reconnaissance en surface des processus de pédogenèse. Cette démarche était surtout dictée par des impératifs matériels (facilité d'observation et de prélèvement des échantillons). L'étude d'altération proprement dite a été menée ensuite sur des sondages profonds, choisis en fonction des critères définis lors des premières recherches. L'étude qui suit porte ainsi sur une vingtaine de profils complets (soit 250 échantillons environ), et sur près de 250 échantillons divers, ne présentant qu'une partie des différents stades de l'altération.

L'étude systématique des eaux a été menée sur le bassin versant de la Dumbéa de 1966 à 1970 avec une périodicité mensuelle à hebdomadaire, et sur la Plaine des Lacs et la Yaté de 1969 à 1970 avec une périodicité mensuelle. Des prélèvements plus occasionnels ont été en outre réalisés sur la quasi-totalité des rivières drainant les péridotites de Nouvelle-Calédonie. Les eaux échantillonnées (700 prélèvements environ) provenaient des sources, des rivières, et quelquefois des nappes, quand une pompe pouvait être installée sur un forage. Le prélèvement était de deux litres (20 l quand l'eau paraissait trouble, afin d'étudier la suspension). Trans-

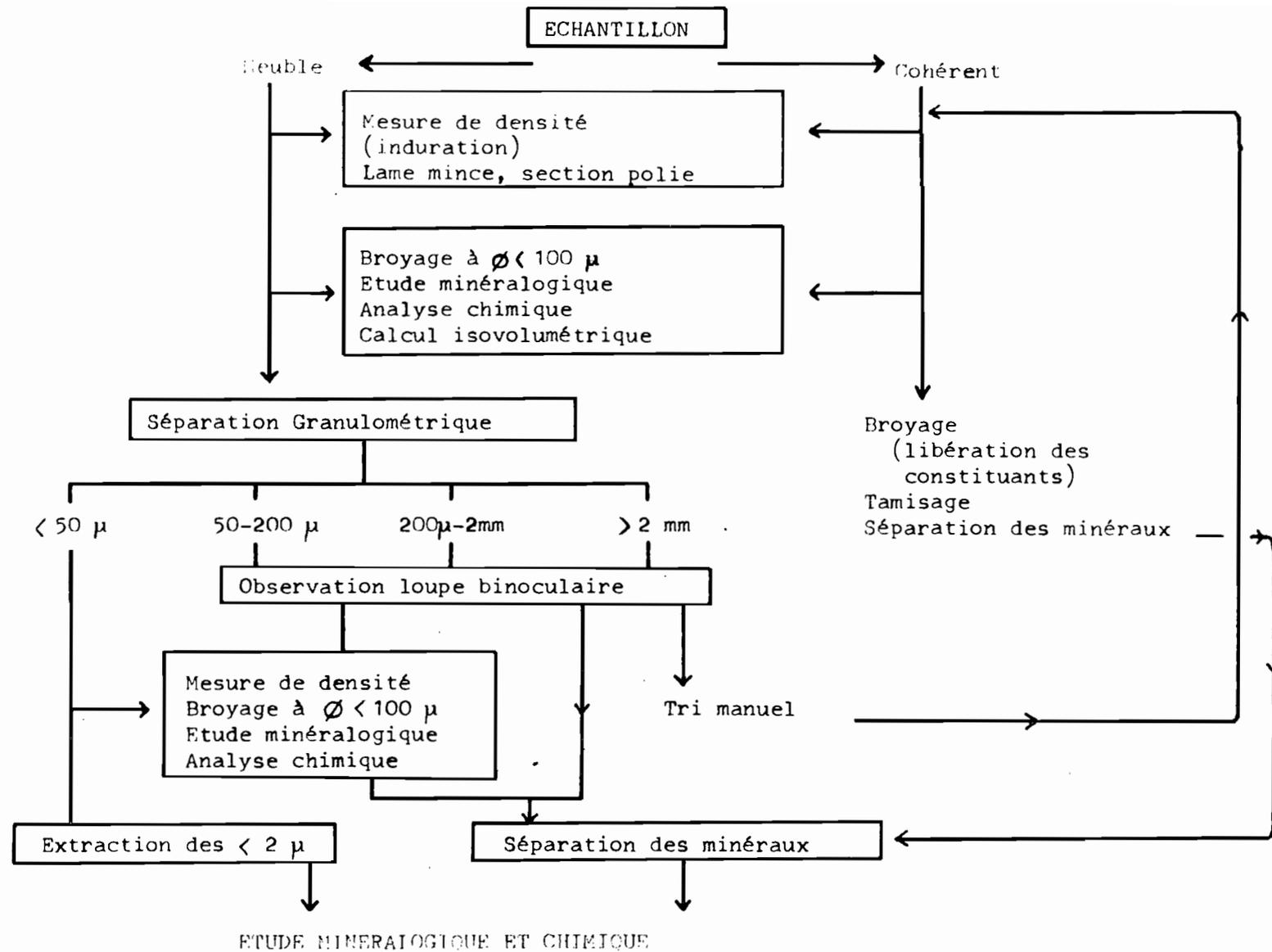


Figure 3

portés en bouteille polyéthylène, les échantillons ont été analysés à Nouméa, en général dans les deux ou trois jours, et au plus dans les huit jours suivant les prélèvements. Les mesures de pH et de température étaient en général faites sur le terrain.

B. EN LABORATOIRE : TECHNIQUES D'ANALYSE.

Le schéma des manipulations subies par les échantillons est donné par la figure 3. Ces opérations se répartissent en trois groupes.

1) Préparation des échantillons.

Les mesures de densités (effectuées en vue de l'interprétation des analyses chimiques par le raisonnement isovolumétrique) se font à la balance hydrostatique sur des échantillons de quelques dizaines de grammes enrobés de paraffine.

La confection de lames minces ou de sections polies dans des échantillons meubles requiert une induration préalable. Celle-ci est en général réalisée sous vide avec de la norsodyne (PARROT, 1971), quelquefois avec du Baume de Canada.

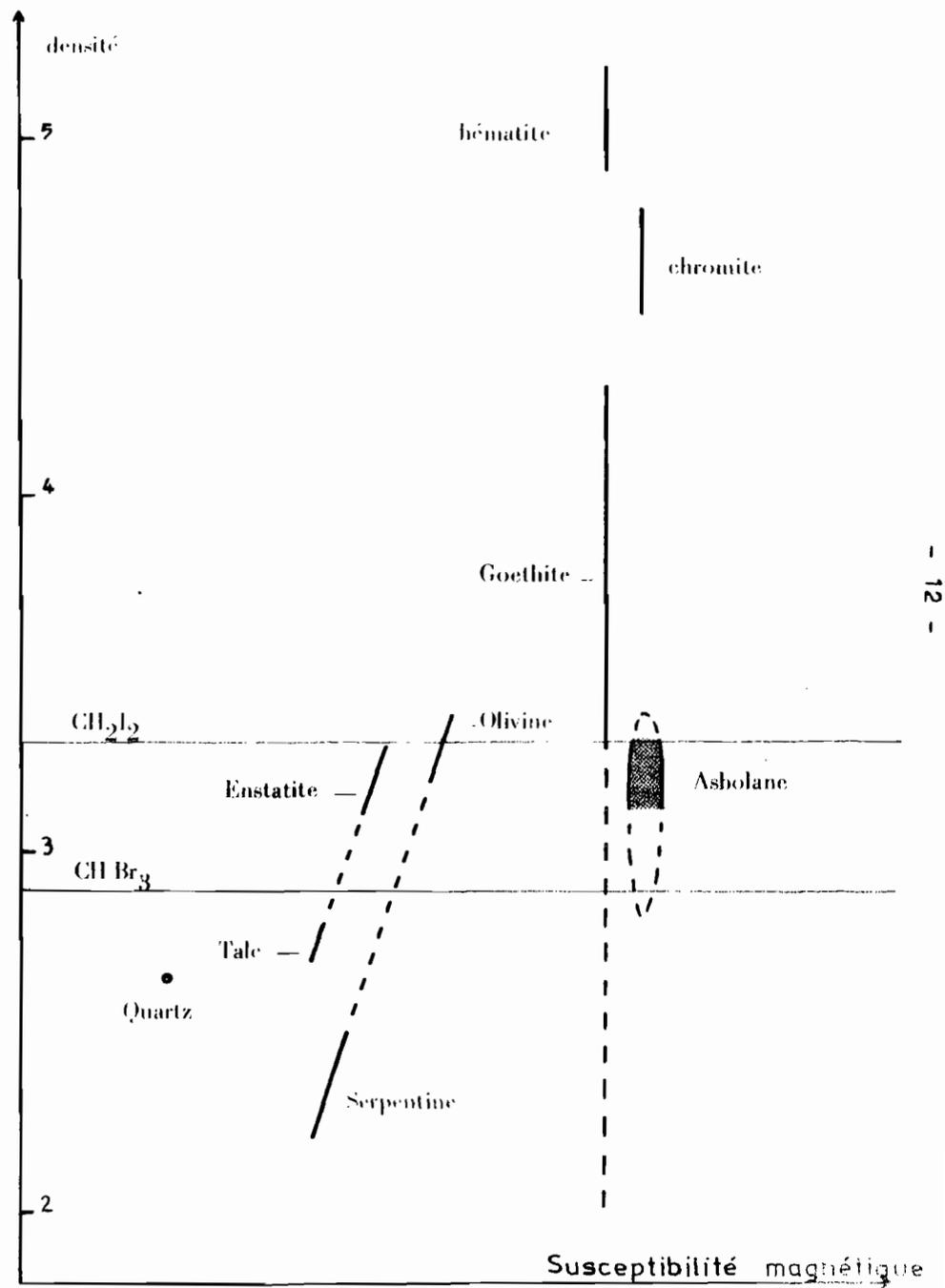
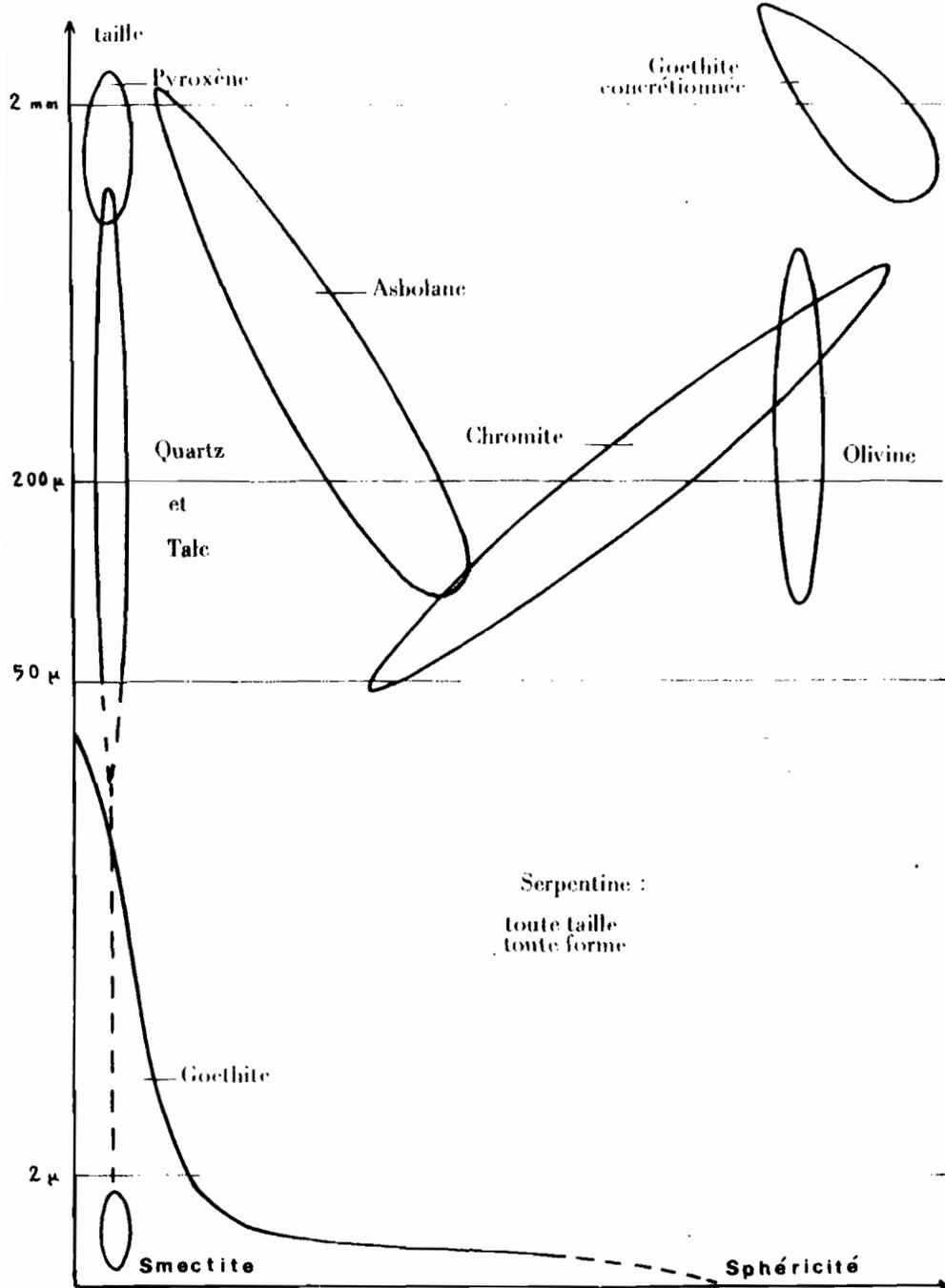
Les échantillons sont broyés jusqu'à passage intégral au tamis de 100 μ pour l'analyse chimique, ou jusqu'à la maille de libération des constituants pour la séparation des minéraux.

Deux types de séparation sont réalisées : granulométrique et minéralogique. Quatre tranches granulométriques sont retenues :

$\emptyset > 2 \text{ mm}$:	Graviers
$2 \text{ mm} > \emptyset > 200 \mu$:	Sables grossiers
$200 \mu > \emptyset > 50 \mu$:	Sables fins
$\emptyset < 50 \mu$:	Fraction fine.

Après destruction de la matière organique à l'eau oxygénée, ces séparations sont effectuées par tamisage dans l'ordre suivant :

Figure 4 - Propriétés physiques des minéraux



- tamisage humide à 2 mm (échantillon désagrégé avec les doigts),
- tamisage humide à 50 μ (destruction manuelle des agrégats et des pseudo-sables ferrugineux),
- tamisage à sec à 200 μ .

La fraction de diamètre inférieur à deux microns est éventuellement extraite de la fraction fine, après dispersion à l'ammoniaque et décantation.

La séparation des minéraux est réalisée dans le cas où la séparation granulométrique fournit des lots trop complexes, ou si l'on désire connaître la composition exacte des minéraux purs. Cette séparation fait appel à quatre propriétés des minéraux : leur taille, leur sphéricité, leur densité et leur susceptibilité magnétique (GAGNY et NICOLAS, 1966). La figure 4 montre comment se répartissent les différents constituants en fonction de ces propriétés. Appliquées à un matériel de granulométrie déterminée, les séparations sont réalisées à l'aide d'une table vibrante qui trie les minéraux plats (SINEX), des séparateurs magnétiques FORRER ou FRANTZ, ou des liqueurs denses, bromoforme (densité 2,88) et iodure de méthylène (densité 3,30).

2) Analyses minéralogiques.

L'étude est menée successivement à l'aide de la loupe binoculaire, du microscope polarisant (lames minces et sections polies), et enfin des techniques minéralogiques d'étude des minéraux argileux : analyse thermique différentielle, diffraction des rayons X, microscope électronique. La plupart de ces études sont effectuées au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface de Strasbourg.

Pour l'analyse thermique différentielle les conditions opératoires sont les suivantes :

- poids d'échantillon 2 à 3 mg dans certains cas, 20 mg dans d'autres,
- vitesse de chauffe : environ 11°/minute.

Le rayonnement utilisé pour la diffraction des rayons X est la raie $K\alpha$ du cuivre, avec filtre en nickel et discrimination du fer ; la vitesse du goniomètre est en général de 1°/minute. Pour l'étude des phyllosilicates, plusieurs traitements préalables sont nécessaires :

déferri-fication, élimination des composés amorphes (SEGALEN 1968, 1970, 1971). L'échantillon est ensuite disposé en agrégats orientés et soumis aux essais classiques de glycolage, chauffage à 490° et saturation à l'hydrazine.

Quelques dosages minéralogiques quantitatifs sont réalisés par comptage du nombre de coups pour une variation angulaire de 1° autour d'une raie spécifique du minéral cherché (WEBER et LARQUÉ, 1972).

3) Analyses chimiques.

Deux voies sont utilisées : attaques ménagées et analyses totales. Le principe de l'attaque ménagée est de n'atteindre que certaines formes minérales. Ainsi les attaques perchloriques respectent-elles les pyroxènes et le talc. L'utilisation principale de ce type d'attaques ménagées est la détermination des matériaux amorphes ou cryptocristallins ; la courbe cumulée des produits extraits permet de mesurer la cinétique de l'extraction, et sa forme est en relation directe avec la cristallinité des constituants (SEGALEN, 1968). Ces extractions sont réalisées par les Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM à Bondy.

Les analyses totales intéressent les roches (saines et altérées) et les eaux. La plupart des analyses d'éléments majeurs dans les roches sont effectuées par voie humide au laboratoire de géologie du Centre ORSTOM de Nouméa (TRESCASES, 1965 ; LAUNAY, 1966 ; LAUNAY et TRESCASES, 1968 ; LAUNAY et al., 1969). La solubilisation est en général conduite par attaque perchlorique, éventuellement par fusion au carbonate de sodium. La silice, insoluble, est pesée avec le résidu de l'attaque, puis dissoute par la soude. Après séparation des hydroxydes de fer et d'alumine, le calcium est précipité par l'oxalate d'ammonium puis titré par le permanganate de potassium, et le magnésium complexé par le sel disodique de l'acide éthylène diamine tétra acétique, la fin de la réaction étant observée par le noir ériochrome T, indicateur de concentration de Mg. L'aluminium est dosé par colorimétrie du complexe formé avec l'ériochrome cyanine R en milieu thioglycolique à pH6. Le chrome, présent sous forme de Cr^{VI} dans la solution acide, est titré par réduction au sel de Mohr. Le fer, réduit par le chlorhydrate d'hydroxylamine à pH4,5 forme un complexe rouge avec l'orthophénantroline, qui est colorimétré. Le manganèse est dosé par colorimétrie du Mn^{VII} après oxydation par le périodate de sodium. Le nickel, séparé par précipitation à la

diméthylglyoxime, est oxydé par l'eau de brome en Ni^{IV} , complexé par la diméthylglyoxime et dosé par colorimétrie (CHARLOT, 1964). Les éléments en traces et quelques analyses de majeurs ont été réalisées par quantométrie, à l'Institut de Géologie de Strasbourg.

En ce qui concerne les eaux, également analysées par le laboratoire de Nouméa, les méthodes de dosages sont décrites en détail par RODIER (1960) et TRESCASES (1965). Carbonates et bicarbonates sont titrés par l'acide sulfurique, les chlorures par le nitrate d'argent en présence de chromate, et les sulfates dosés par néphélométrie. La silice est dosée par colorimétrie du complexe silico-molybdique. Le magnésium est titré par l'E.D.T.A., comme dans les roches et le calcium titré par l'E.D.T.A. en présence de calcéine et à la lumière ultra-violette. Les alcalins, sodium et potassium, sont dosés par spectrophotométrie de flamme. D'autre part, un litre d'eau est mis à sec avec du sulfate de potassium spectrographiquement pur. Ce résidu est analysé par spectrographie d'arc par les Services Scientifiques Centraux de l'ORSTOM à Bondy pour le dosage semi-quantitatif des éléments en traces.

III. VOCABULAIRE.

TERMES GÉNÉRAUX

Formations superficielles : ensemble des matériaux issus de l'action des mécanismes superficiels sur les roches du substrat : altération, pédogenèse et remaniements divers.

Les termes manteau d'altération ou altérites ont un sens plus restreint qui exclut les formations alluviales et sédimentaires.

MÉCANISMES

- Evolution des minéraux : les termes utilisés ici ont été définis par LUCAS (1962) et MILLOT (1964) ; héritage, dégradation, néoformation.

- Mouvements des matériaux à l'intérieur des profils :

- Sous forme dissoute : le terme de lixiviation a été retenu pour définir l'évacuation (PLAISANCE et CAILLEUX, 1958 ; LAMOUREUX, 1972).
- Sous forme solide { lessivage (ou éluviation) indiquent un départ de matière.
(accumulation) ou illuviation un apport (CHATELIN, 1972).

DESCRIPTION DES PROFILS

La nomenclature est souvent empruntée aux pédologues. Ainsi la structure caractérise-t-elle l'arrangement des constituants, et la texture la distribution granulométrique. De même une concrétion s'est formée in-situ, alors qu'un gravillon est une concrétion remaniée (MAGNIEN, 1958).

- Les horizons pédologiques sont les niveaux superficiels où interviennent les remaniements et les influences biologiques. Ils ont été peu étudiés ici.
- Les niveaux d'altération s'interposent entre les précédents et la roche saine. La structure de la roche y est encore reconnaissable, même si de légers remaniements comme les tassements l'ont affectée. Deux types d'horizons sont en général distingués :
 - un niveau de base incomplètement altéré,
 - un niveau sus-jacent, caractéristique des profils tropicaux, où la quasi-totalité des minéraux primaires est altérée (à l'exception du quartz et de quelques minéraux particulièrement stables vis-à-vis des actions météoriques).

Ces deux horizons sont habituellement désignés dans la littérature sous des vocables divers :

- pour le premier : zone de cémentation (échantillon cohérent), zone de départ (LACROIX, 1913), arène, arène granuleuse (LELONG, 1967), parfois régolithe ;
- pour le second, qui n'est d'ailleurs pas toujours reconnu comme un horizon d'altération : lithomarge, arène plastique (LELONG, 1967).

En fait, il m'a paru qu'il manquait un terme général pour désigner un horizon d'altération. Les mots "arène" et "lithomarge" parfois proposés sont trop souvent utilisés avec une acception plus restrictive. BECKER (1895)

a créé le terme de saprolite (de σ α π ρ ο ς , pourri) pour décrire ces matériaux. Géologues et pédologues américains (CHACE et al., 1969) et belges (SYS, 1961, 1967 ; STOOPS, 1968) utilisent le mot saprolite avec sa signification initiale (mais SYS l'écrit saprolithe). La différenciation de différents horizons saprolitiques peut être basée sur la couleur (hétérogène à homogène : SYS, 1961), la cohésion (hard à soft ; CHACE et al., 1961). J'ai choisi la distribution granulométrique comme la moins subjective de ces données. Par convention, dans la suite de ce texte :

- saprolite grossière définit un matériau d'altération renfermant des fragments de roches incomplètement altérées, de taille supérieure à la maille de libération des cristaux. Ce niveau correspond à la zone de départ.
- saprolite fine définit les horizons d'altération où il n'y a plus de fragments grossiers renfermant des minéraux primaires altérables.

NOMENCLATURE DES MINÉRAUX ARGILEUX

En principe les noms d'espèces trop précis ont été évités, dans la mesure où une détermination exacte n'était pas assurée. La plupart des minéraux ont été définis d'après leur comportement lors des essais de diffraction des rayons X et leur composition chimique. Ces espèces sont alors désignées par le nom de la famille à laquelle elles se rattachent (LUCAS, 1962 ; CAILLÈRE et HÉNIN, 1963 ; MILLOT, 1964).

Ainsi tous les minéraux trioctaédriques à feuillet 1/1 ont été groupés sous le terme d'antigorite. Chrysotile a été utilisé uniquement dans le cas où une vérification au microscope électronique a confirmé l'habitus fibreux. Serpentine, terme ambigu parfois utilisé pour la roche, a été évité.

De même, les minéraux présentant une réflexion à 14 Å, passant à 17 Å après glycolage et à 9-10 Å après chauffage ont été désignés par le nom général de smectites.

Le terme de garniérite, abondamment répandu dans la littérature, a été conservé pour désigner les mélanges très riches en nickel. Lorsqu'un minéral nickélifère a pu être identifié, je l'ai décrit sous le nom de la famille à laquelle il pouvait être rattaché, suivi du qualificatif nickélifère : par exemple talc nickélifère.

1ère partie

LE MILIEU NATUREL

CHAPITRE I

Les facteurs de l'altération : atmosphère, hydrosphère, biosphère

I. LE CLIMAT.

La connaissance précise des données climatiques est indispensable pour établir le bilan hydrologique des bassins versants, lui-même à la base de l'interprétation de la dynamique de l'altération par l'étude de la phase soluble. Les premières observations climatiques en Nouvelle-Calédonie remontent à 1903. Depuis 1952, un réseau relativement dense couvre l'ensemble du territoire.

A. GÉNÉRALITÉS.

La Nouvelle-Calédonie est située entre 20° et 23° de latitude sud, à la limite méridionale de la zone intertropicale. Son régime climatique est contrôlé par deux champs de pression barométrique : la zone des basses pressions équatoriales et la ceinture des hautes pressions subtropicales, formée d'anticyclones séparés par de petites zones de basses

pressions (GIOVANNELLI, 1952 et 1953). Les hautes pressions subtropicales dirigent vers les basses pressions équatoriales un flux d'alizés frais soufflant du Sud-Est.

La zone de basses pressions équatoriales descend vers le Sud après l'équinoxe de septembre, et atteint la Nouvelle-Calédonie en décembre. A partir d'avril, au contraire, cette zone de basses pressions remonte dans l'hémisphère nord, et la Nouvelle-Calédonie se trouve sous l'influence de la ceinture anticyclonique subtropicale. Ces mouvements provoquent des variations climatiques saisonnières. On distingue classiquement :

- de décembre à mars, l'été austral, période chaude et humide ;
- d'avril à mai, une saison intermédiaire, plus fraîche et sèche; l'alizé est établi ;
- de juin à août, l'hiver austral, qui s'accompagne de précipitations d'intensité modérée ;
- de septembre à novembre, enfin, la saison sèche pendant laquelle l'alizé entretient un temps sec qui n'est pas encore trop chaud.

Les migrations des deux champs de pression sont cependant très irrégulières dans le temps. Certaines années, la zone de basses pressions équatoriales reste au nord du tropique du Capricorne et ne fait qu'effleurer la Nouvelle-Calédonie : l'été est alors exceptionnellement sec. En hiver, par contre, des perturbations liées à des fronts froids (air tempéré ou polaire) peuvent atteindre l'île. On trouve donc ici certaines ressemblances avec le climat méditerranéen.

B. LA PLUVIOSITÉ.

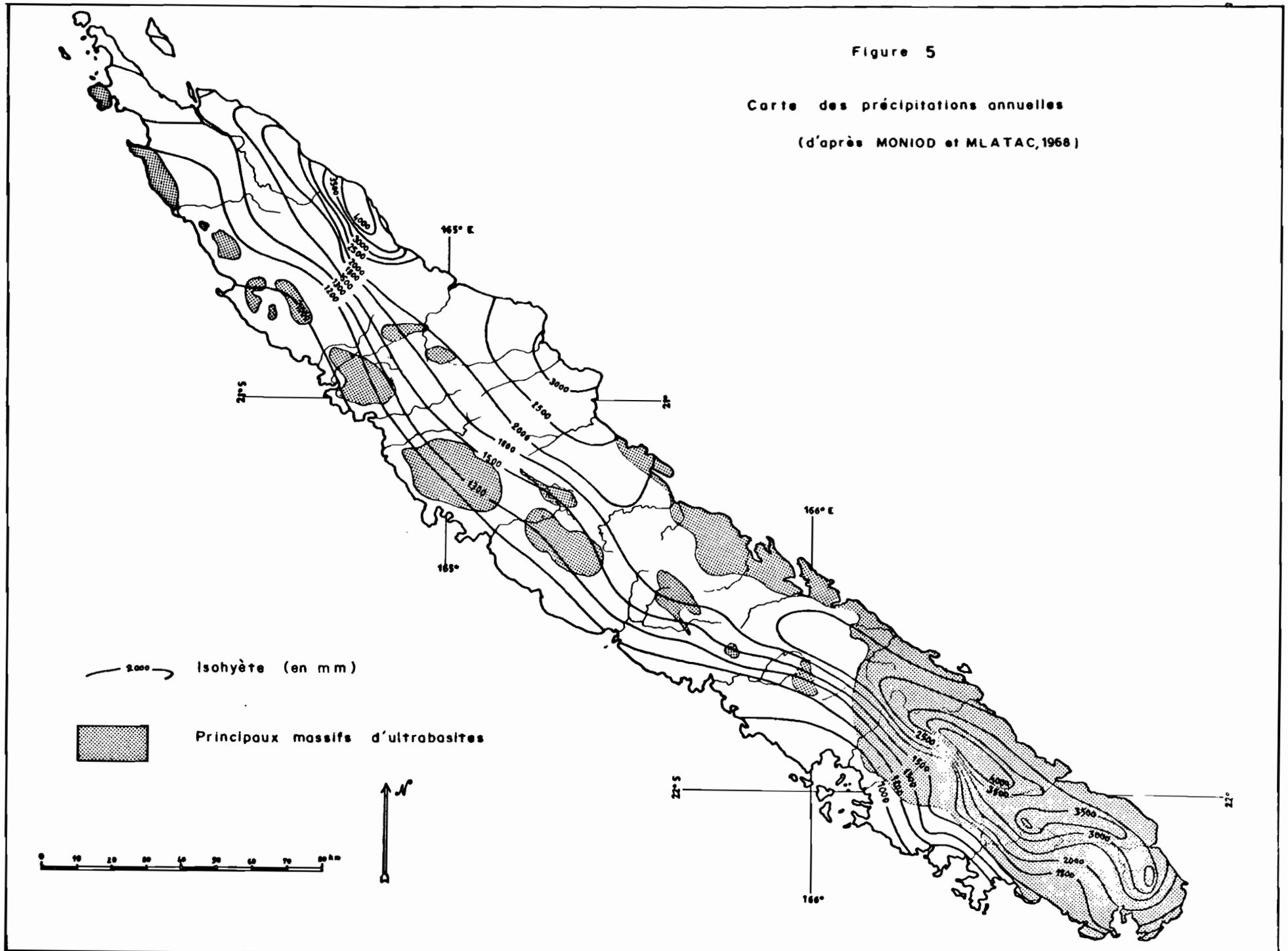
Les chutes de pluies sont liées aux dépressions, tropicales ou tempérées, ou au relief.

La zone de basses pressions équatoriales amène en été un air humide et instable. Les précipitations se produisent sur la Côte Est sous forme d'averses, et surtout sur les reliefs, dans la journée au fur et à mesure que le sol s'échauffe. La Côte Ouest reste moins arrosée.

Figure 5

Carte des précipitations annuelles

(d'après MONIOD et MLATAC, 1968)



Les dépressions liées aux fronts froids amènent en hiver un air polaire qui vient de traverser de grandes surfaces maritimes. La mer et la Côte Ouest reçoivent alors un maximum de précipitations pendant la nuit, et la chaîne montagneuse pendant la journée.

La répartition des précipitations est donc fonction du relief et de l'exposition au vent, comme il apparaît sur la carte des précipitations annuelles (figure 5) (MONIOD, 1966 ; MONIOD et MLATAC, 1968). La pluviosité moyenne annuelle est de 1700 mm. Mais les variations sont énormes, puisque sur le seul secteur du massif du Sud étudié en détail, on passe de 5185 mm à la Montagne des Sources (bassin de la Dumbéa) à 1500 mm à la bordure sud-ouest du massif d'ultrabasite.

L'écart des maxima par rapport à la moyenne est très important. A Nouméa, par exemple, le mois de mars est statistiquement le plus arrosé, avec une moyenne de 147 mm ; mais le maximum connu pour ce mois est de 576 mm, le minimum de 18 mm. Le mois le plus sec est novembre (moyenne 45 mm), avec des extrêmes de 392 mm et zéro. La notion de "saison sèche" ou de "saison humide" n'a donc pas en Nouvelle-Calédonie la signification qu'elle prend dans d'autres régions intertropicales. Les études de dynamiques d'altération portant sur la phase soluble qui font appel aux données hydrologiques, nécessitent alors un grand nombre d'années d'observations.

Le nombre moyen de jours de pluie annuel en un point donné est très variable d'une année sur l'autre. 80 % des précipitations journalières sont inférieures à 10 mm, les fortes précipitations supérieures à 90 mm n'intervenant que quelques jours par an, à l'occasion des pluies cycloniques ; la lame d'eau tombée peut alors être énorme, et dépasser 500 mm en 24 h.

C'est pendant la saison chaude que se forment les dépressions tropicales et les cyclones (vitesse des vents supérieure à 63 noeuds). Les dépressions apparaissent vers 10° de latitude sud, entre la côte Est de l'Australie et le 170° de longitude est, elles se creusent très profondément sur place et se déplacent en gros vers le Sud-Est, la trajectoire restant cependant toujours complexe dans le détail, et imprévisible (GIOVANNELLI, 1952 et 1963 ; GIOVANNELLI et ROBERT, 1964).

Sur une période de 100 ans, 1852-1951, il y a eu 29 cyclones affectant la Nouvelle-Calédonie, dont 9 en février et 12 en mars. Pendant la période correspondant à mes prélèvements (1965-1970), les cyclones GLENDA (mars 1967), BRENDA (janvier 1968) et COLLEEN (février 1969), ont affecté sérieusement le Sud du territoire. L'action érosive des énormes chutes de pluie qui accompagnent ces phénomènes est intense.

C. VARIATIONS DES AUTRES CARACTÉRISTIQUES CLIMATIQUES.

1) Evaporation.

Mesurée à l'aide de bacs enterrés COLORADO en divers points du massif ultrabasique du Sud (Dumbéa, Ouinné, Plaine des Lacs) la lame d'eau évaporée est toujours voisine de 1000 mm/an (MONIOD et MLATAC, 1968).

2) Température.

Les variations des températures moyennes mensuelles, des moyennes des minima et des moyennes des maxima, à 950 m d'altitude (Mt DZUMAC, bassin de la DUMBEA) mesurées de novembre 1969 à novembre 1970 sont portées sur la figure 6 où elles sont comparées aux mêmes données mesurées à Nouméa (période 1951 à 1965).

On constate qu'à Nouméa la température moyenne annuelle est de 23,0° C (26,2°C en février et 19,9°C en août), avec un maximum absolu de 35,3° en décembre 1959, et un minimum absolu de 13,2° en août 1961. Les variations sont moins amorties en altitude et sont en avance d'un mois sur Nouméa, ce qui peut s'expliquer par la durée insuffisante des observations, mais aussi par l'influence très grande de la mer sur la presqu'île de Nouméa. Au Dzumac la température moyenne annuelle est de 17,5°C environ, variant de 21,4°C en janvier à 14,3°C en juillet. Le gradient de température serait alors de l'ordre de 0,57°C par 100 mètres d'altitude. Le maximum absolu observé au Dzumac a été de 29,2°C en décembre, le minimum absolu de 10,1°C en juillet. Des minima beaucoup plus bas (voisins de 0°C) ont été enregistrés ou notés par des voyageurs sur d'autres sommets, mais il n'y a pas certitude de gel.

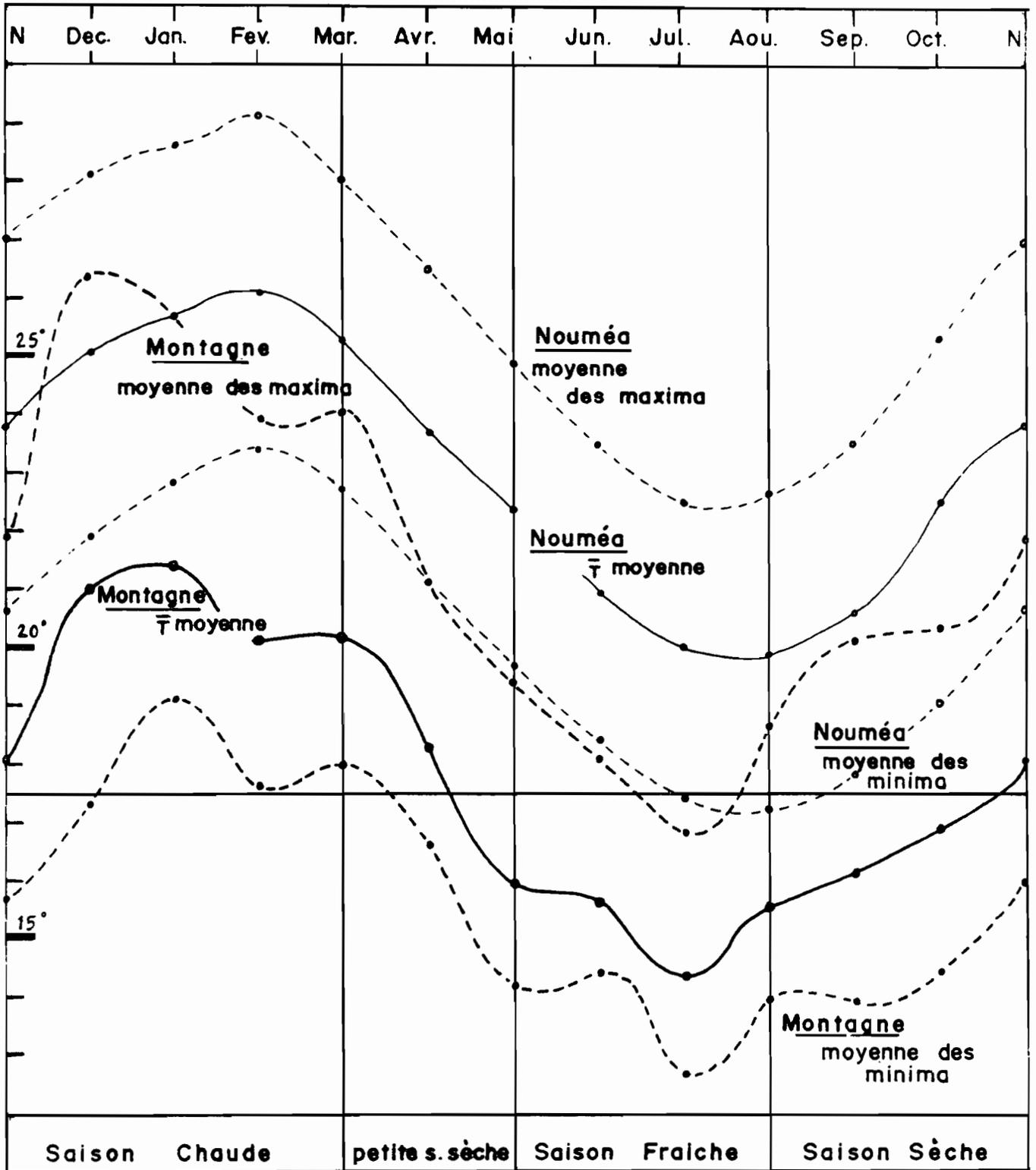


Figure: 6

Variations des températures moyennes mensuelles en montagne et à Nouméa

Les massifs de roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, et en particulier le massif du Sud, sont donc soumis à l'action d'un climat tropical à subtropical, océanique, modifié par l'altitude, caractérisé par une pluviosité abondante et une température moyenne modérée nettement inférieure à 20°C.

D. PALÉOCLIMATS.

Depuis la fin du Tertiaire, toutefois, le climat a pu connaître certaines fluctuations. L'apparente permanence des récifs coralliens tout au long de cette période implique la persistance d'un climat chaud. Le régime des précipitations, par contre, a vraisemblablement varié dans une large mesure. Certaines particularités des profils d'altération ne semblent s'expliquer que par l'action d'épisodes nettement plus humides que le climat actuel (puissance et caractéristiques géochimiques des horizons ferrugineux sur péridotites, cuirasses bauxitiques sur gabbros) ; à l'extrémité nord de la Nouvelle-Zélande, on rencontre par ailleurs des paléosols fin-tertiaire ou début-quaternaire présentant des caractères tropicaux très nets (GUILLON et TRESCASES, 1970). Il n'est pas impossible d'autre part, que les périodes glaciaires du Quaternaire, se soient traduites en Nouvelle-Calédonie par des épisodes à climat plus sec que le climat actuel.

II. LE RÉGIME HYDROLOGIQUE.

Le paramètre fondamental pour le calcul du bilan chimique de l'altération est le débit de la rivière drainant le bassin-versant pris en considération. Le débit instantané est mesuré à l'aide de limnigraphes, qui enregistrent les variations du niveau du plan d'eau en un point où la section de la rivière est stable. L'étude des crues révèle que l'amplitude des variations de ce débit peut aller de 1 à 10 000. Il est donc nécessaire, pour calculer des divers débits caractéristiques, de classer les débits sur la plus longue période possible, de manière à avoir une "année moyenne" représentative.

Les caractéristiques hydrologiques de trois rivières du massif du Sud sont portées dans le tableau I. Les chiffres sont établis à partir de :

Rivière des Lacs de 1957 à 1965 soit sept années complètes
 Ouinné de 1963 à 1965 soit trois années complètes

Dumbéa

Branche Est de 1963 à 1970 soit huit années complètes
 Branche Nord de 1963 à 1965 soit trois années complètes
 Couvelée de 1967 à 1971 soit quatre années complètes

Tableau I

Le régime hydrologique des bassins-versants témoins

		Rivière des Lacs	Ouinne	Dumbea		
				Est	Nord	Couvelée
DCE m ³ /s		0,20	1,20	0,43	0,21	0,13
Crue	médiane m ³ /s	150	1000	225	105	(100)
	exception.m ³ /s	900	2400	1400	(800)	(800)
Temps de réponse h		8	3.30	2	3	—
M m ³ /s		4,74	13,82	3,42	1,585	1,28
P̄ mm		3129	3620	2618	2405	1662
He mm		2565	3220	1923	1770	1009
D mm		564	400	695	635	653
Ke %		81	89	71,9	74	65

J'ai simplement retenu les valeurs suivantes définies par ROCHE (1963) :

- DCE : débit caractéristique d'étiage (débit égalé ou non dépassé pendant 10 jours), utilisé pour les calculs de débit ionique au maximum de saison sèche.

- Crues, médiane et exceptionnelle : valeurs utilisées pour extrapoler les mesures occasionnelles de débit solide.
- Temps de réponse du bassin, c'est-à-dire l'intervalle de temps qui sépare le maximum de précipitations, du maximum de débit à l'exutoire. Cette donnée est utile à connaître au moment des prélèvements lors des crues, elle est d'autre part en relation avec l'érosion mécanique totale sur le bassin.
- Module inter-annuel M (débit moyen de la rivière, mesuré en plusieurs années), d'où l'on déduit le débit ionique moyen (érosion chimique moyenne).
- Précipitations annuelles moyennes sur le bassin : \bar{P} en mm
- lame d'eau écoulee H_e , équivalent en mm de pluie de la quantité totale d'eau écoulee en un an
- d'où l'on tire le déficit d'écoulement $D = \bar{P} - H_e$ et le coefficient d'écoulement $K_e = 100 H_e / \bar{P}$.

Ces dernières valeurs permettent d'évaluer la concentration subie par les eaux. Les chiffres portés dans le tableau I sont extraits de MONIOD et al. (1964, 1965), MONIOD et MLATAC (1968), et des archives de la section Hydrologie du Centre ORSTOM de NOUMEA. Les variations des débits mensuels moyens de la rivière des Lacs et de la Dumbéa Est sont représentées par la figure 7 qui met en évidence le rôle des saisons.

Les deux bassins qui ont bénéficié de l'étude hydrologique la plus suivie sont celui de la Rivière des Lacs et celui de la Dumbéa. C'est également sur ces deux bassins qu'a porté l'étude géochimique la plus détaillée.

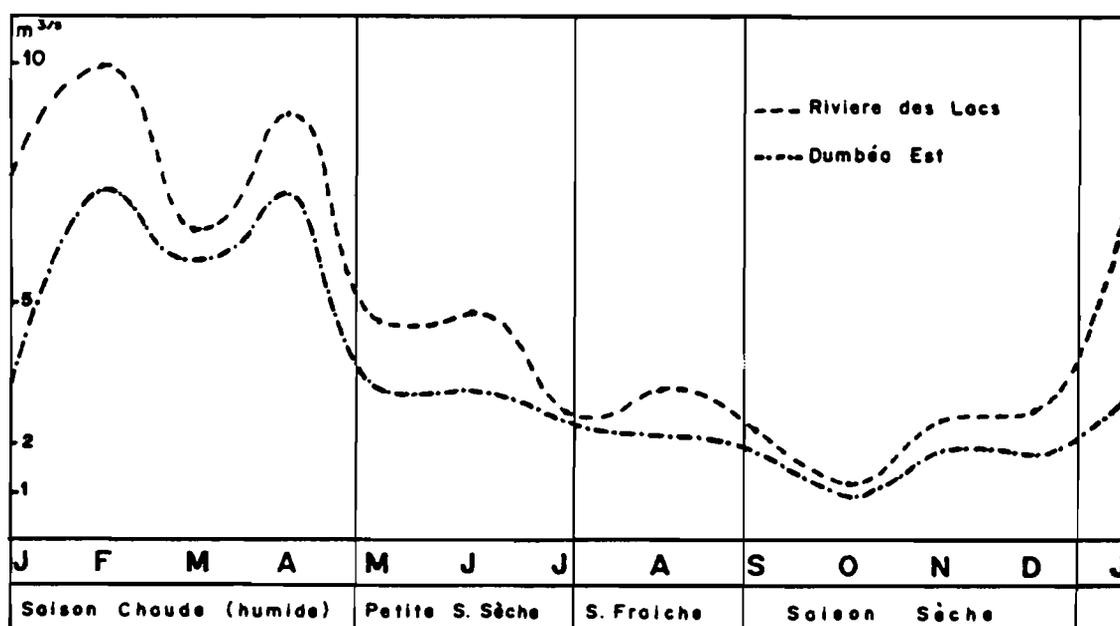


Figure: 7
 Variations des Débits moyens mensuels
 (Riv. des Lacs et Dumbéa Est)

III. LA VÉGÉTATION.

La végétation contrôle, en partie, l'intensité de l'érosion, et joue donc un rôle dans le façonnement du modelé. Son influence sur l'altération par l'intermédiaire des acides humiques, n'est pas négligeable. La bibliographie récente est assez peu abondante. On peut cependant citer les études de SARLIN (1954), VIROT (1956), BLANCHON (1966). Des recherches sont en cours, conduites par T. JAFFRE, Botaniste à l'ORSTOM (1969, 1970).

La végétation des massifs de péridotite est très particulière. Elle est caractérisée par une tendance marquée au xérophytisme. Les zones ultrabasiques sont très souvent couvertes de maquis. Des forêts se rencontrent cependant sur les pentes fortes limitant l'amont des bassins, et, plus généralement, dans les régions d'accès difficile, que les feux de brousse n'ont pas dévastées. Les familles dominantes sont les Cunoniacées et les Myrtacées; la famille des Graminées est totalement absente.

La forêt peut être du type forêt humide, mésophile, à pandanus, palmiers, fougères arborescentes, kaoris (Agathis lanceolata) et nombreux épiphytes. Elle est alors localisée sur les versants et surtout dans les thalwegs où les arbres à l'abri du vent trouvent une atmosphère ambiante humide.

Sur les crêtes on passe en général à une forêt plus sèche, plus clairsemée, aux arbres plus petits, et à tendance xérophyte. C'est le domaine des divers araucarias, du kaori de montagne (Agathis ovata) et des bois de fer (Casuarina deplancheana). Dans les zones topographiquement plus basses, cette forêt xérophyte est formée de chênes gommés (Spermolepis gummifera).

Le maquis s'est souvent substitué à ces forêts; on y rencontre de nombreux arbustes ligneux, à feuilles vernissées: Callistemon, Myodocarpus crassifolius, Greslania circinnata, Dacrydium araucarioides.

La strate herbacée est souvent très pauvre. Les zones marécageuses sont peuplées d'espèces jonciformes, Xyris pancheri et Schoenus brevifolius.

CHAPITRE II

La géologie du substrat

L'étude géologique de la Nouvelle-Calédonie a été abordée pour la première fois par l'ingénieur des mines J. GARNIER (1866 et 1867). Les connaissances ont progressé ensuite, soit grâce aux diverses contributions de géologues miniers ou pétroliers, soit surtout par les étapes successives de la cartographie géologique.

L'inventaire pétrographique des péridotites néocalédoniennes a été établi par LACROIX (1942). De nombreuses observations ont été réalisées, en particulier par ROUTHIER sur la Côte Ouest (1951 et 1953). Diverses hypothèses génétiques ont ensuite été proposées, mais jusqu'en 1965, l'étude régionale du massif du Sud n'avait fait l'objet que de très rares publications (carte géologique au 1/100 000, feuille n° 10, ARNOULD et AVIAS, 1955 et travaux de DENEUFBOURG, 1959, publié en 1969). L'essentiel de ce qui suit, concernant la pétrographie de ce grand massif, est extrait des publications de J.H. GUILLON (1969 à 1973).

Le grand massif péridotitique du Sud (GUILLON, 1969a ; GUILLON et ROUTHIER, 1971 ; GUILLON, 1972) repose directement sur des basaltes tholéitiques ou sur des formations sédimentaires crétacées et éocènes, plissées, écaillées et déversées vers le S-SW. Le contact ne présente ni passage transitionnel, ni liseré de métamorphisme ; il est souligné par un feuillet serpentineux localement silicifié. La surface basale plonge en général vers le N-NE, de 10 à 30°, du moins dans la zone étudiée ici. Ce massif est composé principalement de harzburgites (masse péridotitique principale), mais comprend aussi des zones dunitiques discordantes associées à des gabbros noritiques (unité discordante) ; enfin des roches calco-alcalines injectent les deux unités précédentes ainsi que les terrains du substrat sédimentaire (figure 8).

Figure: 8

Pétrographie et structure
du grand massif ultrabasique du Sud
de la Nouvelle — Calédonie

(d'après J.H. GUILLON , et des observations de J.J. TRESCASES)

1) Roches calco — alcalines.

 Granodiorite leucocrate ou mésocrate γ

 Diorite quartzique, hornblendite feldspathique δ

2) Unité basique et ultrabasique discordante

 Gabbro noritique et anorthosite θ

 Dunite πd

3) Masse péridotitique principale

 Harzburgite dominante πh

 Serpentinite σ

4)  Sédimentaire

 Failles

 Limites lithologiques

 Limites des feuilles I.G.N. au 1:50.000

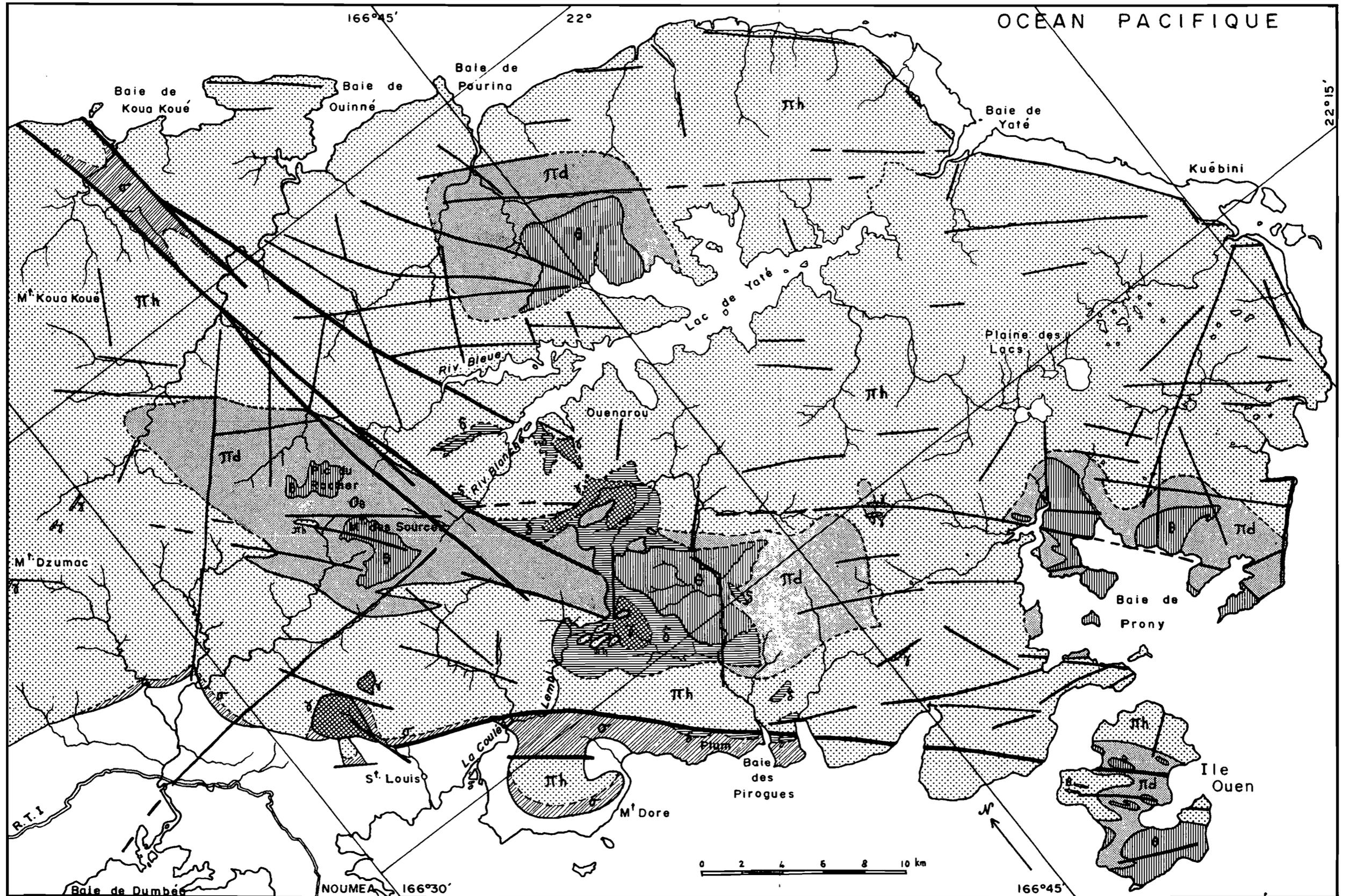


Figure: 8

I. MINERALOGIE.

A. MASSE PERIDOTITIQUE PRINCIPALE.

L'ensemble, long de 110 km, large de 40 km et épais de plus de 3 000 m, constitue probablement la masse ultrabasique affleurante la plus importante de la planète. Cet ensemble est formé de harzburgite composée de trois minéraux essentiels, péridot, orthopyroxène et spinelle chromifère.

Les proportions relatives des deux silicates varient dans une large mesure. Les concentrations préférentielles de l'un ou de l'autre se traduisent souvent par des niveaux dunitiques (décimétriques) et pyroxénolitiques (centimétriques) intercalés dans les harzburgites, ce qui confère à l'ensemble une "stratification" magmatique très nette. Même lorsque ces minéraux sont associés, les cristaux d'orthopyroxène sont souvent alignés, matérialisant ainsi un rubanement. A l'échelle de tout le massif, GUILLON et ROUTHIER estiment la composition à 80 % de péridot et 20 % d'orthopyroxène. La partie supérieure du massif (sur plus de 1 500 m) est plus riche en olivine et en chromite. La partie inférieure, qui révèle un degré plus faible de ségrégation est plus riche en orthopyroxène et contient des sulfures cupronickélifères et des métaux natifs (GUILLON et SAOS, 1971, 1972 ; GUILLON, 1972b).

Le péridot, très magnésien (91-92 % de forstérite), se présente en petits cristaux sub-automorphes. L'orthopyroxène est en plus gros cristaux automorphes (92-93 % d'enstatite), pauvres en alumine, renfermant dans leurs clivages des inclusions de clinopyroxène, de magnétite et de sulfures (GUILLON, 1969b). Les cristaux d'enstatite sont fréquemment tordus, étirés et fracturés. Il n'y a que de très légères variations des proportions en fer et magnésium de l'olivine ou de l'enstatite, sur toute l'épaisseur du massif. Le spinelle chromifère (GUILLON, 1970), riche en chrome (56 % Cr_2O_3) et pauvre en alumine (12-18 % Al_2O_3) est en cristaux xénomorphes, en pellicules intercristallines parallèles au litage, ou en particules incluses dans le pyroxène et le péridot. La ségrégation des cristaux de spinelle produit des amas lenticulaires, allongés dans le plan

du rubanement et localisés dans des niveaux dunitiques, notamment à la partie supérieure de la masse péridotitique. Le rapport Cr/Al du spinelle croît très légèrement vers le haut de cette unité, en même temps que la tendance à l'automorphie. La composition chimique des roches de cet ensemble est figurée dans le tableau II : leur caractéristique essentielle

Tableau II

Composition chimique moyenne des roches de la masse péridotitique principale

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	CoO	Σ
1	6,62	39,8	5,4	2,3	0,38	0,21	43,7	0,10	<0,03	0,11	0,30	0,29	0,03	99,2
2	13,31	39,6	3,5	3,2	0,38	0,08	37,0	—	—	0,11	0,40	0,41	—	98,0
3	10,62	35,8	4,8	2,8	0,15	0,16	44,3	0,05	<0,03	0,12	0,27	0,38	0,03	99,5
4	0,05	56,0	2,0	2,9	2,05	0,60	34,9	0,03	0,03	0,19	0,60	0,15	—	99,5

1. harzburgite moyennement serpentinisée (moyenne de 6 analyses)
2. harzburgite très serpentinisée (moyenne de 5 analyses)
3. niveau dunitique, moyennement serpentinisé (moyenne de 4 analyses)
4. niveau pyroxénclitique (in GUILLON et ROUTHIER, 1971).

est une grande pauvreté en calcium et en aluminium. GUILLON et SAOS (1971) précisent que dans la partie supérieure du massif, le nickel est entièrement contenu dans les silicates : péridot ($4\ 000 \pm 500$ p.p.m.) et orthopyroxène ($1\ 000 \pm 400$ p.p.m.) ; dans la partie inférieure, les silicates sont moins riches en nickel (respectivement $1\ 500$ et 400 p.p.m.), mais ce métal est pour une bonne part présent sous forme sulfurée, et la quantité totale de nickel n'augmente que faiblement de la base ($3\ 000$ p.p.m.) au sommet ($4\ 000$ p.p.m.) de l'unité (GUILLON, 1973).

B. UNITÉ DISCORDANTE.

Des zones dunitiques, de plusieurs dizaines de kilomètres carrés, viennent recouper la masse péridotitique principale (figure 8). Quoique transitionnel, le contact est disharmonique par rapport au rubanement des

harzburgites encaissantes. Dans le voisinage des zones dunitiques, la masse péridotitique principale est recoupée par des filons de pyroxénolites pegmatitiques (orthopyroxène). Dans leur partie supérieure les dunites passent progressivement à des anorthosites et à des gabbros noritiques.

Le péridot des dunites (90 % de forstérite) est sensiblement identique à celui de la masse principale, mais se présente en cristaux xénomorphes parfois de grande taille. Le spinelle chromifère est plus abondant que dans les harzburgites, et apparaît en cristaux automorphes isolés ou parfois groupés en essaims. Les rapports Mg/Fe et Cr/Al de cette chromite sont plus faibles que ceux du spinelle de la masse principale.

Les dunites passent au gabbros par apparition de plagioclase, d'orthopyroxène et (ou) de clinopyroxène, puis disparition du péridot et du spinelle. Cette évolution s'accompagne de variations dans la composition des minéraux : le péridot s'enrichit en fer (la proportion de forstérite tombe à 75 %) ; le spinelle s'enrichit en fer et en alumine, l'enstatite passe à la bronzite puis à l'hypersthène. La chromite est ensuite relayée par de la pentlandite et de la magnétite, qui devient prédominante, et est alors associée à la chalcopyrite (GUILLON et SAOS, 1971 et 1972).

Dans les gabbros on ne trouve finalement plus que du plagioclase calcique (75-90 % d'anorthite), de l'hypersthène, du diopside souvent ouralitisé en hornblende verte, et, à l'état disséminé de l'ilménite, de la pyrrhotite et de la cubanite (CHALLIS et GUILLON, 1971).

Les compositions chimiques des roches de cette unité figurent dans le tableau III.

Tableau III

Composition chimique moyenne des roches de l'unité discordante

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	Σ
1	10,86	35,8	2,9	5,2	0,43	0,14	43,3	0,11	<0,03	0,14	0,32	0,34	99,6
2	1,63	54,6	4,0	1,5	3,51	12,8	20,4	0,12	0,03	0,19	0,40	0,03	99,2
3	7,76	36,9	5,1	3,7	2,24	1,0	41,5	0,13	<0,03	0,15	0,54	0,36	99,4
4	1,43	47,0	4,8	0,9	17,9	13,0	12,2	1,25	0,16	0,10	0,21	0,02	99,0
5	3,77	49,5	3,8	0,1	13,6	16,9	12,7	0,50	—	traces	<0,05	<0,02	100,4

1. dunite moyennement serpentinisée (moyenne de 5 analyses)
2. pyroxénolite (webstérite) (1 analyse)
3. wehrlite (moyenne de 4 analyses)
4. gabbro noritique à olivine (moyenne de 3 analyses)
5. gabbro noritique (région de Prony) (1 analyse)

C. ROCHES CALCO-ALCALINES.

Les roches calco-alkalines affleurent largement dans deux régions, sur le secteur étudié (*) : pointement granodioritique de Saint-Louis, à la limite méridionale du grand massif ultrabasique du Sud, et zone de Ouenarou-Rivière des Pirogues (figure 8). Ce dernier massif, de beaucoup le plus important, recoupe la masse péridotitique principale, ainsi que les dunites et les gabbros de l'unité discordante ; des enclaves de toutes ces roches subsistent dans le matériel acide.

* Une troisième zone se situe au nord du grand massif du Sud, à Koum, sur le bassin versant de la rivière Comboui.

Les roches acides sont constituées à Saint-Louis d'une granodiorite à biotite et hornblende s'enrichissant en hornblende vers le contact avec les péridotites. Dans la zone des Pirogues, le coeur de l'ensemble est formé de granodiorites hololeucocrates, auréolées successivement de diorites quartziques à hornblende puis d'hornblendites feldspathiques.

Des équivalents pegmatitiques, parfois microgrenus, de ces roches se retrouvent en sills ou filons intersectant les harzburgites : quartz, pegmatites à biotites, à tourmaline (ARNOULD, GOUPILLAUD et ROUTHIER, 1948), et diorites pegmatitiques à grands cristaux de hornblende brune.

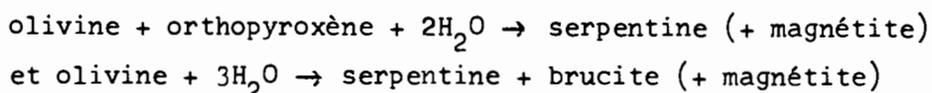
D. TRANSFORMATIONS MINÉRALOGIQUES TARDIVES.

Toutes ces paragenèses, décrites par J.H. GUILLON, peuvent être plus ou moins modifiées sous l'influence d'un jeu tectonique ou d'un métamorphisme de contact entre les différentes unités pétrographiques, ou la combinaison des deux processus. Ainsi les épontes des filons de roches calco-alcalines sont-elles souvent tapissées de fibres d'anthophyllite ou de lamelles de clinochlore, alors qu'à ce même contact les péridotites sont intensément serpentinisées. La cataclase et la mylonitisation des roches calco-alcalines provoquent la destruction des cristaux de hornblende, l'apparition de fibres de trémolite et la recristallisation de petits cristaux de quartz, transformant ces roches en orthogneiss (GUILLON et ROUTHIER, 1971). Les transformations accompagnant la cataclase des gabbros de l'île Ouen (destruction des pyroxènes ouralitisés et des plagioclases, recristallisation de très petits cristaux de hornblende et de bytownite) avaient déjà été décrites par LACROIX (1942).

La transformation essentielle subie par les péridotites est la serpentinisation. Ce phénomène qui affecte principalement le péridot, est général. Dans le massif du Sud, les péridotites exemptes de serpentine sont rarissimes. La serpentinisation accompagnant les failles est totale, et la roche est transformée en veines de chrysotile asbestiforme emballant des amygdales de serpentinites où la structure de la péridotite initiale est encore reconnaissable. Partout ailleurs, les péridots sont maillés : chaque

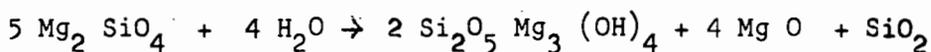
crystal est parcouru par un réseau d'antigorite. La proportion de ce dernier minéral dans l'olivine varie entre 20 et 80 % (moyenne 40 % environ).

Cette serpentinisation, observée sur la plupart des gisements de roches ultrabasiques du monde, a fait l'objet de très nombreuses publications. Les auteurs sont pourtant toujours en total désaccord pour interpréter le phénomène. Pour certains (SHTEINBERG, 1966 ; HOSTETLER et al., 1966 ; COLEMAN et KEITH, 1971), ce processus se produit sans modification chimique de l'ensemble du massif (à l'exception de l'apport d'eau) suivant les réactions:



Le fer présent dans l'olivine se concentre préférentiellement dans la brucite (à l'état ferreux seulement) et dans la magnétite, et les essais expérimentaux montrent qu'il en est de même du nickel (PERRUCHOT, 1971). L'eau nécessaire peut être magmatique ou météorique. Dans ces conditions la serpentinisation s'accompagne d'une augmentation de volume de 50 % environ, et aurait lieu lors de la mise en place tectonique des péridotites.

Pour d'autres (THAYER, 1966), la serpentinisation est une transformation à volume constant, mais un tiers des constituants du péridot est évacué en solution suivant la réaction



le fer de l'olivine est partiellement oxydé et s'individualise en fines inclusions de magnétite. Le nickel accompagne partiellement le fer, soit dans la magnétite, soit sous forme d'awaruite Ni 0,75 Fe 0,25.

DE WAAL (1971) envisage la concomittance des deux processus, avec une augmentation de volume de 20 % seulement, et apparition de brucite et de magnétite en corrélation négative. Les trois minéraux nouveaux sont nickélifères, mais la majeure partie du nickel est dans le silicate.

En Nouvelle-Calédonie, la serpentinisation est indépendante de la teneur de la roche en orthopyroxène. On n'y rencontre pratiquement pas de brucite, même en profondeur. Une partie du fer et du nickel est exprimée sous forme de magnétite (non nickélifère) et d'awaruite (GUILLON et SAOS, 1971) mais les serpentines conservent un peu du fer et du nickel contenus

dans le péridot initial. Rien ne permet de penser que de grandes quantités de silice et de magnésium ont été évacuées des massifs au cours de la serpentinitisation (rareté des filons de quartz "hydrothermaux" et absence de rodingites à grenats, en bordure). Il semble donc que la serpentinitisation se soit produite avec une certaine augmentation de volume, mais entraînement du magnésium excédentaire. On ne peut toutefois pas écarter la possibilité de l'élimination de la brucite, très soluble sous ce climat, postérieurement à la serpentinitisation.

La serpentinitisation est une hydratation accompagnée d'une oxydation ménagée. Elle est totalement différente de l'altération météorique, oxydante et hydrolytique : elle s'est produite en profondeur, vraisemblablement pendant la mise en place (phase de détente), sous l'action d'eau magmatique, ou d'eau météorique, descendue à la faveur des grandes failles ; c'est un phénomène de rétrodiagenèse. L'antigorite représente l'équivalent du clinocllore apparu aux contacts péridotite-roche calco-alcaline. Le parallèle peut également être fait, entre la serpentinitisation et la séricitisation des feldspaths dans les granites (LELONG et MILLOT, 1966) : séricite, chlorite et antigorite naissent dans la zone de rétrodiagenèse et sont ensuite hérités dans la zone d'altération météorique.

II. STRUCTURE.

L'étude du rubanement de la masse péridotitique principale permet de constater que cette unité a été plissée. Les plis sont à grands rayons de courbure, d'axe orienté 110° E à 140° E, légèrement dissymétriques et déversés vers le Sud-Ouest (GUILLON, 1969a et GUILLON et ROUTHIER, 1971). Mais la caractéristique tectonique principale de ce grand massif du Sud est sa fracturation intense.

On observe quatre groupes de directions tectoniques (figure 8) :

- cassures à 120° - 140° E, c'est-à-dire orientées comme les axes des plis de la masse harzburgitique, comme les axes des plis des formations cénozoïques, et comme l'allongement de l'île,
- cassures à 40° - 60° E, à peu près normales aux précédentes (directions de contrainte maximum : GUILLON et ROUTHIER, 1971).

- cassures à 150° - 170° E, donc approximativement bissectrices des deux directions précédentes (plans de stress maximum : GUILLON et ROUTHIER, 1971);
- enfin une orientation 80° - 90° E, normale à la précédente (plans de stress), moins généralisée.

Cette tectonique cassante s'est poursuivie après la mise en place des péridotites, et jusqu'au Plio-Quaternaire (ORLOFF et GONORD, 1968 ; TRESCASES, 1969a ; GONORD et TRESCASES, 1970 ; COUDRAY, GONORD, SAOS, 1972), le réseau de failles se calquant sur les anciennes lignes de dislocation antésénoniennes (GONORD et RABINOVITCH, 1971). Les plus importantes de ces failles sont les grandes fractures de la Kouakoué et le grand accident ouest calédonien (ou grande faille - flexure longitudinale), qui borde le massif du Sud vers Saint-Louis, puis le recoupe du col de Plum à l'île Ouen.

La connaissance de cette structure est fondamentale pour la compréhension des stades d'évolution et de mise en place du grand massif ultrabasique du Sud (GUILLON et ROUTHIER, 1971), les différentes unités lithologiques s'installant en fonction des zones de contrainte ou de détente. J'envisagerai maintenant le rôle essentiel de la fracturation dans le façonnement du modelé et au cours de l'altération.

CHAPITRE III - Le modelé

Pour une zone de superficie aussi limitée, dont le substrat présente une lithologie homogène dans l'ensemble, où le climat varie peu d'un point à l'autre, le relief est extraordinairement diversifié. L'extrémité méridionale du territoire montre surtout des plaines et des glacis dominés par des collines allongées d'altitude modérée. Plus au Nord, le modelé est en général très mou, de faible altitude, mais les points hauts s'affirment plus nettement qu'au Sud. Le reste du grand massif ultrabasique du Sud est extrêmement montagneux. La figure 9 schématise l'ensemble du modelé du secteur étudié. La planche photographique I montre quelques formes typiques du paysage ultrabasique.

I. LES FORMES DU RELIEF.

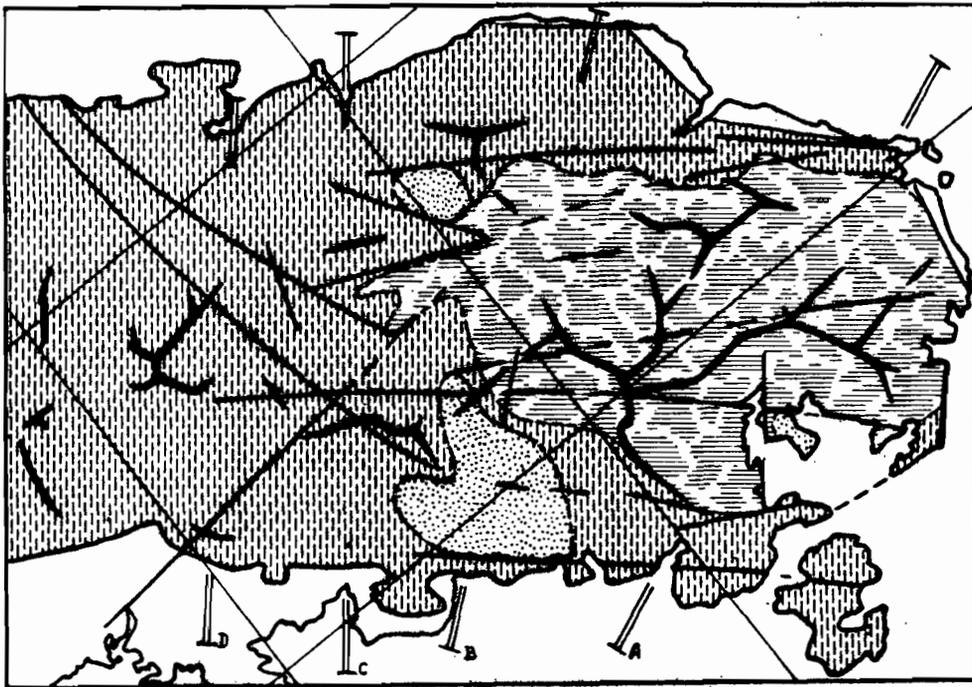
A. PAYSAGE DE PLAINES PERCHÉES DANS LE SUD.

C'est le modelé typique de la feuille IGN 1/50 000 de Prony et de la moitié méridionale de la feuille de Yaté. Les points hauts sont constitués par un réseau de collines étroites et très allongées, orientées principalement 80-90° et 150-170° E, c'est-à-dire conformément aux directions de stress maximum. Leur altitude varie entre 300 et 500 m et culmine à 669 m au Pic du Pin. Les versants en pente forte (plus de 50 %) sont le siège d'une érosion intense. Ces zones hautes représentent cependant moins de 10 % de la superficie totale.

L'essentiel de cette région est représenté par des plaines marécageuses perchées, et par des glacis en pente faible inférieure à 10 %. Ces glacis se raccordent aux chaînons montagneux par l'intermédiaire d'une étroite frange de colluvions de piedmont (pente 10 à 25 %) ravinés en "lavakas" (SAOS, 1971). Les reliefs dessinent un réseau dont les mailles enserrrent des bassins plus ou moins fermés. Les bassins situés à l'intérieur du massif ultrabasique (Yaté, Creek Pernod et Rivière des Lacs) se présentent sous l'aspect de vastes plaines alluviales marécageuses : à leur périphérie quelques piedmonts sont cuirassés et dominant la plaine d'une dizaine de mètres. Dans les bassins externes (Prony, Port Boisé, Koué, etc...) au contraire, les surface indurées prédominent très largement sous forme

Figure: 1

Le modelé du massif ultrabasique du Sud



- 1. Modelé karstique (roches ultrabasiques)
- 2. Modelé montagneux
- 3. Modelé de bas pays (enclaves acides et basiques)

Position des coupes de la figure 11

Formes de relief

Processus dominant

1° Modelé karstique



Chaînon rocheux résiduels

Erosion



Depôts de piedmont

Colluvionnement



Plateaux cuirassés

Cuirassement, altération



Dépressions (dolines, poljes)

Dissolution, sédimentation

2° Modelé montagneux (ancien karst, démantelé)



Sommets rocheux

Erosion



Plateaux reliques

Altération



Versants en pentes fortes

Erosion, colluvionnement



Piedmonts perchés

Colluvionnement, altération

3° Modelé de bas pays



Piedmonts fonctionnels, plaines alluviales

Colluvionnement, alluvionnement



Figure: 9

de glaciers et de plateaux parsemés de petites dépressions fermées ; ces bassins sont ouverts sur la mer, mais les glacis cuirassés dominent de 100 à 300 m le niveau marin et sont fortement entaillés par les rivières, qui se terminent en rias ; quelques dépressions marécageuses comblées par des alluvions, images en réduction des plaines des bassins du premier type, sont installées sur le pourtour des zones cuirassées à proximité de leur raccord avec les collines rocheuses.

Le réseau hydrographique est d'un type très particulier : orientées selon les directions tectoniques, les rivières présentent de nombreuses pertes et résurgences. Certains bassins ne présentent aucun exutoire ; d'autres communiquent entre eux par des "cluses" ; les captures sont fréquentes. En fait ces caractères évoquent ceux des pays karstiques (WIRTHMANN, 1967 et 1970), les dépressions fermées constituant des "dolines" et les bassins des "poljes". J'envisagerai plus loin le mécanisme de karstification des péridotites, roches très altérables qui se comportent sous ce climat comme des roches solubles. Le bassin versant de la Rivière des Lacs fournit un bon exemple de paysage karstique. La figure 10 montre sa répartition hypsométrique : l'altitude moyenne est de 283 m, une plaine marécageuse de 250 m d'altitude occupe 50 % de la superficie du bassin, 35 à 40 % sont compris entre 250 m et 400 m (piedmonts et glacis cuirassés), le reste constituant les versants et sommets. L'indice de pente de ce bassin (formule de Roche) est de 0,127 (MONIOD et MLATAC, 1968).

La répartition caractéristique de ces formes de relief rend très original le paysage du Sud calédonien, "plaine de fer et de mirage, crevée de météores et de miroirs", comme le décrivait un poète local.

B. PAYSAGE DE PLAINES BASSES AU SUD-OUEST.

Ce modelé est caractéristique des bassins versants de la Coulée et surtout de la Rivière des Pirogues (feuilles IGN 1/50 000 du Mont Dore et tiers méridional de la feuille Saint-Louis), qui correspondent à la vaste zone de différenciation pétrographique basique et calco-alcaline de Lembi-Pirogues (figures 8 et 9). Vers le Nord, cette région passe progressivement au bassin fermé, avec plaine marécageuse, de Ouenarou-Yaté qui appartient à l'unité précédente : dans son parcours amont, la Rivière des

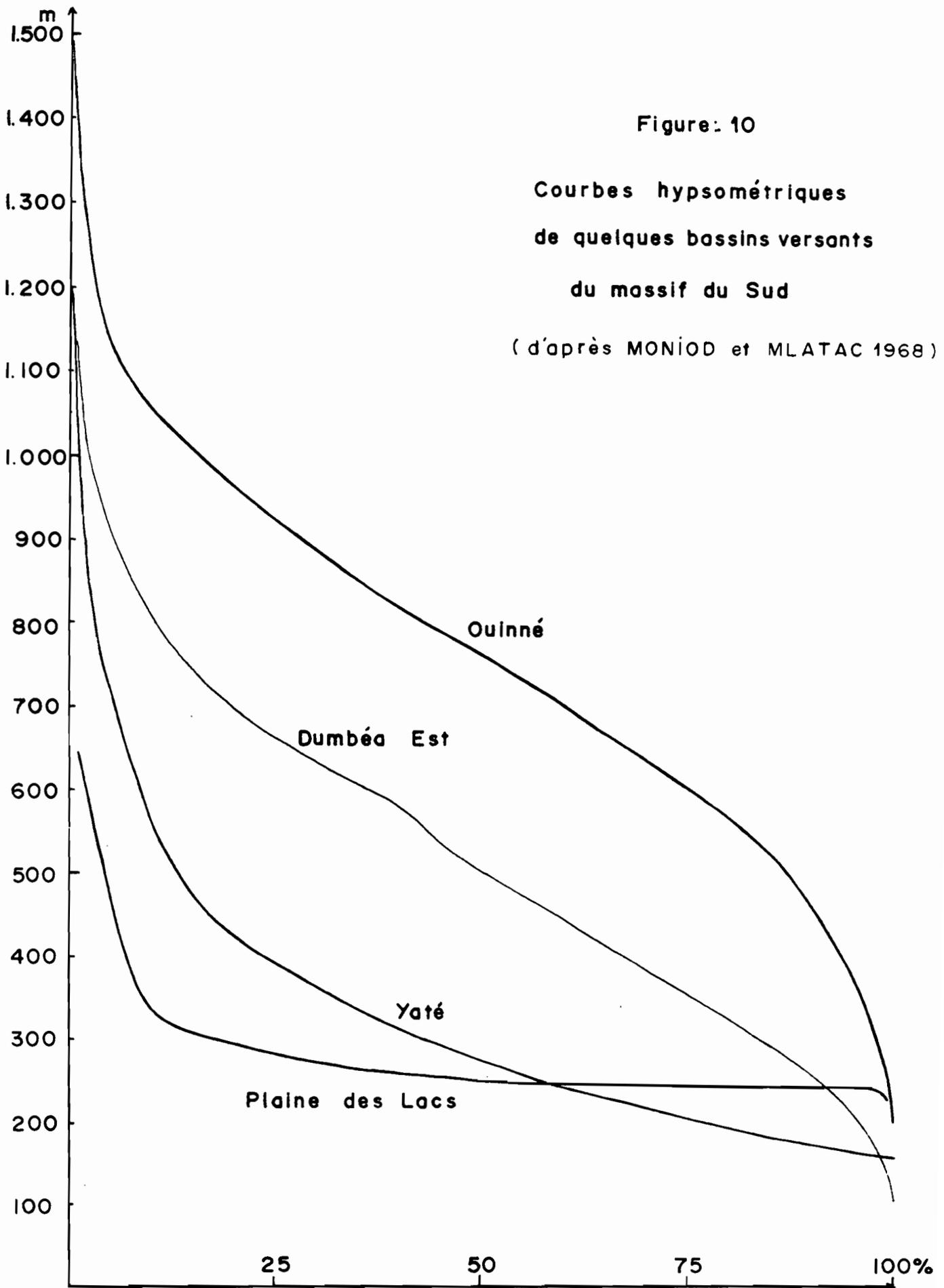


Figure: 10

Courbes hypsométriques
de quelques bassins versants
du massif du Sud

(d'après MONIOD et MLATAC 1968)

Pirogues entaille la plaine alluviale par un ravin d'une cinquantaine de mètres de profondeur ; plus en aval ses affluents dissèquent cette "plaine perchée" en buttes témoins dominant un paysage très mou, d'altitude inférieure à 100 m, où le substrat est pour l'essentiel gabbroïque ou granodioritique. Le profil d'altération des roches basiques et calcoalcalines y est fréquemment recouvert par des apports colluviaux de matériaux arrachés au chaînons péridotitiques qui constituent, comme dans le Sud, l'ossature du paysage. Les points hauts sont de l'ordre de 450 m, c'est-à-dire légèrement plus élevés que leurs homologues de la région de Prony-Plaine des Lacs.

C. PAYSAGES DE MONTAGNES AU NORD.

Le reste du massif est bien différent. Le bassin de la Yaté, dont l'Est appartient à la zone de plaines perchées et le Sud à la zone de plaines basses, passe à l'amont à l'unité montagneuse. Plus au Nord, les bassins de la Dumbéa (Côte Ouest), Paurina, Ouinné et Kouakoué (Côte Est) font aussi partie de cette unité. L'altitude moyenne des bassins versants, qui n'est encore que de 333 m pour la Yaté (au barrage) passe à 518 m pour la Dumbéa Est et 752 m pour la Ouinné (à la côte 219). Les courbes hypsométriques montrent d'autre part les relations entre les différents bassins versants (figure 10). Sur la Plaine des Lacs, l'allure de la courbe est hyperbolique, alors qu'à Dumbéa et à Ouinné, elle comporte un point d'inflexion : la partie haute des bassins ressemble à celui de la Plaine des Lacs, décalé vers de plus fortes altitudes, et la partie basse prend une allure parabolique. Encore proche de la Plaine des Lacs, la Yaté fait cependant transition entre les deux types de bassins. L'indice de pente croît avec l'altitude moyenne : 0,113 à Yaté, ce qui est très faible, 0,25 à Dumbéa, et 0,214 à Ouinné.

D'amont en aval, ces bassins présentent plusieurs aspects successifs. Sur un premier tronçon aux pentes très fortes dépassant 50 % le lit des torrents est creusé dans la roche polie, et coupé de cascades et de vasques ; il montre de nombreuses formes d'érosion, marmites de géants ou roches percées. Les rivières déroulent ensuite de nombreux méandres dans une vallée large, à fond plat ; leur lit est encombré de graviers et

de galets de roche saine déplacés à chaque crue, alors que ces derniers sont pratiquement absents du lit des rivières du Sud et peu abondants sur la Rivière des Pirogues. En aval des côtes 200 (Ouinné), 160 (Yaté) ou 100 (Dumbéa) la vallée redevient étroite et profonde, les méandres se poursuivent, mais sont encadrés de versants en pentes fortes qui dominent la rivière de 800 ou 900 mètres ; le lit est à nouveau taillé dans la roche et coupé de cascades. A l'extrême aval, la vallée s'élargit une nouvelle fois, le lit mineur s'encombre de très nombreux galets et la rivière atteint la mer par l'intermédiaire d'une ria, profonde à Yaté, envasée à Ouinné, comblée et évoluant en delta à Dumbéa.

Les sommets sont de plusieurs types : plateaux cuirassés, percés de petites dépressions circulaires, et dominés par de petits pointements rocheux ; lourdes croupes parsemées de blocs de cuirasse ; ou encore crêtes rocheuses aigües. Les caractères et l'altitude relative des plateaux et des croupes sommitales évoquent des reliques de bassins karstiques cuirassés, analogues à ceux qui ont été décrits dans le Sud, qui auraient été démantelés à la suite d'un soulèvement (l'altitude de ces témoins est en effet de 1 000 m sur la Ouinné et de 1 400 m sur la Kouakoué).

Dans cette région tout se passe comme si un paysage karstique identique à celui du Sud calédonien avait été soulevé et incisé : la carte de la figure 9 et les coupes transversales de la figure 11 montrent les relations entre les différentes unités de relief, et suggèrent l'interprétation suivante de l'évolution du modelé :

- Karstification
- Destruction du karst à la suite d'un soulèvement.

II. L'ÉVOLUTION DU MODELÉ.

A. LA FORMATION DU KARST PÉRIDOTITIQUE.

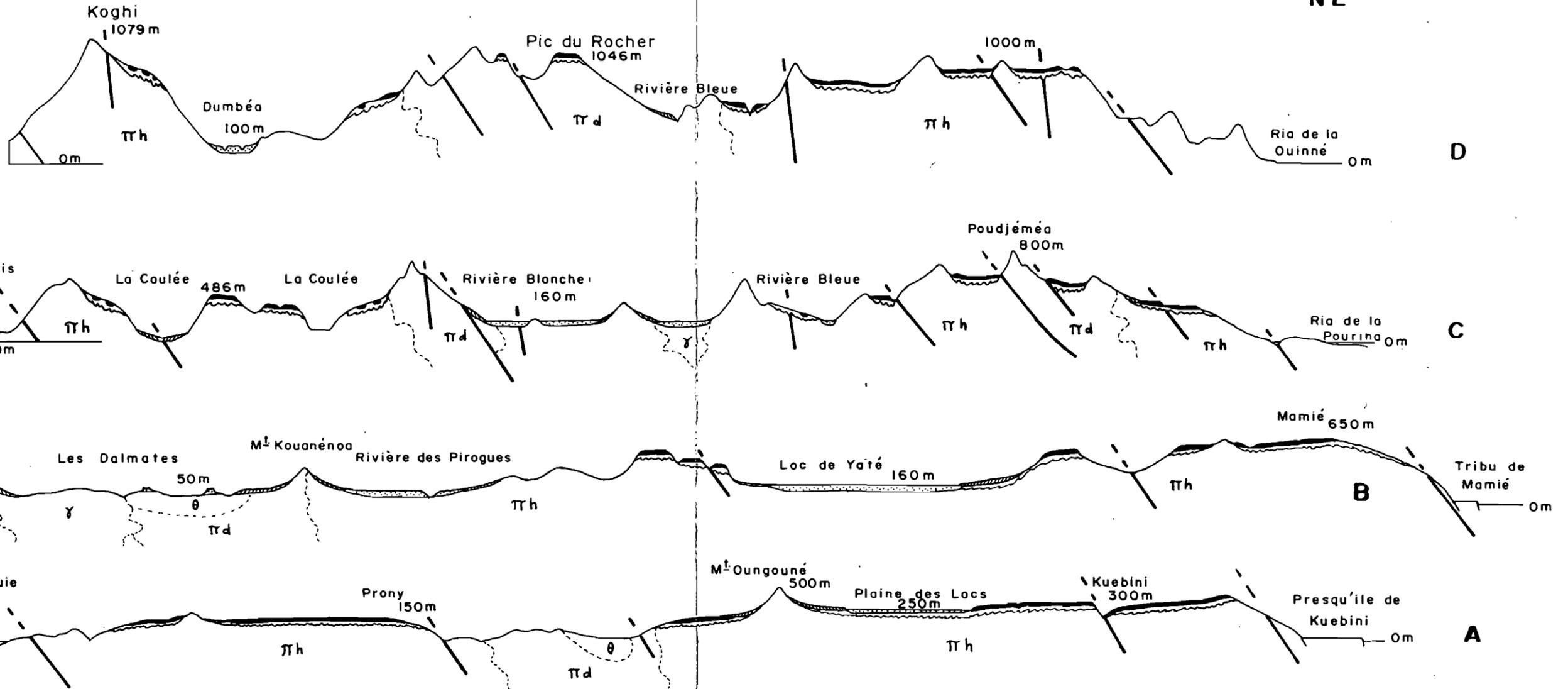
A la mise en place oligocène des massifs ultrabasiques (GUILLON et GONORD, 1972) a succédé, pendant le Miocène, une phase érosive intense. Si les conditions de relief et de climat de cette période sont inconnues, il ne semble pas cependant, qu'il se soit produit d'emblée une altération

Figure: 11

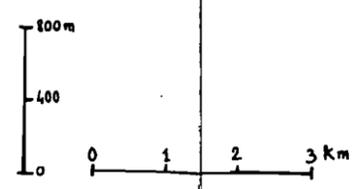
Coupes à travers le massif du Sud

SW

NE



- γ Grano-diorite
- θ Gabbro
- πd Dunite
- πh Harzburgite
- Cuirasse ferrugineuse
- ~ Profil d'alteration
- ▲ Colluvions (plémonts)
- ▨ Dépôts Fluvio-lacustres

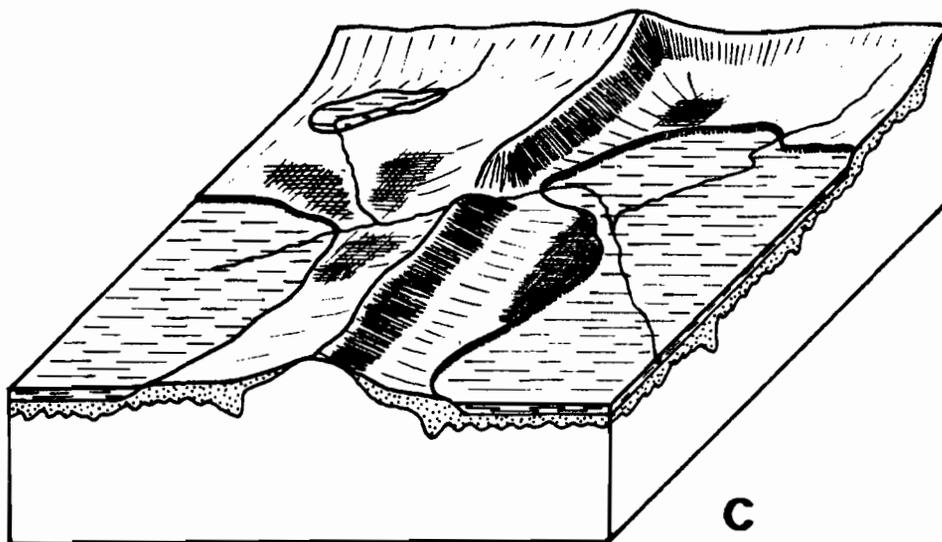
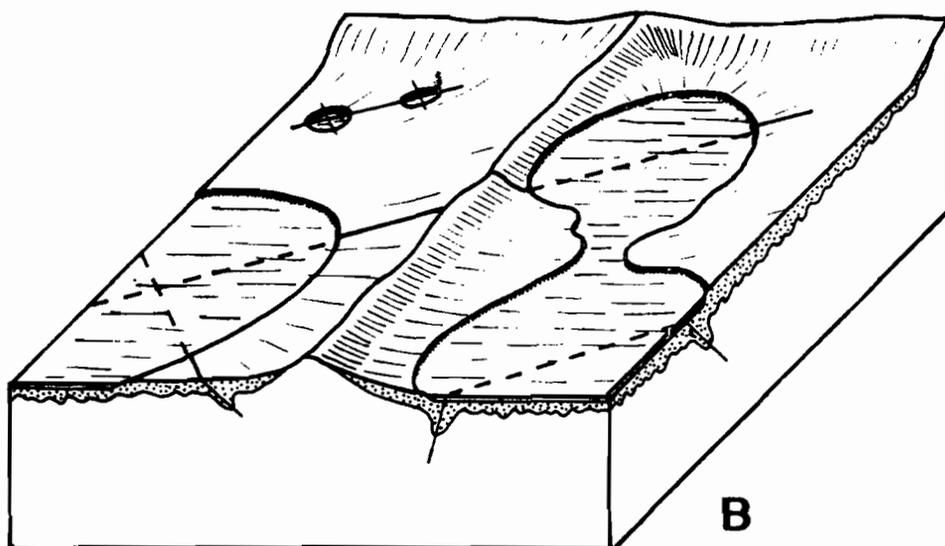
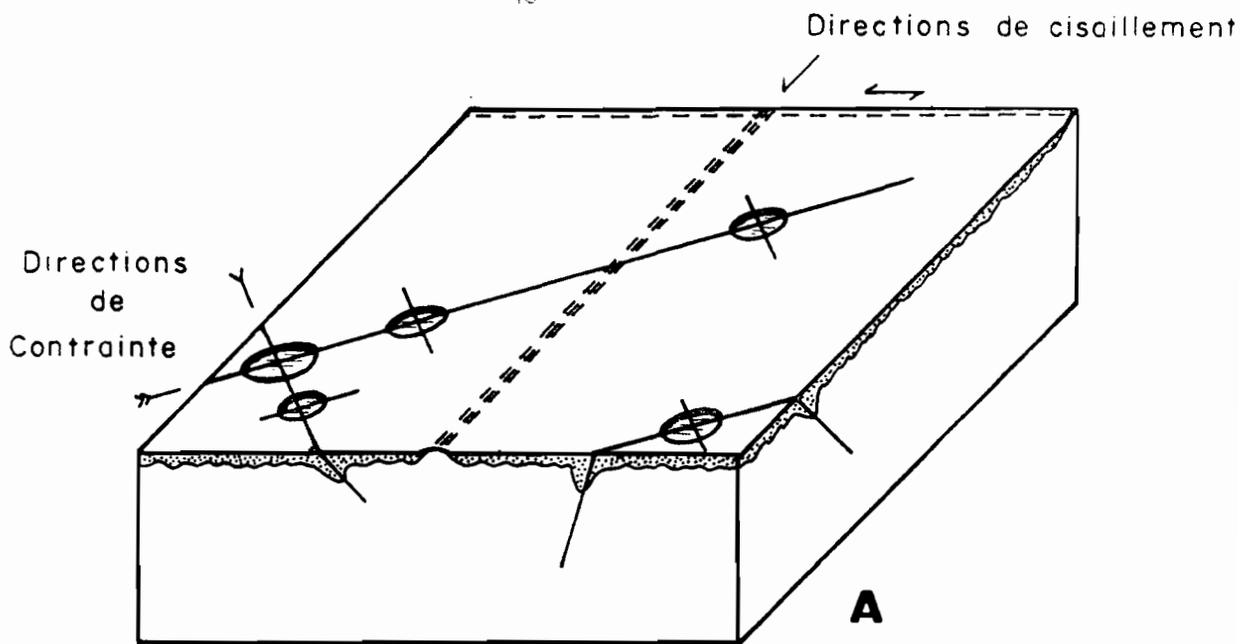


Remarque: La puissance des formations superficielles est exagérée.

de type latéritique : les niveaux miocènes soulevés à Népoui contiennent des lits de galets péridotitiques mais ne livrent ni blocs de cuirasses, ni gravillons ferrugineux. Les premiers gravillons apparaissent plus haut dans la stratigraphie, dans les dépôts plio-quaternaires soulevés de Mueo (GONORD et TRESCASES, 1970).

L'action du climat tropical aurait donc commencé vers le Pliocène, sur un modelé déjà fortement aplani au cours de la très longue période de dégradation miocène. Les phases d'érosion et d'altération mio-pliocène ont façonné une surface d'aplanissement très générale puisqu'on en retrouve des témoins sur tous les massifs de péridotites, et quelquefois aussi sur d'autres roches (Plateau de Dogny). Cette surface a été dénommée "pénéplaine" par les divers auteurs qui ont étudié l'évolution géomorphologique de Nouvelle-Calédonie (DAVIS, 1925 ; ROUTHIER, 1953 ; AVIAS, 1953 ; WIRTHMANN, 1967 et 1970).

Les conditions d'élaboration de cette "pénéplaine" ont été extrêmement particulières, du fait de l'altérabilité des péridotites et de l'agressivité du climat tropical : la roche a un comportement "soluble" et l'élimination des constituants essentiels, silice et magnésie, ne laisse subsister qu'un résidu ferrugineux. L'altération est par ailleurs guidée par la structure : les zones de stress, plus serpentinisées, résistent mieux que les zones de contraintes, plus bréchiques, où s'installent les circulations d'eaux météoriques et où l'altération progresse plus vite. Des circulations souterraines se créent au contact roche saine-roche altérée et le long des failles. Les particules les plus fines du manteau d'altération peuvent être entraînées par soutirage vers les poches de dissolution apparues dans le substrat rocheux. Il en résulte des effondrements plus ou moins arrondis qui peuvent être comparés aux dolines des pays calcaires. Cette évolution est illustrée par la figure 12 A. Cette figure est évidemment théorique, et ne représente qu'un "bloc-unité" parallélépipédique de péridotite avec sa structure ; le modelé initial inconnu, n'est pas figuré. L'apparition de dépressions fermées a déjà été signalée sur d'autres roches cristallines de la zone intertropicale : au Brésil (TRICART et CAILLEUX, 1965), au Nigéria (THORP, 1967), en Guinée (VOGT, communication orale). Elles sont



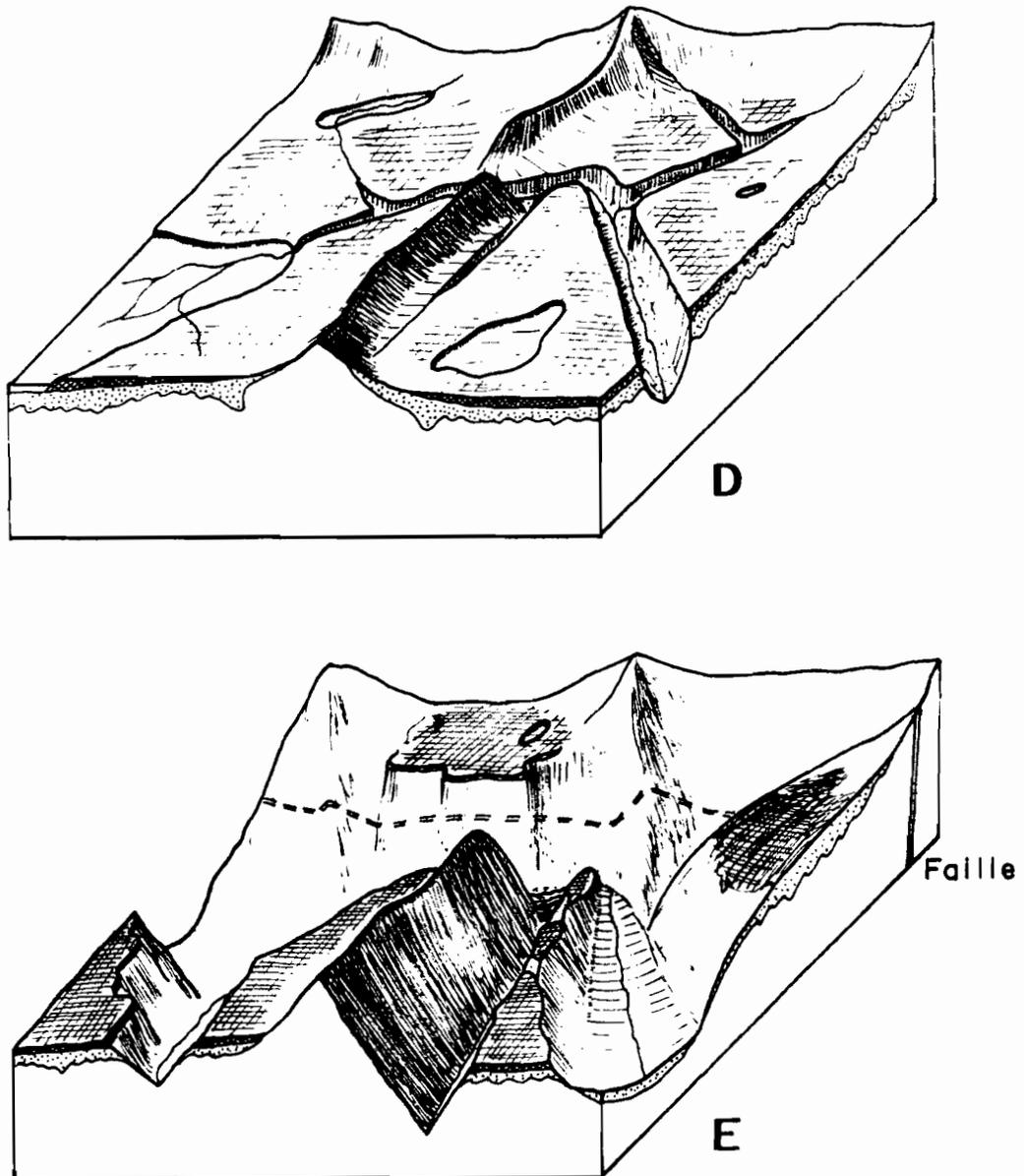


Figure: 12

Évolution du modelé des péridotites

- 1°) Karstification. **A-** Apparition des "dolines"
B- Coalescence des "dolines" en poljés.
C- Sédimentation en bassins fermés,
Captures
- 2°) Démantèlement du karst (Soulèvement tectonique)
D- Entaille des rivières, cuirassement
E- Dissection des versants,
Dépôts de piedmont.

souvent liées à la présence de zones broyées ; mais le développement d'un véritable modelé karstique, analogue à celui des roches calcaires serait propre aux roches ultrabasiques. NUNEZ JIMENEZ et al. (1967) décrivent d'ailleurs un karst péridotitique à Cuba.

L'altération progressant, les dolines s'agrandissent et peuvent se réunir en bassins, analogues aux "poljes" des karsts calcaires, tandis que les niveaux ferrugineux résiduels sont attaqués par l'érosion et déplacés des zones hautes vers les zones basses, constituées ici par les bassins en voie de formation (figure 12 B). Le processus d'aplanissement est donc caractérisé par une "dissolution" suivie d'un déplacement mécanique du résidu insoluble des points hauts vers les points bas, sous forme de colluvions et d'alluvions.

Cette évolution conduit à un paysage de grands bassins à fond très plat et marécageux, comblés d'alluvions ferrugineuses fluvio-lacustres, d'altitude variable d'un bassin à un autre, à drainage essentiellement souterrain, isolés par d'étroits chaînons rocheux résiduels allongés dans les directions de cisaillement (figure 12 C). La progression de l'altération le long d'une faille conduit parfois de proche en proche à l'incision de l'un de ces chaînons et à la communication de deux bassins, d'altitude éventuellement différente. Une amorce de réseau hydrographique aérien apparaît le long du réseau de cassures, les circulations souterraines restant cependant prépondérantes (TRESCASES, 1969a ; capture de la Rivière des Pirogues). Sur les piedmonts un léger cuirassement peut apparaître en couronne autour de remplissages de sédiments fluvio-lacustres. Au sein de ce matériel détritique le battement des nappes phréatiques peut induire aussi un cuirassement. Cependant la poursuite du remplissage produit le plus souvent dans ces zones basses la remontée du niveau hydrostatique ; d'abord fossilisés, ces débuts de cuirasses sont ensuite détruits. Le paysage de la figure 12 C est celui des bassins internes du Sud calédonien, Yaté ou Plaine des Lacs.

B. LE DÉMANTELEMENT DU KARST.

Un soulèvement tectonique est la cause fondamentale du démantèlement de ce "karst" (DAVIS, 1925 ; ROUTHIER, 1953 ; AVIAS, 1953 ; LAUNAY et RECY, 1974)*. La poursuite de l'activité tectonique au Plio-Quaternaire

* et DUBOIS et al. (1973).

a été signalée au chapitre précédent. Ce soulèvement peut avoir une origine profonde et être attribuée au passage de la plaque australo-tasmanienne sous la plaque océanique au niveau de la fosse des Nouvelles-Hébrides, mais il peut également être lié au démantèlement du "feuillet péridotitique recouvrant" : l'ablation d'une couverture de densité 3,0 à 3,3 a pu permettre, par compensation isostatique, le soulèvement de l'île (DUBOIS et al., 1971).

Le début du soulèvement provoque l'enfoncement sur place du réseau hydrographique resté discret dans la phase précédente ; cette incision est très facile dans le matériel détritique ferrugineux comblant les bassins, et conduit à la formation de ravins à versants très raides (Rivière des Pirogues). D'autres drains apparaissent, par exemple parallèlement aux chaînons rocheux. Cette brutale modification de drainage accompagnée d'une aération provoque un cuirassement généralisé qui progresse vers l'amont ; les plaines marécageuses de fond de bassins évoluent en glacis indurés que les rivières entaillent à l'aval (figure 12 D) comme dans les bassins externes du Sud (Prony, Port-Boisé, etc...). La présence d'un niveau cuirassé accélère le développement du modelé karstique en facilitant les circulations souterraines et le soutirage des particules fines au contact de la cuirasse et des résidus ferrugineux meubles. Les glacis indurés sont de la sorte crevés d'un grand nombre de dolines souvent profondes de plusieurs dizaines de mètres, où peut affleurer la nappe phréatique. Cependant le soulèvement d'une zone basse confinée ne s'accompagne pas obligatoirement de son cuirassement, et peut quelquefois aboutir à un plateau où subsistent les preuves lithologiques de l'origine sédimentaire (granoclassement, stratifications entrecroisées, etc...) (BIBENT, GONORD, RABINOVITCH, 1972).

A ce stade précoce du soulèvement, l'essentiel du modelé est encore très aplani, et dominé seulement par de petits reliefs rocheux. Dans la zone montagneuse, où le soulèvement et l'incision se sont prolongés, ce sont les plateaux cuirassés qui constituent les points hauts du paysage par un processus d'inversion de relief (figure 12 E). Il est difficile de comparer les altitudes actuelles de ces hauts plateaux pour essayer de reconstituer la "pénéplaine". En effet l'altitude du fond, d'abord marécageux, ensuite induré, était vraisemblablement variable d'un bassin à un autre ;

d'autre part, l'altération s'est poursuivie sous chaque surface, le profil d'altération se tassant peu à peu sur lui-même, suivant un mécanisme encore actuel. Néanmoins, à l'échelle de toute la Nouvelle-Calédonie, les restes de la "pénéplaine" dessinent une surface bombée, la zone centrale de l'île ayant été beaucoup plus soulevée que ses extrémités. Une différence importante de l'altitude de plateaux cuirassés voisins est souvent décelable de part et d'autre de grandes failles. Le soulèvement n'a donc pas été régulier dans l'espace, mais s'est traduit par la fracturation du substrat en particulier par le rejeu de l'ancien réseau de failles. Ainsi la "pénéplaine" est-elle découpée en compartiments. Certains ont été fortement soulevés, et l'érosion a alors démantelé le karst, d'autres ont peu joué, comme la zone sud où le karst est encore fonctionnel, d'autres enfin se sont effondrés, comme la baie de Prony, ou le chenal maritime qui sépare maintenant la Nouvelle-Calédonie de l'île des Pins, au fond duquel des dragages ont révélé la présence de blocs ferrugineux (1).

Le soulèvement et l'enfoncement du réseau hydrographique redonnant la priorité à l'érosion mécanique sur l'altération chimique, l'essentiel du paysage est finalement représenté par les versants en pente forte (figures 9 et 12 E), où l'épaisseur des altérites est très faible ou même nulle. Les plateaux se rétrécissent, et évoluent parfois en croupes convexes. La cuirasse peut être détruite sur place, et les blocs ferrugineux s'accumulent sur les croupes. Parfois aussi tout un panneau de cuirasse glisse en masse sur un versant, qu'il protège ensuite de l'érosion, en provoquant l'apparition d'un replat couvert de blocaille. Les éboulis de blocs rocheux, anguleux, sont rares. Par contre, à leur raccord avec les plateaux et surtout avec les croupes, les versants sont le siège d'un colluvionnement intense, alimenté par les altérites des surfaces hautes ; ces versants sont alors convexes. Le ravinement de ces colluvions contribue à la formation de "lavakas", du moins dans les régions où la forêt a été détruite.

L'érosion met en relief les zones péridotitiques, du fait de la moindre résistance des horizons d'altération kaolinitique des roches basiques et calco-alcalines. Ce processus différentiel est à l'origine des vastes zones déprimées de la région de la Coulée ou des Pirogues encadrées

(1) Communication écrite de J. LAUNAY, géologue du Centre ORSTOM de Nouméa.

Figure: 13

Évolution physiographique de la zone Dumbéa - Ouinné

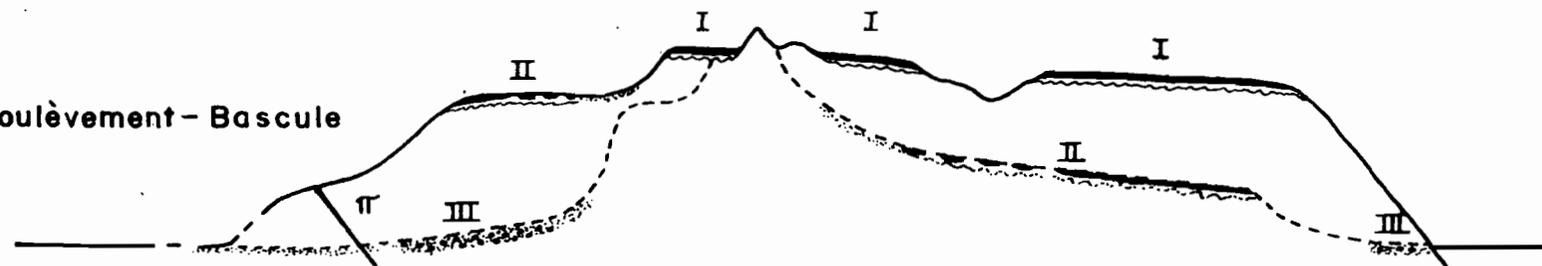
I La pénéplaine



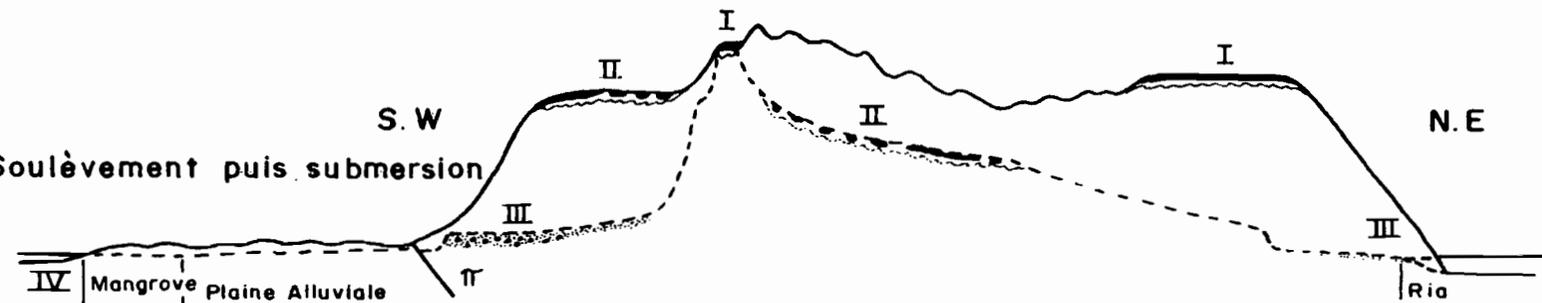
II Soulèvement



III Soulèvement - Bascule



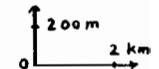
IV Soulèvement puis submersion



IV Mangrove Plaine Alluviale

Ria

- profil de crête
- - - profil du thalweg
- ▨ Alluvions
- ▬ Cuirasse



de reliefs ultrabasiques. Par ailleurs, les différents groupes de roches ultrabasiques peuvent aussi avoir un comportement variable : les arêtes les plus aiguës, les pitons rocheux, les falaises sub-verticales, et généralement les plus hauts reliefs correspondent souvent aux zones dunitiques. Sans doute leur équigranularité permet-elle d'expliquer cette plus grande résistance.

Le soulèvement n'a pas non plus été régulier dans le temps (TRESCASES, 1969a ; GUILLON et TRESCASES, 1972). Une période de stabilité au cours du soulèvement a pour conséquence un ralentissement dans l'incision du réseau hydrographique, l'accumulation dans les nouvelles zones basses (vallées) des produits de démantèlement de la "pénéplaine", sous forme de dépôts de piedmont, et, en cas de stabilité prolongée, la reconstitution du système karstique et de nouveaux bassins sédimentaires fermés.

Une telle interruption des actions tectoniques a ainsi permis l'élaboration d'une nouvelle surface (surface II, ou niveau intermédiaire, de WIRTHMANN, 1967) située plus bas que la "pénéplaine". Dans le Sud, où la stabilité s'est prolongée pratiquement jusqu'à l'heure actuelle, l'évolution de cette surface II a été très poussée, et la majeure partie des glacis cuirassés de cette région peut lui être rattachée ; la "pénéplaine" initiale ne subsiste alors que 100 à 150 m plus haut, sur quelques sommets reliques. Plus au Nord (Dumbéa, Ouinné...), la surface II, en général mal cuirassée, est 300 à 400 m sous les restes de la "pénéplaine" qui jalonnent la ligne de crête principale entre le versant est et le versant ouest.

Mais ce niveau II est lui-même porté en hauteur et disséqué, le soulèvement tectonique s'étant poursuivi et intensifié après l'individualisation de cette surface. Une différence fondamentale oppose les deux côtes car ce nouveau soulèvement a beaucoup plus affecté le versant ouest que le versant est (figure 13). Des reliques de la "pénéplaine" peuvent couronner les lignes de crêtes secondaires isolant les différents bassins versants des rivières de la Côte Est, alors que sur la Côte Ouest, au contraire, les chaînons secondaires transversaux séparant les rivières sont coiffés par les lourdes croupes de la surface II. Sur le versant est, en particulier sur la haute Ouinné (figure 13) la surface II a conservé en amont son aspect originel avec ses dépôts de piedmonts et ses remplissages de bassins, mais ces

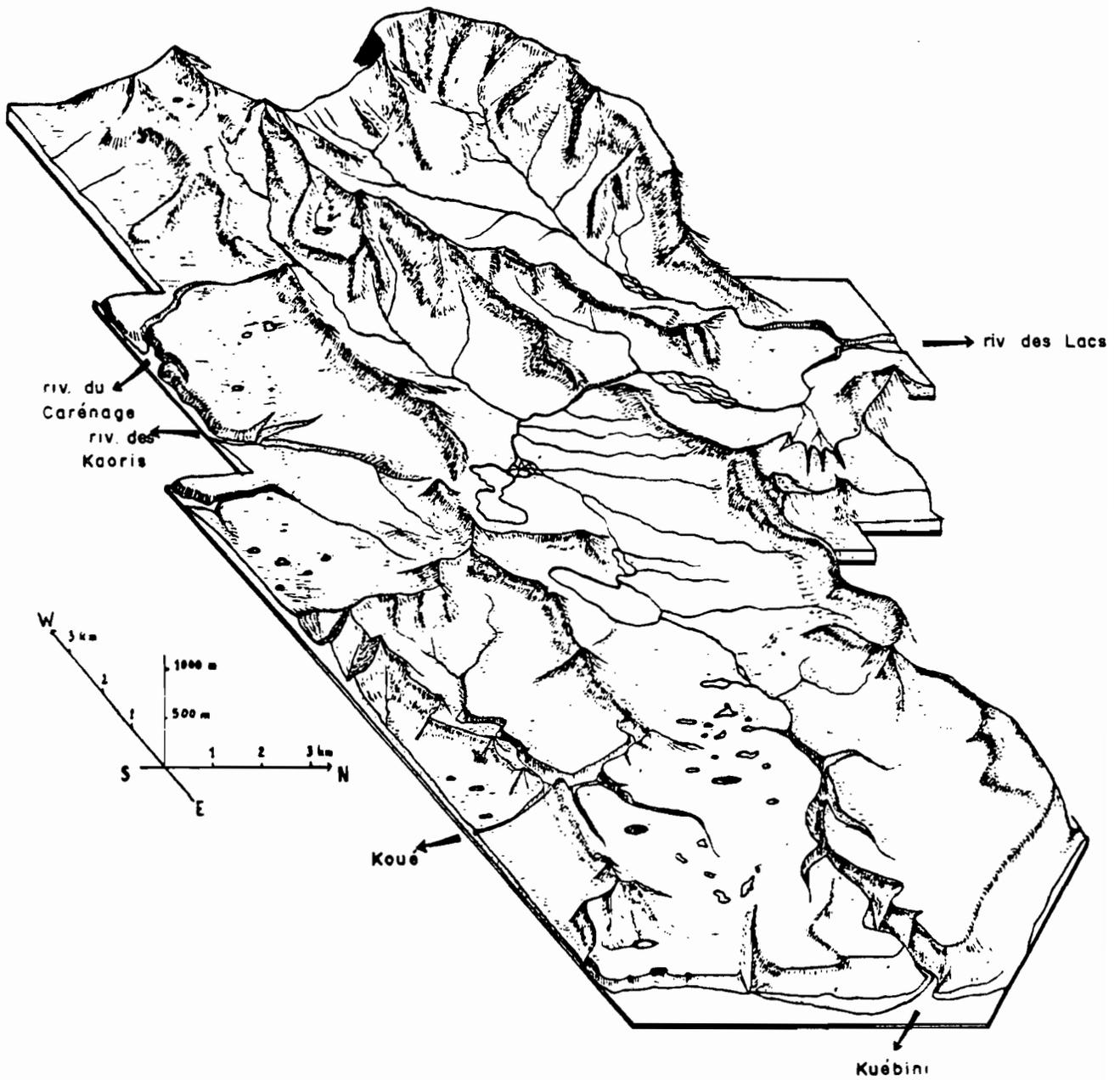


Fig: 14 Le bassin karstique de la Plaine des Lacs
et ses exutoires

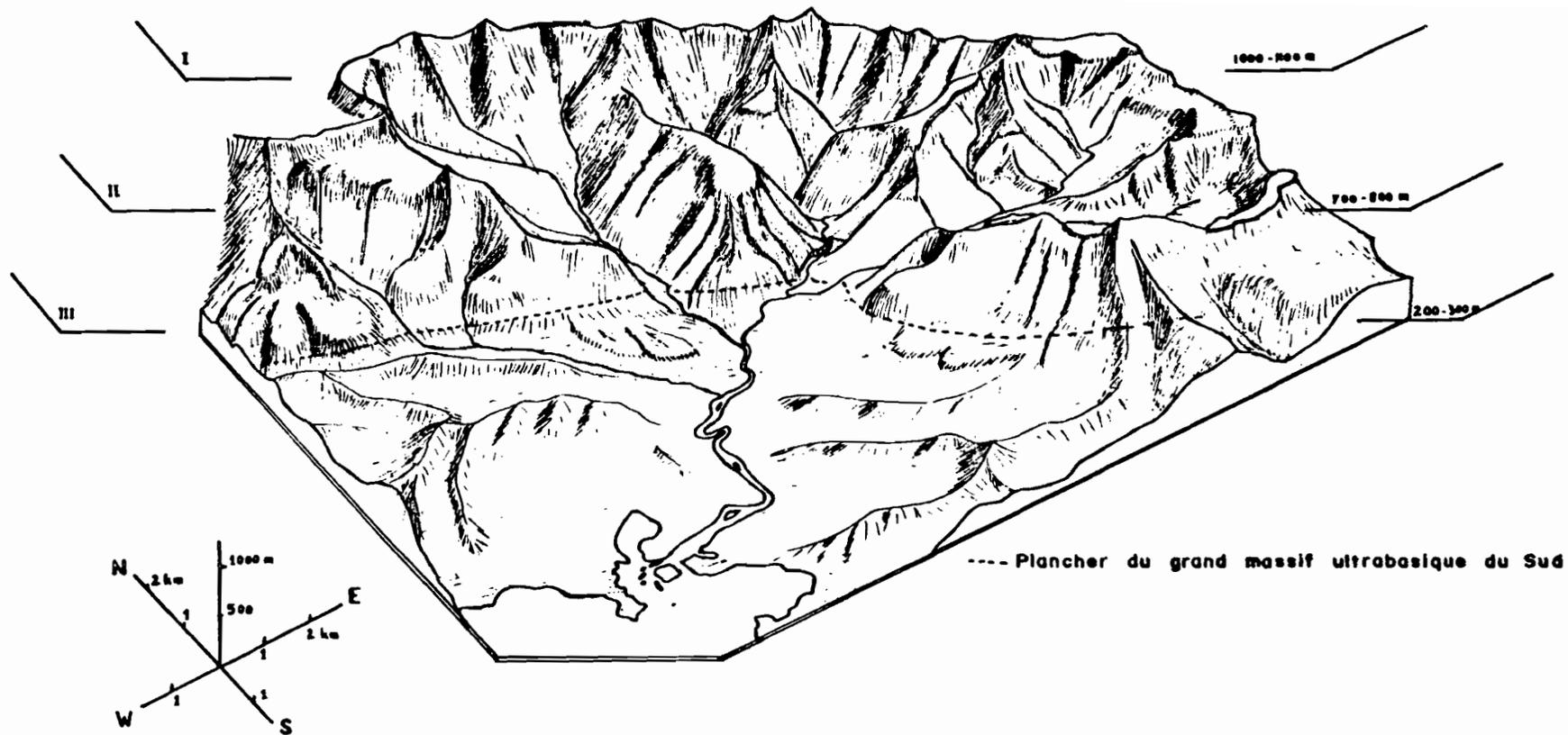


Fig: 15 Le bassin de la Dumbéa: anciens karsta (Surfaces I puis II),soulevés et démantelés
 (Surface III, puis niveau de base actuel)

formations sont aujourd'hui entaillées. Conséquence de ce nouveau soulèvement, des surfaces de piedmont constituent une surface III (piedmonts anciens - TRESCASES, 1969a), 500 à 600 m sous la surface II.

Cette surface III est toujours en position de piedmont (vers 200 m d'altitude sur la Dumbéa, quelques dizaines de mètres sur la Kouakoué et la Ouinné), mais elle est fortement entaillée par le cours actuel des rivières, le soulèvement étant toujours actif (LAUNAY et RECY, 1970 et 1972 ; BALTZER, 1970). Pendant toute la durée de ces soulèvements, un jeu de failles normales a encore morcelé les reliques des surfaces I et II, en compliquant localement cette esquisse de l'évolution du relief. Les coupes schématiques de la figure 13 précisent l'évolution, la position et l'importance relative actuelles de ces différentes surfaces sur les bassins de la Dumbéa Est (Côte Ouest) et de la Ouinné (Côte Est). Le modelé des bassins de la Plaine des Lacs (karst fonctionnel) et de la Dumbéa (anciens karsts démantelés) sont précisés par les blocs diagrammes des figures 14 et 15.

L'incision de la surface III est liée à un niveau de base qui correspond peut-être au fond du lagon actuel, alors vaste zone d'épandage continental (LAUNAY, 1972) qui constituerait une hypothétique surface IV. Cette surface aurait ensuite été ennoyée par une variation relative positive du niveau de la mer, qui a envahi les embouchures et les a transformées en rias. Evidente tout autour de l'île, et déjà mise en évidence par DAVIS (1925), cette submersion aurait une amplitude de + 200 m environ et serait d'origine tectonique plutôt qu'eustatique. C'est grâce à elle que s'est formé le récif barrière actuel, à partir d'un ancien récif frangeant contemporain de la "surface IV". Cette submersion a bien entendu affecté plus nettement les zones moins soulevées (Sud et Côte Est), ce qui explique les différences entre les côtes et les lagons des deux versants, en particulier la diminution de largeur et de profondeur du lagon dans la zone centrale de l'île. Le soulèvement sub-actuel a inversé les tendances, de sorte que les rias évoluent à nouveau en delta, comme à Dumbéa ou à Ouinné. Il est d'autre part accompagné d'un mouvement de bascule du compartiment sud ; à l'inverse des soulèvements précédents, c'est le littoral nord-est qui est le plus exhaussé, et les récifs coralliens y sont soulevés (Touaourou, Kuebini), alors qu'au Sud-Ouest le littoral reste très ennoyé.

Les variations climatiques signalées page 25 sont également intervenues dans le façonnement de ce modelé. Toutefois, du fait de son importance exceptionnelle, l'activité tectonique oblitère les autres facteurs, qu'il est permis de soupçonner, mais dont le rôle ne peut être mis clairement en évidence. En modifiant le niveau de base, cette activité tectonique semble avoir donné périodiquement la priorité aux phénomènes d'érosion mécanique. L'étude semi-quantitative de l'intensité actuelle de ces derniers a été tentée, pour préciser le schéma interprétatif de l'évolution du paysage.

III. TENTATIVE D'ÉVALUATION DES PROCESSUS MÉCANIQUES.

A. LES CONDITIONS DE L'ÉROSION MÉCANIQUE.

Il est classique de considérer que dans les régions chaudes et humides, les processus d'érosion mécanique sont supplantés par les phénomènes d'ordre chimique (Biostasie - ERHART, 1955 et 1956). Les faits sont toutefois plus nuancés, et de nombreux auteurs ont montré que, même dans les zones forestières, érosion chimique et érosion mécanique coexistent, la première l'emportant.

Dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, certains facteurs ne sont pas favorables à un grand développement des actions mécaniques : dans les secteurs aplanis comme les plateaux et les glacis, l'épais manteau d'altérites, finement poreux et imbibé d'eau se comporte comme une éponge protectrice. Sur ces mêmes zones et dans les bas-fonds, aucun réseau hydrographique bien organisé n'est en général implanté. Ces milieux karstiques absorbent immédiatement une grande partie des précipitations.

Les facteurs favorables à l'érosion mécanique sont néanmoins nombreux. Le système d'écoulement karstique provoque un lessivage des éléments fins aux contacts de la roche saine ou de la cuirasse avec la masse moins cohérente du manteau d'altération ; ce soutirage provoque l'apparition de cavités et d'effondrements. D'autre part, le relief montagneux dû à la tectonique récente, la déforestation intense, la concentration des précipitations dans le temps (averses cycloniques) sont autant d'éléments inducteurs de l'érosion mécanique.

L'ablation peut se traduire par des phénomènes de masse : les coulées de boues, les loupes de décollement, les éboulements sont fréquemment observés ; le colluvionnement est généralisé (TRESCASES, 1969a) et doit intervenir à la suite d'une lente reptation des particules ferrugineuses à partir des plus hautes surfaces. Les conséquences de tous ces processus ont été observées, mais l'intensité de chacun d'entre eux n'a pas été mesurée. L'ablation se produit aussi par ravinement : des lavakas en feuille de chêne incisent les rebords des plateaux et les matériaux accumulés en bas des versants ; des ruisselets temporaires qui ne vivent que le temps des fortes pluies, évacuent sous forme de suspension les produits arrachés aux parois abruptes de ces incisions.

Outre leur charge en suspension, les rivières peuvent transporter des matériaux plus grossiers par charriage sur le fond. Ce type de transport est difficile à évaluer et n'a pas été mesuré. La plupart des profils d'altération ne renferment toutefois qu'une proportion faible à nulle de particules grossières ; parmi celles-ci, les gravillons ferrugineux sont fragiles et leur taille s'amenuise rapidement. Seules les formations de versants livrent des sables et des blocs, vite arrondis en galets. Le chemin parcouru par cette charge grossière lors de chaque crue ne doit pas être très important.

C'est essentiellement par le biais des charges solides transportées en suspension par les cours d'eaux qu'a été abordée l'étude quantitative des processus mécaniques d'érosion.

B. LES CHARGES SOLIDES.

1) La mise en suspension.

En dehors des périodes de cyclones, et en l'absence d'exploitation minière sur leur bassin, les eaux des rivières drainant les péridotites de Nouvelle-Calédonie sont remarquablement limpides. La plupart des pluies, même abondantes, ne provoquent pas dans la partie aval des cours d'eau une mise en suspension notable de matériaux. Ainsi, en janvier 1967, alors que le débit **instantané** de la Dumbéa Est était passé de $1,3 \text{ m}^3/\text{s}$ à $20 \text{ m}^3/\text{s}$, et que l'eau paraissait rouge, la charge solide est restée indosable.

Les possibilités de mesures, pour tout un bassin, sont donc rares. Les observations sont en outre rendues très difficiles par les conditions météorologiques (pluies très violentes, inondations) : les routes sont coupées, les débits liquides instantanés des rivières ne peuvent souvent qu'être extrapolés. Le bilan de l'érosion n'a été tenté que sur le bassin de la Dumbéa, le plus accessible à partir de Nouméa. Bassin représentatif de l'unité montagneuse, son étude semblait d'autre part la plus fructueuse. En l'absence d'équipement lourd adéquat, les prélèvements sont restés ponctuels, et effectués en surface à partir des ponts ou directement dans le cours de la rivière en crue, à l'aide de seaux ou de jerrycans. Cette méthode grossière conduit cependant en général à des résultats significatifs (COLOMBANI, 1967). Evalués par des moyens rudimentaires, ce bilan n'est qu'approximatif, et les valeurs fournies (BALTZER et TRESCASES, 1971b) comportent une marge d'incertitude assez grande. Ils situent cependant l'ordre de grandeur des phénomènes. Le résultat des mesures effectuées sur la Dumbéa lors du passage des cyclones Glenda et Brenda figure dans le tableau IV.

Des observations ont aussi été réalisées sur des portions de bassins beaucoup plus réduites, comme à Ouenarou (bassin de la Yaté) dans un environnement de glacis. Les mesures faites en ce point lors du passage du cyclone OLGA sont également portées dans le tableau IV.

Sur ces glacis, comme sur les plateaux, la mise en suspension de matériaux dans les eaux des ruisselets temporaires est plus fréquente que dans les rivières importantes. Mais le transport est bref et cesse peu après la fin de l'averse ; la sédimentation intervient en général dans les points bas du milieu, dolines et bas-fonds marécageux, quelquefois piedmonts, si le matériel a été exporté d'un plateau.

A l'échelle de tout un bassin, comme celui de la Dumbéa, la mise en suspension est très rapide. Quelques heures (dix au plus) après le début des précipitations, la charge solide a atteint son maximum à l'exutoire du bassin versant. Le temps de transport est bref, les perturbations ne durent que quelques heures. Dès que la décrue s'amorce, la vitesse du courant diminue, et les exportations cessent. Par contre, en amont, où la vallée est plus

TABLEAU IV

Composition des eaux lors des crues cycloniques

A. Cyclone OLGA (25 Février 1965). Bassin de Ouénarou (YATE).

Solution (mg/l)	pH	p _{2-cm}	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	SiO ₂	Suspension	Débit
		5,8	40 000	3,0	2,4	0,6	0,1	ε	220
Suspension (%)	H ₂ O ⁺	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	MgO	SiO ₂	Insol. HClO ₄
		15,3	57,3	8,7	3,6	0,68	1,16	2,70	4,73

B. Cyclone GLENDA (30-31 mars 1967). Rivière Dumbéa.

Durée	48 h	Débit liquide moyen 300 m ³ /s				charge solide moyenne 150 mg/l				
Solution (mg/l)	pH	p _{2-cm}	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	SiO ₂	Suspension	Débit liquide	
30-03-67/11h - GLE 1	7,0	—	42,7	12,1	7,6	2,4	11,3	150	≈ 500 m ³ /s	
31-03-67/10h - GLE 3	7,1	—	40,3	5,0	9,1	1,0	13,4	116	≈ 800 m ³ /s	
Suspension (%)	H ₂ O ⁺	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	MgO	SiO ₂	Insol. HClO ₄	
	GLE 1	15,6	18,5	14,1	0,25	0,08	0,12	0,14	46,7	2,96
	GLE 3	13,7	39,2	5,4	1,18	0,30	1,01	5,31	33,7	0,40

C. Cyclone BRENDA (19 Janvier 1968). Rivière Dumbéa.

Durée	20 h	Débit liquide moyen 600 à 800 m ³ /s				charge solide moyenne 400 à 450 mg/l				
Solution (mg/l)	pH	p _{2-cm}	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	SiO ₂	Suspension	Débit liquide	
19-01-68/9h30 - BRE 1	7,0	11 400	29,3	4,3	6,5	1,2	11,0	380	800 m ³ /s	
19-01-68/15 h - BRE 5	7,3	12 700	34,2	5,7	6,2	0,4	12,0	160	1000 m ³ /s	
20-01-68/ 9 h - BRE 7	7,2	8 300	70,8	7,1	11,5	0,4	20,0	1	120 à 150 m ³ /s	
Suspension (%)	Granulo.	H ₂ O ⁺	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	MgO	SiO ₂	Insol. HClO ₄	
	BRE 1	2-40 μ	9,3	41,2	3,0	0,6	2,1	—	15,7	23,8
		0-2 μ	14,1	52,4	12,6	0,5	1,3	—	17,1	3,2
	BRE 5	2-40 μ	10,7	41,2	4,2	0,4	2,0	—	20,1	15,4
		0-2 μ	13,3	49,9	12,6	0,2	1,9	—	19,3	5,8

D. Bilan moyen des exportations hors du bassin de la Dumbéa (200 km²).

Erosion mécanique moyenne	20 t/km ² /an	vitesse d'ablation (d=1,8)						11 mm/1000 ans
composition moyenne de la charge exportée (%)	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	MgO	SiO ₂	
		40	9	0,5	0,2	1,7	2	35

resserrée et les vitesses plus grandes, les suspensions subsistent plus longtemps. Ainsi le 20 janvier 1968, au matin, soit moins de 24 h après le passage du cyclone BRENDA, alors qu'à l'exutoire la charge solide était redescendue à 1 mg/l, en amont de la plaine alluviale, l'eau transportait encore 25 mg/l en suspension. La sédimentation n'intéressait plus alors le delta de la rivière, mais plutôt la plaine alluviale et surtout les zones de piedmont.

2) Les produits transportés.

Ces produits sont à granulométrie fine (35 % sont inférieurs à 2 μ et le reste est inférieur à 40 μ). Leur analyse, ainsi que celle des eaux qui les emportent, figure dans le tableau IV.

En amont (on peut considérer que le micro-bassin de Ouenarou reflète aussi les phénomènes qui interviennent sur les plateaux), la composition de la suspension est très proche de celle des horizons supérieurs des profils d'altération environnants (voir IIème partie). Cette suspension est constituée essentiellement d'hydroxydes de fer, de chromite, d'un peu de nickel et reste très pauvre en silice. L'eau qui entraîne ces produits est pratiquement l'eau de pluie directement ruisselée.

En aval, au contraire, l'eau contient une charge soluble appréciable et n'est que diluée par rapport à celle que l'on observe habituellement en cette saison et en ce point (voir IIIème partie) : la teneur en silice est divisée par 1,5 et celle en magnésium par un peu plus de 2, alors que les débits ont été plus que centuplés. Ceci suggère que la moitié environ de l'eau de pluie ne ruisselle pas directement sur les pentes, mais s'infiltré dans le réseau karstique des plateaux pour recharger les nappes. Cette eau reparaît en haut des piedmonts, sous forme de résurgences. La suspension, d'autre part, est différente en aval de ce qu'elle est sur les hauts de pente. Sa composition l'apparente aux formations de versants et de piedmonts : elle contient moins de chrome et plus de silice qu'en amont ; des éléments pourraient provenir en outre des formations sédimentaires de la plaine côtière : quartz dans la fraction la moins fine, kaolinite dans l'autre.

C. BILAN DE L'ÉROSION MÉCANIQUE.

Ces mesures ne permettent pas un bilan quantitatif des actions mécaniques dans les différents milieux. L'observation des formes du relief permet toutefois certaines conclusions.

1) Pour les plateaux, les formes d'incision active des rebords semblent montrer une dissection intense, confirmée par l'importance des dépôts ferrugineux sur les pentes (colluvionnement) et les piedmonts (colluvionnement et alluvionnement). L'évolution de certains plateaux vers des formes convexes telles que les croupes pourrait faire penser à une prédominance des dissolutions chimiques ; en fait, le soutirage des particules fines de ces profils très bien drainés peut provoquer le même résultat sur l'évolution du modelé. Au total, les plateaux sont en voie de démantèlement. A plus ou moins brève échéance, ils sont appelés à disparaître au profit des versants. Certains bassins ne comportent déjà plus que des versants en pentes fortes.

2) Sur les versants, la situation a été analysée dans le bassin de la Dumbéa. L'estimation du débit moyen et de la charge solide moyenne pendant le temps d'influence d'une dépression cyclonique permet d'évaluer le bilan de l'érosion mécanique pour ce cyclone. Ces chiffres figurent dans le tableau IV.

La généralisation de ces chiffres a été tentée, pour estimer l'érosion mécanique spécifique sur le bassin de la Dumbéa. D'après les statistiques météorologiques 1852-1952 (GIOVANNELLI, 1952) et les statistiques hydrologiques de fréquence des crues (Tableau I), on peut penser que, en un siècle, la charge solide évacuée du bassin de la Dumbéa (au niveau de la route territoriale 1) est certainement inférieure à 400 000 tonnes. L'érosion mécanique spécifique serait alors d'environ $20 \text{ t/km}^2/\text{an}$, soit, pour une densité de 1,8, environ 11 mm/millénaire. Ce dernier chiffre ne représente absolument pas une vitesse d'ablation réelle, mais répartit uniformément sur toute la surface du bassin la masse qui en est exportée en suspension pendant un millénaire.

Dans d'autres régions intertropicales les chiffres sont proches, ou supérieurs :

- 26 à 40 t/km²/an pour le bassin versant du Grand Lac du Cambodge (soit au plus 16,5 mm/millénaire) : CARBONNEL et GUISSAFFRE (1965) et CARBONNEL (1970, 1972).
- 100 mm/millénaire en Malaisie (DOUGLAS, 1967).
- 9,3 t/km²/an pour le Chari (R.C.A.) (GAC et al., 1970).
- 69 t/km²/an pour le Mangoky à Madagascar (HERVIEU, 1968).
- 10 t/km²/an pour le Bandama en Côte d'Ivoire, sous forêt (MATHIEU, 1971 ; MONNET, 1971).
- 100 à 180 t/km²/an pour le même Bandama, mais sous savane (MONNET, 1971).
- 30 t/km²/an pour le Sanaga au Cameroun (NOUVELOT, 1969).
- 17 à 34 t/km²/an pour la forêt ivoirienne (ROUGERIE, 1960).
- 10 mm/1000 ans environ sur la Lobé au Cameroun (SIEFFERMANN, 1969).

La valeur obtenue en Nouvelle-Calédonie sur un bassin montagneux où les versants prédominent, est donc basse pour un climat à saisons contrastées. Il convient toutefois de remarquer que l'exportation des charges solides est contrôlée très en aval du contact péridotites-roches sédimentaires (voir figure 48), au niveau de la plaine alluviale, et que de ce fait, au moment des prélèvements, une partie des suspensions est déjà sédimentée sur les pedmonts et l'amont de la plaine alluviale. D'autre part l'exportation des charges charriées sur le fond, comme les lits de sables et de galets, n'est prise en compte dans le bilan.

En fait, l'ablation et le recul des versants sont beaucoup plus importants que ne le suggèrent les chiffres d'érosion spécifique, mais les produits arrachés ne sont qu'exceptionnellement exportés du bassin péridotitique. Cette ablation se fait surtout au bénéfice des zones basses où s'accumulent l'essentiel des matériaux fournis par les zones hautes.

3) En bas de pente, l'apport de matériaux est permanent à l'amont, cependant que le nivellement de ces milieux se poursuit avec le comblement des points bas. Si le milieu est suffisamment fermé, les plaines marécageuses gagnent peu à peu sur les glacis. D'autres glacis sont fortement incisés à l'heure actuelle, et ne constituent plus un niveau de base ; ceux-là évoluent vers le stade décrit sur les plateaux.

IV. CONCLUSIONS.

L'altération s'est poursuivie sous chaque surface après son élaboration. La plupart des horizons d'altération les plus anciens ont été déblayés ou remaniés par l'érosion, de sorte qu'aucun profil n'est fossile, même sur les plus anciennes surfaces ; l'essentiel est quaternaire, et la base est en équilibre avec la dynamique actuelle. Mais en chaque point cette altération est fonction de la pente, du drainage, et des caractéristiques géochimiques du paysage situé en amont. La connaissance de l'évolution antérieure du modelé intervient donc même dans l'étude du bilan de l'altération actuelle, car elle seule permet d'interpréter toutes les caractéristiques morphologiques ou géochimiques des profils.

Le tableau V schématise l'évolution du paysage péridotitique de Nouvelle-Calédonie. Différents "milieux" s'individualisent, définis chacun par une unité morphologique, et caractérisés par l'importance relative des processus géodynamiques superficiels. Telles qu'elles se dégagent de l'étude géomorphologique qui vient d'être esquissée, les relations entre ces milieux sont indiquées. Ce schéma est cependant incomplet, car chaque profil d'altération est provisoirement considéré comme un système ouvert seulement aux apports mécaniques superficiels. L'étude géochimique détaillée de chacun de ces milieux (phase résiduelle) mettra en évidence le rôle des mouvements de produits en solution, d'un profil à un autre (lixiviation oblique). Ces mouvements étant orientés par le modelé, cette étude ne fera que compléter, sans le contredire, le schéma général.

Modèle	Plateaux, Croupes	Versants	Piedmonts, Glacis	Bas - Fonds
Processus Géodynamique	Drainage, moyen à fort Pentes faibles	Drainage fort Pentes moyennes à fortes	Drainage moyen à faible Pentes faibles	Drainage très faible Pentes très faibles à nulles
ALTÉRATION	Profonde : Profils de plateaux.	Limitée par l'érosion : Profils de versants.	Moyenne : Intéresse le substrat rocheux du manteau colluvial : Profils de Piedmont.	- Intéresse éventuellement le substrat rocheux, sous la couverture de sédiments; - Processus prédominant lorsque la tectonique provoque reprise de l'érosion et cuirassement : évolution vers les glacis, puis les plateaux.
CUIRASSEMENT	Important : Rebord des plateaux, des drapsins, peut gagner tout un plateau : Cuirasses Ferrugineuses.	Nul	- Eventuel - Important lors d'un soulèvement tectonique : Evolution vers les <u>Glacis</u> puis les plateaux.	- Eventuel : cuirasses, enfouies sous les sédiments; - Important lorsque la tectonique provoque la reprise de l'érosion.
ÉROSION	- En général faible, sauf pour les matériaux recouvrant la cuirasse ; peut affecter la cuirasse : cuirasses démantelées - Importante sur les bords des plateaux : "Lavakas".	Intense : la surface topographique s'abaisse aussi vite que le front d'altération.	Limitée ("lavakas").	- Nulle ou très faible en général - Devient importante lorsqu'un soulèvement tectonique provoque l'enfoncement du réseau hydrographique.
COLLUVIONNEMENT	- En général Faible - Devient notable sur les bords (Croupes).	Moyen : accumulation sur les croupes, les replats, les versants en pentes moyennes de matériaux, arrachés aux profils de plateaux et aux cuirasses.	Important : alimenté par les formations de plateaux et de versants. Partie superficielle des <u>Profils de piedmont</u> .	Faible à moyen (raccord avec les piedmonts).
ALLUVIONNEMENT	Faible (remplissage des dolines).	Nul.	limitée au lit des torrents.	Intense : alimenté par les formations de plateaux, de versants et de piedmont : Formations Fluvio-lacustres des milieux confinés.

Schéma de l'évolution du paysage péridotitique en Nouvelle-Calédonie

TABLEAU V

2ème partie

LA PHASE RÉSIDUELLE

Dans cette partie, l'étude de profils d'altération caractéristiques est développée successivement en chaque site de la toposéquence théorique qui vient d'être mise en évidence par l'analyse géomorphologique :

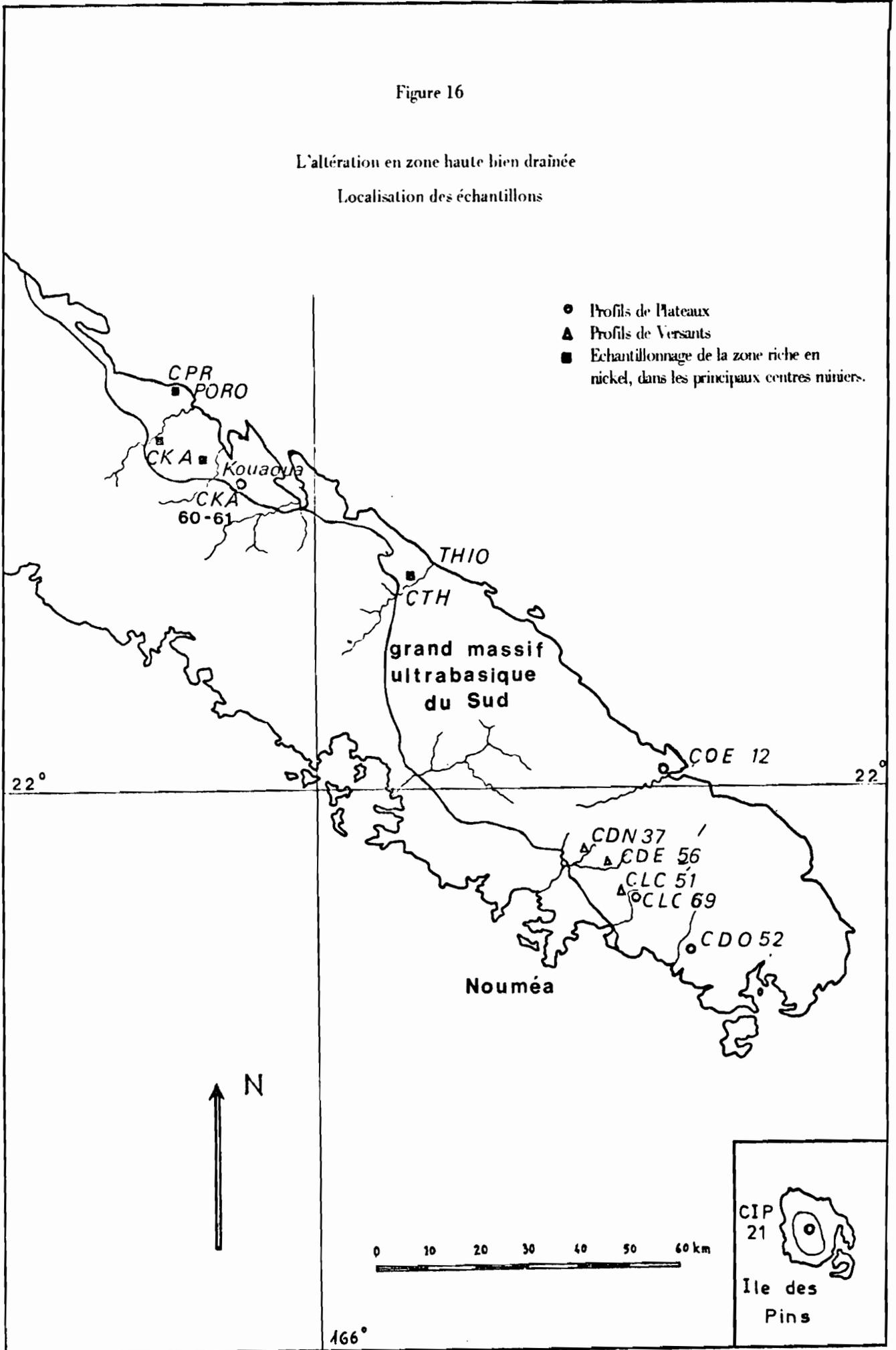
Plateaux - Versants · Piedmonts et glacis - Bas-Fonds.

L'examen détaillé des plateaux va permettre d'estimer le bilan de l'altération à l'échelle d'un milieu dépourvu de source amont de matériaux. Les zones hautes livrent au reste de la toposéquence une partie de leurs constituants ; le cas plus complexe des zones basses sera envisagé une fois établi le bilan des milieux amonts.

Figure 16

L'altération en zone haute bien drainée

Localisation des échantillons



CHAPITRE IV

L'altération sur les plateaux

I. LES PROFILS ETUDIÉS.

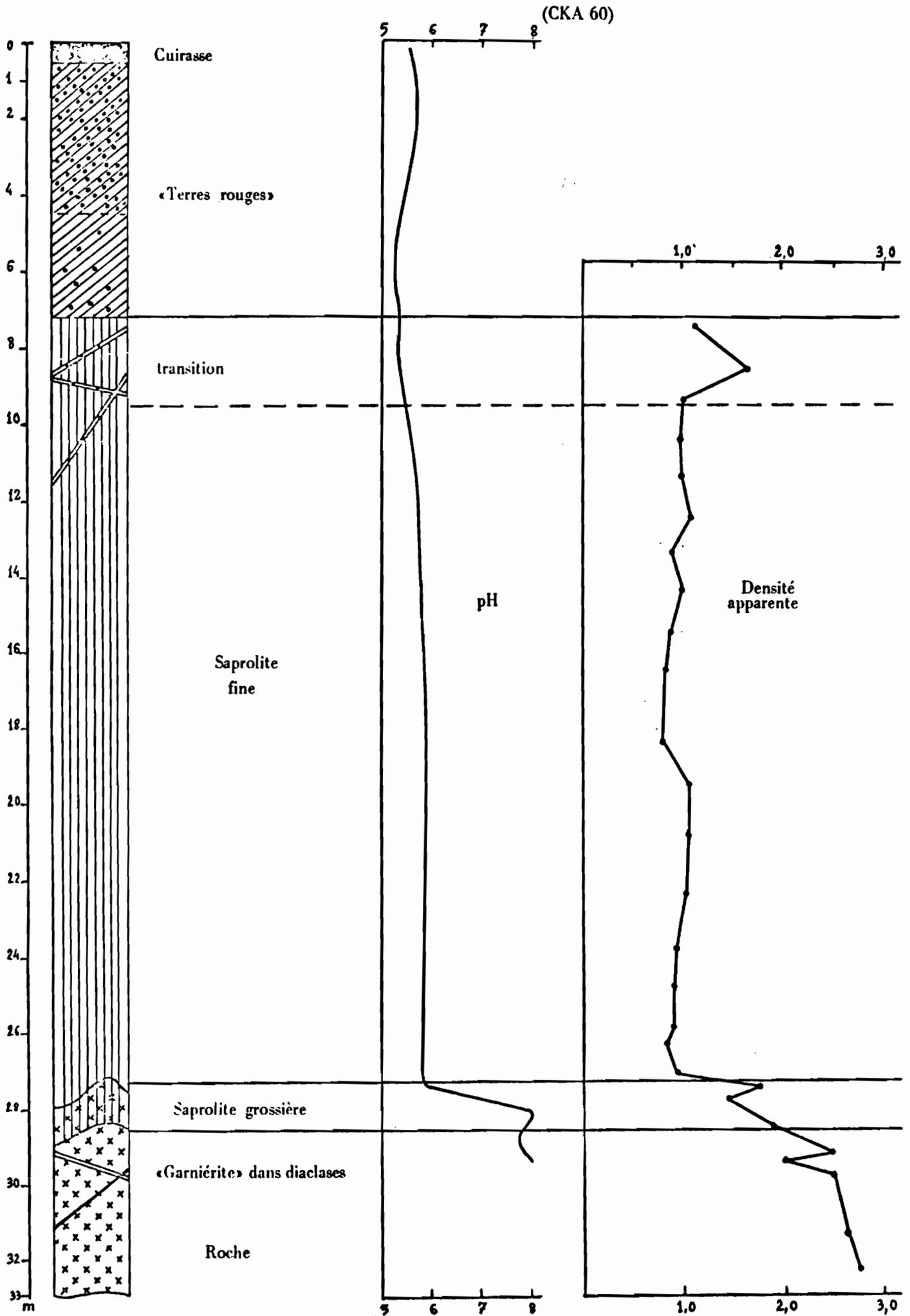
Les profils d'altération étudiés comme caractéristiques de ce milieu ont été prélevés sur divers plateaux, reliques des surfaces I ou II (fig. 16) :

- pour la surface I, le grand plateau cuirassé de Pereaueu - Me Aiü (feuille IGN 1/50 000 de Kouaoua) d'altitude moyenne 720 m (sondages CKA 60 et CKA 61), et le plateau à cuirasse démantelée de l'île des Pins, d'altitude moyenne 110 m (sondage CIP 21) ;
- pour la surface II, des plateaux à cuirasse plus ou moins démantelée, échantillonnés sur leur rebord le long des entailles d'érosion ("lavakas") ; profils CLC 69 sur le bassin de la Coulée (altitude 480 m), CDO 52 sur celui de la Rivière des Pirogues (feuilles IGN du Mont-Dore) à une altitude de 200 m, et COE 12 sur celui de la Ouinné (altitude 150 m).

Les roches mères sont des dunites en CKA 60 et CDO 52, une harzburgite pauvre en pyroxène en CLC 69, une harzburgite plus typique de la masse péridotitique principale (voir chapitre II) en CKA 61 et CIP 21.

Outre ces profils complets, des faciès particuliers, très enrichis en nickel, ont été échantillonnés dans les principaux centres miniers.

Figure 17 : profil de plateau



II. LE PROFIL D'ALTERATION. ORGANISATION DES PHASES.

A. LE PROFIL D'ALTERATION TYPE.

Le profil d'altération type comprend du haut en bas les horizons suivants (DE CHETELAT, 1947 ; TRESCASES, 1973) :

- éventuellement cuirasse ferrugineuse ;
- "terres rouges" plus ou moins gravillonnaires (dénommées localement "terres latéritiques" ou "latérite rouge") ;
- roche ultrabasique totalement altérée et ferruginisée, où la forme des cristaux de la péridotite initiale est souvent reconnaissable, car elle est fossilisée par les hydroxydes résiduels ; localement nommé "latérite jaune", cet horizon constitue le faciès saprolite fine ; c'est l'équivalent de la "couche tendre" des profils sur dunite décrits par BONIFAS (1959) en Guinée ;
- roche ultrabasique altérée, à structure conservée ("minerais terreux") représentant le faciès saprolite grossière ;
- roche ultrabasique peu à pas altérée.

Ce profil-type est théorique, et il y a d'assez grandes variations d'un sondage à un autre, parfois très proche :

- l'épaisseur des différents horizons est très variable ;
- les profils sont quelquefois tronqués par l'érosion, et plus ou moins fortement remaniés ;
- le passage d'un horizon à un autre n'est pas seulement vertical, mais peut également être latéral ou oblique dans certains cas.

Néanmoins, à ce nuances près, ce profil-type est très largement représentatif des zones de plateaux.

La figure 17 schématise le profil d'altération observé en CKA 60 ; les variations du pH et de la densité apparente sont représentées.

Les caractéristiques des autres profils (puissance et densité apparente moyenne des horizons successifs) sont données, pour comparaison, dans le tableau VI.

TABLEAU VI
Variations de quelques paramètres physiques dans les profils de plateau

	CKA 60	CKA 61	CIP 21	CLC 69	CDO 52	COE 12
Epaisseur cuirasse (mètres)	0,5	1,5	0	0-0,2	1,0	0,2
Epaisseur "terres rouges" (m)	6,7	3,0	2,5	3,0	1,0	1,4
Epaisseur saprolite fine (m)	20,3	15,0	6,5	11,0	28,0	> 10,0
Epaisseur saprolite grossière * (m)	1,0	6,0	1,0	0,3	0,2	—
Epaisseur totale du profil (m)	28,5	25,5	10,0	14,5	≈ 30	> 12,0
Densité apparente moyenne saprolite fine **	0,9	1,0	1,05	0,8	0,9	0,9
Densité apparente moyenne saprolite grossière **	1,7	1,7	1,4	1,7	1,6	—
Densité apparente moyenne roche mère	2,8	2,8	2,7	2,7	2,8	2,9

- * y compris les passages de roche peu altérée rencontrés au sein de la saprolite grossière
** pour un échantillon sec à 105°C.

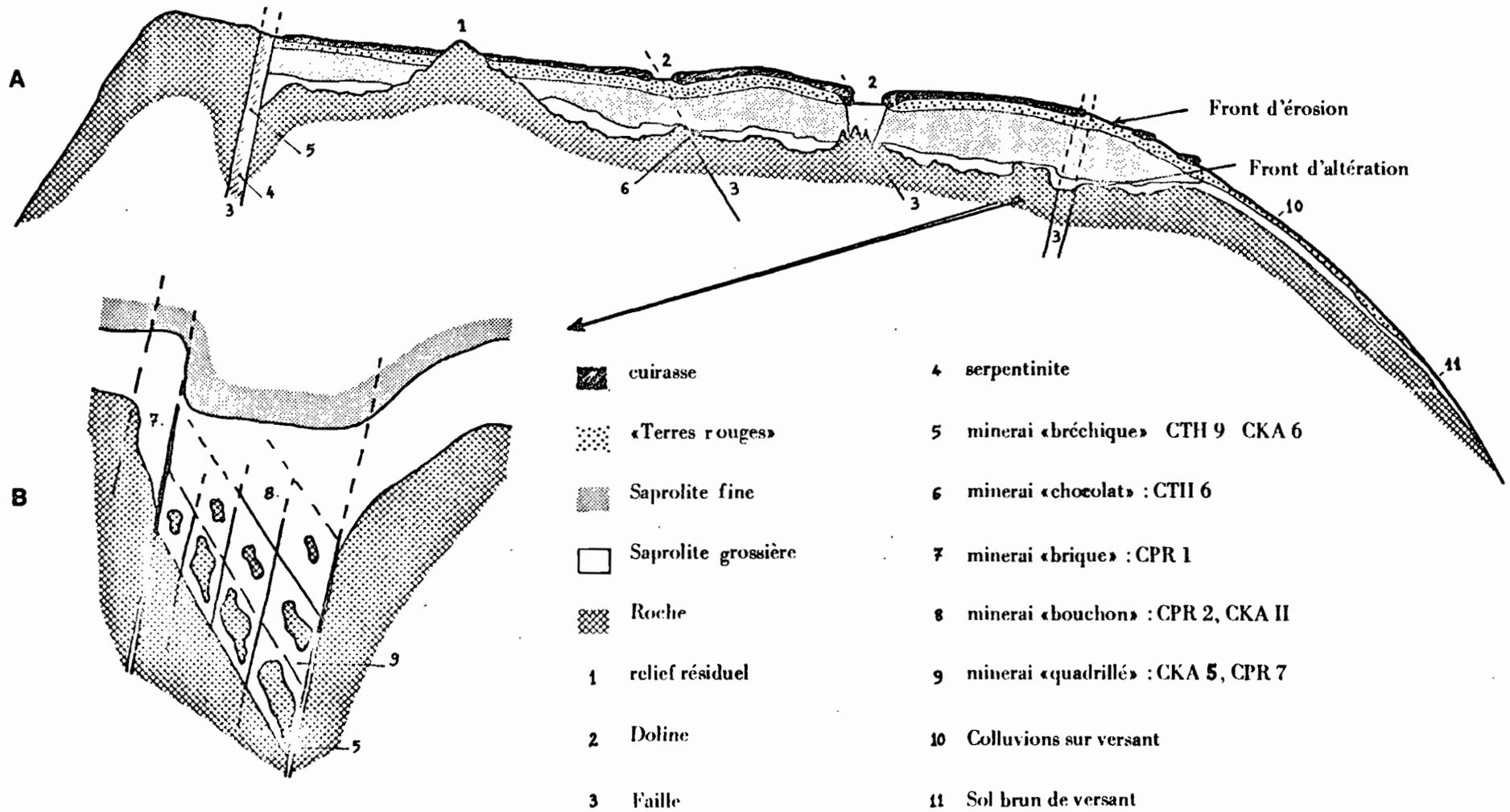
B. DESCRIPTION DE CHAQUE NIVEAU.

La répartition spatiale de l'ensemble des faciès d'altération et des horizons pédologiques en zone de plateau est synthétisée par la figure 18.

Figure 18

Répartition spatiale des types d'altération

A. Coupe schématique du manteau d'altération d'un plateau
 B. Détail d'une zone tectonique.



1) Roche mère.

Il s'agit de péridotites, très diaclasées et souvent fracturées, les cassures étant alors tapissées de chrysotile. La description minéralogique détaillée de ces roches figure dans le chapitre II. Les minéraux offerts à l'altération sont l'olivine, l'antigorite, la chromite et, en général, l'enstatite.

A proximité du front d'altération, des minéraux secondaires apparaissent dans les fissures : quartz, parfois associé à des produits silicatés très nickélifères (garniérites).

2) Saprolite grossière.

a) Contact avec le substrat.

Le contact entre le substrat et le manteau altéré est extrêmement tourmenté dans le détail, et présente le plus souvent un aspect de lapiez : la surface du bed-rock est hérissée de lames et d'aiguilles, et crevée d'une multitude de cuvettes.

Ce contact est par ailleurs très franc. La grande complexité de détail du toit de la roche saine rend délicate l'interprétation des sondages verticaux, qui donnent souvent l'impression d'une succession de "bancs" sains et altérés.

b) Caractéristiques générales du niveau.

Le niveau de saprolite grossière est peu épais ; en général de l'ordre du mètre, sa puissance peut atteindre ou dépasser localement trois mètres, mais peut aussi devenir décimétrique. Cet horizon est à granulométrie très hétérogène. De couleur brun-jaune à brun-verdâtre, il renferme de nombreux fragments millimétriques à centimétriques de péridotite encore cohérente, emballés dans une matrice argileuse colorée en brun par les hydroxydes de fer. La structure de la roche est en général conservée.

Si certains graviers sont encore identiques à la roche sous-jacente, d'autres sont beaucoup plus altérés, et présentent un aspect "éclairci", ou même déjà franchement ferruginisé. Dans les graviers "éclaircis", le maillage d'antigorite primaire est blanc ou jaune-verdâtre pâle, alors

qu'il est vert très sombre dans la roche mère ; les noyaux de péridot ont presque totalement disparus, et correspondent soit à des trous, soit à un remplissage ocre-jaune ; les pyroxènes paraissent peu modifiés. Dans les graviers ferruginisés, par contre, la teinte générale est brun-rouge ; les cloisons du maillage de serpentine primaire sont toujours blanches, mais très amincies, et parfois même partiellement épigénisées par les hydroxydes de fer.

Un lessivage des éléments fins du fond matriciel, peut intervenir à proximité d'un axe de drainage (faille, doline, front d'érosion entaillant le plateau). Le lessivage se traduit par un éclaircissement du fond matriciel, et une moins grande dispersion des particules grossières. Les flots de milieu initial protégés (par un gros gravier, etc...) se coiffent d'une accumulation de matériel de granulométrie intermédiaire (limons et sables fins) illuviés dans un second temps à partir du squelette résiduel (BOCQUIER, 1973 ; BOULET, 1972).

Tel qu'il vient d'être décrit, l'horizon de saprolite grossière des profils de zone haute représente une grande partie du minerai de nickel actuellement exploité. Ce type de minerai est appelé localement "minerai terreux" ou "minerai magnésien".

c) Faciès particuliers de saprolite grossière.

Dans certaines conditions, liées à la minéralogie de la roche mère, ou à l'environnement tectonique du profil, ou encore à la forme du toit de roche saine, la saprolite grossière se présente avec des faciès particuliers. Ces faciès constituent des minerais de nickel souvent plus riches que la saprolite grossière moyenne, et ont reçu des mineurs locaux des appellations propres. La figure 18 montre la disposition de ces divers minerais.

- Altération d'une péridotite fortement serpentinisée (mais incomplètement transformée en serpentinite). Le premier stade de l'altération modifie peu le réseau maillé serpentineux, et la roche altérée reste très cohérente dans sa masse. Cette roche altérée devenue très poreuse est fortement enrichie en nickel. Ce faciès est appelé localement "minerai serpentine brique".

- Zones faillées. Dans les zones broyées, les débris de péridotite, ferruginisés, sont cimentés par des précipités quartzo-nickélifères, verts, à allure mamelonnée. Les failles prennent alors la configuration de pseudo-filons nickélifères, d'épaisseur décimétrique à métrique, s'enfonçant très en-dessous du niveau moyen du front d'altération. Ces zones broyées constituent des axes de drainage privilégiés, ce qui explique sans doute l'importance de l'accumulation silico-nickélifère. Le remplissage des failles est appelé "minerai bréchique".

A quelque distance des zones broyées, la péridotite est débitée en blocs plus ou moins prismatiques. A proximité du front d'altération, les fissures sont le siège de précipités quartzo-nickélifères analogues au ciment du "minerai bréchique", mais d'épaisseur millimétrique à centimétrique. En même temps les blocs de péridotite sont victimes d'altérations centripètes, et se transforment en boulders de roche saine entourés d'un cortex, de saprolite grossière, riche en nickel. Ce faciès d'altération est situé topographiquement un peu plus bas que le front d'altération moyen, mais ne descend pas aussi profondément que les pseudo-filons de "minerai bréchique". Ce faciès à cloisons et cortex minéralisés constitue le "minerai quadrillé".

Vers le haut, les boulders et l'essentiel des cloisons disparaissent. Dans ce milieu au drainage rapide, il ne subsiste qu'un squelette à densité apparente très faible, inférieure à 1. C'est le "minerai interstitiel" ou "bouchon".

- Points bas du substrat rocheux. Les matériaux de granulométrie fine, lessivés de certaines zones de l'horizon de saprolite grossière, viennent s'accumuler dans les cuvettes du substrat rocheux. Dans ces creux, le milieu initial, sans doute comparable à l'origine à la saprolite grossière environnante, est envahi par des produits fins, ferrugineux et nickélifères. L'accumulation se traduit par une pseudo-stratification et peut prendre un aspect sédimentaire. Les niveaux occupant ces points bas constituent le "minerai chocolat", très ferrugineux, mais partiellement silicaté.

3) Saprolite fine.

Le contact entre la saprolite grossière et la saprolite fine n'est pas brutal. Les fragments grossiers deviennent de plus en plus rares vers le haut et le changement de couleur, qui traduit la disparition quasi-totale des silicates, se fait en quelques centimètres. Ce contact est assez tourmenté, et reproduit en les amortissant, les variations du toit du substrat.

Ce niveau est très puissant (entre 10 et 30 m, en moyenne 20 m), mais peut localement être très érodé. De couleur brun-jaune à brun-rouge, cet horizon est à granulométrie très fine, ce qui lui confère une certaine plasticité ; il est constitué essentiellement d'hydroxydes de fer. La structure de la roche initiale est souvent reconnaissable, et ce niveau représente le squelette ferrugineux de la péridotite, plus ou moins tassé sur place. La densité apparente est très faible (0,9 à 1) ; elle augmente localement, lorsque des tassements plus importants sont intervenus. Cet horizon constitue le minerai de nickel latéritique, ou minerai à basse teneur.

Vers le haut, des fentes de dessiccation apparaissent, et sont remplies de gravillons ferrugineux entraînés à partir de l'horizon sus-jacent. D'autre part, la structure de la roche s'efface progressivement, sous l'influence de remaniements.

4) "Terres rouges".

La puissance de cet horizon varie de un à plusieurs mètres. Sa couleur est brun-rouge et sa granulométrie très hétérogène. La fraction grossière, qui devient prépondérante vers le haut du profil, est constituée par des gravillons ferrugineux millimétriques, résultant du concrétionnement des hydroxydes du niveau de saprolite fine, mais aussi du démantèlement d'anciennes cuirasses. La fraction fine est encore proche de celle de l'horizon sous-jacent.

Les "terres rouges" sont remaniées, et toutes les structures de la roche sont effacées. A la base de l'horizon, ce remaniement n'est en général qu'un simple tassement sur place, suivi de déplacements très limités. Au sommet les déplacements sont beaucoup plus importants. On a vu dans la Ière partie (chapitre III, modelé) que ces "terres rouges" sont en

partie antérieures au soulèvement qui a découpé le plateau. Avant cette surrection, elles résultaient d'un colluvionnement, voire d'un alluvionnement, dans un bassin karstique. Après le soulèvement, ces niveaux sont fortement remaniés.

5) Cuirasse.

La structure des cuirasses est très variable : elle est souvent scoriacée et alvéolaire, avec des parties dures, noires, à éclat métallique, et des parties tendres bariolées, rouges ; elle peut aussi être pisolithique, quand la cuirasse résulte de la cimentation de gravillons ferrugineux.

Le cuirassement des "terres rouges" devient notable lorsque la reprise de l'érosion provoque l'entaille des bassins karstiques : la cuirasse est un horizon fossile, antérieur à la constitution du plateau. Après l'induration, qui intervient en profondeur chaque fois que se produit une brusque variation de l'aération du milieu, et après le déblaiement des matériaux meubles sus-jacents, la résistance de la cuirasse à l'érosion peut favoriser des inversions de reliefs.

La destruction des cuirasses se traduit par l'accumulation de blocs et de gravillons. A la limite, lorsqu'un plateau est très démantelé, il évolue en lourde croupe convexe, et l'horizon superficiel est un niveau de "terres rouges" très gravillonnaire.

C. EVOLUTION GRANULOMETRIQUE.

Evoquée lors de la description de chaque horizon, la distribution de la granulométrie a une évolution caractéristique (TRESCASES, 1969a), illustrée par la figure 19 (sondage CKA 60). Ces variations peuvent être portées sur un diagramme triangulaire (figure 20), dont les poles correspondent respectivement à 100 % de fraction grossière ($\phi > 2 \text{ mm}$), de fraction fine ($\phi < 50 \mu$) et de fraction sableuse, intermédiaire.

Figure 19
Profil CKA 60 : Distribution granulométrique
(repris de TRESCASES, 1973)

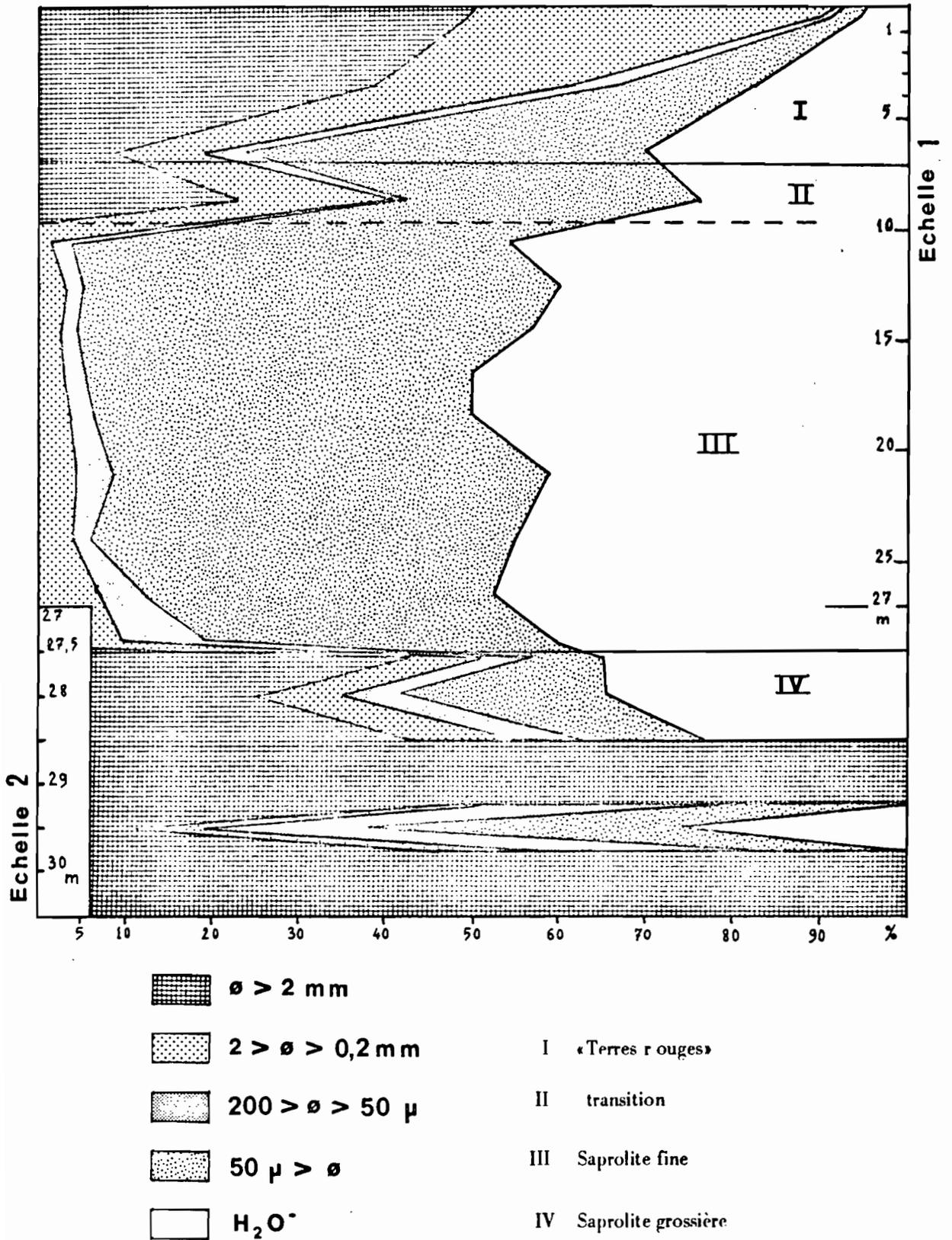
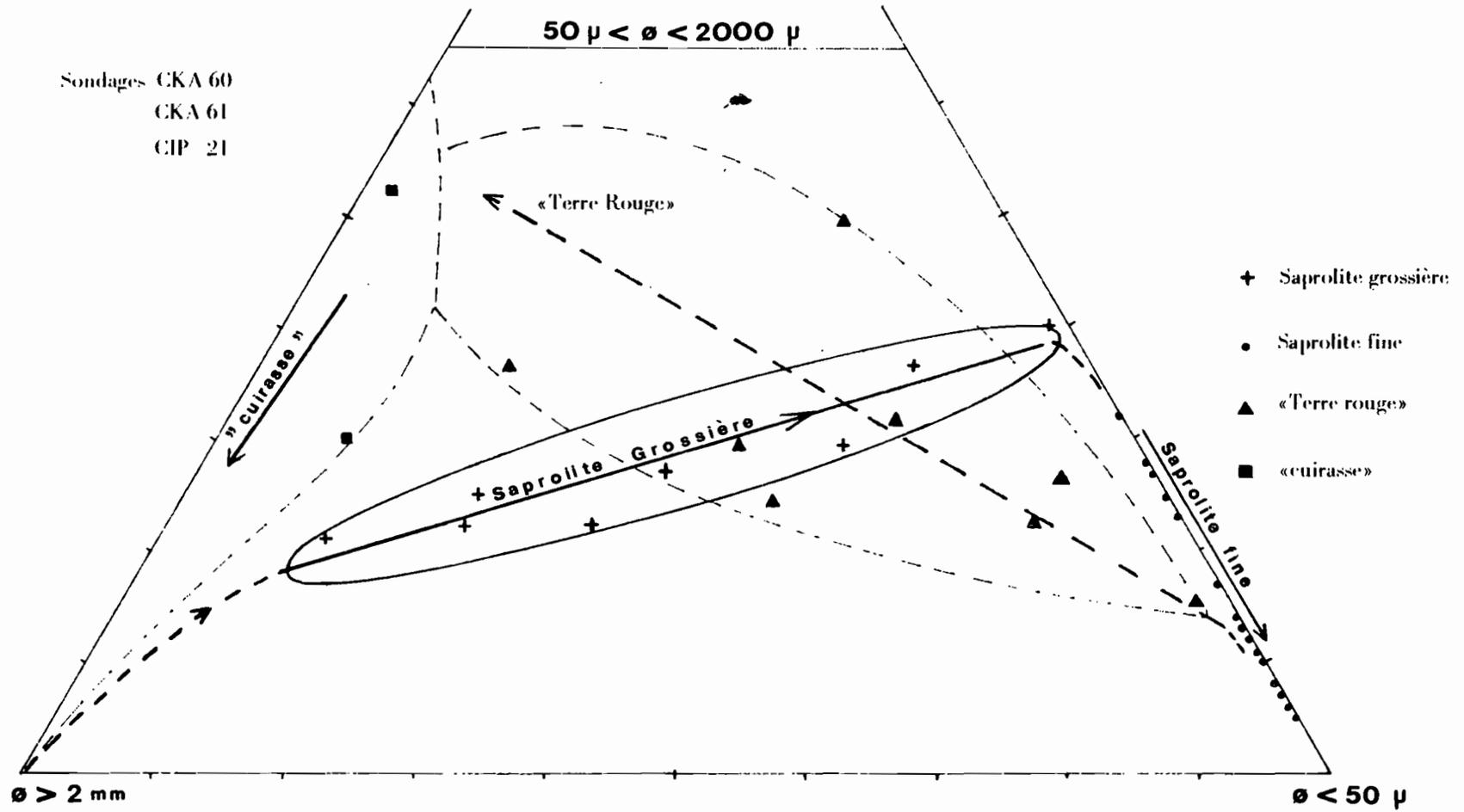


Figure 20 : Evolution de la distribution granulométrique dans les profils de plateau



Le domaine de la saprolite grossière est très étroit, tous les points s'alignant suivant un axe. La direction de cet axe précise que la fragmentation des blocs de péridotite produit de plus en plus de particules très fines, au détriment des fractions sableuses. Cette tendance s'amplifie encore dans la saprolite fine. Le domaine des "terres rouges" est beaucoup plus large : dans cet horizon, en effet, concrétionnement et remaniement interviennent, ce qui contribue à disperser les points représentatifs des granulométries. Une direction moyenne d'évolution a été tracée : à l'exception des tous premiers stades de concrétionnement, l'évolution se fait surtout vers les grosses particules, de diamètre supérieur à 2 mm. Les "cuirasses" portées sur le diagramme désignent en fait le matériau meuble emballant des blocs décimétriques ; lorsque l'évolution est complète, il n'y a plus que des blocs, voire une masse indurée cohérente. Le point représentatif de la distribution granulométrique des horizons successifs décrit donc un cycle complexe. Au cours de l'altération ce point tend vers le pôle "fraction fine" alors que le concrétionnement tend à ramener ce point vers le pôle "fraction grossière". L'altération, comme ensuite le concrétionnement, affectant aussi les particules de taille intermédiaire apparues antérieurement, ces phénomènes s'auto-catalysent, et le cycle ne s'approche jamais du pôle "fraction sableuse".

III. CARACTERISTIQUES MINERALOGIQUES DES PHASES.

Cette étude a été réalisée par analyse thermique différentielle, diffraction des rayons X, microscopie optique et électronique, sur les échantillons complets, et, chaque fois que c'était possible, sur des fractions séparées, de façon à pouvoir suivre les filiations minéralogiques.

A. ROCHE ET SAPROLITE GROSSIERE.

• Chromite.

Le spinelle chromifère se présente soit en petits cristaux automorphes, octaédriques, soit en grandes plages xénomorphes, imbriquées avec du péridot et surtout de l'orthopyroxène. Ces cristaux de chromite

sont craquelés, et les fissures sont envahies par des filonnets de serpentine (chrysotile), qui traversent aussi les cristaux environnants. Mais, à ce stade d'altération, il ne semble pas encore que la chromite soit attaquée (photos 5 à 7 - planche II).

• Orthopyroxène.

Les cristaux d'enstatite, même dans la roche mère, sont souvent partiellement pseudomorphosés par de l'antigorite. On passe ainsi à des pseudo-cristaux nommés "bastite" dans lesquels les lamelles d'antigorite sont toutes orientées selon le clivage (010) de l'enstatite ; il ne subsiste alors que quelques îlots de pyroxène.

Dès les premiers stades de l'altération, du talc microcristallin se développe le long des clivages et sur les bords des cristaux au seul détriment de l'enstatite **alors que la bastite est respectée**. Lorsque l'altération se développe, les grandes plages de pyroxène bastitisé sont corrodées, et des trous apparaissent, partiellement remplis d'hydroxydes de fer, pendant que les clivages s'imprègnent également de ces hydroxydes ; le talc, fréquemment associé à du quartz microcristallin, remplace progressivement les cristaux d'enstatite. Une petite proportion de chlorite est souvent associée au talc épigénisant l'enstatite ; l'étude aux rayons X de fraction "pyroxène" triée montre que cette chlorite est magnésienne et, dans les premiers stades, légèrement gonflante (ou un peu interstratifiée avec des smectites) ; ce caractère gonflant disparaît lorsque le degré d'altération augmente (figure 21). Dans quelques cas, des traces de smectites ont été observées dans les pyroxènes altérés.

Talc et chlorite sont absents des profils sur dunite : ces deux minéraux sont spécifiques de l'altération de l'enstatite (photos 8 à 10 ; planche II).

• Péridot.

L'étude en lames minces de l'altération de l'olivine a été effectuée par de très nombreux auteurs. Les descriptions de LACROIX (1913 et 1942), MILLOT et BONIFAS (1955 et 1956), BONIFAS (1959) et DELVIGNE (1965) évoquent des processus très similaires à ceux qui sont observés ici.

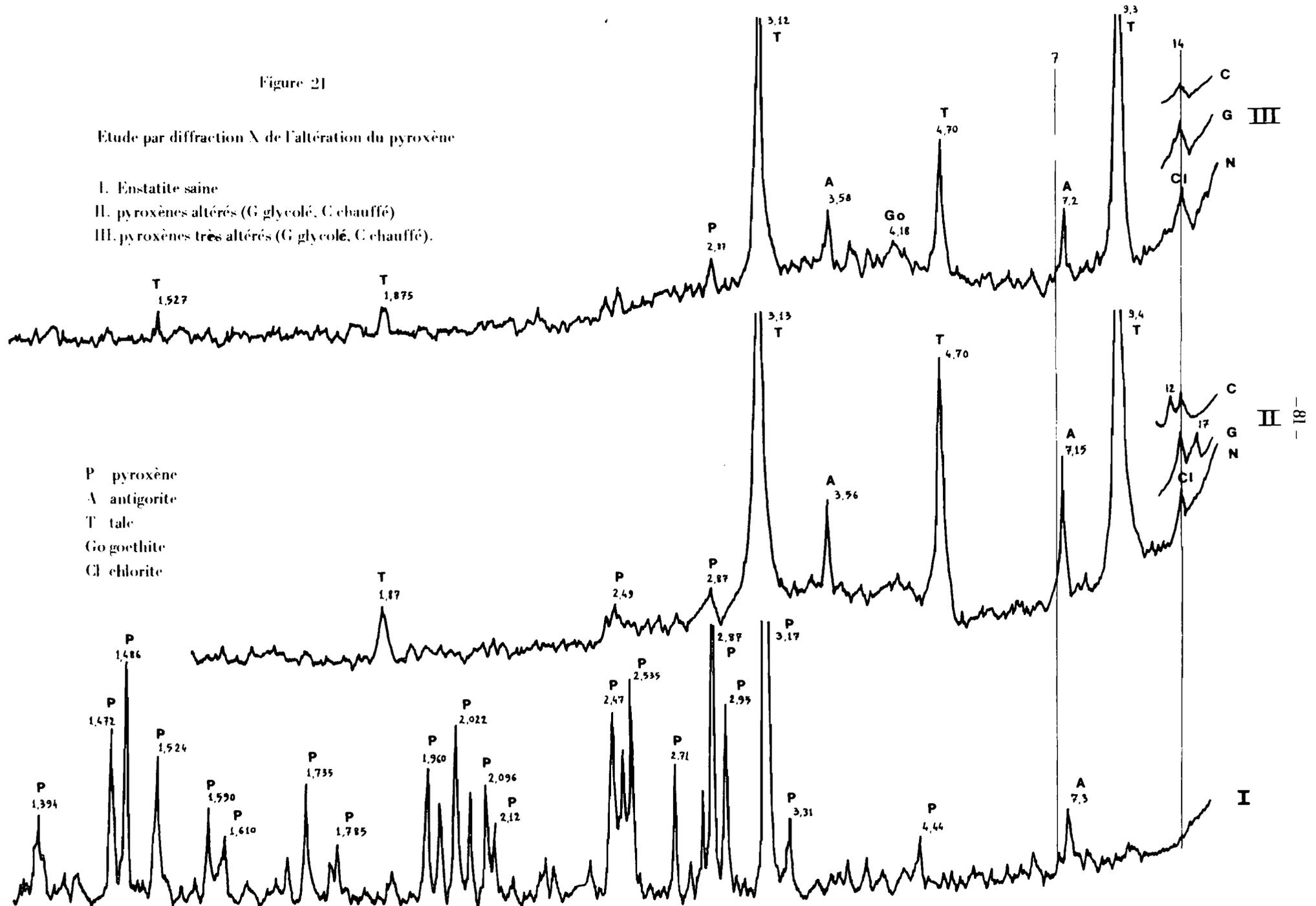
Figure 21

Etude par diffraction X de l'altération du pyroxène

I. Enstatite saine

II. pyroxènes altérés (G glycolé, C chauffé)

III. pyroxènes très altérés (G glycolé, C chauffé).



Le périclote se présente la plupart du temps sous forme de noyaux polyédriques de 150 à 200 μ de diamètre, enserrés dans les mailles d'un réseau d'antigorite. L'évolution de ces noyaux est très rapide. Dans un premier stade, les bordures des cristaux d'olivine sont corrodées, amincies, comme "dissoutes", car aucune néoformation minérale ne vient encore remplacer le matériel enlevé. Cette corrosion progressant, les plages de périclote sont fragmentées en très petits nodules résiduels, noyés dans une masse essentiellement amorphe, fortement colorée par les hydroxydes de fer ("Iddingsite"). Très rapidement, toute trace d'olivine disparaît, laissant des cavités microscopiques, partiellement remplies par des produits amorphes ou cryptocristallins, riches en hydroxydes de fer (photos 14 à 16 ; planche III ; photos 17 à 22 ; planche IV).

L'étude chimique détaillée de ces produits amorphes (voir paragraphe "GEOCHIMIE") montre qu'il s'agit d'un mélange de gels ferrifères et siliceux. Ce type d'altération de l'olivine en opale et stilpnosidélite est classique et a été décrit sur d'autres gisements, l'opale ferrugineuse étant quelquefois appelée birbirite (AUGUSTITHIS, 1965). Lorsque l'altération progresse, les trous subsistent, et le matériel qui les tapisse semble de plus en plus riche en hydroxydes ferrifères ; ces hydroxydes s'organisent alors en lamelles microscopiques de goéthite.

L'hydrolyse des noyaux d'olivine provoque donc surtout la précipitation d'oxydes hydratés amorphes, d'aspect caractéristique aussi bien en lame mince qu'au microscope électronique (photos 43 et 44 ; planche VIII). L'altération du périclote ne semble pratiquement jamais conduire à la genèse d'antigorite supergène. La valeur de l'énergie libre standard de formation de l'antigorite (GARRELS et CHRIST, 1965 ; KING et al., 1967) montre d'ailleurs que sa genèse doit être rare dans l'altération, et que, le plus souvent, c'est l'antigorite qui s'altère. Quelques petits cristaux de quartz peuvent aussi apparaître au sein du remplissage amorphe substituant les noyaux d'olivine, mais beaucoup plus rarement que dans les plages de pyroxène.

Enfin, signalons qu'un minéral argileux de la famille des smectites peut apparaître comme un autre produit de l'altération des périclotes. Ce faciès apparaît de préférence dans les profils sur harzburgites : l'altération tardive de l'orthopyroxène libre avec un certain retard de la

silice, dans un milieu riche en produits amorphes issus de l'altération des péridots ; ce regain de l'apport de silice pourrait induire la néoformation de smectites (JACKSON, 1965). Mais c'est surtout dans les cortex des boulders du "minerai quadrillé", faciès localisé nettement sous le niveau moyen de la sapolite grossière (figure 18), que le développement des smectites est le plus important. La genèse de smectite dans ces milieux est peut-être orientée également par un facteur minéralogique : les roches mères de ces "minerais quadrillés" sont exceptionnellement peu serpentinisées. La nature de ces smectites est difficile à préciser. La plupart des auteurs ont décrit l'altération d'olivine en smectite ferrifère (nontronite) : SHERMAN et UEHARA (1956), WILSHIRE (1958), SHERMAN et al. (1962), KRISHNA MURTI et SATYANA RAYNA (1969), WILDMAN et al. (1968 et 1971), YAALON (1970). Seuls CRAIG et LOUGHNAN observent un mélange de saponite et d'oxydes de fer. La couche octaédrique semble le plus souvent constituée de fer plutôt que de magnésium.

. Antigorite primaire.

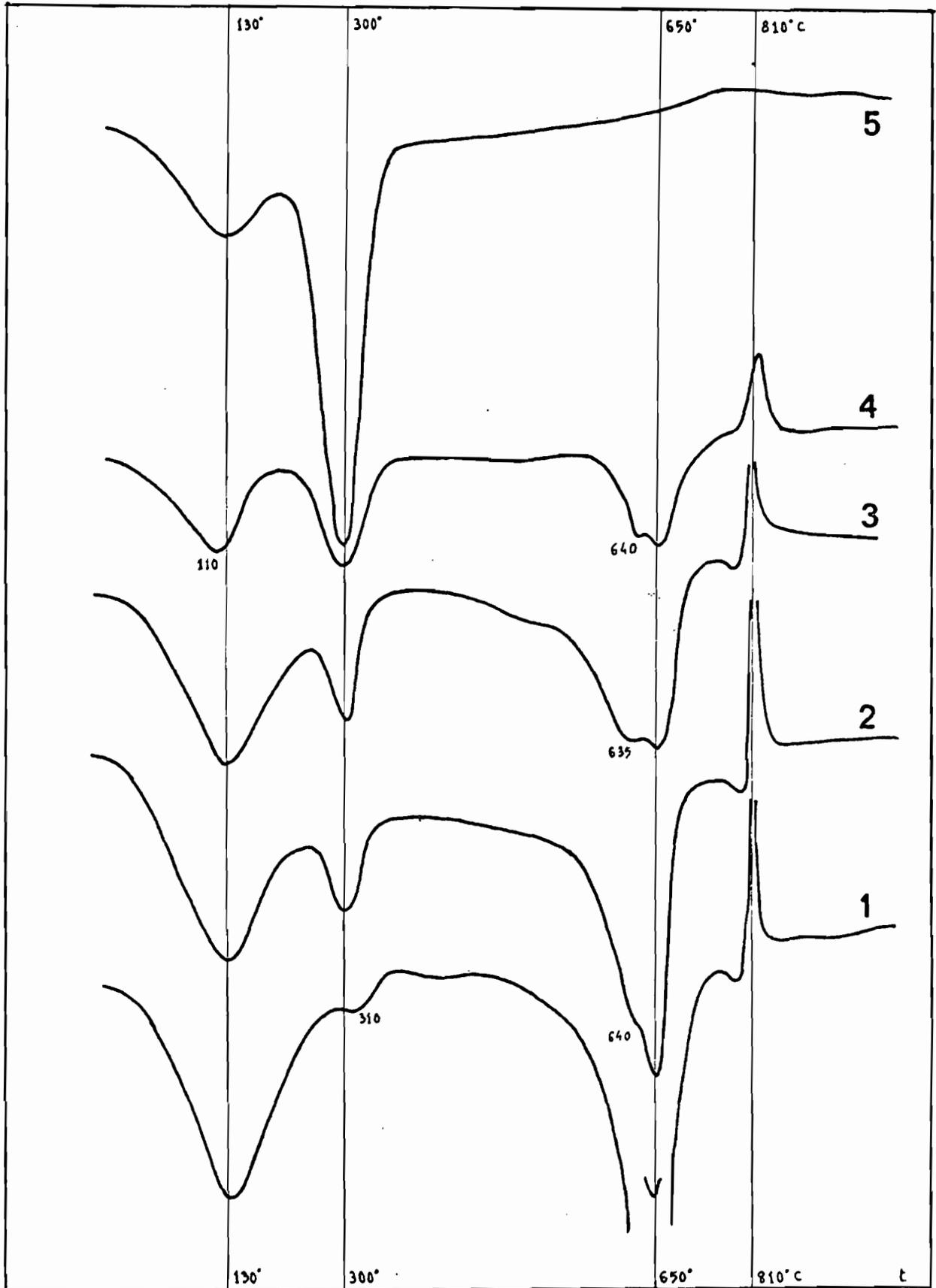
Le réseau maillé d'antigorite de rétrodiagenèse a un aspect caractéristique : c'est un réseau à maille polyédrique, souvent grossièrement quadrangulaire, qui enserme les cristaux d'olivine. Ce réseau est dessiné par des cloisons serpentineuses, chacune des cloisons étant constituée de deux feuillets accolés, de 50 à 200 microns d'épaisseur. Dans chaque feuillet les lamelles d'antigorite sont normales aux parois. De tous petits granules de magnétite viennent s'allonger dans le plan séparant les deux feuillets (photos 11 et 12, planche III).

Lorsque l'altération débute, alors que les pyroxènes sont encore intacts et que les péridots commencent à être corrodés, le réseau d'antigorite absorbe des hydroxydes de fer et apparaît jaune en lame mince. Une partie de ce fer vient de la magnétite qui s'oxyde, et une partie vient probablement de la fraction d'olivine hydrolysée (photos 13 à 16 ; planche III ; photo 24, planche V).

L'altération progressant, le réseau subsiste intact, mais devient de plus en plus coloré par les hydroxydes de fer ; cette accumulation reste toutefois beaucoup plus faible que dans les fantômes de péridot : en effet, si l'antigorite paraît colorée en lame mince, à la loupe elle ressort en blanc verdâtre sur le fond ocre des péridots altérés.

Figure 22 : Analyse thermique différentielle de la saprolite grossière .
(profil CKA 60 - fraction $\lt; 50 \mu$)

1 base
4 sommet (5 base de la saprolite fine)



Dans les zones très altérées de la saprolite grossière, l'antigorite finit à son tour par être hydrolysée, mais après la disparition des derniers pyroxènes et surtout des derniers péridots. Cette altération est lente et progressive, et se traduit par l'amincissement des cloisons ; les feuilletés accolés s'écartent l'un de l'autre. En s'altérant l'antigorite abandonne une petite quantité de produits amorphes, très fortement colorés par les hydroxydes de fer. Ces derniers s'organisent en goethite qui vient épigéniser le maillage initial (photos 23 à 28 ; planche V).

L'analyse thermique différentielle permet de suivre l'altération de l'antigorite (figure 22) : l'amplitude du principal pic endothermique (650-700°) diminue progressivement, ce pic s'élargit, devient dissymétrique, et se dédouble. Ce dédoublement pourrait être dû à la néoformation d'une nouvelle génération d'antigorite, peut-être plus nickélicifère puisque sa température de déshydroxylation est plus basse (CAILLERE, 1936). Mais on peut aussi l'attribuer à la simple désagrégation des paquets de lamelles constituant le maillage primaire ; en libérant de toutes petites particules cristallines, cette désagrégation facilite leur thermolyse. Le microscope électronique permet d'observer le démantèlement progressif du réseau d'antigorite (photo 41 ; planche VIII et photo 47, planche IX). L'aspect en lattes des cristaux ne change pas au cours de l'altération.

Les grandes fibres de chrysotile qui zèbrent fréquemment les péridotites ont un comportement proche ; elles résistent toutefois d'autant mieux à la dégradation météorique qu'elles sont plus compactes et mieux développées. Il ressort de ces observations que l'essentiel de l'antigorite de la saprolite grossière est héritée.

. Goethite.

La goethite n'apparaît pas immédiatement. Si l'individualisation du fer, sous forme d'hydroxyde ferrique, est extrêmement précoce, et visible au microscope dès le début de l'altération (photo 13, planche III), les attaques chimiques ménagées révèlent qu'une énorme proportion de cet hydroxyde n'est pas ou est très mal cristallisée (voir paragraphe "géochimie"). A l'A.T.D., le premier pic endothermique de déshydratation, très puissant, laisse présager la présence de matériel amorphe (figure 22) ; les enregistrements d'analyse thermique ne montrent toutefois pas toujours le pic exothermique caractéristique des véritables gels ferriques (LAUNAY et TRESCASES, 1969). Les raies de diffraction X de la goethite n'apparaissent que tardive-

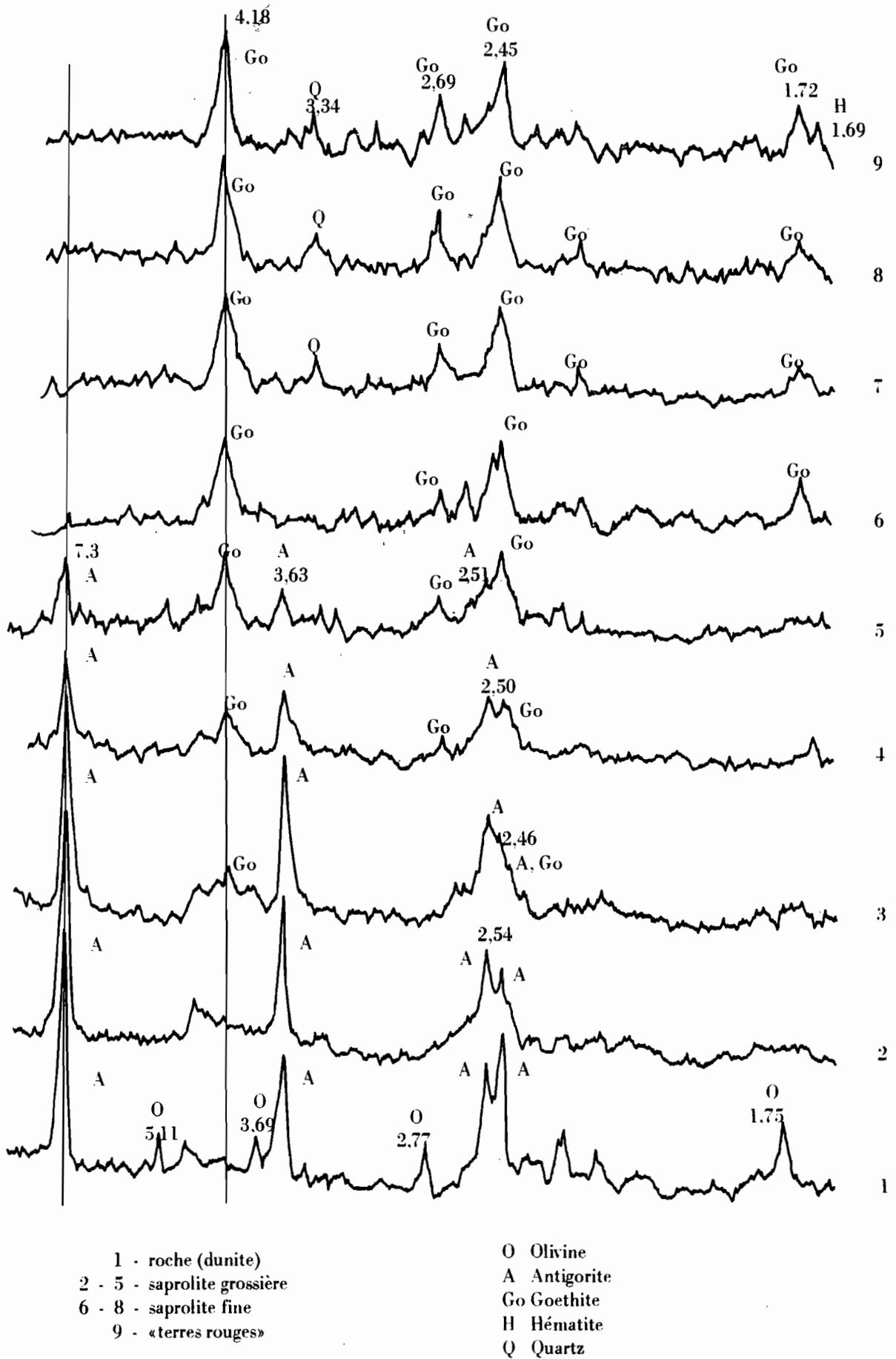


Figure 23 : Etude par diffraction X de l'évolution minéralogique du profil CKA 60

ment dans le niveau de saprolite grossière (figure 23), alors que les pyroxènes et les péridots ont déjà disparu. Ces diagrammes ne permettent pas d'identifier des espèces alumineuses (suivant les abaques de NORRISH et TAYLOR, 1961 ; THIEL, 1963 ; ou SOLYMAR, 1970). BIAIS et al. (1972) montrent d'ailleurs expérimentalement que la substitution de l'aluminium au fer dans le réseau de la goethite n'intervient pas pour un rapport Fe/Al élevé du milieu de cristallisation. AMMOU CHOKROUM (1972) a mis par contre en évidence que la goethite de ces profils renferme du chrome, de l'aluminium et du nickel ; cette association n'est probablement pas structurale, mais doit correspondre à l'adsorption physique des hydroxydes $\text{Cr}(\text{OH})_3$, $\text{Al}(\text{OH})_3$, et $\text{Ni}(\text{OH})_2$ sur la goethite.

L'hydrolyse de l'olivine dans le milieu oxydant et à pH alcalin constitué par la saprolite grossière provoque la précipitation immédiate de l'hydroxyde ferrique. Par altération expérimentale PEDRO (1964) observe dans ces conditions de la stilpnosidérite (gel ferrique), alors que la goethite apparaît dans le cas d'une oxydation lente du fer ferreux. D'autre part, la présence de quantités importantes de silice amorphe, de magnésium et de nickel freine la cristallisation des hydroxydes ferriques (PEDRO et MELFI, 1970 ; NALOVIC et PINTA, 1972 a et b). Lorsque le milieu s'appauvrit en ces éléments, la goethite mieux cristallisée prend le relais des composés amorphes ou cryptocristallins.

L'observation en lame mince montre une organisation de la goethite en lamelles épigénisant progressivement le réseau maillé d'antigorite hypogène et striant les cavités abandonnées par les noyaux d'olivine (photos 26 à 28 ; planche V).

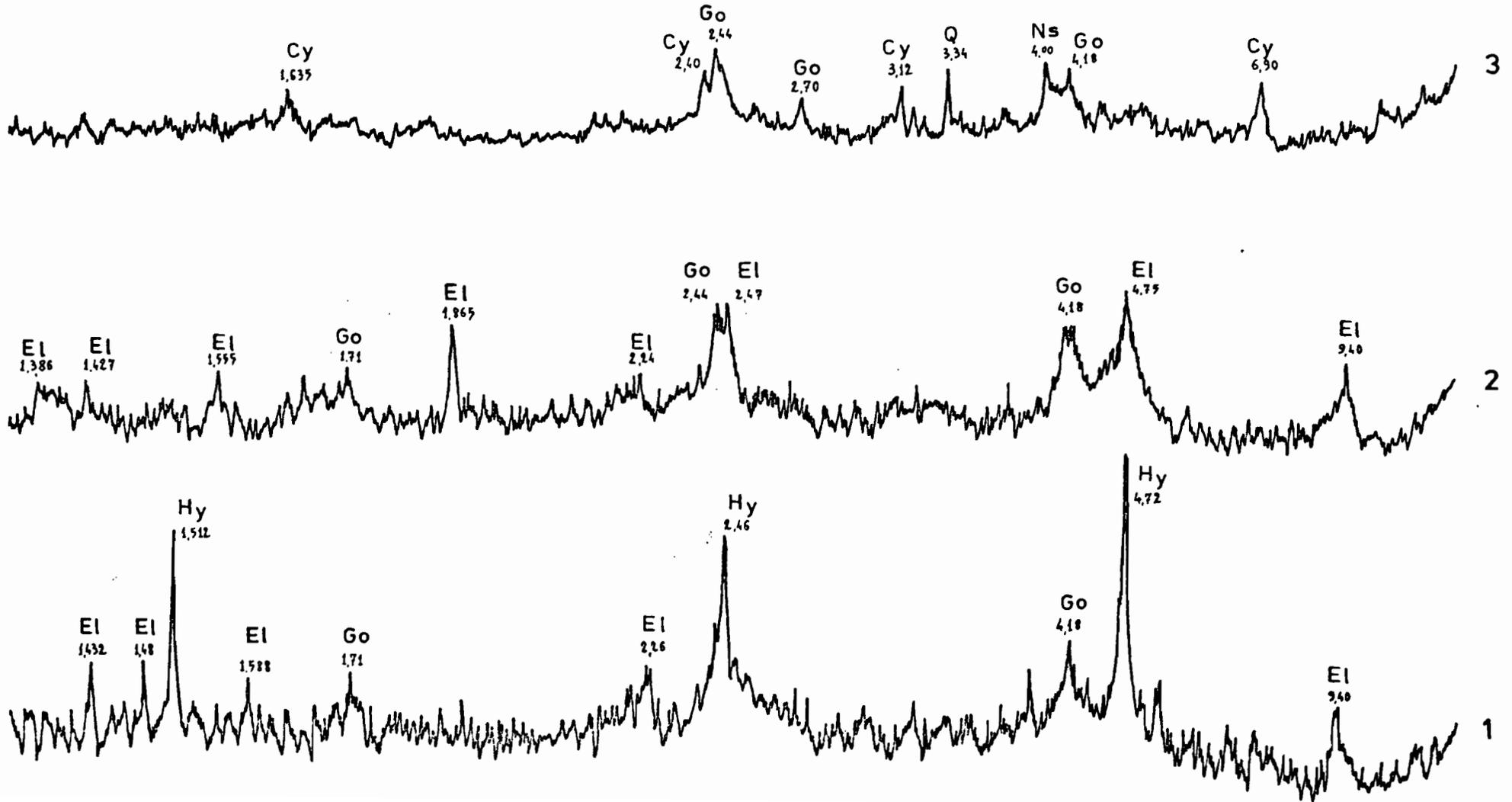
Au microscope électronique cette goethite apparaît en baguettes de très petites dimensions, souvent arrangées en réseau hexagonal (photos 45 et 46 ; planche VIII).

. Asbolane.

Des oxydes et hydroxydes de manganèse sont individualisés en concrétions d'asbolane, brunes ou noires, de taille millimétrique, et de formes très variées (tubes, croutes mamelonnées). L'étude par diffraction X permet d'identifier quelques espèces voisines de l'hydrohausmannite (Mn_4^{II} , Mn_8^{III} , O_{16} (OH) et de l'élizabetinskite (Co^{II} , Mn^{III}) O (OH), mais

Figure 24: Diffractogrammes RX de concrétions d'asbolane

- | | | | | | |
|---|--------------------------------|----|------------------|----|----------|
| 1 | dans la saprolite grossière | Hy | Hydrohausmannite | Ns | Nantite |
| 2 | à la base de la saprolite fine | EI | Elizabétinskite | Go | Goethite |
| 3 | au milieu de la saprolite fine | Cy | Cryptomélane | Q | Quartz |



l'ensemble paraît très mal cristallisé, et souvent amorphe à cryptocristallin (figure 24).

Ces concrétions encroûtent fréquemment des filonnets d'antigorite ou des lamelles de silice (quartz ou opale) précipitées dans les fissures intercrystallines.

. Précipités fissuraux : quartz et "garniérites".

D'autres produits secondaires apparaissent sous forme d'imprégnation ou de précipités dans les macrofissures de la roche (diaclasses, failles), sous le niveau moyen du front d'altération. Ces précipitations ne peuvent donc intervenir qu'après migration des éléments chimiques qui les composent.

Le constituant le plus fréquent de ces remplissages est le quartz. Les cristaux sont petits (20 à 50 μ), engrenés, et tapissent les parois des fissures. Lorsque d'autres éléments sont associés à la silice (fer, nickel, manganèse...) la taille des cristaux de quartz diminue fortement, et devient de l'ordre du micron : il s'agit alors d'un composé cryptocristallin, parfois amorphe, voisin de l'opale (photos 29 et 30 ; planche VI). De l'antigorite jaune-brune en dépôts mamelonnés, accompagne quelquefois le quartz dans ces précipités.

Plus fréquemment, les silicates associés aux pseudo-filons de quartz sont colorés en vert pomme, et riches en nickel : il s'agit alors des "garniérites", souvent étudiées par les minéralogistes, et le plus souvent interprétées comme des antigorites nickélifères (voir Introduction, p. 4). L'analyse par diffraction des rayons X montre que le silicate principal a une structure voisine de celle du talc, mais que les cristaux peuvent "gonfler" en présence de molécules organiques, surtout après un traitement à la soude diluée destiné à éliminer une éventuelle silice amorphe (figure 25). Ces diagrammes de rayons X sont proches de ceux que donnent ALIETTI (1956) et GUENOT (1970) pour des minéraux que ces auteurs interprètent comme des interstratifiés talc-saponite ; ce "talc nickélifère" serait donc plus ou moins interstratifié avec une smectite nickélifère (pimélite). Il ne semble pas y avoir de talc Mg. Une proportion variable d'antigorite nickélifère est en général associée au "talc". Les courbes d'analyses thermiques différentielles confirment ces déterminations (figure 26). La température du deuxième pic

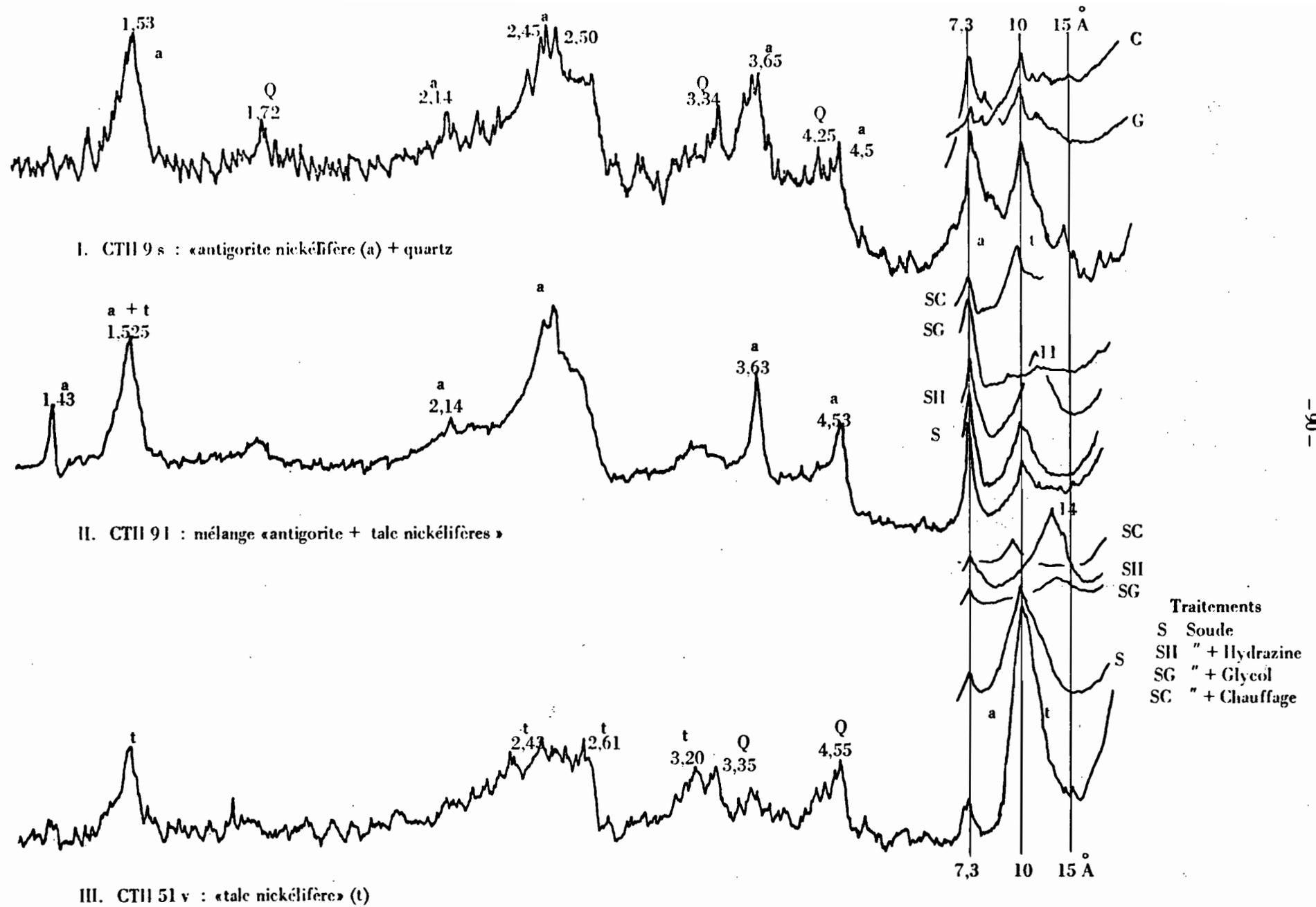
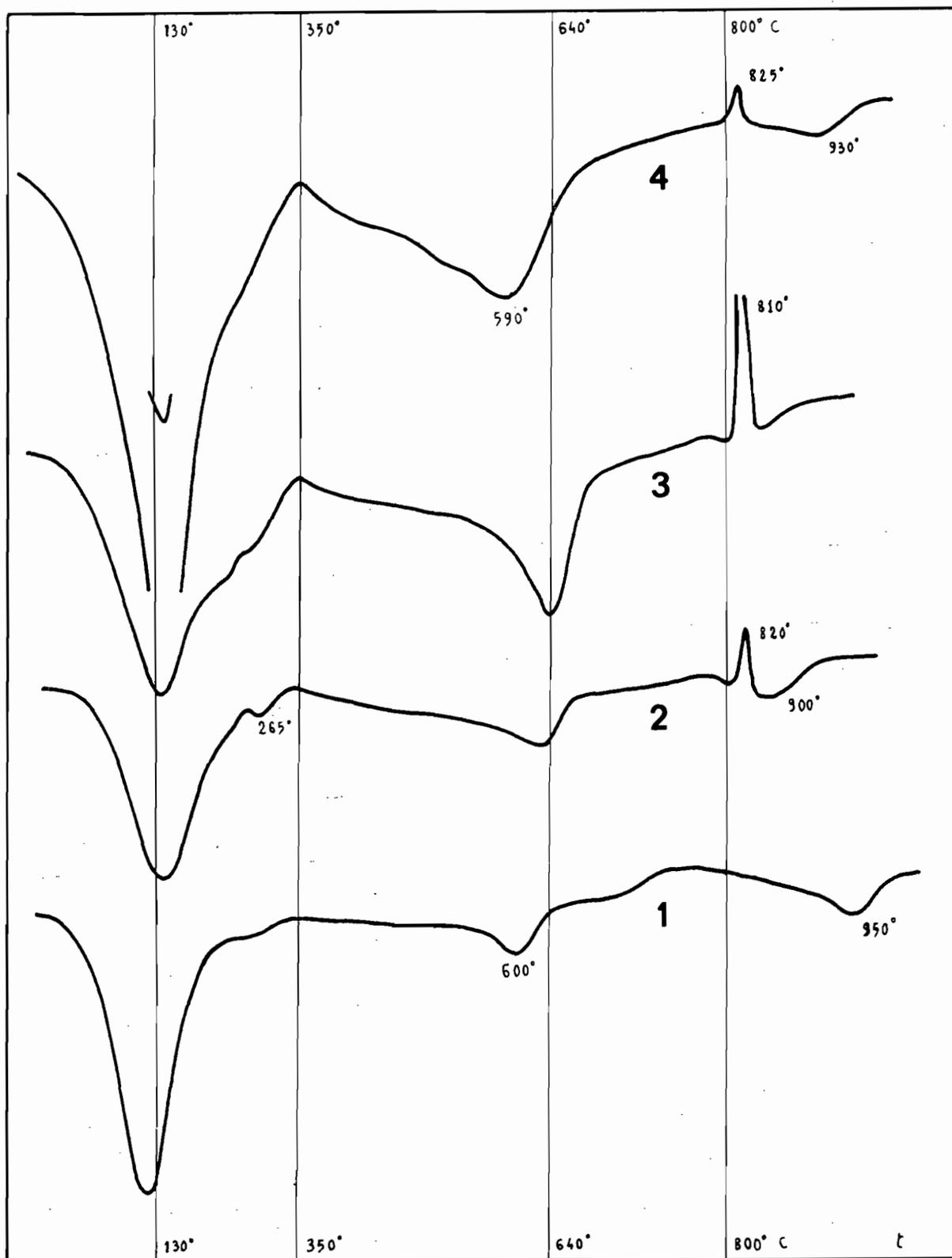


Figure 25 : Diagrammes RX de «garniérites»

Figure 26 : Analyse thermique différentielle de «garnièrites»

- 1 CTH 51 v «talc nickélifère»
- 2 CKA 6 v «talc nickélifère» + antigorite + Ni(OH)₂
- 3 CTH 91 } «antigorite nickélifère» dominante
- 4 CTH 9_s }



endothermique (500 à 600°) semble trop basse pour qu'il y ait de l'antigorite Mg. Un petit décrochement endothermique vers 220-250° suggère également la présence d'un hydroxyde de nickel cryptocristallin.

Les caractères optiques de ces espèces "nickélifères" sont très proches des caractéristiques des espèces magnésiennes (photos 31 à 34, planche VI), mais les "garniérites" sont plus colorées. Au microscope électronique, le "talc nickélifère" révèle des formes "en coquille" qui évoquent plus les smectites que le talc. "L'antigorite nickélifère" est en masses opaques sans rapports avec l'habitus des antigorites (photos 51 et 52, planche IX). L'étude chimique permettra plus loin de mieux préciser la nature des constituants de ces garniérites.

B. SAPROLITE FINE.

Les transformations minéralogiques sont beaucoup moins nombreuses dans le niveau de saprolite fine. En fait, il n'y a pas d'édifices nouveaux qui se constituent spécifiquement dans cet horizon, et le spectre minéralogique est très simplifié par rapport à celui de la saprolite grossière.

. Silicates primaires.

Olivine et pyroxène ont totalement disparu. A la base de l'horizon il subsiste quelquefois un peu d'antigorite, mais l'essentiel du profil ne renferme plus aucun silicate primaire. Seules font exception les grandes fibres de chrysotile asbestiforme, qui constituent les "filons" de serpentinite jalonnant les failles. La bonne cristallinité et l'imperméabilité de leurs amas protègent le chrysotile de l'altération. Ces "filons" se retrouvent sensiblement intacts au sein de l'horizon ferrugineux de saprolite fine.

. Silicates secondaires.

Les silicates secondaires néoformés dans l'horizon sous-jacent sont dans l'ensemble beaucoup plus stables. Si les rares smectites et les quelques minéraux garniératiques sont absents de la saprolite fine, les autres silicates secondaires subsistent.

Le talc ne disparaît que très progressivement en laissant un faible résidu d'opale ; il reste encore du talc au sommet de la formation.

Figure 27 : Diffractogrammes RX de cristaux de chromite.

- 1 saine en roche
- 2 piquetée, à la base de la saprolite fine
- 3 très corrodée à esquilleuse, dans la « terre rouge »

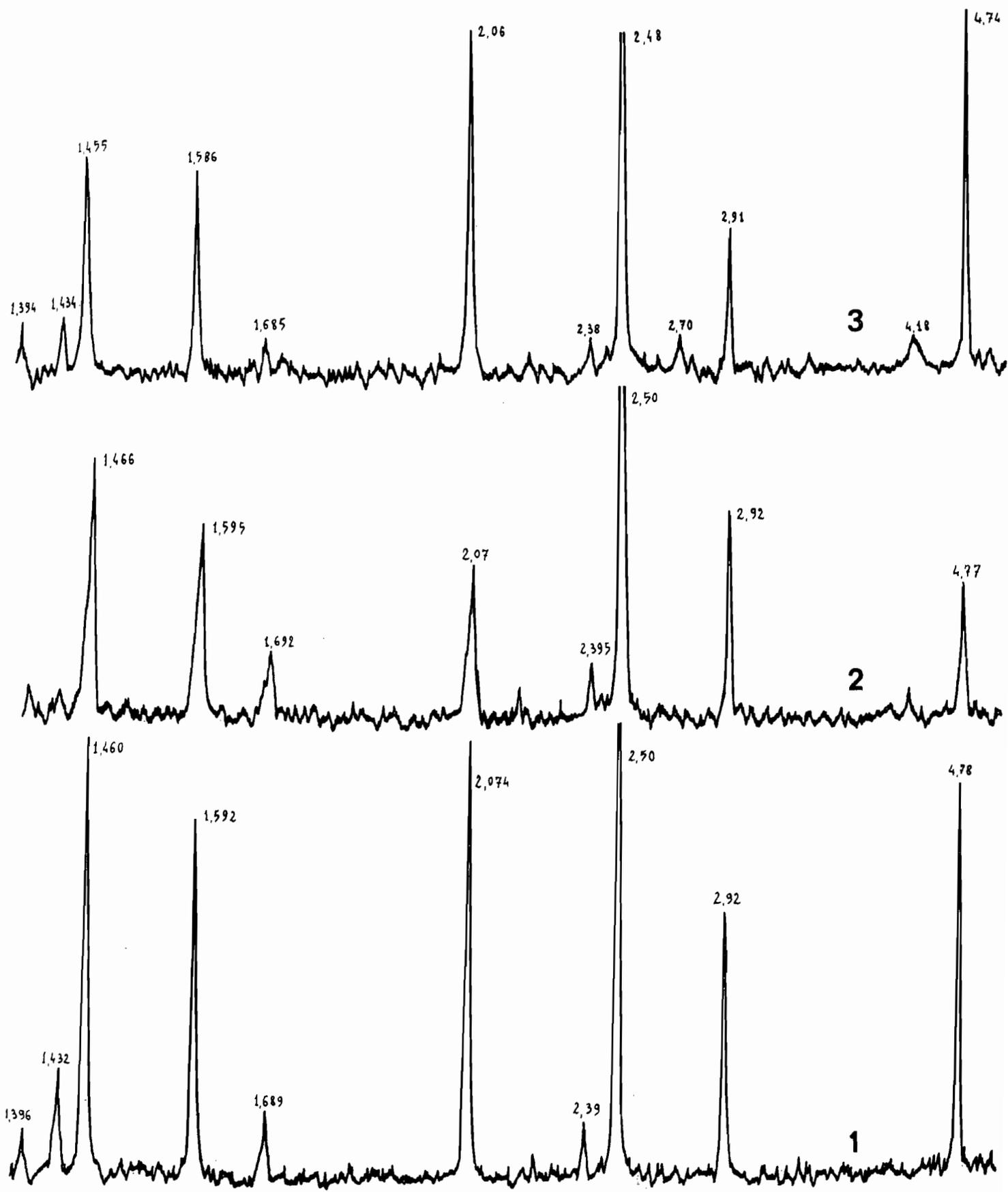
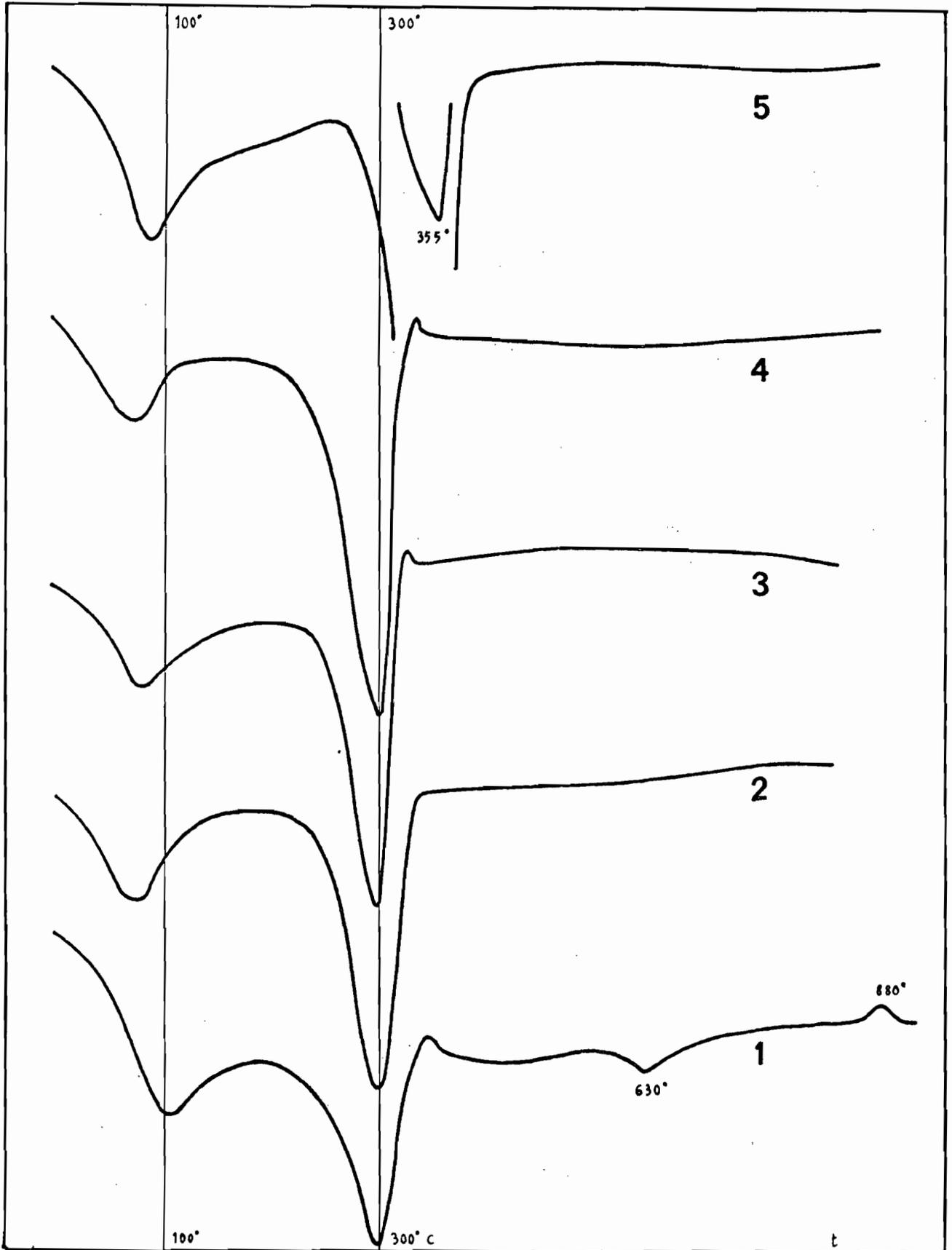


Figure 28

Etude de l'évolution de la goéthite par analyse thermique différentielle (profil IP 21)

- 1 saprolite grossière (sommel)
- 2 à 4 saprolite fine
- 5 «terre rouge»



De même quartz et opale sont présents dans tout le profil et dans toutes les fractions granulométriques comme le montre AMMOU CHOKROUM par analyse thermogravimétrique (1972). Quantitativement, ces silicates ne représentent qu'une part infime de la saprolite fine.

. Oxydes primaires.

La magnétite, présente dans le maillage d'antigorite primaire en tous petits granules, s'oxyde dès le niveau de saprolite grossière. Elle n'est plus décelable ensuite.

Le spinelle chromifère, en revanche, subsiste intact au début de l'altération. L'horizon de saprolite fine contient encore beaucoup de chromite, mais ce minéral évolue. L'altération des filonnets d'antigorite qui traversent les cristaux de chromite provoque leur fragmentation. D'autre part le spinelle lui-même est sensible aux actions météoriques : sa surface apparaît d'abord piquetée, alors que se développe une altération corticale. Puis l'altération progresse le long des fissures, et corrode parfois très profondément les cristaux de spinelle. Il ne subsiste plus à la longue que de petites particules esquilleuses disséminées dans le matériel ferrugineux de la saprolite fine.

Cette altération ne semble pas provoquer l'apparition de produits secondaires cristallisés (figure 27). La lente corrosion de ces minéraux résistants obéirait à la loi du tout ou rien (PHAN et ROUTHIER, 1964).

. Oxydes-hydroxydes secondaires.

C'est dans le niveau de saprolite fine que les asbolanes montrent leur plus grande abondance, et fréquemment vers le sommet de cet horizon. La taille des concrétions augmente parfois, et leur minéralogie évolue un peu (figure 24) : vers le haut du profil, le manganèse paraît s'oxyder en Mn^{IV} les minéraux dominants étant alors de la série des psilomélanes Mn^{IV} (Mn^{II} , Co, Ni, Ba...) O_2 , nH_2O , avec un peu de nsutite $Mn^{IV}O_2$. L'essentiel reste toutefois cryptocristallin.

La goethite qui apparaît tardivement dans la saprolite grossière, n'évolue guère dans la saprolite fine. Elle est toujours mal cristallisée, comme le montre la largeur des raies de diffraction X (figure 23).

A l'A.T.D., sa température de déshydroxylation est toujours relativement basse (figure 28). En lame mince l'organisation des lamelles fossilise la structure conservée ou souvent tassée de la roche initiale (photo 28, planche V). Le microscope électronique ne révèle pas non plus beaucoup de variations dans le faciès de la goethite, de la base au sommet de cet horizon.

C. "TERRES ROUGES" ET CUIRASSE.

Ces horizons, hérités en partie de niveaux colluvionnés dans des conditions paléogéographiques disparues, diffèrent sensiblement de l'horizon sous-jacent. Les silicates (talc, opale, quartz) y sont rares, ainsi que les asbolanes. Les chromites sont présentes, en toutes petites esquilles, souvent incorporées dans des concrétions ferrugineuses. La goethite, qui n'évoluait pas dans la saprolite fine, évolue ici. Les rayons X ne décèlent pas de modifications (figure 23) mais l'A.T.D. révèle une température de déshydroxylation plus élevée (figure 28), conséquence de l'agglomération des particules en concrétions millimétriques. Il n'y a que très peu d'hématite.

La fraction granulométrique grossière est surtout composée de gravillons ferrugineux, arrondis, mais ellipsoïdaux ou ovoïdes, et quelquefois bourgeonnants ; leur surface est brun-noir, vernissée, et montre de nombreux points d'impacts. Ces gravillons auraient donc été transportés et proviendraient du démantèlement de niveaux cuirassés plus anciens. On rencontre aussi des fragments très anguleux, à allure conglomératique, formés d'un ciment brun rouge emballant de petits gravillons arrondis et de petits cristaux de chromite : il s'agirait alors de concrétions.

D. CONCLUSIONS.

Les silicates primaires sont rapidement détruits lors de l'altération. L'olivine est hydrolysée la première, et abandonne surtout des produits amorphes, à cryptocristallins **siliceux** et ferrugineux. Le pyroxène est épigénisé en talc, associé avec un peu de quartz et de chlorite. L'antigorite, quoique plus résistante que les deux premiers minéraux, parce

qu'apparue dans des conditions thermodynamiques plus proches de celles de la surface, est détruite à son tour, ne laissant que des résidus amorphes.

Les silicates secondaires comprennent surtout de l'opale, forme stable dans le reste du profil, et du talc, minéral également très résistant vis à vis de l'altération. Un peu de montmorillonite de néoformation peut apparaître lors de l'altération des péridots, mais ce minéral est éphémère.

Les oxydes et hydroxydes représentent les édifices les plus stables. Le spinelle chromifère est partiellement altéré. Les concrétions manganésifères ne disparaissent que dans les horizons supérieurs remaniés. La goethite bien cristallisée succède aux gels ferriques et représente le terme ultime de l'évolution des péridotites en surface, sur les plateaux.

Cette altération est donc caractérisée par :

- la prédominance des composés amorphes dans les produits résiduels,
- une ferruginisation presque totale,
- des silicifications, plus discrètes, qui conduisent à la précipitation d'opale lorsque les solutions sont concentrées (altération rapide des péridots), et de quartz lorsqu'elles sont plus diluées (altération plus lente des pyroxènes, ou circulations dans les diaclases ouvertes). De telles silicifications sont pratiquement inconnues sous climat humide, dans l'altération des autres familles de roches.

Cette étude minéralogique sommaire permet de préciser les principales filiations minérales intervenant au cours de l'altération, résumées dans le tableau VII. Mais les caractéristiques chimiques de ces phases, ainsi que les quantités de chaque constituant dans chaque horizon ne peuvent être appréciées qu'après l'étude chimique des échantillons (roche totale, puis fractions granulométriques et minéralogiques).

TABLEAU VII

Evolution minéralogique des profils d'altération de plateaux.

ROCHE MERE	SAPROLITE GROSSIERE	SAPROLITE FINE	TERRE R., CUIRASSE
PERIDOT	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Fe}_2\text{O}_3, x \text{ H}_2\text{O} \text{ amorphe} \longrightarrow \text{Goethite} \\ \text{SiO}_2, y \text{ H}_2\text{O} \text{ amorphe} \longrightarrow \left\{ \begin{array}{l} \text{Opale} \\ \text{Si lixivié} \end{array} \right. \\ \text{Mg lixivié} \searrow \\ \text{(antigorite)} \longrightarrow \\ \text{(smectite)} \longrightarrow \end{array} \right. \text{Si, Mg lixiviés} \searrow$	$\text{Goethite} \longrightarrow \text{Goethite}$ $\text{Opale} \longrightarrow \text{Opale}$	$\text{Goethite} \longrightarrow \text{Goethite}$ $\dots(\text{dissolution})$
PYROXENE	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Talc} \longrightarrow \\ \text{(Quartz)} \longrightarrow \\ \text{(Chlorite)} \longrightarrow \text{Si, Mg lixiviés} \searrow \\ \text{Fe}_2\text{O}_3, x \text{ H}_2\text{O} \text{ dans les} \\ \text{clivages} \longrightarrow \text{Goethite} \end{array} \right.$	$\text{Talc} \longrightarrow \text{Talc}$ $\text{Quartz} \longrightarrow \text{Quartz}$ $\text{Goethite} \longrightarrow \text{Goethite}$	$\dots(\text{dissolution})$ $\dots(\text{dissolution})$ Goethite
ANTIGORITE	Si, Mg lixiviés $\text{Fe}_2\text{O}_3, x \text{ H}_2\text{O} \text{ dans les clivages} \longrightarrow \text{Goethite}$	$\text{Goethite} \longrightarrow \text{Goethite}$	Goethite
CHROMITE	Chromite	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Chromite} \\ \text{Goethite (Cr, Al)} \end{array} \right.$	Chromite Goethite
Fissures intercrystallines	$\text{Mn}^{2+} \text{ résiduel} \longrightarrow \text{Asbolane}$	Asbolane	$\dots(\text{dissolution})$
Failles, diaclases dans la roche :	$\text{Si, Mg (Ni) lixiviés} \searrow$ \downarrow $\text{Quartz} \longrightarrow \text{Quartz}$ $\text{(Antigorite)} \longrightarrow \text{Antigorite} \longrightarrow \text{Si, Mg lixiviés} \searrow$ $\left. \begin{array}{l} \text{"Talc-Ni"} \\ \text{"Antigorite-Ni"} \end{array} \right\} (\text{dissolution})$	$\text{Quartz} \longrightarrow \text{Quartz}$	$\dots(\text{dissolution})$

IV. GEOCHIMIE.

A. EVOLUTION GENERALE DU PROFIL GEOCHIMIQUE.

La compilation des analyses de tous les échantillons prélevés dans un horizon, défini par sa morphologie et sa minéralogie, permet de déterminer la composition chimique moyenne de cet horizon. Ce calcul a été effectué pour les horizons d'un profil sur dunite (profil CKA 60), et d'un profil sur harzburgite (profil CKA 61). Les résultats sont reportés respectivement dans les tableaux VIII et IX. Les horizons supérieurs (cuirasses et "terres rouges") et moyens (saprolite fine) sont homogènes dans l'ensemble. L'horizon de saprolite grossière, en revanche, est extrêmement hétérogène, et sa composition chimique varie quelquefois fortement entre deux points de prélèvement voisins. Les analyses chimiques de plusieurs faciès de saprolite grossière exploités comme minerais de nickel sont rassemblées dans le tableau X.

Ces analyses mettent en évidence le comportement général des différents éléments constitutifs de la péridotite saine lors de l'altération.

1) Comportement des éléments majeurs, Si, Mg, Fe.

Il semble n'y avoir que des différences minimales entre l'évolution des dunites et celle des harzburgites. Le comportement des trois éléments principaux, silicium, magnésium et fer, obéit à une loi simple : les teneurs en silice et magnésium décroissent lentement de la roche mère à la saprolite grossière (la diminution étant plus nette pour le magnésium), et deviennent brutalement très faible dès la base de la saprolite fine. Le fer total augmente corrélativement, ce qui est normal puisque la somme de ces trois oxydes représente toujours près de 90 % des échantillons calcinés. Il y a peu de différences dans la composition chimique des horizons de saprolite fine, de "terres rouges" et de cuirasse. Ce comportement est tout à fait conforme à ce que laissait prévoir l'étude minéralogique de la base du profil, silicatée, et des niveaux supérieurs essentiellement goethitiques.

TABLEAU VIII

Composition chimique moyenne des différents niveaux d'altération d'une dunite (%) (profil CKA 60)

	Profondeur	H ₂ O ⁺	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	S ⁻⁻⁻
1	0-0,5 m	14,9	0,10	0,2	73,0	4,42	<0,10	<0,10	5,54	0,52	0,17	—
2	0,5-7,2	13,4	1,5	0,5	68,6	8,50	<0,10	0,7	5,40	0,50	0,31	—
3	7,2-10,0	12,9	1,3	0,7	67,7	6,69	<0,10	1,7	5,61	0,84	0,91	—
4	10,0-21,0	13,7	1,2	1,1	69,8	3,68	<0,10	3,3	2,45	1,10	1,97	0,32
5	21,0-27,5	13,2	1,9	1,3	69,0	2,73	0,10	4,7	2,84	1,32	1,30	0,35
6	27,5-28,0	13,0	33,6	1,9	15,8	1,02	0,17	29,8	0,59	0,29	2,83	—
7	28,0-29	13,3	34,8	3,3	9,4	1,20	0,05	31,8	0,52	0,23	2,55	—
8	> 29 m	10,7	35,6	5,5	2,1	0,28	0,16	42,9	0,32	0,15	0,44	0,013

TABLEAU IX

Composition chimique moyenne des différents niveaux d'altération d'une harzburgite (%) (profil CKA 61)

	Profondeur	H ₂ O ⁺	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO
1	0-1,5 m	14,5	0,34	0,2	72,0	5,31	<0,10	<0,10	5,61	0,36	0,33	0,031
2	1,5-3,0	13,9	0,81	0,5	73,9	4,52	<0,10	1,0	3,05	0,46	0,52	0,060
3	3,0-4,5	13,6	0,50	0,8	74,2	4,60	<0,10	0,8	3,87	0,82	0,79	0,10
4	4,5-15,0	13,9	1,2	1,0	72,2	4,10	<0,10	0,9	4,12	1,00	0,85	0,16
5	15,0-19,5	13,8	3,0	1,2	64,8	5,50	<0,10	3,9	4,28	2,27	1,14	0,94
6	19,5-21,0	12,2	23,1	1,6	41,7	3,71	<0,10	11,0	3,68	0,69	1,05	0,08
7	21,0-22,0	13,1	34,2	3,5	18,7	1,41	0,11	24,2	1,40	0,27	1,11	0,025
8	> 22 m	11,6	39,3	4,8	3,4	0,81	0,11	38,9	0,40	0,14	0,40	0,020

- non dosé

1 cuirasse

2 terres rouges

3 saprolite fine (sommet)

4 saprolite fine (milieu)

5 saprolite fine (base)

6 saprolite grossière (sommet)

7 saprolite grossière (base)

8 roche mère

TABLEAU X

Composition chimique de différents faciès de saprolite grossière (%)

	Densité* Apparente	H ₂ O ⁺	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	CoO
1	—	10,5	18,6	—	44,8	1,1	1,48	1,6	0,86	22,8	0,031
2	1,60	12,7	46,6	1,0	7,1	<0,2	27,6	0,4	0,127	4,4	0,043
3	2,01	12,1	38,8	0,9	10,9	0,6	31,3	0,7	0,203	3,5	0,134
4	1,32	12,0	35,2	1,2	19,3	0,7	23,9	1,3	0,348	5,4	0,413
5	1,28	8,1	39,2	0,6	24,0	0,9	21,1	2,2	0,130	3,4	0,114
6	—	9,1	46,8	1,0	0,5	<0,2	15,6	0,1	0,289	27,4	—
7	—	8,5	54,1	0,5	0	<0,2	17,9	<0,05	0,023	19,6	0,241
8	2,13	7,4	38,6	3,5	20,2	1,2	22,6	0,9	0,305	5,5	0,034
9	1,51	10,3	37,5	1,4	12,2	0,6	21,4	1,1	5,81	7,1	1,4
10	3,16	0,0	47,7	7,2	0	0,3	42,2	0,5	0,129	0,4	0,031

* Echantillon sec à 105° C

— non dosé

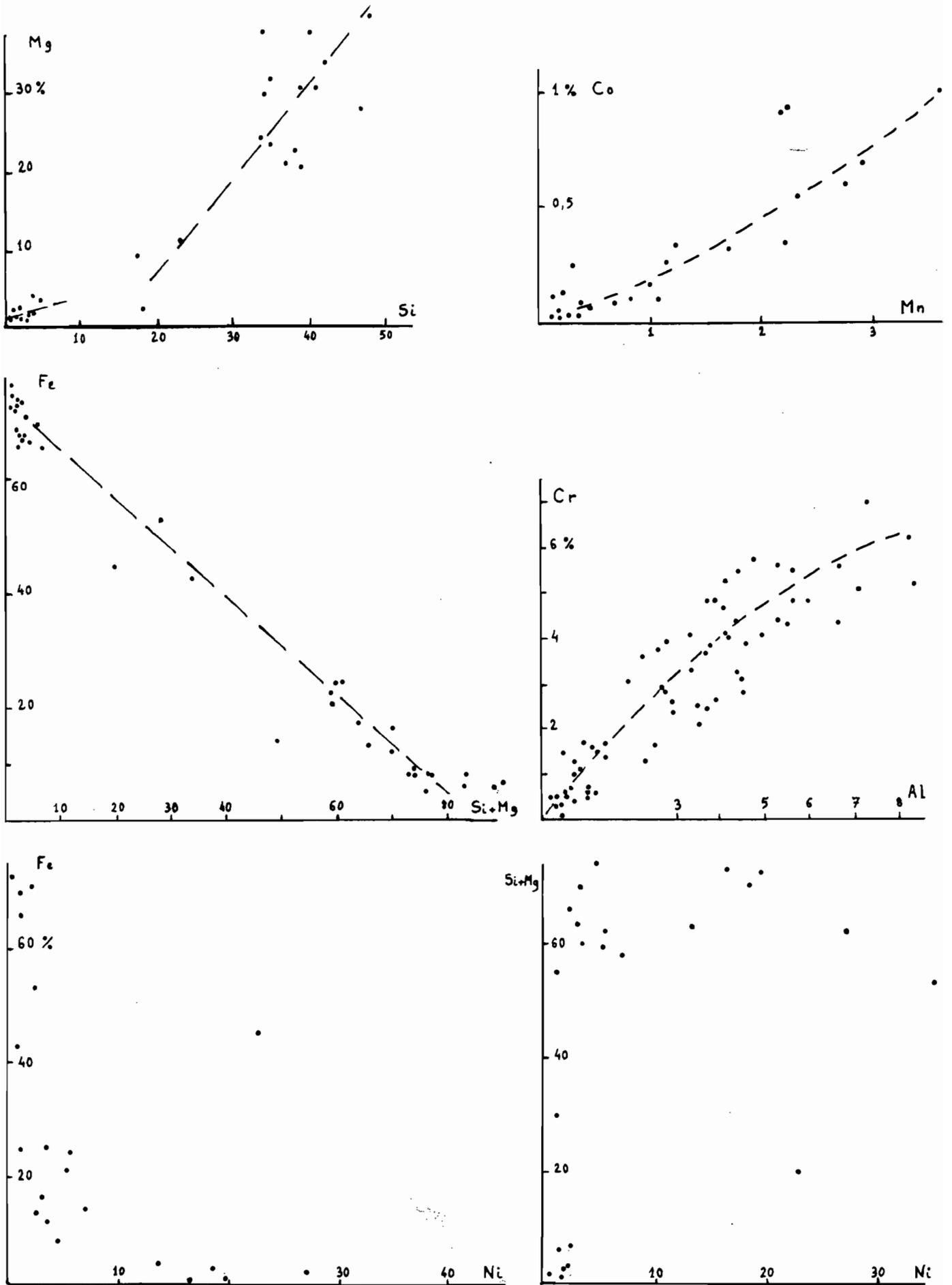
- 1 : CTH 6b (minerai chocolat)
- 2 : CPR 3 (minerai terreux)
- 3 : CPR 1 (minerai brique)
- 4 : CKA 11 (minerai bouchon)
- 5 : CPR 2b (minerai bouchon à quadrillé)
- 6 : CPR 2v (cloisons de minerai quadrillé)
- 7 : CKA 6 (cloisons de minerai quadrillé)
- 8 : CKA 5 (cortex d'altération de minerai quadrillé)
- 9 : CPR 7 (cortex d'altération de minerai quadrillé)
- 10 : CPR 6 (boulder de roche saine dans le minerai quadrillé).

Ce comportement très schématique des trois éléments principaux est caractéristique de la plupart des manteaux d'altération des péridotites en zone chaude, et il a déjà été décrit sur serpentinites en Afrique du Sud (DE WAAL, 1971), en Australie (ZEISSINK, 1969), à Bornéo (SCHELLMANN, 1964) ; sur péridotites serpentinisées au Brésil (PECORA, 1944 ; FARINA, 1969), à Cuba (DE VLETTER), en Guinée (BONIFAS, 1959 ; PERCIVAL, 1965), aux Philippines (SANTOS-YNIGO, 1964 et SANTOS-YNIGO et ESGUERRA, 1961), au Vénézuéla (JURKOVIC, 1963) ou aux Etats-Unis (HOTZ, 1964 ; CHACE et al., 1969). Tous ces profils montrent en gros la même loi de répartition de la silice, du magnésium et du fer que celle qui vient d'être mise en évidence en Nouvelle-Calédonie. Les nuances proviennent simplement de l'épaisseur plus ou moins grande d'un horizon silicaté à la base (saproliite grossière). Ce niveau est plus important sur serpentinite que sur péridotite, parfois insignifiant ou absent (Cuba, Guinée, Philippines), parfois du même ordre de grandeur qu'en Nouvelle-Calédonie (Brésil, Vénézuéla, Etats-Unis), mais rarement prédominant. Au Brésil, LANGER (1969) décrit toutefois un profil très différent, essentiellement siliceux, où le fer et le nickel ne sont pas concentrés.

Les graphiques de la figure 29 précisent les corrélations entre les couples d'éléments, suggérées par les tableaux VIII à X. Les variations relatives de la silice et de la magnésie sont confirmées : le rapport Si/Mg augmente de la roche saine à l'horizon de saproliite grossière (disparition des péridots, néoformation de talc, de quartz et d'opale, stabilité de l'antigorite), mais diminue dans la saproliite fine (les silicates disparaissent, alors que la chromite résiduelle contient un peu de magnésium).

La figure 29 montre également la très forte liaison négative entre le fer total et la somme (Si + Mg), qui représente à peu près les silicates présents. L'évolution du fer est en outre caractérisée par une oxydation presque complète du fer ferreux de la roche saine en

Figure 29 : Corrélations entre éléments majeurs.



fer ferrique à la surface (figure 30). Ceci est vrai à deux nuances

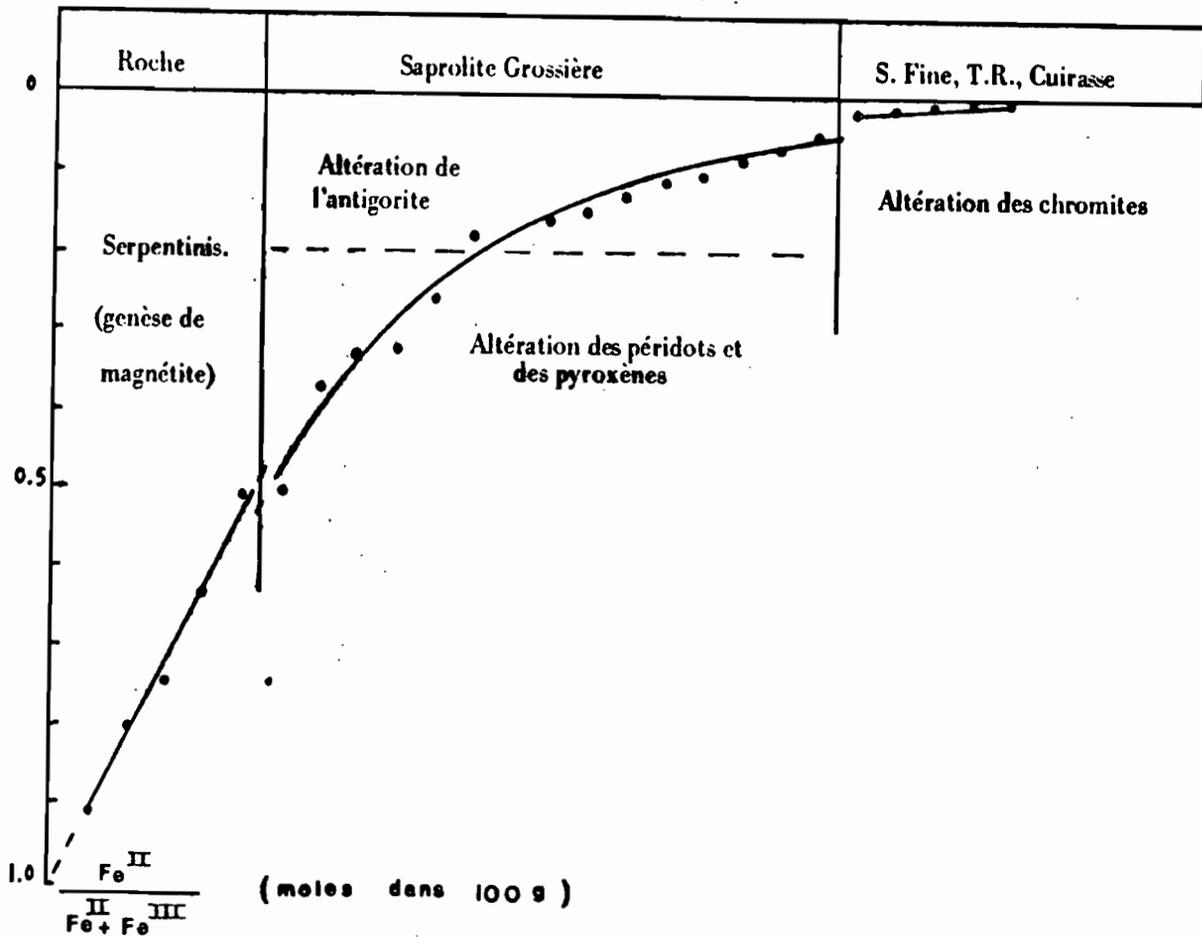


Figure 30 : Oxydation du Fer II dans l'altération.

près, qui sont dues aux deux spinelles en jeu. La magnétite, formée lors de la serpentinisation hypogène, fait apparaître du fer ferrique dans les roches mères. La chromite résiduelle au sommet des profils présente encore du fer ferreux. Mais l'essentiel tient au fer ferreux des silicates primaires qui s'individualise sous forme d'hydroxyde ferrique. Il ne peut s'incorporer aux réseaux des silicates secondaires qui, à l'exception des smectites, n'admettraient que le fer ferreux dans leur structure.

2) Interprétation minéralogique.

L'évolution des silicates primaires et secondaires peut être étudiée en fonction des variations des teneurs en silice et en oxydes de métaux bivalents (Mg, Fe^{II}, Ni). En portant ces valeurs et celles de l'eau de constitution sur un diagramme, on n'exclut que la chromite et

le fer ferrique, et l'on obtient une représentation schématique de l'altération. J'ai choisi un diagramme triangulaire (figure 31) dont les pôles correspondent respectivement à 100 % de perte à 1100°C (H_2O^+), SiO_2 et "RO". "RO" symbolise la somme $MgO + Fe^{II}O + NiO$. Toutes les teneurs sont exprimées en nombre de millimoles dans 100 g d'échantillon sec à 105°C, de façon à attribuer le même "poids" à tous les métaux bivalents compris dans RO. SHTEINBERG (1960) utilise un diagramme assez proche pour étudier la serpentinitisation hypogène.

La composition théorique des silicates primaires (olivine, enstatite et antigorite) a été portée sur le diagramme. Toutes les roches mères s'inscrivent dans le triangle défini par les points représentatifs de ces trois minéraux. La composition théorique des minéraux secondaires (talc, quartz) figure aussi sur le diagramme. Enfin, les analyses des différents horizons de profils de plateau ont été portées sur la figure 31, avec un symbole caractéristique de chaque horizon. Tous les échantillons renfermant des smectites se situent dans un domaine restreint matérialisé par un trait discontinu.

Plusieurs types d'évolution sont observés selon la nature des roches mères.

- Dunités serpentinisées.

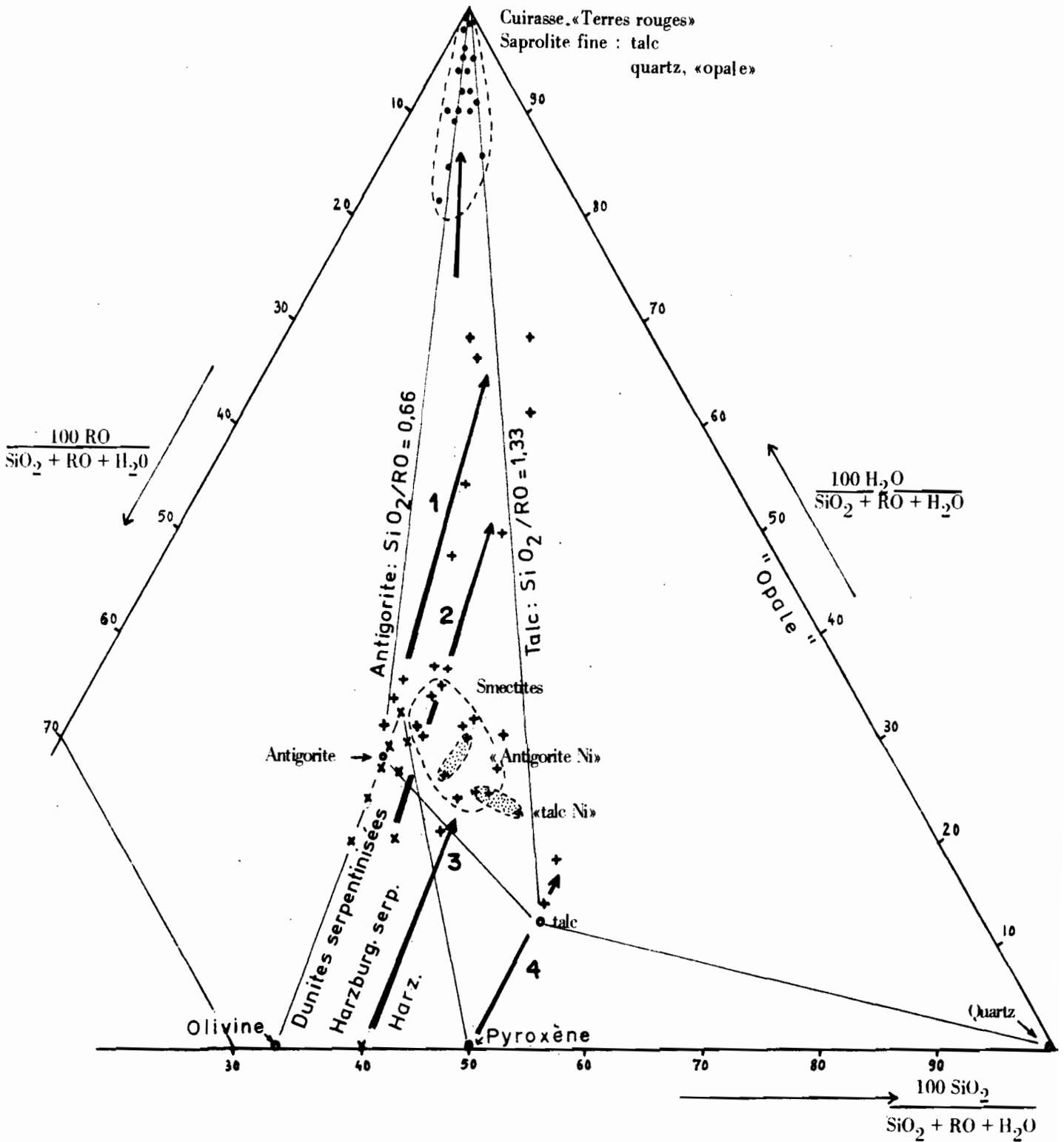
L'évolution des dunités schématisée par la flèche 1, est simple et mène rapidement à la saprolite fine, par l'intermédiaire d'un horizon de saprolite grossière à antigorite héritée et quartz ou opale précipités.

- Harzburgites.

Leur altération est figurée par la flèche 2 (harzburgites serpentinisées) et la flèche 3 (harzburgites plus riches en pyroxène et peu serpentinisées). Dans tous les cas, l'évolution de ces roches implique un stade transitoire de smectite.

- Pyroxénites (roches constituées uniquement de pyroxène).

Leur évolution est schématisée par la flèche 4. Ces roches se transforment en talc et en silice.



RO = MgO + FeO + NiO

- minéraux
- ✕ roche saine
- + saprolite grossière
- saprolite fine

Figure 31
Evolution géochimique des profils de plateau (en millimoles dans 100 g)

Ces différents itinéraires sont conformes à ce qu'avait montré l'étude minéralogique. Sur le diagramme de la figure 31, toutes les droites issues du pôle H_2O^+ représentent un rapport SiO_2/RO constant. On constate que toutes les flèches schématisant la transformation roche saine - saprolite grossière indiquent un accroissement du rapport SiO_2/RO . De plus, cet accroissement est d'autant plus net que l'on part d'une roche mère où le rapport SiO_2/RO est lui-même plus élevé.

3) Comportement des éléments mineurs, Cr, Al, Mn, Co.

La figure 29 fait apparaître la relation Cr-Al : associés à la chromite, ces deux éléments sont fortement concentrés au fur et à mesure de la lixiviation des éléments solubles. Cependant le rapport Cr/Al diminue dans les "terres rouges" et augmente dans les cuirasses.

De même sur la figure 29, le cobalt et le manganèse paraissent étroitement associés. Résiduels, ces deux éléments sont plus fortement concentrés à des niveaux très variables du profil, mais situés en général dans l'horizon de saprolite fine ; dans les "terres rouges" et la cuirasse la décroissance des teneurs est systématique.

4) Le cas du nickel.

Le nickel présente la répartition la plus complexe. Les variations de teneur peuvent être énormes à l'intérieur même du niveau de saprolite grossière (tableau X). Les différences sont plus amorties dans la saprolite fine, dont la teneur moyenne est plus faible. Enfin la décroissance est forte vers le haut du profil (tableaux VIII et IX).

En Nouvelle-Calédonie, cet élément est donc essentiellement concentré dans l'horizon de saprolite grossière, et, à un degré moindre, dans la saprolite fine. Cette répartition n'est pas commune à tous les profils d'altération décrits sur péridotite dans les autres régions du monde. SCHELLMANN (1971) distingue trois types de gisements :

- type A, où le nickel est uniformément réparti sur toute la hauteur de l'"horizon ferrugineux" (équivalent de la saprolite fine, et peut-être aussi des "terres rouges"), avec un taux de concentration assez faible ;

- type B, où le nickel est concentré à la base de "l'horizon ferrugineux" (donc à la base de la saprolite fine) ;

- type C, où le nickel est fortement concentré dans un "horizon silicaté", à la base du profil (c'est-à-dire dans la saprolite grossière).

Les profils de Nouvelle-Calédonie présentent donc à la fois les caractères des types A et C.

La figure 29 montre que, contrairement aux hypothèses de CAILLÈRE (1936), ou de COMBES (1962) et BIBENT et al. (1970), il n'existe pas de corrélation simple Ni - (Si + Mg) ou Ni - Fe. Les plus fortes teneurs en nickel correspondent toutefois en général à une valeur élevée de (SiO₂ + MgO) : c'est le cas des "garniérites".

La composition chimique de garniérites, isolées dans les minerais bréchiques ~~ou~~ les cloisons de minerais quadrillés (voir page 74), a été reportée sur le diagramme triangulaire de la figure 31. Les quantités d'oxyde étant comptées en millimoles, la position sur le diagramme du point représentatif d'une espèce minérale donnée est fixe, quel que soit le taux de substitution Mg - Fe^{II} - Ni à l'intérieur du réseau de cette espèce. Or la figure 31 montre que les domaines de "l'antigorite nickélifère" et du "talc nickélifère" ne coïncident pas exactement avec ceux de leurs homéotypes magnésiens. Les garniérites ne sauraient pas non plus être un simple mélange d'antigorite Ni - Mg et de talc Ni - Mg, sans quoi leur domaine s'allongerait sur la droite Antigorite - Talc. L'étude minéralogique a montré précédemment que la structure du "talc Ni" devait comprendre un certain degré d'interstratification entre des feuillets du type talc et des feuillets du type smectite. Ceci suffirait à expliquer le déplacement sur le diagramme du domaine du "talc Ni". La nature exacte de ces produits ne peut cependant encore être définie, deux possibilités restant envisageables :

- ou bien les garniérites étudiées ici sont des mélanges d'antigorite Ni-Mg et d'interstratifié talc-smectite Ni-Mg
- ou alors les garniérites sont composées d'espèces magnésiennes ou mixtes Ni-Mg, de silice amorphe et d'hydroxyde de nickel, ces deux derniers constituants se trouvant dans des proportions proches de celles que l'on rencontre dans les silicates.

Je tenterai plus loin d'éclaircir ce problème.

Au total, l'analyse chimique des échantillons non fractionnés a permis une première approche géochimique de l'étude de l'altération.

- Elle a montré la répartition générale des éléments à travers le profil, ce qui constitue la donnée de base pour le mineur.
- Elle a mis en évidence le comportement des trois éléments principaux (Si, Mg, Fe), et autorisé une certaine interprétation minéralogique de l'altération.
- Elle a dégagé certaines corrélations privilégiées (Cr-Al, Mn-Co).

En revanche, la destinée exacte de chaque élément ne peut pas encore être suivie. La ou les formes sous lesquelles un élément se trouve à chaque niveau est pourtant importante à connaître :

- pour le mineur et le métallurgiste qui veulent extraire économiquement cet élément ;
- pour le géologue, qui veut reconstituer le cycle géochimique de cet élément, et pourra peut-être, entre autres, en tirer des règles de prospection.

B. DISTRIBUTION DES ELEMENTS MAJEURS DANS LES PHASES MINÉRALOGIQUES.

Toutes les données précédentes étaient déduites de l'étude d'échantillons non fractionnés, c'est-à-dire de la roche totale. Mais les analyses chimiques peuvent également porter sur les différentes fractions isolées d'un même échantillon, de façon à tenter de définir le mode de répartition de chaque élément, dans chaque horizon du profil : cette étude a porté sur les fractions granulométriques et sur les fractions minéralogiques.

1) Chimie des fractions granulométriques.

En fait l'analyse des fractions granulométriques correspond à une première approche de l'étude chimique des constituants minéralogiques. La plupart des minéraux ne sont pas en effet distribués de façon aléatoire dans toutes les tranches : ainsi à la base du profil les silicates primaires sont surtout dans les fractions grossières, alors que les matériaux amorphes dominent dans la fraction fine ; de même, dans le niveau de saprolite fine, la goethite représente l'essentiel des fines granulométries alors que la chromite, les concrétions d'asbolane et les paillettes de talc constituent la plus grande partie des fractions sableuses.

A la représentation graphique de la granulométrie (figure 19), peut donc se superposer la composition chimique de chaque tranche : la figure 32 synthétise ces données pour le sondage CKA 61. Le pourcentage pondéral des quatre fractions granulométriques isolées ($\phi > 2 \text{ mm}$, $2 \text{ mm} > \phi > 200 \mu$, $200 \mu > \phi > 50 \mu$, $50 \mu > \phi$) est représenté sur la largeur de la figure 32. En hauteur, se succèdent les niveaux analysés : roche mère, saprolite grossière (SG 3, SG 2 et SG 1), saprolite fine (SF 5, SF 4, SF 3, SF 2, SF 1), terres rouges (TR 2, TR 1) et cuirasse. La composition chimique de chaque fraction est figurée de telle façon que la somme des oxydes présents sur une même ligne (représentant un échantillon du niveau) soit égale à 100 grammes.

Au début de l'altération (niveau SG 3), les fractions les plus grossières sont très analogues à la roche mère, la proportion de silicates primaires inaltérés étant encore grande. Les fractions fines sont bien différentes : c'est dans ces tranches que se retrouvent les produits de démantèlement des noyaux d'olivine, premiers minéraux atteints par l'altération. La composition de ces matériaux montre que l'hydrolyse du péri-dot fournit des produits surtout ferrifères et siliceux, très hydratés. Le nickel a un comportement plus complexe que les autres éléments, puisqu'il est abondant à la fois dans la fraction la plus fine (avec les éléments chimiques résiduels) et dans la fraction la plus grossière (dans les silicates primaires inaltérés) où il est fortement concentré par rapport à la roche saine.

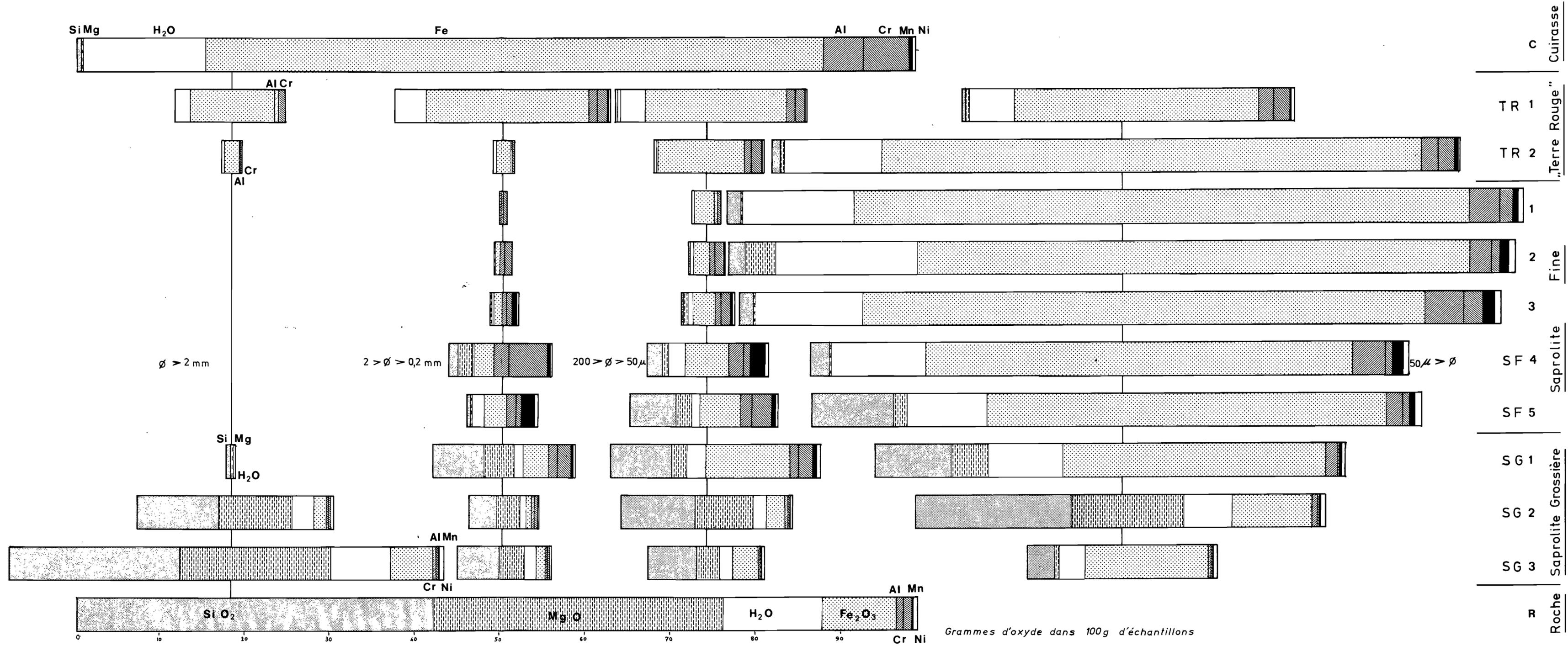


Figure: 32

Distribution des éléments chimiques dans les tranches granulométriques
(profils de plateau)

Lorsque l'altération augmente (SG 2 et SG 1), les fractions grossières diminuent d'importance, mais ne changent guère de composition. Les fractions fines sont d'abord (SG 2) plus proches de la roche mère qu'en SG 3 : ce stade correspond vraisemblablement au début de destruction, encore purement mécanique, du maillage d'antigorite primaire. En SG 1 les lamelles d'antigorite ainsi dissociées sont à leur tour hydrolysées. Le schéma de distribution du nickel est encore plus compliqué qu'en SG 3 : toujours présent dans la fraction la plus fine (mais en moindre quantité au sommet de l'horizon de saprolite grossière) le nickel se concentre aussi dans les sables, en même temps que le manganèse.

Dans la saprolite fine, la composition d'une tranche granulométrique donnée est en général proche de la composition de la fraction plus grossière du niveau sous-jacent. Les minéraux de cet horizon semblent par conséquent subir d'abord une fragmentation. La répartition des différents éléments indique la distribution des principaux minéraux. Ainsi le talc disparaît après SF 2, l'asbolane montre son plus grand développement en SF 4, cependant que la part de la chromite diminue progressivement dans les fractions sableuses vers le haut de cet horizon. Au sommet, la plus grande partie du chrome et de l'aluminium appartient à la goethite, dans la fraction fine. Dans tout cet horizon, l'essentiel du nickel est aussi dans cette tranche, à l'exception des niveaux où l'asbolane est concentrée dans les fractions sableuses.

Dans le niveau de "terres rouges" le concrétionnement des hydroxydes de fer commence ; il semble facilité par l'élimination du nickel et du manganèse, mais indifférent vis-à-vis des teneurs en chrome et en aluminium de la goethite.

En conclusion, il vient que :

- Les éléments les plus mobiles ne s'observent pratiquement pas dans les fractions fines ; présents dans les fractions grossières ils y subsistent d'autant plus haut dans le profil qu'ils appartiennent à des minéraux plus stables.

- Les autres éléments se concentrent dans les fractions fines ; ils le font d'autant plus bas dans le profil qu'ils sont issus d'un édifice plus altérable ; ils subsistent d'autant plus haut dans le profil qu'ils sont moins mobiles. Le comportement d'un seul élément, le nickel, ne cadre pas bien avec ce schéma : en fait cet élément appartient à trop d'édifices minéralogiques différents pour que la seule analyse des phases granulométriques suffise à comprendre la complexité de son cycle.

2) Etude chimique des phases minéralogiques.

a) Dosage des matériaux amorphes.

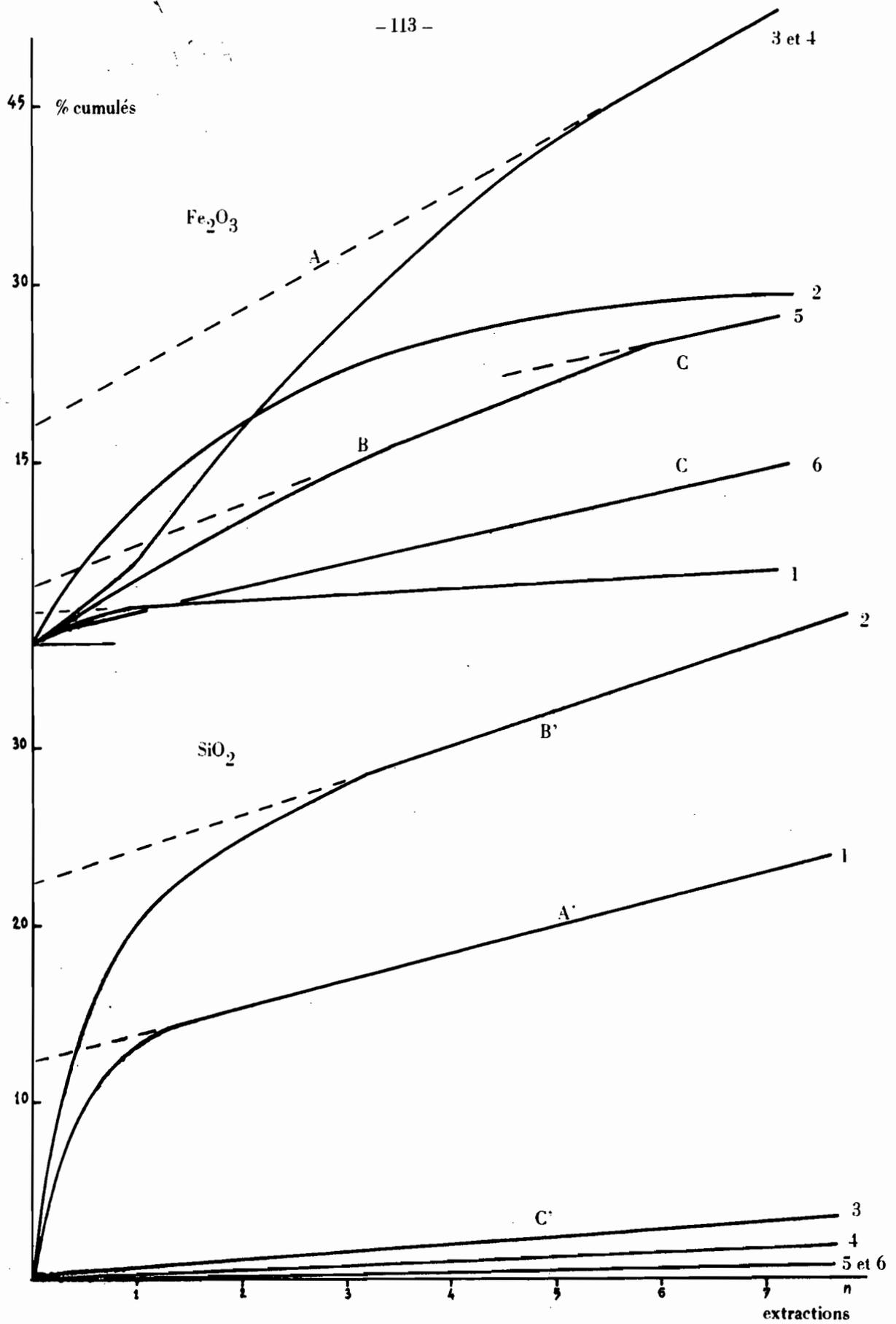
Le dosage chimique direct des produits amorphes fournit non seulement la quantité d'amorphes mais aussi la composition chimique des phases extraites. En gros, la cristallinité d'une espèce est d'autant meilleure que sa courbe de dissolution se rapproche d'une droite. Des changements de forme ou de pente de la courbe de dissolution indiquent plusieurs espèces minérales, ou plusieurs états de cristallisation d'une même espèce (SEGALEN, 1968).

1° Profil CKA 61

Six échantillons du profil CKA 61 ont été traités selon la méthode de SEGALEN (1968).

L'échantillon 1 est la fraction grossière ($\phi > 2$ mm) de l'horizon de saprolite grossière à la base du profil ; il contient des noyaux d'olivine partiellement altérés et de l'antigorite. L'échantillon 2 est constitué par la fraction fine de ce même horizon inférieur ; il renferme de l'antigorite désagrégée ainsi que les produits issus de l'altération des péridots. Les échantillons 3 et 4 ont été prélevés dans la saprolite fine, les échantillons 5 et 6 dans "les terres rouges" ; tous ces niveaux sont essentiellement ferrugineux.

Les courbes d'extraction du fer et de la silice sont portées sur la figure 33 : elles permettent de déterminer les taux de produits amorphes. Ces chiffres sont consignés dans le tableau XI A.



1 et 2 : saprolite grossière
3 et 4 : saprolite fine
5 et 6 : « terres rouges »

Figure 33 : Courbes d'extraction, méthode SEGALLEN (profil CKA 61)

TABLEAU XI

Dosage des composés amorphes à cryptocristallins

A. Profil CKA 61

		(1) Fe ₂ O ₃	(2) Fe ₂ O ₃	(3) Fe	(1) SiO ₂	(2) SiO ₂	(3) Si
6	Terres rouges 200μ < φ < 2 mm	75	1	1,3	0,8	0	0
5	φ < 50 μ	76	4	5,2	1	0	0
4	Saprolite fine (milieu) φ < 50 μ	73	20	27	2	0	0
3	(base) φ < 50 μ	64	20	31	13,4	0,5	4
2	Saprolite grossière φ < 50 μ	28,5	28,5	100	38	23	60
1	φ > 2 mm	8,5	3,6	42	41	12,5	30

B. Faciès smectitiques de saprolite grossière

		(1) Fe ₂ O ₃	(2) Fe ₂ O ₃	(3) Fe	(1) SiO ₂	(2) SiO ₂	(3) Si
CKA 5x		24,0	< 20	< 83	38,6	< 5	< 13
CPR 7		13,8	< 3,5	< 25	37,5	≈ 2	≈ 5
		(1) NiO	(2) NiO	(3) Ni	(1) MgO	(2) MgO	(3) Mg
CKA 5x		5,5	< 2,6	< 50	22,6	0,5	2
CPR 7		7,1	< 1,3	< 18	21,4	0,8	4

C. "Garniérites"

		(1) SiO ₂	(2) SiO ₂	(3) Si	(1) NiO	(2) NiO	(3) Ni				
CTH 9s	: Antigorite-Ni	42,7	0	0	35,0	0	0				
CTH 51v	: "Talc"-Ni	43,9	0	0	43,9	ε	ε				
		H ₂ O ⁺	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	NiO	Mn ₂ O ₄	Na ₂ O
CTH 9s		10,4	42,7	0,4	0	< 0,2	9,9	< 0,2	35,0	< 0,01	0,07
CTH 51v		8,1	43,9	0,7	0,6	< 0,2	3,2	< 0,2	43,9	< 0,01	0,09

- (1) quantité totale d'oxyde dans l'échantillon (%)
- (2) quantité d'oxyde amorphe dans l'échantillon (%)
- (3) proportion (%) d'élément amorphe par rapport à la quantité totale d'élément dans l'échantillon.

On peut déduire de ces analyses que les produits issus de l'altération des péridots sont constitués de gels silico-ferriques progressivement enrichis en fer, en valeur relative, au fur et à mesure que l'altération progresse. Les quantités de magnésium amorphe extraites, non portées sur la figure 33, sont toujours infimes : les produits d'altération de péridots sont lixiviés de tout leur magnésium au fur et à mesure qu'ils précipitent.

L'antigorite est toujours dissoute en fonction linéaire du temps. La vitesse de dissolution de la silice de ce minéral est toutefois plus élevée (pente B') pour les faciès désagrégés (courbe 2) que pour les veines massives (pente A', courbe 1).

Les courbes de dissolution du fer traduisent les différentes étapes de la cristallisation de la goethite. Le fer libre est en totalité sous forme amorphe dans la saprolite grossière. La cristallisation est médiocre dans la saprolite fine, mais l'allure de sigmoïde de la courbe révèle des formes mal cristallisées "emballées" dans une enveloppe mieux évoluée. Dans les "terres rouges" la cristallisation est bien meilleure surtout dans les concrétions, comme le montre la pente faible de la droite de dissolution.

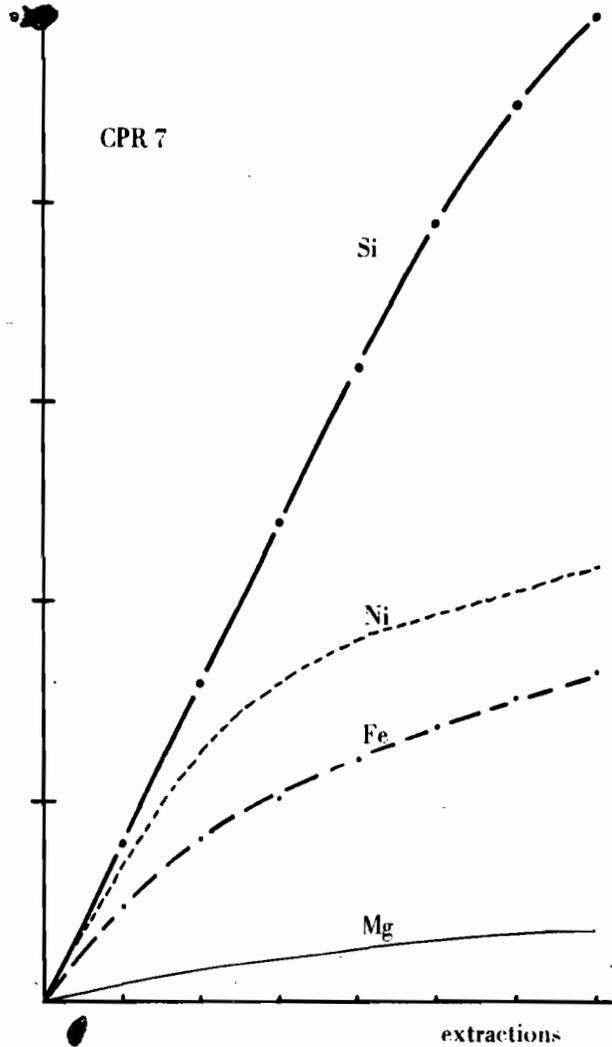
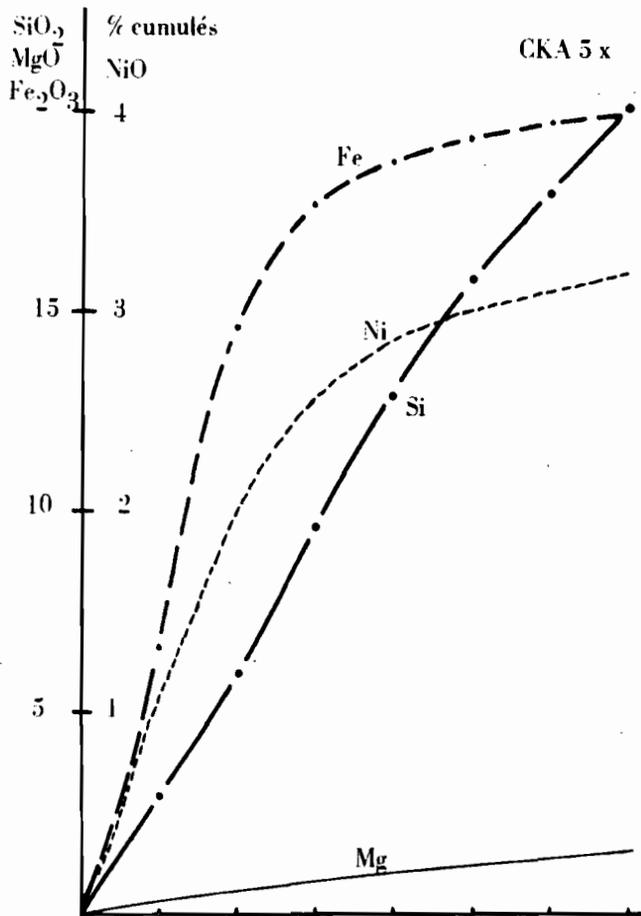
2° Faciès d'altération smectitique.

L'extraction des produits amorphes a aussi été effectuée sur des échantillons de saprolite grossière très riches en smectite. Les courbes de dissolution de la silice, du magnésium, du fer et du nickel, sont portées sur la figure 34. Les taux de produits amorphes calculés d'après ces courbes figurent dans le tableau XI B.

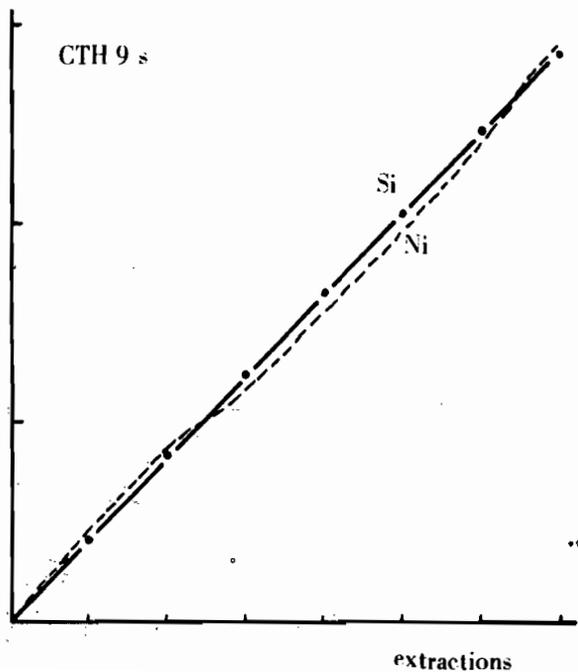
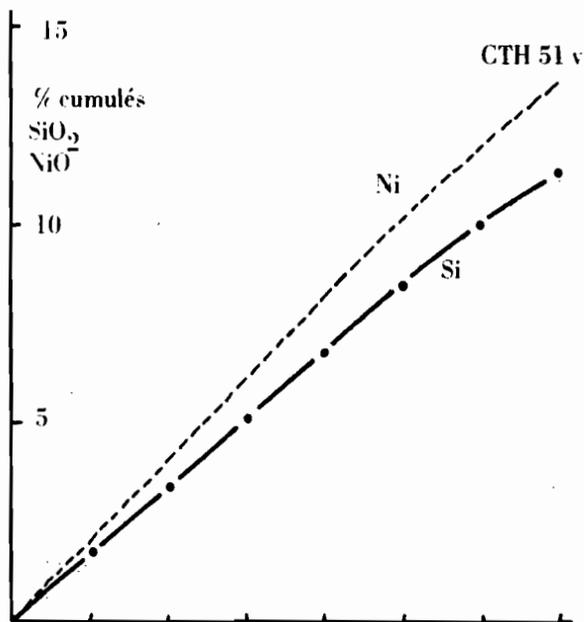
La silice est rapidement dissoute, mais de façon pratiquement linéaire, ce qui indique qu'elle appartient à une espèce cristallisée. Cette silice ne peut pas provenir uniquement de l'antigorite, pourtant présente dans ces échantillons, la pente des droites de dissolution de l'antigorite étant beaucoup plus faible (figure 33). Les échantillons ne renfermant pas de quartz, la silice provient, au moins en partie, de la dissolution des smectites. Contrairement à ce qui a été observé dans les échantillons du profil CKA 61, le taux de silice amorphe (opale) de ces faciès smectitiques est très faible. Le taux de magnésium extrait est presque nul,

Figure 34 : Phase amorphe de quelques faciès particuliers de saprolite grossière

A. Faciès smectitiques



B. «Garnièrites»



ce qui confirme que le silicate dissous ne peut être que la smectite, et précise que ces minéraux ne sont pas magnésiens.

Le fer et le nickel sont dissouts en quantités importantes, et leur extraction est plus rapide encore que celle de la silice. Les courbes de dissolution du fer et du nickel pourraient inciter à penser que ces deux métaux sont présents dans les échantillons à l'état d'hydroxydes amorphes. Le fer et le nickel extraits ne sont vraisemblablement pas libres en totalité. Une partie peut provenir de la dissolution sélective de la couche octaédrique des smectites (GIROD et LACROIX, 1961 ; * STEINBERG, 1967 ; TARDY et GAC, 1968 ; TRICHET, 1969 ; ROBERT, 1970-1971). Les taux de fer et de nickel libres ne peuvent pas être évalués.

Les smectites ne sont donc pas magnésiennes. La composition chimique des échantillons (tableau X) montre que ces minéraux ne peuvent être que ferrifères, et peut être aussi nickélifères. Leurs courbes de dissolution sont identiques à celles qu'ont obtenu SEGALIN et al. (1972) sur des échantillons de nontronite du Tchad et du Cameroun. Ces smectites caractérisent des milieux où les produits amorphes habituels sont peu abondants.

3° Garniérites.

La méthode SEGALIN d'extraction des produits amorphes a enfin été appliquée à des échantillons de garniérites : CTH 51 v ("talc Ni" dominant) et CTH 9 s ("antigorite Ni" dominante). Les courbes de dissolution de la silice et du nickel sont portées sur la figure 34. La composition chimique de ces garniérites, ainsi que les taux de silice et de nickel amorphes calculés d'après les courbes, figurent dans le tableau XI C.

-"Antigorite Ni". La silice et le nickel se dissolvent linéairement, ce qui signifie qu'ils appartiennent à des espèces cristallisées et qu'il n'y a pas de silice amorphe. L'A.T.D. (figure 26) a montré qu'il n'y avait vraisemblablement pas d'antigorite magnésienne dans cet échantillon. La diffraction des rayons X (figure 25) a révélé un taux de quartz infime. Le rapport moléculaire Si/Ni + Mg de ces "antigorites" (figure 31) n'est pas très éloigné de celui de l'antigorite s.s. Il semble donc bien que l'"antigorite Ni" soit composée essentiellement d'une antigorite mixte Ni-Mg, mais elle est mélangée, dans les échantillons étudiés, avec un peu de "talc Ni" et parfois de quartz.

* (COLEMAN et CRAIG, 1961 ; COLEMAN, 1962).

- "Talc Ni". La silice est dissoute linéairement, ce qui signifie que l'échantillon ne comporte pas de phase siliceuse amorphe. Le nickel est dissous un peu plus rapidement, mais approximativement de façon linéaire. La diffraction des rayons X (figure 25) a montré que la structure du minéral principal devait être du type interstratifié talc-stevensite, et qu'il n'y avait pratiquement ni quartz, ni talc s.s. Le rapport moléculaire Si/Ni + Mg de ces "talc" (figure 31) n'est pas en contradiction avec l'hypothèse minéralogique talc-stevensite Ni-Mg. Le "talc Ni" semble donc constitué essentiellement d'un interstratifié du type talc-stevensite, à feuillets octaédriques nickélicifères et magnésiens ; dans les échantillons étudiés, il est souvent mélangé avec un peu d'antigorite Ni-Mg. Comme le suggèrent quelques courbes d'A.T.D. (figure 26) et la plus grande rapidité de dissolution du nickel (figure 34), il n'est pas impossible qu'une partie de ce métal soit libre, sous forme de Ni (OH)₂ cryptocristallin. Comme dans les smectites, toutefois, la couche octaédrique d'un édifice 2/1 peut être dissoute préférentiellement, et l'on ne peut trancher avec certitude sur la quantité présente de Ni (OH)₂.

Quoique CAILLERE (1965) ait signalé d'autres minéraux nickélicifères (berthiérine, chlorite, sépiolite), l'antigorite Ni-Mg et un interstratifié talc-stevensite Ni-Mg paraissent être les constituants les plus courants des garniérites de Nouvelle-Calédonie. Les minéraux à feuillet 1/1 dominent dans les minerais bréchiques, où ils cimentent des débris remplissant des failles. Les minéraux à feuillet 2/1 constituent l'essentiel des cloisons des minerais quadrillés, où ils occupent les fines fissures isolant les blocs de roche.

b) Composition des constituants primaires et de leurs produits d'altération.

1° Minéraux primaires.

La composition chimique des principaux constituants minéralogiques a été déterminée après séparation de chaque phase, suivant les techniques décrites page 13. Elle figure dans le tableau XII.

TABLEAU XII

Composition chimique des minéraux primaires (%)

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	Σ
Péridot	—	40,0	8,0	—	49,0	0,2	0,2	0,5	0,10	0,45	98,5
Pyroxène	—	55,9	5,2	—	34,4	1,0	0,8	0,6	0,12	0,10	98,1
{ Antigorite	17,0	39,0	1,6	—	36,5	} 0,2	0,1	0,5	0,10	0,35	} 99,8
{ Magnétite	—	—	1,4	3,2	—						
Chromite	—	—	15,2	—	13,3	18,5	—	52,7	0,19	0,13	100,0

(— considéré comme négligeable)

La serpentine primaire comprend de l'antigorite et de la magnétite. Présent en tous petits granules ce spinelle ne peut être isolé. La distribution, entre la phase silicatée et la phase oxydée, des éléments constituant les feuillets serpentineux peut cependant être calculée en fonction du fer ferrique, présent dans la seule magnétite (FeO, Fe₂O₃). Ce calcul a été effectué pour les constituants majeurs et conduit pour l'antigorite à la formule structurale Si₂O₅ Mg_{2,93} Fe^{II}_{0,07} (OH)₄.

La formule structurale des autres minéraux primaires se déduit de leur composition chimique :

- pour le péridot SiO₄ Mg_{1,85} Fe^{II}_{0,15}
- pour l'orthopyroxène SiO₃ Mg_{0,92} Fe^{II}_{0,08}
- pour le spinelle chromifère Cr_{1,32} Al_{0,68}O₃ ; Mg_{0,60} Fe^{II}_{0,39} (Mn, Ni)_{0,01}O.

2° Produits secondaires.

. Gels silico-ferriques issus de l'altération de l'olivine.

L'observation en lames minces a montré que les noyaux d'olivine s'altéraient en produits amorphes. L'étude chimique des fractions granulométriques (figure 32) et l'extraction des produits amorphes de ces mêmes fractions (figure 33) a précisé que ces produits se retrouvaient dans la tranche la plus fine, et qu'ils étaient composés essentiellement de gels silico-ferrugineux très hydratés. Sur la figure 32, l'analyse de la fraction fine de la base de la saprolite grossière (SG 3) montre que ces gels renferment aussi un peu de nickel, la teneur restant inférieure à 1 %. Grâce à la microsonde électronique, AMMOU CHOKROUM (1972) a observé dans des échantillons de saprolite grossière de Nouvelle-Calédonie des "amas silico-ferrugineux" assez faiblement nickélifères dépourvus de magnésium. Ces "amas" ne peuvent correspondre qu'à des gels épigénisant les noyaux d'olivine, et l'observation d'AMMOU CHOKROUM va dans le même sens que mes propres études. Les proportions exactes de Si, Fe et Ni dans ces produits, d'ailleurs variables, seront précisées plus loin, car elles peuvent se déduire du bilan géochimique de l'altération.

. Produits d'altération de l'orthopyroxène.

L'altération de l'orthopyroxène a été étudiée sur de gros amas (5 mm de diamètre) de cristaux d'enstatite, qui ont été isolés dans la saprolite grossière du profil CKA 61. Ces cristaux étaient totale-
ment épigénisés par du talc, associé à un peu de goethite et de quartz. Ils ont été séparés en deux lots, en fonction de leur densité apparente et de l'aspect plus ou moins ferruginisé de leurs clivages.

La composition chimique de ces deux lots (Tableau XIII) a été comparée à la composition du pyroxène sain (Tableau XII). Le calcul, conduit à volume constant, a mis en évidence que 20 % de la matière était lixiviée dans le lot n° 1 et 26 % dans le lot n° 2 (le plus ferruginisé). Cette phase soluble est composée de silice, magnésie et chaux. Les produits résiduels se répartissent entre les trois minéraux, talc, goethite, quartz (tableau XIII). Cette répartition a été calculée comme suit :

TABLEAU XIII

Bilan géochimique de l'altération du pyroxène calculé à volume constant (composition chimique des produits issus de l'altération de 100 g de pyroxène)

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	Σ
lot n°1	Talc	3,24	43,3	—	21,5	—	0,4	—	—	69
	Quartz	—	2,8	—	—	—	—	—	—	3
	Goethite	0,56	—	5,1	—	1,0	—	0,7	0,10	7
	Eléments lixiviés	—	8,3	—	11,7	—	0,4	—	—	20
lot n°2	Talc	2,88	38,6	—	19,1	—	0,4	—	—	61
	Quartz	0,34	3,8	—	—	—	—	—	—	4
	Goethite	0,74	—	6,5	—	1,0	—	0,7	0,10	9
	Eléments lixiviés	—	11,9	—	14,0	—	0,4	—	—	26

— considéré comme négligeable

lot n°1 : Pyroxènes altérés aux clivages peu ferruginisés

lot n°2 : Pyroxènes altérés aux clivages ferruginisés

Soit pour le talc
la composition :
Si₄ O₁₀ Mg_{2,97} Ca_{0,03} (OH)₂

H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	CaO	Σ
4,73	63,2	31,4	0,6	99,9

- Aucune trace de fer ferreux n'ayant été décelée, la totalité du fer a été attribuée à la goethite (le talc ne pouvant admettre du Fe^{III} dans son réseau).
- La totalité du magnésium et du calcium résiduels a été attribuée au talc.
- La silice a été attribuée au talc, en proportion stoechiométrique avec la somme Mg + Ca, l'excédent étant individualisé en quartz.
- L'aluminium et le chrome, trivalents, ne peuvent qu'être associés à la phase goethite.
- Le nickel, bivalent, pourrait en revanche, s'incorporer au talc. En fait AMMOU CHOKROUM (1972) étudiant à la microsonde des lamelles de talc provenant d'un profil néocalédonien comparable, a montré que l'aluminium et le nickel étaient localisés dans les clivages ferruginisés.

L'altération du pyroxène provoque donc la ségrégation de ses constituants :

- au moins 20 % du poids du cristal sont évacués en solution, dont plus du tiers du magnésium initial ; °
- le fer, l'aluminium, le chrome, le nickel , et probablement le manganèse s'individualisent dans les clivages, sous forme de goethite impure ;
- la silice pro parte, le magnésium et le calcium résiduels constituent le talc, et le reste de la silice s'individualise en quartz.

. Evolution de l'antigorite.

Observée au microscope, l'altération de l'antigorite semble n'abandonner qu'un petit reliquat goethitique. Mais avant de disparaître, le réseau maillé d'antigorite primaire subit une transformation notable, et ce dès les premiers stades d'altération de la roche. Des hydroxydes ferriques amorphes, ou de la goethite, viennent s'intercaler entre les lamelles dont l'association constitue les cloisons du maillage serpentineux ; ces cloisons sont alors colorées en jaune-brun.

L'analyse chimique des fractions granulométriques de la saprolite grossière (profil CKA 61 - figure 32) a montré que des taux importants de nickel sont présents dans la fraction grossière constituée par les fragments incomplètement désagrégés du réseau maillé d'antigorite.

Grâce à la microsonde électronique, GONI et GUILLEMIN (1964), * puis AMMOU CHOKROUM (1972) ont montré que, à la base des profils (saprolite grossière), le nickel était localisé dans les micro-fissures de l'antigorite, par un processus d'adsorption physique.

Les quantités importantes de nickel associées à l'antigorite primaire, dans la saprolite grossière, doivent donc accompagner le fer (seul identifiable au microscope) entre les lamelles d'antigorite, dans le réseau maillé peu altéré. Une légère altération de ce réseau, provoquant l'apparition de petites lacunes, doit d'ailleurs grandement favoriser le piégeage du fer et du nickel. LACROIX (1942) avait d'ailleurs envisagé la possibilité d'une accumulation de fer et de nickel dans le maillage serpentineux.

* GONI (1966)

. Produits d'altération des chromites.

Deux lots de chromites très corrodées, extraits d'un horizon de saprolite fine (lot n°1) et d'un niveau de "terres rouges" (lot n°2) ont été analysés. Les résultats (tableau XIV) sont comparés à l'analyse d'une chromite saine (tableau XII).

TABLEAU XIV

Bilan géochimique de l'altération de la chromite, calculé
à chrome et aluminium constant

(Composition chimique des produits issus de l'altération de 100g de chromite)

	H ₂ O ⁺	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	Σ	
lot n°1	Chromite intacte	—	10	—	9,3	8	37,4	0,13	0,09	65
	Produits d'altération	1,23	—	5,3	4,3	—	17,0	0,06	0,04	28
	Produits illuviés	—	—	3,8	—	—	—	—	—	4
lot n°2	Chromite intacte	—	8	—	7,2	8	28,4	0,11	0,07	52
	Produits d'altération	0,95	—	8,1	6,7	—	26,3	0,09	0,06	43
	Produits illuviés	—	—	4,9	—	—	—	—	—	5

— considéré comme négligeable

lot n° 1 chromite corrodée prélevée dans la saprolite fine

lot n° 2 chromite corrodée prélevée dans les "terres rouges"

Les chromites altérées renferment du fer ferreux et du fer ferrique, alors que la chromite saine ne contenait que du fer ferreux. J'ai considéré que le fer ferreux et le magnésium dosés dans les "chromites altérées" étaient exclusivement présents dans les zones encore intactes de ces cristaux. On peut alors calculer les quantités d'aluminium et de chrome présents dans la fraction chromite intacte, en appliquant la formule du spinelle (Fe^{II}, Mg) O (Cr, Al)₂O₃. Le raisonnement à chrome et aluminium constant permet de déterminer le pourcentage de spinelle détruit, et de répartir ainsi les composants des "chromites altérées" entre une phase chromite intacte et une phase

altération (tableau XIV). Un excès de fer ferrique est alors mis en évidence, que l'on peut attribuer à de la goethite illuviée. La goethite emballant les cristaux de chromite a du envahir les fissures et les cavités de dissolution de ces derniers.

Il apparaît ainsi que dans la saprolite fine 31 % environ du spinelle ont été détruits, contre 48 % dans les terres rouges. La totalité du fer, du chrome, de l'aluminium, du manganèse et du nickel, libérée par l'altération de la chromite, est immobilisée sur place, vraisemblablement sous forme amorphe puisque les diagrammes de diffraction des rayons X ne révèlent aucun minéral de néoformation. Au cours de cette immobilisation, le fer ^{II} s'oxyde en fer ^{III}. Le magnésium libéré est évacué en totalité. Chimiquement, l'altération du spinelle n'obéit donc pas rigoureusement à la loi du tout ou rien. L'illuviation de goethite entraîne d'autre part une baisse du rapport Cr/Fe dans les grains de chromite.

La conséquence métallogénique de cette altération est importante. Les grains de chromite disséminés dans la roche saine ne constituent pas un minerai de chrome, car leur extraction ne serait pas économique ; seuls les gros amas de chromite ont été exploités en Nouvelle-Calédonie. L'altération ferrallitique transformant la roche en un matériau plastique, et respectant à première vue le spinelle chromifère, la séparation mécanique (débouillage, tamisage, etc...) de ces minéraux devient aisée. Malheureusement, la baisse du rapport Cr/ Fe enlève toute sa rentabilité à l'exploitation de ce minerai éluvial. Au total, malgré le caractère résiduel prononcé du chrome et la bonne résistance à l'altération de son minéral vecteur, les actions météoriques appauvrissent les gisements.

. Asbolane.

L'analyse chimique de concrétions manganésifères d'asbolane, extraites de divers niveaux altérés, est donnée dans le tableau XV. Le

TABLEAU XV

Composition chimique de concrétions d'asbolane (en %)

	H ₂ O ⁺	(Mn)*	MgO	NiO	CoO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O
1	18,45	45,7	2,02	12,5	21,3	-	-	-
2	16,15	42,2	3,04	6,3	11,1	19,5	0,24	-
3	17,88	49,9	0,87	6,1	10,4	14,4	0,24	0,14

* Mn est exprimé sous forme de Mn₂O₃ dans les concrétions 1 et 2 et sous forme de MnO₂ dans la concrétion 3.

1 et 2 Concrétions prélevées à la base du profil (saprolite grossière et base de la saprolite fine) ; "élibabétins-kite" Co^{II}_{0,27} Ni^{II}_{0,15} Mg_{0,06} Mn^{II}_{0,53} O(OH) dominante.

3 Concrétions prélevées au sommet de la saprolite fine ; psilomélanes Mn^{IV} O₂, Mg Ni Co Al K ...

— Considéré comme négligeable.

cobalt et le nickel entrent pour une bonne part dans ces concrétions, avec souvent de l'aluminium et des éléments lixiviables (magnésium et même alcalins).

. Goethite.

La fraction fine des horizons de saprolite fine et de "terres rouges" est en première approximation constituée seulement de goethite. La composition chimique moyenne de la fraction inférieure à 50 μ d'échantillons prélevés à la base de la saprolite fine, au milieu de cet horizon, et dans le niveau de "terres rouges" (profils CKA 60 et CKA 61), est donnée dans le tableau XVI. En fait la coupure à 50 μ est probablement trop haute, et un peu d'asbolane et de chromite, très fragmentées, a dû être pris en compte : les valeurs de Mn et Ni d'une part, Al et Cr d'autre part, sont donc comptées légèrement par excès. A la base de la saprolite fine, cette fraction renferme également de l'opale. Tous ces éléments étrangers ne peuvent pratiquement pas être isolés, et constituent le cortège permanent de la goethite.

TABLEAU XVI
Composition chimique de la goethite

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO
1	14,05	1,53	74,1	4,8	0,5	3,50	0,6	0,77
2	14,95	1,55	75,2	4,6	0,6	1,30	1,13	1,11
3	13,82	4,03	73,4	3,0	1,4	0,39	1,09	0,69

- 1 : fraction $\phi < 50 \mu$ des "terres rouges"
 2 : fraction $\phi < 50 \mu$ du milieu de la saprolite fine
 3 : fraction $\phi < 50 \mu$ de la base de la saprolite fine.

Les quantités importantes de chrome et d'aluminium contenues dans la goethite au sommet des profils, résultent vraisemblablement d'une accumulation de chromite détritique dans les niveaux supérieures ("terres rouges"). Cette accumulation serait contemporaine du paléorelief de glacis (formations de placers), l'altération des spinelles ayant ensuite libéré une quantité importante de chrome et d'aluminium.

Le rapport Al/Fe de la goethite est beaucoup plus élevé que ce même rapport mesuré dans la roche, et ce sur toute la hauteur des profils. Le rapport Cr/Fe est également plus grand dans la goethite que dans la roche mère, mais seulement au sommet des profils, l'accroissement de ce rapport du bas vers le haut étant progressif. La répartition plus homogène de l'aluminium suggère que la mobilité relative de cet élément est un peu plus grande que celles du chrome et du fer.

3) Conclusions.

L'étude des fractions granulométriques et minéralogiques des échantillons a permis d'apporter des précisions sur la distribution des éléments dans les profils. Au cours de l'altération, les éléments chimiques voient leurs destinées diverger. Ils se concentrent dans des minéraux divers, chaque minéral n'accueillant qu'un petit nombre d'éléments.

- La silice s'individualise en quartz ou opale, et, pour une faible part, en talc.
- Une partie du magnésium échappe à la lixiviation en entrant dans la

constitution du talc.

- Le fer se retrouve intégralement dans la goethite.
- Le manganèse s'individualise en asbolane.
- Lorsqu'ils sont libérés des spinelles, le chrome et l'aluminium rentrent aussi dans la goethite.
- Seul le nickel n'a pas de site spécifique. Il est tantôt piégé dans les lacunes des silicates (antigorite primaire), tantôt dans l'asbolane, tantôt dans la goethite, à moins qu'avec la silice, il n'entre dans la constitution des "garniérites". La complexité du cycle supergène du nickel avait d'ailleurs déjà été soulignée par les auteurs étudiant les éléments en traces (VINOGRADOV, 1959 ; RAMBAUD, 1969 ; KARPOFF, 1973).

C. BILAN DE L'ALTERATION.

La structure de la roche mère semble en général peu perturbée jusque dans l'horizon de saprolite fine, aussi peut-on tenter d'appliquer le raisonnement isovolumétrique (MILLOT et BONIFAS, 1955). Les résultats de ces calculs figurent dans les tableaux XVII, XVIII et XIX, et seront commentés ici.

Les très faibles teneurs en calcium ne permettent pas d'apprécier valablement les variations de cet élément au cours de l'altération. Les variations de la perte au feu (essentiellement H_2O^+) n'apportent pas beaucoup d'enseignements : la roche mère étant serpentinisée, la perte au feu diminue lorsque l'antigorite s'altère, mais cette baisse est compensée par l'eau et les oxhydriles liés à la goethite et aux composés amorphes néoformés.

Le comportement des autres éléments est fondamentalement différent dans l'horizon silicaté de saprolite grossière et dans l'horizon ferrugineux de saprolite fine.

TABLEAU XVII

Bilan de l'altération des dunités
(raisonnement isovolumétrique : en % de la quantité initiale d'oxyde)

		H ₂ O ⁺	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	n	
Saprolite Grossière	CDO 52	-73	-18	-28	+84	-50	-60	+200	-20	+77	1	
	moyenne CKA 60		-	-37	+20	+125	-50	-54	=	=	+286	4
	CKA 60 (global)	25	-	-49	+13	+50	-50	-63	=	=	+270	1
		24	-	-37	+40	+150	-50	-55	=	=	+277	1
		26	-	-34	+15	+100	-50	-50	=	=	+333	1
		27	-	-27	=	+200	-50	-47	=	=	+265	1
	CKA 60 - $\phi > 2$ mm	25	-26	-34	=	=	-50	-57	=	=	+260	1
		26	-10	-25	+45	+50	-50	-48	=	=	+333	1
		27	-7,5	-26	=	+50	-50	-43	=	=	+288	1
		24	-17	-24	=	=	-20	-44	=	=	+300	1
	Roche (%)		10,9	36,7	9,2	0,37	0,12	41,2	0,35	0,13	0,40	6

n nombre d'échantillons = aucune variation par
- non déterminé rapport à la roche mère
* Fer total compté comme Fe₂O₃

1) Saprolite grossière.

Les figures 29 et 31 avaient déjà indiqué que la magnésie est exportée de la saprolite grossière plus rapidement que la silice. Le raisonnement isovolumétrique permet de mesurer les taux d'exportation de chacun de ces oxydes. Les tableaux de calculs isovolumétriques XVII et XVIII montrent qu'en début d'altération 8 à 20 % seulement de la silice initiale sont perdus, tandis que 36 à 50 % de la magnésie initiale sont déjà lixiviés. Lorsque le degré d'altération s'accroît, la perte de silice s'intensifie et atteint rapidement une valeur moyenne cumulée de 35 % du montant initial, après quoi l'exportation semble très ralentie ; l'exportation corrélative de magnésie est faible. Au sommet de cet horizon les lixiviations connaissent une intensité accrue, et les proportions respectives de silice et magnésie éliminées sont du même ordre. La comparaison de ces données et des observations minéralogiques suggère l'interprétation suivante, schématisée par la figure 35.

- La première phase correspond à l'hydrolyse des noyaux d'olivine : le magnésium est lixivié, alors que l'essentiel de la silice précipite, à l'état amorphe.
- Au cours de la seconde phase se superposent : la disparition des derniers reliquats de péridots, la transformation éventuelle des pyroxènes en talc et quartz (ce qui ne joue que très peu dans le bilan) et surtout la dissolution d'une partie de la silice amorphe précipitée précédemment ; ce dernier phénomène masque les deux premiers. A la fin de cette phase la totalité des péridots a disparu.
- Enfin la troisième phase correspond à la destruction des antigorites : cette altération est assez proche d'une dissolution congruente.

Cette différence de comportement entre l'olivine et l'antigorite avait été mise en évidence expérimentalement par PERRUCHOT (1971 et 1972). Les roches mères non serpentinisées, révèlent un pourcentage de pertes important surtout en silice (tableau XVIII B), ce qui découle de la plus grande proportion initiale d'olivine.

Quoique résiduels, les autres éléments n'ont pas tous le même comportement.

TABLEAU XVIII

A. Bilan de l'altération des harzburgites moyennement serpentinisées
(raisonnement isovolumétrique : en % de la quantité initiale d'oxyde)

		H ₂ O ⁺	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	n	
Saprolite Grossière	moyenne CKA 61	-34	-53	+128	+90	-50	-73	-	+100	+64	3	
	CKA 61	Sommit	-36	-67	+100	+180	-100	-80	+50	+200	+60	1
		base	-32	-40	+57	=	=	-65	=	=	+67	2
	moyenne COE 12	+22	-31	-17	+10	-	-52	+10	+85	+276	4	
	COE 12	W 2	-24	-60	-15	+30	-	-72	-40	+420	+85	1
		W 1	+20	-27	-20	+30	-	-50	+130	=	+315	1
		X 2	+45	-30	-13	-10	-	-52	-30	-45	+385	1
		X 1	+50	-8	-20	-10	-	-36	-15	-36	+320	1
	CPR	2	-50	-58	+23	=	-100	-79	+200	-45	+260	1
		1	+22	-35	-7	=	-50	-52	+50	+20	+480	1
Roche (%)		6,62	39,8	8,5	0,38	0,1	43,7	0,30	0,11	0,40	7	

B. Bilan de l'altération des harzburgites (faciès particuliers)
(raisonnement isovolumétrique : en % de la quantité initiale d'oxyde)

		H ₂ O ⁺	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO
Saprolite grossière (CPR 3)		-45	-33	-40	-50	-100	-57	-40	-36	+527
Roche très serpentinisée (%)		13,3	39,6	8,0	0,38	0,1	37,0	0,40	0,11	0,40
Saprolite grossière	CPR7	-	-62	-17	=	-100	-76	+10	+2400	+750
	CKA5	-	-45	+100	+170	-100	-64	+20	+90	+830
Roche peu serpentinisée (%)		0	47,7	8,0	0,3	0,1	42,2	0,40	0,11	0,40

n nombre d'échantillons
- non déterminé
= aucune variation par rapport à la roche mère
* Fe total compté comme Fe₂O₃

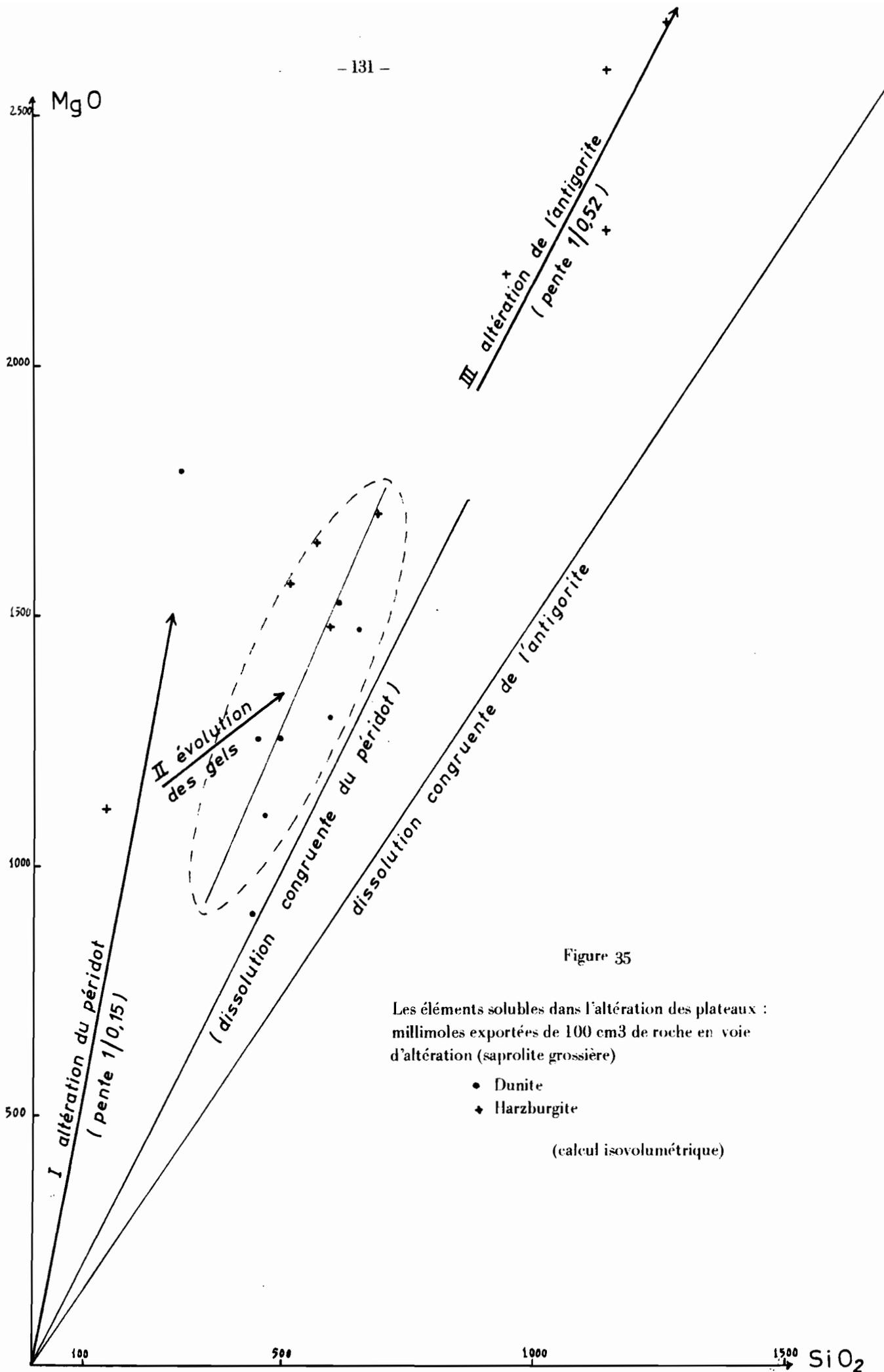


Figure 35

Les éléments solubles dans l'altération des plateaux :
millimoles exportées de 100 cm³ de roche en voie
d'altération (sapolite grossière)

- Dunite
- ✦ Harzburgite

(calcul isovolumétrique)

- Le nickel est fortement concentré, mais l'importance de l'apport est très variable d'un profil à un autre (de + 64 % à + 83 %).
- Le manganèse est en général sensiblement constant, mais peut quelquefois être accumulé de façon très importante.
- L'aluminium montre un léger enrichissement systématique.
- A peu près constant à la base du profil, le fer est ensuite accumulé mais moins nettement que l'aluminium.
- Le chrome semble strictement constant mais la grande hétérogénéité de la répartition de cet élément dans la roche mère (alignement des spinelles dans le plan de rubanement des harzburgites, et disposition en essais dans les dunités) rend l'interprétation des chiffres quelquefois délicate. La moyenne des teneurs, ainsi que les observations minéralogiques, indiquent cependant que cet élément n'est pas touché par l'altération, dans le niveau de saprolite grossière.

L'étude minéralogique préalable renseigne d'autre part sur la nature des concentrations. Cette accumulation est chimique pour le nickel et le manganèse (concrétions cryptocristallines, souvent associées à des silicifications) et mécanique pour le fer (illuviation de goethite). L'accumulation de l'aluminium se fait probablement sous forme chimique. Quoique les preuves manquent à l'appui de cette hypothèse, elle paraît vraisemblable car on ne connaît pas dans le profil de particules assez fines pour être illuviées et assez alumineuses pour expliquer l'importance de cet apport ; les conditions physicochimiques (acides) de l'essentiel du profil d'altération permettent par contre une faible solubilisation de cet élément, qui précipite à proximité de la roche saine, lorsque le pH remonte.

2) Saprolite fine.

L'application du même raisonnement isovolumétrique a été tentée sur cet horizon (tableau XIX) : l'essentiel de la silice et du magnésium étant éliminé, les échantillons des profils sur dunité et sur harzburgite ont été confondus (les deux variétés de roches ayant sensiblement la même composition pour les autres constituants). Ce raisonnement fait ressortir, dès la base de l'horizon, une accumulation importante des trois éléments qui s'étaient révélés les plus résiduels dans l'horizon inférieur : Al, Fe et Cr ; le taux d'accumulation est ensuite, en valeur moyenne, à peu près constant dans toute la saprolite fine.

TABLEAU XIX

Essai d'application du raisonnement isovolumétrique à
l'horizon de saprolite fine

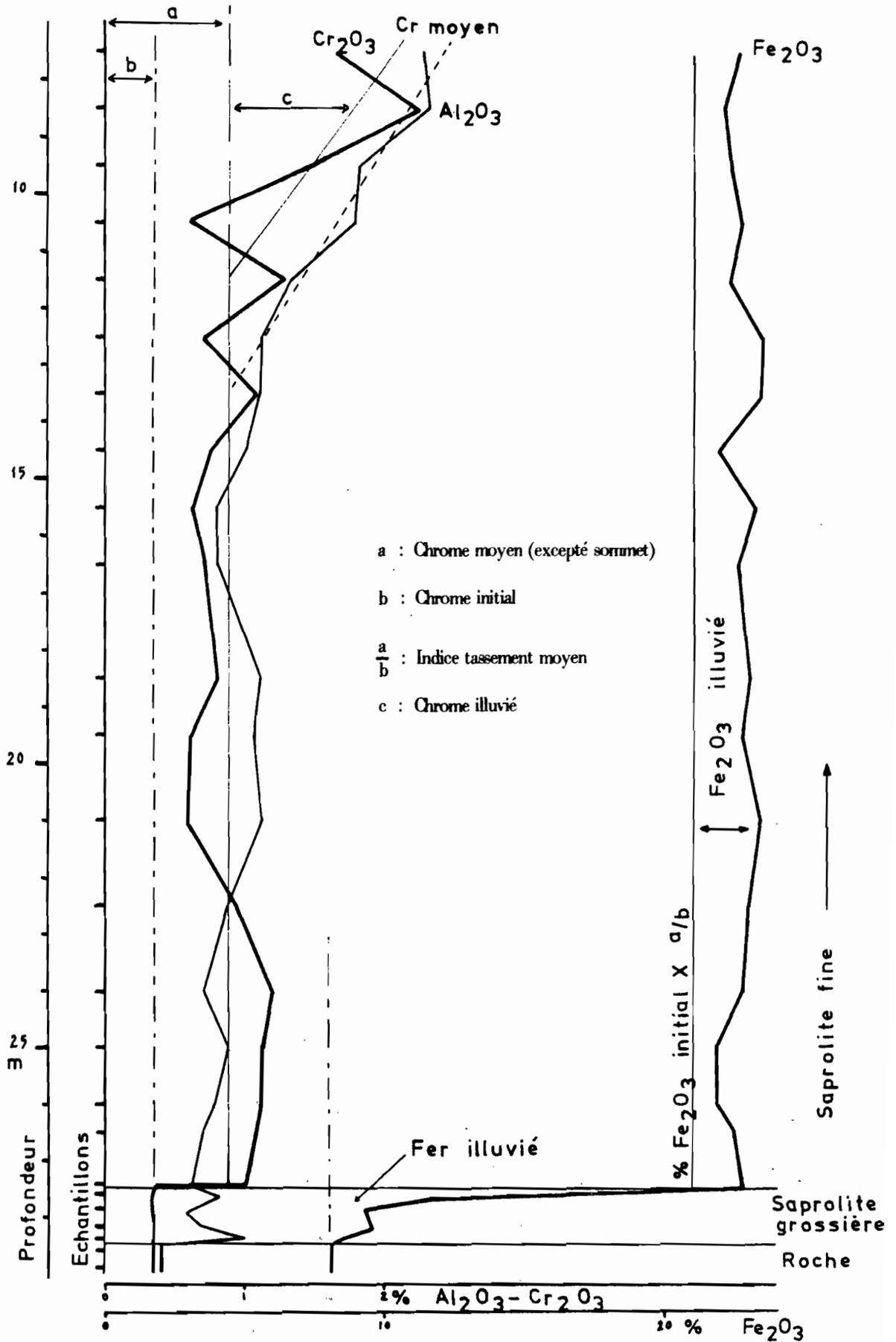
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	n
g oxyde dans 100 cm ³ de roche	119	23,2	1,20	131	1,05	0,33	1,20	10
g oxyde dans 100 cm ³ de saprolite fine (moyenne)	3,2	63,1	3,66	2,8	3,22	1,08	1,28	34
(écart type)	-	8,6	1,4	-	1,6	0,4	0,4	34
Bilan %:								
(moyenne)	-97	+170	+200	-98	+200	+230	+7	34
(maximum)	-	+210	+600	-	+600	+450	+60	-
(minimum)	-	+140	+100	-	=	+50	-50	-

* Fe total compté comme Fe₂O₃

n nombre d'échantillons

Figure 36

Application du raisonnement isovolumétrique à la saprolite fine :
comportement du fer, du chrome et de
l'aluminium.



Cette accumulation correspond-elle à un apport effectif ou à un simple tassement ? L'importation de fer est concevable et a déjà été notée dans la saprolite grossière. L'apport de chrome est en revanche exclu. Le chrome est très peu soluble dans ce milieu (*) et en trop gros cristaux pour migrer mécaniquement. L'altération de ces spinelles libère cependant du chrome et de l'aluminium qui s'adsorbent sur la goethite. L'illuviation de cette goethite est donc susceptible d'entraîner du chrome et de l'aluminium masqués.

Dans la saprolite fine, le bilan moyen, tel qu'il ressort du tableau XIX, correspondrait à un apport de + 170 % du fer initial et de + 200 % du chrome initial. La composition chimique des goethites de haut de profil (tableau XVI) est telle que l'illuviation de ces particules suffirait à expliquer l'apport de chrome dans la partie supérieure de la saprolite fine. A la base de la saprolite fine, par contre, la teneur en chrome des goethites (tableau XVI) est beaucoup trop basse pour justifier cet apport. A la base de la saprolite fine, l'essentiel du chrome est dans la fraction grossière (figure 32), dans le réseau des spinelles, et ne saurait donc avoir subi des déplacements mécaniques importants.

L'hypothèse du volume conservé dans la saprolite fine est donc à rejeter, et il faut admettre que des tassements sont intervenus. Le taux de concentration moyenne de l'élément le plus résiduel chimiquement, le chrome, peut être considéré comme fournissant un ordre de grandeur du tassement. La figure 36 représente les variations du chrome, du fer et de l'aluminium dans le profil CKA 60, après calcul isovolumétrique (la densité apparente moyenne de la saprolite fine est de 0,9). L'hétérogénéité de répartition des chromites interdit d'appliquer un raisonnement iso-chrome à chaque échantillon. Le tassement peut être calculé en ramenant la teneur moyenne en chrome à ce qu'elle était dans la roche et la saprolite grossière. La figure 36 montre que le tassement

* Cette grande inertie chimique du chrome n'est pas une loi absolue : dans l'altération des serpentinites de l'Oural, GINZBURG (1938) observe une migration de cet élément vers le bas du profil. L'incorporation du chrome dans des argiles à d'autre part été observée dans des gisements de Yougoslavie (GODLEVSKII et IVANOVA, 1935 ; MAKSIMOVIC, 1953, 1957 ; MAKSIMOVIC et CRNKOVIC, 1968), d'U.R.S.S. (GRITSAIENKO et al., 1949), des U.S.A. (GLASS et al., 1959), ou du Brésil (AZEVEDO et al., 1972).

calculé se révèle important dès la base de la saprolite fine. L'ordre de grandeur du tassement reste ensuite constant sur la plus grande partie de ce niveau. Ce fait suggère l'interprétation suivante : lors de la destruction de la charpente d'antigorite, la structure s'effondre, dès la base de la saprolite fine ; les lamelles de goethite épigénisant le maillage serpentineux s'oppose néanmoins à un écrasement total et conserve sur une grande hauteur de profil une structure simplement déformée, mais non détruite.

Appliqué au profil CKA 60, ce calcul conduit à estimer un tassement moyen de 2,5 ($V_{\text{tassé}} = \frac{V_{\text{initial}}}{2,5}$). En corrigeant ainsi les valeurs fournies par le calcul isovolumentrique, on obtient le nombre de molécules d'oxydes dans un volume fictif de 100 cm³ d'échantillon (volume qui serait occupé en l'absence de tassements) ; ces résultats sont portés sur la figure 37.

- Fe Cr Al.

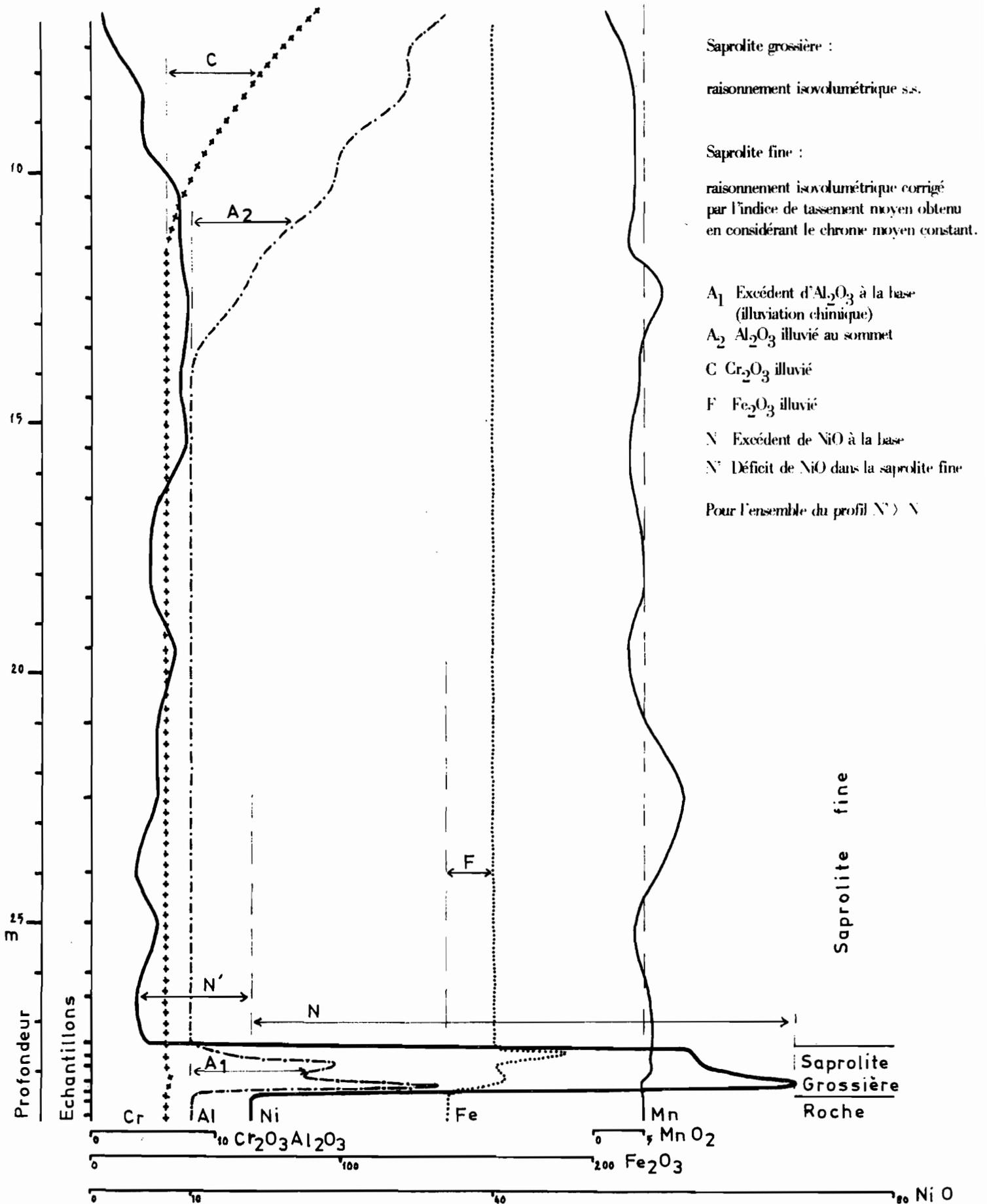
Ce mode de calcul révèle pour ce profil un léger apport de fer. En général, et comme l'indique le tableau XIX, c'est le phénomène inverse qui se produit : à chrome moyen constant, il y a un léger lessivage du fer dans l'horizon de saprolite fine. Dans tous les cas, des processus mécaniques (illuviation ou lessivage) interviennent, mais ils affectent en général moins de 15 % du fer total présent. Cette goethite remaniée est riche en chrome et en aluminium dans la partie supérieure de l'horizon : ces deux derniers éléments, pour l'essentiel strictement résiduels, sont alors affectés par les déplacements du fer, le cas le plus fréquent étant un enrichissement absolu à partir des "terres rouges".

- Mn.

Pour l'ensemble de la saprolite fine le bilan du manganèse est juste équilibré, mais cet élément est, en gros, déficitaire au sommet de l'horizon et excédentaire à la base. Les caprices de sa répartition sont dus à sa concentration en concrétions de grande taille, distribuées irrégulièrement dans le profil. Le cobalt suit très fidèlement le manganèse, avec une teneur approximativement cinq fois plus faible.

Figure 37

Les éléments résiduels dans l'altération des plateaux :
 (millimoles d'oxydes dans le volume d'échantillon résultant
 de l'altération de 100 cm³ de roche saine).



- Ni.

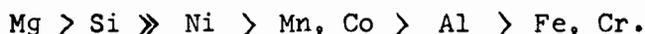
Le nickel accompagne quelquefois le manganèse, mais reste largement déficitaire sur l'ensemble de l'horizon. Une partie de ce nickel lessivé se retrouve dans la forte accumulation absolue de la saprolite grossière, mais le profil pris dans son ensemble est déficitaire.

En fait, ce qui est exporté du profil vertical s'accumule dans des zones précises des plateaux : le fer lessivé dans les creux du substrat (minerais "chocolat"), le nickel dans ces mêmes points bas, et surtout dans les zones tectoniques où les accumulations deviennent énormes ("garniérites" à plus de 35 % NiO).

3) "Terres rouges" et cuirasse.

Au sommet du profil des remaniements importants sont intervenus. Les horizons superficiels ("terres rouges", cuirasse) sont en effet fossiles, au moins en partie, et ont commencé à se former dans des conditions de modelé très différentes de celles qui règnent actuellement (voir Ière partie, chapitre III). Les mécanismes qui sont intervenus alors seront étudiés plus loin, dans un environnement où ils sont encore en action aujourd'hui. Ces remaniements (colluvionnement, alluvionnement) interdisent tout calcul du bilan basé sur un raisonnement isovolumétrique ou iso-élément. On constate seulement que les niveaux superficiels des profils de plateau sont actuellement très pauvres en nickel et en manganèse.

Les études isovolumétriques et iso-éléments permettent d'établir l'échelle de mobilité relative des éléments au cours de l'altération :



Le bilan de l'altération à chaque niveau (sauf en surface), a pu être calculé pour chaque élément. Ces calculs complètent donc l'étude abordée par l'analyse chimique de la "roche totale" (tableaux VIII et IX). Le comportement de chaque élément peut ainsi être apprécié d'une manière quantitative.

Appliqués aux analyses de la "roche totale", ces raisonnements ne suffisent pas à mettre en évidence toutes les lois qui régissent le

comportement des éléments. La composition de chaque phase minéralogique ayant été déterminée (tableaux XII à XVI), on va pouvoir tenter d'évaluer le bilan géochimique de l'altération à l'échelle de chaque minéral.

D. VUE D'ENSEMBLE SUR L'EVOLUTION GEOCHIMIQUE LE LONG D'UN PROFIL D'ALTERATION.

Pour suivre d'une manière quantitative la progression de l'altération, on peut successivement bâtir le tableau de l'évolution minéralogique, puis calculer la destinée de chaque élément à travers ses sites minéralogiques successifs.

Pour établir le tableau de l'évolution minéralogique, il faut doser tous les minéraux dans chaque horizon, de bas en haut. Certains minéraux ont été dosés directement : l'olivine, par diffraction des rayons X (WEBER et LARQUE, 1972), les produits amorphes par attaques ménagées (SEGALEN, 1968). D'autres minéraux sont dosés indirectement, par calcul à partir de la composition chimique de l'horizon et de la composition chimique de chacun des constituants. Ce calcul n'est toutefois possible que dans le cas d'un nombre restreint de minéraux, de compositions bien tranchées. L'utilisation des analyses de fractions granulométriques peut simplifier le calcul en réduisant le nombre de minéraux dans chaque tranche. La comparaison des résultats d'analyse chimique totale et des attaques ménagées (qui respectent certains minéraux) a constitué une autre approche du dosage des minéraux (LELONG, 1967 a et b) ; ainsi l'attaque perchlorique respecte-t-elle le talc, le quartz et l'orthopyroxène.

Le profil CKA 61 a été pris comme exemple pour évaluer le bilan minéralogique de l'altération d'une harzburgite moyenne en position de plateau. Les calculs ont été menés à partir des données acquises dans les tableaux IX, XI, XII, XIII, XIV, XV, XVI et XVIII et dans la figure 32. Les résultats, calculés à volume constant, sont donnés dans la figure 38 (*). Les différents niveaux du profil CKA 61

* Dans la saprolite fine il s'agit d'un volume fictif constant, calculé par raisonnement isochrome. Dans les "terres rouges" et la cuirasse, c'est le fer qui a été considéré comme constant en première approximation, les chromites pouvant être fortement remaniées dans ces niveaux.

sont disposés de bas en haut, comme sur la figure 32 : roche - saprolite grossière (SG 3, SG 2, SG 1) - saprolite fine (SF 5, SF 4, SF 3, SF 2, SF 1) "terres rouges" (TR) - cuirasse. La composition minéralogique pondérale de chacun de ces niveaux est portée dans le tableau XX.

L'évolution est bien celle qui avait été reconnue qualitativement au début de ce chapitre (tableau VII). L'étude quantitative permet d'entrevoir l'aspect dynamique de l'altération, puisque l'on voit les minéraux disparaître plus ou moins rapidement en remontant dans le profil. Ce problème de cinétique sera étudié dans la troisième partie, avec la phase soluble de l'altération. En raisonnant à volume constant (*) (figure 38), plusieurs conclusions peuvent être dégagées.

- La phase soluble est prépondérante dans l'altération des péridotites. En haut de la saprolite grossière (SG 1), 50 % de la roche sont déjà partis en solution. Dans la saprolite fine, 90 % du matériel initial ont été exportés. Ces chiffres expliquent le développement d'un modèle karstique dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie : les péridotites sont quasi-solubles sous les climats chauds et humides.
- L'olivine disparaît très vite. Dans la saprolite grossière, elle est relayée par des gels silico-ferriques qui disparaissent dans la saprolite fine. Ces gels ne représentent qu'une petite fraction du poids d'olivine hydrolysée. La figure 38 montre que, lorsque l'olivine a disparu, ces gels sont assez rapidement désilicifiés ; le fer amorphe, lui, évolue très progressivement en goethite.
- Le pyroxène disparaît un peu moins vite que l'olivine. Le talc qui le remplace persiste dans la saprolite grossière, mais devient peu important dans la saprolite fine.
- L'antigorite est presque intégralement conservée au début de l'altération (niveaux SG 3 puis SG 2). Elle commence à s'altérer au sommet de la saprolite grossière (SG 1), et a disparu dès la base de la saprolite

* Voir note page précédente.

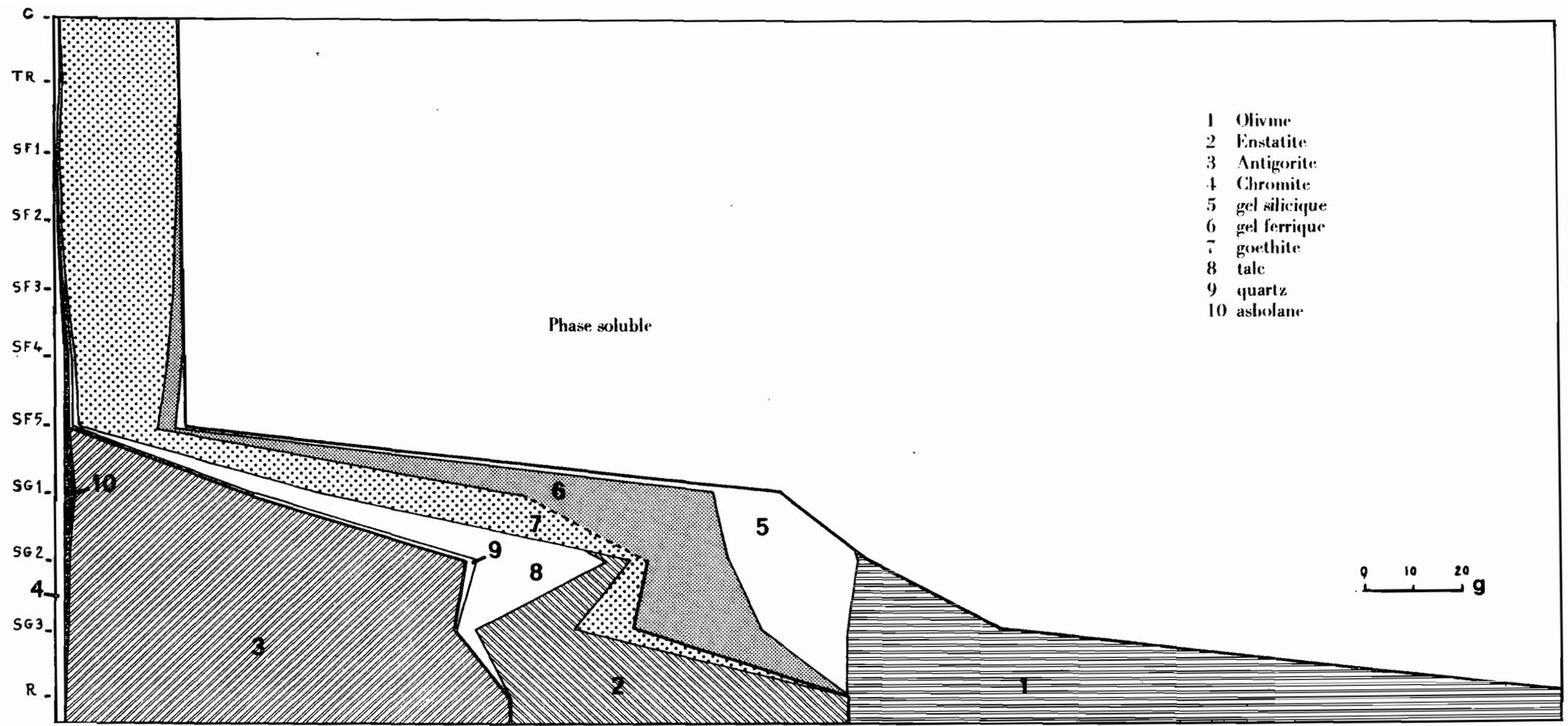


Figure 38 : Evolution minéralogique quantitative de 100 cm³ de harzburgite (profil CKA 61).

TABLEAU XX

Composition minéralogique des différents niveaux du profil CKA 61
(en grammes pour 100 g d'échantillon)

	Olivine	Antigorite (+ Magnétite)	Enstatite	Chromite	Gels SiO ₂ opale (SiO ₂ + H ₂ O)	Gels Fe ³⁺ (Fe ₂ O ₃ + H ₂ O)	Talc	Quartz	Asbolane	Goethite
Cuirasse	0	0	0	3,9	0	0	0	0,5	0,6	95
"terres rouges"	0	0	0	3,4	0	0	0	0,7	0,9	95
SF 1	0	0	0	1,5	0,5 + 0,1	1 + 0,2	0	0,7	1,2	94
SF 2	0	0	0	2	0,5 + 0,1	4 + 0,8	1	1	2,3	88
SF 3	0	0	0	5	1 + 0,2	5 + 1	1,5	1	2,3	83
SF 4	0	0	0	7,4	1,5 + 0,3	10 + 2,5	2,0	1	5,2	71
SF 5	0	0	0	8	4 + 1	14 + 2,5	3,5	2	3,8	61,5
SG 1	0	24	0	1,5	7 + 2	22 + 5	10	1	1,6	27
SG 2	1	49	3	1,3	12 + 4	7,5 + 2,5	16	1	0,6	2
SG 3	16	40	10	1,0	7 + 1,8	12 + 3,2	2	0,1	0,4	6,5
Roche	47	29	22	0,7	0	0	0	0	0	0

fine. Dans la saprolite grossière, du fait de la disparition des autres minéraux, l'importance relative de l'antigorite est accrue (tableau XX).

- La chromite (*) diminue progressivement vers le haut de la saprolite fine. La teneur en chromite remonte brusquement dans les "terres rouges" et la cuirasse. L'accumulation de chromite en surface est probablement contemporaine de la mise en place de la partie supérieure des "terres rouges". Ce niveau s'est en effet formé par colluvionnement et alluvionnement de matériaux ferrugineux dans des bas-fonds marécageux et sur des glacis, avant que ces zones basses soient soulevées, cuirassées et découpées en plateaux par un phénomène d'inversion de relief (voir chapitre III). On verra plus loin que de véritables placers chromifères peuvent se former dans les zones basses actuelles. Les plateaux sont la plupart du temps exigus, et l'on n'observe pas à leur surface de phénomènes de transports importants, encore susceptibles d'élaborer des placers. L'hypothèse du caractère fossile des accumulations superficielles de chromite paraît donc justifiée. L'induration des "terres rouges" n'a pas modifié la répartition des chromites, et l'a au contraire fixée.
- L'asbolane, apparue dans la saprolite grossière, montre, sur le profil CKA 61, son plus grand développement à la base de la saprolite fine.
- La goethite relaie progressivement les gels ferriques et forme l'essentiel des échantillons dès la base de la saprolite fine.

Cette distribution minéralogique permet de connaître la distribution exacte de tous les constituants chimiques de la péridotite, puisque la composition chimique de chaque minéral a été déterminée antérieurement (tableaux XII à XVI). La répartition de la plupart des éléments ne pose pas de problèmes, chaque minéral ayant une composition chimique simple. Seul le nickel fait exception, car il connaît plusieurs hâtes, successifs ou simultanés, au cours de l'altération. Les teneurs en nickel

* Il s'agit des grains de chromite, saine ou altérée. Le chrome présent dans la fraction fine, qui est associé à la goethite, n'est pas compté avec la chromite. Le chrome total, lui, est constant et sert de base au raisonnement isochrome.

TABLEAU XXI
Distribution du nickel sur le profil CKA 61

	Olivine	Enstatite	Antigorite	Gels Si-Fe	Asbolane	Goethite		
T.R.	-	-	-	-	3	0,5		A
	-	-	-	-	0,03	0,47	0,50	B
	-	-	-	-	6	94	100	C
SF 1	-	-	-	-	6	0,8		A
	-	-	-	-	0,07	0,73	0,80	B
	-	-	-	-	9	91	100	C
SF 4	-	-	-	0,7	9,2	0,8		A
	-	-	-	0,09	0,48	0,57	1,14	B
	-	-	-	8	42	50	100	C
SF 1	-	-	2,1	0,6	8	0,7		A
	-	-	0,51	0,22	0,13	0,19	1,05	B
	-	-	49	21	12	18	100	C
SG 2	-	-	1,5	0,7	8	0,6		A
	-	-	0,76	0,18	0,05	0,01	1,0	B
	-	-	76	18	5	1	100	C
SG 3	0,50	0,10	1,9	0,7	8	0,7		A
	0,08	0,01	0,77	0,17	0,03	0,05	1,11	B
	7	1	69	15	3	5	100	C
Roche	0,50	0,10	0,40	-	-	-		A
	0,25	0,02	0,13	-	-	-	0,40	B
	63	5	32	-	-	-	100	C

A. NiO % de chaque minéral
B. NiO % de l'échantillon
C. Ni % du Ni total

de l'antigorite primaire et des gels silico-ferriques de l'horizon de saprolite grossière n'avaient pas pu être précisées avec exactitude. Elles peuvent maintenant être évaluées. Le nickel présent dans chaque niveau a d'abord été distribué entre les minéraux dont la composition était connue : olivine, enstatite, asbolane, goethite. Le nickel restant (c'est-à-dire la plus grande partie), a été réparti entre l'antigorite et la phase amorphe en fonction des analyses de fractions granulométriques (figure 32) : l'antigorite est en effet concentrée dans la fraction grossière alors que les gels silico-ferriques sont essentiellement présents dans la fraction fine. Le résultat de ces calculs figure dans le tableau XXI.

Dans la roche l'essentiel du nickel est inclus dans l'olivine. La répartition est très différente dans la saprolite grossière : 50 à 75 % du nickel total de chaque échantillon sont en association avec l'antigorite, localisés entre les lamelles serpentineuses du réseau maillé, et fixés par simple adsorption ; les gels silico-ferriques renferment au plus 20 % du nickel des échantillons. Dans la saprolite fine, l'essentiel du nickel est en général dans la goethite. Dans les niveaux riches en asbolane comme SF 4, cependant, la comparaison des tableaux XX et XXI montre que 5 % d'asbolane dans ce niveau renferment 42 % du nickel total.

La variété des combinaisons possibles explique l'apparente incohérence de la répartition du nickel dans les manteaux d'altération. Le nickel est en effet le seul élément qui n'entre pas dans une structure à titre de constituant majeur (exception faite des "garniérites"). Malgré ses teneurs élevées, le nickel conserve donc un comportement d'élément en traces : il subit les conditions physico-chimiques du milieu beaucoup plus qu'il ne les dicte. La moindre variation locale de ces conditions a par conséquent une incidence importante sur son immobilisation.

D. ELEMENTS EN TRACES.

Certains éléments, habituellement rangés avec les traces, ont été traités avec les majeurs, leurs teneurs dépassant largement 1 000 ppm et atteignant souvent l'ordre du % : Cr, Mn, Ni et, dans une moindre mesure, Co. Inversement des éléments généralement considérés

comme "majeurs" font presque totalement défauts dans ces profils sur roche ultrabasique : le calcium, présent pour l'essentiel dans les inclusions des pyroxènes, se conserve partiellement dans le talc, et résiste alors remarquablement à la lixiviation ; le sodium et le potassium, en teneurs toujours inférieures aux limites de détection dès la moindre trace d'altération, n'apparaissent que dans les concrétions d'asbolane.

Le cortège d'éléments en traces proprement dits est relativement pauvre. Le tableau XXII compile les résultats obtenus dans les roches, les minéraux et les faciès d'altération. Les 11 éléments en traces dosés se répartissent géochimiquement en 6 groupes :

TABLEAU XXII

Les éléments en traces dans les roches, les minéraux et les faciès d'altération (en ppm).

A. Roche et faciès d'altération (moyennes)

	B	Sr	Ba	Ti	V	Cu	Zn	Ga	Zr	Sn	Pb
"Terres rouges"	< 5	< 10	< 20	1250	220	35	400	8	210	< 5	3
Saprolite fine	< 5	< 10	< 20	435	266	35	420	40	260	< 5	14
Saprolite grossière	< 5	< 10	< 30	104	55	14	300	23	70	10	10
Roche	5	10	6	128	30	9	137	20	40	15	23

B. Minéraux

		B	Sr	Ba	Ti	V	Cu	Zn	Ga	Sn	Pb
altération	Asbolane	25	280	2450	270	260	136	580	< 100	< 5	< 10
	Talc	10	24	< 20	276	230	9	143	< 20	< 5	< 5
	Garniériste	10	< 10	< 20	20	< 10	4	100	< 20	< 20	< 5
roche saine	Chromite	< 5	< 10	< 20	< 10	1500	16	650	< 100	25	< 20
	Serpentine	10	10	< 20	167	48	11	63	< 20	10	8
	Olivine	< 5	14	< 20	73	22	9	92	< 20	9	9
	Pyroxène	< 5	11	< 20	55	40	10	89	< 20	7	< 5

1° Bore : particulièrement peu abondant dans les roches ultrabasiques, il est localisé dans la serpentine hypogène, ce qui pourrait peut-être constituer un argument pour la thèse de la serpentinitisation précoce (soit effectuée sous la mer, avant ou pendant la mise en place ; soit due à une eau hydrothermale). Le bore est absent de tous les faciès altérés à l'exception des "garniérites", du talc et surtout des concrétions d'asbolane.

2° Strontium et baryum : comme le bore ces éléments sont plutôt associés aux roches acides. Dans les péridotites tous les silicates en contiennent de petites quantités. Lors de l'altération ces éléments disparaissent, à moins d'être bloqués dans les concrétions d'asbolane ; le talc renferme un peu de strontium (comme le calcium, cet élément est vraisemblablement lié aux microinclusions de clinopyroxènes des orthopyroxènes).

3° Eléments de transition : Ti, V, Cu, Zn : tous les éléments de la série de transition constituent par excellence le cortège des roches basiques et ultrabasiques. Cr, Mn, Co et Ni sont même rangés parmi les éléments majeurs des péridotites ; les quatre autres, c'est-à-dire les deux premiers de la série (Ti et V), et surtout les deux derniers (Cu, Zn) sont présents en quantité beaucoup plus faible.

Le titane est beaucoup moins représenté dans les péridotites que dans les roches basiques. Localisé dans les silicates, et particulièrement dans la serpentine, le titane a durant l'altération un comportement strictement résiduel, comme le fer, l'aluminium ou le chrome.

Le vanadium est, comme le titane, plus spécifique des roches basiques. Dans les péridotites, c'est pourtant essentiellement dans le spinelle chromifère qu'il se rencontre. Lié à une structure réfractaire à l'altération il est donc conservé dans le profil. Plus mobile que le titane, il diminue cependant dans les horizons supérieurs, lorsque la destruction de son minéral-hôte le libère : son comportement supergène devient alors proche de celui du manganèse.

Quoique plutôt spécifique des roches acides, le cuivre est présent dans tous les minéraux de la roche mère. Il est concentré dans les niveaux altérés, et, tout particulièrement, dans les concrétions d'asbolane : le sort de cet élément est assez étroitement lié à celui du manganèse.

Le zinc est en teneur beaucoup plus importante, en particulier dans la chromite, mais les silicates primaires en renferment également des quantités notables. Concentré lors de l'altération, il accompagne le nickel dans les garniérites, mais résiste mieux que ce dernier à la lixiviation dans les horizons supérieurs : le comportement complexe de cet élément l'associerait donc à la fois au nickel et au manganèse.

4° Gallium : la configuration électronique de cet élément le rapproche de l'aluminium. La faiblesse des teneurs dans les roches ultrabasiques ne permet pas beaucoup d'interprétations : il semble que le gallium soit légèrement résiduel jusque dans les parties moyennes du profil, et qu'il disparaisse ensuite.

5° Zirconium : comme le titane, le zirconium commence une série d'éléments de transition. Cette deuxième série est cependant moins étroitement concentrée dans les roches basiques et ultrabasiques, à l'exception de la triade Ru-Rh-Pd (non recherchés ici). Les péridotites néocalédoniennes semblent moins riches en zirconium que la moyenne des roches ultrabasiques mondiale (GREEN, 1953). Le zirconium est ensuite nettement résiduel, sauf peut-être vers le haut du profil, où les teneurs décroissent légèrement.

6° Etain - Plomb : électroniquement ces éléments sont caractérisés, comme le silicium et le germanium, par le début de saturation du niveau énergétique p. Comme ces deux derniers éléments, ils sont mieux représentés dans les roches acides que dans les roches basiques, et a fortiori ultrabasiques. Comme le silicium, l'étain et le plomb décroissent rapidement vers le haut du profil d'altération.

On trouve peu de données bibliographiques sur le comportement des éléments en traces dans l'altération des péridotites. HOTZ (1964) avait noté en Californie l'association du vanadium dans les chromites. ZEISSINK (1969), en Australie, observe pour le zinc un comportement identique à celui qui vient d'être décrit ici ; il signale par contre l'absence de relation cuivre-manganèse, et un comportement résiduel du plomb.

Le tableau XXII permet de placer, au moins qualitative-
ment, les éléments traces dans l'échelle de mobilité relative des élé-
ments majeurs au cours de l'altération, telle qu'elle s'était dégagée
de l'étude isovolumétrique :

Majeurs : Mg > Si » Ni > Mn, Co > Al > Fe, Cr
Traces : B, Sr, Ba > Sn, Pb » Zn (Ga ?) > V, Cu > Zr > Ti

V. CONCLUSIONS.

L'altération sur les plateaux intervient dans des conditions
de relief particulier (pentes faibles), qui favorisent la descente du
front d'altération au détriment de celle du front d'érosion, et dans des
conditions de bon drainage.

En général profonds de plusieurs dizaines de mètres, et très
peu remaniés (faciès saprolite), les profils renferment encore, à la base,
des silicates primaires, principalement des antigorites ; la granulomé-
trie est alors grossière. Puis, très rapidement, la granulométrie de
l'ensemble des matériaux devient très fine ; il ne subsiste plus alors que
le squelette ferrugineux, un peu compacté, de la péridotite initiale.

Minéralogiquement, cette altération en milieu bien drainé est
caractérisée par la pauvreté des néogénèses. L'hydrolyse des silicates
primaires s'apparente à une simple dissolution, avec évacuation des élé-
ments les plus solubles et immobilisation sur place, sous forme de com-
posés amorphes, du résidu insoluble. On note alors la grande analogie entre
les phénomènes qui interviennent aux diverses échelles. Dans l'élaboration
du paysage, les zones de stress, serpentinisées, évoluent en collines al-
longées encadrant des bassins fermés où l'altération est plus rapide et
où viennent s'accumuler les produits résiduels.

A l'échelle microscopique, le réseau maillé hypogène d'antigo-
rite résiste mieux à l'altération, et maintient la structure de la roche,
alors que les noyaux d'olivine disparaissent, ne laissant que des cavités
partiellement remplies de résidus silico-ferrugineux amorphes.

Entre ces deux extrêmes, les zones diaclasées, mais exemptes
de serpentinsation, réalisent en s'altérant un autre type de maillage :
le réseau de fissures est le siège de précipités de quartz et de minéraux

nickélifères, encadrant des blocs péridotitiques qui s'altèrent, d'abord avec formation de cortex, puis rapidement en masse ferrugineuse.

L'altération libère les différents constituants chimiques de la roche. Cette hydrolyse a lieu dans des conditions de pH alcalin (8 à 8,5), et la plupart des éléments sont précipités à l'état d'hydroxydes, à l'exception de la silice et de la magnésie, solubles.

Les éléments solubles représentent plus de 80 % de la roche initiale. Au cours de l'hydrolyse des silicates primaires, les solutions intracristallines peuvent atteindre un seuil de saturation. Ce n'est jamais le cas pour le magnésium évacué en quasi-totalité, au fur et à mesure de sa libération. En revanche la saturation est atteinte pour la silice. L'excédent de silice non lixiviée précipite, sous forme d'opale dans les noyaux d'olivine, et sous forme de quartz dans les orthopyroxènes. L'hydrolyse de l'antigorite primaire, qui intervient postérieurement à celle du péridot et du pyroxène, se produit dans un milieu où les solutions sont plus diluées ; dans ces conditions, l'altération de l'antigorite est proche d'une dissolution congruente.

Les éléments résiduels (Ni, Mn, Fe, Cr, Al) entrent dans les minéraux secondaires qui se forment (goethite, asbolane) ou sont piégés dans les lacunes du réseau maillé d'antigorite primaire en sursis à la base de la saprolite grossière. Ces diverses espèces sont de stabilité variable ; elles se répartissent donc en gros de bas en haut des profils dans l'ordre de leur stabilité. Quelques guides de recherches simples peuvent être dégagés pour la concentration des principaux métaux : nickel, manganèse, fer, chrome, aluminium.

A. NICKEL.

1) Comportement.

Libéré par l'hydrolyse des péridots qui le renfermaient initialement, le nickel précipite à pH 8 sous forme d'hydroxyde $\text{Ni}(\text{OH})_2$. Une partie reste sur place, dans les amas silico-ferrugineux amorphes qui se substituent aux noyaux d'olivine. Mais ce milieu est vite lessivé de ses bases, et son pH a tendance à baisser, ce qui favorise la mobilisation du nickel. Le milieu le plus favorable au piégeage de cet élément

est formé par le réseau maillé d'antigorite primaire : ce mécanisme est facilité par le pH local qui reste élevé entre les lamelles élémentaires encore peu altérées, le drainage restant faible dans ce milieu compact. L'hydroxyde de nickel, d'ailleurs accompagné par du fer, vient se loger dans toutes les lacunes du maillage serpentineux. Le mécanisme de fixation est une simple adsorption physique. La facilité avec laquelle les silicates peuvent adsorber le nickel a été observée expérimentalement par GINZBURG et PONOMAREV (1939 et 1941) et GINZBURG et MARGOLINA (1941).

Lorsque, au sommet de la saprolite grossière, ces lamelles d'antigorite sont dissociées et hydrolysées à leur tour, le nickel est libéré dans un milieu à pH moins alcalin que précédemment. Une partie de ce métal est alors mobile et redescend vers la base du profil, où, retrouvant les conditions optimales d'immobilisation, il vient enrichir un peu plus le maillage d'antigorite primaire des roches en voie d'altération. Si l'altération se poursuit longtemps sans érosion (cas des zones planes), on conçoit que, à la suite de ces libérations et migrations successives, la quantité de nickel accumulée à la base des profils devienne importante. Une partie du nickel libéré au sommet de la saprolite grossière par la destruction du réseau maillé d'antigorite échappe à la mobilisation en s'intégrant à la goethite ou à l'asbolane qui cristallisent. Associé à ces hydroxydes, le nickel est alors conservé dans la saprolite fine.

Au fur et à mesure de sa descente, le front d'altération retient donc une partie du nickel libéré, qui s'accumule ainsi progressivement. Un problème est toutefois posé : ce "balayage" devrait regrouper dans l'horizon de saprolite grossière la totalité du nickel absent de la saprolite fine. Or, le bilan du nickel (figure 37) montre en général un déficit pour l'ensemble des horizons d'altération, et, très vraisemblablement, un déficit encore plus grand pour l'ensemble du profil vertical. En revanche, d'autres profils révèlent un excédent, parfois très accusé. Ces zones très enrichies ne sont pas des bases de profils quelconques : elles se localisent dans les zones faillées, les dolines, les dépressions du substrat rocheux, le rebord des plateaux ; au total, en tous les points où se concentrent les circulations souterraines. Ceci montre qu'au mouvement général vertical du

nickel, accompagnant la descente du front d'altération, s'ajoute une lixiviation oblique ou latérale de ce métal, avec accumulations intenses aux exutoires avals.

2) Types d'accumulation.

DE CHETELAT (1947) et SCHELLMANN (1971) envisageaient une première concentration relative du nickel, sous forme oxydée, distribuée sur toute la hauteur du profil, dont le lessivage ultérieur aurait alimenté l'accumulation absolue de la base.

Cette hypothèse impliquerait la succession d'un climat tropical à équatorial, responsable de l'accumulation oxydée, puis d'un climat plus nuancé qui respecte dans un premier stade les antigorites. En fait, les caractéristiques des gisements néocalédoniens s'expliquent par les trois mécanismes de piégeage suivants, qui ne font appel ni à un paléoclimat, ni à un enrichissement per descensum.

- Piège I. Le premier piège offert est constitué par l'antigorite héritée encore peu altérée. L'accumulation accompagne la descente du front d'altération et n'implique pas un déplacement du nickel des horizons oxydés supérieurs vers l'horizon silicaté de base. Cette accumulation absolue est en fait une accumulation relative "ramassée".
- Piège II. Le second piège est constitué par les hydroxydes cristallisant au sommet de la saprolite grossière, au moment où le réseau d'antigorite primaire est détruit : une proportion non négligeable du nickel libéré (entre le tiers et la moitié du nickel initial) s'associe à la goethite et à l'asbolane, échappant ainsi au piège I ; ce piège II est très efficace, en raison de la stabilité des édifices hôtes, et n'est détruit qu'à proximité de la surface. L'accumulation est relative au sens strict.
- Piège III. Les circulations d'eaux souterraines au contact roche saine - roche altérée entraînent un peu du nickel de la saprolite grossière, et tendent à limiter la concentration dans les pièges I ; ce nickel migre latéralement et enrichit un troisième type de pièges, dans des matériaux comparables à l'origine aux accumulations du premier type, mais situés en aval ; DE CHETELAT (1947) envisageait la possibilité de ces déplacements

latéraux pour expliquer les gîtes garniéritiques les plus riches ; en fait, ces mouvements sont absolument généraux sur toute la surface des plateaux : l'essentiel des saprolites grossières est légèrement appauvri, alors que des régions beaucoup plus restreintes sont fortement enrichies (le nombre d'observations est toutefois insuffisant pour tenter un bilan précis du nickel sur l'ensemble d'un plateau). Il y a alors accumulation absolue après migration latérale. Ces pièges sont constitués par les antigorites héritées (comme les pièges I) et par les produits d'altération des péridots (amorphes ou smectites), à moins que de véritables silicates nickélifères n'apparaissent (garniérites).

3) Analogies avec quelques gisements du monde.

L'accumulation dans les serpentines primaires (piège I) est assez proche du processus évoqué par HOTZ (1964) à propos des gisements de l'Ouest des Etats-Unis, et nécessite surtout l'action prolongée d'un climat qui laisse subsister des silicates (antigorite) à la base du profil. Quoique leur genèse ne soit pas toujours interprétée, les autres gisements "silicatés" ont vraisemblablement une origine voisine : c'est sans doute le cas des gîtes méditerranéens de Grèce (MOSSOULOS, 1964), de Yougoslavie (MAKSIMOVIC, 1957, 1964, 1966 et 1968), des "latérites" crétacées d'Ukraine (DODATKO et ROMANENKO, 1969 ; DODATKO et VINOGRADOV, 1970), ou encore des altérations permienes du Sud de l'Oural (BETEKHTINE, 1968).

L'élaboration des gisements oxydés (goethite et asbolane ; piège II) est assez comparable au mode d'altération des roches ultrabasi-ques sous des climats plus agressifs. C'est par exemple le cas des gisements latéritiques de Cuba (DE VLETTER, 1955) ou de Guinée (BONIFAS, 1959). De l'asbolane nickélifère a d'autre part été observée en U.R.S.S. (DIMITROV'S, 1942).

Les gisements de Nouvelle Calédonie se situent cependant d'une façon originale par rapport à ces deux types de minéralisation. D'une part les pièges II n'immobilisent qu'une fraction du nickel. D'autre part les pièges I sont affectés par des migrations latérales, et perdent ainsi une partie du nickel concentré. Il n'est pas exclu que de tels déplacements interviennent dans les autres gisements silicatés mondiaux ; ainsi MATHESON (1967) décrit en Australie la formation de calcédoine nickélifère sur versants,

après migration latérale de la silice et du nickel ; la Nouvelle Calédonie reste toutefois exceptionnelle par l'importance des pièges III. C'est d'ailleurs à ces derniers qu'elle a dû d'être longtemps le premier producteur mondial de nickel.

4) Contrôles de la minéralisation.

La teneur initiale de la roche mère ne joue aucun rôle dans l'élaboration des fortes accumulations (piège III : minerais garniéritiques, quadrillé, chocolat, brique, etc...). Ce rôle est encore très minime pour la formation des minerais moyens (pièges I : minerais terreux, magnésien, etc...) : l'action du temps, et une position morphologique limitant la lixiviation du nickel sont les facteurs prédominants. Le rôle de la teneur initiale est par contre fondamental lors de la constitution des minerais basses teneurs (pièges II : minerais latéritiques), la quantité de nickel résiduel étant fonction du montant disponible au départ.

Le contrôle tectonique des pièges III est absolu . C'est en premier lieu le soulèvement tectonique qui, en provoquant l'incision des glacis et leur découpage en plateaux, a réactivé les circulations de solutions, beaucoup plus réduites sur les glacis. Les directions tectoniques jouent ensuite le rôle d'axe de drainage. Le degré de serpentinitisation hypogène, consécutif à la mise en place tectonique du massif, joue un rôle important. Les zones moyennement serpentinisées, avec leur maillage d'antigorite primaire, constituent les pièges I qui évoluent en pièges III lorsqu'ils sont en position morphologique convenable. Les zones de cisaillement, trop serpentinisées, résistent à l'altération, et sont ainsi stérilisées ; elles constituent en revanche une barrière de perméabilité, et une accumulation peut se former à leur amont immédiat. Les zones exemptes de toute serpentinitisation, mais diaclasées, sont propices à une altération de type smectitique, piège efficace pour les solutions nickélifères migrantes. Les zones bréchiques, sièges d'importants mouvements de solutions, voient précipiter de grandes quantités de silice, de nickel et un peu de magnésium ; ces néoformations tapissent les épontes et représentent les "garniérites" les plus riches. La tectonique récente décalant des panneaux, permet enfin aux compartiments bas de "drainer" les compartiments hauts d'une partie de leur nickel.

Les remobilisations secondaires sont incessantes, puisque l'altération ne cesse d'agresser les gîtes nickélifères après leur élaboration ; il en résulte une très grande irrégularité dans la répartition du nickel contenu dans le niveau de saprolite grossière, répartition contrôlée par une évolution récente. La répartition dans le niveau de saprolite fine est beaucoup plus régulière, image d'un paléorelief moins incisé et moins bouleversé que l'actuel.

B. ELEMENTS INTERMEDIAIRES : MANGANESE, COBALT (CUIVRE ET PEUT ETRE VANADIUM ET ZIRCONIUM).

Ces éléments se concentrent en concrétions oxydées d'asbolane dès l'horizon de saprolite grossière. Une partie du nickel disponible à ce niveau est immobilisée, ainsi que de l'aluminium. Ces hydroxydes sont ensuite stables dans la plus grande partie du profil. La destruction de ces édifices intervient lors des remaniements qui affectent le sommet de la saprolite fine. Remobilisés les éléments métalliques migrent plus ou moins à travers la saprolite fine, et reprécipitent, autour des radicelles ou dans les fentes de dessiccation, de sorte que l'accumulation préférentielle du cobalt et du manganèse se situe souvent à l'interface saprolite fine - terre rouge.

C. ELEMENTS LES MOINS MOBILES : FER, TITANE, CHROME et ALUMINIUM (CE DERNIER DANS UNE MOINDRE MESURE).

Le fer s'individualise en goethite ; cet édifice intègre aussi un peu de nickel, ainsi que de l'aluminium et du chrome au fur et à mesure de leur libération des chromites. Quand la goethite cryptocristalline est lixiviée de son nickel sa cristallinité s'améliore, puis elle s'agglomère en concrétions millimétriques. Le fer, le chrome et l'aluminium, accompagnés du titane, échappent ainsi en grande partie au lessivage des fines et s'accumulent au sommet des profils.

L'action lixivante des eaux météoriques à travers les profils opère donc la séparation géochimique des éléments que les conditions hypogènes avaient associés. Ce tri s'apparente à un processus chromatographique : il en résulte une zonéographie verticale des diverses accumulations.

- Les éléments mobiles (Mg et Si pro parte) accompagnent l'éluant, c'est-à-dire l'eau des nappes, et sont exportés des profils.
- Les autres éléments sont tous plus ou moins résiduels. Selon leur solubilité, leur domaine d'immobilisation est plus ou moins étendu.
 - . Ni et le reliquat de Si sont stables uniquement à la base des profils. Leur zone de concentration est mince, et descend avec le front d'altération.
 - . Mn et Co sont stables tant que leurs concrétions ne sont pas détruites mécaniquement. La tranche de profil où ils sont concentrés est étendue ; une accumulation plus importante se forme au sommet de la saprolite fine et accompagne la descente du front de remaniement.
 - . Fe, Cr et Al sont stables dans tout le profil. Par suite de la défection des autres éléments, ils subsistent seuls en surface (front d'érosion).

Cette séparation chromatographique n'est toutefois pas le seul mécanisme en jeu. Aux actions géochimiques se superposent les actions purement mécaniques. Les éléments les plus mobiles ne sont guère affectés par les processus mécaniques, soit parce qu'ils sont déjà évacués hors des profils, soit parce que leur position à la base des profils ne les expose pas à des remaniements mécaniques. Les éléments résiduels, en revanche, sont une proie de choix pour ces remaniements.

- Les chromites peuvent être accumulées en placers. Ce phénomène intervient essentiellement dans les zones basses, glacis ou marécages. Lorsque ces zones basses sont soulevées et évoluent en plateaux, un profil d'altération se développe sous les niveaux colluvionnés superficiels ("terres rouges") mais les accumulations sont chimiquement très stables ; l'altération ne les mobilise donc pas, et leur position dans les niveaux supérieurs des profils est bien conforme à la zonéographie développée par le tri géochimique. Mais les quantités de chrome et d'aluminium ainsi accumulées en surface ne s'expliquent pas par le jeu d'une séparation chromatographique.
- Les processus mécaniques peuvent aussi entrer en concurrence avec les mécanismes géochimiques. La répartition des éléments résiduels dans les profils peut en être affectée. Ainsi les éléments concentrés en haut des profils,

comme le fer, le chrome ou l'aluminium, peuvent être entraînés par illuviation à travers les matériaux très poreux sous-jacents.

- Enfin, les processus mécaniques peuvent totalement remettre en cause tous les effets de la séparation géochimique. Lorsque l'érosion démantèle les niveaux superficiels, les éléments résiduels qui subsistent seuls dans ces horizons sont entraînés mécaniquement vers les points bas du paysage : piedmonts, glacis, bas-fonds. En ces lieux ils retrouvent la silice et le magnésium apportés en solution par les eaux de drainage : tous ces éléments peuvent alors participer à un nouveau cycle géochimique.

CHAPITRE V

L'altération sur les versants

I. GENERALITES - LES CONDITIONS DE L'ALTERATION.

A. RACCORD AVEC LES PLATEAUX = LES CROUPES CONVEXES.

Les versants sont pour la plupart en pentes fortes et correspondent à l'entaille des plateaux (chapitre III). Versants et plateaux sont en général raccordés par l'intermédiaire d'une croupe convexe qui résulte du remaniement local de la surface tabulaire. Des colluvions abondantes, alimentées par les horizons supérieurs des profils de plateau, cuirasse, "terre rouge", éventuellement saprolite fine, viennent alors recouvrir ces croupes et hauts versants (figure 18). Ces niveaux remaniés, peu gravillonnaires, reposent directement sur la péridotite cohérente, altérée sur une épaisseur en général très faible (quelques centimètres à quelques décimètres). Minéralogiquement et chimiquement ces colluvions ferrugineuses sont identiques aux formations de plateau dont elles dérivent.

B. LES VERSANTS PROPREMENT DITS.

Les horizons d'altération s'observent mieux plus en aval, sur les pentes : l'accumulation colluviale est alors faible, et, le front d'érosion progressant aussi vite que le front d'altération, le profil reste peu épais. Souvent très ravinées, ces formations constituent le reliquat de l'altération sur les versants. Ces profils sont caractéristiques de l'altération actuelle en milieu bien drainé. Les conditions de l'altération ne sont pas identiques à celles qui règnent à la base des profils de plateau :

- la position topographique des profils de versant implique des conditions de drainage plus rapide qu'à la base des profils de plateau ;
- les eaux souterraines, issues des plateaux, arrivent chargées en silice et en magnésie dissoutes ;
- quoique chaque vallée ne corresponde pas à une faille, cette corrélation est fréquente, et la roche est plus fréquemment et plus intensément serpentinisée que sur les plateaux.

Par ailleurs, la faible épaisseur du recouvrement de formations superficielles permet d'observer toutes les variations de la roche mère. Certains faciès pétrographiques particuliers de très faible extension, qui passent souvent inaperçus par sondage, sont beaucoup mieux visibles sur les versants. C'est en particulier le cas des sills très minces formés de chlorite hypogène (clinocllore), qui garnissent les épontes des intrusions acides.

La figure 16 (page 66) précise la localisation des principaux profils étudiés :

- CDN 37, sur une harzburgite très serpentinisée.
- CDE 56, sur une harzburgite moyennement serpentinisée.
- CLC 51, sur une harzburgite moyennement serpentinisée à proximité d'un filon chloriteux et nickélicifère.

II. LE PROFIL-TYPE.

Le profil est peu épais (de l'ordre du mètre) et présente deux horizons.

A. UN HORIZON DE SURFACE, brun rouge sombre, humifère, remanié (en partie colluvial) à texture fine limono-argileuse, mais renfermant quelques graviers centimétriques de roche très altérée à ferruginisée. Le chevelu racinaire est en général important. L'épaisseur est d'environ 50 cm.

B. UN HORIZON D'ALTERATION, brun jaune, pratiquement dépourvu de racines. La cohérence de la roche est souvent faible (saproлите grossière), mais des boulders de roche peu altérée, avec cortex jaune pulvérulent subsistent dans la masse. Quelquefois la cohérence est proche de celle de la roche saine,

l'altération n'est alors marquée que par la couleur jaune et la densité apparente faible (elle varie de 1,6 à 2,6). Lorsque la roche mère est très serpentinisée la teinte est brune ou brun-olive. L'épaisseur totale est rarement supérieure à un mètre, elle ne dépasse pas 10 cm dans certains cas.

Morphologiquement, cet horizon présente beaucoup de similitude avec le niveau de saprolite grossière, à la base des profils de plateau. La différence fondamentale entre les deux types de profils, plateaux et versants, est l'absence dans les seconds du niveau de saprolite fine.

Si les formations de plateau appartiennent au domaine ferrallitique, les profils de versant se classent le plus souvent comme sols bruns eutrophes tropicaux, peu évolués à ferruginisés (TRESCASES, 1969a), quoiqu'ils puissent quelquefois présenter les caractères de véritables sols ferrallitiques rajeunis par l'érosion (JAFFRE et al., 1971).

Le spectre granulométrique de l'horizon d'altération est identique à celui de la saprolite grossière des profils de plateau. La texture de l'horizon de surface est plus fine, mais les éléments les plus grossiers (fragments de péridotites) ne disparaissent qu'incomplètement en surface, ce qui s'explique à la fois par la faible épaisseur des profils, et par le caractère partiellement allochtone de cet horizon. Les gravillons ferrugineux, en revanche, sont moins abondants dans cet horizon de surface que dans les "terres rouges" des plateaux.

III. MINERALOGIE.

A. CARACTERES GENERAUX DE L'ALTERATION.

Les filiations minéralogiques schématisées dans le tableau VII (profils de plateau), au niveau de la saprolite grossière sont, en gros, transposables aux profils de versant. L'orthopyroxène se transforme en talc, associé à un peu de quartz. Les noyaux d'olivine disparaissent, laissant leurs fantômes en creux partiellement remplis d'oxydes hydratés amorphes de silice et de fer, lesquels évoluent ensuite respectivement en opale ou en quartz, et en goethite. L'altération des cloisons d'antigorite primaire commence après celle des deux premiers silicates, après quoi le maillage est épigénisé par la goethite. Le spinelle chromifère n'est que peu touché dans ces zones.

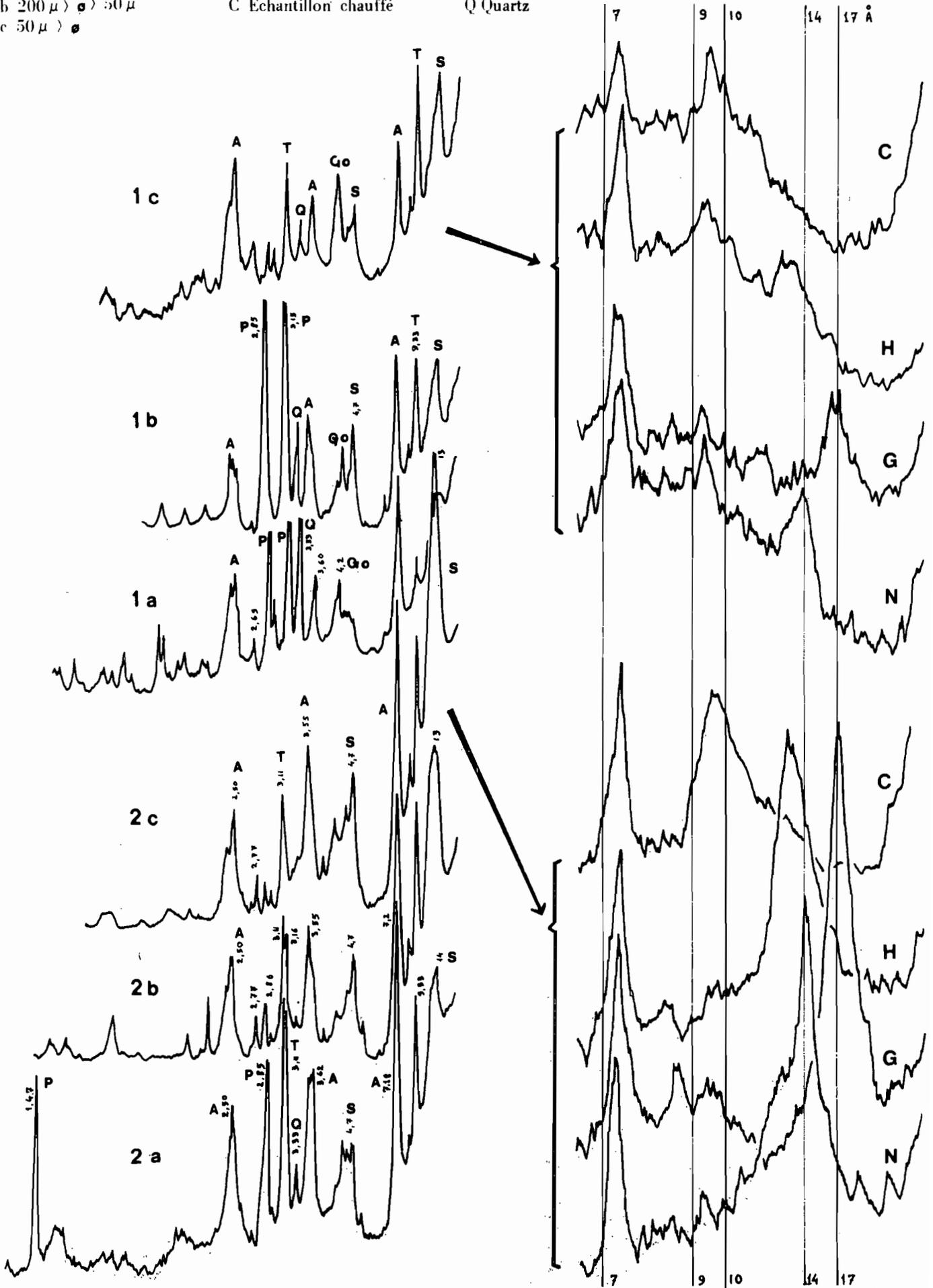
Figure 39 : Etude par diffraction X du profil CDE 56.

1 Horizon de surface
 2 Horizon d'altération
 a $\phi > 200 \mu$
 b $200 \mu > \phi > 50 \mu$
 c $50 \mu > \phi$

N Echantillon normal
 G Echantillon + glycol
 H Echantillon + hydrazine
 C Echantillon chauffé

O Olivine
 P Pyroxène
 A Antigorite
 Q Quartz

Go Goethite
 T Talc
 S Smectite



Néanmoins, deux différences sensibles apparaissent, par rapport aux résultats présentés dans le tableau VII :

- Des silicates primaires, en particulier du pyroxène, subsistent dans l'horizon de surface.
- L'altération des péridots, ainsi que celle de l'antigorite, provoque la néoformation de quantités notables et systématiques de smectites dans l'horizon d'altération. Des traces de minéraux montmorillonitiques subsistent encore dans l'horizon pédologique de surface. La figure 39 synthétise l'évolution minéralogique des différentes fractions du profil CDE 56. Les courbes d'analyse thermique différentielle font penser à des smectites ferrifères (nontronites) ou ferro-magnésiennes (saponites ferrifères) (CHANTRET et al., 1971). Comme sur les plateaux toutefois, la probabilité de nontronites est plus grande, du fait de leur stabilité plus importante (WILDMAN et al., 1968 et 1971). La composition minéralogique de ces profils de versant est proche de celle qui a été décrite à Bornéo par ESWARAN (1972), dans des sols bruns de versants développés sur péridotite.

La persistance de silicates primaires en surface est la conséquence de la faible profondeur du profil : l'érosion décape les formations résiduelles au fur et à mesure que l'altération les lui livre, et avant que leur évolution soit complète. L'explication de la présence de smectite est moins claire, en milieu apparemment bien drainé ; il semble que cette néoformation soit favorisée :

- par le fort degré de serpentinisation de beaucoup de roches ;
- par l'apport exogène de silice dissoute ;
- par la nature même de ces smectites ; ferrifères, donc plus stables, elles peuvent apparaître dans des conditions plus diluées que celles qui permettent normalement la formation des montmorillonites.

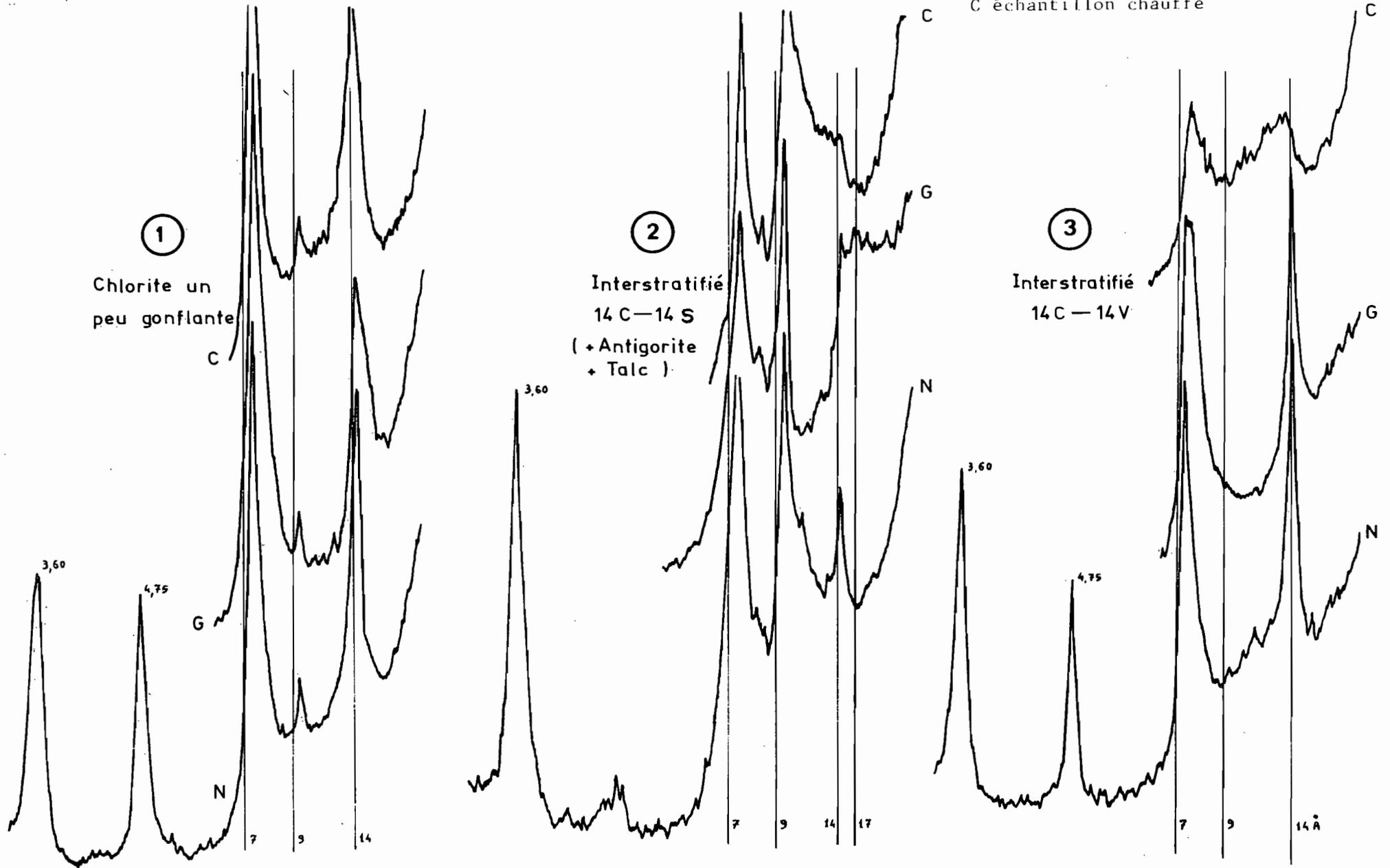
Il est en outre possible que la formation de smectites s'amorce en bas de versant, au contact des formations de piedmont, et que la montmorillonite remonte ensuite vers l'amont, selon un processus analogue à celui décrit par BOCQUIER (1973). Seule l'étude de véritables toposéquences le long des versants permettrait de répondre.

B. EVOLUTION DES CHLORITES HYPOGENES.

Les conditions d'échantillonnage n'ont pas permis d'étudier l'altération du clinocllore dans les profils de plateau. Cette évolution a par contre été suivie dans l'altération des versants. La figure 40 rassemble des

Figure 40 : Etude par diffraction X de l'altération des chlorites.

N aucun traitement
 G échantillon glycolé
 C échantillon chauffé



diagrammes de diffraction X de chlorites à divers stades d'altération : la chlorite résiste très bien à la dégradation météorique, et, même en surface (courbe 1) l'essentiel du minéral est encore constitué de chlorite ; seule une légère interstratification avec des smectites (très légère courbure des enregistrements sur les échantillons glycolés et chauffés) révèle l'altération. Dans certaines conditions les transformations peuvent être beaucoup plus profondes. En effet, les deux autres échantillons ont été prélevés dans une zone bréchique, où des précipités nickélifères ont transformé en "garniérite" la chlorite initiale. Dans ce milieu la chlorite CLC 53, mélangée à de l'antigorite et du talc (courbe 2) est presque totalement transformée en interstratifié 14C - 143 alors que la chlorite CLC 54 (courbe 3) évolue vers un interstratifié 14C - 14V. Les deux derniers échantillons étant fortement nickélifères, l'éventail des minéraux des "garniérites" se trouve donc encore élargi, la chlorite altérée se révélant un piège à nickel efficace.

IV. GEOCHIMIE.

Le tableau XXIII rassemble les analyses chimiques des trois profils étudiés. Le raisonnement isovolumétrique a été appliqué à quelques échantillons de niveaux d'altération (CLC 51) et aux cortex d'un boulder de roche saine emballé dans l'horizon de saprolite grossière du profil CDN 37. Les résultats figurent dans le tableau XXIV.

A. HORIZON D'ALTERATION.

L'évolution générale des niveaux d'altérations, meubles ou cohérents est très proche de celle de l'horizon de saprolite grossière des profils de plateau. Le bilan isovolumétrique montre que l'aluminium et le chrome restent sensiblement constants ; il pourrait y avoir une légère perte en ces deux éléments au cours de l'altération, mais la grande dispersion des teneurs dans la roche rend délicate l'interprétation d'un petit nombre d'analyses. Le manganèse n'est pas accumulé et reste à peu près constant, à la différence de ce que l'on observe à la base des profils de plateau. Le fer ferreux décroît rapidement, puisque, dès le premier cortex d'altération d'un boulder, (cortex d'épaisseur millimétrique, gris et dur), plus du quart de cet élément a déjà

TABLEAU XXIII

Analyses chimiques de profils d'altération de versants

A. Profil CDE 56 (harzburgite moyennement serpentinisée)

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO
1	11,0	30,1	12,5	37,7	4,48	1,23	0,45	1,46
2	10,2	38,1	18,2	26,3	4,49	0,53	0,28	0,33
Roche	6,6	39,8	43,7	8,0	0,38	0,30	0,11	0,30

B. Profil CDN 37 (harzburgite fortement serpentinisée)

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO
1	12,7	31,5	1,0	-	46,5*	3,78	1,03	0,75	2,73
2	8,8	46,7	19,4	-	20,1*	1,98	0,37	0,43	2,51
3	9,6	43,5	32,6	2,7	6,1	0,66	0,27	0,12	2,41
4	8,6	38,1	32,9	3,5	3,9	0,75	0,30	0,16	1,91
Roche	8,5	42,7	37,2	4,2	2,7	0,80	0,30	0,14	0,45

C. Profil CLC 51 (harzburgite moyennement serpentinisée)

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO
1	12,0	38,5	25,1	16,1	1,32	0,48	0,21	4,51
2	12,3	39,8	30,5	12,0	0,85	0,27	0,16	2,99
3	10,9	41,3	32,5	9,9	0,85	0,39	0,16	2,86
4	10,5	41,2	35,1	10,7	0,26	0,30	0,16	2,09
5	8,3	43,6	37,7	7,3	0,47	0,25	0,16	1,16
Roche	6,6	39,8	43,7	8,0	0,38	0,30	0,11	0,30

D. "Chlorites nickélifères"

	H ₂ O ⁺	SiO ₂	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	NiO
CLC 53v	8,5	46,6	23,7	0,8	2,1	1,3	0,3	0,06	18,5
CLC 54v	11,5	38,9	24,2	0,6	3,5	7,3	0,1	0,06	13,5

CDE 56 1. horizon superficiel
2. horizon d'altération

CLC 51 : horizons d'altération
1. meuble

CDN 37 1. horizon superficiel
2. horizon d'altération (meuble)
3 -4. cortex successifs de boulder sain

2 -5. cohérents

* Fe total comme Fe₂O₃

TABLEAU XXIV

Bilan isovolumétrique de l'altération sur les versants

A. grammes d'oxyde dans 100 cm³ d'échantillon :

	SiO ₂	MgO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO
CLC 51 - 3	73	57	-	17,4*	1,50	0,68	0,28	5,03
CLC 51 - 4	98	83	-	25,4*	0,61	0,71	0,38	4,95
CLC 51 - 5	116	101	-	19,6*	1,26	0,67	0,40	3,11
Roche	115	127	-	23,2*	1,10	0,87	0,32	0,87
CDN 37 - 3	83	62	5,1	11,5	1,25	0,60	0,23	4,58
CDN 37 - 4	95	82	8,7	9,7	1,87	0,75	0,40	4,77
Roche	120	104	11,8	7,6	2,24	0,84	0,39	1,26

B. Bilan (en % de la quantité initiale d'oxyde)

	SiO ₂	MgO	FeO	Fe total	NiO
CLC 51 - 3	-28	-54	-	-25	+480
CLC 51 - 4	-15	-26	-	+9	+470
CLC 51 - 5	=	-20	-	-15	+260
CDN 37 - 3	-31	-40	-57	-17	+260
CDN 37 - 4	-20,5	-21	-26	-6	+275
Peu de variations pour Al, Cr, Mn					

* Fe total

- non dosé

= aucune variation par rapport à la roche

disparu, et plus de la moitié dans le second cortex, centimétrique, jaune friable (tableau XXIV A). Le fer II est oxydé en fer III, mais le bilan du fer montre une légère perte en fer total, que l'on peut expliquer soit par un lessivage des hydroxydes, soit par une lixiviation du fer, solubilisé sous forme de complexe organique. Comme à la base des profils de plateau, le nickel est fortement accumulé, la silice et la magnésie sont évacuées.

L'examen détaillé des taux d'évacuation de la silice et de la magnésie, fournis par le calcul isovolumétrique (tableau XXIV) révèle néanmoins quelques caractères particuliers aux profils de versant. Dans le chapitre IV, j'ai montré que sur la plus grande partie de l'horizon de saprolite grossière des profils de plateau, les pertes correspondaient à des valeurs moyennes respectives de 35 % et 50 % de la silice et de la magnésie initiales : la lixiviation de ces deux oxydes semblait alors marquer un palier, correspondant à la fin de l'hydrolyse des péridots et précédant la destruction des antigorites. A ce stade, le rapport moléculaire SiO_2/MgO de la phase exportée s'établissait autour d'une valeur 0,44 quel que soit le degré de serpentinitisation de la roche mère. Les phénomènes sont différents dans les profils de versant et dépendent du degré de serpentinitisation de la roche.

Lorsque la roche mère est moyennement serpentinisée (profil CLC 51), l'exportation de silice, d'abord nulle, croît ensuite régulièrement mais ne dépasse pas 30 % du montant initial. Les taux d'évacuation de la magnésie sont un peu plus élevés que ceux de la silice, mais restent toujours plus faibles que ceux qui ont été mesurés sur les plateaux. Le rapport SiO_2/MgO de la phase exportée augmente très régulièrement avec le degré d'altération, ne marque aucun palier, et ne dépasse pas une valeur de 0,41.

Lorsque la roche mère est fortement serpentinisée (profil CDN 37), l'exportation de la silice est, dès les premiers stades d'altération, (cortex), du même ordre de grandeur que celle de la magnésie (environ 20 % du montant initial d'oxyde). L'évacuation de la magnésie est ensuite un peu plus rapide que celle de la silice. Les taux exportés de ces deux oxydes restent au total plus faibles que dans les profils de plateau.

Ces observations suggèrent les interprétations suivantes.

- La fraction de roche solubilisée est toujours plus faible dans les profils de versant que dans les profils de plateau. L'étude minéralogique avait déjà

montré que sur les versants des silicates primaires subsistaient dans l'horizon de surface : l'altération reste donc incomplète.

- Si la roche est pauvre en antigorite, la quantité de silice exportée est beaucoup plus faible sur les versants que sur les plateaux, surtout dans les premiers stades d'altération. Cette meilleure rétention de la silice peut être attribuée, soit à une moindre désilicification des gels issus de l'hydrolyse des péridots, soit à la réutilisation de cet oxyde pour édifier des smectites. Les chiffres fournis ne concernent cependant que des quantités exportées et non des vitesses d'exportation : seule l'étude de la phase dissoute (IIIe partie) permettra de comparer les dynamiques d'altération.

- Si la roche est au contraire très riche en antigorite, son altération se traduit, dès le début, par une simple dissolution. Comme sur les plateaux, l'évolution de l'antigorite est donc proche d'une dissolution congruente; sur les versants, toutefois, la destruction de ce minéral paraît commencer presque en même temps que celle du péridot.

Au total, on peut noter que, sur les versants, l'altération :

- agresse l'antigorite d'une façon plus précoce que sur les plateaux ;
- mais reste incomplète puisque des silicates primaires subsistent en surface.

B. HORIZON SUPERFICIEL.

L'horizon superficiel est beaucoup plus proche de l'horizon d'altération que de ses homologues des profils de plateau ("terres rouges", cuirasse), puisqu'il renferme encore une proportion très importante de silice, alors que le magnésium peut être presque totalement éliminé. Le fer total (ferrique pour l'essentiel) est prédominant. Le chrome et le manganèse sont concentrés dans le même rapport que le fer. Le nickel et l'aluminium, enfin, sont fortement accumulés en surface.

V. CONCLUSIONS.

Peu épais, les profils d'altération des versants présentent de nombreuses analogies avec la base des profils d'altération des plateaux. Les filiations minéralogiques des différents constituants de la roche sont assez comparables à celles que connaissent les mêmes roches en position de plateau : l'altération reste cependant incomplète, et se traduit d'autre part par la néoformation de smectites.

Le fer, le chrome et le manganèse ne révèlent pas d'accumulation absolue ; à la base des profils, un léger déficit de fer est même souvent décelable. Le bilan de la silice montre une lixiviation moins intense que sur les plateaux. On doit toutefois tenir compte du fait que l'eau qui draine les profils de versants est issue des plateaux, et arrive déjà chargée en silice dissoute. Cette importation de silice explique sans doute la moindre désaturation des profils en cet élément. Les silicifications sont importantes, tandis que des smectites ferrifères se forment et se maintiennent jusqu'à la surface. Alors que sur les plateaux le silicium et le magnésium étaient tous deux massivement éliminés, sur les versants le magnésium est le seul élément totalement soluble. Ainsi le cycle du silicium tend à converger avec celui du fer et se différencie de celui du magnésium.

Le caractère le plus original des formations de versant est la concentration de nickel et d'aluminium au sommet des profils, dans la zone la moins silicatée. Cette distribution implique un apport par migration oblique, mais ne s'explique pas par les mécanismes envisagés dans le chapitre précédent. La richesse en matière organique de ces niveaux superficiels incite à envisager la possibilité de mouvements sous forme de complexes organo-métalliques. BUGELSKIJ et CIMLJANSKAYA (1966) et BUGELSKIJ (1968) ont d'ailleurs vérifié expérimentalement la facilité avec laquelle le nickel peut être complexé. Dans les zones bréchiques, l'accumulation du nickel peut conduire à la formation de gisements garniéritiques (talc, antigorite, chlorite), comme sur les plateaux. Le nickel piégé sur les versants provient vraisemblablement en partie des plateaux qui couronnent les points hauts du paysage, d'où il aurait été exporté après y avoir été accumulé un premier temps. Du fait de la relative mobilité du nickel, les accumulations ne sont donc pas obligatoirement liées à une épaisse tranche d'altération sus-jacente, mais peuvent aussi se situer en aval des profils profonds. Certaines formations de versant sont effectivement exploitées pour leur nickel, mais il s'agit en général de rebords de plateaux ou d'anciens plateaux dégradés en croupes convexes, plutôt que de formations de versant sensu stricto. Ces dernières renferment pourtant fréquemment du nickel à des teneurs proches de la limite d'exploitation (2,50 %). L'éloignement de la source de nickel et la mobilité malgré tout limitée de cet élément se conjuguent pour que les formations de pente ne contiennent qu'exceptionnellement des fortes teneurs. Ces formations ne représentent en outre que de faibles réserves, étant donnée leur épaisseur réduite.

Leur existence montre pourtant l'originalité de la Nouvelle-Calédonie. En Papouasie - Nouvelle Guinée, par exemple, à la suite de l'intense tectonique quaternaire, le paysage très montagneux est totalement disséqué en versants en pentes fortes : il n'y a pas en général sur les hauteurs des reliques d'anciennes "surfaces" où le nickel aurait pu s'accumuler. Sur les versants, l'altération des roches ultrabasiqes y est comparable à celle qui vient d'être décrite ici, mais le nickel n'est pas, ou fort peu, concentré (DAVIES, 1969 ; DOW et DAVIES, 1964 ; SMITH et GREEN, 1961 ; THOMPSON, 1962). L'agressivité du climat équatorial ne suffit donc pas pour que se constituent des gisements ; si l'érosion décape les profils avant que l'altération des silicates soit achevée, donc que la libération du nickel soit totale, les concentrations ne peuvent s'élaborer. Si en Nouvelle-Calédonie, les formations de versant sont nickélifères, c'est en raison du stock amont de nickel accumulé dans les formations de plateaux : une partie de ce métal est soustrait aux zones hautes et vient se piéger sur les versants.

CHAPITRE VI

L'altération en bas de pente (piedmonts et glacis)

I. GENERALITES. LES CONDITIONS DE L'ALTERATION.

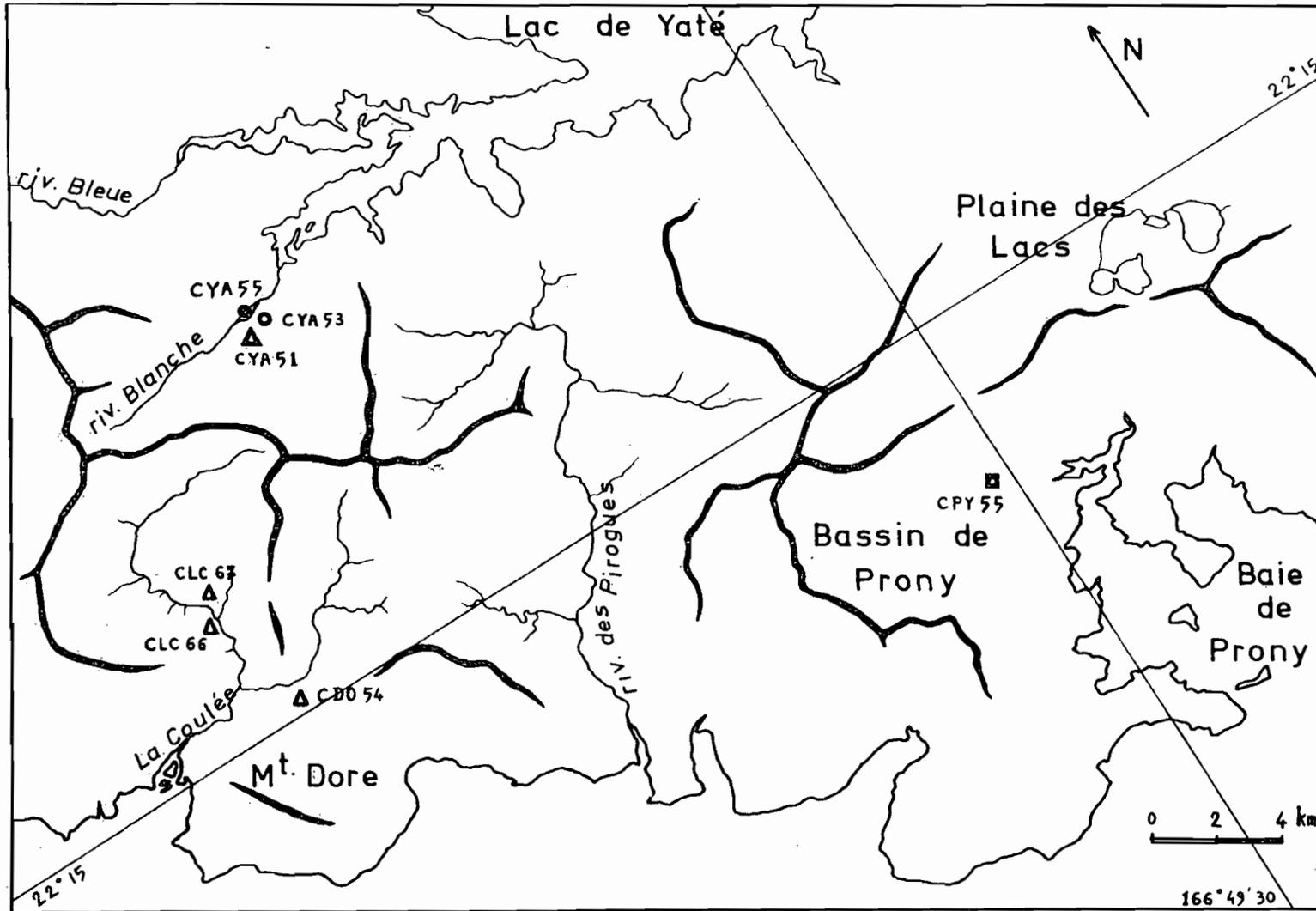
Les formations de bas de pente occupent des piedmonts et des glacis. Les formations de piedmont masquent les bas versants, ou emplissent quelquefois d'anciennes vallées, aujourd'hui perchées ; on les rencontre surtout dans les zones montagneuses. Les formations de glacis sont très étendues dans le Sud de l'île, où elles occupent le fond d'anciens bassins fermés aujourd'hui entaillés ; dans cette région, elles sont raccordées aux chaînons rocheux résiduels par une étroite frange colluviale de piedmont (voir chapitre III).

Le colluvionnement est actif en bas de pente, et l'aspect remanié de la partie supérieure des profils est beaucoup plus évident que dans les formations de plateau. La roche sous-jacente est altérée sur une épaisseur très variable qui augmente vers l'aval, lorsque la pente diminue.

La pente est moyenne sur les piedmonts et faible sur les glacis. Les conditions de drainage sont médiocres, ce qui entraîne un temps de contact plus long entre minéraux et solutions, et une plus forte concentration des eaux. De plus, la nappe qui draine ces formations est alimentée par des eaux issues des plateaux et des versants, donc chargées de silice et de magnésie exportées de ces deux premiers milieux. Enfin la partie supérieure des profils connaît un apport permanent de matériaux détritiques arrachés aux zones hautes : hydroxydes des cuirasses et terres rouges des plateaux, mais aussi produits incomplètement altérés des versants, qui rejeunissent les formations de bas de pente.

La figure 41 précise la localisation des principaux profils étudiés :

- sondage CPY 55, en position de glacis, sur une roche mère très pauvre en pyroxène, moyennement serpentinisée ;
- sondage CYA 51, en position de piedmont, sur une harzburgite moyennement serpentinisée ;



- △ Profils de piedmont
- ▣ Profils de glaciis
- Profils de bas-fond

Figure 41 : L'altération dans les zones basses :
localisation des profils étudiés.

- profils CLC 66 et 67, en position de piedmont, sur une harzburgite fortement serpentinisée ;
- profil CDO 54, en position de piedmont, sur serpentinite.

II. LE PROFIL D'ALTERATION.

Le profil type de ces formations est très proche de celui qui a été décrit sur les plateaux, et montre de bas en haut la succession : roche mère, saprolite grossière, saprolite fine, "terres rouges", et, sur les glacis, cuirasse ferrugineuse. Les variations d'épaisseur des différents horizons sont très larges (tableau XXV).

TABLEAU XXV

Caractéristiques physiques de quelques profils de bas de pente.

	CLC 66	CLC 67	CDO 54	CYA 51	CPY 55
Epaisseur cuirasse (mètres)	0	0	0	0	0-3 m
Epaisseur "terres rouges" (m)	1	2	3	2,5	1 m
Epaisseur saprolite fine (m)	7	4,5	0	7	21 m
Epaisseur saprolite grossière (m)	0,1	0,5	1	1	2 m
Profondeur totale du profil (m)	8 m	7 m	4 m	11,50	27,50m
Densité apparente moyenne saprolite fine *	0,75	1,3	0,9	0,8	0,9
Densité apparente moyenne saprolite grossière *	2,0	2,0	0,7	0,9	** 2,2-1,1

* Echantillon sec à 105°

** Valeurs extrêmes

Ce tableau montre que les profils de piedmont ont des caractéristiques encore relativement proches de celles des formations de versants : profils peu profonds, et horizon de saprolite fine pas très puissant. La profondeur du profil est particulièrement faible sur serpentinite (CDO 54). Sur glacis (CPY 55) les caractères sont identiques à ceux des profils de plateau.

Le niveau induré en cuirasse est cependant beaucoup mieux représenté sur les glacis : comme l'a montré l'étude du modelé c'est surtout en position de glacis que s'individualisent les cuirasses. Celles qui couronnent les plateaux ne sont que les reliques de glacis indurés, et ces témoins partiellement démantelés dans la plupart des cas, peuvent quelquefois complètement disparaître. Sur les glacis, au contraire, la cuirasse est encore à peu près dans l'environnement qui a provoqué sa formation, et il n'est pas exclu que le cuirassement se poursuive encore.

A la base des profils, l'horizon de saprolite grossière ressemble à son homologue des formations de plateau, mais les garniérites et les "filons" de quartz précipités dans les diaclases de la roche sont rares.

La distribution granulométrique des différents horizons de ces profils est à peu près identique à celle qui a été décrite sur les plateaux. L'horizon de surface des profils de piedmont montre toutefois une proportion nettement accrue de la fraction "sables fins" (50-200 μ), au détriment semble-t-il de la fraction "sables grossiers" (200 μ - 2 mm) (TRESCASES, 1969a). Le transport de ces particules, grossières mais fragiles (gravillons ferrugineux, chromites altérées) provoque leur fragmentation, ce qui affecte le spectre granulométrique de ce niveau colluvial.

III. MINERALOGIE.

L'évolution minéralogique des profils est à peu près identique en position de piedmont et en position de glacis. Dans ce dernier cas, toutefois, le profil étant plus profond, les transformations peuvent être plus complètes.

A. EVOLUTION DES MINERAUX PRIMAIRES.

1) Orthopyroxènes.

L'étude en lames minces montre qu'une partie des pyroxènes s'altère en talc (associé à un peu de quartz) dans le niveau de saprolite grossière. Cette filiation n'intéresse cependant, dans les zones basses, qu'une petite proportion de l'orthopyroxène disponible à la base des profils. Le reste subsiste inaltéré dans l'horizon de saprolite grossière. La bastite (serpentine) hypogène qui épigénise partiellement l'enstatite, est d'abord

colorée par de la goethite fixée dans les clivages, puis se transforme en smectite. Dans le niveau de saprolite fine, l'enstatite héritée se transforme progressivement en talc. Une première différence, fondamentale, apparaît donc entre les plateaux et les bas de pentes puisque sur ces derniers, l'horizon de saprolite fine renferme encore, et quelquefois haut dans le profil, des silicates primaires inaltérés.

Certains faciès pétrographiques très serpentinisés, comme la serpentinite qui occupe le plancher des massifs ultrabasiques, révèlent du talc hypogène, épigénisant les pyroxènes. Ce talc résiste longtemps à l'altération.

2) Péridots.

Le processus initial de corrosion des bordures des péridots décrit à la base des profils de plateau, est beaucoup moins généralisé ici. En fait l'étude en lames minces révèle un type d'altération très différent. Les noyaux d'olivine sont rapidement attaqués par l'altération, mais les produits de néoformation qui les remplacent sont des smectites. On n'observe pas le plus souvent la phase amorphe caractéristique des profils de plateau. Enfin, les smectites ne se développent que progressivement aux dépens des péridots, alors que le matériel silico-ferrugineux amorphe des plateaux envahissait très rapidement la totalité des volumes abandonnés par la "fonte" rapide des noyaux d'olivine (photos 35 et 36 ; planche VII). De fait, dans les profils de bas de pente, l'olivine subsiste jusqu'au sommet de l'horizon de saprolite grossière, où elle se rencontre même dans la fraction fine (inférieure à 50 microns). Elle disparaît en revanche dans le niveau de saprolite fine.

3) Serpentine.

Dès les premiers stades de l'altération, le maillage d'antigorite hypogène se colore par absorption d'hydroxydes de fer (photo 35 ; planche VII), et éventuellement de nickel, de la même façon que sur les plateaux. L'agression de ce réseau maillé semble ensuite commencer plus tôt que sur ces derniers. Cette évolution est mise en évidence par l'analyse thermique différentielle (figure 42) par l'abaissement de la température du pic endothermique marquant la thermololyse, et par la diffraction des rayons X (figure 43) :

le pic à 2,50 Å devient de plus en plus large, indice d'une moins bonne cristallinité. Comme sur les plateaux, cette altération commence donc par désagréger l'assemblage compact des lamelles composant les cloisons du maillage serpentineux. Mais ici l'antigorite se transforme à son tour partiellement en smectites qui remplacent le feutrage initial. Il y a cependant un certain retard dans cette altération, et les smectites qui remplaçaient les noyaux d'olivine sont souvent déjà partiellement lessivées, laissant des trous, lorsque commence la transformation de l'antigorite, de sorte qu'un maillage secondaire de smectite peut se constituer, en épigénie du cloisonnement initial (photos 37 à 39 ; planche VII).

L'antigorite et le chrysotile qui constituent la quasi totalité des serpentinites connaissent le même devenir. Dans les profils de pied-monts sur serpentinite, l'horizon de saprolite grossière est massivement en smectite (photo 40, planche VII). L'antigorite disparaît ensuite assez rapidement dans la saprolite fine, quoiqu'elle subsiste un peu plus haut dans ces profils de bas de pente que dans les profils de plateau.

4) Spinelle chromifère.

Comme dans les profils de plateau, la chromite reste intacte dans la saprolite grossière, et n'est que très progressivement corrodée dans la saprolite fine.

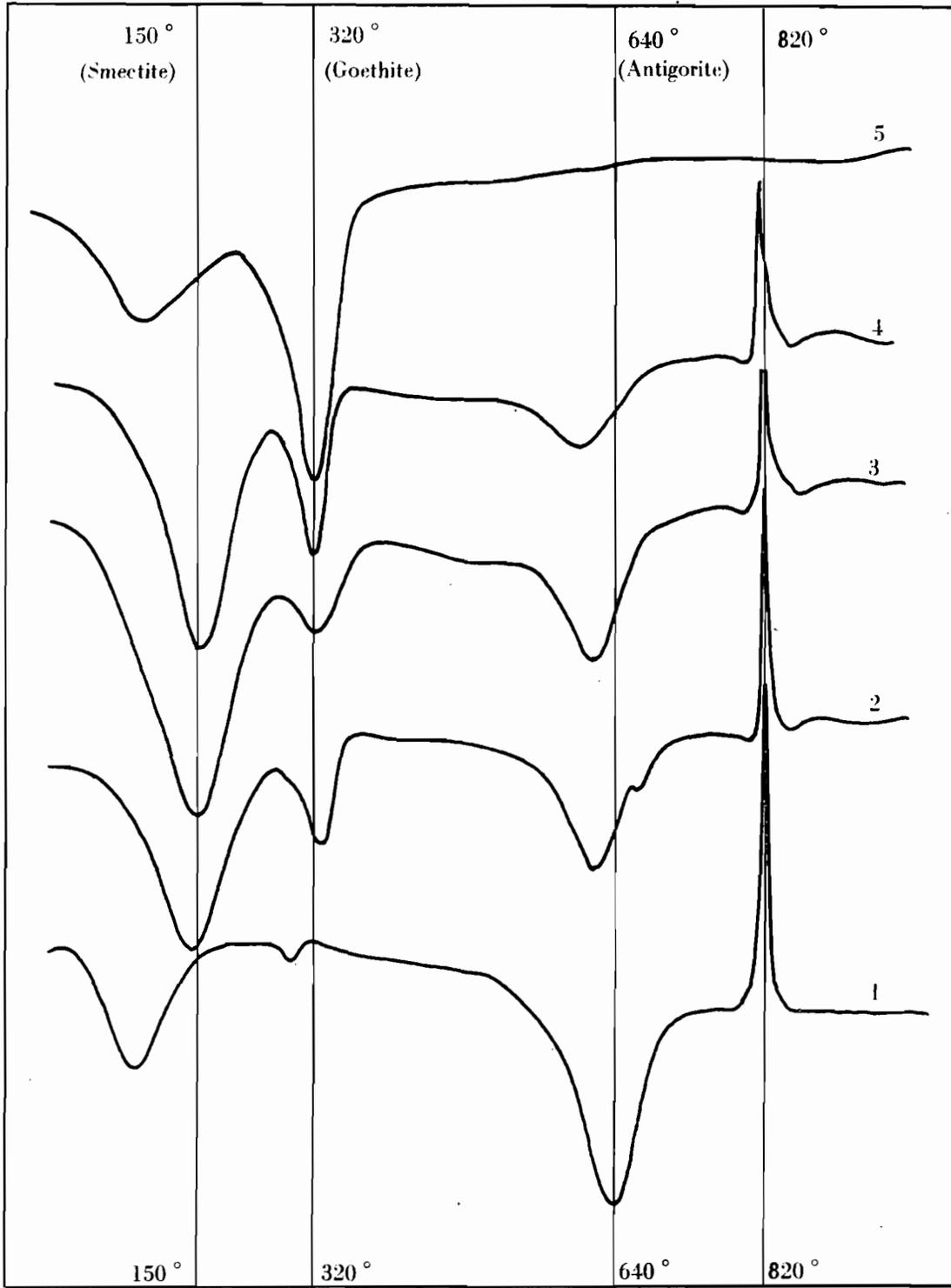
B. CARACTERES DES MINERAUX SECONDAIRES.

1) Smectites.

Cette famille de minéraux, rare sur les plateaux, et représentée sur les versants, devient prépondérante en bas de pente, et surtout à la base des profils de glacis. Il semble que toutes ces smectites soient identiques. L'essentiel de ces minéraux gonflants provient de l'altération des péridots, puis, à un degré moindre de celle de l'antigorite. Au microscope électronique ces smectites donnent des figures de voiles froissés, identiques à celles qui ont été décrites dans certains profils de plateau (photos 48 à 50 ; planche IX).

Figure 42 : Analyses thermiques différentielles sur un profil de glacis (CPY 55)

- 1 - Gravier peu altéré, dans la saprolite grossière
- 2 - 3 - 4 - Fraction fine de trois niveaux successifs de saprolite grossière
- 5 - Fraction fine à la base de la saprolite fine



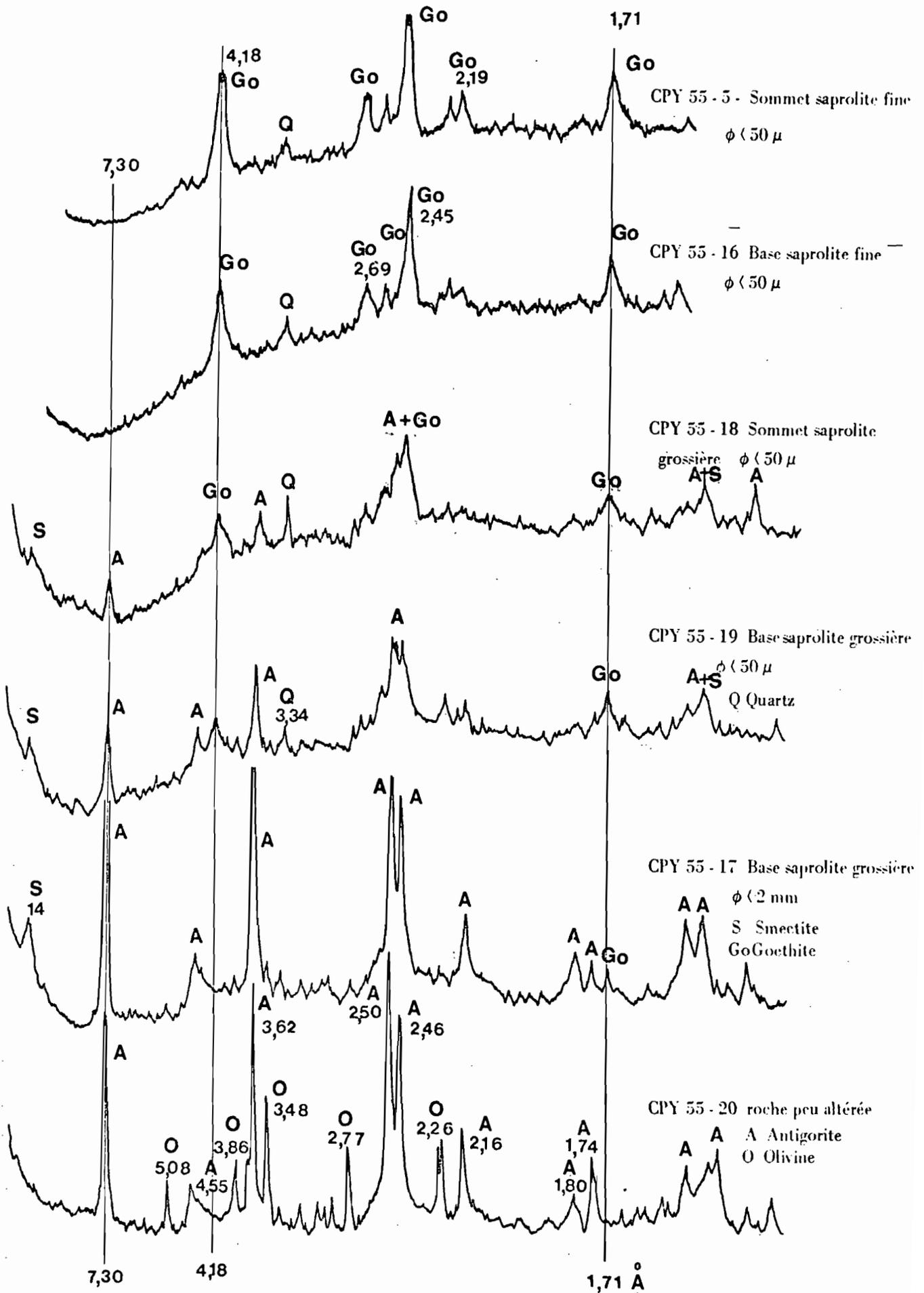


Figure 13 : Étude par diffraction des rayons X de l'évolution minéralogique d'un profil de glaciaire (CPY 55)

Si la nature des ions échangeables ne fait pas de doute, il s'agit en quasi-totalité de magnésium, en revanche la nature des cations en substitution tétraédrique et en position octaédrique est plus délicate à préciser ; quelle que soit la fraction granulométrique retenue, de l'antigorite se mêle aux minéraux montmorillonitiques avec souvent de la goethite et même de l'olivine. Les séparations chimiques sont délicates car la plupart de ces minéraux, soit très dégradés, soit mal cristallisés, se révèlent extrêmement vulnérables vis à vis des réactifs. Les diagrammes de diffraction des rayons X ne permettent donc pas, sur ces mélanges, de vérifier la nature dioctaédrique ou trioctaédrique des smectites. Les enregistrements d'analyse thermique différentielle (figure 42) évoquent des minéraux ferrifères (nontronites) ou peut-être des saponites fortement substituées en fer (TRAUTH et LUCAS, 1967 a et b ; CHANTRET et al., 1971). La probabilité des nontronites semble plus grande thermodynamiquement (WILDMAN et al., 1968 et 1971), et l'étude géochimique permettra de mieux approcher ce problème. **A titre** de comparaison, on peut remarquer que les "latérites" fossiles d'U.R.S.S. dérivées de péridotites, renferment souvent des nontronites (GINZBURG, 1946 ; ROUKAVISHNIKOVA, 1958 ; RAKHMETOV, 1963 ; BETEKHTINE, 1968) et que ces minéraux sont également présents dans le manteau d'altération des péridotites de Tchécoslovaquie (KORTA et KUDELASEK, 1965). La nature ferrifère des montmorillonites des zones basses de beaucoup de régions chaudes a d'ailleurs été mise en évidence par TRAUTH et al. (1967) et H. PAQUET (1970).

Les smectites disparaissent en général dans l'horizon de saprolite fine, en même temps que les péridots ; seul le profil de piedmont CDO 54 fait exception. Les minéraux gonflants ne constituent donc qu'une phase de transition dans l'altération des silicates primaires, et plus particulièrement des péridots ; ces smectites s'altèrent ensuite rapidement en goethite.

2) Quartz et opale.

D'une façon générale, la silice amorphe est beaucoup moins abondante à la base de ces profils de bas de pente, que sur les plateaux, où elle constituait le premier relais de l'altération des péridots.

Vers le haut de la saprolite grossière, cependant, lorsque les smectites commencent à décroître, de l'opale ou de la silice microcristalline viennent quelquefois remplir les fissures ou les cavités laissées par

les noyaux d'olivine. Cette silice libre pourrait ainsi constituer un relais de l'altération des smectites.

Les filons de quartz précipités dans les diaclases ouvertes de la roche saine, fréquents sur les plateaux, sont plus rares en bas de pente.

Une silicification importante intervient toutefois en bas des pentes, dans des conditions géologiques particulières : le massif ultrabasique du Sud (figure 2), dont le plancher est souvent occupé par une semelle serpentiniteuse (chapitre II), voit sa bordure occidentale soulignée par un "mur" de quartz, épais de plusieurs mètres. Le pendage de ce "banc" correspond souvent à celui du contact basal des péridotites avec leur substrat volcanique ou sédimentaire. Ce contact, en général marqué par une rupture de pente entre les versants péridotitiques, en pentes fortes, et les régions basaltiques ou sédimentaires, en pentes beaucoup plus douces, se situe donc au sommet des piedmonts. A proximité de cette bordure, la péridotite altérée est envahie par un réseau de quartz précipité dans les fissures intercrystallines. Plus près de la base du massif, les veines de ce réseau sont nourries et beaucoup plus épaisses, puis elles finissent par se substituer à la péridotite, alors transformée en roche caverneuse à faciès de meulière (quartz carrié) (photo 29, planche VI). Ces "meulières" n'ont pas l'aspect de filons hydrothermaux. Les cristaux sont très petits, on n'observe jamais de géodes tapissées de cristaux automorphes, et les "filons" ne paraissent pas s'enraciner très profondément. La silice est très probablement d'origine supergène, et provient de l'altération du massif qui, on l'a vu dans les chapitres précédents, libère d'énormes quantités de cet oxyde. La précipitation de la silice intervient à l'amont immédiat de la serpentinite basale, qui constitue une barrière de perméabilité pour les eaux souterraines issues du massif. Ce réseau siliceux enferme souvent des restes de péridotite, totalement altérés en smectite.

Quartz et opale sont ensuite résistants vis à vis de l'altération, et subsistent assez haut dans l'horizon de saprolite fine.

A l'exception de quelques gisements de piedmont, en général associés aux silicifications du type "mur de quartz", les "garniérites" sont exceptionnelles. Elles sont minéralogiquement comparables aux "garniérites" des gisements de plateau ou de versant, et composées surtout

d'un interstratifié talc nickélicifère-smectite nickélicifère.

3) Asbolane.

Les concrétions oxydées de manganèse, cobalt et nickel, amorphes à cryptocristallines, se rencontrent en abondance dès l'horizon de saprolite grossière. Elles sont identiques à celles qui ont été décrites dans les profils de plateau. Comme dans ces derniers, elles disparaissent vers le haut du profil.

4) Goethite.

Comme la silice amorphe, les hydroxydes de fer non cristallisés sont moins abondants en bas de pente que sur les plateaux, comme le montrent les courbes de dissolution (voir paragraphe "Géochimie"). La goethite, par contre, apparaît plus tôt sur les diagrammes de rayons X (figure 43), et résiste aux traitements déferrifiants. Le milieu moins oxydant, parce que moins bien drainé, de la base des profils de bas de pente provoque sans doute la meilleure cristallinité de la goethite, dès les premiers stades de libération du fer. L'association du fer et de la silice dans le réseau des smectites explique également la faible proportion des composés amorphes.

Le devenir de la goethite dans le reste du profil est analogue dans les profils de bas de pente et de plateau : les lamelles de goethite épigénisent le maillage d'antigorite en train de "fondre" ou de se transformer en smectites. La structure qui en résulte est ensuite plus ou moins tassée (saprolite fine), tandis que des processus de lessivages ou d'illuviations peuvent affecter les fins cristallites de goethite.

Les diagrammes de rayons X (figure 43) montrent que les pics de diffraction, relativement fins à la base du profil, s'élargissent dans la saprolite fine, ce qui pourrait correspondre à l'introduction de chrome, d'aluminium et de nickel dans la goethite. Les taux mesurés dans les goethites de plateau sont cependant bien supérieurs à ceux que fourniraient les diagrammes de rayons X d'après les abaques de NORRISH et TAYLOR (1961) de THIEL (1963) ou de SOLYMAR (1970).

Vers le haut du profil, les rebords des glacis s'indurent en cuirasse ferrugineuse. Ce processus se déclenche lorsque le drainage des bas fonds marécageux augmente brutalement, en général à la suite d'un mou-

vement tectonique (chapitre III) ; il sera décrit avec ces zones basses, dans le chapitre suivant. La goethite qui cristallise dans ces conditions est minéralogiquement identique à celle qui était apparue antérieurement dans le profil. Le cuirassement gagne ensuite progressivement vers l'amont et envahit la plus grande partie du glacier.

C. CONCLUSION.

L'altération **sur** les bas de pente est sensiblement différente de celle qui intervient sur les plateaux. Elle est moins rapide, puisque des silicates primaires subsistent dans l'horizon de saprolite fine. La destinée des orthopyroxènes est assez comparable à celle qu'ils connaissent dans les profils des zones hautes, mais la transformation en talc et quartz se produit plus lentement. Quoiqu'une certaine proportion d'antigorite primaire soit dissoute, une partie évolue en smectite. L'altération des péridots ne connaît pratiquement pas le stade de l'individualisation de produits amorphes silico-ferrugineux : dans cet environnement ces silicates primaires sont directement remplacés par des smectites. Cette smectite s'altère ensuite, dès la base de la saprolite fine, principalement en goethite, pendant qu'une partie de la silice résiduelle s'individualise sous forme de quartz. L'essentiel du profil est ensuite ferrugineux, comme sur les plateaux.

IV. GEOCHIMIE.

A. EVOLUTION GENERALE DU PROFIL.

Les compositions moyennes des horizons des profils de piedmont CYA 51 (harzburgite) et CDO 54 (serpentinite), et de glacier CPY 55 (dunite) sont reportées dans le tableau XXVI. L'évolution est très proche de celle des profils des zones hautes. Comme dans ces derniers la base (saprolite grossière) est silicatée ; le rapport SiO_2/MgO de cet horizon est nettement plus élevé que dans la roche mère. Les autres horizons (saprolite fine, terres rouges et cuirasse) sont essentiellement ferrugineux.

TABLEAU XXVI

Composition chimique moyenne des horizons
de profils de bas de pente

A. Piedmont (profil CYA 51, sur harzburgite pauvre en pyroxène)

	Profon- deur	H ₂ O ⁺	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO
t.r.	0-2,5 m	12,6	3,5	68,6	9,4	0,9	3,60	0,91	0,40
s.f.	2,5-10m	11,1	3,8	71,5	4,7	1,4	4,58	1,35	1,10
s.g.	10-11m	10,2	31,5	28,0	1,2	25,6	1,04	0,34	1,71
r.	-	12,4	35,9	7,8	0,22	42,0	0,35	0,15	0,30

B. Piedmont (profil CDO 54 sur serpentinite)

	Profon- deur	H ₂ O ⁺	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO
t.r.	0-3m	16,0	23,2	45,8	8,6	0,15	3,18	0,41	0,80
s.g. (sommets)	3-3,5m	12,3	33,8	41,9	5,1	1,57	1,56	0,79	1,94
s.g. (base)	3,5-4m	12,2	38,5	21,8	2,1	19,8	1,28	0,47	3,11
r.	-	13,0	38,8	10,9	0,7	34,9	0,35	0,15	0,35

C. Glacis (profil CPY 55 sur dunite à pyroxène)

	Profon- deur	H ₂ O ⁺	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	n
c.	0-3m	11,6	0,5	78,2	5,9	0,32	3,15	0,21	0,15	1
t.r.	3-4m	12,9	1,5	77,0	5,9	0,24	2,47	0,10	0,20	1
s.f. (sommets)	4-10m	13,3	2,2	74,0	5,8	0,37	2,51	0,51	1,18	3
s.f. (milieu)	10-23m	12,5	2,7	74,7	3,7	0,40	2,73	0,63	1,16	8
s.f. (base)	23-25m	11,7	10,3	63,7	4,1	1,82	2,74	1,94	3,27	1
s.g. (sommets)	25-26,5m	10,2	32,0	23,3	0,6	21,4	0,85	4,55	6,36	1
s.g. (base)	26,5-27m	8,2	42,6	12,8	0,6	30,3	0,69	1,24	3,32	1
r.	-	6,4	40,3	6,4	0,4	44,0	0,30	0,10	0,33	2

n nombre d'échantillons

* Fer total compté comme Fer Ferrique

c cuirasse

t.r. "terres rouges"

s.f. saprolite fine

s.g. saprolite grossière

r. roche mère

Les niveaux supérieurs de ces profils ont des teneurs en silice (1,5 à 3,5% et beaucoup plus en CDO 54) et, à un moindre degré, en magnésie (0,9 %) plus élevées que leurs homologues des formations de plateau (respectivement 0,8 et 0,7 %). L'altération plus lente des silicates primaires, l'apparition plus tardive de la silice libre et la contribution des formations de versants au colluvionnement qui recouvre les profils de bas de pente rendent compte de cette particularité.

Les teneurs en aluminium (6 à 9 % Al_2O_3) sont également plus élevées en bas de pente que sur les plateaux (4,5 à 8 %). Cet élément s'est révélé susceptible de migrer latéralement dans les formations de versant. Il en serait de même en position de piedmont et sur les glaciers. D'autre part, l'érosion des hautes terres entraîne au bas des pentes des chromites déjà fortement corrodées, dont l'aluminium est plus aisément mobilisable. Le milieu acide de la saprolite fine permet alors une faible migration verticale ou oblique de l'aluminium, alors que le chrome, pourtant libéré simultanément, reste sur place. Les smectites de la base du profil utilisent une partie de cet aluminium, en substitution tétraédrique probable. Par contre le chrome libre n'atteint pas ce niveau, et les argiles ne sont pas chromifères : comme sur les plateaux, l'essentiel du chrome est strictement résiduel.

Le manganèse et le cobalt concrétionnent dès l'horizon de saprolite grossière. Le nickel montre un comportement comparable à celui qui a été décrit dans les profils de plateau : les plus fortes teneurs, très variables en valeur absolue, sont à la base ; la décroissance est forte vers le haut.

B. COMPOSITION DES CONSTITUANTS.

La plupart des minéraux ont une composition analogue dans les profils de bas de pente et sur les hauteurs : olivine, antigorite, enstatite, talc, asbolane, produits d'altération des chromites, goethite (voir les tableaux XII à XVI). Le cas des smectites et des produits amorphes est spécifique de ces profils.

1) Smectites.

La composition des smectites a été déterminée graphiquement, et d'une façon très approximative, à partir des analyses chimiques des horizons de saprolite grossière et de leurs fractions granulométriques. La démarche suivie est décrite ci-après.

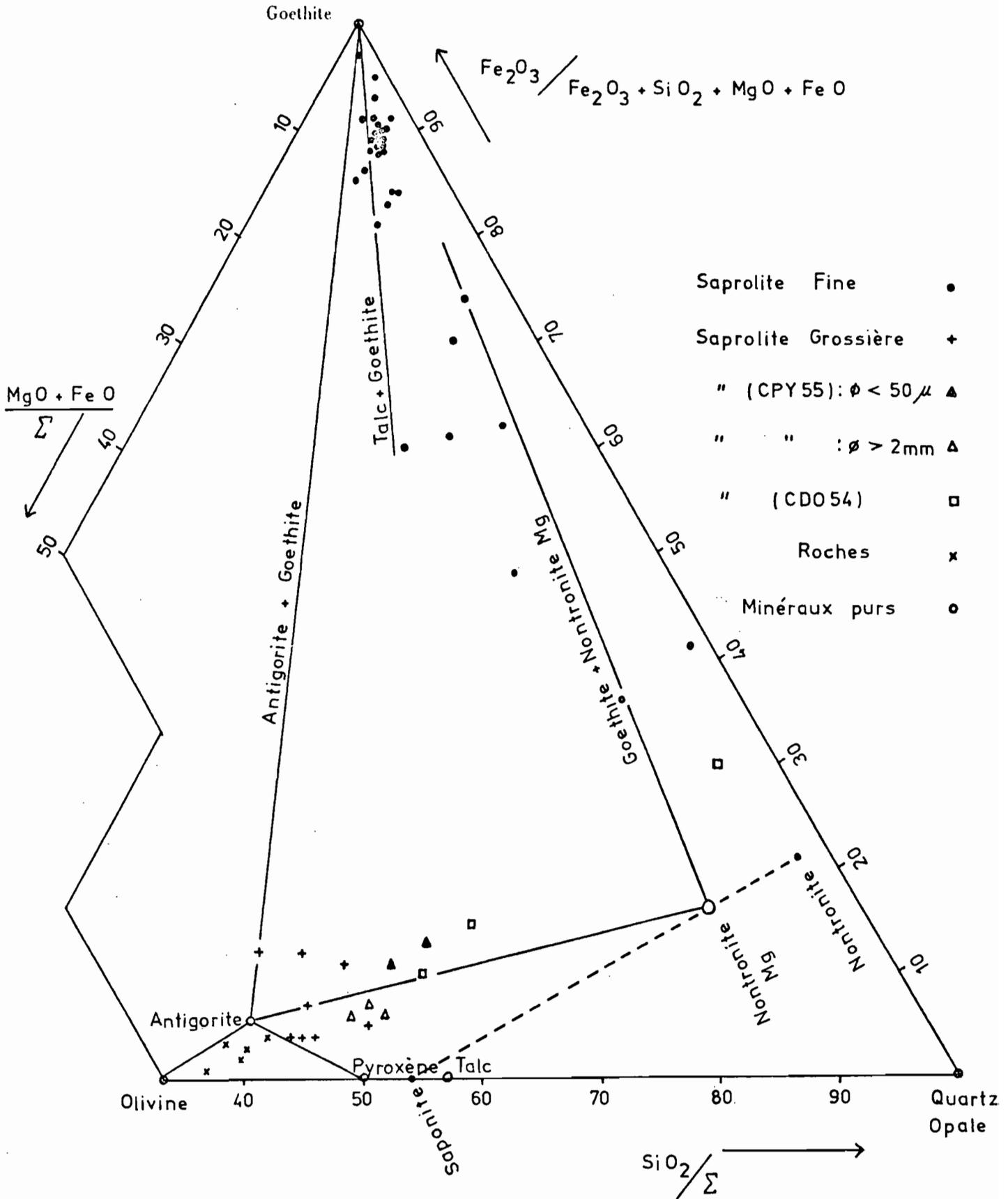
Les analyses chimiques des horizons de profils de bas de pente et de leurs fractions granulométriques ont été reportées sur un diagramme triangulaire dont les pôles correspondent respectivement à 100 % de SiO_2 , de $\text{FeO} + \text{MgO}$, et de Fe_2O_3 (figure 44). La composition des minéraux primaires (olivine, pyroxène, antigorite) et secondaires (talc et quartz) a été portée sur le diagramme, ainsi que celle des deux smectites théoriques constituant les pôles de la série ferro-magnésienne : saponite $(\text{Si}_{3,7} \text{Al}_{0,3}) (\text{Mg}_3) \text{O}_{10} (\text{OH})_2 \text{Mg}_{0,15}$ et nontronite $(\text{Si}_{3,7} \text{Al}_{0,3}) (\text{Fe}_2) \text{O}_{10} (\text{OH})_2 \text{Mg}_{0,15}$ (1).

La position sur le diagramme des points représentatifs des échantillons permet de suivre leur évolution chimique et minéralogique. Au cours des transformations roche-saprolite grossière-saprolite fine, ces points représentatifs ne se rapprochent jamais du pôle saponite. Quelques rares échantillons sont dépourvus de smectites : ils se situent sur le diagramme à proximité de la droite Antigorite-Goethite. La plupart des échantillons de saprolite grossière sont composés essentiellement d'antigorite et de smectite. Les points représentatifs de ces échantillons devront donc s'aligner sur un axe Antigorite-Smectite. L'intersection de cet axe avec la droite Nontronite-Saponite fournira les proportions respectives de fer et de magnésium de la smectite contenue dans ces échantillons. En fait, le problème est compliqué par la présence d'autres minéraux : olivine et pyroxène dans les fractions grossières et dans les échantillons peu altérés ; goethite dans les fractions fines et dans les échantillons très altérés. L'axe Antigorite-Smectite peut néanmoins être construit de la façon suivante :

- Les échantillons du profil CDO 54, sur serpentinite, sont constitués :

(1) Le taux de substitution de l'aluminium en position tétraédrique est celui qui a été mesuré sur des nontronites pures trouvées dans des bas-fonds confinés (voir chapitre VII).

Figure 44 : Evolution géochimique des profils de bas de pente (millimoles dans 100 g)



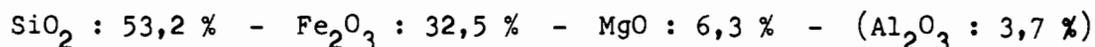
de smectite et d'antigorite dans les premiers stades d'altération ; puis d'un mélange de smectite, d'antigorite et de goethite ; enfin d'un mélange de goethite, de smectite et d'un peu d'opale dans les échantillons les plus altérés. L'échantillon le moins altéré (base de la sapolite grossière) se situera donc sur l'axe Antigorite-Smectite. Les autres échantillons de ce profil seront au-dessus de cet axe, puisqu'ils renferment de plus en plus de goethite.

- Les échantillons des autres profils doivent se répartir de part et d'autre de cet axe conformément à leur composition minéralogique : les échantillons les moins altérés et les fractions grossières au-dessous de l'axe (présence de pyroxène, de talc, d'olivine) ; les échantillons les plus altérés et les fractions fines au-dessus de cet axe.

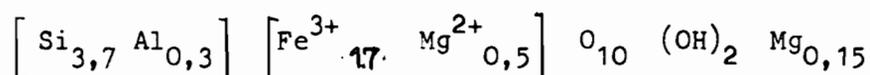
La direction de l'axe Antigorite-Smectite peut donc être approximativement tracée.

Vers la limite sapolite grossière-sapolite fine, les échantillons sont constitués surtout de goethite, associée à des smectites, et éventuellement à un peu d'antigorite. Les points représentatifs de ces échantillons permettent de construire un second axe Goethite-Smectite. Les deux axes doivent se recouper sur la droite joignant les pôles saponite et nontronite.

Quoique cette construction graphique soit très approximative, l'utilisation des deux axes permet de réduire la marge d'erreur pour la détermination de la position de la smectite sur la droite Nontronite-Saponite. La position de cette smectite lui attribuerait une composition chimique :



soit une formule structurale ;



Il s'agirait d'une nontronite un peu magnésienne (ou d'une saponite très fortement substituée en fer, ou bowlingite, CAILLÈRE et HENIN, * 1951). Elle a été désignée par le mot nontronite Mg sur la figure 44.

Du nickel pourrait aussi entrer dans ce minéral. Ce point sera envisagé plus loin, lorsque le bilan précis de chaque élément aura été calculé.

* Mais ici le fer est ferrique pour l'essentiel, alors qu'il serait surtout ferreux dans les bowlingites.

- I : CPY 55 - 19 B : Saprolite grossière ($\phi > 2 \text{ mm}$)
- II : CPY 55 - 19 J : Saprolite grossière ($\phi < 50 \mu$)
- III a : CYA 51 - 9 J : Saprolite fine ($\phi < 50 \mu$)
- III b : CYA 51 - 2 J : « terre rouge » ($\phi < 50 \mu$)

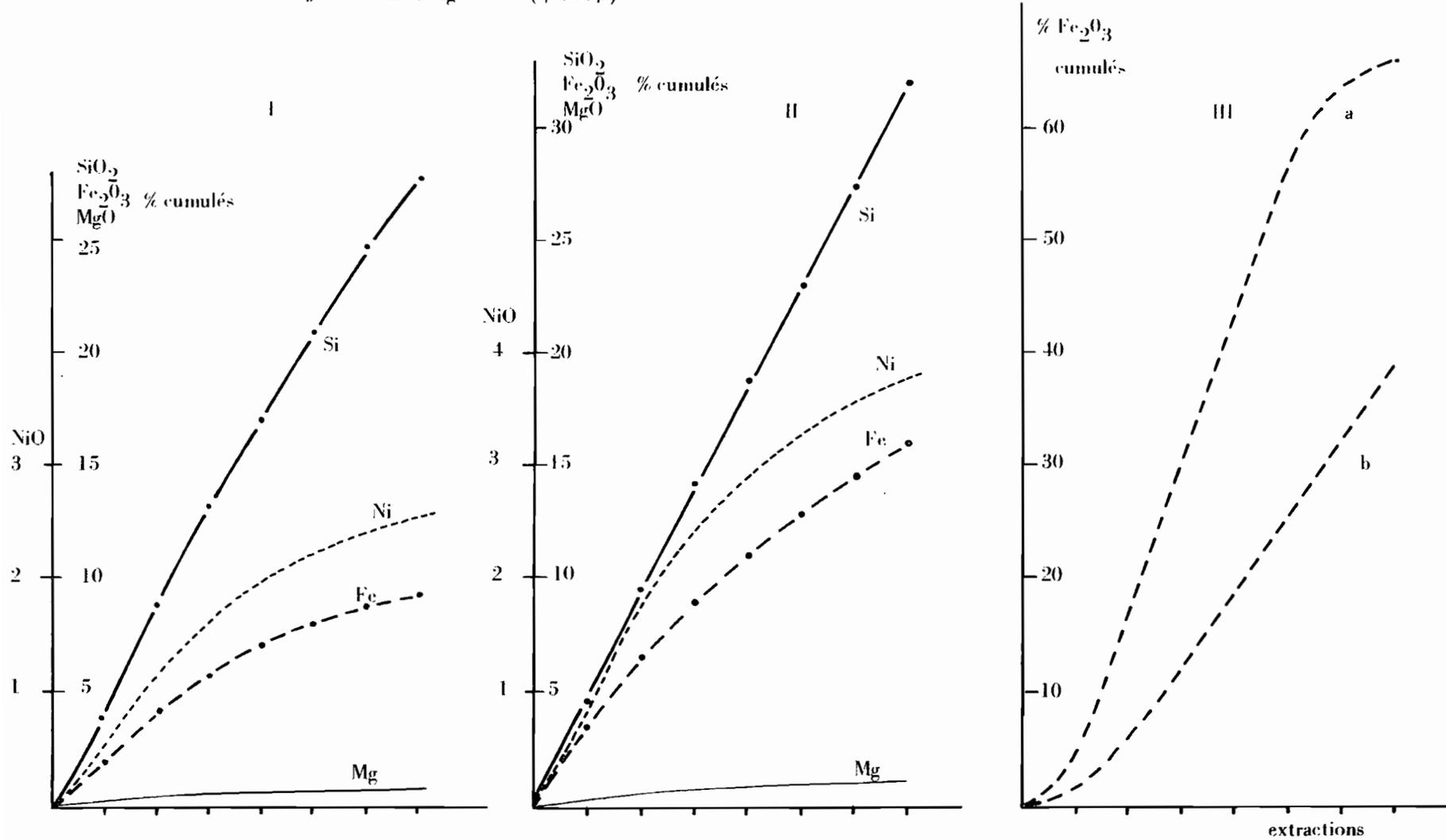


Figure 45 : Courbes d'extraction (méthode SEGALLEN) dans les profils de bas de pente

2) Les produits amorphes.

Les extractions de produits amorphes dans les échantillons de saprolite grossière (figure 45 I et II) fournissent des courbes très proches de celles qui ont été obtenues sur les faciès d'altération smectitique des profils de plateau (figure 34). La silice est dissoute en quantité importante mais de façon linéaire : elle provient donc d'une espèce cristallisée. Le magnésium n'est que très peu extrait : le minéral dissout est une smectite non magnésienne, et donc ferrifère étant donnée la composition chimique des échantillons (tableau XXVI). Enfin les courbes de dissolution du fer et du nickel, assez comparables, suggéreraient la présence d'hydroxydes amorphes. En fait, comme cela a été dit à propos des smectites de quelques profils de plateau, il est possible qu'une partie de ces éléments soit arrachée à la couche octaédrique des smectites (nontronites) avant la destruction complète des édifices. Ces courbes sont identiques à celles qu'ont obtenu SEGALIN et al. (1972) sur des échantillons de nontronite du Tchad et du Cameroun.

Dans la saprolite fine et les "terres rouges" (figure 45 III) les courbes de dissolution du fer montrent que la totalité de cet élément est sous forme cristallisée (goethite). La cristallinité est meilleure en surface, dans le niveau de terres rouges.

Au total, les produits amorphes sont très peu abondants dans les profils de bas de pente.

C. BILAN DE L'ALTERATION.

1) Raisonnement isovolumétrique.

Les résultats sont reportés dans le tableau XXVII.

a) Saprolite grossière.

Dans les tous premiers stades de l'altération, de 20 à 40 % de la silice initiale sont exportés. Cette proportion est nettement plus élevée que celle qui avait été notée sur les plateaux (8 à 20 %) et surtout sur les versants (0 à 15 %) lorsque la roche était peu serpentinisée. Lorsque l'altération est plus accusée, ce pourcentage augmente. Les taux de magnésium évacués des faciès peu altérés sont assez comparables sur les plateaux et dans les zones basses (30 à 50 % du montant initial). Mais, alors que sur les plateaux cette exportation était très ralentie dans toute

TABLEAU XXVII

Bilan de l'altération en bas de pente (% de la quantité initiale)
 (Saprolite grossière : raisonnement isovolumétrique
 Saprolite fine : raisonnement isovolumétrique corrigé par
 l'indice de tassement).

A. Piedmont

		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	T	n
Saprolite fine (moyenne)		- 97	+ 25	+ 110	- 99	+ 50	+ 25	- 40	2 à 35	8
Saprolite grossière	CLC 66 - 7	- 74	+ 75	+ 50	- 75	=	+ 70	+ 60	—	1
	CLC 67 - 6	- 65	+ 20	=	- 73	=	=	+180	—	1
	CLC 67 - 7	- 27	+ 50	+ 70	- 43	=	=	+400	—	1
	CLC 67 - 8	- 26	=	=	- 33	=	=	+360	—	1
	CLC 66 - 8	- 21	+ 55	=	- 23	=	+ 20	+165	—	1
Harzburgite %		40,5	6,3	0,3	40,8	0,35	0,12	0,32	—	5
Saprolite grossière	CDO 54 - 2	- 61	+ 55	+210	- 98	+ 70	+ 100	+120	—	1
	CDO 54 - 3	- 43	+ 30	+240	- 74	+ 55	- 20	+320	—	1
	QDO 54 - 4	- 45	=	+110	- 69	+ 70	+ 45	+330	0,66*	1
Serpentine %		38,8	10,9	0,7	34,9	0,35	0,15	0,35	—	1

(* Expansion)

B. Glacis (CPY 55)

		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	T	n
Saprolite fine	sommet	- 99	+ 65	+ 100	- 100	=	- 70	- 45	2,5	2
	milieu	- 99	+ 40	=	- 100	=	=	- 55	2,5	9
	base	- 96	+ 30	+ 33	- 99	=	+ 190	+ 40	2	1
Saprolite grossière	CPY 55-18	- 67	+ 50	=	- 79	=	+2000	+ 750	—	1
	CPY 55-17	- 65	- 30	+ 190	- 74	=	+ 85	+ 200	—	1
	CPY 55-19	- 55	=	=	- 69	=	+ 500	+ 400	—	1
	CPY 55-20	- 35	=	=	- 40	=	+ 90	+ 33	—	1
S.g. Ø > 2 mm	CPY 55-19N ₂	- 49	+ 50	+ 100	- 65	=	+ 300	+ 630	—	1
	CPY 55-19N ₁	- 39	+ 15	=	- 58	=	+ 450	+ 600	—	1
Dunite à pyroxène		40,3	6,4	0,4	44,0	0,30	0,10	0,30	—	2

T indice approximatif de tassement (calculé en considérant le chrome moyen peu variable dans la saprolite fine)
 n nombre d'échantillon
 = aucune variation par rapport à la roche mère.

la partie médiane de la sapolite grossière, avant de reprendre au sommet de l'horizon, en bas de pente les taux d'évacuation augmentent très régulièrement avec le degré d'altération.

Dans les profils de bas de pente le rapport moléculaire SiO_2/MgO de la phase exportée, qui est déjà de 0,41 pour les roches très peu altérées, croît ensuite régulièrement, et dépasse très vite 0,50 pour atteindre 0,60 à 0,65. Sur les versants ce rapport ne dépassait guère 0,40 ; sur les plateaux il était très faible au début de l'altération, puis marquait un palier vers 0,44 avant de croître à nouveau. Ce palier avait été interprété comme marquant la fin de la désilicification des gels silico-ferriques, l'antigorite n'ayant pas encore commencé à s'altérer. Il n'y a pas de gels silico-ferriques dans les profils de bas de pente, ce qui explique sans doute que l'évacuation de la silice y soit moins ralentie que sur les plateaux, malgré la formation des smectites. Mais cette explication reste insuffisante, car le rapport SiO_2/MgO de la phase exportée des profils de bas de pente dépasse rapidement ce même rapport de l'antigorite (0,66). Il semble donc que, en bas de pente, l'antigorite commence à s'altérer beaucoup plus tôt que dans les zones hautes. Une tendance analogue, quoique moins accusée, avait déjà été notée dans les profils de versants. L'apport de silice provenant de l'antigorite en cours d'hydrolyse, compense, et au-delà, le déficit créé par l'altération plus lente du périclase et du pyroxène. Les taux de magnésium évacués étant comparables sur les plateaux et en bas de pente, on peut en déduire que les smectites de ces derniers milieux ne retiennent qu'une infime partie du magnésium libéré.

L'aluminium est souvent accumulé dans l'horizon de sapolite grossière ; il l'est quelquefois très fortement, comme dans le profil CDO 54 où la quantité initiale, faible il est vrai, se trouve triplée. Comme sur les plateaux, le fer est constant ou un peu accumulé (apport illuvial mis en évidence en lame mince). Dans les profils de piedmont, peu épais, où le niveau superficiel riche en chromite corrodée est proche de l'horizon de sapolite grossière, la goethite illuviée est chromifère. Dans les glaciers, par contre, la goethite chromifère n'atteint pas le niveau de sapolite grossière : dans cet horizon le chrome est alors constant. Le manganèse est accumulé à la base des profils, quelquefois énormément : dans l'échantillon CPY 55 - 18 la quantité initiale est multipliée par vingt (tableau XXVII). Enfin, le nickel est forte-

ment enrichi dès les premiers stades d'altération, comme dans les profils des zones hautes.

b) Saprolite fine.

Le raisonnement isovolumétrique corrigé par l'indice de tassement (obtenu par le chrome moyen constant) est applicable aux profils de glacis (CPY 55). En piedmont l'illuviation possible de chrome gêne quelquefois ce calcul.

Dans ce niveau la silice et surtout le magnésium ont presque totalement disparus. Le comportement des autres éléments est assez comparable à celui qui a été décrit dans les profils de plateau, à quelques nuances près : le fer est un peu illuvié ; le chrome est constant sur l'essentiel de l'horizon, et un peu illuvié au sommet avec la goethite ; l'aluminium a un comportement voisin de celui du chrome, mais il est plus fortement accumulé que ce dernier en haut du profil ; le manganèse est accumulé à la base et lessivé partiellement du sommet ; pour l'ensemble de l'horizon la quantité moyenne de manganèse est égale à celle qui était présente dans la roche ; le nickel, un peu accumulé à la base (dans les derniers silicates primaires inaltérés) est ensuite déficitaire sur le reste de l'horizon.

c) Bilan du nickel, calculé sur l'ensemble du profil.

Pour l'ensemble du profil, le bilan du nickel est beaucoup moins déficitaire sur les glacis que sur les plateaux. Pour certains profils de piedmont, ce bilan peut même devenir excédentaire. Cet enrichissement absolu est consécutif, comme sur les versants, à la migration latérale du nickel à partir des zones hautes puis des versants. Mais dans les glacis les migrations latérales sont beaucoup plus réduites : le modelé très régulier de ces glacis n'est pas favorable à des circulations souterraines intenses. Tout au plus l'aval du glacis peut-il s'enrichir légèrement au détriment de l'amont.

2) Exemple de distribution minéralogique et géochimique.

Il subsiste un plus grand nombre d'incertitudes dans ces profils que sur les plateaux quant aux quantités de nontronite ou d'éventuels produits amorphes, et quant à la composition exacte de ces phases. Un cal-

TABLEAU XXVIII

Distribution minéralogique et géochimique dans le profil CPY 55

A. Evolution minéralogique quantitative de 100 cm³ de roche (poids des minéraux en grammes)

	Olivine	Antigorite	Enstatite	Chromite	Nontronite	Talc	Quartz	Asbolane	Goéthite
Base saprolite grossière	26	67,6	11,7	1,8	20	1,3	0,1	3,0	3,9
Roche	111	174	13,2	1,8	0	0	0	0	0

B. Distribution du Nickel dans la roche et dans deux horizons d'altération

	Olivine	Antigorite	Enstatite	Nontronite	Asbolane	Goéthite	Σ	
Saprolite fine	0	0	0	0	2	94	-	A
	-	-	-	-	5	1,1	-	B
	-	-	-	-	0,10	1,03	1,13	C
	-	-	-	-	9	91	100	D
Base saprolite grossière	20	48	9	15	2,5	3	-	A
	0,40	4,0	0,10	6,8	12	0,7	-	B
	0,08	1,92	0,01	1,02	0,27	0,02	3,32	C
	2,4	58	0,3	30,7	8	0,6	100	D
Roche	37	58	4,4	0	0	0	-	A
	0,40	0,35	0,10	-	-	-	-	B
	0,15	0,18	-	-	-	-	0,33	C
	45	55	-	-	-	-	100	D

A : g minéral dans 100g d'échantillon
 B : NiO % de chaque minéral
 C : NiO % de l'échantillon
 D : Ni % du Ni total de l'échantillon

cul approximatif a cependant été tenté sur deux échantillons du profil CPY 55 (base de la saprolite grossière et milieu de la saprolite fine), à titre de comparaison avec les zones de plateau dont le bilan était donné dans les tableaux XX et XXI. Les résultats de ce calcul figurent dans le tableau XXVIII.

Pour établir le tableau XXVIII A (bilan minéralogique quantitatif de la transformation roche-saprolite grossière), la démarche a été identique à celle qui avait été utilisée pour un profil de plateau (figure 38 et tableau XX, voir page 139). L'olivine a été dosée directement par diffraction des rayons X. Les quantités des autres minéraux ont été évaluées en comparant la composition chimique de chaque minéral et la composition chimique des échantillons. On constate ainsi qu'à la base de la saprolite grossière la roche est déjà fortement transformée : l'olivine est intensément altérée ; la quantité de nontronite néoformée est faible en regard du poids d'olivine disparue (20 g de nontronite pour 85 g d'olivine hydrolysée) ; plus de la moitié de l'antigorite a déjà disparu ; l'enstatite n'est que faiblement altérée ; la chromite est encore intacte.

La distribution du nickel a été calculée dans cet échantillon de saprolite grossière et dans un niveau de saprolite fine du même profil CPY 55. Les résultats sont donnés dans le tableau XXVIII B. Comme dans les profils de plateau (tableau XXI) le calcul a été mené en répartissant d'abord le nickel entre les minéraux dont la teneur en nickel était connue (olivine, enstatite, asbolane, goethite) ; le reliquat a été ensuite distribué entre l'antigorite et la nontronite en fonction des analyses des fractions granulométriques : la fraction très grossière est riche en antigorite et dépourvue de nontronite, alors que la fraction la plus fine est surtout constituée de nontronite. On constate que la nontronite contient 6,8 % de NiO. Une partie de ce métal n'est probablement qu'associé physiquement à ce minéral, par un mécanisme d'adsorption analogue à celui qui fixe le nickel sur les antigorites primaires.

Dans l'horizon de saprolite fine, la distribution du nickel est la même que celle qui avait été mise en évidence dans les horizons supérieurs des profils de plateau : la goethite renferme l'essentiel de ce métal (91 % du nickel total dans l'échantillon retenu). Dans la sapro-

lite grossière, une différence importante apparaît entre les plateaux et les glacis. A la base des profils de plateau l'essentiel du nickel (70 à 75 %) était adsorbé sur l'antigorite, les gels silico-ferriques ne renfermant qu'une petite proportion de ce métal (15 à 20 %). A la base des profils de glacis la distribution est beaucoup moins déséquilibrée, puisque la nontronite renferme plus de 30 % du nickel total, l'antigorite n'en recueillant que 58 %. La nontronite piège donc plus efficacement le nickel que les composés amorphes silico-ferrugineux de la base des profils de plateau. Sur les glacis, l'antigorite est de ce fait un hôte moins exclusif pour ce métal.

D. ELEMENTS EN TRACES.

L'analyse des éléments en traces dans ces milieux n'a été réalisée que sur quelques échantillons du profil CPY 55. Leur comportement ne semble pas différer sensiblement, des zones hautes aux bas de pente. Des teneurs plus élevées en plomb, cuivre et zinc sont toutefois notées dans les faciès d'altération de ce profil de glacis.

V. CONCLUSIONS.

L'altération dans les bas de pente présente certaines analogies avec celle qui intervient sur les plateaux, mais les différences qui apparaissent dans les formations de versant, s'accroissent sur les piedmonts et les glacis. L'hydrolyse des péridots et surtout des orthopyroxènes intervient plus lentement, alors que le maillage de serpentine est au contraire attaqué dès la base des profils. L'étape des produits amorphes silico-ferrugineux est absente de ces formations ; un stade intermédiaire de nontronite s'y substitue.

Géochimiquement, ces profils, en particulier les profils profonds des glacis, sont assez comparables aux profils des zones hautes. L'évacuation de silice et de magnésium est approximativement du même ordre de grandeur que celle qui intervient sur les plateaux. Des teneurs légèrement plus élevées en silice et alumine sont toutefois notées en bas de pente, dans la partie

supérieure des profils.

Malgré leur position topographique, ces profils ne retiennent qu'une petite proportion de ce qui est soustrait aux plateaux : le magnésium, dissous dans les nappes, ne marque pas la moindre trace de précipitation ; si la silice importée contribue à l'édification des nontronites, cet apport est infime et ce transit fugace ; l'aluminium montre un enrichissement plus net, mais ce mouvement positif s'explique en partie par un transport mécanique (colluvionnement, voire alluvionnement) de chromite plus ou moins corrodée. Ces mécanismes d'apport mécanique entraînent aussi du fer (goethite) et quelques silicates primaires arrachés aux formations de versants, mais leur importance, difficile à évaluer, doit rester limitée.

Pour l'essentiel, les quantités de nickel renfermées par les formations de bas de pente représentent le nickel rendu disponible par l'altération des roches de cette unité de paysage. Comme dans ces milieux les remobilisations secondaires par migration latérale sont limitées, les gisements nickélifères de bas de pente sont surtout consécutifs aux processus de piégeage de type I (accumulation relative ramassée) dans l'antigorite et la nontronite, et de type II (accumulation relative) dans la goethite et l'asbolane. Les gisements garniéritiques riches de type III (accumulation absolue après migration latérale), sont rares. En revanche, les profils sont relativement moins appauvris que dans certaines zones de plateaux. La seule manifestation de migration oblique du nickel est un enrichissement faible et progressif de l'amont vers l'aval.

Les gisements de bas de pente semblent plus proches des autres gisements nickélifères (silicatés) mondiaux que ne le sont les formations de plateau. L'absence de hautes concentrations les a jusqu'à présent pratiquement fait négliger par les exploitants miniers. L'abaissement des teneurs limites d'exploitation permet aujourd'hui de considérer ces gisements de bas de pente comme des réserves intéressantes. Ces gisements sont d'ailleurs plus étendus et aussi plus accessibles que ceux des régions montagneuses.

CHAPITRE VII

L'évolution des bas-fonds marécageux

Les bas-fonds marécageux font suite vers l'aval aux milieux précédents : bas de pente et glacis. On les rencontre sur le littoral ou à l'intérieur du paysage ultrabasique. Les bas-fonds littoraux sont situés le long de la plaine alluviale de la Côte Ouest, et dans quelques rias plus ou moins comblés et réévoluant en deltas sur la Côte Est. Les bas-fonds intramontagneux occupent les vastes dépressions plus ou moins fermées, comparables à des poljès, décrites dans le chapitre III. Ce dernier type est surtout représenté dans la partie sud de la Nouvelle-Calédonie, où son extension est considérable.

Les bas-fonds marécageux constituent à la fois un milieu d'altération et un milieu d'accumulation sédimentaire. Ils accueillent en effet les matériaux arrachés au massif péridotitique par l'érosion, depuis les galets jusqu'aux fines particules, mais aussi les produits exportés en solution. Les matériaux accumulés dans ces cuvettes se modifient : les plus grossiers s'altèrent et les fines peuvent être transformées. L'étude de ces milieux permet donc de compléter le schéma de l'évolution supergène des roches ultrabasiques.

Ce chapitre sera essentiellement consacré à l'étude des bassins marécageux intramontagneux du Sud avec, comme secteur type (figure 41), le bassin de Yaté, dans la zone des "marais de la Rivière Blanche" (sondages CYA 53 et CYA 55). Les caractéristiques essentielles du niveau littoral fossile et soulevé de la presqu'île de Muéo (figure 1) seront examinées pour comparaison.

I. DESCRIPTION DES PROFILS.

Il n'est pas possible de définir un "profil-type" de ces formations, la répartition des différents niveaux sédimentaires étant très variables. Certaines caractéristiques générales se dégagent cependant.

L'épaisseur du remplissage sédimentaire fluvio-lacustre peut atteindre 70 à 80 mètres. Sur 5 à 10 m, les matériaux de la partie supérieure présentent beaucoup d'analogies avec l'horizon superficiel gravillonnaire de "terres rouges", décrit sur les plateaux et les glacis. Le faciès sédimentaire est quelquefois net, des stratifications ou un classement granulométrique pouvant apparaître.

A plus d'une dizaine de mètres de profondeur, un matériau sans doute assez comparable à l'origine, est soumis à l'influence d'un milieu réducteur. Sa teinte devient brun-verdâtre à bleu-verdâtre. Les niveaux grossiers alternent avec les niveaux argileux, ces derniers prédominant dans l'ensemble.

Les horizons grossiers comprennent :

- des niveaux entièrement cohérents : soit des poudingues à galets de péridotite altérée et ciment ferrugineux ou silico-ferrugineux, soit des faciès indurés ferrugineux semblables aux cuirasses ferrugineuses, mais colorés en bleu-noir à brun-noir (*),
- des galets altérés de péridotite,
- des sables (gravillons ferrugineux, grains de péridotite altérée).

Les faciès à granulométrie fine montrent souvent des stratifications. Ils renferment quelquefois des gravillons ferrugineux, et, plus souvent, des fragments végétaux transformés en tourbe. Ces lits tourbeux sont discontinus et peu épais.

Le passage au substrat rocheux sain est rarement observable, en raison de l'épaisseur de sédiments. Cette roche en place est en général non altérée ou peu altérée.

II. MINERALOGIE.

A. MINERAUX HERITES.

Les minéraux "primaires" qui parviennent dans ces milieux

(*) Dans certains cas des poudingues à galets de péridotite altérée marquent un ancien niveau d'épandage aujourd'hui entaillé et perché ; une évolution secondaire en milieu bien ou moyennement drainé a alors affecté ces matériaux (ORLOFF et GONORD, 1968 ; GUILLON et TRESCASES, 1972).

sont parfois les constituants des péridotites saines, péridots, serpentines et orthopyroxènes, dans le cas des graviers et des sables fluviatiles ; ils proviennent le plus souvent des manteaux d'altération des zones hautes : il s'agit alors de goethite, finement cristallisée ou concrétionnée, de chromite, et des quelques silicates secondaires, quartz et talc, qui subsistent dans les profils de plateau. A tous ces éléments, d'origine ultrabasique, s'ajoutent éventuellement les matériaux provenant des enclaves de roches acides ou basiques, particulièrement répandues dans le massif du Sud : chlorite, kaolinite, et accessoirement gibbsite.

Cette grande diversité des apports complique beaucoup le spectre minéralogique de ces bas-fonds marécageux.

Certains de ces minéraux hérités sont apparus par altération, dans les conditions de la surface, et sont suffisamment stables pour avoir résisté à l'érosion et au transport. Ils resteront également intacts dans le milieu de dépôt, incapable de les hydrolyser. Tel est le cas de la kaolinite et du talc. La chromite, qui ne s'altère que très lentement dans les profils, ne connaît pas ici des transformations chimiques mais peut s'accumuler en véritables placers alluviaux, en forme de lentilles.

B. HERITAGE ET LEGERE DEGRADATION : LES CHLORITES.

Les chlorites, qui sont des minéraux de rétrodiagenèse (chapitre II), subissent une certaine dégradation, analogue à celle qui a été observée dans les formations de versant, et montrent une tendance à la montmorillonitisation : le clinochlore initial évolue en interstratifié 14 C - 14 S, irrégulier, où les feuilletés chloriteux dominent largement.

Cette transformation pourrait résulter de l'altération de quelques feuilletés de chlorite en smectite, par destruction de la couche brucitique, silicification des tétraédres, et expulsion d'une partie de l'aluminium tétraédrique vers l'interfoliaire (schéma proposé pour les micas par TARDY, 1969 et NOVIKOFF et al., 1972). Il semble en effet que de l'aluminium constitue une fraction de l'interfoliaire. Ce type d'évolution paraît conforme à la géochimie de ce milieu relativement pauvre en alumine et confiné en silice. Il n'est pas impossible que, par un phénomène de convergence, une certaine quantité de ces interstratifiés proviennent de la transformation

de smectites par fixation de magnésium, selon un processus, observé expérimentalement par BESSON et al. (1966).

C. ALTERATION DES MINERAUX DES PERIDOTITES.

Les galets, maintenant complètement altérés en une masse fragile, se sont évidemment transformés après leur transport, dans l'environnement confiné actuel. Cette altération paraît minéralogiquement identique à celle qui intervient à la base des profils de glaciais : les pyroxènes laissent des fantômes talqués, tandis que péridots et antigorites sont massivement transformés en smectite. Une certaine silicification se superpose à cette altération : des filonnets de quartz microcristallin traversent quelquefois les galets et leur gangue.

D. EVOLUTION DE LA GOETHITE.

La goethite représente l'essentiel des apports fournis par l'environnement péridotitique aux bas-fonds marécageux. Comme l'a montré l'étude des divers profils d'altération, c'est pratiquement le seul minéral présent en surface ; les charges solides des rivières en crues sont, à ce point de la toposéquence, constituées surtout de goethite et la partie supérieure des sédiments fluvio-lacustres est essentiellement goethitique.

Ce minéral peut subir alors deux types d'évolution, diamétralement opposés :

- tendance vers une meilleure cristallinité : cuirassement
- tendance vers une amorphisation et une silicification.

1) Cuirassement.

Dans ces dépôts, la nappe phréatique est toujours proche de la surface. Elle affleure fréquemment, en créant des marécages ou des lacs. L'hydromorphie et l'accumulation de matière organique (tourbes) entretiennent des conditions réductrices favorables à une certaine mobilisation du fer. Lorsque l'aération du milieu s'accroît, ce fer précipite et le cuirassement commence. Ces conditions sont réalisées le long des ruisselets qui parcourent ces plaines. Lorsque le niveau aquifère descend, la cuirasse

envahit peu à peu tout le bassin qui se transforme alors en glacis induré. Un tel phénomène intervient lorsque le bassin marécageux, initialement fermé, est soudain mis en communication avec l'aval par l'ouverture d'une cluse. Cette ré-activation de l'érosion est elle-même consécutive, en général, à un soulèvement tectonique qui abaisse le niveau de base (chapitre III).

Au concrétionnement des hydroxydes de fer et à l'induration de l'ensemble du matériau en une cuirasse cohérente, correspondent à une meilleure organisation cristalline de la goethite.

2) Destruction et silicification.

Le cuirassement est un processus qui doit intervenir rapidement, dans les conditions de modelé très particulières où l'équilibre antérieur est brutalement rompu. Le phénomène le plus habituel dans l'histoire des bassins marécageux est la poursuite de leur remplissage. Les amorces de cuirasses qui avaient alors pu prendre naissance sont enfouies sous les nouveaux apports de sédiments, et le niveau hydrostatique remonte. Certains sondages révèlent ainsi plusieurs "cuirasses" superposées, ennoyées, traduisant simplement les étapes du comblement du bassin.

Au sein de ce milieu confiné, la goethite de ces cuirasses, des gravillons ferrugineux détritiques ou des sédiments fins, subit une transformation intense. Pour des quantités totales de fer comparables, les pics de diffraction X de la goethite, puissants dans les niveaux supérieurs, disparaissent presque totalement en profondeur (figure 46), alors que l'aspect macroscopique de ces accumulations ne varie guère, la couleur mise à part. Corrélativement, à cette altération, les taux respectifs de silice totale, silice "amorphe" et fer "amorphe" croissent énormément (voir paragraphe "géochimie"). La diffraction des rayons X et l'analyse thermique différentielle mettent d'autre part en évidence la présence de smectites, en quantités cependant beaucoup plus faible que ne le laisserait prévoir la teneur en silice des échantillons profonds.

Il y a donc en profondeur amorphisation et silicification de la goethite, vraisemblablement à partir de la silice dissoute dans l'eau de la nappe, évacuée des profils d'altération de plateau, de versant et de piedmont. Ces gels silico-ferrugineux évoluent partiellement en smectite

- S Smectite
- T Talc
- Cl Chlorite
- A Antigorite
- H Hématite
- Gi Gibbsite
- Go Goethite
- Gb Giobertite

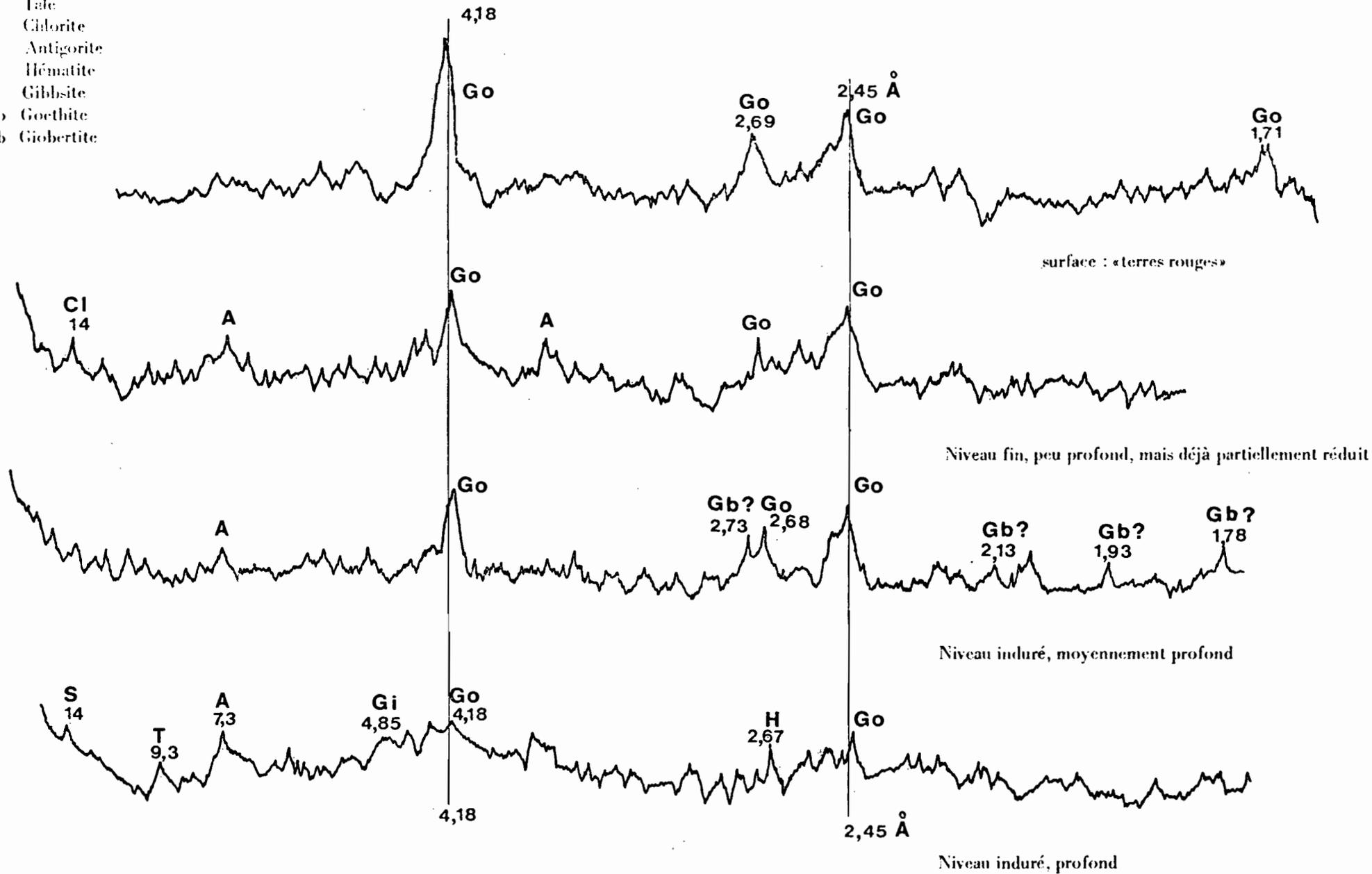


Figure 46 : Evolution minéralogique de la goéthite dans les bas-fonds confinés (tous les échantillons ont une teneur en Fe_2O_3 comprise entre 45 et 50 %)

(nontronite), mais restent très mal cristallisés. La silicification de la goethite n'aboutit qu'à un stade de "crypto-nontronite" (hisingérite). Les niveaux les plus profonds montrent toutefois une nontronite mieux organisée. Dans certains cas la fixation de magnésium par ces smectites pourrait éventuellement provoquer leur transformation en interstratifié chlorite-smectite. La formation de montmorillonite ferrifère dans les zones basses des régions chaudes est un phénomène bien connu (TRAUTH et al., 1967 ; PAQUET H., 1970). LEMOALLE et DUPONT (1972) ont par ailleurs décrit dans le lac Tchad la co-précipitation de silice et de fer, sous forme d'un composé amorphe.

Dans les marécages littoraux (mangroves) de la Côte Ouest, plus sèche, une silicification analogue a été observée (GONORD et TRESCASES, 1970 ; BALTZER, 1971), mais elle donne naissance à une nontronite beaucoup mieux cristallisée. La sédimentation dans les mangroves n'est cependant pas aussi exclusivement goethitique que dans les bassins ultrabasiques : elle est alimentée par du matériel issu de ces bassins ou de la plaine alluviale, donc par des produits déjà pré-transformés. Le climat nettement plus sec du littoral ouest provoque en outre une évaporation intense qui concentre plusieurs fois la nappe, puisque la précipitation de giobertite intervient quelquefois. Les conditions d'élaboration de la nontronite sont ainsi mieux remplies que dans les bas-fonds intramontagneux.

Enfin la diffraction des rayons X a révélé dans quelques échantillons la présence de carbonates (figure 46 - niveau induré moyennement profond). Ces carbonates pourraient être magnésiens (giobertite) ou peut-être ferrifères à ferro-magnésiens (BESNUS, communication orale). A la silicification du fer s'ajouterait donc une réduction et une carbonatation limitées de cet élément.

III. GEOCHIMIE.

A. COMPOSITION MOYENNE DES DIFFERENTS NIVEAUX.

L'analyse chimique des différents niveaux du sondage CYA 55 figure dans le tableau XXIX. Les profils d'altération décrits précédemment constituent la source de ces matériaux ; la comparaison des diverses analyses précise l'importance des modifications qui interviennent dans les bas-fonds, après le dépôt.

TABLEAU XXIX

Composition chimique d'un profil en zone marécageuse confinée
(sondage CYA 55)

	Epaisseur	Perte au Feu	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MgO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO	C
1	6,5 m	13,1	2,3	64,7	11,7	0,69	3,40	0,59	0,73	0,12
2	1,5 m	12,2	13,4	50,0	13,7	1,46	5,87	0,36	0,65	0,20
3	5 m	10,0	16,9	43,2	14,9	3,10	6,18	0,25	0,94	0,40
4	0,70 m	10,6	17,2	43,5	16,2	5,04	6,20	0,68	0,81	0,08
5	1 m	13,6	13,4	55,9	8,1	2,08	2,44	0,33	0,98	1,47
6	3 m	11,0	15,3	50,0	10,5	3,24	3,39	0,25	0,85	1,25
7	1,5 m	10,7	16,8	49,1	13,7	2,64	3,36	0,38	0,66	0,80
8	1 m	11,1	23,8	34,1	17,1	5,83	4,30	0,21	0,55	0,60
9	0,50 m	49,5	13,6	10,5	9,5	7,25	0,88	0,16	2,60	11,90
10	5 m	10,4	25,4	32,6	19,2	4,24	2,62	0,30	0,55	—
11	1 m	6,5	19,6	36,3	15,4	5,32	9,67	0,32	0,70	0,20
12	1 m	8,2	27,8	35,8	12,1	7,84	4,09	0,30	0,70	0,11
13	1 m	6,5	28,2	29,0	15,4	9,12	9,69	0,35	1,46	0,15
14	1 m	8,8	35,4	22,4	8,0	20,66	1,94	0,42	0,55	—

niveaux 1 : "terres rouges"

2 : Dépôt argileux rouge stratifié

3 : Dépôt argileux brun verdâtre

4 : Galets péridotitiques altérés

5 : Dépôt gravillonnaire induré brun sombre

6 : Dépôt sablo-argileux bleu verdâtre

7 : Dépôt gravillonnaire induré brun sombre

8 : Dépôt argileux bleu verdâtre

9 : Tourbe

10 : Dépôt grossier (gravillons et galets) induré, bleu noir

11 : Dépôt argileux bleu verdâtre

12 : Niveau induré bleu noir

13 : Dépôt argileux bleu verdâtre

14 : Galets péridotitiques altérés

Le niveau superficiel de "terres rouges" de ce profil est pratiquement identique à son homologue des profils de piedmont. Cette similitude des niveaux superficiels est particulièrement nette entre les profils CYA 51 (piedmont, tableau XXVI) et le profil CYA 55 étudié ici ; ces deux sondages proviennent il est vrai du même secteur (figure 41). Seule la teneur en nickel est un peu plus élevée dans le sédiment (0,73 % NiO) que sur les pentes (0,4 % NiO). On peut considérer que les niveaux sous-jacents étaient, lors de leur sédimentation, comparables à cet horizon de surface, exceptions faites, bien entendu, des quelques lits de galets et des lentilles de tourbes. Les "terres rouges" constituent donc le matériau originel des niveaux enfouis.

Vers la profondeur, la teneur en silice augmente d'une façon importante et atteint près de 30 %. Par effet de somme à cent, la teneur en fer diminue corrélativement, tout en restant supérieure à 30 % de Fe_2O_3 . La figure 47 met en évidence la forme cryptocristalline de la plus grande partie du fer et de la silice, dans les horizons moyennement profonds ; la cristallinité de leurs composés s'améliore dans les niveaux les plus profondément enfouis. Malgré la couleur des échantillons, le fer est presque en totalité sous forme ferrique : le Fe^{2+} extrait par le chlorure d'aluminium suivant la méthode de VIZIER (1969) ne représente que 0,5 à 4 % de ces horizons, soit moins de 10 % du fer total. Comme la silice, le magnésium augmente vers la profondeur, mais beaucoup moins nettement que celle-ci. Le fer ferreux et une partie du magnésium pourraient être associés dans les carbonates (série giobertite-sidérose). La teneur en carbone n'est cependant jamais bien forte, sauf dans les lits tourbeux.

L'aluminium montre des teneurs anormalement élevées pour un environnement péridotitique. En fait, de la kaolinite et, dans une moindre mesure, de la gibbsite détritiques proviennent des zones gabbroïques ou dioritiques du bassin versant. L'accumulation de chromite à certains niveaux contribue également à ces teneurs. Il n'en reste pas moins que les valeurs en aluminium, même corrigées pour éliminer l'influence des spinelles chromifères et de la kaolinite, restent fortes et suggèrent un apport : la tendance à la relative mobilité de l'aluminium, décelée tout au long de la toposéquence, est confirmée.

Le chrome est en quantités comparables à celles qui se rencontrent dans la plupart des horizons supérieurs d'altération. Quelques niveaux (placers) montrent une accumulation plus grande. Le manganèse, peu

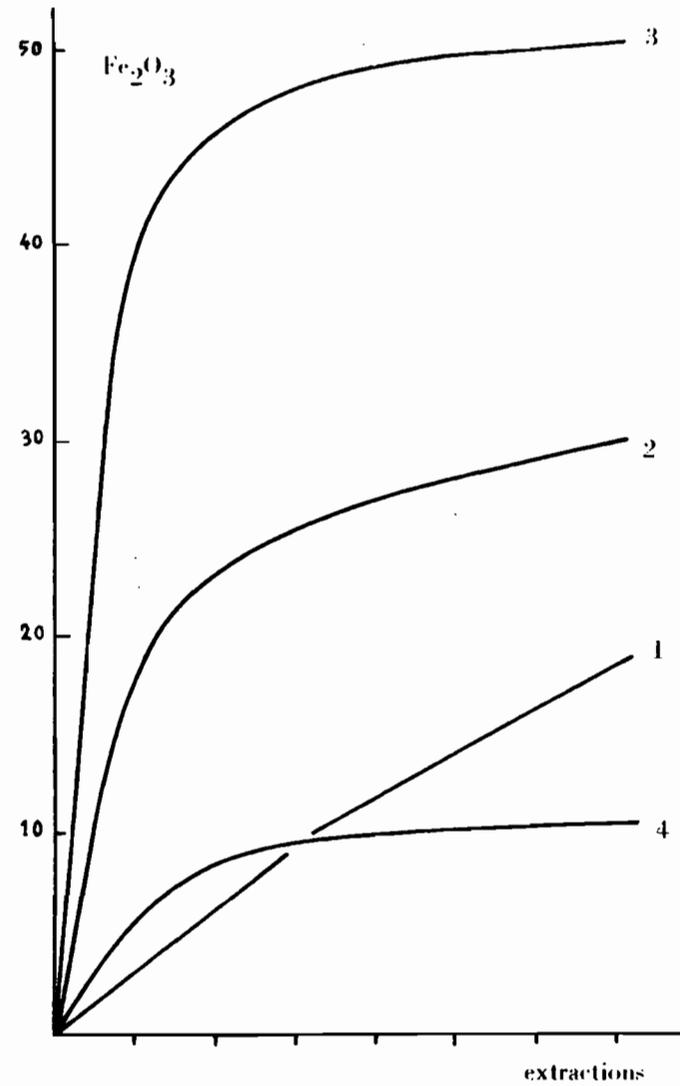
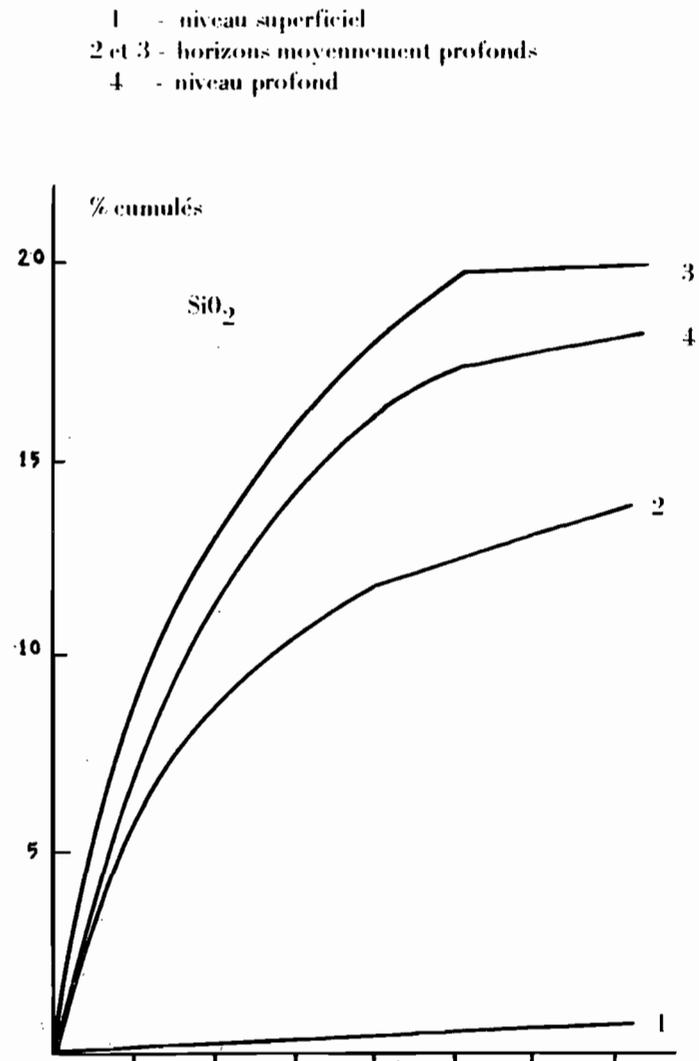


Figure 47 : Evolution des sédiments goethitiques dans les bas-fonds confinés. Extraction des produits mal cristallisés.

abondant dans les terres rouges, est mal représenté dans ces formations confinées. Le nickel enfin, qui montre déjà un léger enrichissement en surface (par comparaison avec la moyenne des horizons superficiels des profils d'altération), augmente encore mais très discrètement, dans les niveaux plus profonds. Les teneurs sont plus élevées lorsque l'échantillon est plus riche en nontronite. Elles deviennent relativement fortes dans la nontronite associée aux accumulations de tourbes et dépassent alors 5 % de l'échantillon calciné.

B. BILAN GEOCHIMIQUE.

Deux bilans peuvent être estimés : celui de l'altération des galets de péridotite, et celui de la silicification de la goethite.

1) Altération des galets.

Ces galets ont été prélevés dans la formation littorale fossile de la presqu'île de Muéo (GONORD et TRESCASES, 1970 ; COUDRAY et al., 1970 ; COUDRAY, 1971). L'application du raisonnement isovolumétrique fournit le bilan de cette altération, figuré dans le tableau XXX A. Les stades d'altération que suggèrent ces chiffres ne peuvent que difficilement être comparés aux différentes étapes distinguées à la base des profils d'altération : le centre des galets constitue en effet un stade d'évolution nettement plus avancé que celui du sommet de la saprolite grossière, puisque d'une part la serpentine initiale a pratiquement disparu des galets, et que d'autre part l'altération de ces derniers est vraisemblablement plus ancienne.

Malgré la médiocrité du drainage, 50 à 80 % de la silice, et plus de 90 % de la magnésie initiales ont été évacués de ces galets. Si l'on se réfère aux valeurs trouvées à la base des glacis (tableau XXVII), on constate que, pour un stade d'altération à peu près comparable, l'élimination de la silice serait moins rapide dans les bas-fonds, alors que l'inverse se produit pour le magnésium. Cette relative rétention de la silice dans les sédiments fluvio-lacustre traduit vraisemblablement une transformation de l'antigorite en smectite plus totale que ce qu'elle est dans les

Tableau XXX

Bilan géochimique de l'évolution des bas-fonds.

A. Altération des galets péridotitiques (raisonnement isovolumétrique)

	SiO ₂		MgO		Fe ₂ O ₃ *		Al ₂ O ₃		MnO ₂		NiO	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
D	18,5	-84	4,6	-96	35,8	+50	1,44	+ 66	0,61	+84	1,30	+44
C	47,0	-61	11,0	-92	34,4	+42	2,03	+120	0,26	=	2,44	+170
B	61,1	-49	12,0	-91	24	=	2,80	+200	0,10	-70	3,16	+250
A	119,4	-	131,1	-	24	-	0,9	-	0,33	-	0,90	-
peu de variations pour Cr ₂ O ₃												

1. g d'oxyde dans 100 cm³ d'échantillon
2. Bilan en % de la quantité initiale d'oxyde
- * Fe total exprimé sous forme de fer ferrique
- = aucune variation par rapport à la roche mère

- A. Harzburgite saine probable
- B. Centre du galet (bleu -vert)
- C. Périphérie du galet (brun)
- D. Cortex(orangé).

B. Transformation des sédiments goethitiques (estimation, sur la base d'une conservation du Fer).

	SiO ₂	MgO	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	NiO
crypto-nontronite et hydroxyde	54	13	(65)	18	3,3
"terres rouges" initiales	2	0,7	65	10	0,7
peu de variations pour Cr ₂ O ₃ et MnO ₂					

bas de pentes. Les nontronites ne piègent qu'une petite proportion du magnésium libéré.

o Le fer, conservé au centre des galets, est en excès à leur périphérie, à la suite de l'illuviation d'hydroxydes lors de l'altération. L'aluminium, comme le nickel, montrent une répartition inverse : ils sont d'autant plus accumulés que le taux de nontronite est élevé ; les plus fortes teneurs sont par conséquent dans la partie centrale des galets. Le manganèse est en corrélation négative avec ces éléments et subit un déplacement centripète.

2) Evolution des sédiments goethitiques (profil CYA 55).

Ces sédiments, qui représentent plus de 95 % des apports, sont intensément transformés au cours de leur séjour dans les bas-fonds. Une estimation approximative de cette transformation est présentée dans le tableau XXX B. J'ai raisonné à fer constant, ce qui est une approximation raisonnable. Le calcul met en évidence un apport énorme de silice, notable de magnésium et de nickel, et sensible d'aluminium. Les teneurs réelles en aluminium et magnésium ont été corrigées pour éliminer l'influence de la chromite. Les diagrammes de diffraction X n'ont décelé ni kaolinite ni antigorite dans le niveau retenu pour ce calcul. La composition de cette goethite silicifiée montre qu'il pourrait s'agir d'une smectite, mais en mélange avec des hydroxydes de fer et d'aluminium. En fait, la diffraction des rayons X ne met en évidence que des quantités infimes de smectites (figure 46). Pour cette raison, la goethite silicifiée a été appelée crypto-nontronite.

Etant donnée la présence constante d'hydroxydes de fer et d'aluminium dans ces niveaux, il est difficile de définir exactement la composition des "cryptonontronites". Cette caractérisation a toutefois été tentée, par approximations successives, sur un échantillon statistique représentant la moyenne des niveaux sédimentaires fins et sur un niveau de tourbe. Les résultats, portés dans le tableau XXXI A sont comparés à ceux qui ont été obtenus sur une nontronite pure et bien cristallisée prélevée dans le dépôt littoral fossile de la presqu'île de Muéo.

TABLEAU XXXI

A. Composition chimique des nontronites

		H ₂ O ⁺	SiO ₂	Fe ₂ O ₃ *	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	MnO ₂	NiO
(1)	cryptonontronite	-	32,9	15,4	5,5	7,9	0	-	-	2,0
	hydroxydes	-	0	24,2	5,4	0	0	-	-	**
	(cryptonontronite seule)	-	49	23	8	12	0	-	-	3
(Si _{3,4} Al _{0,6}) (Fe _{1,20} ³⁺ Al _{0,07} ³⁺ Mg _{0,92} ²⁺ Ni _{0,17} ²⁺) O ₁₀ (OH) ₂ Mg _{0,3}										
(2)	cryptosaponite	-	24,3	5,1	6,4	12,1	0	-	-	**
	hydroxydes	-	0	26,9	15,0	0	0	-	-	7,9
	(cryptosaponite seule)	-	48	10	13	24	0	-	-	**
(Si _{3,2} Al _{0,8})(Mg _{1,98} ²⁺ Fe _{0,5} ³⁺ Al _{0,18} ³⁺) O ₁₀ (OH) ₂ Mg _{0,4}										
(3)	Nontronite	10,8	49,4	29,3	3,78	3,24	0,23	0,20	0,41	2,58
(Si _{3,73} Al _{0,27})(Fe _{1,66} ³⁺ Al _{0,07} ³⁺ Cr _{0,01} ³⁺ Mg _{0,27} ²⁺ Ni _{0,16} ²⁺) O ₁₀ (OH) ₂ Mg _{0,13} Ca _{0,02}										

(1) profil CYA 55 - Niveau sédimentaire fin

(2) profil CYA 55 - Niveau de tourbe

(3) Nontronite bien cristallisée d'un dépôt littoral fossile
- élément non déterminé.

* Fer total exprimé sous forme de fer ferrique

** élément réparti dans une autre phase.

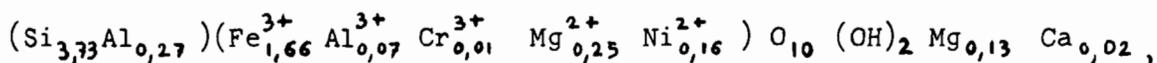
Pour (1) et (2) chiffres corrigés en éliminant le Cr et l'Al de la chromite, Si et Al de la Kaolinite, et Si et Mg de la serpentine.

Pour (3) analyse totale.

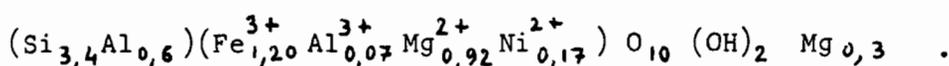
B. Rapports moléculaires

	Roche	Goethite	Nontronite
Al/Fe	0,09	0,11	0,2 à 0,9
Cr/Fe	0,046	0,050	0,006

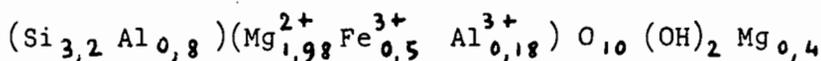
On constate une large variation des compositions. La nontronite bien cristallisée a pour formule :



cette argile se révèle presque identique à celle qui se forme à la base des profils d'altération de glacis (chapitre VI). Dans les marécages actuels, en revanche, la goethite n'est que partiellement silicifiée, et il subsiste 30 à 40 % d'hydroxydes libres dans les échantillons. La formule approchée des crypto-nontronites serait :



Dans le niveau tourbeux l'argile est encore plus alumineuse et surtout magnésienne. Sa formule :



correspondrait à une crypto-saponite.

La totalité du magnésium des échantillons de bas-fond, à l'exception de ce qui est intégré à l'antigorite, a été attribuée à ces smectites, alors que dans les dépôts littoraux, une partie du magnésium s'individualise en concrétions de giobertite. Il est possible qu'une partie du magnésium soit carbonaté dans les bas-fonds, comme le suggèrent certains diagrammes de rayons X : dans ces conditions, les crypto-smectites seraient moins magnésiennes qu'elles ne le paraissent, et se rapprocheraient des nontronites littorales. Ce magnésium excédentaire pourrait également constituer des couches brucitiques qui, fixées sur quelques feuillets de smectites les transformeraient en interstratifiés 14 S - 14 C.

L'incertitude est totale en ce qui concerne la localisation du nickel. Les fortes teneurs observées dans les niveaux tourbeux ne sauraient vraisemblablement pas trouver place à l'intérieur du réseau de la smectite (couche octaédrique), et, dans ce cas au moins, l'essentiel du nickel est lié au minéral argileux par un processus d'adsorption ou sous forme échangeable (BASU et MUKHERJEE, 1966). Pour les autres nontronites, les teneurs plus faibles permettent d'envisager une contribution du nickel à l'édification de la couche octaédrique ; mais rien ne prouve qu'une partie de cet élément ne soit pas également extérieure au réseau.

On admet que les trois éléments , Al, Cr et Fe, sont stables ou peu mobiles au cours des étapes de l'évolution superficielle des roches ultrabasiques. En fait si l'on compare les rapports moléculaires Al/Fe et Cr/Fe, on voit des différences sensibles de comportement. Le tableau XXXI B donne ces rapports pour la roche saine, pour le terme de l'altération quand on arrive à la goethite, et pour les smectites, au moment où les néoformations recommencent à l'aval. On voit que dans la phase d'altération les rapports ne varient guère. Au contraire, lors de la smectitisation, l'aluminium est fixé d'une manière préférentielle (le rapport Al/Fe qui était de 0,1 dans la roche passe dans certains cas à 0,9), alors que le chrome reste hors jeu.

IV. CONCLUSIONS.

Les matériaux arrachés par l'érosion mécanique aux versants et aux profils d'altération s'accumulent dans les points bas du paysage. Ces dépôts constituent de vastes plaines marécageuses intramontagneuses. En profondeur, les sédiments subissent des modifications importantes qui font converger l'évolution des galets péridotitiques et des niveaux goethitiques vers un stade de smectites plus ou moins cristallisées. La cristallinité est meilleure dans les niveaux les plus profonds ; on peut parler d'une diagenèse au sens propre du mot : transformation après le dépôt.

Le bilan géochimique de ces transformations montre que ces bas-fonds marécageux constituent un milieu confiné en silice et, à un degré moindre, en magnésium. La silice piégée provient en quasi-totalité des profils d'altération environnants, par l'intermédiaire des nappes. Ces marécages n'interceptent cependant qu'une partie de la silice dissoute. La proportion du magnésium dissous qui est piégée par ces milieux confinés est nettement moindre. Les faibles quantités d'aluminium et de nickel qui parviennent jusque dans ces bas-fonds, y sont en revanche efficacement bloquées par les smectites. Des accumulations particulièrement importantes s'observent dans les dépôts organiques (tourbes).

Les milieux confinés constituent donc un nouveau type de piège pour les solutions nickélicifères. La faible mobilité du nickel implique

cependant une longue période de fonctionnement du filtre pour que la teneur justifie l'appellation de minerai. A l'heure actuelle ces gisements sont les moins intéressants de ceux que l'on rencontre en Nouvelle-Calédonie. Malgré l'importance des réserves, ils posent des problèmes d'exploitation, car ils sont profondément enfouis dans un milieu gorgé d'eau. Leur traitement est également délicat, car, aussi siliceux que les minerais "garniéritiques" ils sont beaucoup moins riches en nickel. Mais ces gisements sont encore très peu connus, et il est possible que des concentrations localement fortes existent dans les dépôts des basses plaines.

CONCLUSION DE LA IIème PARTIE.

Les filiations minéralogiques, que connaissent les divers constituants des roches ultrabasiques au cours de l'altération météorique, sont en général étroitement contrôlées par le modelé. Seul le spinelle chromifère, dont l'altération se limite d'ailleurs à une simple corrosion suivie de la précipitation du résidu insoluble chromo-alumino-ferrifère, a un comportement identique dans tous les profils. L'orthopyroxène connaît un devenir voisin sur les hauteurs, les versants ou les bas de pente, puisque dans tous ces milieux, il se transforme en talc, lequel se révèle ensuite très résistant vis-à-vis des actions météoriques. Cette transformation est cependant de plus en plus lente vers le bas de la toposéquence, du pyroxène subsistant intact dans des horizons de plus en plus proches de la surface.

L'évolution du maillage serpentineux et du périclot, qui représentent environ 80 % de la roche initiale, est beaucoup plus sensible à l'environnement morphologique du profil. Si le terme des transformations est toujours constitué par de la goethite, les voies empruntées sont diverses des hauteurs jusqu'aux piedmonts et glaciers. L'élimination de la silice et du magnésium, et la libération du fer, interviennent dans des conditions variables, spécifiques de chaque milieu. L'altération de l'antigorite commence plus tard que celle des autres silicates primaires, surtout dans les profils de plateau. Dans ces derniers, l'altération de l'antigorite est proche d'une dissolution congruente, et ne laisse, outre le résidu ferrugineux, qu'un très faible résidu siliceux. En bas de pente, l'altération de l'antigorite est plus précoce, et fait apparaître un stade transitoire de nontronite, peu important. L'altération du périclot est toujours caractérisée par la lixiviation presque totale du magnésium libéré. Le résidu silico-ferrugineux de cette altération est amorphe sur les plateaux ; il se désilicifie ensuite progressivement pendant que la goethite commence à cristalliser. Sur les versants, le schéma est assez voisin, mais à côté du stade amorphe, apparaît une petite proportion de nontronite. En bas de pente, la nontronite se développe directement aux dépens des noyaux d'olivine. L'étape smectitique se substitue ainsi à l'étape des composés non cristallisés, cependant que l'excédent de fer

libéré s'individualise plus tôt en goethite. GASTUCHE et DE KIMPE (1962) avaient déjà noté ces deux types d'évolution de l'olivine suivant les conditions de drainage.

Les produits solubles sont évacués dès la base de tous les profils, en solution dans les nappes, sans être pratiquement interceptés jusqu'au bas de la toposéquence. Les produits résiduels, parmi lesquels le fer domine très largement, se retrouvent ainsi seuls en surface. L'érosion mécanique attaque ces niveaux superficiels, les démantèle, et ces matériaux essentiellement goethitiques sont transportés, par colluvionnement et alluvionnement, vers les points les plus bas du paysage péridotitique. Ils s'y accumulent, sous forme de bassins alluviaux fluviolacustres intramontagneux. Les séparations géochimiques opérées par l'altération sont alors remises en cause, puisque les éléments les plus résiduels se retrouvent en présence des plus mobiles dissous dans la nappe qui baigne les alluvions. Les conditions sont différentes de celles qui ont dicté la séparation, plus en amont, et une recombinaison partielle intervient sous la forme d'une nontronite plus ou moins magnésienne.

Le modelé conditionne donc la distribution spatiale des trois éléments principaux des péridotites : Si, Mg, Fe. Le magnésium est rapidement évacué de presque tous les profils d'altération, et même les bas-fonds marécageux ne retiennent qu'une petite proportion de la masse totale du magnésium qui y transite. Les cycles supergènes de la silice et du fer, radicalement divergents sur les plateaux, révèlent une convergence de plus en plus grande vers le bas de la toposéquence, la silice étant de moins en moins mobile (et le fer de plus en plus combiné) au fur et à mesure que les conditions de drainage se détériorent.

La distribution de ces trois éléments joue un rôle plus ou moins important sur le comportement des autres. Ce rôle est réduit ou nul pour le chrome et le manganèse qui demeurent isolés (à l'exception du chrome intégré à la goethite, après la destruction des chromites). L'aluminium et le nickel montrent dans tout le paysage une mobilité ménagée. Alors qu'en haut de la toposéquence le premier se révèle plutôt satellite du fer et le second de la silice, aluminium et nickel sont de plus en plus étroitement

associés vers les points bas, au fur et à mesure du rapprochement de leurs éléments pilotes. Dans les nontronites l'aluminium est concentré par rapport au fer.

De tous les éléments, le nickel se montre le plus versatile. Il connaît de multiples minéraux hôtes, mais il n'intervient pratiquement jamais dans la structure de ces édifices. En haut de la toposéquence, et au début de l'altération, l'antigorite hypogène représente le milieu le plus protecteur vis-à-vis de la solubilisation. Lorsque le front d'altération descend, une partie du nickel libéré par l'altération du maillage serpentineux, accompagne ce front en venant enrichir de plus en plus l'assemblage des lamelles d'antigorite sous-jacentes (accumulation relative ramassée). Le reste échappe à ce piège et s'associe à la goethite qui cristallise ou à l'asbolane qui concrétionne à ce moment-là. Ce nickel est ensuite protégé de l'altération par la stabilité de ses minéraux hôtes (accumulation relative). Un lessivage oblique complique ce schéma, et appauvrit certaines concentrations du premier type au profit d'autres concentrations analogues, situées dans les points bas des plateaux (accumulation absolue après migration latérale). C'est alors l'activité tectonique qui, par le biais du modelé, crée les conditions favorables à ces remobilisations. Sur le reste de la toposéquence, le rôle des migrations latérales est moins grand. Le nickel libéré par l'altération (versants et surtout glacis) se distribue, comme dans les zones hautes entre la base silicatée et le haut ferrugineux des profils. Le nickel importé de l'amont représente une part importante du nickel total sur les versants, en aval immédiat des plateaux, mais une part faible dans les piedmonts et glacis. Dans les bas-fonds confinés, une bonne part du nickel présent provient de la destruction mécanique des différentes concentrations amont ; un apport faible, mais continu, de nickel dissous est d'autre part décelable, cet élément étant alors piégé par les nontronites. La mobilité du nickel doit, dans ce dernier cas, être largement conditionnée par la formation de complexes organiques, les milieux les plus enrichis étant les niveaux de tourbes.

La multiplicité des pièges à nickel fait que cet élément voit sa progression sans cesse interrompue. La destruction de ses pièges successifs (altération ou démantèlement par l'érosion), le réintroduit dans le cycle supergène général des péridotites, et il parcourt une nouvelle étape.

Mais tout au long de la toposéquence, le nickel a un comportement d'élément mineur : quelle que soit sa concentration, à de rares exceptions près, il subit les conditions imposées par la silice ou le fer, mais ne les dicte jamais.

Ces observations amènent à proposer l'explication suivante de l'exceptionnelle richesse minière de la Nouvelle-Calédonie. L'immensité du recouvrement péridotitique est bien entendu le point de départ de l'histoire de cette minéralisation. De petits massifs ultrabasiques isolés ne pourraient jamais représenter que de faibles réserves, et une part du nickel aurait alors tendance à s'évader de ce milieu de concentration pour se diluer dans un environnement stérile. Le rôle du climat est également évident. Un climat franchement tropical à équatorial provoque l'élimination trop brutale de la silice, et les gisements ne peuvent se constituer que par accumulation relative, ils sont alors à teneur peu élevée. Un climat tempéré peu agressif ne libère pas assez de nickel pour que de véritables gisements se constituent. En revanche, le climat subtropical de la Nouvelle-Calédonie libère de grandes quantités de nickel, et laisse subsister à la base des profils une tranche silicatée en sursis, qui permet l'accumulation relative ramassée. Un climat nuancé succédant à un climat tropical à équatorial pourrait jouer un rôle équivalent. Enfin, l'activité tectonique qui remodèle le paysage, parfait le schéma. En effet, l'action conjuguée de l'altération et de l'érosion mécanique tend à aplanir le modelé. En l'absence de soulèvement tectonique, le paysage ressemblerait finalement à celui que l'on observe à l'extrémité sud de la Nouvelle-Calédonie, où justement l'intensité du soulèvement est beaucoup plus faible que dans les autres régions du territoire : le paysage de cette région sud comprend des glacis et de grands bassins karstiques à fond plat. Le nickel est concentré à la base des profils d'altération des glacis et dans les remplissages des bassins, mais les teneurs restent modérées. Il semble que dans de nombreuses régions tropicales, l'activité tectonique récente trop réduite n'ait pas permis l'entaille secondaire des paysages péridotitiques. Le modelé est aplani et les gisements ressemblent au mieux aux concentrations néocalédoniennes de glacis. Lorsque l'activité tectonique est très intense, le paysage est disséqué et ne comporte plus que des versants. Même si une première concentration de nickel

avait pu s'élaborer au cours d'une phase d'aplanissement antérieure, toutes les traces de cette accumulation sont effacées, et les formations de versant n'ont pas d'intérêt minier. Ce cas s'observe en Nouvelle-Guinée. Une activité tectonique modérée, comme celle qui soulève la Nouvelle-Calédonie depuis le Miocène, est au contraire favorable à l'élaboration d'importantes accumulations de nickel. Dans ce territoire, ce métal avait été accumulé à la base de la surface mio-pliocène ("pénéplaine" de DAVIS, 1925), dans des formations de glacis et de bas-fond. Le soulèvement a incisé cette "pénéplaine" en transformant les bas-fonds en glacis, puis les glacis en plateaux. Le nickel, pré-concentré dans le paysage aplani antérieur, a subi des remobilisations secondaires. Les zones les plus hautes du paysage ont été appauvries : plateaux faillés et relativement plus soulevés que les autres, sommets de plateaux bombés... Après migration oblique, le nickel s'est accumulé dans tous les points où venaient se concentrer les circulations souterraines : failles, rebords de plateaux, compartiments faillés relativement moins soulevés... Ceci montre que les péridotites associées à un arc orogénique seront à priori dans des conditions plus favorables que les péridotites de socle, pour que s'élaborent des gisements nickélifères. A moins que l'érosion différentielle ou les variations climatiques ne créent par convergence des conditions analogues à celles qui aboutissent aux gisements spectaculaires de Nouvelle-Calédonie.

IIIème PARTIE

LA PHASE SOLUBLE

L'étude de la phase résiduelle a montré que les roches ultrabasiqes de Nouvelle-Calédonie perdaient de la silice et de la magnésie au cours des étapes de l'altération. Ces pertes varient beaucoup d'un horizon à un autre : évacuées en quasi-totalité des niveaux moyens et supérieurs (saproлите fine, cuirasse), la magnésie et surtout la silice sont partiellement conservées dans la saprolite grossière. Les taux d'exportation de ces deux oxydes varient également d'un milieu d'altération à un autre : plateau-versant-glacis-basse plaine marécageuse.

Tout ceci précise en chaque point la proportion de roche initiale qui a été dissoute, mais ne nous dit rien sur la vitesse des phénomènes. D'autre part, nous pouvons légitimement supposer que la saprolite grossière, horizon silicaté présent dans les profils de versants et à la base des profils de pente faible, est en voie d'altération actuelle ; mais l'étude de la phase résiduelle ne permet pas de savoir si les horizons moyens et superficiels des profils de plateau et glacis doivent leur caractère ferrallitique à une action prolongée du climat actuel, ou à des paléo-climats plus nettement tropicaux. Il est donc nécessaire, par intervention du facteur temps, d'éclairer la dynamique d'altération. L'étude de la phase soluble issue de ces altérations et présente dans les eaux des nappes et des rivières peut le permettre.

Trois méthodes sont utilisables pour cette étude. La première est le raisonnement thermodynamique. On applique la loi d'action de masse aux équilibres minéraux - solutions de façon à déterminer la concentration des solutions pour les différents équilibres définis par l'étude minéralogique et géochimique de la phase résiduelle de l'altération. Pour une transformation donnée, la différence entre la composition d'une eau souterraine et la composition qu'aurait la solution à l'équilibre indique le

sens de la transformation : minéral - solution (hydrolyse) ou solution - minéral (précipitation) (HELGESON et al., 1969 ; BARNES et O'NEIL, 1969 ; TARDY, 1969). La composition de la phase soluble permet donc de connaître les transformations qui interviennent à l'heure actuelle dans les profils d'altération. La seconde méthode consiste à évaluer les mobilités relatives des éléments au cours de l'altération, par la comparaison des analyses des eaux et des roches drainées (VOTINCEV et al., 1965 ; PEREL'MAN, 1965 ; TARDY, 1966 et 1969). Appliquée d'abord aux altérations expérimentales (PEDRO, 1964), cette méthode a été ensuite utilisée dans le milieu naturel. Elle permet de prévoir la nature des produits de néogenèse et de transformation, donc le type d'altération actuelle (PEDRO, 1966, 1968, TARDY, 1969, 1971). En utilisant ces deux premières méthodes de calcul on peut ainsi espérer apporter une réponse à la question du caractère actuel ou paléoclimatique des profils ferrallitiques. La troisième méthode fait appel aux paramètres hydrologiques (précipitations atmosphériques, coefficients d'écoulement, débits des rivières) de façon à approcher la notion de vitesse réelle de lixiviation de chaque élément. On peut alors évaluer la vitesse de l'érosion chimique (tonnages exportés en solution) et la vitesse de descente du front d'altération dans chaque profil. Ces données complètent les conclusions qui avaient été tirées de l'étude géomorphologique des paysages, et permettent d'esquisser le schéma de l'évolution géodynamique des péridotites en surface.

Les caractéristiques chimiques des eaux des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie sont données dans le chapitre VIII. Chacune des trois méthodes est ensuite appliquée. Les précisions qu'elles apportent à la connaissance de l'évolution supergène des péridotites sont dégagées en conclusion.

CHAPITRE VIII

Composition des eaux dans les massifs ultrabasiques

I. LOCALISATION DE L'ECHANTILLONNAGE.

Les prélèvements d'eaux ont été effectués d'abord dans le bassin-versant péridotitique de la Dumbéa (figure 2), choisi en raison de sa proximité de Nouméa et de son équipement hydrologique : limnigraphe à l'exutoire de chacun des trois affluents, pluviographes et pluviomètres totalisateurs. L'échantillonnage, mensuel puis hebdomadaire, a été poursuivi quatre ans à chacun des exutoires, et deux ans sur un profil en long de la branche orientale.

Après deux ans d'observation de ce bassin (1966 - 1968), les premières conclusions ayant été tirées (TRESCASES, 1969b), le domaine d'étude a été élargi : d'une part à des bassins-versants d'un modèle différent (Plaine des Lacs, dans le Sud, et Yaté sur la Côte Est) pour comparer les bilans généraux de l'altération dans tout le massif du Sud ; d'autre part à des eaux souterraines (sources, nappes) des différents milieux de la toposéquence, afin de déceler la dynamique actuelle de l'altération à chacune de ces stations.

La figure 48 précise la localisation et la nature des principaux points échantillonnés dans le massif du Sud.

II. LES APPORTS EXTRA-PERIDOTITIQUES : COMPOSITION DES EAUX DE PLUIE.

L'analyse de diverses précipitations a fourni les valeurs suivantes (eaux prélevées à découvert) :

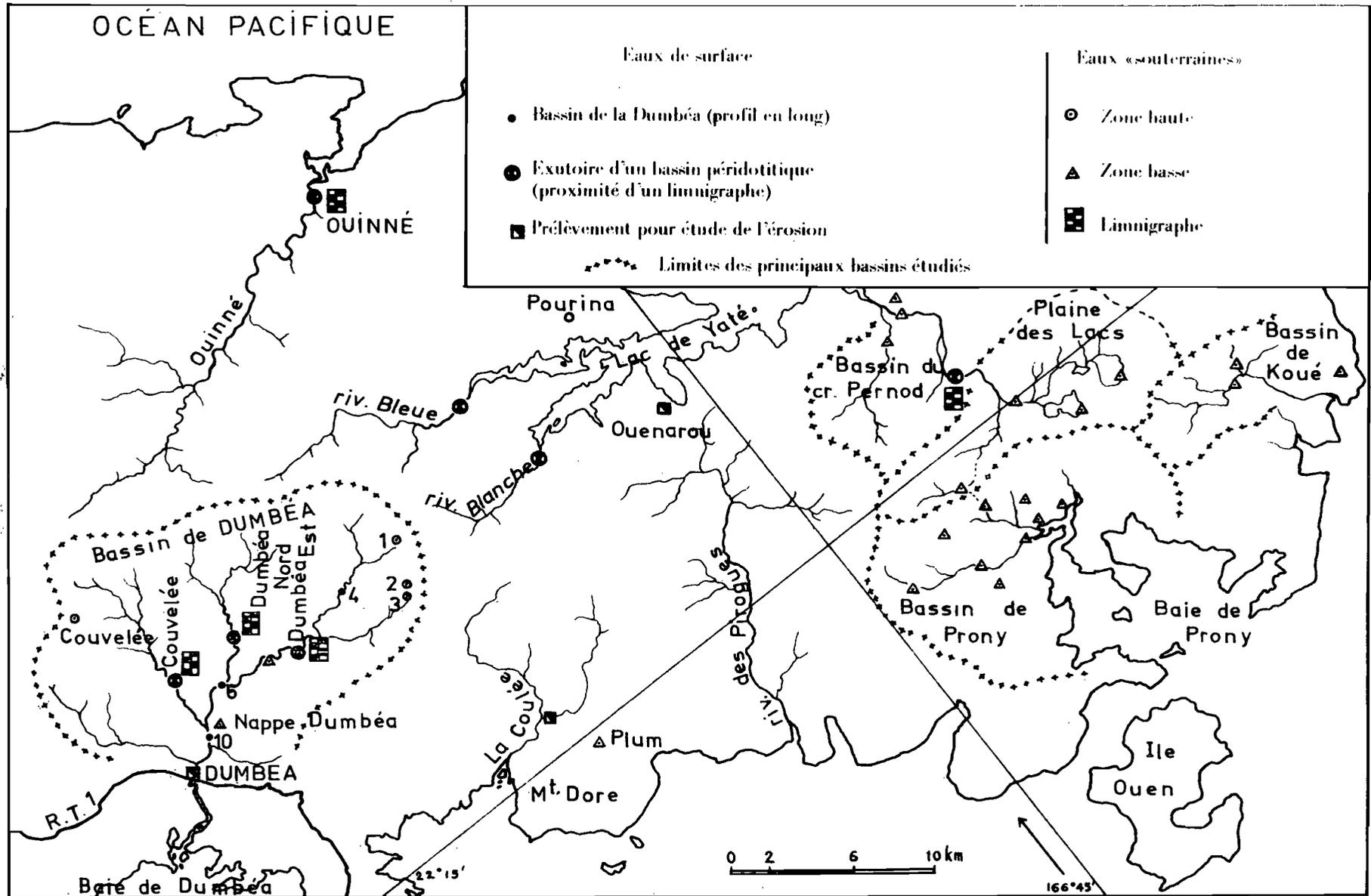


Figure 48 : Localisation des prélèvements d'eaux dans le massif du Sud

SiO ₂	0 à 0,6 mg/l	Mg ⁺⁺	0 à 1 mg/l
CO ₂ dissous	0 à 8 mg/l	Ca ⁺⁺	0 à 0,5 mg/l
Cl ⁻	3,4 à 4,3 mg/l	Na ⁺⁺	0,1 à 0,2 mg/l
SO ₄ ⁻⁻	0 à traces	K ⁺	0,1 à 0,2 mg/l
$\rho \approx 56\ 000\ \Omega \cdot \text{cm}$		pH	5,4 à 6,0

Si les paramètres physico-chimiques, ρ et pH, de ces pluies sont voisins de ceux qu'ont observé MATHIEU et MONNET (1971) en Côte d'Ivoire, les teneurs en SO₄⁻⁻ et K⁺ sont nettement inférieures en Nouvelle-Calédonie. Les ions chlorure et sodium sont en revanche deux à trois fois plus concentrés ici que dans les stations ivoiriennes situées près de la côte. Finalement, l'eau de pluie apporte essentiellement du chlorure de sodium et un peu de gaz carbonique.

III. COMPOSITION DES EAUX D'UN BASSIN-TYPE : LA DUMBÉA.

Comme la plupart des eaux qui drainent des péridotites, (BARNES et O'NEIL, 1969 ; BOND, 1946 ; BUGELSKIJ, 1965 a et b ; DAVIS, 1961 ; HOSTETLER, 1964 ; STARMÜHLNER, 1968 ; WENINGER, 1968), les eaux de la Dumbéa sont bicarbonatées magnésiennes. Le tableau XXXII rassemble les moyennes mensuelles interannuelles (calculées sur la période 1966-1970) des valeurs mesurées à l'exutoire de la Dumbéa Est. Les teneurs mensuelles, pondérées par le débit moyen mensuel interannuel (MONIOD et MLATAC, 1968 et PIEYNS, communication écrite), permettent d'évaluer la composition moyenne interannuelle des eaux issues du massif péridotitique. Ce calcul a été effectué sur les trois branches de la Dumbéa. L'ensemble des résultats est regroupé dans le tableau XXXII qui sera commenté ici.

A. LES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES. LES ANIONS.

Le pH s'écarte peu de sa valeur moyenne (7,8). La résistivité est toujours élevée (6500 à 9300 $\Omega \cdot \text{cm}$ selon les bassins). Elle est un peu plus grande en saison humide qu'en saison sèche.

TABLEAU XXXII
Composition moyenne des eaux de la Dumbéa
(aux limniographes)

	branche est de la Dumbéa (moyennes mensuelles interannuelles)												Dumbéa Est	Dumbéa Nord	Couvelée
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	(moyenne)	(moyenne)	(moyenne)
pH	8,0	7,8	7,6	7,5	7,7	7,5	7,5	7,6	7,5	7,4	7,5	7,8	7,8	7,8	7,9
ρ Ω -cm	9660	8600	10400	8800	9000	9650	9470	9300	8950	8500	9000	8900	9300	8550	6500
HCO_3^- (mg/l)	68,0	60,9	60,9	63,4	64,4	64,6	70,1	65,3	67,1	73,8	62,1	68,9	64,4	76,0	104,2
Cl^-	8,4	8,6	6,0	7,0	5,6	5,4	5,7	6,4	6,2	5,7	6,0	7,7	6,8	5,7	7,6
SO_4^{--}	2,1	3,3	4,4	6,3	2,7	9	-	-	-	-	-	-	4,6	2,7	3,9
CaO	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	0,6	0,9
Na_2O	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	3,8	4,0
K_2O	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
MgO	20,0	20,4	19,0	20,5	20,7	20,5	19,7	20,4	19,7	20,4	20,2	21,2	20,2	22,3	32,7
SiO_2	15,4	14,7	14,5	14,5	14,4	14,2	12,1	11,5	13,4	11,6	10,8	15,4	14,0	14,6	19,7
effectif	7	6	6	11	11	5	7	6	6	9	7	6	87	55	104
débit moyen (m^3/s)	3,15	7,32	5,83	7,29	3,16	3,14	2,51	2,20	1,89	0,98	1,88	1,77	3,42	1,58	1,28
climat	Saison chaude et humide			Saison relative- ment sèche			Saison fraîche relativement humide			Saison sèche			-	-	-

Moyennes calculées sur quatre années d'observation pour la Dumbéa Est et la Couvelée, et trois ans pour la Dumbéa Nord
Moyennes pondérées calculées en fonction des débits mensuels moyens (MONIOD et MLATAC, 1968 et PIEYNS, communication écrite)

L'ion sulfate est présent en faibles quantités (2 à 9 mg/l). Le dosage de cet anion n'est intervenu que tardivement, aussi ne peut-on encore interpréter valablement les variations de teneurs. On note cependant que les eaux de la branche orientale de la Dumbéa sont un peu plus riches en ions sulfates que celles des deux autres affluents. La roche renferme du soufre sous forme de sulfures, inclus dans les pyroxènes, et des concentrations de sulfures de cuivre sont connues à la Montagne des Sources, dans le haut bassin de la Dumbéa Est (GUILLON et SAOS, 1971 et 1972)*. L'eau de pluie est en revanche presque dépourvue d'ions sulfates. L'ion sulfate présent dans les rivières doit donc provenir essentiellement de l'oxydation, en sulfates solubles, des sulfures de la roche.

Lorsque le pH est compris entre 6,5 et 8,3, ce qui est le cas de la totalité des eaux analysées, le gaz carbonique présent est dissous sous forme d'ion bicarbonate (WEBER et STUMM, 1963 ; ZAVODNOV, 1964 ; STUMM et MORGAN, 1970). La teneur des ions bicarbonates dans les eaux de la Dumbéa est importante (65 à 100 mg/l). En un point donné elle varie assez peu au cours de l'année, et montre une corrélation négative avec la résistivité. En revanche, le montant des ions bicarbonates est beaucoup plus important en aval qu'à la source (TRESCASES, 1969b). Les quantités de gaz carbonique apportées par l'eau de pluie sont très faibles en regard de la teneur moyenne des rivières. L'origine du gaz carbonique est surtout organique : c'est la décomposition du matériel végétal dans les sols qui alimente les eaux en gaz carbonique. De ce fait, le montant dissous est d'autant plus grand que le bassin-versant drainé est plus grand.

Le troisième anion dosé est l'ion chlorure. Les teneurs en Cl^- sont comprises entre 6 et 8 mg/l. Contrairement au HCO_3^- le Cl^- est à peu près constant sur un profil en long de la Dumbéa. Les teneurs en ion chlorure diminuent en saison fraîche, quand les alizés soufflent le moins. Comme le carbone, le chlore n'est pas fourni par la roche. L'ion chlorure (et il en est de même du sodium) est d'origine maritime ; il est apporté par les alizés, par l'intermédiaire de l'eau de pluie.

* (GUILLON, 1973 ; GUILLON et LAWRENCE, 1973).

B. LES CATIONS ET LA SILICE.

1) Variations dans le temps.

Les valeurs moyennes portées dans le tableau XXXII diffèrent légèrement de celles qui ont été publiées antérieurement (TRES-CASES, 1969b), en raison de la plus longue période d'observation. Les variations saisonnières ne sont pas sensibles pour le sodium (4 mg/l), le potassium (0,2 mg/l) et le calcium (1 mg/l). Les valeurs trouvées pour ces deux derniers éléments sont d'ailleurs proches de leur limite de détection.

En définitive, les deux éléments dont la géochimie est la plus intéressante dans les eaux de la Dumbéa sont le silicium et le magnésium, par ailleurs constituants essentiels des roches du bassin-versant. Pour comparer plus commodément ces deux éléments entre eux, dans les roches et les eaux, ils ont été exprimés en oxyde ; alors que le magnésium est bien entendu présent dans l'eau sous forme ionique Mg^{++} , et le silicium sous forme moléculaire $Si(OH)_4$.

a) Le magnésium.

Les teneurs en magnésie sont toujours élevées (20 à 30 mg/l). Elles sont en corrélation négative avec la résistivité et positive avec HCO_3^- , et présentent des minima peu marqués aux saisons humides et des maxima peu nets aux périodes plus sèches. Il semble donc que la quantité de magnésium dissoute soit toujours à peu près la même, quelle que soit la saison ; les solutions seraient seulement un peu diluées par l'eau de pluie en saison humide et concentrées par l'évaporation en saison sèche. L'étude des profils avait d'ailleurs montré que les pertes en magnésium étaient toujours élevées et ne semblaient pas dépendre de la qualité du drainage. Le magnésium serait toujours parfaitement soluble.

b) La silice.

Le comportement de la silice est très différent ; les teneurs sont élevées (14 à 20 mg/l selon le bassin), ce qui se compare aux chiffres donnés pour la zone chaude : 18 mg/l dans l'Amazone (CORBEL, 1957), 16 mg/l en Côte d'Ivoire (ROUGERIE, 1960), 15 mg/l à Madagascar (HERVIEU, 1968). L'amplitude des variations est grande, des minima très bas étant

observés en saison sèche. L'extremum de sécheresse n'intervient pas chaque année exactement à la même période, aussi les moyennes inter-annuelles (tableau XXXII) montrent-elles des variations plus amorties que les moyennes mensuelles évaluées chaque année (TRESCASES, 1969b). L'évacuation de la silice, plus importante en période pluvieuse, paraît donc proportionnelle au drainage. En Côte d'Ivoire, LENOIR (1971) observe également une légère baisse de la teneur en silice du Bandama au cours de la saison sèche. ROUGERIE (1960 et 1961) a toutefois décrit un phénomène exactement inverse.

c) Comparaison avec les résultats expérimentaux.

Ces comportements relatifs de la silice et du magnésium ont été étudiés par essais d'altération expérimentale. Mais les résultats, très divers, ne sont pas toujours transposables au modèle naturel. BITTAR (1966) et PEDRO et BITTAR (1966 a et b), après essais en extracteur Soxhlet sur des serpentinites, concluent au rôle important du drainage dans l'exportation de la silice ; du fait des conditions expérimentales choisies ils obtiennent presque toujours une lixiviation préférentielle de la silice. BIBENT (1971 et 1972) lessive une serpentinite avec de l'eau pure mise en mouvement par pompage : dans ces conditions la mobilité de la silice et du magnésium est faible, le magnésium étant très légèrement mieux évacué. PERRUCHOT (1971 a et b), après essais en soxhlet, note une dissolution congruente de l'antigorite, et une lixiviation préférentielle du magnésium dans l'altération de l'olivine. PEDRO et DELMAS (1971) et DELMAS (1972) utilisent de l'eau entraînée par pompage, et observent trois types de dissolution de l'olivine selon l'intensité du drainage :

- évacuation préférentielle du magnésium pour les drainages lents, surtout à basse température ;
- dissolution stoechiométrique, intervenant pour une gamme étroite d'intensité de drainage lorsque la température est inférieure à 40°C, et une gamme très large pour les températures plus élevées ;
- enfin lixiviation préférentielle de la silice pour les drainages intenses.

WILDMAN et al. (1968) mettent des serpentinites broyées en suspension dans l'eau, et notent une dissolution plus rapide du magnésium, surtout en présence de gaz carbonique. Une conclusion se dégage de l'ensemble de ces essais : l'évacuation de la silice augmente avec l'intensité du drainage, particulièrement dans l'altération de l'olivine.

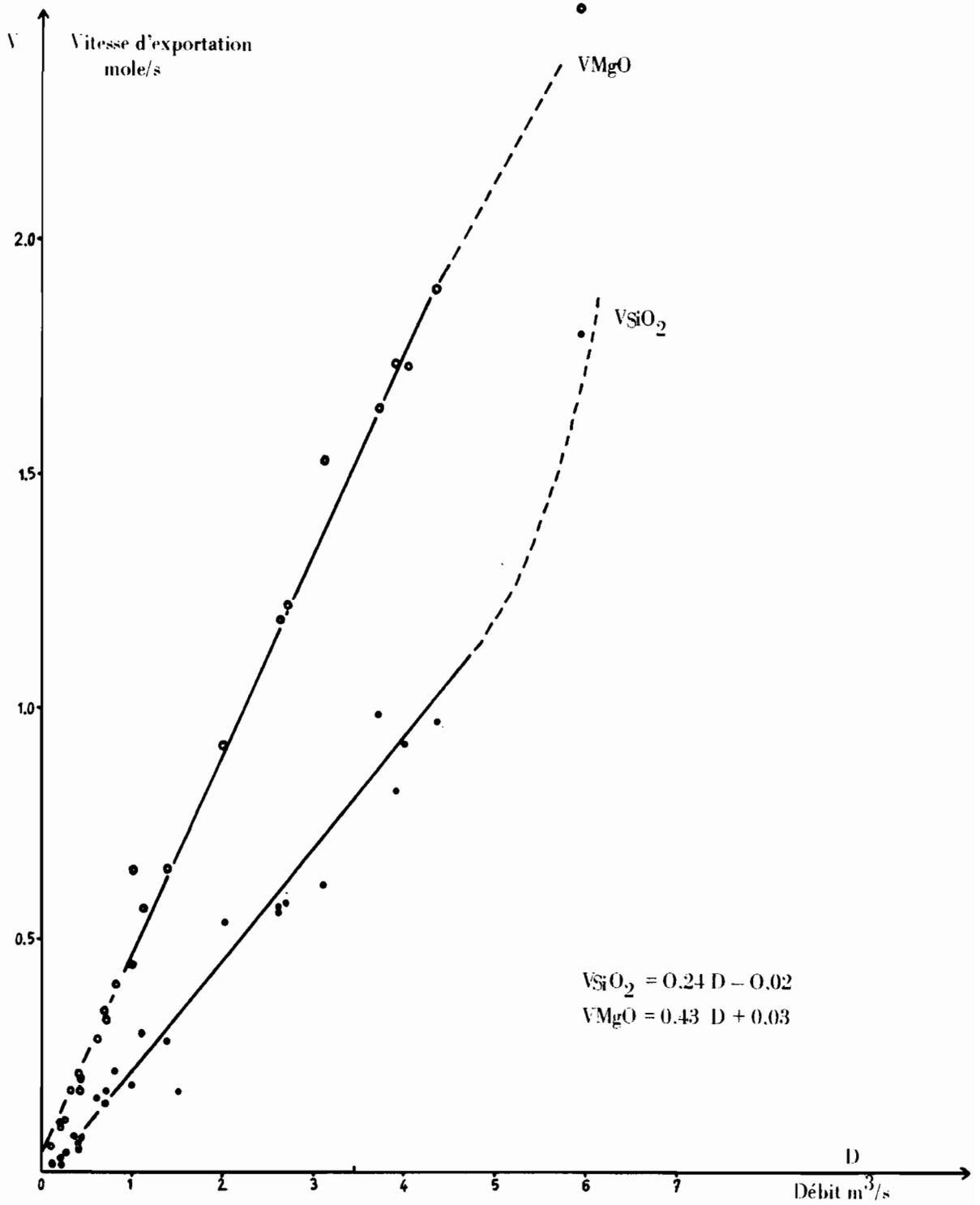


Figure 49 : Vitesses d'exportation de silice et magnésie dans le bassin de la Dumbéa Est. (repris de TRESCASES, 1969b)

d) Mesure de la vitesse d'exportation.

L'étude de la phase résiduelle de l'altération (IIème partie) a montré qu'à la base des profils, l'évacuation du magnésium était préférentielle. Dans tout le reste des profils silice et magnésie sont éliminés en quasi-totalité. Mais le problème du caractère actuel ou fossile de cette altération ferrallitique restait posé. Les analyses des eaux évacuées d'un bassin péridotitique permettent de calculer la vitesse d'exportation V_e d'un élément (en molécules/ seconde) en fonction du débit D (m^3/s) : $V_e = \frac{t \cdot D}{M}$

t teneur de l'élément dans l'eau en mg/l

M masse moléculaire de l'élément (ou de l'oxyde).

Les vitesses d'exportation de la silice et de la magnésie hors du bassin de la Dumbéa Est sont reportées sur la figure 49 en fonction des débits mensuels moyens. Tant que le débit reste inférieur à $4,5 m^3/s$ les relations $V_e = f(D)$ peuvent être considérées comme linéaires. Le calcul des droites de régression de V_e en D donne :

$$V_{SiO_2} = 0,24 D - 0,02$$

$$V_{MgO} = 0,43 D + 0,03$$

Le rapport moléculaire SiO_2/MgO varie d'environ 0,5 dans l'olivine, à 0,6 dans la harzburgite moyenne. Pour comparer les exportations, il convient de multiplier par ce rapport la vitesse du magnésium, de façon à obtenir une vitesse relative. La silice sert de référence ; lorsque deux vitesses relatives d'évacuation sont égales, cela signifie que les deux éléments envisagés sont entraînés dans un rapport identique à celui qu'ils présentent dans la roche. La pente de la droite figurant l'évacuation du magnésium est alors comprise entre 0,215 et 0,26 c'est-à-dire très proche de celle de la silice. A l'échelle de tout le bassin, tant que le débit reste inférieur à $4,5 m^3/s$, silice et magnésie sont donc exportées dans des proportions voisines, et l'on ne peut rien déduire du type d'altération en chaque point de la toposéquence. On observe cependant que les très gros débits affectent beaucoup plus l'exportation de la silice que celle du magnésium. Ce fait suggère que le type d'altération habituel se traduit par l'évacuation de la totalité du magnésium libéré, alors qu'un stock de silice relativement solubilisable se constitue ; lorsque le drainage augmente beaucoup c'est ce stock qui alimenterait l'accroissement des teneurs en silice dans les eaux de rivières.

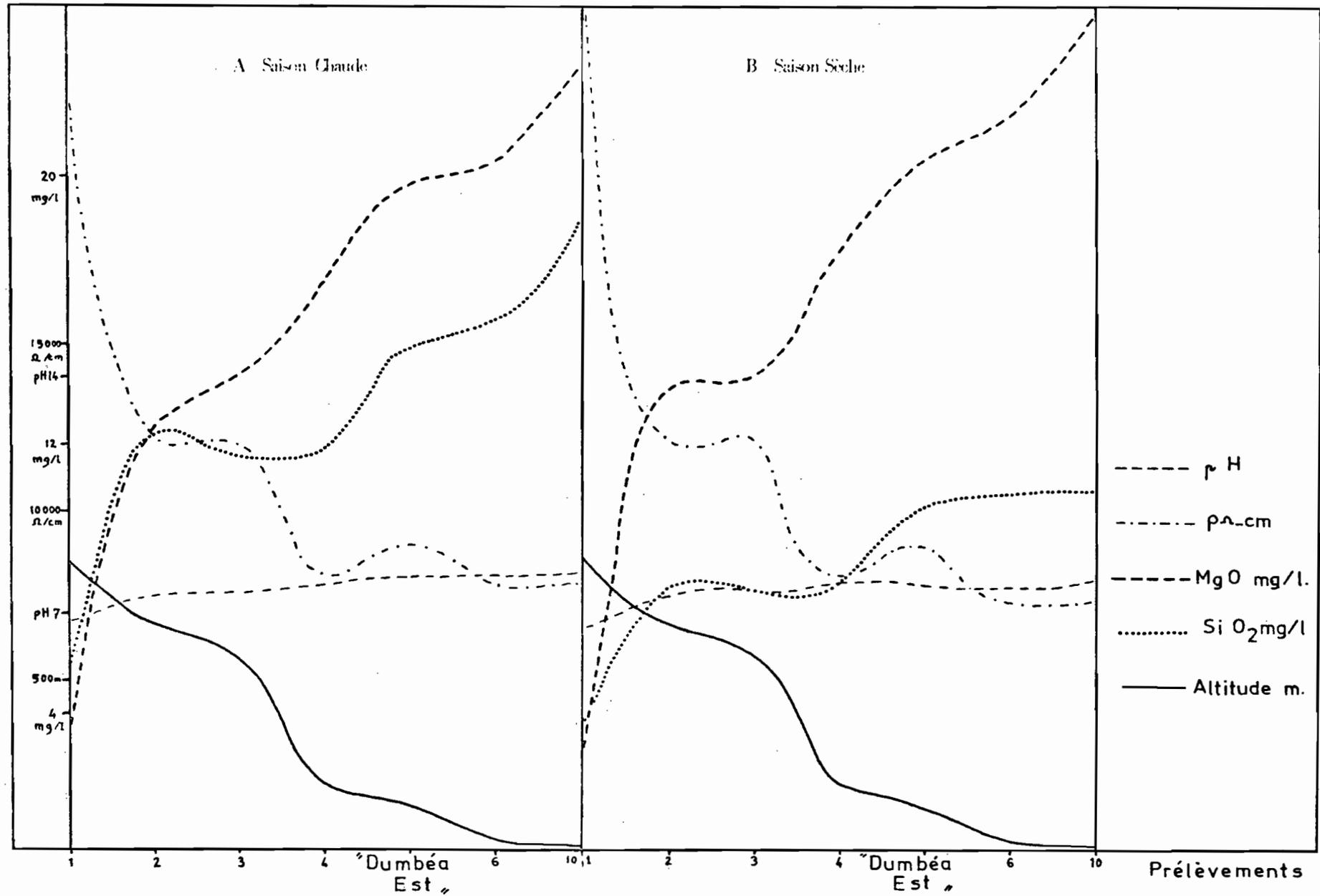


Figure: 50

Evolution géochimique des eaux sur un profil long de la Dumbéa (repris de TRESQUES, 1969b)

2) Variations dans l'espace.

Pour tenter de mieux cerner la contribution de chaque milieu à l'acquisition de la composition de l'eau de rivière, des analyses mensuelles ont été effectuées sur un profil en long de la Dumbéa Est, de 1966 à 1968. Les résultats notés en saison chaude et en saison sèche (TRESCASES, 1969b), sont reportés sur la figure 50. On voit que les variations du pH sont faibles et que la résistivité montre encore une corrélation négative avec le magnésium. Les teneurs en magnésium augmentent très régulièrement des sources à l'exutoire. Les teneurs en silice augmentent aussi vers l'aval, mais cet accroissement est nettement plus faible que celui du magnésium, et semble contrôlé par la topographie. Cette différence de comportement indique que l'évaporation seule ne peut expliquer l'augmentation des teneurs vers l'aval.

Ces données ne sont qu'imparfaitement utilisables pour évaluer l'intensité de l'altération en chaque point. L'eau prélevée dans la rivière provient en partie des eaux souterraines voisines ; celles-ci traduisent bien les nuances de l'altération dans l'environnement du prélèvement. Mais cette eau ruisselle aussi en partie directement de l'amont, son rapide parcours aérien ne lui ayant alors pas permis de se modifier. Le mélange correspond donc à un cumul progressif des effets, vers l'aval, et les variations éventuelles sont moins marquées que dans une eau souterraine.

IV. EXTENSION REGIONALE DES PRELEVEMENTS : ETUDES DES EAUX SOUTERRAINES.

Les premiers enseignements apportés par l'étude du bassin de la Dumbéa ont été utilisés pour analyser des sources et des nappes disposées le long de la toposéquence théorique mise en évidence par l'étude du modelé et des profils d'altération.

A. ZONES HAUTES (PLATEAUX ET HAUTS VERSANTS).

Les résultats sont portés dans le tableau XXXIII. Les nappes de cuirasses, ou situées juste sous les cuirasses, sont en fait très proches des eaux de pluies. Se trouvant dans un milieu d'où la presque totalité des éléments solubles est déjà partie, ces eaux ne peuvent

TABLEAU XXXIII
Composition chimique des eaux souterraines
dans les zones hautes

			pH	ρ	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{--}	CaO	Na_2O	K_2O	MgO	SiO_2	n
Nappes de cuirasses	Kouaoua	PSS	5,5	51500	36,6	4,3	-	0,6	3,3	0,3	0	0	2
	Pourina	SF	7,5	28700	18,0	7,8	1,0	0	5,8	0,2	0,7	0,15	1
	Tiébaghi	SS	6,9	22750	8,5	8,5	1,5	0,5	5,9	0,1	1,9	3,6	1
Nappes de bas de profil de plateau *	Ile des Ems	SC	7,0	1100	32,0	18,5	-	0,3	12,4	0,4	12,0	12,6	2
	Kouaoua	PSS	7,3	11800	41,5	7,1	-	0,5	2,9	0,2	19,1	4	1
	Dumbéa Est Source n°2	SC	7,5	12000	50,0	6,0	-	1,5	4,0	0,1	12,4	12,3	14
		PSS	7,5	12000	50,0	6,0	-	1,7	4,0	0,1	12,9	10,6	14
		SF	7,5	12000	50,0	6,0	-	1,5	4,0	0,1	12,8	11,3	14
		SS	7,5	12000	50,0	6,0	-	2,1	4,0	0,1	13,6	7,7	14
Sources de haut de versant	Couvelée	SC	7,6	9960	67,3	6,7	3,9	0,3	3,6	0,5	19,8	19,8	16
		PSS	7,8	10700	53,7	5,9	3,3	0,3	3,6	0,3	17,7	17,7	11
		SF	7,8	10100	53,9	6,7	6,8	0,3	3,5	0,3	16,9	16,9	5
		SS	7,5	9950	56,0	6,2	7,9	0,3	3,6	0,3	17,1	17,1	21
	Ile des Pins**	SS	8,3	-	156,1	27,0	-	0,4	19,8	0,5	59,9	43,4	2
	Kouaoua	PSS	7,1	14500	34,2	7,8	-	0,3	5,6	0,5	12,8	14,6	1
	Tiébaghi	SS	7,9	5300	449	12,6	-	5,3	10,5	1,4	158,4	11,8	1

* et sources de rebord de plateau
 ** ruisseau
 SC Saison chaude et humide : décembre-mars
 PSS Petite saison sèche : avril-juin
 SF Saison fraîche : juillet-septembre
 SS Saison sèche : septembre-novembre/décembre

ρ : $\Omega \cdot \text{cm}$
 HCO_3^- à SiO_2 : mg/l
 n : nombre de prélèvements

que dissoudre le gaz carbonique du sous-sol et concentrer par évaporation les éléments apportés par les pluies, soit essentiellement le chlorure de sodium. Un peu de silice en solution semble être due à l'altération du quartz.

Les nappes baignant la base des profils de plateaux sont par contre plus minéralisées, et peuvent servir à caractériser le type d'altération actuel de ces formations. Les éléments retenus pour cette étude sont la silice et le magnésium. Leurs variations relatives seront examinées plus loin en détail.

Sur les hauts versants, seule la source située dans le bassin de la Couvelée (Dumbéa) a été échantillonnée toutes les semaines pendant plus d'une année. Les variations saisonnières ainsi mises en évidence sont assez analogues à celles qui ont été observées à l'exutoire des trois branches de la Dumbéa. La petite baisse des teneurs en CO_2 (et MgO) qui intervient en saison fraîche, dans l'eau de cette source haute (800 m d'altitude) pourrait être due à l'effet de l'altitude. En effet, la température, plus basse en montagne, ralentirait l'activité organique, et donc la production de gaz carbonique. L'intensité de l'altération pourrait en être affectée (BITTAR, 1966 ; PEDRO et BITTAR, 1966 ; PICKERING, 1962 ; WILDMAN et al., 1968). Quant à la saison sèche elle est moins marquée sur les hauteurs, que sur le littoral.

Les eaux prélevées à l'Ile-des-Pins et sur le massif de Tiébaghi, en fin de saison particulièrement sèche, sont fortement concentrées sur l'évaporation.

B. ZONES BASSES (PIEDMONTS, GLACIS ET BAS-FONDS CONFINES).

Les résultats figurent dans le tableau XXXIV. Toutes les eaux prélevées dans l'extrémité sud-est de l'île ont des teneurs élevées en chlorure de sodium. Cette région, directement exposée aux alizés, est plus sensible que les autres aux pollutions d'origine maritime. Les ions Cl^- et Na^+ ne montrent pas une corrélation aussi rigoureuse que sur la

TABLEAU XXXIV
Composition chimique des eaux souterraines
dans les zones basses

		Saison	pH	ρ	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^-	CaO	Na_2O	K_2O	MgO	SiO_2	n
Source de piedmont	barrage Dumbéa	SC	7,3	9750	72,0	8,5	-	1,1	5,2	0,2	17,6	15,0	2
	Plum	SF	7,7	8300	66,3	11,1	6,5	0,5	6,9	0,3	23,1	21,5	3
Sources et ruisseaux des glaciers cuirassés	Bassin du Creek Pernod	SC	6,9	16100	29,2	6,7	2,0	0,4	5,9	0,2	9,4	9,0	2
		PSS	7,5	14800	31,0	10,1	3,4	0,3	5,9	0,2	11,4	9,0	5
		SF	7,0	15400	29,2	8,5	2,4	0,3	6,1	0,2	11,2	8,8	2
		SS	7,5	13700	36,0	14,6	-	0,3	5,4	0,2	13,4	9,8	2
	Bassin de Koué	SC	7,5	12500	35,8	9,8	2,8	0,2	8,7	0,3	12,7	11,3	3
		PSS	7,5	12100	29,3	12,4	3,5	0,2	8,3	0,3	11,1	10,4	2
		SF	7,0	15100	22,5	12,8	3,0	0,2	7,0	0,2	9,1	6,8	2
		SS	7,6	10500	45,5	17,5	-	0,2	7,3	0,3	17,9	12,0	3
	Bassin de Prony	SC	7,6	12300	41,8	8,3	2,2	0,3	7,6	0,2	14,8	14,7	7
		PSS	7,6	11200	41,3	11,7	4,5	0,3	8,2	0,2	15,7	13,4	13
		SF	7,1	11100	42,7	11,2	2,9	0,2	7,9	0,2	15,9	12,6	8
		SS	7,6	12300	46,0	15,7	-	0,2	7,1	0,2	17,6	11,0	5
Nappes de bas-fond	Plaine des Lacs (en surface)	SC	7,3	17000	17,6	8,1	1,7	0,2	8,7	0,3	6,3	4,5	5
		PSS	7,3	17000	15,3	13,3	2,6	0,3	8,5	0,3	6,4	4,1	9
		SF	6,8	19300	13,9	10,3	2,2	0,2	7,8	0,2	6,2	3,5	5
		SS	7,5	14800	19,3	18,8	-	0,2	8,7	0,4	8,1	5,5	5
	Plaine alluviale de la Dumbéa (pompage)	SC	7,5	6200	109,8	5,7	8,9	3,7	5,1	0,2	37,0	29,7	3
		SF	7,3	5050	134,0	9,7	8,2	5,0	5,8	0,3	35,7	25,5	3
Plaine all. de Tontouta (pompage)	SS	7,5	1400	356	29,1	2,5	20,4	17,0	0,2	207,0	25,4	1	
Piedmont des massifs de la Côte Ouest (rivières)	Mé Maoya	SS	7,7	5450	123,2	4,3	-	-	3,9	0,1	45,6	25,2	1
	Kopéto	SS	7,6	4520	327	19,9	-	2,1	22,8	0,9	116,6	41,2	4
	Koniambo	SS	7,7	5160	130	8,1	-	-	5,4	0,1	47,2	31,1	2
	Ouazangou	SS	7,5	6120	286	9,8	-	0,8	7,5	0,2	96,9	42,5	2
	Kaala	SS	8,2	3550	199	8,5	-	-	6,7	0,2	74,7	32,0	1
	Tiébaghi	SS	7,7	4360	166	12,4	2,0	0,4	10,3	0,3	62,8	26,8	2

ρ : $\Omega \cdot \text{cm}$
 HCO_3^- à SiO_2 : mg/l
n : nombre de prélèvements

SC saison chaude et humide : décembre à mars
PSS petite saison sèche : avril-juin
SF saison fraîche : juillet-septembre
SS saison sèche : septembre-novembre/décembre

Dumbéa ou que dans les eaux souterraines des zones hautes : alors qu'en saison sèche, par suite de l'évaporation, la proportion de chlorure augmente fortement, celle du sodium reste stationnaire. Une partie de cet élément échappe donc ici à la phase soluble, et doit être piégée dans les smectites.

Les eaux drainant les glacis indurés du Sud, bassins de Prony, de Koué et du creek Pernod, sont bien minéralisées. Les variations saisonnières, nettes, sont assez semblables à celles qui ont été mises en évidence aux exutoires du bassin de la Dumbéa. Ainsi, en saison chaude et humide, la silice et la résistivité sont élevées, alors que le magnésium et les bicarbonates sont à leur minimum. Ce rapport s'inverse à partir d'avril, lorsque le climat devient plus sec. En saison fraîche, et assez humide, la résistivité augmente à nouveau, pendant que les teneurs en magnésium et bicarbonates diminuent ; la silice reste stationnaire, ou décroît encore un peu, comme sur la Dumbéa. La saison sèche (septembre à novembre-décembre) provoque en revanche des effets particuliers dans ces milieux. Le drainage lent favorise une évaporation plus importante que sur les torrents montagneux du type Dumbéa. HCO_3^- , Cl^- et MgO augmentent alors de façon importante (effet de concentration). La teneur en silice croît quelquefois, mais dans une moindre mesure.

Dans le bassin marécageux central de la Plaine des Lacs, où l'altération cède la place à une certaine diagenèse (chapitre VII), l'eau semble peu chargée en substances dissoutes. En fait, cette eau, prélevée dans les lacs et les ruisselets qui s'éparpillent sur cette plaine perchée, ne représente que la surface de la nappe, où la dilution par l'eau de pluie est importante, et il est probable qu'en profondeur l'eau doit être plus minéralisée. Quoiqu'il en soit, l'eau qui est évacuée de la Plaine des Lacs, par la rivière des Lacs, est beaucoup moins chargée que celle des bassins cuirassés (Prony,) ou des bassins montagneux (Dumbéa) : une proportion beaucoup plus importante de silice et magnésium restent piégées dans ces milieux confinés.

L'eau des nappes prélevée par pompage révèle des teneurs beaucoup plus élevées pour tous les éléments dissouts. Il est vrai que ces nappes sont situées sur la Côte Ouest, dans une zone climatique plus sèche où l'évaporation est importante. La concentration devient énorme en saison sèche, mais l'accroissement des teneurs est plus important pour le

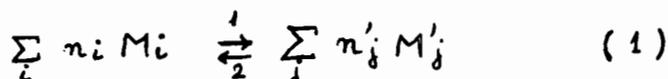
magnésium que pour la silice.

L'étude thermodynamique va maintenant permettre de déterminer la nature des minéraux en équilibre avec ces différentes eaux souterraines. Le bilan géochimique des altérations, tel qu'il ressort de la composition de la phase soluble, sera ensuite évalué et comparé avec celui que l'étude de la phase résiduelle avait établi.

CHAPITRE IX

Equilibres thermodynamiques minéraux - solutions.

Les paragenèses des minéraux secondaires sont en équilibre avec les solutions baignant le milieu d'altération. Ces équilibres sont régis par une constante K, définie par la loi d'action de masse : ainsi, d'une façon très générale (KERN et WEISBERG, 1964), pour un équilibre :



$$\text{on a} \quad K_1 = \frac{[M'_1]^{n'_1} [M'_2]^{n'_2} \dots [M'_j]^{n'_j}}{[M_1]^{n_1} [M_2]^{n_2} \dots [M_i]^{n_i}} \quad (2)$$

les quantités entre crochets représentent les activités (mole/l) des ions ou des molécules en solution ou les fugacités (atm.) des gaz. Dans le cas des solutions idéales (infiniment diluées) et des gaz parfaits, l'activité égale la concentration, et la fugacité, la pression partielle. La constante d'équilibre exprime la variation d'enthalpie libre réactionnelle ΔG (appelée aussi énergie libre de GIBBS).

$$\text{Log } K_1 = - \frac{(\Delta G_{r1})_T^P}{RT} \quad (3)$$

Pour les équilibres qui interviennent lors des altérations, on peut considérer les conditions comme proches des conditions standards ($T = 298, 16^\circ\text{K}$ et $P = 1$ atmosphère). Dans ces conditions ΔG_{r1}° se déduit des enthalpies libres standards de formation ΔG_f° des éléments intervenant dans l'équilibre :

$$\Delta G_{r1}^\circ = \sum_j \Delta G_{fM'_j}^\circ - \sum_i \Delta G_{fM_i}^\circ \quad (4)$$

L'expression (2) permet alors d'écrire la relation, du premier degré, entre les logarithmes des concentrations et pressions partielles à l'équilibre. Sous réserve d'un certain nombre de simplifications ou d'hypothèses on essaye de réduire à deux le nombre des variables. La relation (2) est alors matérialisée par une droite, qui sépare le domaine d'existence des composés M_i du domaine des composés M'_j .

Ce raisonnement ne conduit qu'à des résultats approchés : des simplifications sont souvent nécessaires, en particulier quant à la composition exacte des diverses phases minérales, d'ailleurs parfois mal connue. Les valeurs standards publiées ne concordent pas toujours, ou sont quelquefois encore approximatives. Cette démarche est cependant une première tentative d'explication globale des phénomènes.

Les valeurs de ΔG_f° utilisées figurent dans le tableau XXXV, avec leur source : BERNER, 1969 et 1971 (1) et (2) ; CHRIST et HOSTETLER, 1970 (3) ; GARRELS et CHRIST, 1965 (4) ; KING et al., 1967 (5) ; LANGMUIR, 1964 (6), (in BERNER, 1971) ; PARKS, 1972 (7) ; ROBIE et WALDBAUM, 1968 (8) ; et WEAST, 1964 (9).

TABLEAU XXXV
Enthalpies libres standards de formation

Espèce	ΔG_f° (Kcal/mole)	Source	Ion ou composé	ΔG_f° (Kcal/mole)	Source
Forstérite	-491,9	(8)	H ₂ O	-56,7	(4)
Fayalite	-329,7	(8)	Fe ⁺⁺	-20,3	(4)
Enstatite	-349,4	(8)	Fe ⁺⁺⁺	-2,52	(4)
Antigorite	-964,7	(4)(5)	Mg ⁺⁺	-108,8	(2)(6)
Gel Fe(OH) ₃	-166,0	(1)(2)	Si(OH) ₄	-312,8	(2)
Gel Al(OH) ₃	-271,3	(7)	CO ₂	-94,3	(4)
Gel Ni(OH) ₂	-108,3	(9)	H ₂ CO ₃	-149,0	(4)
Talc	-1324,5	(8)	HCO ₃ ⁻	-140,3	(4)
Brucite	-199,5	(8)	CO ₃ ⁻⁻	-126,2	(4)
Giobertite	-246,1	(3)(8)	OH ⁻	-37,6	(4)

Deux approches successives ont été tentées : la première n'envisage que les réactions d'hydrolyse des minéraux primaires considérés comme purement magnésiens ; la seconde se rapproche un peu plus du modèle réel, et prend en considération les équilibres des minéraux primaires avec les divers minéraux secondaires observés sur le terrain.

I. HYDROLYSE DES MINERAUX PRIMAIRES.

Il s'agit alors d'une hydrolyse totale, libérant intégralement les deux composés, silice et magnésium. Les réactions sont schématisées comme suit :



L'application des équations (2), (3) et (4) à ces trois réactions conduit aux équations d'équilibres :

péridot : $\log [Si(OH)_4] + 2 \log \frac{[Mg^{++}]}{[H^+]^2} = + 28,22$ (8)

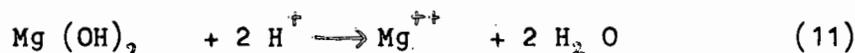
serpentine : $2 \log [Si(OH)_4] + 3 \log \frac{[Mg^{++}]}{[H^+]^2} = + 32,26$ (9)

enstatite : $\log [Si(OH)_4] + \log \frac{[Mg^{++}]}{[H^+]^2} = + 11,4$ (10)

Ces trois droites sont reportées sur un graphique, dans le système de coordonnées $\log [Si(OH)_4]$ et $\log \frac{[Mg^{++}]}{[H^+]^2}$ c'est-à-dire $\log [Mg^{++}] + 2 pH$: la figure 51 montre ainsi les domaines où ces silicates sont stables et les domaines où l'hydrolyse les affecte.

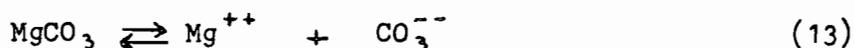
Les réactions de précipitation ou de dissolution des produits purement siliceux (quartz, silice amorphe) ou magnésiens (brucite, giobertite) ont aussi été portées sur ce schéma. Ces droites sont parallèles aux axes de coordonnées. Les valeurs retenues pour la dissolution des produits siliceux sont fournies par MILLOT (1964) et MILLOT et FAUCK (1971) : 6 ppm SiO_2 pour le quartz et 130 ppm SiO_2 pour la silice amorphe.

Pour la brucite (HOSTETLER, 1963) la réaction



donne $\log \frac{[Mg^{++}]}{[H^+]^2} = + 16,65$ (12)

Pour la giobertite (HOSTETLER, 1964 ; HOSTETLER et CHRIST, 1968 ; CHRIST et HOSTETLER, 1970), on peut écrire :



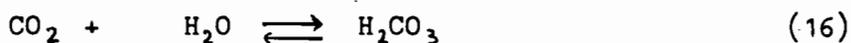
Ces auteurs donnent pour le produit de solubilité

$$[\text{Mg}^{++}] [\text{CO}_3^{--}] = 10^{-8,1} \quad (14)$$

soit l'équation :

$$\log [\text{Mg}^{++}] + \log [\text{CO}_3^{--}] = -8,1 \quad (15)$$

$[\text{CO}_3^{--}]$ est fourni par les divers équilibres de l'eau et du gaz carbonique :



d'où l'on tire

$$\log [\text{CO}_3^{--}] = -18,19 + \log [p\text{CO}_2] + \log \frac{1}{[\text{H}^+]^2} \quad (19)$$

ce qui, reporté en (15), donne

$$\log \frac{[\text{Mg}^{++}]}{[\text{H}^+]^2} = 10,09 - \log [p\text{CO}_2] \quad (20)$$

La pression partielle de CO_2 , égale à $10^{-3,5}$ dans l'atmosphère, est plus élevée dans la tranche altérée, comme l'a montré la comparaison des analyses d'eau de pluie et d'eaux souterraines. Dans la gamme de pH mesurés, $[\text{CO}_3^{--}]$ est en général très faible ; les équilibres (16) et (17) donnent la relation

$$\log [p\text{CO}_2] = \log [\text{HCO}_3^-] - \text{pH} + 7,85 \quad (21)$$

soit, d'après le HCO_3^- dosé et les pH mesurés, une pression partielle du gaz carbonique voisine de $10^{-2,7}$ dans la majorité des cas, avec des valeurs extrêmes de 10^{-3} (eaux diluées) et $10^{-2,3}$ (eaux concentrées). Dans certains niveaux riches en matière organique, comme les lits tourbeux, des valeurs plus fortes peuvent vraisemblablement être atteintes

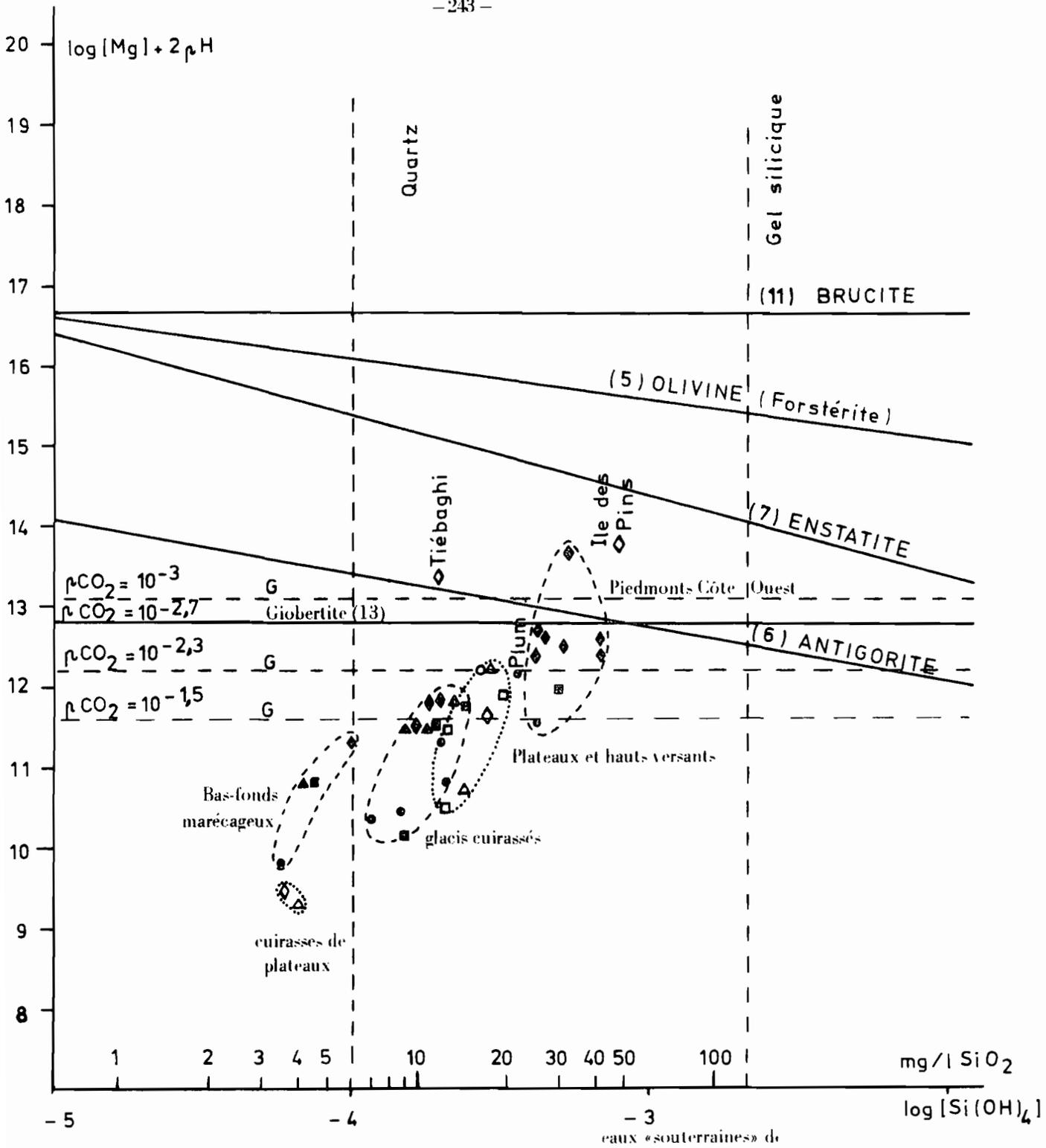


Figure 51

Hydrolyse des silicates primaires et des produits secondaires purement siliceux ou magnésiens.

(BACHELIER, 1968). J'ai reporté sur la figure 51 les droites d'équilibre de la giobertite correspondant aux valeurs suivantes de $[pCO_2]$:

$$10^{-3} \quad ; \quad 10^{-2,7} \quad ; \quad 10^{-2,3} \quad ; \quad 10^{-1,5}$$

Les analyses d'eaux souterraines (tableaux XXXIII et XXXIV) sont reportées sur la figure 51. La position des points représentatifs donne une indication sur le sens de déplacement des équilibres (5), (6), (7), (11) et (13). C'est une démarche comparable qui a été suivie par BARNES et O'NEIL (1969), PERRUCHOT (1971) et WILDMAN et al., (1971), qui ont surtout étudié la stabilité de la serpentine.

Le groupement des points représentatifs des analyses d'eaux souterraines indique que, dans la plupart des cas, les trois silicates primaires sont hydrolysés. Le caractère essentiellement hypogène de la serpentinisation est confirmé : dans les conditions de la surface, l'antigorite est en général instable. Dans certains cas, mais toujours en saison sèche, cette hydrolyse n'a cependant pas lieu, et la composition des eaux permet d'envisager la néoformation de minéraux serpentineux. L'antigorite paraît d'autre part légèrement moins instable dans les profils de plateaux que dans les profils de glacis, ce qui corrobore les observations minéralogiques. L'olivine et l'enstatite sont toujours instables vis-à-vis des solutions.

La brucite, observée quelquefois dans des serpentinites, est hydrolysée en surface : elle est, elle aussi, d'origine profonde, et vraisemblablement contemporaine de l'antigorite (phase de rétrodiagenèse).

Le cas de la giobertite est plus complexe. Pour la plupart des eaux prélevées dans les zones hautes (à l'exception de deux nappes très concentrées par évaporation), ainsi que pour les eaux des glacis cuirassés, la giobertite est instable, et ne peut donc précipiter. De même les eaux diluées des horizons supérieurs des bas-fonds marécageux ne permettent pas cette précipitation. Dans les plaines alluviales de la Côte Ouest, en revanche, les eaux sont sursaturées en giobertite, et la précipitation intervient. De fait, on observe dans ces dépôts montmorillonitiques de fréquents rognons de giobertite. Des conditions similaires, favorables à la précipita-

tion, règnent peut-être aussi très localement dans certains niveaux des sédiments de bas-fonds intra-montagneux confinés, en particulier en saison sèche. La présence de giobertite mal cristallisée expliquerait alors les teneurs en magnésium anormalement élevées de ces horizons, et les smectites seraient plus ferrifères, donc plus proches des nontronites habituellement rencontrées, que ce que suggère l'analyse chimique globale.

Des concentrations beaucoup plus élevées, au moins pour la silice, doivent toutefois exister dans les solutions baignant les péridots en cours d'altération : les eaux échantillonnées ne laissent en effet pas prévoir l'existence du stade transitoire de silice amorphe précipitée, observé pourtant à la base de tous les profils d'altération des zones hautes. Une eau ainsi concentrée en silice n'est pas agressive vis-à-vis de l'antigorite. L'antigorite étant malgré tout altérée dans les profils, il semblerait donc que cette altération n'ait pas lieu en même temps (ou au même niveau des profils) que l'hydrolyse du péridot.

Cette figure 51 fournit aussi les valeurs de stabilité relative des trois silicates primaires : ainsi, pour les teneurs de silice et magnésium rencontrées habituellement dans les eaux de surface, l'ordre de stabilité calculé :

Olivine < Enstatite < Antigorite

est bien conforme à ce qui est observé dans les profils. Cependant, pour des eaux très pauvres en silice (0,2 mg/l SiO_2), assez bien minéralisées en magnésium (40 mg/l MgO) et à pH élevé (10), le péridot deviendrait moins altérable que le pyroxène.

Ces réactions ne sont toutefois pas vraiment représentatives de toute la complexité du milieu naturel. A l'exception de l'antigorite, peu ferrifère, et dont le comportement est assez proche d'une dissolution congruente, l'altération des autres silicates primaires fait intervenir des filiations secondaires, talc, goethite, nontronite, etc..., qui obligent à modifier le schéma.

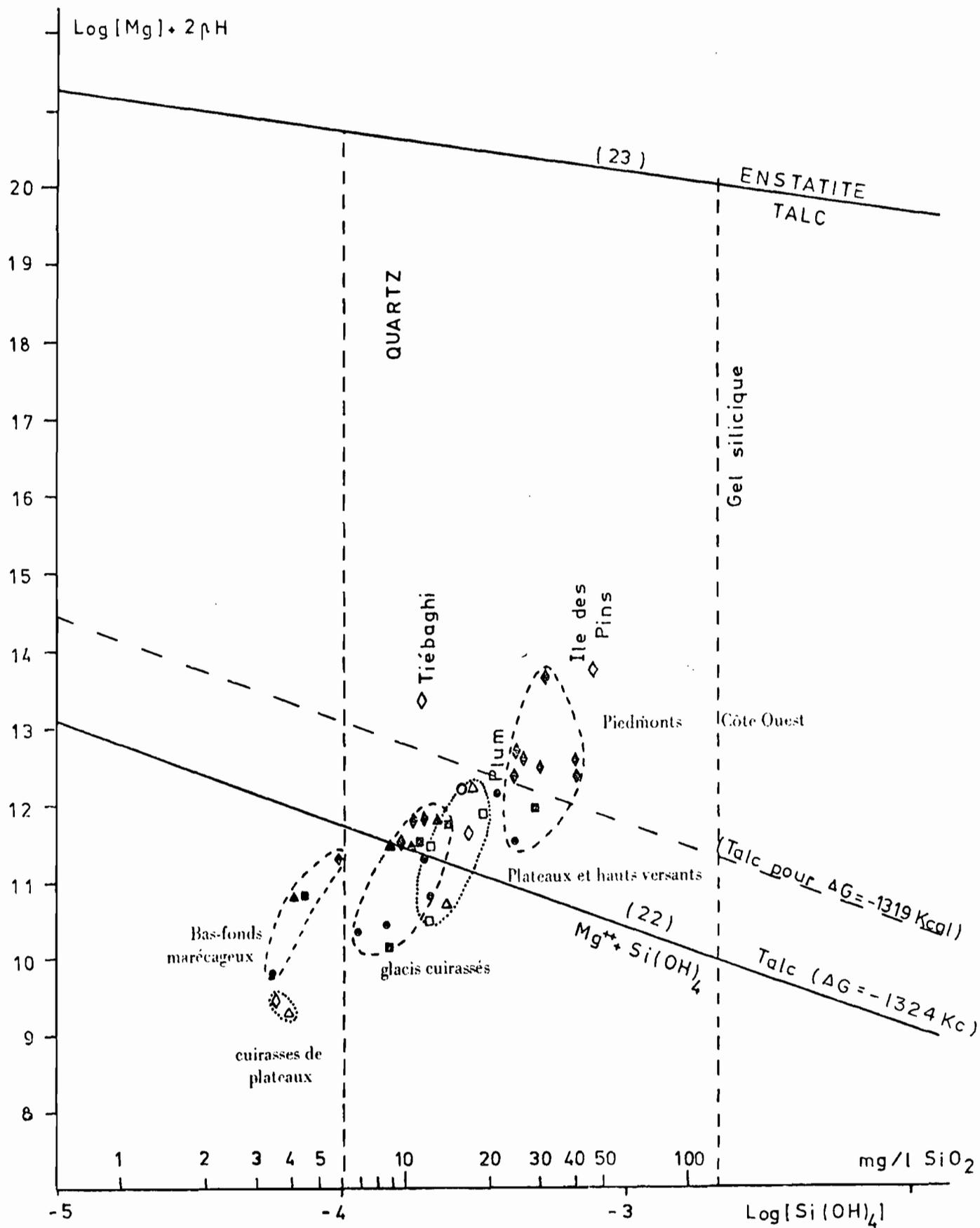
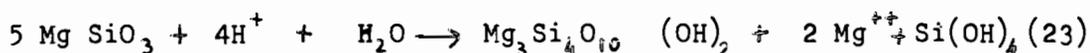
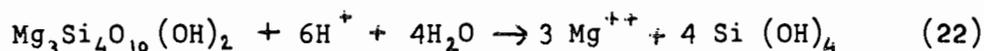


Figure 52 : Diagramme d'équilibre Enstatite-talc.

II. NEOFORMATIONS.

A. ENSTATITE - TALC.

Outre la réaction (7), il est nécessaire de faire intervenir les équilibres d'hydrolyse du talc (22), et la transformation de l'enstatite en talc (23)



les coefficients de la réaction (23) sont déduits de l'étude isovolumétrique de l'altération des pyroxènes (tableau XIII). En l'absence de données concernant les espèces ferrifères, le pyroxène a encore été considéré comme purement magnésien.

Les réactions (22) et (23) conduisent aux équations :

$$4 \log [\text{Si}(\text{OH})_4] + 3 \log \frac{[\text{Mg}^{++}]}{[\text{H}^+]^2} = +19,3 \quad (24)$$

$$\log [\text{Si}(\text{OH})_4] + 2 \log \frac{[\text{Mg}^{++}]}{[\text{H}^+]^2} = +37,5 \quad (25)$$

Reportées sur la figure 52, les droites correspondant à ces équations délimitent les domaines respectifs de l'enstatite, du talc, et des produits dissous. Le report sur cette figure des analyses d'eaux souterraines (tableaux XXXIII et XXXIV) montre que le talc est la forme d'altération stable dans beaucoup de milieux. Ainsi, à la base des profils de plateau, comme des profils de glacis, le talc est en général stable, sauf éventuellement en saison fraîche. De même, lorsque le talc arraché à ces formations ou aux profils de versant est sédimenté dans les bas-fonds intramontagneux ou sur la plaine littorale de la Côte Ouest, il ne s'hydrolyse pas lorsqu'il est profondément enfoui. Par contre, les eaux baignant les horizons superficiels de tous ces milieux se révèlent agressives vis-à-vis du talc. La position de la droite d'équilibre (22) explique la longue résistance du talc à l'altération météorique, et son maintien dans les profils jusqu'à proximité de la surface.

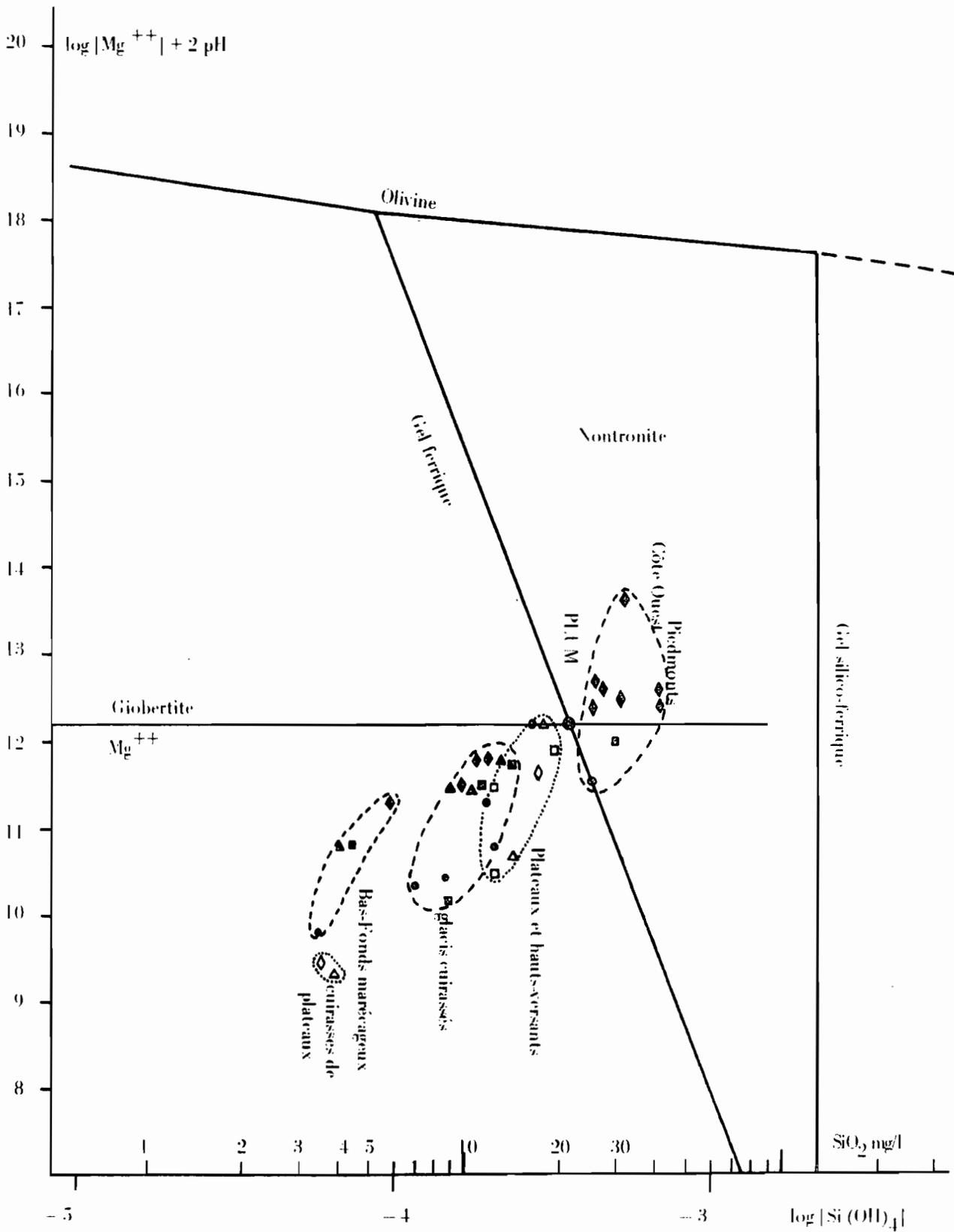
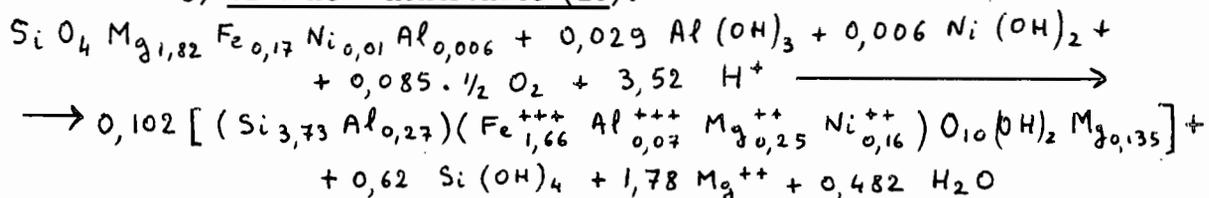


Figure 53 : Diagramme d'équilibre Olivine-Gel silico-ferrique - Nontronite - Gel ferrique

3) Olivine - nontronite (28).



L'équilibre (26) permet d'écrire l'équation (29) :

$$\log [\text{Si (OH)}_4] + 1,82 \log \frac{[\text{Mg}^{++}]}{[\text{H}^+]^2} - 0,085 \log [p \text{ O}_2] = + 28,96$$

Le système peut être considéré comme en équilibre avec l'oxygène de l'atmosphère, et $[p \text{ O}_2] = 2 \cdot 10^{-1}$ atm.

soit :

$$\log [\text{Si (OH)}_4] + 1,82 \log \frac{[\text{Mg}^{++}]}{[\text{H}^+]^2} = + 28,93 \quad (30)$$

Cette droite est reportée sur la figure 53, où elle délimite les domaines de stabilité du péridot et des gels ferriques.

4) Cas de la nontronite.

Les équilibres (27) et (28) font intervenir la nontronite. On ignore l'enthalpie libre standard de formation de cette espèce. J'ai tenté d'évaluer ce paramètre d'après la composition d'eaux estimées à l'équilibre. La répartition sur la figure 53 des différents groupes d'eaux souterraines le permet. En effet, dans les plaines de piedmont de la Côte Ouest, la nontronite est abondante, la giobertite précipite, et les eaux prélevées sont plus vraisemblablement concentrées par l'évaporation que diluées. Les eaux échantillonnées dans les bas-fonds marécageux intramontagneux du Sud proviennent en revanche de la surface de la nappe, elles sont diluées par l'eau de pluie et en équilibre avec la goethite. La droite représentative de l'équilibre nontronite - gels ferriques doit passer entre ces deux groupes d'eaux.

Il est par ailleurs probable que la giobertite ne commence pas à précipiter avant que la nontronite ne se soit formée, puisqu'il existe des formations nontronitiques dépourvues de giobertite alors que la réciproque n'est pas vraie. La concentration fictive des eaux prélevées dans les bas-fonds marécageux intramontagneux et dans les glaciers cuirassés jusqu'à précipitation de la giobertite, ramènerait les points représentatifs

de ces eaux à proximité de l'échantillon PLUM, prélevé à côté du profil CDO 54, très riche en smectite (voir chapitre VI). En considérant cette eau comme proche de l'équilibre nontronite - gels ferriques, l'équation représentative de cet équilibre devient, d'après (27) :

$$3,73 \log [\text{Si (OH)}_4] + 0,385 \log \frac{[\text{Mg}^{++}]}{[\text{H}^+]^2} = -8,15 \quad (31)$$

d'où se déduit :

$$\Delta G_f^\circ = -1081 \text{ Kcal/mole pour la nontronite (*)}$$

L'équilibre (28) se traduit alors par l'équation :

$$0,62 \log [\text{Si (OH)}_4] + 1,78 \log \frac{[\text{Mg}^{++}]}{[\text{H}^+]^2} = +29,8 \quad (32)$$

Les droites (31) et (32) sont reportées sur la figure 53 où elles délimitent le domaine d'existence de la nontronite. Lorsque la concentration en silice atteint 130 ppm, la nontronite cède la place aux gels silico-ferriques.

Les eaux prélevées à la base des profils de plateaux devraient être dans le domaine des gels silico-ferriques. Ces échantillons sont par conséquent dilués par rapport aux solutions intra-cristallines.

III. CONCLUSION.

Le raisonnement thermodynamique est un outil extrêmement sensible pour étudier les équilibres des minéraux avec les solutions. Il met en évidence l'altération successive des trois silicates primaires : olivine, puis enstatite, et enfin antigorite. Le talc, qui dérive du pyroxène, se révèle stable dans les eaux concentrées de la base des profils, mais s'hydrolyse dans les eaux plus diluées des horizons superficiels. L'olivine s'altère en gels silico-ferriques dans les zones hautes, et en nontronite dans les zones basses. Dans ces dernières, la nontronite est altérée en goethite

(*) Calculée à partir de l'équilibre goethite (Al, Ni) \rightleftharpoons nontronite, l'enthalpie libre standard de formation de la nontronite serait égale à - 1094 Kcal/mole.

dans les horizons supérieurs des profils de glaciis, alors que l'évolution inverse se produit dans les niveaux profonds des dépôts de bas-fonds. Dans ces mêmes niveaux la giobertite peut précipiter, alors que la brucite est toujours hydrolysée.

La raisonnement thermodynamique se trouve limité dans son application quand on utilise les analyses des eaux des sources et des nappes. En effet, les eaux échantillonnées proviennent le plus souvent de la partie supérieure des niveaux aquifères. Elles sont donc plus diluées que les eaux des horizons inférieurs, et à fortiori que les eaux des solutions intracristallines. C'est pourquoi, placées dans le diagramme thermodynamique, les eaux prélevées dans les zones hautes ne laissent pas prévoir la précipitation de silice amorphe, qui pourtant se produit. De même, dans les zones basses, les eaux se situent dans le domaine de la goethite, stable en surface. Mais plus concentrées, elles viendraient se loger dans le champ de la nontronite, qui effectivement prend naissance en profondeur. On saisit donc les réussites et les limites de cette méthode. Le profit que l'on en tire est d'autant meilleur que l'on peut mieux prélever les solutions exactement consanguines des matériaux étudiés.

La méthode qui consiste à comparer les vitesses relatives de lixiviation des éléments, et qui va être exposée maintenant, n'est par contre pas limitée par le paramètre concentration des eaux.

CHAPITRE X

Vitesses relatives de lixiviation et types d'altération.

I. PRINCIPE DE CALCUL.

A. UTILISATION DES VITESSES RELATIVES D'EXPORTATION.

PEDRO (1966 et 1968) et TARDY (1969 et 1971) ont exposé les principes de calculs applicables aux roches alumino-silicatées. L'aluminium, constituant essentiel des argiles de néoformation, est sensiblement constant dans l'altération (en l'absence de chéluviation). Lorsque la silice est exportée au moins aussi vite que les cations basiques, le reliquat de l'altération ne comprend que des hydroxydes (gibbsite, goéthite), caractéristique de l'allitisation ; si la silice est exportée moins vite que les bases, le reliquat de silice se recombine avec l'alumine disponible pour former de la kaolinite (monosiallitisatation) ou de la montmorillonite (bisiallitisatation).

On peut tenter d'appliquer ce raisonnement aux roches ultrabasiques. Ces dernières sont constituées essentiellement de silice et de magnésie. Le magnésium est donc à la fois cation basique, exporté, et cation structural des minéraux secondaires (talc, nontronite). Par analogie avec les processus d'allitisation, monosiallitisatation et bisiallitisatation, PEDRO et BITTAR (1966) ont défini les phénomènes de ferruginisation (et carbonatation) lorsque la silice est évacuée au-moins aussi vite que la magnésie, et de simatisation (formation d'antigorite ou de talc) et silicification lorsque l'exportation de magnésie est prépondérante. En l'absence d'élément constant, l'étude de la seule phase soluble permet uniquement d'estimer le rapport des vitesses d'exportation de la silice et de la magnésie. Les types d'altération ne pourront pas être prévus d'une façon aussi précise que pour les roches alumino-silicatées.

Dans une première tentative d'interprétation (TRESCASES, 1969b), j'avais envisagé les différentes possibilités d'altération, en chaque point de la toposéquence et à chaque saison. L'étude minéralogique préalable

des profils d'altération permet de préciser, en le simplifiant, le schéma proposé alors. On sait en effet que : la serpentinisation est antérieure à l'altération, la stéatitisation (transformation en talc) est spécifique des pyroxènes, l'évolution des péridots est, selon les conditions de drainage, une silicification ou une smectitisation, enfin l'altération de l'antigorite est toujours proche d'une dissolution congruente.

L'étude géochimique de la phase résiduelle a montré que la presque totalité du magnésium libéré était immédiatement évacuée. A défaut d'élément insoluble intégralement maintenu dans les profils et entrant dans des combinaisons silicatées secondaires, comme l'aluminium des roches acides et basiques, j'ai utilisé le magnésium comme élément de référence. Si l'on considère que le magnésium est toujours intégralement dissous au fur et à mesure de sa libération des silicates magnésiens primaires, on peut interpréter les variations du rapport SiO_2/MgO dans la phase soluble. Le raisonnement est un peu comparable à celui que TARDY (1971) appuie sur l'aluminium constant dans la phase résiduelle ; le magnésium joue ici le rôle d'élément constant "en négatif".

Tous les bilans sont donc établis à partir d'un magnésium intégralement évacué. Cette hypothèse de travail est raisonnable, en effet les seuls produits secondaires qui retiennent le magnésium sont les nontronites et le talc. Les premières ne renferment qu'une faible proportion de magnésium ; quant au talc, il dérive exclusivement de l'orthopyroxène (0 à 20 % de la roche) dont l'altération est lente. Le rôle du pyroxène a donc été négligé dans cette interprétation de l'altération.

Pour comparer les vitesses relatives d'exportation V et V' des deux éléments solubles (voir chapitre VIII, page 231), j'utilise les rapports moléculaires SiO_2/MgO mesurés dans la phase soluble (L) et mesurés dans la roche saine (R). En principe, trois cas peuvent se présenter (TRESCASES, 1969b).

<u>rapports</u>	<u>vitesses relatives</u>
$L = R$	ce qui entraîne $\sqrt{V \text{SiO}_2} = \sqrt{V' \text{MgO}}$ (1)
$L > R$	$\sqrt{V \text{SiO}_2} > \sqrt{V' \text{MgO}}$ (2)
$L < R$	$\sqrt{V \text{SiO}_2} < \sqrt{V' \text{MgO}}$ (3)

La relation théorique (2) est en contradiction avec toutes les observations, puisque, indiquant une désilicification préférentielle du milieu, elle impliquerait un enrichissement relatif de ce dernier en magnésium. En fait, si L devient supérieur à R, cela indique simplement que le matériel qui a été hydrolysé avait un rapport $\text{SiO}_2 / \text{MgO}$ supérieur à celui de la roche saine. Les lamelles d'antigorite ou les gels siliciques qui épigénisent les noyaux d'olivine réalisent cette condition.

Pour interpréter en terme d'altération le rapport des vitesses d'exportation, il ne suffit donc pas de comparer les seuls paramètres L et R, il est nécessaire de raisonner sur le devenir des deux minéraux primaires essentiels : antigorite et périclote.

B. DETAIL DU RAISONNEMENT.

Soit une masse unité de périclote saine, renfermant α millimoles d'antigorite et β millimoles d'olivine. Le rapport $R' = \text{SiO}_2 / \text{MgO}$ entre les oxydes associés à ces deux phases est fourni par leur composition chimique (tableau XII)

$$R' = \frac{2\alpha + \beta}{2,93\alpha + 1,85\beta} \quad (4)$$

L'altération du périclote est toujours au moins aussi rapide que celle de l'antigorite. Par conséquent, lorsque β millimoles d'olivine sont hydrolysées, α' millimoles d'antigorite sont détruites, avec $0 \leq \alpha' \leq \alpha$. Deux cas se présentent, selon l'environnement topographique.

1) Zones hautes bien drainées (plateaux, versants).

- α' millimoles d'antigorite sont dissoutes de façon congruente.
- β millimoles d'olivine livrent $1,85\beta$ millimoles MgO et β millimoles SiO_2 . Une partie de cette silice peut être mise en banque, ou, au contraire, un excédent stocké antérieurement peut-être réexporté. Soit γ la quantité de silice en solution ne provenant pas de l'antigorite.

Le rapport L de la phase soluble peut s'écrire :

$$L = \frac{2\alpha' + \gamma}{2,93\alpha' + 1,85\beta}$$

On ne connaîtra jamais ni α' ni γ , mais on peut s'attacher à reconnaître l'intervalle de variation de L, quand α' et γ prennent les différentes valeurs qui vont être envisagées.

a) $\alpha' = 0$.

Seule l'olivine est attaquée, l'antigorite subsiste intacte. Le rapport R' peut être remplacé par le rapport $R_0 = \text{SiO}_2/\text{MgO}$ dans l'olivine. La valeur du paramètre L est fonction de γ .

- si $\gamma = \beta$, l'olivine est dissoute de façon congruente et $L = R_0$. Le résidu de l'altération est constitué de goethite et d'antigorite héritée.
- si $\gamma < \beta$, cela signifie que l'altération de β millimoles d'olivine a provoqué la précipitation de $(\beta - \gamma)$ millimoles de silice amorphe qui s'accumulent. Par rapport à la dissolution congruente de l'olivine, l'exportation de silice paraît déficitaire. $L < R_0$, l'altération abandonne un résidu de goethite, d'antigorite héritée, et de silice amorphe.
- si $\gamma > \beta$, $L > R_0$. Aux β millimoles de silice fournies par l'altération du péridot, sont venues s'adjoindre $(\gamma - \beta)$ millimoles de silice excédentaire. Dans ces conditions de profil, elles ne peuvent provenir que du stock de silice constitué par les produits amorphes accumulés antérieurement. Le résidu de l'altération ne comprend que de la goethite et de l'antigorite héritée.

On peut faire ici une remarque : tant que la quantité de silice amorphe n'est pas trop importante, la valeur de L reste modérée. J'ai considéré que dans le cas $\alpha' = 0$, L restait inférieur à R' .

b) $\alpha' = \alpha$

Toute l'antigorite est dissoute, de façon congruente. Comme précédemment :

- si $\gamma = \beta$, l'olivine est, comme l'antigorite, dissoute de façon congruente, $L = R'$, l'altération ne laisse que de la goethite.
- si $\gamma < \beta$, cela signifierait que l'altération de β millimoles d'olivine aurait provoqué la précipitation de $(\beta - \gamma)$ millimoles de silice amorphes. Ce cas est impossible. En effet ce que l'on sait des profils montre que lorsqu'il y a dissolution de l'antigorite, on ne peut pas accumuler de silice amorphe dans l'olivine.

- si $\gamma > \beta$, $L > R'$, l'olivine, l'antigorite et les résidus siliceux amorphes antérieurs sont dissouts, et le reliquat de l'altération n'est toujours constitué que par la goethite.

c) $0 < \alpha' < \alpha$

L'antigorite n'est que partiellement altérée. On est situé dans un cas intermédiaire aux deux cas précédents.

Si $\gamma = \beta$ L est compris entre R_0 et R'
 $\gamma < \beta$ est impossible

$\gamma > \beta$ entraîne $L > R_0$. La valeur limite de L au-dessus de laquelle les gels siliciques sont dissouts est comprise entre R_0 et R' .

d) Conclusion.

Le bilan de cette altération est par conséquent impossible à établir en toute rigueur, du fait de l'absence d'une référence insoluble. Des incertitudes subsistent, en particulier dans l'évaluation des proportions de la silice amorphe, résiduelle ou au contraire redissoute, ou encore de l'antigorite hydrolysée.

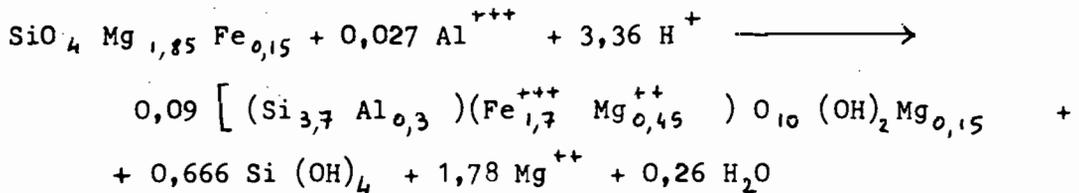
L'application du raisonnement isovolumétrique aux profils a montré qu'en fin de compte, il ne restait jamais une grande quantité d'opale. Les cas imprécis sont donc limités à une gamme étroite de valeurs du rapport L et ce paramètre permet malgré tout de préciser les comportements respectifs les plus probables du péridot et de la serpentine.

- si $L > R'$ l'olivine, l'antigorite et les gels de silice sont complètement dissouts ; le reliquat est goethitique.
- si $R_0 < L < R'$ l'olivine est entièrement détruite, de façon congruente, une fraction de l'antigorite est dissoute dans les mêmes conditions, de même qu'une partie du stock de silice amorphe constitué antérieurement ; la phase résiduelle comprend de la goethite, de l'antigorite héritée, et de la silice amorphe qui se dissout plus ou moins complètement.
- si $L = R_0$ l'olivine est seule dissoute, de façon congruente ; l'antigorite est héritée.

- si $L < R_o$, l'antigorite est respectée, l'olivine est altérée mais abandonne un résidu de silice amorphe ; la phase résiduelle est constituée de ce reliquat, de l'antigorite héritée et de goethite.

2) Altération dans des conditions de drainage moyen à médiocre (piedmonts et glacis).

Tant qu'il n'y a pas de silice résiduelle ($L \geq R_o$), l'interprétation précédente reste valable. Lorsqu'intervient un déficit dans l'exportation de silice ($L < R_o$), le péridot s'altère en smectites. La néoformation de nontronite est contrôlée par la quantité du fer disponible suivant la réaction schématique



La silicification complète du fer se traduit dans la phase soluble par un rapport L_N égal à $0,666/1,78$, soit $0,37$.

- si $L_N < L < R_o$, il n'y a pas assez de silice résiduelle pour se combiner avec toute le fer libéré ; outre l'antigorite héritée, le résidu comprend de la goethite et de la nontronite.
- pour $L = L_N$ La phase résiduelle est nontronitique (pour le péridot) et renferme en outre l'antigorite héritée.
- pour $L < L_N$ de la silice amorphe pourrait s'adjoindre à la nontronite.

3) Evolution des bas-fonds confinés.

L'eau qui arrive dans ces bas-fonds est issue des piedmonts, et des glacis. Il n'est pas possible de fixer une limite à la formation de nontronite, la réserve de fer (détritique) constituée dans ces milieux étant très grande. La silicification de cette goethite se traduit néanmoins sur une baisse du paramètre L , des nappes de piedmont aux nappes de bas-fonds. La précipitation simultanée de giobertite peut cependant compenser la perte de silice, et les variations de L ne peuvent plus être interprétées.

II. APPLICATION AUX EAUX SOUTERRAINES ECHANTILLONNEES.

A. LES TYPES D'ALTERATION ACTUELS.

Les différentes voies offertes à l'altération dans les milieux successifs de la toposéquence théorique sont schématisées par la figure 54, en fonction des variations du paramètre L. Le rapport R_0 est égal à 0,54. Afin de pouvoir comparer toutes les eaux entre elles, le paramètre R' a été calculé pour une roche moyenne constituée de 10 % de pyroxène, 44 % d'antigorite et 46 % de périclote. Dans ces conditions

$$R = 0,64 \quad \text{et} \quad R' = 0,60$$

Les différents milieux d'altération se succèdent en abscisse : plateaux - versants - bas de pente - bas-fonds. A l'intérieur de chaque milieu, les points de prélèvements ont été répartis de façon arbitraire. Les valeurs du rapport $L = \text{SiO}_2/\text{MgO}$ des eaux souterraines échantillonnées (tableaux XXXIII et XXXIV) sont portées en ordonnée sur cette figure. Lorsque des échantillons ont été prélevés en un même point à diverses saisons, les rapports L correspondant ont tous la même abscisse, mais, pour chaque échantillon, un symbole précise la saison de récolte.

Les valeurs du paramètre L, égales à R' (0,60), R_0 (0,54), et L_N (0,37), délimitent les différentes paragenèses secondaires. Les types d'altération actuels en chaque point de la toposéquence se déduisent de cette figure.

Sur les plateaux, le paramètre L indique une altération intense des roches en saison chaude et humide, le reliquat est exclusivement goethitique, l'altération est de type ferrallitique. En saisons sèches, l'antigorite n'est pas totalement altérée. Toutes les particularités des profils semblent s'expliquer par la seule intervention du climat sub-tropical actuel.

Sur les versants, les phénomènes sont assez analogues. Certaines sources montrent cependant systématiquement un rapport L plus bas que les eaux prélevées à la base des plateaux : dans ces environnements l'antigorite ne serait jamais totalement altérée ; de la nontronite pourrait d'autre part

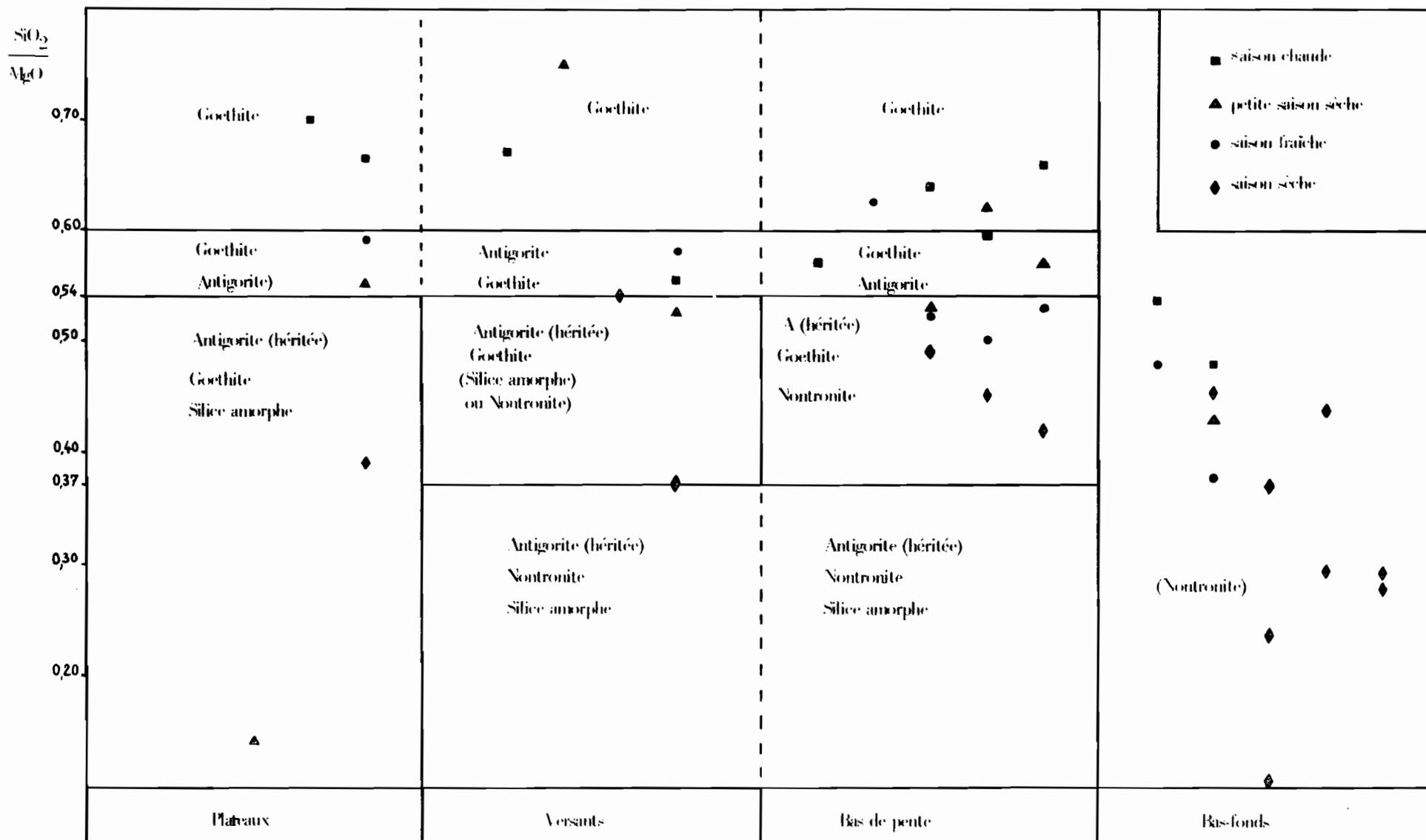


Figure 54: Paramètre 1. - $\text{SiO}_2 / \text{MgO}$ de la phase soluble et paragenèse de la phase résiduelle

se néoformer en saison sèche. Ces conclusions corroborent encore parfaitement les observations minéralogiques de la phase résiduelle.

En bas de pente, sur les piedmonts et glacis, l'altération est de type ferrallitique en saison chaude, la totalité des silicates primaires étant hydrolysés. D'avril à septembre, pendant la petite saison sèche et l'hiver austral, l'altération de l'antigorite est très réduite, ou nulle, mais l'hydrolyse du péridot est encore proche d'une dissolution congruente. En saison sèche de la nontronite est néoformée, mais la totalité du fer libéré n'est pas utilisée pour cette synthèse ; l'exportation de silice reste trop importante, et de la goethite continue à s'individualiser.

Dans les bas-fonds confinés, la baisse systématique du paramètre L par rapport à sa valeur caractéristique dans le milieu précédent, met en évidence le piégeage de la silice par les hydroxydes de fer. La néoformation de crypto-nontronite, puis de nontronite est par conséquent démontrée. L'interception du magnésium par ces formations, sous forme de giobertite, n'est par contre pas décelable par ce moyen.

B. DISCUSSION.

Le caractère actuel de toutes les paragenèses secondaires observées dans les profils d'altération est donc vérifié . Il est difficile de comparer le paramètre L de la phase soluble avec le rapport $L' = \text{SiO}_2/\text{MgO}$ des phases exportées, évaluées par le raisonnement isovolumétrique appliqué à la phase résiduelle (voir IIème partie et figure 35). Ces deux rapports n'ont en effet pas exactement la même signification.

Le paramètre L' est caractéristique d'un seul horizon. Si les taux d'exportation sont calculés par rapport à la roche mère, cela revient à cumuler les effets de multiples altérations successives. Si l'horizon pris en considération n'est comparé qu'à l'horizon sous-jacent, l'évolution du profil est artificiellement morcelée en une pseudo-succession de phénomènes qui, dans la réalité, se chevauchent et se régissent les uns les autres.

Le paramètre L, par contre intègre toutes les séquences d'altération d'un même profil, mais distingue les variations saisonnières.

Ainsi, à la base des profils de plateaux, le rapport L' a une valeur voisine de celle que prend le paramètre L en saison sèche, (0,40). Pendant cette période, la nappe est basse et les eaux concentrées, la dissolution de l'opale et l'hydrolyse de l'antigorite sont interrompues, l'olivine est seule sensible à la météorisation. Les rapports L et L' traduisent alors les mêmes phénomènes.

Lorsque la pluviosité augmente, les eaux plus diluées du sommet de la nappe agressent les gels de silice et l'antigorite ; à la base du profil, cependant, l'évolution se poursuit presque identique à ce qu'elle était en saison sèche comme le montre le rapport L'. Le rapport L, par contre, englobe cette altération ménagée de la base et l'altération intense du sommet de la saprolite grossière. Dans le bilan, c'est le processus le plus violent qui apparaît, et qui masque les silicifications du bas du profil. Cette succession des processus, dans le temps et dans l'espace, se traduit dans la nappe par un gradient de concentration qui échappe à l'analyse des seules eaux de sources. Le raisonnement serait identique en bas de pente, la smectitisation remplaçant alors la silicification.

Les deux voies d'approche, étude de la phase résiduelle et étude de la phase soluble, sont donc complémentaires. Il est indispensable de les utiliser simultanément pour appréhender toute la complexité des mécanismes. Le rapport L' (phase résiduelle) a un pouvoir de résolution plus fin dans l'espace, et renseigne avec précision sur la nature de l'altération en chaque point. Le rapport L (phase soluble) a un pouvoir de résolution plus fin dans le temps, et donne une limite supérieure de la dynamique de l'altération, pour tout un profil, à chaque instant.

CHAPITRE XI

Généralisation à l'ensemble des éléments du calcul des mobilités relatives.

I. TENEURS EN ELEMENTS EN TRACES DANS LES EAUX.

Environ 350 échantillons ont été analysés par spectrographie d'émission pour étude des éléments en traces. Le caractère semi-quantitatif de la méthode (PINTA, 1962) rend obligatoire un grand nombre d'analyses. Le tableau XXXVI rassemble les teneurs moyennes (en $\mu\text{g}/\text{l}$) des deux types d'eaux souterraines (zones hautes et zones basses), ainsi que des eaux de rivière à l'exutoire des bassins péridotitiques. Ces valeurs sont voisines de celles qui avaient été proposées antérieurement (TRESCASES, 1969b)

TABLEAU XXXVI

Eléments en traces dans les eaux drainant les massifs ultrabasiques (en $\mu\text{g}/\text{l}$)

	Fe	Al	Cr	Mn	Ni	Co	n
1	50	24	6,5	3,5	7,6	0,7	65
2	50	8,5	6,5	3	5,5	0,7	58
3	50	8,5	6,5	3,4	6,2	0,5	200

	B	Sr	Ba	Li	Rb	Ti	V	Cu	Zn	Ga	Sn	Pb
1	115	2,5	3,1	<0,5	<0,5	3,2	<0,5	1,9	<16	<1,5	<0,5	1
2	165	3,3	4	<0,5	<1,5	2,2	<0,5	3	<16	<1,5	<0,5	1
3	86	3	4	<0,5	<1,5	2,5	<0,5	3	<16	<1,5	<0,5	<0,8

n effectifs

1. Eaux souterraines des zones hautes (plateaux et hauts-versants)
2. Eaux souterraines des zones basses (piedmonts, glacis et bas-fonds)
3. Eaux de rivières, à la sortie des bassins péridotitiques.

à partir d'un nombre d'échantillons beaucoup plus réduit ; seuls le fer et l'aluminium, dont le dosage était extrêmement imprécis au début de l'étude, fournissent des chiffres nettement différents.

Les variations saisonnières, plus faibles que les écarts inhérents à la méthode, ne peuvent pas être distinguées, et les résultats sont présentés sous forme de moyennes annuelles. DEFOSSEZ et al., (1967), TARDY (1969), LENOIR (1971) donnent la composition en éléments en traces d'eaux de sources et de rivières en Côte d'Ivoire. Les eaux des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie sont comparables aux eaux ivoiriennes en ce qui concerne le fer et l'aluminium. Elles sont par contre beaucoup moins riches que ces dernières en alcalins et alcalino-terreux (Li, Rb, Ba, Sr) et, à un degré moindre, en titane, vanadium, zinc et étain. Les teneurs en manganèse, cuivre et plomb fournies par ces auteurs sont du même ordre de grandeur que celles trouvées ici. Le chrome, le nickel et le cobalt sont par contre nettement mieux représentés dans les eaux de Nouvelle-Calédonie. Ces résultats sont tout à fait conformes à ce que laissait prévoir la nature géochimique du substrat ultrabasique.

II. MOBILITE RELATIVE DES ELEMENTS.

L'application du raisonnement isovolumétrique aux profils d'altération (phase résiduelle) a fourni un ordre de mobilité des éléments. De nombreux auteurs ont établi des échelles, très comparables entre elles, en s'appuyant sur ce raisonnement. La phase soluble, qui représente le complément du reliquat des profils, permet aussi d'évaluer la capacité de migration des métaux : comme cela a été fait pour la silice et la magnésie, il suffit de comparer les compositions chimiques des eaux avec celle des terrains aquifères. Cette démarche est une généralisation du calcul effectué dans le chapitre précédent (page 260), qui n'utilisait que les deux éléments principaux de la roche. LENEUF (1959), PERELMAN (1967), TARDY (1969), CERNJAEV (1970) ont utilisé cette méthode et proposé des classifications "hydrogéochimiques" des éléments, basées sur leur mobilité relative.

Le calcul des vitesses relatives nécessite un élément de référence, dont la mobilité est arbitrairement choisie. Le magnésium, élément

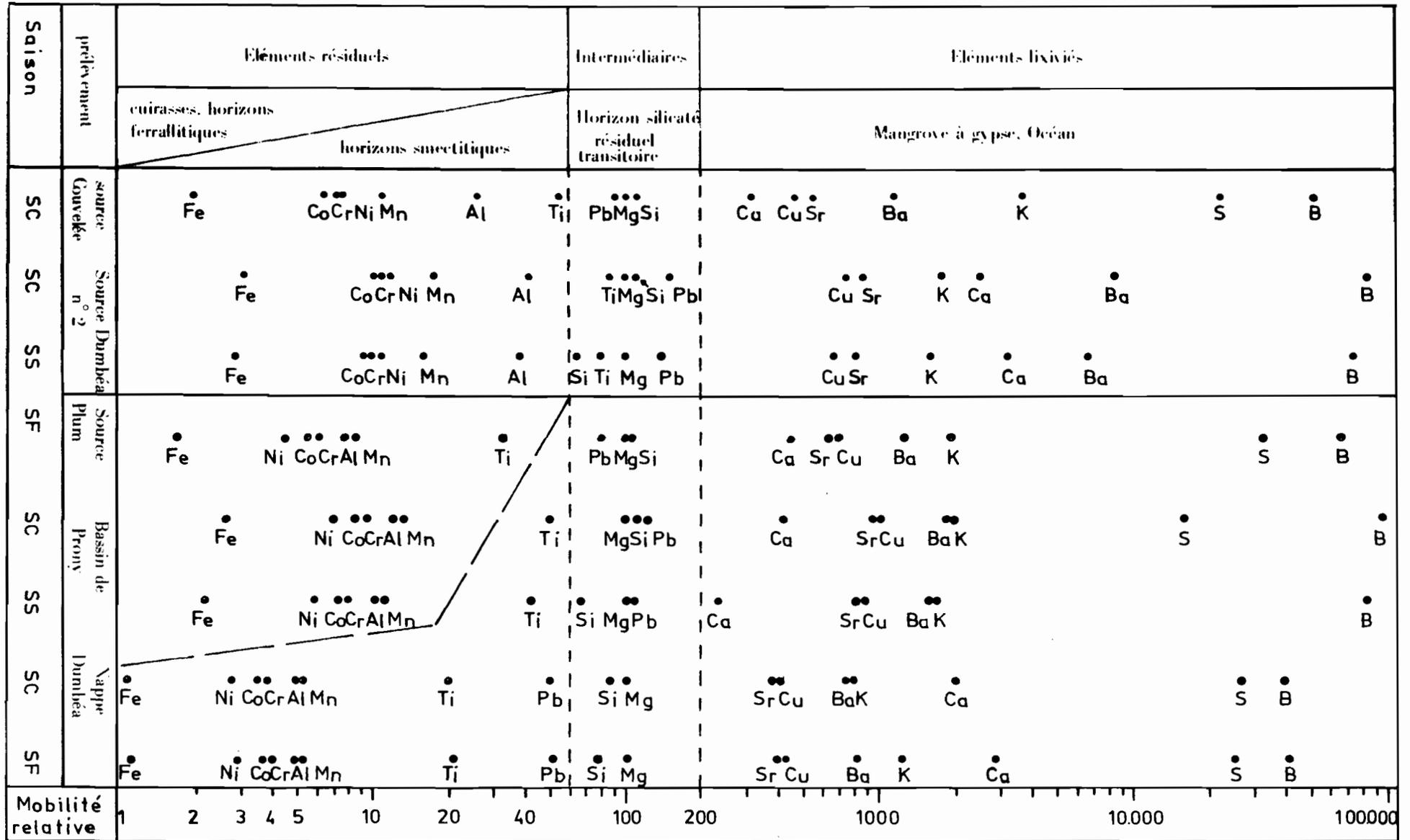


Figure 55 : Mobilités relatives des éléments

bien représenté et peu retenu dans la phase résiduelle, est utilisé ici comme référence, sa mobilité relative étant fixée à 100. La mobilité m d'un élément A est fournie par le calcul :

$$m = 100 \times \frac{A_s}{MgO_s} : \frac{A_r}{MgO_r}$$

A_s, MgO_s : teneurs en mg/l dans la phase soluble (eau)

A_r, MgO_r : teneurs en % dans la roche mère.

Pour les éléments en traces, A_s et A_r sont exprimés respectivement en ppb et ppm, et la formule devient :

$$m = 10 \times \frac{A_s}{MgO_s} : \frac{A_r}{MgO_r}$$

Ce calcul a été appliqué à deux sources de zones hautes (Couvelée et Dumbéa Est), et à trois eaux souterraines de zone basse (Plum, Prony et nappe alluviale de la Dumbéa), (tableaux XXXIII, XXXIV et XXXVI), dont les compositions sont comparées à une harzburgite moyenne (tableau II). Les résultats sont portés sur la figure 55. Les échelles sont assez comparables dans les différents milieux et permettent de distinguer trois groupes d'éléments.

A. ELEMENTS LIXIVIÉS.

Les alcalins, les alcalino-terreux, le bore, le soufre et le cuivre, sont caractérisés par une mobilité relative nettement supérieure à celle du magnésium. Ces éléments constituent le groupe des éléments lixivifiés. En fait, tous ces éléments sont présents dans la roche en teneurs très faibles, ce qui tend à accroître fortement la valeur du paramètre m . Un certain nombre d'entre eux ont vraisemblablement une origine extra-péridotitique. La seule observation des variations des teneurs en sodium avait montré que l'essentiel de cet élément provenait de l'océan. Il en est probablement de même pour le bore et le soufre. Le soufre, dans les profils d'altération, a un comportement résiduel, ainsi que l'ont montré les analyses. Or, il se trouve classé ici, dans les eaux, parmi les éléments à grande mobilité c'est-à-dire très solubles. Il est probable qu'une partie du soufre présent dans les eaux ait été apportée sous forme de sulfate d'origine océanique. Une origine partiellement océanique du bore est également prévisible.

Malgré ces nuances, il n'en reste pas moins que le bore, les alcalins et les alcalino-terreux sont caractérisés par une forte mobilité. Le cuivre vient s'adjoindre à ce groupe, ce qui différencie cette échelle des séquences de TARDY (1969) et de CERNJAEV (1970). Présent dans la roche sous forme de sulfures, facilement oxydables en sulfates, cet élément est alors sensible à la lixiviation. Il est possible aussi que la teneur moyenne de la roche mère en soufre et en cuivre soit sous-estimée. Leur mobilité relative calculée serait alors entachée d'une erreur par excès, puisque la teneur de l'élément dont on évalue la mobilité figure au dénominateur de la fraction qui permet le calcul (page 266). L'erreur est d'ailleurs d'autant plus grande que les teneurs dans la roche sont plus faibles. Quoique aptes à la migration, ces éléments seraient moins mobiles que ne le suggèrent les valeurs calculées ici.

Les éléments de ce groupe restent mobiles dans tous les milieux de la toposéquence, ils restent donc indifférents aux divers types de pièges qui se succèdent dans le paysage, et se retrouvent dans les marais à gypse, les mangroves, et dans l'océan.

B. ELEMENTS INTERMEDIAIRES, PARTIELLEMENT CONSERVES.

Le groupe des éléments intermédiaires comprend essentiellement la silice et le magnésium. Le plomb, et, dans le haut de la toposéquence le titane, révèlent des mobilités proches de celles des deux éléments majeurs. Comme cela a été dit précédemment, les très basses teneurs en plomb et en titane, à la fois dans l'eau et la roche, ne confèrent pas au paramètre m la même crédibilité pour ces éléments en traces que pour la silice et le magnésium.

Le problème des mobilités relatives de la silice et du magnésium a été examiné précédemment : en saison sèche (zones hautes et glacis) et en toutes saisons dans les bas-fonds, la silice est moins mobile que le magnésium ; en saison humide (zones hautes et glacis) l'ordre de mobilité est inversé. Dans les points bas de la toposéquence, le titane voit sa mobilité décroître fortement, cet élément devenant alors franchement résiduel.

Ces éléments, en position intermédiaire, présentent un caractère résiduel fugace : ils sont, au moins partiellement, conservés à la base des profils d'altération dans un horizon transitoire. Ce stade résiduel retarde leur élimination intégrale. En bas de pente la silice se rapproche du troisième groupe : les résiduels purs.

C. ELEMENTS RESIDUELS.

Le groupe des éléments résiduels comprend les métaux du groupe des éléments de transition, ainsi que l'aluminium. En haut de la toposéquence, ces éléments sont pour l'essentiel résiduels sous forme oxydée. Vers l'aval les formes silicatées de piégeage envahissent progressivement la totalité des profils.

Des différences significatives apparaissent dans les mobilités respectives de ces métaux résiduels. Ainsi le fer reste, quel que soit le site du profil, le moins mobilisable de tous les éléments. L'aluminium par contre, relativement soluble dans les zones hautes, devient très peu mobile dans les zones basses. Le nickel présente un comportement très comparable à celui de l'aluminium. Le manganèse, le chrome et le cobalt, enfin, ont une mobilité pratiquement identique tout au long de la toposéquence.

L'étude des profils d'altération avait aussi permis d'établir des échelles de mobilités. La concordance des séquences est assez bonne.

- Dans les zones hautes, le fer, élément le plus résiduel, constitue bien, sous forme de goethite, l'essentiel des horizons de surface ("terres rouges" et cuirasses). Le cobalt, avec une partie du nickel, est concentré dans la partie moyenne des profils. Le chrome et le manganèse montrent cependant, dans les eaux, une mobilité légèrement supérieure à celle qui fut déduite de l'étude de la phase résiduelle. L'aluminium et le nickel sont accumulés à la base des profils (mais la mobilité relative du nickel n'explique pas l'importance de l'accumulation).
- Dans les zones basses, l'aluminium et le nickel sont bloqués dans les nontronites, ce qui se traduit dans les eaux par une baisse de leur mobilité relative. Le chrome, le manganèse et le cobalt, qui n'entrent pas

dans cette combinaison silicatée, ne voient par contre pas leurs mobilités affectées.

III. CONCLUSIONS.

Les deux voies d'approche des phénomènes d'altération ne conduisent donc pas à des contradictions. Mais, une fois encore, leur complémentarité est mise en évidence. L'étude de la phase soluble permet d'appréhender avec plus de finesse le comportement des éléments très mobiles, ou de mobilité intermédiaire : l'échelle des mobilités est alors dilatée, et l'eau rend mieux compte des nuances, qu'un profil d'altération intensément lixivié. En revanche, pour les éléments résiduels, les très faibles solubilités conduisent à une imprécision des mesures dans la phase soluble. Un transport par l'eau, même infime, de matériaux en suspension, fait surestimer la mobilité relative réelle d'un élément : les chiffres fournis en zone haute pour le chrome et le manganèse correspondent peut-être à une telle erreur. D'autre part la migration sur des distances faibles, mais répétée pendant une longue période de temps, peut provoquer une accumulation importante de matériel ; mais ce type de migration n'est pas décelable dans la moyenne des eaux. Ainsi la formation des cuirasses ferrugineuses ou les concentrations nickélifères ne sont nulle part mises en évidence par les analyses d'eaux. En fait, ces transports ne sont possibles que dans des conditions physicochimiques très localisées : les équilibres qui permettent le maintien en solution de ces éléments sont détruits dans la majeure partie des nappes, et à fortiori, lorsque l'eau parvient à la surface.

CHAPITRE XII

Bilan géochimique de l'altération.

La notion de vitesse relative s'est révélée suffisante pour caractériser les divers types d'altération. L'évolution géodynamique du paysage ultrabasique ne peut toutefois pas être esquissée sans faire appel aux paramètres hydrologiques, qui permettent de quantifier les termes du bilan.

Il est ainsi possible d'évaluer la quantité totale de matériaux évacués en solution d'un paysage : ces tonnages constituent l'érosion chimique, et s'expriment en $t/km^2/an$. Ce paramètre reste encore insuffisant pour calculer le bilan détaillé de l'altération pendant un intervalle de temps donné. L'altération ne procède pas en effet le plus souvent suivant la loi du tout ou rien, et abandonne un ensemble de matériaux plus ou moins transformés qui représentent le profil d'altération. La caractérisation la plus fine des types d'altération consiste à comparer, d'une part la masse totale de roche intéressée par ces transformations pendant un intervalle de temps donné, d'autre part le caractère plus ou moins complet de cette altération. Ces deux aspects se traduisent par la vitesse de descente du front d'altération, et par l'intensité de l'érosion chimique.

I. PRINCIPE DE CALCUL DU BILAN.

A. EROSION CHIMIQUE.

Les seules données de l'analyse des eaux retenues pour ce calcul sont les teneurs moyennes inter-annuelles en silice et magnésie. Les autres éléments proviennent en effet probablement en partie d'autres sources que la roche mère, ou sont trop mal représentés dans l'une ou l'autre phase de l'altération pour que le calcul soit précis.

Pour chaque élément, le tonnage annuel exporté Q ($t/km^2/an$) est obtenu en multipliant la teneur t (g/m^3) de cet élément par la quantité totale d'eau écoulée, soit :

- Dans le cas d'une rivière

$$Q = \frac{t \times M \times 3600 \times 24 \times 365}{S \times 10^6}$$

M débit moyen (module) de la rivière (m³/s)

S surface du bassin versant (Km²)

- Dans le cas d'une source

$$Q = t \times P \times K_e$$

P précipitations annuelles (m)

K_e coefficient d'écoulement (%)

Du fait de la nature des roches mères, l'érosion chimique est constituée à plus de 99 % par la somme SiO₂ + MgO exportées. Une fois calculée comme ci-après la quantité totale de roche affectée par l'altération, la valeur de l'érosion chimique est corrigée pour tenir compte des éléments au moins aussi solubles que le magnésium, c'est-à-dire le calcium et le sodium.

B. VITESSE DE DESCENTE DU FRONT D'ALTERATION.

Les relations d'équilibres minéralogiques qui interviennent dans l'altération sont appliquées. On peut écrire ainsi le bilan de chaque élément sous forme d'une équation comportant au maximum autant d'inconnues qu'il y a d'espèces minéralogiques.

La convention de base est que la totalité de l'olivine renfermée par la masse de roche affectée chaque année par l'altération a été hydrolysée : il ne saurait y avoir de l'olivine héritée. L'étude des eaux et des profils n'infirmes pas cette hypothèse de travail.

1) Cas théorique le plus simple : roche monominérale.

- Si la roche est composée uniquement d'olivine, ce minéral disparaît complètement ; la totalité de son magnésium passe en solution de tonnage de magnésium évacué fournit la quantité de roches altérées.

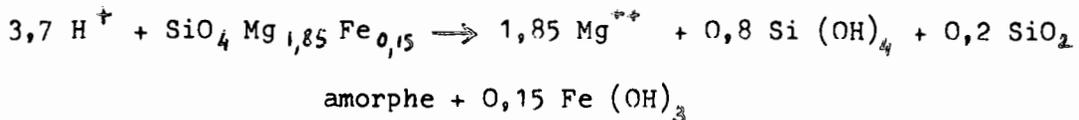
- Si la roche est composée uniquement d'antigorite, la part résiduelle est inconnue et le calcul est impossible.

2) Cas d'une roche à olivine et antigorite.

La masse annuelle de péridotite altérée renferme α moles de serpentine et β moles d'olivine. Les proportions respectives d'olivine et d'antigorite sont fournies par l'étude géologique : le rapport α/β est donc connu.

- Sur les α moles d'antigorite, α' seulement sont dissoutes, et le sont de façon congruente ($0 \leq \alpha' \leq \alpha$).

- Les β moles d'olivine sont altérées en laissant un résidu de silice amorphe. L'étude isovolumétrique a donné la réaction suivante (voir chapitre IV)



a) Supposons d'abord que cette silice résiduelle ne se redissout pas.

Les quantités mesurées dans la phase soluble permettent d'écrire

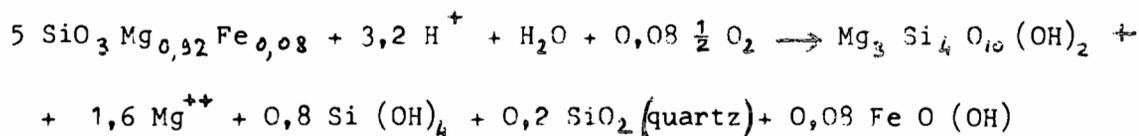
$$2 \alpha' + 0,8 \beta = Q \text{ SiO}_2 \text{ exportée} \\ 2,93 \alpha' + 1,85 \beta = Q \text{ MgO exportée}$$

soit un système de deux équations à deux inconnues. Sa résolution fournit les valeurs de α' et β . α/β étant connu, on en déduit α . La somme $\alpha + \beta$ représente la masse annuelle de péridotite altérée.

b) Si une partie de la silice amorphe se dissout, contribuant à la charge en silice des eaux, elle introduit une inconnue supplémentaire. Le système ne peut plus alors être résolu en toute rigueur. La valeur du paramètre $L = SiO_2 / MgO$ de la phase soluble autorise cependant des hypothèses sur les proportions d'antigorite et de silice amorphe dissoutes. Les équations sont résolues par approximations successives.

3) Cas d'une roche à olivine, antigorite et pyroxène.

Le raisonnement reste identique. Le pyroxène s'altère en talc suivant la réaction (voir chapitre IV).



Une certaine fraction du talc formé est à son tour altérée, ce qui introduit encore une nouvelle inconnue.

En fait, le calcul reste possible avec une précision acceptable car l'olivine et l'antigorite représentent à elles deux au moins 80 % de la roche.

II. APPLICATION.

Les calculs précédents ont été appliqués à une eau de source (Dumbéa Est n° 2), à des eaux de surface de bassins versants situés en zone montagneuse (les trois branches de la Dumbéa), et à des bassins karstiques, intramontagneux (Plaine des Lacs) et incisés (Prony). Toutes les données utilisées figurent en tête du tableau XXXVII. La constitution géologique des bassins (figure 8) a été schématisée ainsi :

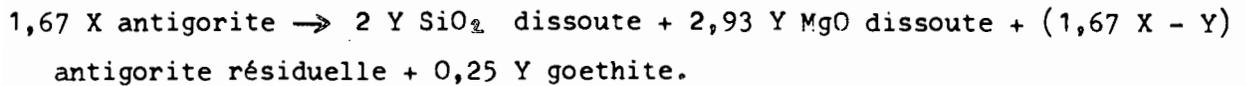
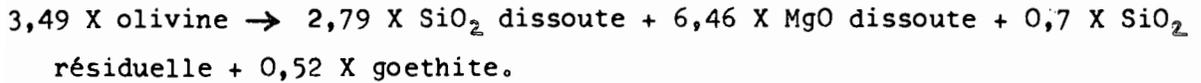
- Source Dumbéa Est : dunite moyenne (51 % olivine, 49 % antigorite)
- Bassin Dumbéa Est : dunite moyenne pour un tiers de la surface et harzburgite moyenne (46 % olivine - 44 % antigorite - 10 % enstatite) pour le reste.
- Autres bassins : harzburgite moyenne.

Les données hydrologiques sont extraites de MONIOD et MLATAC (1968). Lorsqu'elles manquaient (sources), j'ai estimé la pluviosité et le coefficient d'écoulement.

A. L'ALTERATION SUR LES PLATEAUX.

Elle a été évaluée sur l'eau de la source Dumbéa Est n°2. Soit X la masse de roche (dunite) altérée chaque année sur un Km². La composition minéralogique de cette roche montre que si X est exprimé en Kg, cette masse

renferme 3,49 X moles de péridot et 1,67 X moles d'antigorite. Sur les 1,67 X moles de serpentine, Y seulement sont hydrolysées et (1,67 X - Y) sont héritées. Les équations d'altération de ces deux espèces s'écrivent :



D'autre part sur 0,7 X moles de silice résiduelle, Z seulement sont redissoutes. D'où l'on tire les équations.

$$\begin{aligned} 2,79 X + 2 Y + Z &= Q \text{ SiO}_2 \text{ évacuée (t/Km}^2\text{/an)} \\ 6,46 X + 2,93 Y &= Q \text{ MgO évacuée} \end{aligned}$$

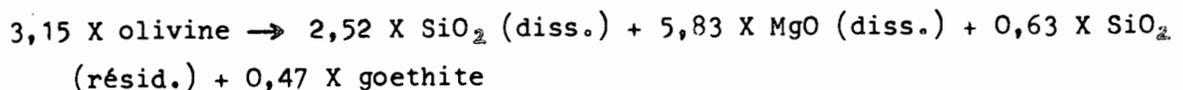
Le paramètre $L = 0,58$, est proche du rapport SiO_2/MgO mesuré dans la roche. L'altération est presque une dissolution congruente pour les deux minéraux primaires. Il y a en fin de compte peu d'antigorite héritée et peu de silice résiduelle. Y est proche de son maximum 1,67 X, de même que Z est voisin de 0,7 X.

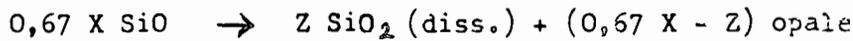
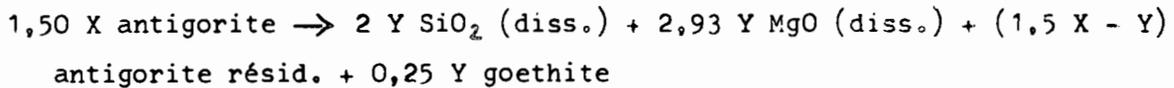
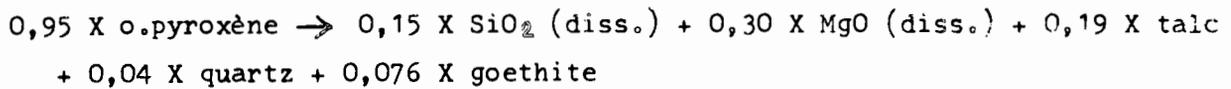
Le système est résolu après essais des diverses solutions possibles. Les résultats sont portés dans le tableau XXXVII et seront commentés plus loin.

Les quantités d'éléments mineurs libérés (Ca, Na, Al, Cr, Mn, Ni) se déduisent des compositions des deux silicates primaires.

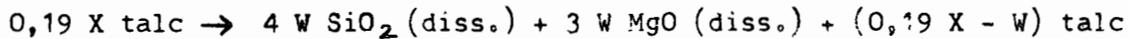
B. L'ALTERATION SUR LES VERSANTS.

Son intensité a été évaluée sur les bassins de la Dumbéa Nord et de la Couvelée, où les versants représentent l'essentiel de la superficie. Le substrat est harzburgitique. Dans ces conditions X Kg de roche renferment 3,15 moles d'olivine, 1,5 moles d'antigorite et 0,95 X moles d'orthopyroxène. Les transformations s'écrivent alors :





Si W moles de talc sont hydrolysées :



Les valeurs de L dans ces bassins correspondent à celles qui ont été observées dans la saprolite grossière, avant que l'antigorite ne commence à s'altérer : les valeurs de Z et de Y seront donc proches de leurs minima, c'est-à-dire zéro. Le système est malgré tout insoluble dans le cas du bassin de Couvelée : en fait, sur ce bassin, Z doit être négatif. A proximité de l'exutoire du bassin, une précipitation importante de silice intervient et forme un "mur de quartz" (voir chapitre VI, page). W a été considéré comme nul sur les deux bassins (puisque le talc s'altère après l'antigorite).

- Pour la Dumbéa Nord, Z a été considéré comme nul. Il vient alors

$$2,67 X + 2 Y = Q \text{ SiO}_2 \text{ dissoute (moles/Km}^2\text{/an)}$$

$$6,13 X + 2,93 Y = Q \text{ MgO dissoute (moles /Km}^2\text{/an)}$$

La résolution de ce système fournit les valeurs de X et Y.

- Pour la Couvelée, j'ai supposé une proportion d'antigorite hydrolysée un peu plus grande que dans le cas précédent, car ce bassin renferme quelques plateaux en amont. Y a été arbitrairement choisi égal au dixième de l'antigorite disponible : $Y = 0,15 X$. Soit :

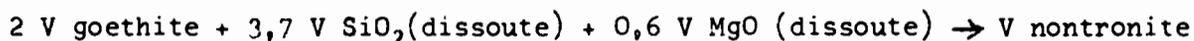
$$2,97 X + Z = Q \text{ SiO}_2 \text{ dissoute}$$

$$6,57 X = Q \text{ MgO dissoute}$$

Les résultats sont portés dans le tableau XXXVII et seront commentés plus loin.

C. BASSINS COMPORTANT DES REGIONS BASSES OU LA GOETHITE EST SILICIFIEE
EN NONTRONITE (DUMBEA EST, PRONY, PLAINE DES LACS).

Le principe de calcul est identique, mais implique une inconnue supplémentaire V, représentant le nombre de moles de nontronite formées :



Les quantités de silice et de magnésie nécessaire pour cette synthèse sont à déduire de celles qui sont libérées par l'altération des silicates primaires ou secondaires. La quantité de goethite utilisée est indépendante de celle qui apparaît par altération, puisque les deux processus n'interviennent pas au même endroit (la nontronite fugitive des bas de profils de glaciis est négligée, en raison de la valeur élevée de L dans ces zones).

Comme précédemment, les diverses hypothèses possibles sont formulées en fonction du paramètre L et des valeurs Y, Z et W trouvées dans les milieux précédents, moins complexes. Le calcul est mené par approximations successives. Les résultats sont portés dans le tableau XXXVII. Les valeurs calculées pour le bassin de la Plaine des Lacs sont peut-être légèrement sous estimées (de moins de 10 % cependant) dans le cas où une circulation importante d'eaux souterraines, plus minéralisée que l'eau de surface analysée, fausserait le coefficient d'écoulement.

III. RESULTATS.

A. BILAN DE L'ALTERATION DES PERIDOTITES EN NOUVELLE-CALEDONIE.

Le bilan de l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie calculé comme cela vient d'être décrit, figure dans le tableau XXXVII. Ce bilan est établi pour les différents sites morphologiques de la toposéquence. Pour chaque site le bilan, présenté sur une colonne, est exprimé dans les termes suivants :

TABEAU XXXVII

Bilan annuel de l'altération des péridotites (en t/Km²/an)

		Paysage de montagnes				Paysage de plaines perchées	
		Plateau	Formations de versants prédominantes		Bassin montagneux (Plateaux et piedmonts mal représentés versants dominants)	Bassin externe (glacis cuirassés prédominants)	Bassin interne (petit glacis et grande zone centrale martageuse)
			Dumbéa Est Source n° 2	Bassin versant Dumbéa Nord	Bassin versant Couvelée	Bassin versant Dumbéa Est	Bassin de Pro ny (sources et ruisseaux)
Données de base du calcul	Surface du bassin (km ²)	-	32	40	56	(≈ 60)	61
	Débit de la rivière (m ³ /s)	-	1,58	1,28	3,42	-	4,74
	Pluviosité (mm)	≈ 3725	(2405)	(1662)	(2618)	≈ 2000	(3129)
	coefficient d'écoulement (%)	≈ 80 *	(74)	(≈ 65)	(72)	≈ 80	(81)
	teneurs moyennes exportées : SiO ₂ (g/m ³)	11,1	14,6	19,7	14,0	13,6	4,3
	MgO	12,9	22,3	32,7	20,2	15,5	6,5
	L = SiO ₂ /MgO Phase Sol	0,58	0,44	0,40	0,47	0,59	0,44
Masse annuelle de péridotite (d=3) altérée t/Km ² /an		37,0	138,0	124,6	140,5	56,9	37,6
Phase Soluble	SiO ₂	33,3	22,7	19,9	27,0	21,7	10,5
	MgO	38,7	34,7	33,0	38,9	24,8	15,9
	CaO	0,09	0,23	0,21	0,21	0,10	0,06
	Na ₂ O	0,09	0,14	0,12	0,14	0,06	0,04
Phase résiduelle	Antigorite héritée	2,5	59,1	49,3	54,8	0	0
	Opale et Quartz	1,3	5,56	7,35	5,75	1,13	0,61
	Talc	0	9,94	8,97	6,93	2,15	1,43
	Nontronite	0	0	0	5,05	0	7,48
	Goethite	7,10	6,87	6,42	7,50	4,66	3,06
	Al ₂ O ₃	0,26	0,27	0,25	0,25	0,17	0,11
	Cr ₂ O ₃	0,42	0,39	0,36	0,41	0,28	0,18
	MnO ₂	0,10	0,08	0,08	0,09	0,06	0,04
	NiO	0,35	0,30	0,29	0,35	0,21	0,14
Erosion Chimique t/km ² /an		72,2	57,8	53,2	66,3	46,7	26,6
Vitesse de descente du front d'altération mm/1000 ans		29,0	46,0	41,5	46,8	19,0	12,5

* éventuellement supérieur à 80 %
 - les données entre parenthèses n'ont pas été utilisées pour le calcul
 - la goethite est considérée ici comme uniquement ferrifère, une partie des oxydes libres lui est associée

Masse annuelle de péridotite altérée (t/Km²/an) \longrightarrow

	{	SiO ₂ (t/Km ² /an)		
		MgO "		
\longrightarrow Phase soluble		CaO "		
		Na ₂ O "		
		(total = érosion chimique t/Km ² /an)		
	{	Minéraux hérités ou secondaires	Antigorite héritée (t/Km ² /an)	
			Opale et quartz "	
			Talc "	
			Nontronite "	
			Goethite "	
\oplus Phase résiduelle			associés à la goethite	Al ₂ O ₃ (t/Km ² /an)
				Cr ₂ O ₃ "
		Eléments mineurs	associés à l'asbolane :	MnO ₂ "
			associés aux silicates, à l'asbolane et à la goethite	NiO "

En supposant égale à 3 la densité de la roche mère, le tonnage annuel de péridotite altérée au Km² permet d'évaluer la vitesse de descente du front d'altération (en mm/millénaire).

Le tonnage de roche intéressé par l'altération varie fortement d'un site à un autre. Il est de près de 90 t/Km²/an sur les plateaux, et de 125 à 140 t/Km²/an sur les versants, soit, pour l'ensemble des zones montagneuses, un chiffre probablement compris entre 100 et 140 t/Km²/an. Dans les zones basses, les chiffres sont beaucoup plus faibles : moins de 60 t/Km²/an dans les bassins karstiques incisés, où les glacis prédominent, et moins de 40 t/Km²/an dans les bassins karstiques intramontagneux, où les bas-fonds marécageux représentent l'essentiel du paysage.

La vitesse de descente du front d'altération, déduite des chiffres précédents, est de 29 mm/millénaire sous les plateaux, comprise entre 40 et 47 mm/millénaire sur les versants, mais n'est plus que de 10 à 20 mm/millénaire dans les zones basses.

L'érosion chimique ne montre pas de corrélation avec ces valeurs. Elle dépasse 70 t/Km²/an sur les plateaux . Elle varie de 50 à 70 t/Km²/an sur les versants ; elle atteint presque 50 t/Km²/an sur les glaciers ; enfin, dans les bassins karstiques intramontagneux, l'érosion chimique n'est que de 25 t/Km²/an.

B. COMPARAISON AVEC D'AUTRES REGIONS DE LA ZONE INTER-TROPICALE.

Les chiffres "d'érosion chimique" publiés dans d'autres régions du globe, concernent, soit la quantité de roche altérée, soit la quantité effectivement exportée en solution. Les roches mères sont en général granitiques, et le calcul basé sur l'exportation de silice. Cependant la partie peu affectée par l'altération (quartz) ou réutilisée (kaolinite, smectites, etc...) n'est pas toujours prise en considération, ce qui fait que les valeurs publiées ne représentent pas toujours exactement la vitesse de descente du front d'altération, mais parfois une épaisseur fictive de roche supposée totalement disparue. Ces chiffres sont souvent extrapolés sur des bassins d'une superficie considérable, où l'action des divers paramètres (pétrographie de la roche mère, morphologie, climat, ...) ne peut pas être distinguée. Il est donc difficile de comparer ces valeurs aux chiffres que je propose dans le tableau XXXVII. CORBEL (1957) calcule pour le bassin de l'Amazonie, une altération de 5 mm de roche par millénaire. HERVIEU (1968) estime à Madagascar une altération de 3,7 à 7,9 mm/1000 ans (bassin du Mangoky), ROUGERIE (1960) évalue l'érosion chimique en Côte d'Ivoire entre 17 et 34 t/Km²/an de matériaux . LENEUF (1959) mesure que si le magnésium est totalement évacué de 1 m de granite dans un intervalle de temps variant entre 500 et 5000 ans, la silice combinée de cette même roche est éliminée en 20 000 à 77 000 ans dans les zones les plus humides, et 53 000 à 192 000 ans pour les zones centrales les plus sèches, ce qui correspondrait alors à une altération de 5 à 50 mm/1000 ans se référant à la silice (200 mm/1000 ans si le calcul est basé sur le magnésium). SIEFFERMANN (1969), au Sud Cameroun, apprécie l'exportation à 17,5 t/Km² de produits dissous, ne représentant environ que la moitié de la roche, soit une vitesse d'altération de 12,5 mm/1000 ans (150 m en 12 millions d'années).

IV. CONCLUSIONS.

A. ALTERABILITE COMPAREE DES ROCHES ULTRABASIQUES ET DES AUTRES FAMILLES DE ROCHES CRISTALLINES.

Tous les chiffres d'érosion chimique ou de vitesse d'altération en zone tropicale récapitulés dans le paragraphe précédent, qui se rapportent tous à des roches granitiques, indiquent pour ces roches une vitesse d'altération plus lente que celle qui a été mise en évidence pour les péridotites de Nouvelle-Calédonie (tableau XXXVII), à l'exception des valeurs calculées par LENEUF (1959) à partir du magnésium. Encore faut-il remarquer que pour les éléments à la fois très solubles et peu abondants dans la roche, comme le magnésium dans les granites, la mobilité est souvent surestimée : les chiffres relatifs à la silice, fournis par LENEUF (1959) sont probablement plus représentatifs des phénomènes naturels, et ils sont en général plus faibles que ceux que j'ai calculé pour les péridotites. Les roches ultrabasiques se révèlent donc plus altérables que les roches acides.

La comparaison des valeurs calculées en Nouvelle-Calédonie (tableau XXXVII) et des valeurs estimées ailleurs par CORBEL (1957), HERVIEU (1968), ROUGERIE (1960) et SIEFFERMANN (1969) (voir plus haut), doit toutefois rester prudente. En effet, ces auteurs se sont intéressés à de grands bassins fluviaux à faible dénivelée, dans lesquels certains éléments peuvent être repiégés plusieurs fois avant de gagner l'exutoire. En Nouvelle-Calédonie au contraire, la dimension restreinte des bassins versants montagneux et les fortes dénivelées assurent une évacuation plus rapide des éléments mis en solution. Les chiffres de LENEUF (1959), évalués d'après des analyses d'eau de source, donnent une meilleure estimation de la vitesse de l'altération.

B. CARACTERES DE L'ALTERATION DES PERIDOTITES.

Il est intéressant de comparer, dans chaque paysage, la vitesse de descente du front d'altération et l'érosion chimique. La vitesse du front d'altération fournit l'épaisseur de la tranche de roche sur laquelle se manifestent les actions météoriques pendant un intervalle de temps donné. L'unité de mesure de cette vitesse peut être du type longueur/temps (par exemple mm/millénaire). On peut aussi l'écrire longueur³/longueur² x

temps, c'est-à-dire volume/surface x temps (soit par exemple en multipliant le volume par la densité de la roche, t/km²/an). La valeur de l'érosion chimique (t/km²/an), comparée à cette vitesse, permet d'évaluer le taux de résidus abandonnés dans les altérites, c'est-à-dire l'efficacité de l'altération. Le tableau XXXVII montre que l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie a les caractères suivants.

Sur les plateaux, zones hautes très arrosées et relativement bien drainées, le front d'altération progresse assez vite (87 t/km²/an) et l'érosion chimique est plus élevée que dans n'importe quel autre type de modelé (72 t/km²/an). L'altération est rapide et ne laisse qu'une petite quantité de résidus : la roche est presque "dissoute".

Sur les versants, très bien drainés, le front d'altération progresse plus vite que sur les plateaux (125 à 140 t/km²/an) mais l'érosion chimique est moins grande (55 à 65 t/km²/an). La proportion de minéraux primaires (antigorite) dans les altérites est élevée : l'altération est plus rapide que sur les plateaux, mais moins efficace.

Sur les glacis, médiocrement drainés, la vitesse de front est fortement ralentie (55 t/km²/an), tandis que l'érosion chimique est presque aussi importante que sur les versants (47 t/km²/an). L'altération est donc moins rapide que sur les plateaux, mais **aussi** efficace.

Dans les bas-fonds, lieux d'accumulation, mal drainés, vitesse du front (38 t/km²/an) et érosion chimique (27 t/km²/an) sont basses. Ce milieu, en partie confiné, freine les exportations en solution. La goethite accumulée dans les dépressions s'y comporte comme un filtre qui intercepte une part des éléments que l'altération avait libéré et que les autres environnements évacuent. L'altération locale est lente, et son efficacité est remise en cause par les néoformations que provoque le confinement. En décrivant le milieu forestier ivoirien, ROUGERIE (1960) parle "d'éponge" facilitant les hydrolyses, mais n'autorisant pas la "fonte" des reliefs, évoquée par les premiers auteurs qui s'étaient intéressés à l'évolution des formes dans les zones chaudes.

La vitesse de descente du front d'altération paraît donc croître proportionnellement à l'importance des précipitations et à la qualité du drainage ; par contre, si l'efficacité des hydrolyses augmente avec la pluviosité, elle est surtout favorisée par un temps de contact plus long entre les solutions et les minéraux donc, au moins en partie, par une vitesse de propagation du front moins grande.

C. CONSÉQUENCES SUR L'ÉVOLUTION DES PAYSAGES.

Tant que la structure initiale des roches mères n'est pas perturbée, et en l'absence d'érosion mécanique décapant les horizons superficiels, la descente du front d'altération a pour unique effet d'approfondir les profils, sans abaissement de la surface topographique.

Sur les plateaux, la structure est conservée dans la saprolite grossière. Dans la saprolite fine, en revanche, le volume est divisé par 3 à la suite de tassements. Il s'en suit un abaissement de la surface du sol égal aux 2/3 de la descente du front d'altération : soit 20 mm/millénaire environ. Les profils ont tendance à s'approfondir. De plus l'érosion mécanique attaque les horizons superficiels, ferrugineux (terres rouges, saprolite grossière) alors que l'altération laisse subsister un peu d'antigorite (tableau XXXVII). C'est donc surtout l'horizon de saprolite grossière qui s'épaissit. La vitesse d'altération actuelle attribuerait à la saprolite grossière (épaisseur 2 à 3 m) un âge inférieur à 100 000 ans, et à la saprolite fine (20 m après tassement) environ 2 millions d'années.

Sur les versants, l'essentiel des profils est à structure conservée. S'il n'y avait pas d'érosion, les profils s'approfondiraient très vite (de 125 à 140 mm/millénaire). En fait, les profils restent très peu épais, et ont souvent moins d'un mètre de profondeur. Les versants sont en effet le siège d'une érosion mécanique intense (voir chapitre III), qui empêche l'approfondissement des profils. L'existence d'un profil d'altération de près d'un mètre d'épaisseur sur les versants, semble cependant indiquer que, depuis le début du démantèlement des glaciers en plateaux, l'effet de l'altération compense, et peut-être au-delà les effets de l'érosion.

Sur les glacis, les phénomènes sont de nature identique à ceux qui interviennent sur les plateaux : dans ces deux formes aplanies, l'altération a le temps d'être efficace avant que l'érosion décape les profils. Mais l'abaissement de la surface topographique est plus lente que dans les zones hautes, et serait d'environ 13 mm/millénaire.

Dans les bas-fonds, l'altération est faible, alors que le colluvionnement et l'alluvionnement provoquent peut-être une remontée de la surface topographique.

L'intégrale des actions météoriques dans les paysages est donc un abaissement de la surface topographique d'autant plus faible qu'on va des hauteurs vers les glacis. Ceci aboutit à un aplanissement progressif. De plus, dans les points bas, s'ajoute le remblaiement, suivi par un "front de nontronitisation" qui remonte verticalement et latéralement. Les plaines à nontronite gagnent ainsi sur les glacis, tandis que les reliefs s'affadissent. On se trouve devant une véritable invasion remontante et débordante des smectites, processus qui n'est pas sans rappeler celui qui a été décrit par BOCQUIER et al. (1970) et BOCQUIER (1971, 1973) au Tchad, dans des zones beaucoup plus sèches.

CONCLUSION DE LA IIIème PARTIE

L'étude des eaux qui drainent les massifs ultrabasiques a permis d'appréhender la dynamique actuelle de l'altération.

Le schéma de l'altération de ces roches, tel qu'il se dégageait après l'étude de la phase résiduelle, est précisé par la prise en considération du facteur temps. Une réponse, d'ailleurs nuancée, est ainsi apportée à la question du caractère actuel ou paléoclimatique des profils.

1) Les types d'altération.

L'étude des équilibres thermodynamiques des minéraux et des solutions, et le calcul des mobilités relatives de la silice et de la magnésie ont été effectués à partir d'analyses d'eaux de nappes, de sources ou de ruisseaux, prélevées dans les différents milieux de la toposéquence. Ces raisonnements conduisent aux conclusions suivantes :

- a) L'altération des trois silicates primaires est décalée dans le temps et donc dans l'espace, du fait de l'approfondissement des profils, et intervient dans l'ordre : olivine, puis enstatite, enfin antigorite.
- b) L'évolution de ces trois minéraux diffère en fonction des facteurs climatiques et morphologiques. Les nuances sont minimes pour le pyroxène, qui se transforme d'une façon générale en talc. Cette forme est stable à la base de tous les profils, mais est hydrolysée dans les horizons superficiels. L'altération du péridot et de l'antigorite emprunte en revanche des chemins divers.

Sur les plateaux, le stade initial est une silicification. Le péridot abandonne un reliquat de silice amorphe, alors que l'antigorite est respectée. En saisons sèches, les processus sont bloqués à ce stade. Pendant

les périodes humides, fraîches et surtout chaudes, ces reliquats provisoires sont repris et intégralement hydrolysés, le résidu étant exclusivement goethitique : l'altération est une ferruginisation.

Sur les versants en pentes fortes, l'altération est rarement aussi totale. En saisons humides, l'olivine ne livre qu'un résidu goethitique, mais l'antigorite est en général au moins partiellement préservée. En saisons sèches, le stade initial d'évolution du péridot peut être smectitique, le processus étant alors une "fersilicification".

Dans toutes ces zones hautes, l'altération est donc caractérisée par un stade initial, fugace, au cours duquel l'antigorite est conservée (héritage) et le péridot altéré (silicification ou "fersilicification"). Les saisons humides permettent une altération plus intense des horizons moins profonds. La ferruginisation intégrale du profil n'intervient cependant que dans les zones de pentes faibles, où cette altération a le temps de se répéter pendant une longue période.

Dans les zones basses, le processus de silicification s'efface devant la "fersilicification" (genèse de nontronite). Ce stade est provisoire en bas de pente, où les saisons chaudes et humides favorisent encore une ferruginisation ultérieure, comme sur les plateaux. Dans les bas-fonds, par contre, l'altération silicatée est prépondérante et la goethite détritique est resilicifiée, pratiquement en toutes saisons.

Comme l'avaient déjà écrit BERTHOIS (1964), TARDY et MILLOT (1966), TARDY (1967), LENOIR (1971) l'étude de la phase soluble permet de mettre en évidence des fluctuations saisonnières de l'intensité de l'altération, fluctuations que ne traduisent pas les profils.

c) Les caractéristiques des profils d'altération s'expliquent donc par l'action du climat actuel.

d) Les profils d'altération des gabbros sont essentiellement kaoliniques, même dans les zones à topographie sub-horizontale (TRESCASES, 1969a) : la ferrallitisation (dont la ferruginisation n'est qu'un cas particulier), intervient d'autant plus aisément que la roche est plus basique, que la pente

est plus faible et que la pluviosité est importante. Dans un contexte géomorphologique favorable, le climat subtropical de la Nouvelle-Calédonie provoque sur les massifs ultrabasiques une périodicité des phases d'altération : la silicification (ou la "fersilicification") qui domine à la base des profils, demeure l'unique manifestation en saisons sèches; en saisons humides, ces processus sont masqués par la ferruginisation qui parfait l'évolution supergène.

2) Ventilation des éléments dans les paysages.

Le calcul des mobilités relatives dans les conditions de la surface a été généralisé à l'ensemble des éléments des péridotites. L'échelle de ces mobilités se révèle en bonne concordance avec la disposition dans le paysage des différentes concentrations supergènes. La répartition géochimique constitue le résultat d'un véritable processus chromatographique à travers la toposéquence de sols et de sédiments (RITCHIE, 1966 ; TARDY, 1969). Cette distribution est en équilibre avec les conditions climatiques et morphologiques présentes. Mais la seule étude de la phase soluble ne permet pas d'expliquer l'importance de toutes les accumulations.

3) Bilan de l'altération.

L'utilisation des réactions chimiques d'altération de chaque minéral, déterminées par l'étude combinée des phases résiduelle et soluble de l'altération, permet, si l'on connaît bien la nature géologique et les paramètres hydrologiques d'un bassin versant, d'établir le bilan de l'altération.

D'une manière générale les péridotites se révèlent plus altérables que les roches acides. Calculé pour chaque site morphologique, le bilan précise la tendance évolutive des paysages.

- Sur les plateaux, l'altération est rapide et efficace. La surface topographique s'abaisse lentement, mais les profils s'approfondissent. Il semble que la puissance de l'horizon de saprolite grossière croisse légèrement.
- Sur les versants, l'altération est plus rapide que sur les plateaux, mais moins efficace. Le front d'altération et la surface topographique descendent

ensemble, si bien que dans les conditions actuelles, l'épaisseur des profils reste à peu près constante, et faible.

- Sur les glacis, l'altération est moins rapide que sur les plateaux, mais aussi efficace. La surface topographique descend plus lentement que sur les plateaux, et l'ablation est moins active.

- Dans toutes les zones basses, le remblaiement se poursuit.

Finalem^{ent} , les actions météoriques tendent à contrarier les effets du soulèvement tectonique qui rajeunit périodiquement le modelé. A la suite de l'altération (et de l'érosion), les plaines à nontronite gagnent peu à peu sur les glacis tandis que les reliefs s'affadissent.

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude de l'altération des péridotites en Nouvelle-Calédonie, a été menée successivement à l'échelle du paysage, du profil, de l'échantillon et du cristal. Ces coupures correspondent aussi à des intervalles de temps bien définis :

- l'analyse du modelé prend en compte la totalité de la période post-miocène ;
- celle du profil intègre plusieurs centaines de milliers d'années ;
- au niveau de l'horizon ou de l'échantillon, l'échelle est celle du millénaire ;
- enfin l'étude des filiations minéralogiques, en particulier par l'intermédiaire de la phase soluble, distingue les phénomènes à l'échelle de la saison.

Les principaux résultats acquis par ces diverses démarches permettent de dégager les caractères, minéralogiques et géochimiques, spécifiques de l'altération des roches ultrabasiques.

1) Evolution minéralogique des péridotites dans les conditions de la surface.

Avant leur altération, et probablement lors de leur mise en place, les péridotites connaissent une phase de rétrodiagenèse qui transforme partiellement les orthopyroxènes et surtout les péridots en antigorite. Ces trois silicates et le spinelle chromifère sont ensuite soumis aux actions météoriques.

L'olivine est toujours le premier minéral altéré. Son hydrolyse est rapide, et se traduit par la lixiviation presque intégrale du magnésium libéré. Sur les plateaux, le résidu silico-ferrugineux de cette altération est amorphe ; il se désilicifie ensuite progressivement à la faveur des saisons les plus humides pendant que le fer cristallise en goethite. Vers le bas de la toposéquence, l'étape des composés non cristallisés est remplacée par un stade nontronitique, cependant que l'excédent de fer libéré s'individualise plus tôt en goethite. La nontronite s'altère à son tour en goethite pendant les saison humides.

L'orthopyroxène est épigénisé par du talc, associé à un peu de quartz. Cette transformation est toujours un peu retardée par rapport à l'agression du péridot. Elle est plus lente dans les zones basses ; vers le bas de la toposéquence, un peu d'enstatite subsiste dans des horizons de plus en plus superficiels. Le fer libéré par cette altération est oxydé et cristallise en goethite dans les plans de clivage. Talc et quartz sont relativement stables dans les profils.

L'antigorite est en général respectée dans les premiers stades de l'altération. Elle s'altère ensuite mais seulement en saison humide. Sa destruction est alors proche d'une dissolution congruente, et ne laisse qu'un résidu ferrugineux qui évolue rapidement en goethite. Le retard introduit dans l'altération du maillage serpentiniteux s'amenuise cependant vers les points bas du paysage. Dans ces zones basses, la silice n'est qu'incomplètement évacuée, et un stade nontronitique transitoire apparaît.

L'altération de la chromite est très lente, et se limite à une simple corrosion.

Ce cadre minéralogique préside au comportement de la plupart des éléments majeurs des roches ultrabasiques : silicium, magnésium et fer. Le manganèse libéré joue un rôle autonome, et s'individualise en concrétions d'asbolane. D'autre part, et surtout dans les zones hautes, les diaclases et les zones broyées sont le siège de néoformations de silicates nickélifères : antigorite-Ni et interstratifié talc-smectite nickélifère. Le mélange en proportions variées de ces deux silicates phylliteux constitue les "garniérites", parfois mêlées de quartz, d'opale ou d'hydroxydes de nickel. Il semble qu'on puisse préciser les caractères de ces "garniérites". L'antigorite-Ni, minéral 1/1, serait plus abondante dans les zones bréchiques, où les circulations des solutions sont rapides, et la désaturation en silice plus grande. Au contraire, les édifices interstratifiés de talc et de smectite nickélifères, minéraux 2/1, représentent l'essentiel dans les diaclases plus fines où les circulations sont plus lentes. Dans ces mêmes zones faillées, une éventuelle chlorite hypogène est dégradée en interstratifiés chlorite-smectite ou chlorite-vermiculite, et ces édifices accueillent du nickel sous une forme qui n'a pas pu être précisée. Certains auteurs désignent par le terme de "garniérites", l'ensemble des minéraux de couleur verte, plus ou moins nickélifères : antigorite, talc-smectite, chlorite, et même opale.

J'ai préféré limiter l'application de ce terme aux seuls silicates de néogénèse, fortement nickélifères : antigorite-Ni et interstratifiés talc-smectite-Ni. Quoi qu'il en soit, la garniérite n'est qu'un faciès de minerai de nickel, et non une espèce minéralogique.

Le terme des transformations météoriques est toujours représenté par de la goethite, plus ou moins chargée en divers éléments résiduels, chrome, aluminium, éventuellement nickel, adsorbés sur la goethite. L'érosion mécanique attaque les horizons superficiels ferrugineux, et provoque le déplacement de ces matériaux vers les points bas du paysage où ils s'accumulent dans des bassins marécageux. Les éléments, qui s'étaient révélés les plus résiduels au cours de l'altération, sont alors remis en contact avec les plus mobiles, dissous dans les nappes ; une recombinaison partielle intervient, sous la forme d'une nontronite, plus ou moins magnésienne, et nickélifère.

En définitive, un certain nombre d'enseignements peuvent être tirés de cette étude minéralogique :

- L'antigorite des profils d'altération est héritée de la zone de rétrodiagenèse.

- Les silicates primaires sont attaqués dans l'ordre olivine-enstatite-antigorite.

- Cette altération est caractérisée par une lixiviation presque intégrale du magnésium et par une rétention partielle de la silice, au moins dans un premier stade.

- Le fer représente le seul véritable élément résiduel. Sous forme de goethite, il constitue le terme de l'évolution météorique de ces roches. Dans les milieux d'accumulation sédimentaire, il peut se recombinaison avec la silice pour néoformer de la nontronite.

L'altérabilité différentielle des trois silicates primaires, mise en évidence par l'étude de la phase résiduelle, est démontrée par les calculs thermodynamiques. Les différences de stabilité de ces minéraux sont fonction des conditions de leur cristallisation et de la plus ou moins grande continuité de leur structure. Le péridot a cristallisé en profondeur, et il est formé de tétraèdres de silice isolés. Son altération est rapide. L'orthopyroxène est lui aussi un minéral de profondeur, mais les tétraèdres

siliceux sont organisés en chaînes. Son altération est moins rapide que celle du péridot. L'antigorite est un minéral de semi-profondeur (zone de rétrodiagenèse), et les tétraèdres sont assemblés en feuillets. Son altération ne commence que tardivement.

Dans l'altération de la plupart des roches cristallines, acides ou basiques, les phyllosilicates dioctaédriques (alumineux) jouent un rôle fondamental du fait de la quasi-insolubilité de l'ion Al^{+++} . Il existe bien une série de phyllosilicates trioctaédriques, magnésiens, équivalente à celle des minéraux alumineux. L'évolution météorique des roches ultrabasiques se distingue cependant fondamentalement de celle des autres familles de roches, en raison des grandes différences de solubilité de la silice, de l'aluminium et du magnésium. Dans les minéraux alumineux, l'aluminium octaédrique est plus stable que le silicium tétraédrique. Une altération progressive libère plus volontiers la silice que l'alumine, et donne naissance à des minéraux de moins en moins siliceux et de plus en plus alumineux : silice - montmorillonite - kaolinite - gibbsite. Dans les minéraux magnésiens, c'est au contraire le silicium tétraédrique qui est le moins soluble. Les minéraux résiduels naissants seront alors de plus en plus siliceux : brucite - antigorite - talc - silice. La silice libre, qui caractérise l'altération la plus modérée dans le cas des roches acides ou basiques, caractérise une altération importante des roches ultrabasiques. Les roches ultrabasiques se révèlent ainsi plus altérables que les autres roches cristallines.

En fait, la silice est soluble elle aussi, et l'altération des péridotites ne connaît pas les transformations plus ou moins accusées des roches acides ou basiques qui traduisent des nuances dans l'intensité de l'altération. En pratique, sur les péridotites, hormis les stades initiaux, transitoires, deux cas sont possibles : ou il subsiste des minéraux primaires, ou il ne reste que du fer. Ce caractère soluble des péridotites explique le modelé karstique développé sur ces roches, sous les climats chauds et humides.

2) Rôle de la concentration des solutions.

La nature des produits secondaires est un indicateur de la concentration des solutions au contact immédiat des cristaux en voie d'hydrolyse.

L'olivine s'altère très rapidement en opale dans les zones hautes ; la concentration en silice des solutions intra-cristallines est alors très élevée (130 ppm SiO_2). La transformation en nontronite, dans les zones basses, plus lente, implique une plus grande dilution des solutions de silice (20 à 30 ppm SiO_2).

Dans le milieu très concentré qui baigne les péridots en cours d'altération, à la base des profils de plateaux, l'antigorite est stable. Elle n'est hydrolysée qu'ensuite, lorsque les solutions sont plus diluées. En revanche, dans les profils des zones basses, l'eau moins concentrée est plus immédiatement agressive vis-à-vis de l'antigorite.

L'altération lente de l'orthopyroxène ne permet pas une forte concentration des solutions. L'excédent de silice précipite sous forme de quartz et non d'opale.

Dans les diaclases et les fractures, les eaux qui circulent sont également plus diluées qu'au contact des péridots : c'est encore le quartz qui précipite.

Le comportement du fer obéit à la même loi. Dans les milieux concentrés, ce sont les gels qui prédominent. La goethite apparaît d'autant plus tôt que le milieu est plus dilué.

En conclusion, on doit distinguer deux échelles de confinement qui correspondent à l'échelle du milieu extracristallin et à celle du milieu intracristallin (TARDY et al., 1970).

A l'échelle de l'unité morphologique, les plateaux représentent un milieu bien drainé, lixiviant, alors que les glacis et les bas-fonds sont des milieux confinants, au moins pour la silice.

A l'échelle du cristal, les bonnes conditions de drainage provoquent sur

les plateaux l'altération très rapide du péridot, ce qui se traduit par une libération massive de silice : au sein du péridot le milieu est confiné en silice. En bas de pente, par contre, l'altération est plus lente, et le milieu interne au cristal est relativement moins confiné que sur les plateaux.

3) Rôle du climat.

Le rôle du climat a été mis en évidence par l'étude des variations saisonnières de l'altération. Ces observations sont complétées par la comparaison des profils néocalédoniens avec les profils décrits par d'autres auteurs dans des régions différentes. Le climat joue sur la vitesse d'altération de certains minéraux. Il intervient par là sur les types d'altération.

a) Climat et vitesses d'altération.

Les minéraux les plus altérables sont détruits sous la plupart des climats. Ainsi l'olivine, qui est toujours le premier minéral altéré, disparaît aussi bien en climat tropical qu'en climat tempéré. Seuls les climats les plus arides autorisent-ils peut-être son maintien dans les profils.

Pour les minéraux moins altérables, comme l'antigorite, les climats moins humides ou (et) moins chauds que les climats tropicaux se traduisent par une vitesse d'altération beaucoup plus lente, voire nulle pour les climats tempérés. Ces minéraux subsistent donc "en sursis" d'autant plus longtemps dans les profils.

Les différences de comportement entre les cristaux s'accusent lorsque l'on va vers des climats plus tempérés. Elles ont tendance à s'estomper dans les climats équatoriaux.

b) Climat et types de profil.

Les écarts entre les vitesses d'altération des constituants minéralogiques régissent la répartition de ces cristaux dans les profils. Ces écarts varient selon les climats, il en est donc de même des types de profils. Ainsi, sous les climats équatoriaux (Guinée, Cuba), les plus agressifs, tous les silicates primaires disparaissent pratiquement en même temps, y compris l'antigorite. Ainsi la frange silicatée située à la base des profils, est réduite ou même nulle. En climat subtropical (Nouvelle-Calédonie, Californie) le retard à l'hydrolyse de l'antigorite, crée avec des variantes

qui ont été décrites et seront résumées plus loin, une zone silicatée plus ou moins épaisse à la base des profils. Sous les climats plus tempérés que le régime néocalédonien, cette frange prend de l'ampleur. A la limite, l'antigorite ne s'altère presque plus, comme c'est le cas en France, dans les Vosges, où les sols sur roches ultrabasiques sont du type ranker, très serpentineux (PEDRO et BITTAR, 1966). Sous des climats encore moins agressifs, plusieurs, voire la totalité des minéraux restent intacts dans les profils : ainsi au Groenland, il semble que tous les minéraux subsistent en surface, l'action météorique se limitant à une désagrégation mécanique. On doit noter qu'en climat tempéré humide et doux, les silicates primaires peuvent être l'objet d'une évolution minéralogique de nature différente de celle qui est étudiée ici : ainsi en Nouvelle-Zélande (GUILLON et TRESCASES, 1970), dans des environnements morphologiques de plateaux bien drainés, l'olivine est dissoute de façon congruente (Dun Mountain) tandis que l'antigorite alimente une néoformation de beidellite - nontronite (North Cape).

4) Le cycle géochimique supergène des éléments des péridotites.

Le comportement d'un élément peut être caractérisé par sa mobilité. Ce paramètre est complexe, et intègre plusieurs facteurs :

- la libération de l'élément de son site primaire, à la suite de l'altération;
- sa solubilité.

Tant qu'un élément est insoluble, il est immobile ; un changement ultérieur des conditions physico-chimiques peut le rendre soluble. Lorsqu'un élément est soluble, il migre avec les eaux de drainage vers le bas des profils et des paysages, jusqu'à ce qu'une modification des conditions le rende insoluble. Il est alors fixé dans un édifice secondaire, et il est soustrait à une nouvelle mobilisation tant que cet édifice n'est pas détruit.

- a) Eléments majeurs : Si, Mg, Fe. Ils sont tous trois rapidement libérés des silicates primaires.

- Le magnésium est soluble partout sous forme de Mg^{++} . Seule une très faible proportion de cet élément en transit dans les bas-fonds y est retenue.

- La silice est soluble sous forme de $Si(OH)_4$, mais la saturation peut être atteinte dans les premiers stades de l'altération des péridots en zone haute, et de l'opale s'accumule provisoirement. En bas de pente une partie de la silice libérée se combine avec le fer, dans une phase nontronitique transitoire. Cette rétention est de plus en plus durable vers le bas de la toposéquence.

- Le fer présent dans l'olivine et l'orthopyroxène est du fer ferreux, cependant qu'une partie de ce métal est à l'état ferrique dans l'antigorite de rétrodiagenèse. A peine libéré des réseaux cristallins, le fer s'oxyde en Fe^{+++} , et devient insoluble, dans les conditions de pH des profils (faiblement alcalines à la base, faiblement acides ensuite). Dans les zones hautes du paysage le seul silicate secondaire qui apparaît dans les profils est le talc, mais ce minéral n'accepte pas le Fe^{+++} dans son réseau. Le fer reste donc libre, d'abord sous forme de gel, ensuite de goethite. Il constitue rapidement l'essentiel des profils puisque le magnésium, puis la silice, sont éliminés. Dans les zones de piedmont, l'olivine s'altère en nontronite. Dans ce silicate, le fer est ferrique. L'association du fer et de la silice est toutefois limitée à la saprolite grossière, à la base des profils d'altération, après quoi la nontronite est détruite, la silice évacuée, et le fer individualisé en goethite. L'érosion mécanique démantèle les horizons supérieurs goethitiques de tous les profils d'altération. Le fer est ainsi transporté mécaniquement et vient s'accumuler dans les bas-fonds marécageux. Il y est enfoui, et entre à nouveau en combinaison avec la silice dissoute dans les nappes, pour donner des produits silico-ferriques mal cristallisés, à composition proche d'une nontronite (cryptonontronite). Dans les niveaux les plus profondément enfouis, ces cryptonontronites passent progressivement à la nontronite. Une petite proportion du fer sédimenté dans ces bas-fonds passe à l'état ferreux, du fait de l'activité réductrice de la matière organique végétale enfouie. Cette réduction du fer à l'état ferreux permet sa solubilisation. Ce mécanisme est peut-être un préalable nécessaire

à la néoformation de la nontronite, mais ce n'est pas certain. En effet la nontronite contient du fer ferrique, alors que, dans les bas-fonds, le fer ferreux est piégé dans des carbonates.

Les cycles supergènes de la silice et du fer divergent radicalement dans les zones hautes bien drainées, et convergent de plus en plus dans les zones basses, lorsque les conditions de drainage se détériorent.

b) Éléments mineurs.

- Le manganèse et le cobalt sont rapidement libérés de leurs hôtes silicatés. Oxydés en Mn^{III} puis Mn^{IV} et partiellement en Co^{III} , ces éléments sont insolubles et s'isolent en concrétions d'asbolane. A proximité de la surface, la stabilité de ces oxydes est détruite, peut-être sous l'influence d'acides organiques. Mais la migration verticale de ces éléments est faible car ils retrouvent vite leurs conditions de précipitation.

- Le chrome et l'aluminium ne sont que très tardivement libérés du réseau du spinelle chromifère. Cr^{III} et Al^{III} sont tous deux insolubles et s'associent au fer, dans la goethite. L'aluminium est cependant un peu plus mobile que le chrome. Dans les nontronites, l'aluminium intervient dans la structure, alors que le chrome est refusé.

- Le nickel est rapidement libéré des silicates. Insoluble à la base des profils, où le pH est légèrement alcalin, il est fixé sur l'antigorite hypogène, et fixé ou incorporé à la nontronite, et à un degré moindre, aux gels silico-ferriques. Plus haut dans les profils il serait soluble s'il n'était piégé par la goethite et l'asbolane. Les phases organiques concentrent par ailleurs cet élément. Le nickel saute ainsi de pièges en pièges tout au long de la toposéquence. Une proportion importante de cet élément se révèle malgré tout satellite de la silice.

Au cours de l'altération, les associations géochimiques établies dans les conditions de la profondeur sont rompues, et les destinées des éléments divergent plus ou moins.

- Certains éléments, présents en quantités importantes dans la roche, dictent en partie, par leur distribution, les conditions physico-chimiques de chaque milieu. Ce sont des éléments pilotes (Si, Mg, Fe).

- D'autres sont trop mal représentés pour jouer un rôle dans le contrôle des conditions physico-chimiques. En revanche ils subissent peu l'influence des éléments pilotes et demeurent isolés. Ce sont des éléments mineurs indépendants (Mn, Co).

- D'autres enfin voient leur distribution régie par les éléments pilotes. Ils sont piégés par les diverses concentrations des éléments majeurs, mais ils ne s'individualisent pas en général en édifices spécifiques. Leur comportement est celui d'éléments en traces. Ce sont des éléments passifs, ou satellites (ici Cr, Al et surtout Ni).

Ces distinctions sont plus géologiques que chimiques. Elles montrent par exemple que les éléments dits satellites ne pourront pas, en général, constituer des concentrations isolées : leur accumulation est liée à celle de l'un de leurs éléments pilotes. Les règles de prospection s'en trouveront sensiblement modifiées.

5) Ventilation des éléments dans le paysage.

Les éléments se déplacent donc avec les eaux souterraines, jusqu'à ce qu'ils soient piégés. Il en résulte une ventilation de ces éléments dans le paysage, les diverses concentrations prenant place au niveau "des barrières géochimiques" spécifiques de chacun (POLYNOV, 1937, 1956 ; PERELMAN, 1967 ; TARDY, 1969 ; BOCQUIER, 1971./1973 ; MILLOT, 1971).

Cette séparation s'opère d'abord suivant la verticale des profils (chromatographie verticale), puis une distribution similaire apparaît le long des toposéquences (chromatographie oblique). Trois groupes d'éléments peuvent être distingués.

* Les éléments lixiviés.

Le groupe des éléments lixiviés comprend les alcalins, les alcalino-terreux, le bore et à la limite, le magnésium. La mobilité de ces éléments est au moins égale à celle du magnésium. Ces éléments sont mobiles dans tous les milieux de la toposéquence, car ils restent indifférents vis-à-vis

des divers types de pièges qui se succèdent dans le paysage. Ils sont évacués de l'environnement péridotitique, et rejoignent les marais à gypse, les mangroves et l'océan.

* Les éléments intermédiaires.

La silice, et à la limite, le magnésium, constituent un groupe intermédiaire entre les éléments lixiviés et les éléments résiduels. La restriction de leur mobilité tient à deux causes :

- leur caractère résiduel fugace, à la base des profils, qui retarde leur élimination (caractère dû à la relative stabilité de quelques silicates primaires au début de l'altération) ;
- leur solubilité moins grande que celle des ions du groupe précédent. Ainsi le magnésium précipite en partie, sous forme de carbonate, dans les plaines alluviales qui s'étendent au pied des massifs péridotitiques. Une partie de la silice s'arrête plus tôt encore, et précipite dans les zones broyées en amont des zones serpentineuses, ou se recombine avec le fer dans les dépôts alluviaux.

* Les éléments résiduels.

En principe insolubles, les éléments résiduels (Fe, Cr, Al, Mn, Co, Ni), représentent l'essentiel des profils d'altération. Leurs mobilités respectives diffèrent toutefois sensiblement. Le fer et le chrome sont les éléments les plus résiduels. Ils sont pratiquement toujours insolubles. L'aluminium, le manganèse, le cobalt, le zinc, le vanadium et le cuivre sont également résiduels, mais leur mobilité est légèrement plus grande que celle du fer et du chrome. Al, Mn et Co (Zn, V, Cu) sont de ce fait appauvris dans les horizons superficiels. Tous ces éléments résiduels sont pour l'essentiel présents sous forme d'oxydes ou d'hydroxydes en haut de la toposéquence, alors que vers l'aval, les formes silicatées de piégeage envahissent peu à peu la totalité des profils. Le nickel, enfin, est relativement plus mobile que les autres éléments résiduels. Dans les profils de plateaux, le nickel n'est vraiment insoluble que dans la tranche inférieure où le pH est alcalin. Il est par ailleurs immobilisé sous forme silicatée, dans la garniérine en amont, ou la nontronite à l'aval. Un faible transport oblique de nickel en solution intervient d'amont en aval.

La ventilation des éléments dans les paysages est donc essentiellement fonction de leur solubilité, et accessoirement de la stabilité des édifices minéralogiques primaires et secondaires. Les "barrières géochimiques" se ramènent en fait généralement au paramètre concentration, mais elles sont fonction des divers facteurs qui régissent la solubilité : pH, Eh, éventuellement présence d'ions complexants, voire adsorption physique d'ions sur des précipités de grande surface (gels)... L'ensemble de ces conditions caractérise chaque milieu, et y détermine la solubilité de chaque élément : un élément donné précipite lorsque sa teneur dans les solutions souterraines atteint la saturation vis-à-vis d'une forme minéralogique ; ainsi, pour la silice, 6 ppm pour le quartz, 20 à 30 ppm pour la nontronite (aux teneurs en Mg^{++} et H^+ rencontrées ici), et 130 ppm pour l'opale.

Les mécanismes de dissolution et précipitation n'expliquent cependant pas toute l'évolution du paysage : les processus mécaniques d'érosion, dictés par le modelé, viennent sans cesse remettre en cause les séparations qu'avait opérées la géochimie de surface.

6) L'évolution du paysage géochimique.

Aux mécanismes chimiques se superposent les phénomènes mécaniques d'ablation, de transport et de dépôt. De même qu'un profil d'altération n'est que la résultante des progressions concurrentes du front d'altération et du front d'érosion mécanique, de même le paysage tout entier évolue en fonction de l'intensité de chacun des processus antagonistes : érosion chimique et érosion mécanique.

La comparaison de ces deux mécanismes sur le bassin montagneux de la Dumbéa montre que ce bassin exporte beaucoup plus de matières sous forme dissoute (60 t/km²/an en moyenne) que sous forme solide (20 t/km²/an). En fait, la différence entre l'ablation et la dissolution n'est pas si grande. En effet, une bonne part des matériaux figurés arrachés aux versants s'arrête au bas de pente, en accumulation de piedmont. Cette part échappe donc à la comptabilité à l'exutoire du bassin. Pour interpréter la tendance évolutive du paysage ultrabasique, il est par conséquent nécessaire de comparer l'érosion chimique et l'érosion mécanique pour chaque catégorie de sites : plateaux - versants - piedmonts et glacis - bas-fonds.

a) Evolution géomorphologique et géodynamique.

Sur les plateaux, l'horizon silicaté de saprolite grossière tend à devenir plus épais, cependant que les horizons supérieurs, ferrugineux, se tassent puis sont décapés. Les profils ferrallitiques sont en régression, et la plupart des plateaux en voie de démantèlement. Ces plateaux rétrécissent, et les formations de versants deviennent prédominantes dans les paysages montagneux.

Sur les versants, la compétition entre les actions chimiques et mécaniques est serrée, mais la tendance semble légèrement favorable à l'altération. Les versants reculent, et les matériaux figurés provenant de l'ablation s'accumulent au pied des pentes, dans les vallées et dans toutes les zones basses du paysage.

Au total l'évolution des zones montagneuses paraît tendre vers un paysage aplani, du type piedmont et glacis.

Dans les zones basses, la situation est différente, puisque les processus mécaniques procèdent plus par apports (colluvionnement, alluvionnement) que par soustractions (ablation). Deux types d'évolution sont possibles.

. Si ces zones basses constituent un niveau de base, l'accumulation des matériaux arrachés à l'amont se poursuit. L'altération n'affecte plus la roche saine, mais les produits détritiques ferrugineux sédimentés, en les transformant en nontronite. Il n'y a plus concurrence entre les actions chimiques et mécaniques, mais au contraire complémentarité. L'aplanissement est de plus en plus parfait, et les plaines marécageuses nontronitiques gagnent peu à peu sur les dépôts de piedmont.

. Si le niveau de base est baissé, à la suite d'une réactivation du soulèvement tectonique, un réseau hydrographique s'installe et incise les zones basses. Le bilan des actions mécaniques devient favorable à l'érosion, cependant que l'altération agresse à nouveau le substrat de roche saine. Les plaines marécageuses, qui s'étaient constituées au cours de la période de remplissage, évoluent vers le stade glacis induré, puis vers le stade décrit sur les plateaux.

TABLEAU XXXVIII

Comparaison des effets de l'altération et de l'érosion mécanique
sur le bassin de la Dumbéa (tous les chiffres sont exprimés en t/km²/an sauf dans la colonne 6)

	BILAN DE L'ALTERATION			Estimation de l'ÉROSION MECANIQUE	Produits effectivement accumulés dans le bassin	Rapport (%) des quantités effecti- vement accumulées aux quantités initialement pro- duites par l'altération.
	Constituants des péridotites concernés par l'altération	= Produits lixiviés avec la phase soluble	+ Produits suscepti- bles d'être accumu- lés dans la phase résiduelle	Produits exportés du bassin sous for- me figurée		
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	55,2	23,7	31,5	7	24	43
MgO	56,8	36,0	20,8	0,4	20	35
Fe ₂ O ₃	10,2	ε	10,2	7	3	30
Al ₂ O ₃	0,40	ε	0,40	1,8	-	-
Cr ₂ O ₃	0,67	-	0,67	0,1	0,6	90
MnO ₂	0,15	-	0,15	0,04	0,1	70
NiO	0,50	-	0,50	0,34	0,15	30
Total	124	60	64	17	47	38

La somme des chiffres de la colonne (1) représente la masse annuelle de péridotite altérée
(environ 136 t de péridotites serpentinisées)

Les rapports de la colonne (6) sont calculés par la formule (6) = $\frac{(5)}{(1)} \times 100$

Le bilan de l'altération s'écrit (1) = (2) + (3)

Le bilan des actions météoriques s'écrit (1) = (2) + (4) + (5)

b) Evolution géochimique.

Le paysage évolue aussi du point de vue géochimique, le tri mécanique intervenant dans la ventilation des éléments dans les paysages. Le parcours mécanique des éléments chimiquement les moins mobiles s'effectue par étapes, dans le temps et dans l'espace. Chaque crue remanie les dépôts de la crue précédente et leur fait franchir un nouveau pas (BALTZER, 1971, 1972 ; BALTZER et TRESCASES, 1971 a et b). Ainsi les produits arrachés aux plateaux s'arrêtent sur les piedmonts, qui s'érodent à leur tour pour alimenter la plaine alluviale, cette dernière livrant ses matériaux au bénéfice du delta, lequel abandonne ses sédiments au lagon. Pendant les longues périodes de calme qui séparent chaque remaniement important, les dépôts issus d'un site amont sont le siège de transformations géochimiques qui les remettent en équilibre avec leur nouvel environnement. Le bilan géochimique de l'altération a été établi pour différents bassins versants (tableau XXXVII, page 277). Ces bilans exprimés en t/Km²/an, se présentent sous la forme d'équations :

$$\begin{aligned} \text{Masse annuelle de péridotite altérée} &= \text{Somme des produits lixiviés} \\ &+ \text{Somme des produits résiduels.} \end{aligned}$$

Ce bilan a été calculé pour tous les éléments constituant d'une péridotite moyenne. Les résultats, concernant le bassin montagneux de la Dumbéa, sont présentés dans les trois premières colonnes du tableau XXXVIII (la somme des valeurs inscrites dans les colonnes 2 et 3 est égale aux valeurs portées dans la colonne 1).

D'autre part, les taux d'exportation en suspension à l'exutoire du bassin de la Dumbéa (voir chapitre III, tableau IV) sont présentés dans la quatrième colonne du tableau XXXVIII. Les produits affectés par l'érosion mécanique sont arrachés aux profils d'altération : ils sont donc soustraits à la phase résiduelle. L'évaluation des taux d'exportation figurée est moins précise que celle du bilan de l'altération. Les taux d'accumulation effective de chaque élément dans le paysage (colonne 5) ont cependant été évalués par soustraction des taux exportés à la suite de l'érosion (colonne 4) des taux susceptibles d'être accumulés dans la phase résiduelle de l'altération (colonne 3). Les chiffres de cette colonne 5 représentent, uniformément réparties sur l'ensemble du bassin versant de la Dumbéa, les quantités de chaque élément s'accumulant dans le paysage à la suite des mécanismes superficiels d'altération, d'érosion et de dépôts. Le rapport des

quantités finalement accumulées (colonne 5) aux quantités initialement produites par l'altération (colonne 1), exprimé en pourcentage, figure dans la colonne 6 du tableau XXXVIII (ces valeurs sont obtenues en divisant les chiffres de la colonne 5 par ceux de la colonne 1, et en multipliant le résultat par 100).

Ces calculs sont impossibles pour l'aluminium. Les paysages ultrabasiques sont en effet exceptionnellement pauvres en aluminium ; une contribution, même faible, de formations non péridotitiques à l'alimentation des suspensions, suffit à fausser totalement le bilan. A cette exception près, on voit que tous les éléments des péridotites s'accumulent plus ou moins dans le paysage mais les actions sédimentologiques opèrent un dernier tri. Les éléments les mieux retenus dans le bassin de la Dumbéa sont le chrome et le manganèse : respectivement 50 % et 70 % de ces métaux restent dans le bassin après être libérés de la roche. Ces éléments ne sont pas lixiviables et migrent peu en suspension, car ils sont présents en trop grosses particules. Le fer, le nickel, et probablement l'aluminium, s'accumulent relativement moins vite que le chrome et le manganèse puisque l'accumulation n'intéresse que 30 % du fer et du nickel libérés. L'exportation a lieu sous forme de fine suspension, vraisemblablement avec les nontronites. Le silicium et le magnésium, enfin, quoique massivement évacués en solution, sont en valeur absolue, les éléments résiduels encore dominants dans les paysages de montagne. Par conséquent, après une première phase qui a conduit à l'élaboration de plateaux ferrallitiques, l'évolution actuelle des zones montagneuses conduit à une accumulation sur les versants de matériaux à dominante silicatée.

Il ne s'agit là, toutefois, que d'une étape de l'évolution d'un modelé encore très montagneux. Nous avons vu que la plus grande partie des matériaux arrachés aux plateaux et aux versants, s'arrêtent en position de piedmont. L'altération poursuit son oeuvre dans ce nouvel environnement, et les silicates primaires qui avaient échappé à la destruction dans les profils de versant, sont hydrolysés en bas de pente. Ce mécanisme passe inaperçu sur le bassin de la Dumbéa ; il est beaucoup plus sensible à l'extrémité sud de l'île, où le modelé est nettement moins incisé que dans la région de la Dumbéa. Lorsque l'aplanissement devient généralisé, ce

sont les plaines à nontronite qui constituent l'essentiel des paysages.

Au total, en l'absence de soulèvement tectonique, le paysage ultrabasique tend vers l'aplanissement. La forme d'équilibre semble être une "surface", formée de grandes plaines à nontronite encadrées de petits chaînons rocheux résiduels. A la suite du soulèvement de la Nouvelle-Calédonie, ces plaines sont incisées, et transformées, d'abord en glacis indurés, puis en plateaux. Les versants représentent peu à peu l'essentiel du paysage, et les plateaux finissent par disparaître à leur tour. La majorité des matériaux arrachés sur les hauteurs, s'accumulent dans les nouvelles zones basses, et une nouvelle génération de plaines à nontronite est élaborée. Finalement, les actions météoriques tendent à annuler les effets du soulèvement tectonique, qui rajeunit périodiquement le modelé.

Le cycle supergène des éléments des péridotites est donné par la figure 56. Cette figure schématise la toposéquence type qui a été décrite tout au long de cet ouvrage, et mentionne les positions des différents fronts : ablation - remaniement - altération. Quatre profils types sont dessinés, avec une échelle des hauteurs très dilatée, en chacun des sites morphologiques : plateau - versant - piedmont et glacis - bas-fond . Les accumulations, résiduelles ou absolues, de chaque élément, sont indiquées sur ces profils par un symbole chimique. Les transports mécaniques et chimiques d'un site à un autre sont figurés par des flèches. L'importance relative des quantités accumulées ou transportées, est suggérée par la taille des symboles chimiques et l'épaisseur des flèches.

J'ai essayé de rassembler sur cette figure l'essentiel de l'évolution géochimique des paysages ultra-basiques :

- l'évacuation du magnésium, sous forme dissoute, de tous les milieux de la toposéquence ;
- l'accumulation de la silice, résiduelle et transitoire, à la base des profils de plateau et de versant (antigorite héritée, opale), absolue dans les glacis et surtout dans les bas-fonds (nontronite) ;
- l'accumulation dans les parties moyennes et supérieures des profils, des éléments résiduels Mn, Co d'une part, Fe, Cr, Al d'autre part ;

- la ré-insertion dans le cycle géochimique de ces éléments résiduels, à la suite de petits parcours mécaniques d'un milieu de la toposéquence au milieu situé immédiatement en aval ;
- le très complexe cycle du nickel,
 - o élément résiduel pour l'essentiel,
 - o mais piégé avec les autres éléments, qu'ils soient résiduels (Mn, Fe) ou lixiviables (Si),
 - o et progressant, sous forme dissoute, par une lente migration oblique, de l'amont vers l'aval de la toposéquence.

Le rôle métallogénique des mécanismes superficiels peut être ainsi dégagé.

7) Mécanismes superficiels et métallogénie : essai d'interprétation des gisements nickélifères.

L'ensemble des mécanismes superficiels provoque la concentration du nickel dans des sites privilégiés.

a) Les formes de concentration du nickel.

Dans une première phase d'altération le nickel libéré est insoluble à la base du profil. Il va se piéger surtout sous forme d'hydroxydes, entre les lamelles élémentaires du maillage d'antigorite hypogène, encore inaltérées, et en bas de pente, sur les nontronites qui épigénisent les péridots ; dans ce dernier cas, l'association est peut-être en partie structurale.

Après la descente du front d'altération, ces minéraux se retrouvent en haut de la saprolite grossière et s'altèrent.

- Un tiers du nickel libéré s'associe alors à la goethite et à l'asbolane.

- Le restant migre vers le bas du profil, mais retrouve vite les conditions initiales d'immobilisation (antigorite ou nontronite). Une concentration s'élabore donc progressivement avec la descente du front d'altération ; elle se situe toujours à proximité de la roche mère.

Postérieurement à cette première distribution, les circulations d'eaux souterraines entraînent latéralement une partie du nickel immobilisé à la base des profils. Ce métal reprécipite un peu plus loin, dans les creux du substrat rocheux, et surtout dans les zones broyées, où il vient enrichir

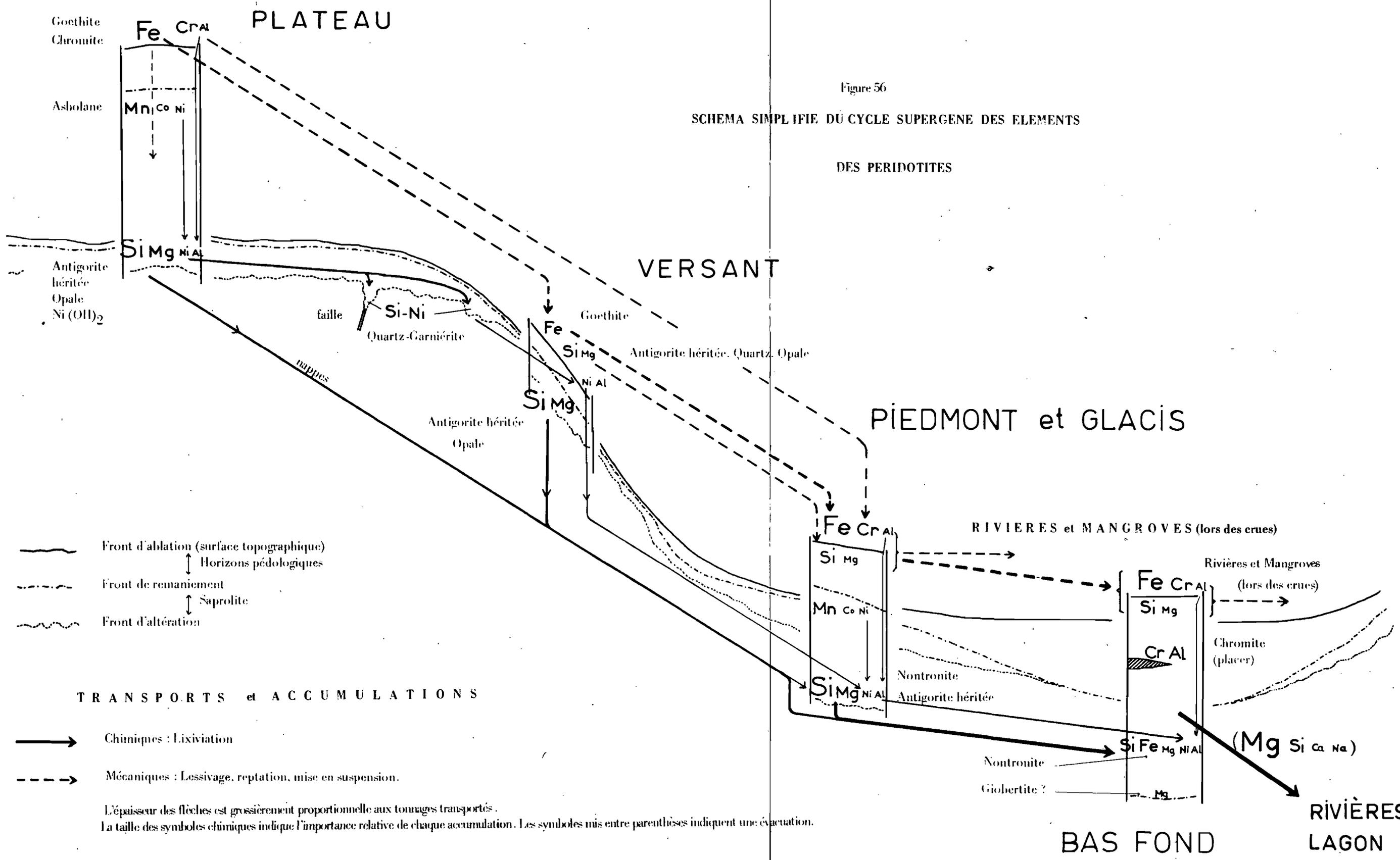


Figure 56
SCHEMA SIMPLIFIE DU CYCLE SUPERGENE DES ELEMENTS
DES PERIDOTITES

des silicates (antigorite hypogène, nontronite), ou se combiner avec la silice pour néoformer les garniérites (antigorite-Ni, talc-smectite Ni).

Finalement, en zone de pentes faibles, où l'ablation est faible et les profils profonds, le nickel montre deux distributions :

- Association avec des silicates. Cette association est une adsorption dans le cas de l'antigorite primaire, elle est peut-être en partie structurale pour la nontronite, elle est structurale dans la garniérite. La concentration est limitée à la base du profil. En l'absence de migrations obliques, la teneur atteint 2 à 4 % ; elle est surtout fonction de la durée de l'altération. Dans les zones enrichies par des apports latéraux la teneur atteint 5 à 6 %. Dans les garniérites la teneur peut même dépasser 30 %. Ces hautes teneurs sont fonction du modelé.

- Association avec des hydroxydes. Le nickel est alors distribué sur la ^{plus} grande partie du profil, sauf au sommet où ses minéraux hôtes sont détruits (asbolane), ou appauvris (goethite). La concentration est relative et ne rassemble qu'une fraction du nickel initial. La teneur varie de 1 à 2 %, mais ne peut guère dépasser ce chiffre. Elle est surtout fonction de la teneur initiale de la roche.

b) Distribution des concentrations dans les paysages.

Sur les plateaux, le drainage interne est rapide. Les circulations souterraines sont activées par la position surélevée des plateaux, et le modelé du substrat, tourmenté dans le détail. Un lessivage oblique efficace appauvrit en nickel les secteurs les plus hauts au bénéfice des zones où se concentrent les circulations (zones broyées, dolines, creux du substrat, pourtour des plateaux). Les teneurs dépassent souvent 4 à 5 % dans les zones enrichies, elles ne descendent pas au-dessous de 2 % dans les zones appauvries. L'exploitation minière, qui avait commencé au siècle dernier dans les accumulations garniératiques les plus riches, intéresse à l'heure actuelle les gisements de plateaux pris dans leur ensemble.

Sur les versants, la profondeur des profils est faible, et il y a relativement peu de nickel autochtone disponible. Un peu de nickel, échappé des plateaux, est importé, mais la teneur ne dépasse guère 2 %,

sauf au raccord des versants et des plateaux, où elle peut atteindre 4 ou 5 %. Seules ces zones de raccord (croupes) sont exploitables à l'heure actuelle. La médiocrité des teneurs sur les versants sensu stricto, la faible épaisseur des profils et les difficultés d'accès rendent improbable une exploitation généralisée de ces formations de versants.

Sur les piedmonts et glacis, le drainage latéral des profils est lent, et ne mobilise que peu de nickel, les mouvements sont verticaux pour l'essentiel. L'aval des glacis est simplement un peu enrichi au détriment de l'amont. Les gisements sont à teneurs moyennes (2 à 3 %). En revanche, les réserves sont très importantes, l'accès de ces glacis est plus aisé que celui des zones de montagne. Lorsque des procédés de valorisation du "minerai latéritique" (saprolite fine) pourront être appliqués, ces gisements assureront à la Nouvelle-Calédonie une production quatre à cinq fois plus forte que la production actuelle, tout en garantissant plusieurs siècles de réserves. L'énorme prééminence des minerais sulfurés sur le marché mondial s'en trouvera fortement amoindrie.

Dans les bas-fonds marécageux, l'altération n'intéresse pas des silicates mais surtout des hydroxydes de fer un peu nickélifères, et les transforme en nontronite. Il n'y a donc pas d'accumulation relative de nickel. Un peu de nickel dissout provient toutefois des glacis. Dans les nontronites, la teneur ne dépasse en général pas 2 %. Dans quelques horizons tourbeux, la concentration peut être élevée (5 à 6 %), mais ces horizons sont peu épais et discontinus. L'exploitation de ces gisements, noyés dans la nappe phréatique, n'a pas commencé. Le traitement métallurgique pose des problèmes, puisque ces niveaux ne sont guère plus riches que les horizons de saprolite fine, mais sont très siliceux. Toutefois, l'exploration de ces zones basses n'en est encore qu'à son début, et il n'est pas exclu que des concentrations économiques puissent y être découvertes.

Les caractères principaux des gisements nickélifères de Nouvelle-Calédonie peuvent être résumés comme suit.

Le climat sub-tropical est suffisamment agressif pour que des quantités importantes de nickel soient libérées, mais il laisse subsister à la base des profils une tranche silicatée en sursis qui représente le piège le plus efficace.

Le modelé karstique joue un grand rôle métallogénique. Si la péridotite est bien la source du nickel (le générateur), une préconcentration s'élabore grâce au piégeage de ce métal, à la base des profils d'abord, dans les points bas du paysage karstique (bas-fonds, glacis) ensuite. La vaste extension des massifs péridotitiques permet au nickel de passer de pièges en pièges, améliorant ainsi la concentration.

L'activité tectonique plio-quaternaire soulève la Nouvelle-Calédonie, démantèle le karst, et remodèle un paysage où un premier stock de nickel s'était constitué dans les poljès (bas-fonds), devenus ensuite glacis, puis à l'heure actuelle plateaux. Ce bouleversement du modelé a activé les remobilisations latérales, qui élaborent des gisements à haute teneur dans les compartiments moins soulevés, sur les pourtours des plateaux, dans les zones faillées. Finalement, la mise en relief des plateaux n'est qu'un stade éphémère dans la dissection du modelé. Mais avant cette mise en relief, du nickel s'était accumulé dans les profils d'altération. Et c'est grâce à cette mise en relief que ce métal est redistribué en concentrations élevées. Une fois de plus, les remaniements géochimiques successifs qui aboutissent à un gisement minier se situent dans une histoire géomorphologique.



B I B L I O G R A P H I E

- ALIETTI A. (1956) - Il minerale a strati misti saponite - talco di Monte Chiaro (Val di Taro, Appennino Emiliano). Accad. Nazionale dei Lincei Rend. Cl. Sci. Fisiche, Math e Nat. Ser. 8 - 21, fasc. 3-4, p. 201-207.
- AMMOU-CHOKROUM M. (1969) - Contribution à l'étude de la distribution du nickel et des ferrallites de Nouvelle-Calédonie. C.R. Ac. Sc. Paris, sér. D, t.268, p. 1563-1566.
- AMMOU-CHOKROUM M. (1972) - Contribution à la valorisation des ferrallites nickélifères de Nouvelle-Calédonie. Distribution minéralogique des éléments et étude de leur comportement au cours de la réduction solide-gaz des matériaux. (Thèse) Univers. Nancy I, 170 p. multigraph.
- ARNOULD A., GOUPILLAUD R., ROUTHIER P. (1948) - Découverte de pegmatite à tourmaline en Nouvelle-Calédonie. C.R. som. S.G.F., Paris, p. 359-361.
- ARNOULD A., AVIAS J. (1955) - Carte géologique de Nouvelle-Calédonie à 1/100 000 et Notice explicative. Feuille n° 10. Yaté-Prony, ORSTOM, Paris.
- AUBERT E. de la Rüe (1937) - A travers la Nouvelle-Calédonie minière. Monde colonial illustré. Paris - 14, p. 18-19.
- AUGUSTITHIS S.S. (1965) - Mineralogical and geochemical studies of the platinumiferous dunite - birbirite - pyroxénite complex of Yubdo/birbir., W. Ethiopia. Chemie der Erde, Jena, DDR, n°2, p. 159-196.

- AVIAS J. (1952) - Note sur la genèse des gîtes nickélifères en Nouvelle-Calédonie. XIXe Congrès géologique international Alger, Section XII, fasc.XII, p. 271-272.
- AVIAS J. (1953) - Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécétacées en Nouvelle-Calédonie (Thèse). Thèse Fac. Sc. Nancy, Sciences de la Terre n°1-2, Nancy, p. 1-276.
- AVIAS J. (1962) - Sur la nature intime d'un minerai pulvérulent de nickel non encore décrit de Nouvelle-Calédonie. C.R. Ac. Sc. Paris, Sér. D, t. 255, p. 3197.
- AVIAS J. (1969) - Note sur les facteurs contrôlant la genèse et la destruction des gîtes de nickel de la Nouvelle-Calédonie. Importance des facteurs hydrologiques et hydrogéologiques. C.R. Ac. Sc. Paris, sér. D, t. 268, p. 244-246.
- AZEVEDO L., FRANCA J., MUSSI-SANTOS A., PINTA M., SIEFFERMANN G. (1972) - Premières déterminations des produits d'altération des roches ultrabasiques à chromite de Campo-Formoso. Montmorillonites, chlorites et talcs chromifères. XXVIe Congrès de Géologie Brésilienne, Belem. Para, Brésil, sept.72, 12 p. multigr.
- BACHELIER G. (1968) - Problèmes relatifs à l'atmosphère du sol et utilisation possible d'un détecteur de gaz pour la mesure de sa teneur en gaz carbonique. Cah. ORSTOM, sér.Pédol., Bondy, vol.VI, n°1, p.95-104.
- BALTZER F.J., GUILLON J.H., TRESCASES J.J. (1966) - Weathering of the new caledonian ultramafic rocks and consecutive sedimentation. South-West Pacific, Geological Survey Conference, Suva FIJI March 1966, Paper 9, 7 p.
- BALTZER F.J., CANEVET J.C., GUILLON J.H., LAUNAY J.C. et TRESCASES J.J. (1967) - Weathering of the new caledonian ultramafic rocks and consecutive sedimentation - A research programme. New-Zealand Journal of Geology and Geophysics. First special Pacific issue, Lower Hutt, N.Z., vol. 10, n°5, p. 1197-1199.

- BALTZER F. (1970) - Datation absolue de la transgression holocène sur la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie sur des échantillons de tourbes à palétuviers. Interprétation néotectonique. C.R. Ac. Sc. Paris, sér. D, t.271, p. 2251-2254.
- BALTZER F. (1971) - Relais de la silice en solution par une smectite détritique dans le transport vers la mer des produits d'altération d'un bassin versant tropical sur roches ultrabasiques. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t. 273, p. 929-932.
- BALTZER F., Le RIBAULT L. (1971) - Néogenèse de quartz dans les bancs sédimentaires d'un delta tropical. Aspect des grains en microscopie électronique et optique. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t. 273, p. 1083-1086.
- BALTZER F., TRESCASES J.J. (1971) - Première estimation du bilan de l'altération, de l'érosion, et de la sédimentation, sur péridotites, sous le climat tropical de la Nouvelle-Calédonie. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.273, p. 2034-2037.
- BALTZER F. et TRESCASES J.J. (1971) - Erosion, transport et sédimentation liés aux cyclones tropicaux dans les massifs d'ultrabasites de Nouvelle-Calédonie. Première approche du bilan général de l'altération, de l'érosion, et de la sédimentation sur péridotites en zones tropicale. Cah. ORSTOM, sér.Géol. Bondy, vol.III, n°2, 1971, p. 221-244.
- BARNES I, O'NEIL J.R. (1969) - The Relationship between Fluids in Some Fresh Alpine-Type Ultramafics and Possible Modern Serpentinization, Western United States. Geol. Society of America, New-York, N.Y., Washington D.C., USA, Bull. vol.80, p. 1947-1960.
- BASU AN, MUKHERJEE S.K. (1966) - Interaction of montmorillonite clay and trace element cations. J. Indian chem. Soc., vol.43, n°4, p. 245-249.
- BECKER G.F. (1895) - Gold fields of the southern Appalachians. 16th Ann. Report of U.S. Geol Survey Washington D.C., USA, pt.3, p. 251-319.

- BENOIT F. (1892) - Etude sur les mines de Ni de la Nouvelle-Calédonie. Bull.Soc.Ind.Miner., St Etienne, 3e Sér., t.6, p. 753-804.
- BERNER R.A. (1969) - Goethite stability and the origin of red beds. Geochimica et Cosm. Acta, London G.B., Vol.33, n°2, p. 267-273.
- BERNER R.A. (1971) - Principles of chemical sedimentology. Mc Graw-Hill Book Co New-York, p. 1-240.
- BERTHOIS L. (1964) - Etude comparative du lessivage des sols dans les zones tropicales et tempérées. Norois, n°44, p. 439-444.
- BESSON H., CAILLERE S., HENIN M.S. (1966) - Comportement d'une montmorillonite en présence d'une solution magnésienne : formation d'une pseudochlorite stable. Bull. du Gr. Fr. des Arg., Paris, t.XVIII, nouv. sér., Fasc. 13, 1966, p. 51.
- BETEKHTINE A. (1968) - Manuel de minéralogie descriptive. Editions Mir - Moscou, p. 1-736.
- BIAIS R., BONNEMAYRE A., de GRAMONT X., MICHEL M., GIBERT H., JANOT C. (1972) - Etude des substitutions Al-Fe dans des oxydes et hydroxydes de synthèse. Préparation de diaspore ferrifère. Bull. Soc. fr. Miner. Cristallog., Paris, 95, p. 308-321.
- BIBENT B., BOURGEOIS A., JOSEPH C., MERCADIER H. (1970) - Etude minéralogique et géochimique d'un profil d'altération latéritique du massif de Kouaoua (Nouvelle-Calédonie). rapport CERGA, Montpellier, Univ. de Montpellier, p. 1-36.
- BIBENT B. (1971) - Premiers résultats d'une expérience de lixiviation par l'eau pure d'une péridotite et d'un minerai de nickel de Nouvelle-Calédonie. rapport CERGA, Univ. de Montpellier, dossier n°21, 19 p., tabl.fig.bibl. et mém. CERGH, Montpellier, t.5, p. 75-108.

- BIBENT B. (1972) - Sur l'altération expérimentale par l'eau pure de deux roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. Conséquences pour la formation des complexes latéritiques. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.274, p. 1609-1612.
- BIBENT B., GONORD H., RABINOVITCH M. (1972) - Observations complémentaires sur un complexe détritique continental de type ferrallitique dans la région de Ouena (Nouvelle-Calédonie). C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.274, p. 170-173.
- BIRRELL K.S. et WRIGHT A.C.S. (1945) - A serpentine soil in New-Caledonia. New-Zealand Jour. Sci. Techn., Wellington, N.Z., 27, p. 72-76.
- BITTAR K. (1966) - Etude expérimentale de l'altération chimique des roches magnésiennes (serpentinites). Thèse 3e cycle, Fac. Sc. Paris, Géodynamique externe, multigraph.
- BLANCHON J.P. (1966) - Note sur la flore du massif de Boulinda. rapp. ORSTOM Centre de Nouméa. 6 p.
- BOCQUIER G., PAQUET H., MILLOT G. (1970) - Un nouveau type d'accumulation oblique dans les paysages géochimiques : l'invasion remontante de la montmorillonite. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.270, p. 460-463.
- BOCQUIER G. (1973) - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Thèse. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 1971, Mém. ORSTOM, Bondy, n°62, 350 p.
- BOLDT J.R. jr. (1966) - The geology of laterite nickel ores. Inco magazine New-York, USA, vol.31, n°3, p.26-29.
- BOLDT J.R. jr. (1967) - The winning of nickel. Longmans Canada Ltd, Toronto, 487 p.
- BOND G.W. (1946) - A geochemical survey of the underground water supplies of the Union of South Africa. U.S. Afr. Dept. Mines, Geol. Surv. Mém. Pretoria Z.A., vol.41, p. 1-208.

- BONIFAS M. (1959) - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique (Thèse). Mem. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, n°17, 159 p.
- BOULET R. (1972) - Modalités d'action du lessivage dans les sols tropicaux développés sur granites (Haute-Volta). Etude micromorphologique. Cah. ORSTOM, Bandy, ser. Pédologie, vol.X, n°4 (sous presse).
- BOURGEOIS A. (1966) - Application d'une méthode d'analyse des latérites nické-
lifères à l'étude géochimique de la coupe du versant ouest du Plateau de Tiéa (Nouvelle-Calédonie). Thèse 3e cycle, Montpellier, 1966.
- BUGEL'SKIJ J.J. (1965) - Formation de la composition chimique des eaux naturelles dans les limites des massifs serpentiniques (en russe). Kora Vyvetrivanija SSSR, Moscou, n°9, p. 37-41.
- BUGEL'SKIJ J.J. (1965) - Sur la composition chimique des solutions remplissant les pores des produits d'altération des roches ultrabasiqes (en russe). Kora Vyvetrivanija SSSR, Moscou, n°9, p. 42-47.
- BUGEL'SKIJ J.J., CIMLJANSKAJA L.S. (1966) - Formes de la migration de Ni dans les eaux naturelles (en russe). Kora Vyvetrivanija SSSR, Moscou, n°7, p. 148-155.
- BUGEL'SKIJ J.J. (1968) - Sur la possibilité de migration du nickel dans les composés complexes avec des acides organiques à petite molécule. Kora Vyvetrivanija SSSR, Moscou, n°10, p. 216-224.
- CAILLERE S. (1935) - Composition minéralogique de minerais silicatés de nickel. Congr. Intern. Mines, de la Métallurg. et de la Géol. appliq. VIIe sess., t.I, p. 197-205.
- CAILLERE S. (1936) - Les antigorites nické-
lifères de Nouvelle-Calédonie. in "Contribution à l'étude des minéraux des serpentines" (thèse). Bull. Soc. Fr. Miner., Paris, t.59, p. 286-298.
- CAILLERE S., HENIN S. (1948) - Significance of D.T.A. results. Verre et Silic. Industr., Bruxelles, vol.13, p. 114-118.
- CAILLERE S. (1951) - Sur la présence de la montmorillonite à Koumac (Nouvelle-Calédonie). Bull. Soc. fr. Miner., Paris, t.74, p. 41.
- CAILLERE S., HENIN S. (1951) - The properties and identification of saponite (bowlingite). Clay Min. Bull., Oxford G.B., vol.1, n°5, p. 138-144.
- CAILLERE S., ESQUEVIN J., HENIN S. (1956) - Etude expérimentale du mécanisme de la formation des antigorites nické-
lifères. Bull. Soc. fr. Miner. Cristall., Paris, 79, p. 408-420.
- CAILLERE S., HENIN S. (1960) - Etude minéralogique de certains minerais de Ni dits "minerai chocolat". Silicates industriels, Bruxelles, Belg. 25, n°6, p. 293-296.
- CAILLERE S., HENIN S. (1963) - Minéralogie des argiles. Masson, Paris, 355 p.

- CAILLERE S. (1965) - Composition minéralogique des différents types de minerais de nickel de la Nouvelle-Calédonie. Mém. Mus.Nation. Hist. nat., Paris, sér. C, XII, fasc.3, p. 105-124.
- CALLOT F. (1953) - ~~Les richesses~~ minières de la Nouvelle-Calédonie. Marchés coloniaux, Paris, n°415, p. 2947-2951.
- CARBONNEL J.P., GUISCAFRE J. (1965) - Grand Lac du Cambodge. Sédimentologie et hydrologie, 1962, 1963. Rapport de Mission. Minist. Aff. Etrang., Paris, p. 231-351.
- CARBONNEL J.P. (1972) - Le Quaternaire cambodgien. Structure et stratigraphie. Univ. Paris VI. Thèse d'Etat, Mém. ORSTOM, Bondy, n°60, p.1-248.
- CERNJAEV A.M., CERNJAEV L.E. (1970) - Classification hydrogéochemique des éléments-traces rares et dispersés d'après les particularités de leur migration supergène. Dokl. Akad. Nauk. SSSR, 195 (2), p. 460-463, (traduction SCD-ORSTOM, Bondy)
- CHACE F.M., CUMBERLIDGE J.T., CAMERON W.L., VAN NORT S.D. (1969) - Applied Geology at the Nickel Mountain Mine, Riddle Oregon. Economic geology, Lancaster, Pa, USA, vol.64, n°1, p. 1-16.
- CHATELIN Y. (1972) - Les sols ferrallitiques. Tome 1 : Historique, développement des connaissances et formations des concepts actuels. ORSTOM, Bondy, sér. Initiations, documentations techniques. n°20, p. 1-98.
- CHRIST C.L., HOSTETLER P.B. (1970) - Studies in the system $MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$ (II) : the activity product constant of magnesite. Amer. Journ. of Science, New Haven, Conn. USA, vol. 268, p. 439-453.
- COLEMAN N.T., CRAIG D. (1961) - The spontaneous alteration of hydrogen clay. Soil. Sci. Baltimore, Md, USA, 91, p. 14-18.
- CHARLOT G. (1964) - Les méthodes de la chimie analytique. Analyse quantitative minérale. Masson & Cie, Paris, 1024 p.
- CHANTRET F., DESPRAIRIES A., DOUILLET P., JACOB C., STEINBERG M., TRAUTH N. (1971) - Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie : cas des smectites (Montmorillonites). Bull. Groupe Fr. Argiles, Paris, t.XXIII, p. 141-172.
- CHALLIS G.A., GUILLON J.H. (1971) - Etude comparative à la microsonde électronique du clinopyroxène des basaltes et des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Bull. BRGM, Orléans, 2^e sér.sect. IV, n°2, p.39-46.
- COLEMAN N.T. (1962) - Décomposition of clays and the fate of aluminium. Econ. Géol. Lancaster, Pa, USA, 57, p. 1207-1218.
- COLEMAN R.G., KEITH T.E. (1971) - A Chemical study of serpentinization. Burro Mountain, California. Journ. of Petrology, Oxford, G.B., vol.12, n°2, p. 311-328.

- COLOMBANI J. (1967) - Contribution à la méthodologie des mesures systématiques de débits solides en suspension. Cah. ORSTOM ser. Hydrol. Bondy, vol.IV, n°2, p. 27-36.
- COMBES P.J. (1963) - A propos du nickel dans les latérites nickélifères de Nouvelle-Calédonie. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.256, p.211-212.
- CONTAL R. (1927) - Le nickel en Nouvelle-Calédonie. Revue métallurgique, Paris, t.24, p. 646-653.
- CORBEL J. (1957) - L'érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds. Rev. géomorph. dynam., Paris, n° 1-2, p. 4-8.
- COUDRAY J., BIBENT B., BOURGEOIS A., MERCADIER H. (1970) - Découverte en Nouvelle-Calédonie d'une nouvelle minéralisation nickélifère sous forme de takovite : $\text{Ni}_5 [\text{Al}_4\text{O}_2] (\text{OH})_{18} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.271, p. 565-567.
- COUDRAY J. (1971) - Sur un nouveau type de gisement de nickel en Nouvelle-Calédonie associé à un complexe argilo-conglomératique d'âge néogène-quaternaire. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.273, p.603-606.
- COUDRAY J., GONORD H., SAOS J.L. (1972) - Sur quelques caractères structuraux récemment mis en évidence dans les formations miocènes du Nord-Ouest de la Nouvelle-Calédonie. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.274, p. 359-361.
- CRAIG D.C., LOUGHNAN F.C. (1964) - Chemical and mineralogical transformations accompanying the weathering of basic volcanic rocks from New South Wales. Austral. J. Soil Research (Melbourne). 2.2. p. 218-234.
- CROISILLE M. (1886) - Mines de Ni du district de Thio (Nouvelle-Calédonie). Ann. Mines, Paris, sér.8, t.10, p. 609-611.
- DAVIES H.L. (1969) - Notes on papuan ultramafic belt mineral prospects, Territory of Papua and New Guinea. Commonwealth of Australia, Department of national development. Bureau of Mineral resources, Geology and Geophysics. Canberra, record n° 1969/67, 19 p.
- DAVIS G.H. (1961) - Geologic control of mineral composition of stream waters of the eastern slope of the southern Coast Ranges, California : U.S. Géol. Survey Water Supply Washington D.C. USA, paper 1535-B, 30 p.
- DAVIS W.M. (1925) - Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. Ann. Geogr. Paris, t. XXXIV, n° 191, p. 244-269 ; 332-359 ; 423-441 ; 521-556.
- DE CHETELAT E. (1940) - Lames minces étudiées au microscope polarisant d'échantillons de roches, produits d'altération et minerai de nickel provenant de la Nouvelle-Calédonie. Univ. Harvard, Cambridge Mass. USA.
- DE CHETELAT E. (1947) - Genèse et évolution des gîtes de Nickel de Nouvelle-Calédonie. Bull. Soc. Géol. Fr. Paris, (5) XVII, p. 105-160.

- DEFOSSEZ M., MANGIN J.P., PINTA M., VAN DEN DRIESSCHE R. (1967) - Répartition de quelques éléments traces dans les eaux de surface en zone intertropicale (Côte d'Ivoire). Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, 20, 4, p. 257-276.
- DELESSE A. et LAUGEL F. (1880) - Le nickel à la Nouvelle-Calédonie. Rev. Géol. Paris, t.16, p. 87.
- DELMAS A.B. (1972) - Sur les rôles respectifs de la température et du débit au cours de l'altération expérimentale de l'olivine par lessivage à l'eau. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.274, p. 2413-2415.
- DELVIGNE J. (1965) - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique (thèse). Mém. ORSTOM n°13, Dunod, édit. Paris, 177 p.
- DENEUFBOURG G. (1960) - Note sur les concentrations de nickel en Nouvelle-Calédonie. rapport BRGM inédit, Nouméa.
- DENEUFBOURG G. (1969) - Le massif des péridotites du sud de la Nouvelle-Calédonie. Bull. BRGM, Orléans, 2e sér.section IV (géologie générale), n°1, p. 27-45.
- DES CLOISEAUX A. (1878) - Sur la nouméite. Bull. Soc. fr. miner., Paris, t.1, p. 28-29.
- DE VLETTER D.R. (1955) - How Cuban ore was formed ; a lesson in laterite genesis. Eng. and Min. Journ. New-York, vol.156, n°10, p. 84-87., Traduction BRGM n° 3440.
- DE WAAL S.A. (1971) - South African nickéliferous serpentinites. Minerals Sc. Engng Pretoria Z.A., vol.3, n°2, p. 32-45.
- DIMITROV' S. (1942) - Khromovi glini i nikelov asbolan v Nevrekopsko. Godishn-sofisk-univ. vol. 38, p. 207-224.
- DODATKO A.D., ROMANENKO G.N. (1969) - Mineralisation secondaire dans la croûte d'altération des roches ultrabasiques de la région du Dnieper (en russe). Izvest. Akad. Nauk SSSR, Moscou, Ser. Géol., n° 4, p. 75-87.
- DODATKO A.D., VINOGRADOV G.G. (1970) - Conditions de formation et types de manteaux d'altération des roches ultrabasiques du bouclier d'Ukraine (en russe). Litol. Polezn. Iskop. SSSR Moscou, n°5, p.27-35. Trad. en anglais : Lithol. Mineral Resources n°5, p.534-540.
- DOUGLAS I. (1967) - Erosion of granite terrains under tropical rain forest in Australia, Malaysia and Singapore. A.I.H.S., Berne. Symp. River. Morph., p. 31-39.
- DOW D.B. et DAVIES H.L. (1964) - The geology of the Bowutu mountains, New Guinea. Commonwealth of Australia. Department of national development. Bureau of Mineral resources, geology and geophysics. Canberra. Report n° 75, 31 p.

- DUBOIS J., GUILLON J.H., LAUNAY J., RECY J., TRESCASES J.J. (1971) - Structural and other aspects of New-Caledonia, Norfolk area. Twelfth Pacific Science Congress. Canberra 1971, Symp. D 2, 16 p.
- DUBOIS J., LAUNAY J., RECY J. (1973) - Les mouvements verticaux en Nouvelle-Calédonie et aux îles Loyautés et leur interprétation dans l'optique de la tectonique des plaques. Cah. ORSTOM, Sér. Géol. Bondy, vol. V, n°1, (sous presse).
- ERHART H. (1955) - "Biostasie et Rhexistasie". Esquisse d'une théorie sur le rôle de la Pédogenèse en tant que phénomène géologique. C.R. Ac. Sc. Paris, t.241, p. 1218-1220.
- ERHART H. (1956) - La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Masson, Paris, Collection "Evolution des Sciences", 90 p.
- ESWARAN H., SYS C. (1972) - Clay mineralogy of soils on ultrabasic rocks from Sabah. Bornéo. Int. clay. Conf. Madrid, 1972, 1, Preprints, p. 271-282.
- FAIVRE J.P., POIRIER J., ROUTHIER P. (1955) - Géographie de la Nouvelle-Calédonie. Nouvelles éditions latines, Paris.
- FARINA M. (1969) - Ultrabasitas niqueliferos de Catingueira Paraiba. Considerações sobre a geoquímica e a geologia econômica. Superintendencia do desenvolvimento do nordeste departamento de recursos naturais. Serie geologia Economica, n°7, 53 p.
- FAUST G.T. (1966) - The hydrous nickel magnesium silicates. The garnierite group. Am. Mineralogist, Blacksburg, Va, USA, vol.51, p.279-298.
- GAC J.Y., CALLEDE J., ROUQUEROL Y. (1970) - Les transports solides de l'Ouham à Batangafo. rapp. ORSTOM BANGUI, 18 p. multigraph.
- GAGNY C., NICOLAS A. (1966) - La séparation des minéraux dans les roches. Organisation et techniques en vue de la réalisation d'un programme important. Fac. Sc. Nantes, édit., 1966, 74 p.
- GARNIER J. (1866) - Rapport sur les gisements de fer chromé de la partie sud de la Nouvelle-Calédonie. Revue maritime et coloniale. Paris, t.18, p. 335-345.
- GARNIER J. (1867) - Note sur la géologie de la Nouvelle-Calédonie. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, (2) XXIV, p. 438-451., Paris,
- GARNIER J. (1867) - Essai sur la géologie et les ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie. Ann. Mines, Paris, sér.6, t.12, p.1-92.
- GARNIER J. (1869) - Esquisse géologique et ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie. Bull. Soc. Ind. miner. St Etienne, 1ère sér., t.15, p. 301-321.
- GARNIER J. (1876) - Sur les mines de nickel de Nouvelle-Calédonie. Bull. Soc. Encour., Paris, p. 412.

- GARNIER J. (1876) - Le minerai de Ni de la Nouvelle-Calédonie ou "garniér-rite". C.R. Ac. Sc., Paris, t.82, p. 1454-1455.
- GARNIER J. (1878) - Note sur la garniér-rite. C.R. Ac. Sc. Paris, t.86, p. 684-686.
- GARNIER J. (1881) - La Nouvelle-Calédonie, ses richesses minérales et, en particulier, le nickel. Bull. Soc. Géogr. Commerc. Paris, t.111, p. 22-29.
- GARNIER J. (1885) - Notice historique sur la découverte des minerais de Ni de la Nouvelle-Calédonie. Bull. Soc. Ind. Miner. St Etienne, 2e sér., t.14, p. 126-131.
- GARNIER J. (1887) - Mémoire sur les gisements de cobalt, de chrome, de fer à la Nouvelle-Calédonie. Leur emploi industriel. Mémoires de la Sté des Ingénieurs civils, Paris, 4e sér., vol.14.
- GARRELS R.M., CHRIST C.L. (1965) - Solutions, Minerals and Equilibria. Harper and Row. New-York., p. 1-450.
- GASTUCHE M.C., DE KIMPE C. (1962) - La genèse des minéraux de la famille du Kaolin. II. Aspect cristallin. Coll. Intern. CNRS, Paris, 105, p. 67-81.
- GINZBURG I.I. (1938) - Geokhimiya Kory vyvetrivaniya serpentinitov juzhnogo Urala. Izvestiya A.N. SSSR, Moscou, p. 35-90.
- GINZBURG I.I. et PONOMAREV A.E. (1939) - Adsorption du nickel et d'autres métaux par les hydrosilicates de fer (en russe). Izvest. Akad. Nauk SSSR, Moscou, sér. géol., vol.1, n°4, p. 85-93.
- GINZBURG I.I. et PONOMAREV A.E. (1940) - Echange. Adsorption du nickel par différents minéraux (en russe). Izvest. Akad. Nauk. SSSR, Moscou, sér. géol., vol.2, n°2, p. 161-182.
- GINZBURG I.I. et MARGOLINA N.S. (1941) - Adsorption du nickel par les silicates à partir des solutions diluées en relation avec le phénomène de décomposition hydrolithique (en russe). Izvest. Akad. Nauk SSSR, Moscou, sér. géol., vol.3, n°3, p. 159-162.
- GINZBURG I.I. (1946) - Nontroniti juzhnogo Urala. Inst. Geol. nauk. akademika. D.S. Belyankinu, p. 41-61.
- GIOVANNELLI J. (1952) - Le régime pluviométrique de la Nouvelle-Calédonie. Service Météorologique de Nouvelle-Calédonie Publ., n°3, Nouméa.
- GIOVANNELLI J. (1952) - Les cyclones tropicaux en Nouvelle-Calédonie au cours d'un siècle (1852-1951). Service de la Météorologie. Nouvelle-Calédonie et Dépendances.
- GIOVANNELLI J. (1953) - Le climat de la Nouvelle-Calédonie. Service de la Météorologie. I.R. 1953, Nouméa, 57 p.

- GIOVANNELLI J. (1963) - Trajectoires des cyclones tropicaux dans le Pacifique sud-ouest. Proc. Inter-regional Seminar on tropical cyclones. Tokyo (1962). Techn. rep. n°21. Japan Meteorol. Agency. Tokyo. p. 7-15.
- GIOVANNELLI J., ROBERT J. (1964) - Quelques aspects des dépressions et cyclones tropicaux dans le Pacifique Sud-Ouest. Monographies de la Météorologie Nationale, n°33, Paris.
- GIROD J., LACROIX J. (1961) - Changement de position du magnésium dans une montmorillonite sous l'influence d'un acide en solution diluée. C.R. Ac. Sc. Paris, t.252, p. 3604-3605.
- GLASS E.J., ULISIDIS A.C., PEARRE N.C. (1959) - Chromian antigorite from Lancaster Co. Pennsylvania. Amer. Miner. Silver Spring, Md, USA, vol.44, p. 651-656.
- GLASSER E. (1903-1904) - Rapport à Monsieur le Ministre des Colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. Ann.Mines, Paris, 2e sér., t.4, p. 299-392 (1903) et 10e sér., t.5, p. 503-620, et 623-701 (1904).
- GLASSER E. (1906) - Sur une espèce minérale nouvelle, la népouite, silicate hydraté de Ni et Mg. C.R. Ac. Sc. Paris, t.143, p. 1173-1175.
- GLASSER E. (1907) - Sur une espèce minérale nouvelle, la népouite, silicate hydraté de Ni et Mg. Bull. Soc. Fr. Miner., Paris, t.30, p. 17-28.
- GLASSER E. (1932) - Nouvelle Calédonie. in "La Géologie et les mines de la France d'Outre-Mer". Publ. Bur. Et.Géol. Min. Colon. Soc. Et., Géogr., Paris, n°1, p. 445-471.
- GLASSER E. (1933) - Le cobalt et le Fer. in "Les ressources minérales de la France d'Outre-Mer". Publ. Bur. Et. Geol. et Min. Colon., Paris, 1933, n°4, p. 365-379 .
- GLASSER E. (1934) - Le chrome. Les ressources minérales de la France d'Outre-Mer. Publ. Bur. Et. Geol. Min. Colon., Paris, II - 1934, p. 145.
- GODLEVSKII, IVANOVA V.P. (1935) - Galluazit iz Aidyrlinskogo mestorozhdeniya nikelovykh rud. Zapiski vses mineral obshchestva. Moscou, Leningrad, SSSR, vol. 64, p. 108-117.
- GONI J., GUILLEMIN C. (1964) - Sur la localisation des éléments en traces dans les minéraux et les roches. Bull. Soc. Franc. Miner. Cristallo. Paris, t. 87, n°2, p. 149-156.
- GONI J. (1966) - Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques (thèse). Mem. B.R.G.M., Orléans, n°45, 68 p.
- GONORD H. et TRESCASES J.J. (1970) - Observations nouvelles sur la formation post-miocène de Mueo (Côte Ouest de la Nouvelle-Calédonie). Conséquences paléogéographiques et structurales. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.270, p. 584-587.

- GONORD H., RABINOVITCH M. (1971) - Océanie, Géologie. Encyclopaedia Universalis, Paris, vol.11, p. 1032-1040.
- GREEN J. (1953) - Geochemical table of the elements for 1953. Bull. Geol. Soc. Amer., New-York, N.Y., USA, vol.64, p. 1001-1012.
- GRITSAIENKO G.S., GRUM-GRZHIMAILO S.V. (1949) - O Khromovom galluazite iz Aidyrlinskogo mestorozhdeniya na juzhnom Urale. Zapiski vses. mineral., Obshchestva, Moscou, Leningrad, SSSR, vol.78, p.61-63.
- GUENOT B. (1970) - Etude d'un minéral argileux du type interstratifié talc-saponite trouvé dans le précambrien du Congo Kinshasa. Bull. Groupe Français des Argiles, Paris, t.22, p. 97-104.
- GUILLOIN J.H. (1966) - Généralités sur les massifs de roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. Rapport d'étude préliminaire. ORSTOM, Centre de Nouméa. Rapport intér. inédit, 30 p. multigraph.
- GUILLOIN J.H. (1969) - Données nouvelles sur la composition et la structure du Grand Massif Péridotitique du Sud de la Nouvelle-Calédonie. Cah. ORSTOM, sér. Géol. Bondy, vol.1, n°1, p. 7-25.
- GUILLOIN J.H. (1969) - Sur la présence des sulfures métalliques dans les massifs péridotitiques de la Nouvelle-Calédonie. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.268, p. 3013-3014.
- GUILLOIN J.H. (1970) - Les paramètres de variations géochimiques du spinelle chromifère dans les roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.271, p. 700-703.
- GUILLOIN J.H., TRESCASES J.J. (1970) - Rapport de mission en Nouvelle-Zélande et en Australie. ORSTOM, Centre de Nouméa, Section Géologie, rapport multigraph. 20 p.
- GUILLOIN J.H., SAOS J.L. (1971) - Les règles de distribution des sulfures cupro-nickélifères dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. ORSTOM, Centre de Nouméa et Société Le Nickel, rapp. multigraph. 25 p.
- GUILLOIN J.H., ROUTHIER P. (1971) - Les stades d'évolution et de mise en place des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. Bull. B.R.G.M., Orléans, section 4, 2e sér., n°2, p. 5-38.
- GUILLOIN J.H. (1972) - The geology of New-Caledonia and Loyalty Islands. in "datas for orogenic studies". Treatise of the Royal Geological Society of London. Burlington House SW1 (sous presse).
- GUILLOIN J.H. (1972) - Essai de résolution structurale d'un appareil ultramafique d'âge alpin : les massifs de Nouvelle-Calédonie. Implications concernant la structure de l'Arc Mélanésien. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.274, p. 3069-3072.
- GUILLOIN J.H., SAOS J.L. (1972) - Les règles de distribution des sulfures cupro-nickélifères dans les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Modèle zonéographique d'un appareil stratiforme de chaîne récente. C.R. Ac. Sc. Paris, t.274, sér.D, p. 3168-3171.

- GUILLON J.H., GONORD H. (1972) - Premières données radiométriques concernant les basaltes de Nouvelle-Calédonie. Leurs relations avec les grands événements de l'histoire géologique de l'arc mélanésien interne au Cénozoïque. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.275, p.309-312.
- GUILLON J.H., TRESCASES J.J. (1972) - Carte géologique à l'échelle du 1/50 000 et Notice explicative sur la feuille PRONY. B.R.G.M. Paris, 1972, 38 p.
- GUILLON J.H. (1973) - Le cycle géochimique du nickel dans les roches ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.276, p. 2117-2120.
- GUILLON J.H. (1973) - Les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Modèle d'un appareil ultrabasique stratiforme de chaîne récente (thèse). Univers. de Paris VI, 130 p. multigraph.
- GUILLON J.H., LAWRENCE L.J. (1973) - The opaque minerals of the ultramafic rocks of New-Caledonia. Mineral. Deposita (Berlin), 8, p. 115-126.
- GUILLON J.H., TRESCASES J.J. (à paraître) - Cartes géologiques à l'échelle de 1/50 000, et Notices explicatives, sur les feuilles St Louis, Ile des Pins, Yaté et Kouakoué. B.R.G.M., Paris.
- HEARD J. (1888) - New Caledonia and cobalt. Engineering and mining journal. New-York, vol.46, n°6, p. 103.
- HELGESON H.C., GARRELS R.M., MACKENZIE F.T. (1969) - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II. Applications. Geochimica et Cosmochimica Acta, Londres, G.B., vol.33, n°4, p. 455-483.
- HERVIEU J. (1968) - Contribution à l'étude de l'alluvionnement en milieu tropical. Mém. ORSTOM, Bondy, n°24, 465 p.
- HEURTEAU E. (1876) - Rapport à Monsieur le Ministre de la Marine et des Colonies sur la constitution géologique et les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. Ann. Mines, Paris, 7e sér., t.9, p. 232-454.
- HEURTEAU E. (1876) - Constitution géologique et richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. Bull. Soc. Géogr., Paris, 6e sér., t.12, p. 648-665.
- HOSTETLER P.B. (1963) - The stability and surface energy of brucite in water at 25°C. Am. Jour. Sc., New Haven, Conn., USA, vol.261, p.238-258.
- HOSTETLER P.B. (1964) - The degree of saturation of magnesium and calcium carbonate minerals in natural waters. Publ. 64, of the I.A.S.H., Gentbrugge, B., Commission of Subterranean Waters, p. 34-49.
- HOSTETLER P.B., COLEMAN R.G., MUMPTON F.A. (1966) - Brucite in alpine serpentinites. Am. Mineralogist., Lancaster, Pa., USA, vol.51, p.75-98.

- HOSTETLER P.B., CHRIST C.L. (1968) - Studies in the system $MgO-SiO_2-CO_2-H_2O$ (I) : The activity - product constant of chrysotile. *Geoch. Cosmoch. Acta*, London, G.B., vol.32, p.485-497.
- HOSTETLER P.B., HEMLEY J.J., CHRIST C.L., MONTOYA J.W. (1971) - Talc chrysotile equilibrium in aqueous solutions. *Geol. Soc. Am. Abs.* New-York, N.Y., USA, 3, p. 1-605.
- HOTZ P.E. (1964) - Nickeliferous laterites in southwestern oregon and northwestern California. *Economic geology*. Urbana, Ill. USA, vol.59, n°3, p. 355-396.
- JACKSON M.L. (1965) - Clay transformations in soil formation during the quaternary. *Soil. Sc.* Baltimore Md. USA, 99-1, p. 15-22.
- JAFFRE T. (1969) - Recherches sur la végétation des roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie (note préliminaire). Expérimentation en vases de végétation. Etude des variations des teneurs en éléments minéraux de différentes espèces. rapp. ORSTOM, Centre de Nouméa, 30 p. multigraph.
- JAFFRE T. (1970) - Les groupements végétaux des sols miniers de basse altitude du sud de la Nouvelle-Calédonie. rapp. ORSTOM. Centre de Nouméa. 21 p. multigraph.
- JAFFRE T., LATHAM M., QUANTIN P. (1971) - Les sols des massifs miniers de Nouvelle-Calédonie et leur relation avec la végétation (mise au point provisoire). rapp. ORSTOM, Centre de Nouméa, 26 (51) p. multigr.
- JURKOVIC I. (1963) - Some geochemical aspects about the genesis of the nickel deposit Loma de Hierro (Venezuela). *Geoloski vjesnik Zagreb Y.U.*, 17, p. 103-112.
- KARPOFF A.M. (1973) - Géochimie de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. thèse 3e cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 70 p. multigraph.
- KERN R. et WEISBROD A. (1964) - Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. Masson, Paris, 243 p.
- KIEFT C. (1963) - Rapport préliminaire sur l'étude de la genèse du nickel au plateau de Consolation (région de la Rivière des Pirogues-Permis Dunite 40) (Nouvelle-Calédonie). rapport BRGM, inédit, Nouméa.
- KING E.G., BARANY R., WELLER W.W., PANKRATZ L.B. (1967) - Thermodynamic properties of forsterite and serpentine. U.S., Bur. Mines, Rep. Invest., Washington D.C. USA, R 16962, p. 1-19.
- KOCH P. et BRIOT R. (1958) - Les ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie. *Bull. Géol. de Nouvelle-Calédonie*, Nouméa, n°1, p. 23-48.
- KOKTA J., KUDELASEK V. (1965) - Nickasnosné nerosty ad Palanky. *Cas. Mineral. Geol. Praha, CS*, 10, n°1, p. 39-49.

- KRISHNA MURTI G.S.R., SATYANARAYNA K.V.S. (1969) - Significance of magnesium and iron in montmorillonite formation from basic igneous rocks. Soil. Sc. Baltimore, Md, USA, 107, p. 381-384.
- LACROIX A. (1913) - Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. Nouv. Arch. Mus., 5, Paris, p.255-358.
- LACROIX A. (1942) - Les péridotites de la Nouvelle-Calédonie, leurs serpentines et leurs gîtes de nickel et de cobalt. Les gabbros qui les accompagnent. Mem. Ac. Sc. Paris, t.66, p. 1-143.
- LAMOUREUX M. (1972) - Etude de sols formés sur roches carbonatées. Pédogenèse ferrallitique au Liban. Mém. ORSTOM, Bondy, n°56, 266 p.
- LANGER E. (1969) - Die Nickellagerstätten des Morro do Niquel in Minas Gerais, Brasilien. Ihr Aufschluss, ihre Bemusterung und Bewertung. Clausthaller Hefte zur Lagerstättenkunde und Geochemie der Miner. Rohstoffe Heft 8. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 64 p.
- LANGMUIR D. (1964) - Stability of carbonates in the system CaO - MgO - CO₂ - H₂O. Unpublished Ph. D. Thesis - Harvard Univ., p. 1-142.
- LAUNAY J. (1966) - Méthodes d'études et d'analyses chimiques des sédiments marins de Nouvelle-Calédonie. rapp. ORSTOM, inédit, Centre de Nouméa, 37 p., multigraph.
- LAUNAY J. et TRESCASES J.J. (1968) - Analyse chimique des ferrallites et sédiments marins de Nouvelle-Calédonie. Rapport ORSTOM, inédit, Centre de Nouméa, 21 p. multigraph.
- LAUNAY J. et TRESCASES J.J. (1969) - Analyses thermiques différentielles de quelques gels et produits microcristallins synthétiques. Cah.ORSTOM sér. Geol., Bondy, vol.1, n°1, p. 85-93.
- LAUNAY J., TRESCASES J.J., MAREUIL A. (1969) - Analyse chimique des roches altérées, des sols ferrallitiques, et des sédiments marins de Nouvelle-Calédonie. rapport ORSTOM, inédit, Centre de Nouméa, 23 p. multigraph.
- LAUNAY J., RECY J. (1970) - Nouvelles données sur une variation récente du niveau de la mer dans toute la région Nouvelle-Calédonie - îles Loyauté. C.R. Ac. Sc. Paris, série D, t.270, p.2159-2161.
- LAUNAY J. (1972) - La sédimentation en baie de Dumbéa (Côte Ouest - Nouvelle-Calédonie). Cah. ORSTOM sér. Géol. Bondy, vol.4, n°1, p.25-51.
- LAUNAY J., RECY J. (1972) - Variations relatives du niveau de la mer et néotectonique en Nouvelle-Calédonie au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn., Paris, vol.14, fasc.1, p. 47-65.
- LEFEVRE J.C. (1963) - Etude des mines et de l'usine métallurgique de la société "Le Nickel" (Nouvelle-Calédonie). Rapport intérieur ENSG Nancy, inédit, dactyl.

- LELONG F. et MILLOT G. (1966) - Sur l'origine des minéraux micacés des altérations latéritiques. Diagenèse régressive. Minéraux en transit. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, t.19, fasc.3-4, p. 271-287.
- LELONG F. (1967a) - Sur les formations latéritiques de Guyane Française : "manière d'être" de la Kaolinite et de la Gibbsite ; origine des phyllites micacées. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.264, p. 2713-2716.
- LELONG F. (1967b) - Détermination quantitative par voie chimique des constituants minéralogiques de produits argileux d'altération tropicale. Bull. Groupe Fr. Argiles, Paris, t. 19, fasc.1, p. 49-67.
- LELONG F. (1968) - Mise au point sur les latérites. C.R.P.G., Nancy, inédit, 17 p. multigraph.
- LELONG F. (1969) - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française) (thèse). Sc. de la Ferre, Nancy, Mém. N° 14, 187 p.
- LEMOALLE J., DUPONT B. (1972) - Iron-bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in lake Chad (Africa). Ores in sediments. ed. by Amstutz G.C. and Bernard A.J., Springer-Verlag, Berlin, p. 167-178.
- LENEUF N. (1959) - L'altération des granites calco-alcalins en Côte d'Ivoire. (Thèse), ORSTOM, Paris, 210 p.
- LENOIR F. (1971a) - A propos de la répartition saisonnière des éléments transportés en solution dans un fleuve de la zone intertropicale (le Bandama, Côte d'Ivoire). C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.273, p.34-36.
- LENOIR F. (1971b) - Données relatives au transport en solution de quelques éléments en traces par un fleuve de Côte d'Ivoire (le Bandama). Cah. ORSTOM, sér. Géol., Bondy, vol.3, n°2, p. 145-166.
- LEVAT D. (1888) - Etude sur les gisements de Ni-Co-Cr de la Nouvelle-Calédonie. C.R. congr. Assoc. Fse., Avanc. Sc., Toulouse, 1887, 2e partie, p. 534-542.
- LIVERSIDGE A. (1874) - Note on a new mineral from New Caledonia. Chem. Soc. London, t.12, p. 613-615.
- LIVERSIDGE A. (1875) - Nickel minerals from New Caledonia. Transaction Royal Society New South Wales. Sydney, Aus., 8e sér., 1875, p. 75-80.
- LOMBARD J. (1956) - Sur la géochimie et les gisements du nickel. Chronique des mines d'Outre-Mer, Paris, n°244, 20 p.
- LUCAS J. (1962) - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles de Trias. Mém. carte géol. Als. Lorr., Strasbourg (thèse), 202 p.

- MAIGNIEN R. (1958) - Le cuirassement des sols en Guinée (thèse). Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr. Strasbourg, n°16, 239 p.
- MAKSIMOVIC Z. (1953) - Milosin-hromni halojziti. Glasnik srp. akad. nauka. Belgrade, YU, vol.6, p. 67-68.
- MAKSIMOVIC Z. (1957) - The mineralogy and geochemistry of weathering and hydrothermal alteration of ultramafic rocks in Serbia. Doctor's thesis. Faculty of Mining and Geology, Belgrade (in Serbian). Bull. Sc. Conseil acad. Yougoslavie, Ljubljana, YU, n°4, p.49, 1958.
- MAKSIMOVIC Z. (1964) - Mineralogical and chemical composition of the silicate nickel ore from the locality Golés near Pristina. Cons. Acad. Yougosl. Bull. Sc., Ljubljana, YU, 9, n° 1-2, p. 17.
- MAKSIMOVIC Z. (1966) - Mineralogical and chemical composition of the fossil weathering crust of harzburgites in Goleš, near Pristina, Yugoslavia. 6th Meeting of Yugoslav geologists. Ohrid, part.II, p. 530-546 (in Serbian with English summary).
- MAKSIMOVIC Z., et CRNKOVIC B. (1968) - Halloysite and Kaolinite formed through alteration of Ultramafic rocks. XXIII International Geological Congress. Symposium I : Genesis of the Kaolin Deposits. Proceedings, vol.14, p. 95-105, Academia, Prague.
- MATHESON J.D. (1967) - Note on the formation and geological setting of chrysoprase in the Marlborough deposits. Queensland Governrnt Min. Journ. Brisbane, Aus., vol.68, n° 793, p. 495-497.
- MATHIEU P. (1971) - Erosion et transport solide sur un bassin versant forestier tropical (bassin de l'Amitiéro, Côte d'Ivoire). Cah. ORSTOM sér. Géologie, Bondy, vol.3, n°2, p. 115-143.
- MATHIEU P., MONNET C. (1971) - Physico-chimie des eaux de pluie en savane et sous forêt, en milieu tropical. Cah. ORSTOM, sér. Géologie, Bondy, vol.3, n°2, p. 93-114.
- MILLON R. (1964) - Note complémentaire sur la prospection pour nickel faite sur le plateau de Consolation (Dunite 40). Note complémentaire sur le permis Dunite 81. rapport BRGM, Nouméa, inédit.
- MILLOT G., BONIFAS M. (1955) - Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et bauxitisation. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, t.8, fasc.1, p. 3-20.
- MILLOT G., BONIFAS M. (1956) - Bilan géochimique dans l'altération de quelques roches de Guinée (A.O.F.). C.R. Séan. 6e congr. Intern. Sc. Sol., Paris, Comm. V.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des Argiles. Masson, Paris, 499 p.
- MILLOT G. (1971) - Géochimie des altérations. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, 24 - 4, p. 181-217.

- MILLOT G., et FAUCK R. (1971) - Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.272, p. 4-7.
- MONIOD F., MLATAC N., CRUETTE J. (1964) - Alimentation en eau de la ville de Nouméa. Etude hydrologique des deux branches de la Dumbéa. rapport ORSTOM, centre de Nouméa, 64 p. multigraph.
- MONIOD F., MLATAC N., BAUDRILLART J. (1965) - Etude hydrologique des deux branches de la Dumbéa. Note complémentaire, 1964, rapp. ORSTOM, Centre de Nouméa, 45 p.
- MONIOD F. (1966) - Nouvelle-Calédonie ; carte des précipitations annuelles. Notice explicative. Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer. Centre de Nouméa.
- MONIOD F., MLATAC N. (1968) - Régimes hydrologiques de la Nouvelle-Calédonie. Tome 1 (1ère et 2ème partie) ; Tome 2 (2ème partie et 3ème partie). 295 p. multigraph., Centre ORSTOM de Nouméa Service Hydrologique.
- MONNET C. (1971) - Données sur le transport en suspension par un fleuve de zone intertropicale (Bandama, Côte d'Ivoire). C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.273, p. 41-44.
- MONTOYA J.W., BAUR G.S. (1963) - Nickeliferous serpentines, chlorites and related minerals found in two lateritic ores. Amer. Mineralogist. Blacksburg, Va, USA, 48, n°11-12, p. 1227-1238.
- MOORE T. (1890) - New Caledonia nickel ores. The chemical news. London, G.B., t.62, p. 180.
- MOORE T. (1894) - The chocolate nickel ores of New Caledonia. The chemical news London, G.B., t.70, p. 279.
- MOSSOULOS L. (1964) - Les gisements latéritiques de fer chromonickélicifère de Grèce. Méthodes de prospection de la chromite. Séminaire de l'OCDE. Athènes, 1963, publié par OCDE, Paris, 1964.
- NALOVIC L., PINTA M. (1972) - Comportement du fer en présence des éléments de transition. Etude expérimentale : lessivage des hydroxydes hydratés par de l'eau, à l'air libre. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.275, p. 153-156.
- NALOVIC L., PINTA M. (1972) - Recherches sur les éléments traces dans les sols tropicaux : étude de quelques sols du Cameroun. Geoderma, Amsterdam, NL, 1972-7, p. 249-267.
- NORRISH K., TAYLOR R.M. (1961) - The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethite. Journ. Soil. Sc. Oxford, G.B., 12, p. 294-306.
- NOUVELOT F. (1969) - Mesure et étude des transports solides en suspension au Cameroun. Cah. ORSTOM, Ser. Hydrol., Bondy, 6, n°4, p.43-85.

- NOVIKOFF A., TSAWLASSOU G., GAC J.Y., BOURGEAT F., TARDY Y. (1972) - Altération des biotites dans les arènes des pays tempérés, tropicaux et équatoriaux. Sciences Géologiques (Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.) Strasbourg, 25, 4 (sous presse).
- NUÑEZ JIMENEZ A., KORIN I.Z., FINKO V.I., FORMELL CORTINA F. (1967) - Notas preliminares acerca del carso en peridotita, Sierra de Moa, Oriente, Cuba. Rev. Geol. Cuba, 1, n°1, p. 5-28.
- O'REILLY P. (1955) - Bibliographie de la Nouvelle-Calédonie. Société des Océanistes n° 4, Musée de l'Homme, Paris, p. 1-361.
- ORLOFF O. (1968) - Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasitas compris entre Houailou et Canala (Nouvelle-Calédonie). Mem. Univ. Montpellier, 1968, 06, p. 79-175.
- ORLOFF O. et GONORD H. (1968) - Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentaire continental situé sur les massifs du Goa n°Doro et de Kadjitra (régions côtières à l'Est de la Nouvelle-Calédonie), définition de la formation, et conséquences de cette découverte sur l'âge des fractures majeures récemment mises en évidence dans les mêmes régions. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.267, p. 5-8.
- PAQUET H. (1970) - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéen et tropicaux à saisons contrastées. Mem. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, n° 30, 212 p.
- PARKS G.A. (1972) - Free energies of formation and aqueous solubilities of aluminum hydroxides and oxide hydroxides at 25°C. American Miner. Blacksburg, Va, USA, vol.57, p. 1169-1189.
- PARROT J.F. (1971) - Laboratoire de Géologie, Services Scientifiques Centraux. Activités de service. ORSTOM Bondy, 8 p. multigraph.
- PECORA W.T. (1944/1947) - Nickel-silicate and associated nickel-cobalt manganese oxide deposits near São Jose do Tocantins, Goiaz, Bresil-Geologic Investigations in the american republics. 1941-1943. U.S. Geol. Survey-Washington, 1947, Bull. 935, E p. 247-305.
- PEDRO G. (1964) - Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines (thèse). INRA Paris, Ann. Agron. vol.15., n° 2 : p. 85-191 ; n° 3 : p. 243-333 ; n° 4 : p. 339-456.
- PEDRO G. (1966) - Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles (cycle aluminosilicique). C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.262, p. 1828-1831.
- PEDRO G. (1966) - Sur l'évolution chimique des roches dans les conditions superficielles. Comptes rendus du 91e Congrès National des Sociétés Savantes. Rennes, 1966. Section Sciences. II. Mathématiques, Physique, Chimie, Géologie et Minéralogie. Paris, Gauthier-Villars, p.129-139.

- PEDRO G., BITTAR K.E. (1966) - Sur l'influence du type chimique de la roche-mère dans le développement des phénomènes d'altération superficielle = recherches expérimentales sur l'évolution des roches ultrabasiques (serpentines). C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.263, p. 313-316.
- PEDRO G., BITTAR K.E. (1966) - Contribution à l'étude de la genèse des sols hypermagnésiens = recherches expérimentales sur l'altération chimique des roches ultrabasiques (serpentinites). Ann. Agron. Versailles, 17, n°6, p. 611-651.
- PEDRO G. (1968) - Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. Revue de Géogr. phys. et Géol. dyn., Paris (2), vol.10, fasc.5, p. 457-470.
- PEDRO G., MELFI A.J. (1970) - Recherches expérimentales sur le comportement des hydrates ferriques et des constituants silico-ferriques amorphes en milieu lessivé. Influence de la présence de silice dans les solutions d'altération sur le développement des phénomènes évolutifs. Pédologie; GENT B., 20, n°1, p. 5-33.
- PEDRO G. et DELMAS A.B. (1971) - Sur l'altération expérimentale de l'olivine par lessivage à l'eau et la mise en évidence de trois grands domaines d'évolution géochimique. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.273, p. 1543-1546.
- PERCIVAL F.G. (1964-65) - The lateritic Iron Deposits of Conakry. Trans. Inst. Min. and Metall, London, G.B., vol.74, part.8, p. 429-462.
- PEREL'MAN A.I. (1965) - Geochemistry of Epigenesis. Nedra Press, Moscou, traduct. en angl. 266 p., Plenum press, New-York, 1967.
- PERRUCHOT A. (1971) - Etude expérimentale du comportement du nickel au cours des phénomènes d'altération. Thèse 3ème cycle. Faculté des Sciences d'Orléans, 38 p.
- PERRUCHOT A. (1971) - Sur le partage du nickel entre serpentine et brucite au cours de la serpentinisation du péridot. C.R. Ac. Sc. Paris, t.273, sér.D, p. 125-127.
- PERRUCHOT A. (1971) - Reproduction, au laboratoire, des phénomènes de concentration du nickel au cours de l'altération météorique du péridot. C.R. Ac. Sc. Paris, t.273, sér.D, p. 275-277.
- PHAN K.D. et ROUTHIER P. (1964) - Altération météorique de chromite de Nouvelle-Calédonie. Bull. du BRGM, Orléans, n°4, p. 111-133.
- PICKERING R.J. (1962) - Some leaching experiments on the quartz free silicate rocks and their contribution to the understanding of lateritisation. Econ. Geol., Lancaster, Pa, USA, vol.57, p. 1185-1206.
- PINTA M. (1962) - Recherche et dosage des éléments traces. Dunod, Paris, 726 p.

- PLAISANCE G., CAILLEUX A. (1958) - Dictionnaire des sols. La Maison rustique, Paris, 604 p.
- PISANI F. (1892) - Notions minéralogiques - Silicate de nickel et fer magnésien de la Nouvelle-Calédonie (nickel-chocolat). Bull. Soc. Fse. Min. Paris, t.15, p. 48-49.
- POLYNOV B.B. (1937) - Cycle of weathering. Murby Press, London, 201 p.
- POLYNOV B.B. (1956) - Geochemical landscapes. Selected papers (en russe). Akad. Nauk. SSSR.
- POWER D.F. (1900) - Mineral resources of New Caledonia. Proc. Instit. Mining. and Metallurgy, London, G.B., t.8, p. 32.
- RAKHMETOV G.A. (1963) - En russe (La constitution et les particularités géochimiques des croûtes d'altération du type plate-forme de la zone d'hyperbasites d'Ekibastuz-Bajanaul). Akad. Nauk. Kazakh. SSSR, Trudy Inst. Geol. Nauk., Alma-Acta, 7, p. 362-374.
- RAMBAUD D. (1969) - Etude sur la répartition des éléments traces dans quelques sols ferrallitiques. Thèse doctorat Univers. Paris (Orsay), multi-graph., ORSTOM, Paris, 1969, p. 1-157.
- RITCHIE A.S. (1966) - Chromatography as a natural process in geology. Adv. in Chromatogr. USA, vol.3, p. 119-134.
- ROBERT M. (1970/1971) - Etude expérimentale de la désagrégation du granite et de l'évolution des micas (thèse). Ann. Agron., Versailles, 21 (6) p. 777-817 ; 22 (1) p. 43-93 ; (2) p. 155-181.
- ROBIE R.A., WALDBAUM D.R. (1968) - Thermodynamic properties of Minerals and related substances at 298,15°K (25,0°C) and one atmosphere (1 013 Bars) pressure and at higher temperatures. Geol. Surv. Bull. Washington, D.C., USA, 1259, p. 1-256.
- ROCHE M. (1963) - Hydrologie de surface. ORSTOM, Gauthier-Villars, Paris, 430 p.
- RODIER J. (1960) - L'analyse chimique et physico-chimique de l'eau. Dunod, Paris, 358 p.
- ROUGERIE G. (1960) - Le façonnement actuel des modelés en Côte-d'Ivoire forestière (thèse). Mém. IFAN, n°58, 542 p.
- ROUGERIE G. (1961) - Etude comparative de l'évacuation de la silice en milieux cristallins tropical humide et tempéré humide (premiers résultats). Ann. de Géographie, Paris, n°375, p. 449-461.
- ROUKAVISHNIKOVA I.A. (1958) - Some data on the weathering of serpentinites. Conf. Int. Argiles, Bruxelles. Publ. in Some data of geology, mineralogy and utilisation of clays in the USSR. p. 18-22 (en russe) ; p. 148-149 (english abstract) Acad. Sc. Moscou.
- ROUTHIER P. (1951) - Sur les péridotites de la Nouvelle-Calédonie. C.R. Ac. Sc. Paris, t.233, p. 1204-1207.

- ROUTHIER P. (1952) - Observations et idées nouvelles sur les ressources minières de la Nouvelle-Calédonie. C.R. XIX Congr. Géol. Intern. Alger, 1952, Section XII, fasc. 12, p. 257-270.
- ROUTHIER P. (1953) - Sur les ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie. Echo des Mines et Métallurgie, Septembre et novembre 1953.
- ROUTHIER P. (1953) - Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama (thèse). Mém. Soc. Géol. Fr. Paris, t.32, fasc.1,3, n°67, 271 p.
- ROUTHIER P. (1963) - Les gisements métallifères : notions de géochimie, p. 143-204 ; concentrations formées à la surface de la lithosphère, minéralisations et altérations superficielles, p. 205-215 ; minéralisations associées aux roches basiques et ultrabasiques grenues p. 664-747. Masson, Paris.
- ROUTHIER P. (1969) - Massifs ultrabasiques, altération et sédimentation en Nouvelle-Calédonie. Cah. ORSTOM, sér. Géol. Bondy, vol.I, n°1, p.3-5.
- ROY M. (1957) - Note sur les gîtes de Nickel de Nouvelle-Calédonie et leur recherche. rapport n° 595, BRGM, Nouméa, inédit.
- SANTOS-YNIGO L. et ESGUERRA F.B. (1961) - Geology and Geochemistry of the nickeliferous laterites of Nonoc and adjacent islands. Surigao Province Philippines. Manila 1961. Republic of the Philippines. Dept. of Agriculture and natural resources. Bureau of mines. Special project ser. Publ., n°18, Iron-Nickel.
- SANTOS-YNIGO L. (1964) - Distribution of iron, alumina and silica in the Pujada Laterite of Mati, Davao province, Mindanao island (Philippines). 22e Intern. geol. Congress New Delhi, Sect.14 (latérites), p.126-141.
- SAOS M.C. (1972) - Les formes du relief. in "Guillon et Trescases" note explicative sur la feuille Prony (Nouvelle-Calédonie). BRGM, Paris, p.19-20.
- SARLIN P. (1954) - Bois et forêts de la Nouvelle-Calédonie. Centre Tech. Forest. tropic.
- SCHELLMANN W. (1964) - Zur lateritischen Verwitterung von Serpentin. (Sur l'altération latéritique de la serpentinite). Geol. Jahrb. Hannover, vol.81, p. 645-677.
- SCHELLMANN W. (1971) - Über Beziehungen lateritischer Eisen-, Nickel- Aluminium- und Manganerze zu ihren Ausgangsgesteinen. Mineral. Deposita Berlin, vol.6, n°4, p. 275-291.
- SEGALEN P. (1968) - Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. Cah. ORSTOM, sér. Pédologie, Bondy, vol.6, n°1, p. 105-126.
- SEGALEN P. (1969) - Les tournées en Nouvelle-Calédonie et à l'île de Vaté (Nouvelles-Hébrides). Partie scientifique d'un rapport de mission. Bull. Bibl. Pédol., Bondy, t. 18, fasc.1, p. 7-19.

- SEGALEN P. (1970) - Extraction du fer libre des sols à sesquioxydes par la méthode de de Endredy par irradiation à l'ultraviolet de solutions oxaliques. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., Bondy, vol.8, n°4, p. 483-496.
- SEGALEN P. et al. (1971) - La détermination du fer libre dans les sols à sesquioxydes. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., Bondy, vol.9, n°1, 1971, p. 3-26.
- SEGALEN P., PARROT J.F., ICHTERZ M.N., VERDONI P. (1972) - Effet de méthodes d'extraction cinétiques utilisées pour la détermination des produits ferrugineux sur quelques minéraux purs. Cah. ORSTOM sér. Pédol., Bondy, vol.10, n°3, p. 251-271.
- SHERMAN G.D., UEHARA G. (1956) - The weathering of olivine basalt in Hawaï and its pedogenic significance. Soil Sc. Soc. Am. Proc., Madison Wis, USA, 20, p. 337-340.
- SHERMAN G.D., IKAWA H., UEHARA G., OKAZAKI E. (1962) - Types of occurrence of nontronite and nontronite-like minerals in soils. Pacific Science, Honolulu, Hw, USA, 16, p. 57-62.
- SHIMODA S. (1964) - Mineralogical studies on garnierite and aquacrepitite. Clay Sc., Tokyo, Jap., 2, n°1, p. 8-21.
- SHTEINBERG D.S. (1960) - New Data concerning the serpentinization of dunites and peridotites of the Ural (en russe). Izdatel Akad. Nauk. SSSR, Moscou, p. 250-260.
- SIEFFERMANN G. (1969) - Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Variations pédologiques et minéralogiques du milieu équatorial au milieu tropical. (thèse). Univ. de Strasbourg, 290 p., ronéo, Mémoire ORSTOM, Bondy (en préparation).
- SMITH J.W. et GREEN D.H. (1961) - The geology of the Musa river area, Papua. Commonwealth of Australia. Department of national development. Bureau of Mineral resources, Geology and Geophysics, Canberra, Report n° 52, 41 p.
- SOLYMAR K. (1970) - L'alumogoethite dans les bauxites de Hongrie. Détermination de la teneur en aluminium incorporé au réseau de la goethite dans les bauxites de Hongrie et sa signification. Ann. Inst. geol. publ. Hungar, Budapest, LIV (3) p. 359-373. Traduction SCD-ORSTOM, Bondy.
- SPRINGER G., WICKS F.J. (1972) - A Re-examination of Hydrous Nickel Silicates. 24ème Congrès Géologique International Montréal (Abstract).
- STARMÜHLNER F. (1968) - Etudes hydrobiologiques en Nouvelle-Calédonie (Mission 1965 du Premier Institut de Zoologie de l'Université de Vienne). I. Généralités et description des stations. Cah. ORSTOM, sér. Hydrobiol., Bondy, vol.2, n°1, p. 3-34.
- STEINBERG M. (1967) - Influence apparente des hydroxydes de fer sur le comportement aux rayons X de phyllites gonflantes. Bulletin du Groupe français des Argiles, Paris, t.19, fasc.2, p. 71-79.

- STOOPS G. (1968) - Micromorphology of some characteristic soils of the lower Congo (Kinshasa). *Pedologie*, Gand B., 18, 1, p. 110-149.
- STUMM W., MORGAN J.J. (1970) - Aquatic chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. Wiley Interscience, New-York, 583 p.
- SYS C. et al. (1961) - La cartographie des sols au Congo, ses principes et ses méthodes. I.N.E.A.C., Bruxelles, Sér. techn., 66, 149 p.
- SYS C. (1967) - The concept of ferrallitic and fersiallitic soils in Central Africa. Their classification and their correlation with the 7th approximation. *Pédologie*, Gand, 17, 3, p. 284-325.
- TARDY Y. (1966) - Mobilité relative des éléments au cours des phénomènes d'altération de quelques roches cristallines. *Bull. Serv. carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, t.19, fasc.3-4, p. 255-270.
- TARDY Y., MILLOT G. (1966) - Premiers résultats de l'étude chimique de la nappe du bassin versant de Korhogo (Côte-d'Ivoire). *C.R. Ac. Sc. Paris, série D*, t.263, p. 753-755.
- TARDY Y. (1967) - Etude géochimique des eaux d'une nappe d'arène en pays cristallin (Korhogo, Côte d'Ivoire). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, t.20, fasc.4, p. 235-256.
- TARDY Y. et GAC J.Y. (1968) - Minéraux argileux et vermiculite - Al dans quelques sols et argènes des Vosges. Hypothèse sur la néoformation des minéraux à 14 A. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, t.21, fasc.4, p. 285-304.
- TARDY Y. (1969) - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Fac. Sc. Strasbourg, *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, n°31, p.1-199.
- TARDY Y., PAQUET H., MILLOT G. (1970) - Trois modes de genèse des montmorillonites dans les altérations et les sols. *Bull. Groupe Franç. Argiles*, Paris, t.22, p. 69-77.
- TARDY Y. (1971) - Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some european and african crystalline massifs. *Chem. Geol. Amsterdam, NL*, vol.7, n°4, p.253-271.
- TERCINIER G. (1962) - Les sols de Nouvelle-Calédonie. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, Bondy, n°1, p. 1-53.
- THAYER T.P. (1966) - Serpentinization considered as a constant-volume metasomatic process. *Am. Mineralogist.*, Blacksburg, Va, USA, vol.51, p. 685-710.
- THIEL R. (1963) - Zum System α -Fe OOH - α Al OOH. *Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie*, Leipzig, DDR.

- THOMPSON J.E. (1962) - Nickel and associated mineralisation in the Territory of Papua and New-Guinea. Bureau of Miner. res. géol. and geoph. Dept. of Miner. Res. Canberra, publ. n°157.
- THORP M. (1967) - Closed basins in Younger Granite massifs, northern Nigeria. Z. für Geomorph. Berlin, NS, 11, p. 459-480.
- TOSHIO KATO (1961) - A study of the so-called garnierite from New Caledonia (en japonais). Mineralogical Journal, Tokyo, vol.3, n°3, p.107-121.
- TRAUTH N., LUCAS J. (1967) - Relation entre le comportement thermique des montmorillonites et leur composition chimique. 92° Congr. des Sociétés Savantes, Paris, 1967, 10 p.
- TRAUTH N., et LUCAS J. (1967) - Apport des méthodes thermiques dans l'étude des minéraux argileux. Bulletin du Groupe Français des Argiles, Paris, t.19, fasc.2, p. 11-24.
- TRAUTH N., PAQUET M., LUCAS J., MILLOT G. (1967) - Les montmorillonites des vertisols lithomorphes sont ferrifères = conséquences géochimiques et sédimentologiques. C.R. Ac. Sc. Paris, sér.D, t.264, p.1577-1579.
- TRESCASES J.J. (1965) - Méthodes d'analyse des eaux drainant les massifs de péridotites en Nouvelle-Calédonie. Rapport ORSTOM, Centre de Nouméa, inédit, 50 p., multigraph.
- TRESCASES J.J. (1969a) - Premières observations sur l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Pédologie, Géochimie, Géomorphologie, Cah. ORSTOM, sér. Géol., Bondy, vol.1, n°1, p. 27-57.
- TRESCASES J.J. (1969b) - Géochimie des eaux de surface et altérations dans le massif ultrabasique du sud de la Nouvelle-Calédonie. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, t.22, fasc.4, p. 329-354.
- TRESCASES J.J. (1972) - L'altération des roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie, p. 66. in Séminaire 1972 de la Section de Géologie de l'ORSTOM, Ass. Sénégalaise Et. Quat. Ouest Afric., Bull. liaison Sénégal. Dakar, n° 35-36, Nov-Déc., 1972, p. 59-100.
- TRESCASES J.J. (1973) - Weathering and geochemical behaviour of the elements of ultramafic rocks in New-Caledonia. Bur. of Miner. Resources, Geology and Geophysics Dept. of Minerals and Energy, Canberra, bull.141, p. 149-161. "Metallogenic provinces and mineral deposits in the southwestern Pacific". A symposium held at the 12th Pacific Science Congress. Canberra, Aug. 1971, Edit. by N.H. FISHER, Australian Government Publishing Service, Canberra, 1973.
- TRESCASES J.J. (1973) - La cartographie géologique des formations superficielles en Nouvelle-Calédonie. IXe Congrès INQUA, Christchurch N.Z., 1973.
- TRICART J., CAILLEUX A. (1965) - Traité de Géomorphologie T.V. = Le modelé des régions chaudes (forêts et savanes). Paris, Sedes, Edit., p.1-322.
- TRICHET J. (1969) - Contribution à l'étude de l'altération expérimentale des verres volcaniques. Thèse Fac. Sc. Paris, p. 1-232.

- TYPKE W. (1876) - On a new nickel mineral from New Caledonia. Chemical news, London, G.B., vol.34, p. 193-194.
- TYPKE W. (1877) - On a new nickel mineral from New Caledonia. Journ. Chem. Soc., London, G.B., vol.1, p. 285.
- VINOGRADOV A.P. (1959) - Geochemistry of rare and dispersed chemical elements in soils. 2ème Ed. New-York, Consultants Bur. Inc. and London Chapman and Hall. Ltd., p. 1-209.
- VIROT R. (1956) - La végétation canaque. Mem. Museum National d'Histoire Naturelle, Paris, Nouvelle Série, sér.B, Botanique, t.7, 398 p.
- VIZIER J.F. (1969) - Choix et mise au point d'une méthode de dosage du fer ferreux applicable aux sols hydromorphes minéraux. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., Bondy, vol.7, n°3, 1969, p. 435-445.
- VOTINCEV K.K., GLAZUNOV I.V., TOLMACHEVA A.P. (1965) -(En russe.) Hydrochimie des rivières et fleuves du bassin du Lac Baïkal. Akad. Nauk. SSSR, Sibir. Otdel., Trudy limnol. Inst., 8, 495 p., Moscou.
- WEAST R.C. (1964) - Handbook of chemistry and Physics 45th edition. Chemical rubber Co. Cleveland, USA.
- WEBER F., LARQUE P. (1972) - Mise au point d'une méthode d'analyse minéralogique quantitative par diffraction des rayons X. Application au dosage du quartz, des feldspaths et des carbonates dans les roches sédimentaires et les profils d'altération. Analisis, Paris, 2, 1, p.15-29.
- WEBER W.J., STUMM W. (1963) - Mechanism of hydrogen ion buffering in natural waters. J. Amer. Wat. Works, Ass., New-York, N.Y., USA, 55, n°12, p. 1553-1578.
- WENINGER G. (1968) - Etudes hydrobiologiques en Nouvelle-Calédonie (Mission 1965 du Premier Institut de Zoologie de l'Université de Vienne). II. Beiträge zum Chemismus der Gewässer von Neukaledonien (SW Pazifik). Cah. ORSTOM, sér. Hydrobiol., Bondy, vol.2, n°1, 1968, p. 35-55.
- WILDMAN W.E., JACKSON M.L., WHITTIG L.D. (1968) - Serpentinite rocks dissolution as a function of carbondioxide pressure in aqueous solutions. Amer. Miner., Blackburg, Va, USA, vol.53, p. 1253-1263.
- WILDMAN W.E., JACKSON M.L., WHITTIG L.D. (1968) - Iron-rich montmorillonite formation in soils derived from serpentinite. (Formation de montmorillonite riche en fer dans les sols dérivés de serpentinite). Soil. Sc. Soc. Amer. Proc., Madison, Wis, USA, 32, 6, p. 787-794.
- WILDMAN W.E., WHITTIG L.D., JACKSON M.L. (1971) - Serpentine stability in relation to formation of Iron-rich montmorillonite in some California soils. Am. Mineralogist, Blackburg, Va, USA, vol.56, n°3, p. 587-602.

- WILSHIRE H.G. (1958) - Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions. Amer. Miner. Blacksburg, Va, USA, 43, p. 120-147.
- WIRTHMANN A. (1965) - Die Reliefentwicklung von Neukaledonien. in Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen. Deutscher Geographentag Bochum. Juin 1965, p. 323-335.
- WIRTHMANN A. (1970) - Zur Geomorphologie der Peridotite auf Neukaledonien. Tübinger Geographische Studien, Tübingen, n°34, p. 191-201.
- YAALON D.H. (1970) - Note on high-iron montmorillonites. Discussion of the significance of magnesium and iron in montmorillonite formation from basic igneous rocks. Soil. Sc. Baltimore, Md, USA, 1970/7, vol.110, n°1, p. 74-76.
- ZAVODNOV S.S. (1964) - The value of pH and CO₂ content in underground waters. Geochemistry International, New-York, N.Y., USA, n°3, 1964, p. 565-566. Geochemical Society, Washington DC.
- ZEISSINK H.E. (1969) - The mineralogy and geochemistry of a nickeliferous laterite profile (Greenvale, Queensland, Australia). Mineral. Deposita, Berlin, vol.4, n°2, p. 132-152.

LISTE DES FIGURES

	page
1. La Nouvelle-Calédonie.....	2
2. Le massif du Sud.....	8
3. Organisation des travaux de laboratoire.....	10
4. Propriétés physiques des minéraux.....	12
5. Carte des précipitations annuelles.....	21
6. Variations des températures moyennes mensuelles en montagne et à Nouméa.....	24
7. Variations des débits moyens mensuels (Riv. des Lacs et Dumbéa Est).....	27
8. Pétrographie et structure du grand massif ultrabasique du Sud de la Nouvelle-Calédonie.....	30
9. Le modelé du massif ultrabasique du Sud.....	40
10. Courbes hysométriques de quelques bassins versants du mas- sif du Sud.....	42
11. Coupes à travers le massif du Sud..... dépliant hors-texte	
12. Evolution du modelé des péridotites.....	46-47
13. Evolution physiographique de la zone Dumbéa-Quinné.....	51
14. Le bassin karstique de la Plaine des Lacs et ses exutoires..	53
15. Le bassin de la Dumbéa.....	54
16. L'altération en zone haute bien drainée. Localisation des échantillons.....	66
17. Profil de plateau.....	68
18. Répartition spatiale des types d'altération.....	71
19. Profil CKA 60. Distribution granulométrique.....	77
20. Evolution de la distribution granulométrique dans les pro- fils de plateau.....	78
21. Etude par diffraction X de l'altération du pyroxène.....	81
22. Analyse thermique différentielle de la saprolite grossière..	84
23. Etude par diffraction X de l'évolution minéralogique du pro- fil CKA 60.....	86
24. Diffractogrammes RX de concrétions d'asbolane.....	88
25. Diagrammes RX de "garniérites".....	90
26. Analyse thermique différentielle de "garniérites".....	91
27. Diffractogrammes RX de cristaux de chromite.....	93
28. Etude de l'évolution de la goethite par analyse thermique différentielle.....	94
29. Corrélations entre éléments majeurs.....	103
30. Oxydation du fer II dans l'altération.....	104
31. Evolution géochimique des profils de plateau.....	106
32. Distribution des éléments chimiques dans les tranches gra- nulométriques.....dépliant hors-texte	
33. Courbes d'extraction, méthode SEGALLEN (profil CKA 61).....	113
34. Phase amorphe de quelques faciès particuliers de saprolite grossière.....	116
35. Les éléments solubles dans l'altération des plateaux (cal- cul isovolumétrique).....	131
36. Application du raisonnement isovolumétrique à la saprolite fine ; comportement du fer, du chrome et de l'aluminium...	134

37.	Les éléments résiduels dans l'altération des plateaux.....	137
38.	Evolution minéralogique quantitative de 100 cm ³ de harzburgite.....	141
39.	Etude par diffraction X du profil CDE 56.....	161
40.	Etude par diffraction X de l'altération des chlorites.....	163
41.	L'altération dans les zones basses : localisation des profils étudiés.....	172
42.	Analyses thermiques différentielles sur un profil de glacier (CPY 55).....	177
43.	Etude par diffraction des rayons X de l'évolution minéralogique d'un profil de glacier.....	178
44.	Etude géochimique des profils de bas de pente.....	186
45.	Courbes d'extraction (méthode SEGALLEN) dans les profils de bas de pente.....	188
46.	Evolution minéralogique de la goethite dans les bas-fonds confinés.....	202
47.	Evolution des sédiments goethitiques dans les bas-fonds confinés. Extraction des produits mal cristallisés.....	206
48.	Localisation des prélèvements d'eaux dans le massif du Sud.	224
49.	Vitesses d'exportation de silice et magnésie dans le bassin de la Dumbéa Est.....	230
50.	Evolution géochimique des eaux sur un profil en long de la Dumbéa.....	232
51.	Hydrolyse des silicates primaires et des produits secondaires purement siliceux ou magnésiens.....	243
52.	Diagramme d'équilibre enstatite-talc.....	246
53.	Diagramme d'équilibre Olivine-Gel silico-ferrique - Nontroinite - Gel ferrique.....	249
54.	Paramètre $L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}}$ de la phase soluble et paragenèse de la phase résiduelle.....	260
55.	Mobilités relatives des éléments.....	265
56.	Schéma simplifié du cycle supergène des éléments des péridotites..... dépliant hors-texte.	

LISTE DES TABLEAUX

	page
I. Le régime hydrologique des bassins versants témoins.....	26
II. Composition chimique moyenne des roches de la masse péridotitique principale.....	32
III. Composition chimique moyenne des roches de l'unité dis- cordante.....	34
IV. Composition des eaux lors des crues cycloniques.....	59
V. Schéma de l'évolution du paysage péridotitique en Nou- velle-Calédonie.....	64
VI. Variations de quelques paramètres physiques dans les pro- fils de plateau.....	70
VII. Evolution minéralogique des profils d'altération de pla- teaux.....	98
VIII. Composition chimique moyenne des différents niveaux d'al- tération d'une dunite (profil CKA 60).....	100
IX. Composition chimique moyenne des différents niveaux d'al- tération d'une harzburgite (profil CKA 61).....	100
X. Composition chimique de différents faciès de saprolite grossière.....	101
XI. Dosage des composés amorphes à cryptocristallins.....	114
XII. Composition chimique des minéraux primaires.....	119
XIII. Bilan géochimique de l'altération du pyroxène, calculé à volume constant.....	121
XIV. Bilan géochimique de l'altération de la chromite, calcu- lé à chrome et aluminium constant.....	123
XV. Composition chimique de concrétions d'asbolane.....	125
XVI. Composition chimique de la goethite.....	126
XVII. Bilan de l'altération des dunités (raisonnement isovo- lumétrique).....	128
XVIII. Bilan de l'altération des harzburgites (raisonnement isovolumétrique).....	130
XIX. Essai d'application du raisonnement isovolumétrique à l'horizon de saprolite grossière.....	133
XX. Composition minéralogique des différents niveaux du pro- fil CKA 61.....	142
XXI. Distribution du nickel sur le profil CKA 61.....	144
XXII. Les éléments en traces dans les roches, les minéraux et les faciès d'altération.....	146
XXIII. Analyses chimiques de profils d'altération de versants..	165
XXIV. Bilan isovolumétrique de l'altération sur les versants..	166
XXV. Caractéristiques physiques de quelques profils de bas de pente.....	173
XXVI. Composition chimique moyenne des horizons de profils de bas de pente.....	183
XXVII. Bilan de l'altération en bas de pente.....	190
XXVIII. Distribution minéralogique et géochimique dans le profil CPY 55.....	193
XXIX. Composition chimique d'un profil en zone marécageuse confinée.....	204

XXX.	Bilan géochimique de l'évolution des bas-fonds.....	208
XXXI.	Composition chimique des nontronites.....	210
XXXII.	Composition moyenne des eaux de la Dumbéa.....	226
XXXIII.	Composition chimique des eaux souterraines dans les zones hautes.....	234
XXXIV.	Composition chimique des eaux souterraines dans les zones basses.....	236
XXXV.	Enthalpies libres standards de formation.....	240
XXXVI.	Eléments en traces dans les eaux drainant les massifs ultrabasiques.....	263
XXXVII.	Bilan annuel de l'altération des péridotites.....	277
XXXVIII.	Comparaison des effets de l'altération et de l'érosion mécanique sur le bassin de la Dumbéa.....	302

TABLE DES MATIERES

Avant-Propos..... I
Sommaire..... V

INTRODUCTION

I. Objet de l'étude..... 1
A. Motivation..... 1
B. Historique des travaux sur l'altération des péridotites en
Nouvelle-Calédonie..... 3
C. Originalité de l'altération des roches ultrabasiques..... 5
D. Plan suivi..... 6
II. Méthodes utilisées..... 7
A. Sur le terrain : techniques de prélèvement..... 7
B. En laboratoire : techniques d'analyse..... 11
III. Vocabulaire..... 15

1ère PARTIE

Le milieu naturel

CHAPITRE I : Les facteurs de l'altération : atmosphère, hydrosphère,
biosphère..... 19
I. Le climat..... 19
A. Généralités..... 19
B. La pluviosité..... 20
C. Variations des autres caractéristiques climatiques..... 23
D. Paléoclimats..... 25
II. Le régime hydrologique..... 25
III. La végétation..... 28
CHAPITRE II : La géologie du substrat..... 29
I. Minéralogie..... 31
A. Masse péridotitique principale..... 31
B. Unité discordante..... 32
C. Roches calco-alcalines..... 34
D. Transformations minéralogiques tardives..... 35

II. Structure.....	37
<u>CHAPITRE III</u> : Le modelé.....	39
I. Les formes du relief.....	39
A. Paysage de plaines perchées dans le Sud.....	39
B. Paysage de plaines basses au Sud-Ouest.....	41
C. Paysage de montagnes au Nord.....	43
II. L'évolution du modelé.....	44
A. La formation du karst péridotitique.....	44
B. Le démantèlement du karst.....	48
III. Tentative d'évaluation des processus mécaniques.....	56
A. Les conditions de l'érosion mécanique.....	56
B. Les charges solides.....	57
C. Bilan de l'érosion mécanique.....	61
IV. Conclusions.....	63

2ème PARTIE

La phase résiduelle

<u>CHAPITRE IV</u> : L'altération sur les plateaux.....	67
I. Les profils étudiés.....	67
II. Le profil d'altération - Organisation des phases.....	69
A. Le profil d'altération type.....	69
B. Description de chaque niveau.....	70
C. Evolution granulométrique.....	76
III. Caractéristiques minéralogiques des phases.....	79
A. Roche et saprolite grossière.....	79
B. Saprolite fine.....	92
C. Terres rouges et cuirasse.....	96
D. Conclusions.....	96
IV. Géochimie.....	99
A. Evolution générale du profil géochimique.....	99
B. Distribution des éléments majeurs dans les phases minéralogiques.....	109
C. Bilan de l'altération.....	127
D. Vue d'ensemble sur l'évolution géochimique le long d'un profil d'altération.....	139
E. Eléments en traces.....	145
V. Conclusions.....	149

3ème PARTIE

La phase soluble

<u>CHAPITRE VIII</u> : Composition des eaux dans les massifs ultra-basiques.....	223
I. Localisation de l'échantillonnage.....	223
II. Les apports extra-péridotitiques : composition des eaux de pluies.....	223
III. Composition des eaux d'un bassin-type : la Dumbéa....	225
A. Les paramètres physico-chimiques - Les anions.....	225
B. Les cations et la silice.....	228
IV. Extension régionale des prélèvements : études des eaux souterraines.....	233
A. Zones hautes (plateaux et hauts versants).....	233
B. Zones basses (piedmonts, glacis et bas-fonds confinés).....	235
<u>CHAPITRE IX</u> : Equilibres thermodynamiques minéraux — solutions.....	239
I. Hydrolyse des minéraux primaires.....	241
II. Néofonnations.....	247
A. Enstatite-talc.....	247
B. Olivine-Gels ferriques (Al, Ni) - Nontronite.....	248
III. Conclusions.....	251
<u>CHAPITRE X</u> : Vitesses relatives de lixiviation et types d'altération.....	253
I. Principe de calcul.....	253
A. Utilisation des vitesses relatives d'exportation...	253
B. Détail du raisonnement.....	255
II. Application aux eaux souterraines échantillonnées....	259
A. Les types d'altération actuels.....	259
B. Discussion.....	261
<u>CHAPITRE XI</u> : Généralisation à l'ensemble des éléments du calcul des mobilités relatives.....	263
I. Teneurs en éléments en traces dans les eaux.....	263
II. Mobilité relative des éléments.....	264
A. Éléments lixiviés.....	266
B. Éléments intermédiaires.....	267
C. Éléments résiduels.....	268
III. Conclusions.....	269
<u>CHAPITRE XII</u> : Bilan géochimique de l'altération.....	270
I. Principe de calcul du bilan.....	270
A. Erosion chimique.....	270
B. Vitesse de descente du front d'altération.....	271

II. Application.....	273
A. L'altération sur les plateaux.....	273
B. L'altération sur les versants.....	274
C. Bassins comportant des régions basses où la goethite est silicifiée en nontronite.....	276
III. Résultats.....	276
A. Bilan de l'altération des péridotites en Nlle Calédonie....	276
B. Comparaison avec d'autres régions de la zone inter-tropi- cale.....	279
IV. Conclusions.....	280
A. Altérabilité comparée des roches ultrabasiques et des au- tres familles de roches cristallines.....	280
B. Caractères de l'altération des péridotites.....	280
C. Conséquences sur l'évolution des paysages.....	282
 Conclusions de la IIIème partie.....	 284
 <u>Conclusions générales</u>	 289
1. Evolution minéralogique des péridotites dans les conditions de la surface.....	289
2. Rôle de la concentration des solutions.....	293
3. Rôle du climat.....	294
4. Le cycle géochimique supergène des éléments des péridotites...	295
5. Ventilation des éléments dans le paysage.....	298
6. L'évolution du paysage géochimique.....	300
7. Mécanismes superficiels et métallogénie : essai d'interpréta- tion des gisements nickélifères.....	306
 <u>Bibliographie</u>	 311
 Liste des figures.....	 339
Liste des tableaux.....	341
Table des matières.....	343
Planches photographiques.....	hors-texte

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

- I.** Paysages ultrabasiqnes.

- II. à VII.** Lames minces de roches à divers stades d'altération. Observation des minéraux primaires et de leur évolution.

- VIII. et IX.** Étude par microscopie électronique de la morphologie de quelques espèces secondaires.

I. - PAYSAGES ULTRABASIQUES

1. Région de Kouaoua. Relief montagneux, versants en pentes fortes.
2. Région de la Coulée. Formations de piedmont, ravinées en lavakas.
3. Plaine des Lacs. Piedmonts et glacis autour d'une dépression marécageuse centrale (poljé). A l'arrière-plan, un plateau.
4. Bassin de Yaté. Vaste dépression marécageuse intramontagneuse (poljé), réoccupée aujourd'hui par un lac de retenue hydro-électrique.



1



2



3



4

II. - CHROMITE ET ORTHOPYROXÈNE

5. CKA 60-30 (LN)

Spinelle chromifère automorphe traversé par des filonnets d'antigorite. La roche est intensément serpentinisée.

6. CKA 61-9 (LN)

Spinelle chromifère sub-automorphe, corrodé et traversé par l'antigorite hypogène. La roche est intensément serpentinisée.

7. CLC 69-7 (LN)

Spinelle chromifère xénomorphe, en lamelles inter et intra-cristallines, associées à des orthopyroxènes.

8. CPR 3 (LP)

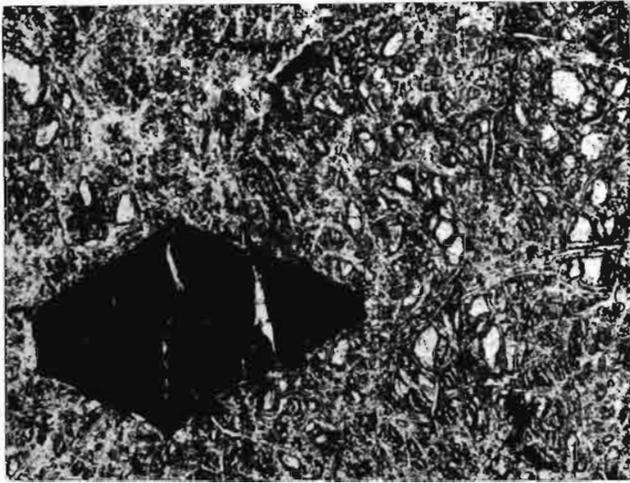
Cristal d'orthopyroxène totalement transformé en bastite (antigorite).

9. CPR 3 (LP)

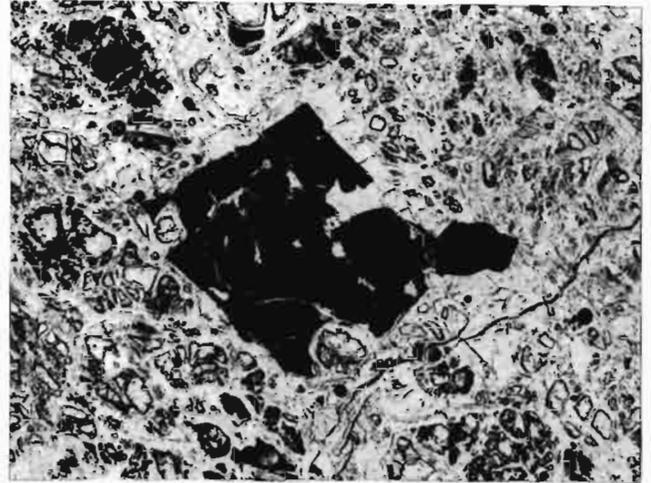
Altération d'un cristal d'orthopyroxène partiellement bastitisé. L'enstatite est corrodée, il n'en subsiste que des reliques au sein de cavités. Le pourtour de ces cavités est souligné par du talc. La bastite est peu affectée par l'altération, les diaclases sont imprégnées par des oxydes de fer.

10. CPR 2 (LP)

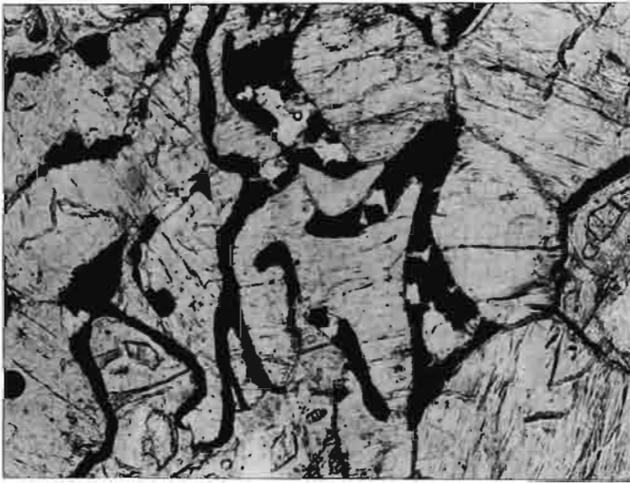
Epigénie d'un cristal d'orthopyroxène par du talc.



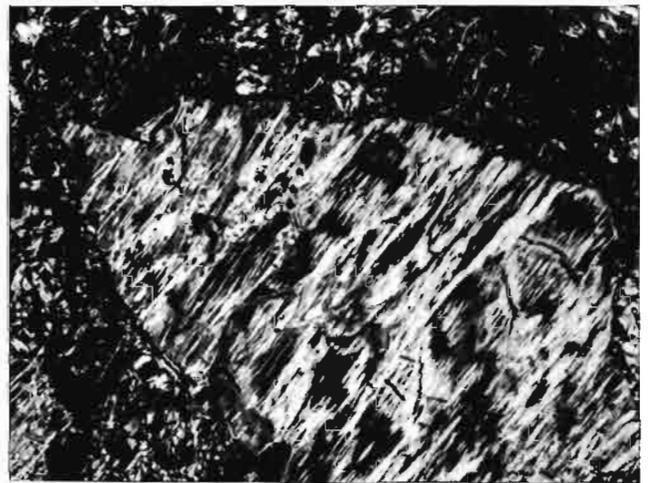
5
0 1 mm



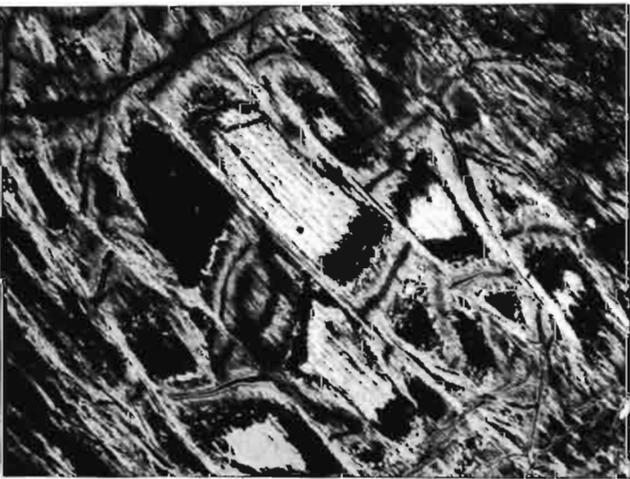
6
0 1 mm



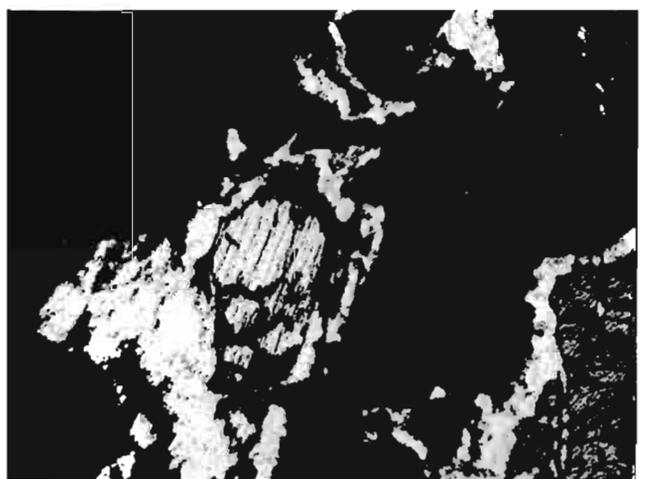
7
0 0,1 0,4 mm



8
0 1 mm



9
0 1 mm



10
0 1 mm

III. - OLIVINE ET ANTIGORITE. L'ALTÉRATION DANS LES ZONES HAUTES

11. CDO 52-9 (LN)

Roche saine (dunite). Les cristaux d'olivine sont traversés par un maillage serpentineux, relativement peu important ici.

12. CLC 4 (LN)

Roche saine (dunite). Le périclase est en petits noyaux, et le maillage serpentineux très développé. De la magnétite est accumulée entre deux feuillets d'antigorite accolés.

13. CLC 66-4 (LN)

Passage de la roche saine (à gauche) à un cortex de roche altérée (à droite). A ce stade, la seule manifestation de l'altération est la coloration du maillage d'antigorite par les oxydes de fer.

14. CLC 69-8 (LN)

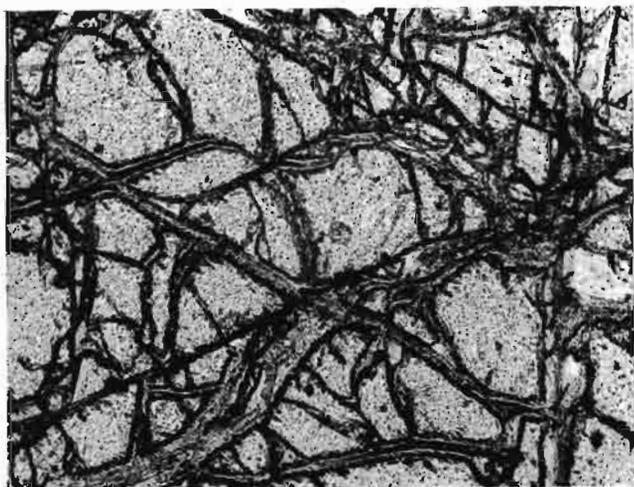
Stade initial de l'altération. Les noyaux d'olivine sont un peu corrodés ; le maillage d'antigorite primaire est coloré par des hydroxydes de fer.

15. CLC 69-8 (LN)

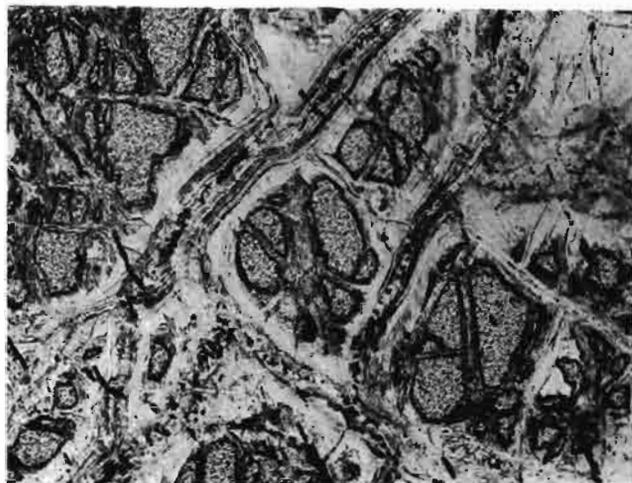
L'altération est un peu plus avancée que sur la photo précédente. Les tendances sont identiques mais renforcées.

16. CLC 69-7 (LN)

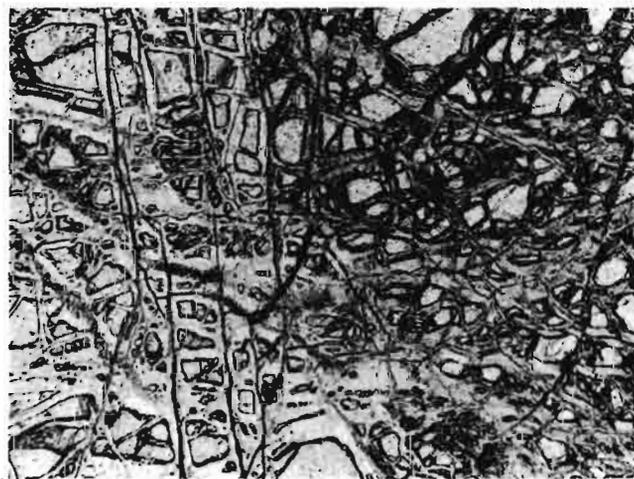
L'altération est encore un peu plus poussée. Certains noyaux d'olivine commencent à disparaître.



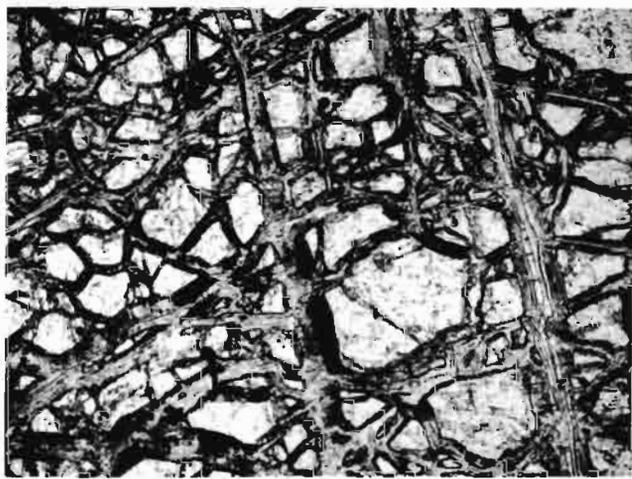
11
0 1mm



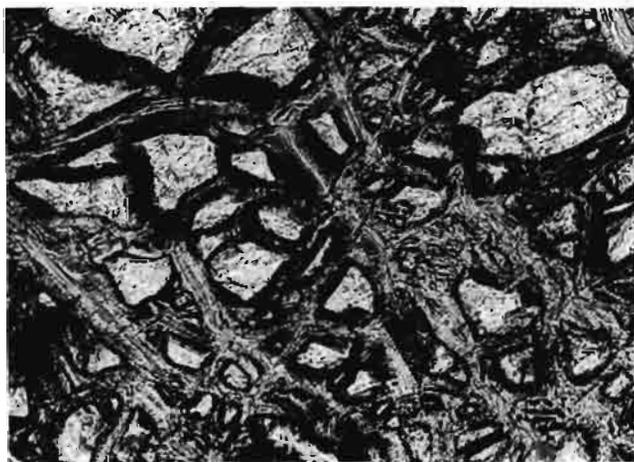
12
0 0,1 0,4 mm



13
0 1mm



14
0 1mm



15
0 0,1 0,4 mm



16
0 0,1 0,4 mm

IV. - L'ALTÉRATION DANS LES ZONES HAUTES (Suite)

L'altération est plus poussée que sur les photos de la planche précédente, et correspond au stade « sapolite grossière ».

17. CLC 52 (LN)

Le maillage d'antigorite est intact, mais il est fortement coloré par les hydroxydes de fer. Les noyaux d'olivine sont profondément corrodés.

18. CLC 52 (LP)

Une plage plus altérée du même échantillon que sur la photo 17. Certains péridots ont disparu, remplacés par des produits amorphes.

19. (LN) et 20. (LP) - CPI 7

Certains péridots sont simplement corrodés, d'autres sont remplacés par des gels. Quoique fortement colorés par les hydroxydes de fer, les feuillets d'antigorite ne sont pas encore agressés par l'altération.

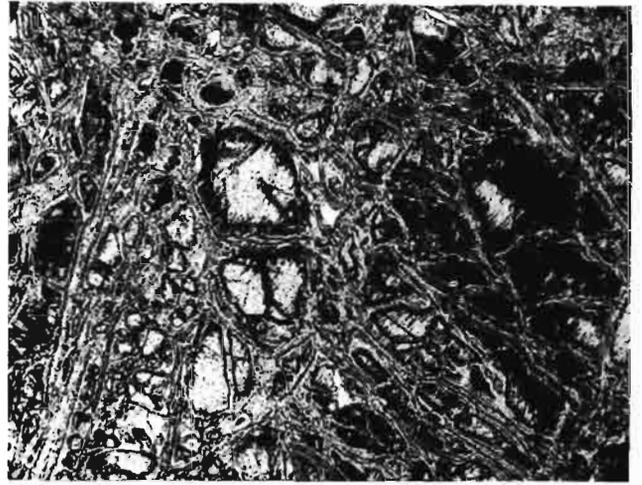
21. (LN) et 22. (LP) CKA 60-28

Stade d'altération avancé. Tous les péridots ont disparu, remplacés par des gels ou par des trous partiellement remplis d'hydroxydes ferriques. Le maillage d'antigorite primaire est encore sensiblement intact.



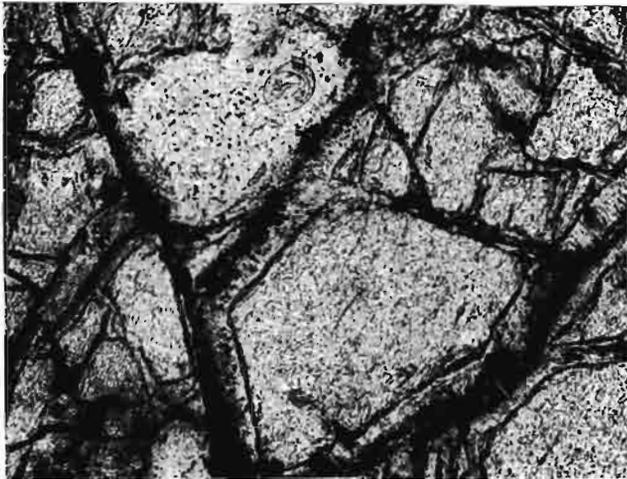
17

0 0,1 0,4 mm



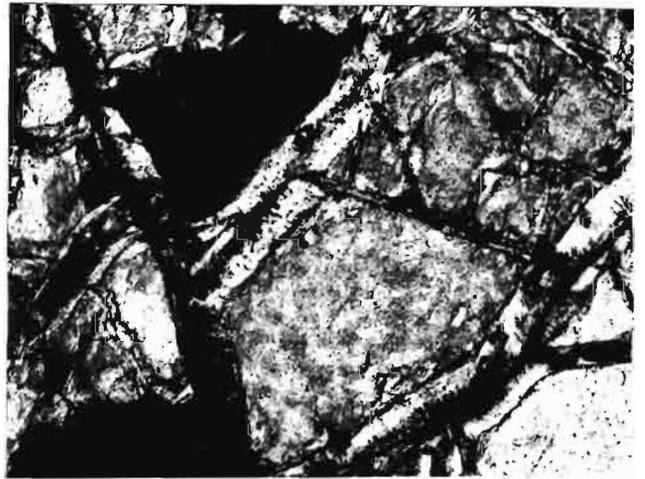
18

0 1 mm



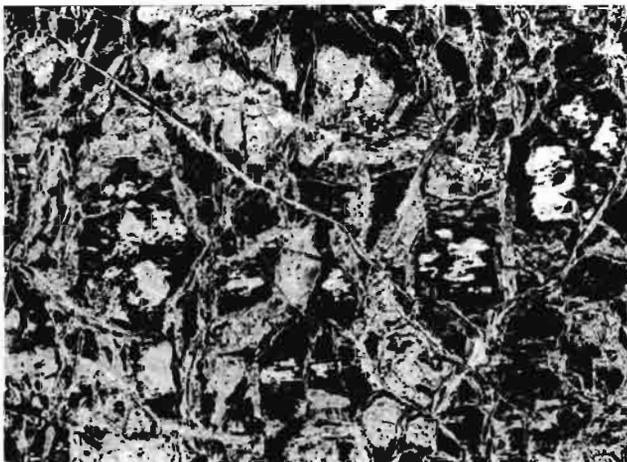
19

0 0,1 0,4 mm



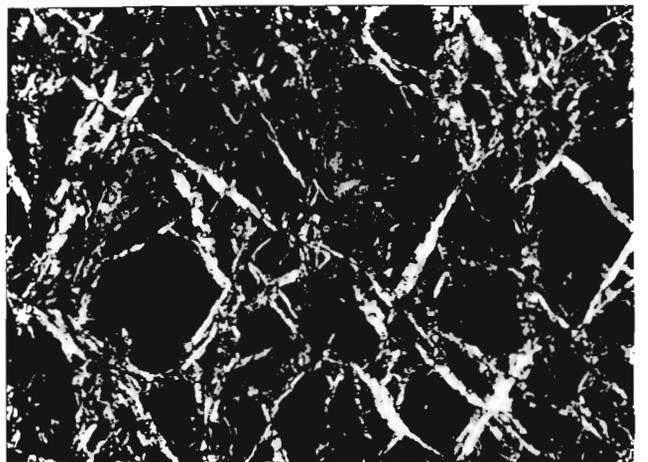
20

0 0,1 0,4 mm



21

0 1 mm



22

0 1 mm

V. - L'ALTÉRATION DANS LES ZONES HAUTES (Suite)

L'altération est plus poussée que sur les photos de la planche précédente, et correspond au sommet de la « saprolite grossière » et à la base de la « saprolite fine ».

23. CDO 52-8 (LP)

Les matériaux épigénisant les noyaux d'olivine s'organisent en goethite.

24. CKA 11 (LN)

Détail montrant le mode de pénétration des hydroxydes de fer entre les lamelles constituant les cloisons d'antigorite.

25. CKA 11 (LN)

Alors que le maillage d'antigorite est toujours intact, les péridots ont complètement disparus, laissant leurs fantômes en creux partiellement remplis de goethite.

26. CTH 5 (LN)

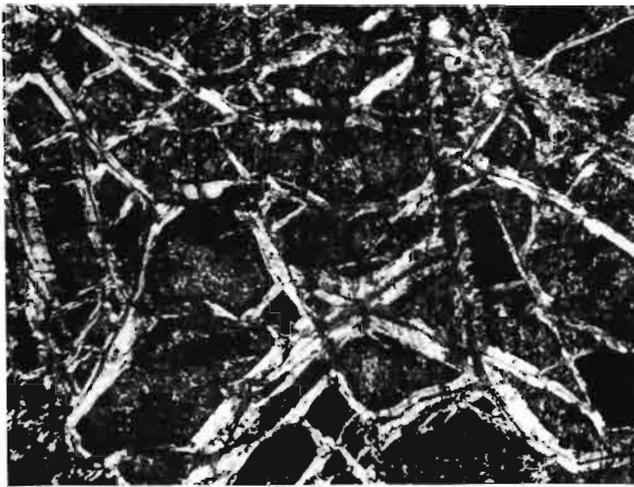
Sommet de la saprolite grossière. Les cloisons d'antigorite primaire s'amincissent et commencent à s'altérer.

27. CLC 54 (LN)

Passage de la saprolite grossière à la saprolite fine. Le maillage d'antigorite primaire disparaît, mais il est épigénéisé par la goethite.

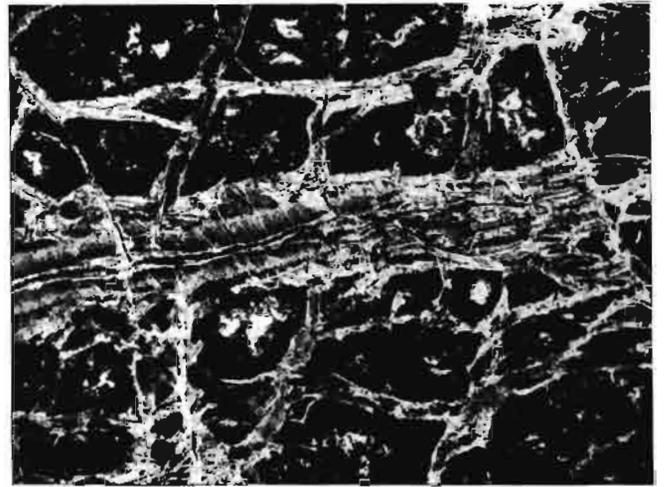
28. CPY 55-16 (LN)

Saprolite fine. La goethite fossilise l'aspect initial du maillage serpentineux. La structure de la roche est conservée dans cet échantillon ferrugineux.



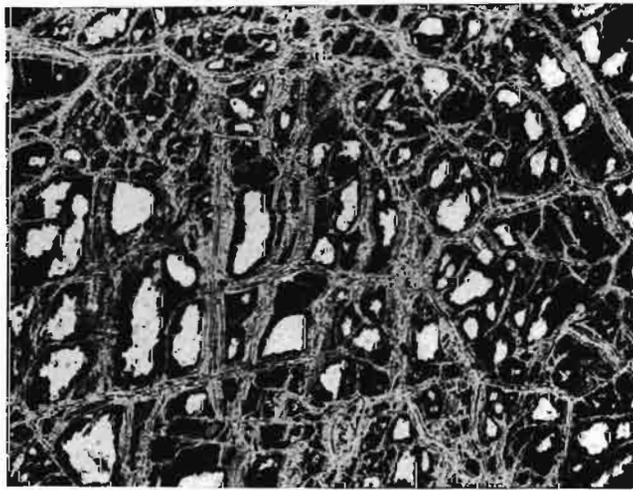
23

0 1mm



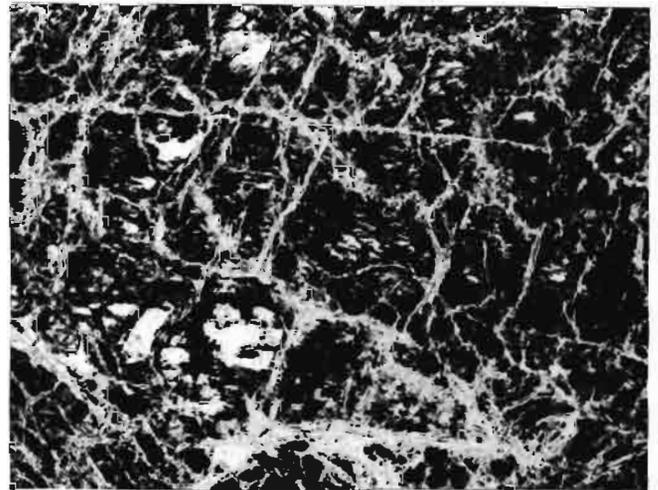
24

0 0,1 0,4 mm



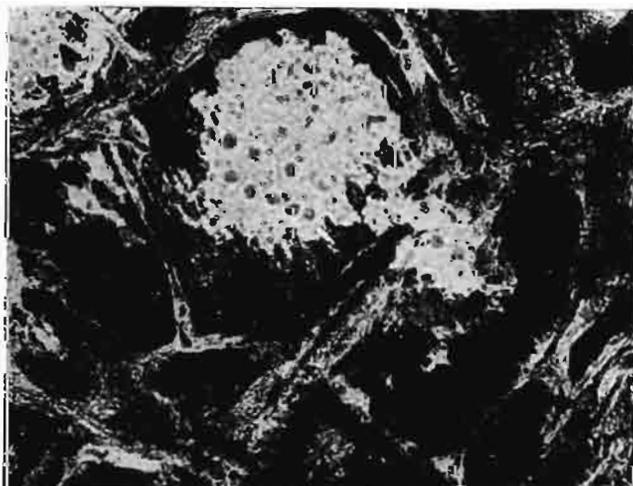
25

0 1mm



26

0 0,1 0,4 mm



27

0 0,05 0,1mm



28

0 0,05 0,1mm

VI. - MINÉRAUX SECONDAIRES DIVERS

29. CKN 1 (LN)

Opale un peu ferrugineuse. La silice a précipité dans les fissures intercrystal-
lines ; après l'altération et la disparition des noyaux péridotitiques, et le déve-
loppement des cloisons siliceuses, il subsiste une roche caverneuse, formée
d'opale, rappelant la structure de la péridotite initiale.

30. CCU 77 (LP)

Remplissage de diaclase par un pseudofilon de quartz imprégné de manganèse
et de cobalt. La taille des cristaux de quartz décroît dans les zones riches en
manganèse.

31. CTH 51 v (LP)

Concrétions mamelonnées de talc nickélicifère dans des cavités.

32. CKA 6 v (LP)

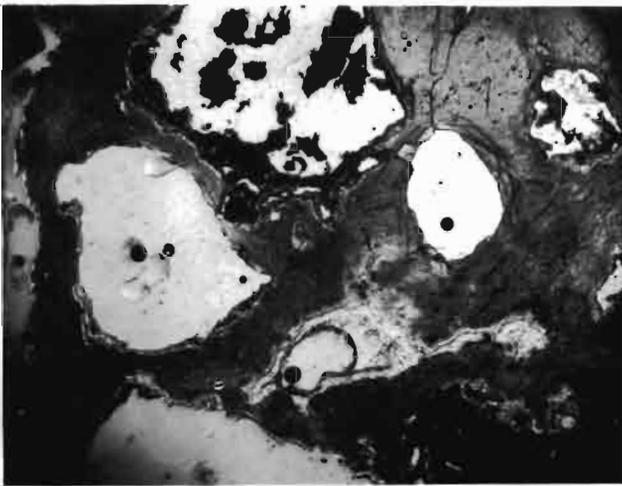
Lamelles de talc nickélicifère dans un pseudofilon de quartz.

33. (LN) et 34. (LP) - CTH 5

En placage contre un bloc de serpentinite (S) prélevé dans une faille :

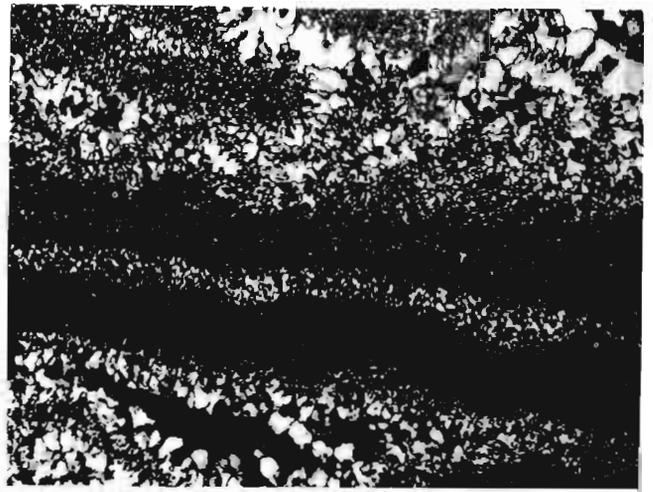
- de l'antigorite nickélicifère (A)
- et du quartz (Q)

Les cavités sont parfois bordées de talc nickélicifère (T).



29

0 1 2 mm



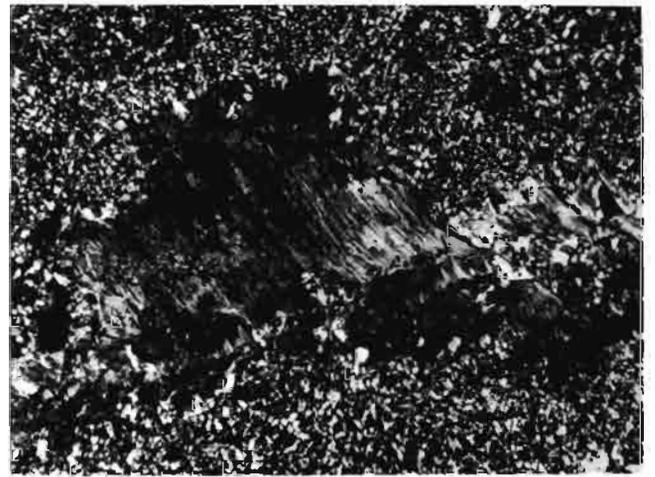
30

0 1 mm



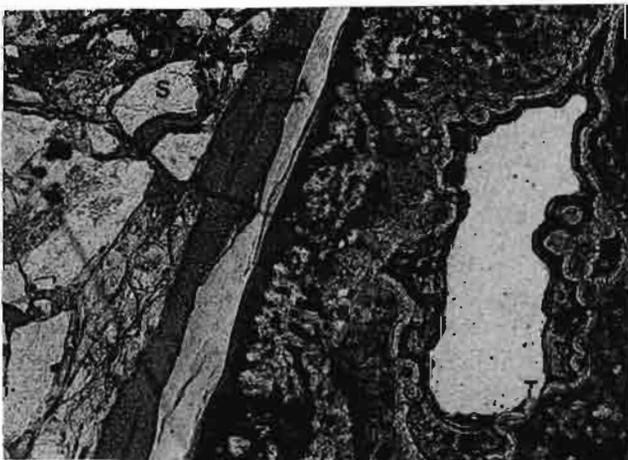
31

0 0,1 0,4 mm



32

0 1 mm



33

0 1 mm



34

0 1 mm

VII. - L'ALTÉRATION DANS LES ZONES BASSES (Olivine et antigorite)

35. CPY 55-18 (LN)

Début d'altération. Les noyaux d'olivine sont altérés en montmorillonite. Le maillage d'antigorite est intact.

36. CPY 55-18 (LN)

Altération plus poussée que sur la photo précédente. Tous les péridots ont disparu, remplacés par de la montmorillonite ; celle-ci ne remplit souvent qu'incomplètement la cavité abandonnée par le noyau d'olivine. L'antigorite est toujours inaltérée.

37. CPY 55-18 (LN)

Les péridots ont disparu, leurs fantomes en creux sont plus ou moins remplis par de la montmorillonite. Le maillage d'antigorite primaire est encore peu altéré.

38. CPY 55-17 (LN)

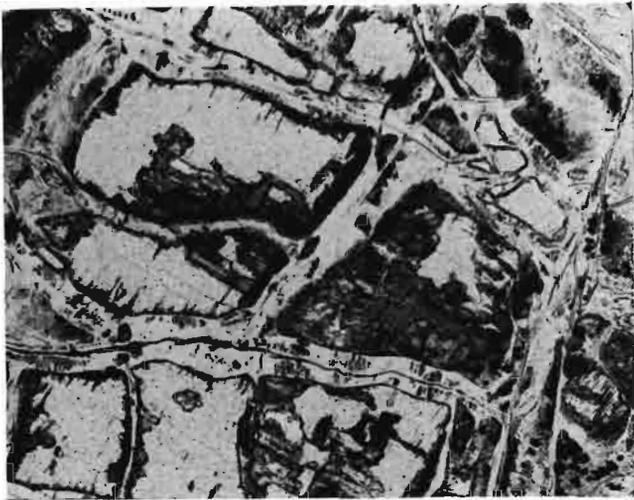
L'altération est plus avancée que sur la photo précédente. Le maillage d'antigorite est détruit progressivement, et partiellement transformé en montmorillonite.

39. CLC 67-6 (LN)

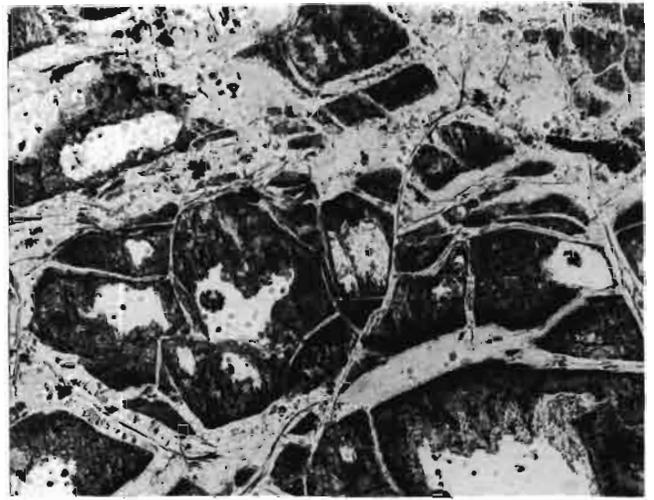
Un maillage secondaire de montmorillonite vient épigéniser le maillage initial d'antigorite hypogène.

40. CDO 54-3 (LN)

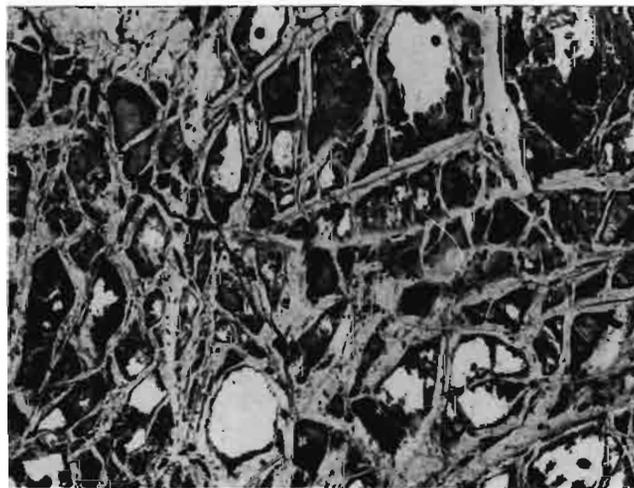
La roche est massivement transformée en montmorillonite, mais la structure initiale de la péridotite est encore reconnaissable.



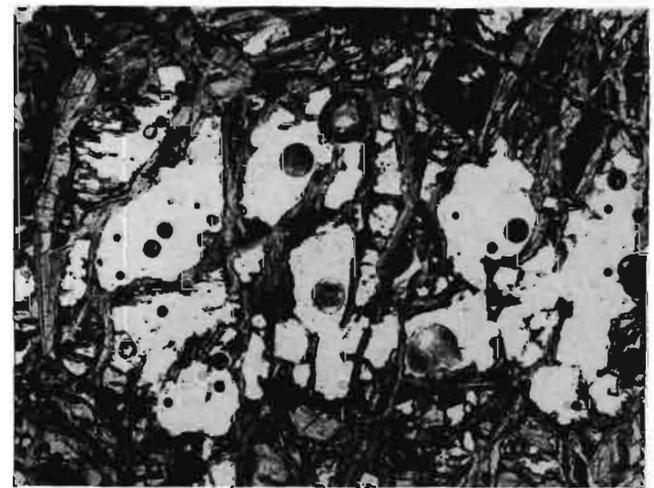
35
0 0,1 0,4 mm



36
0 0,1 0,4 mm



37
0 1 mm



38
0 1 mm



39
0 1 mm



40
0 0,1 0,4 mm

VIII. - SERPENTINES - GELS - GOETHITE

41. CKA 60-24

Paquet de fibres de chrysotile en cours de désagrégation.

42. CLC 2

Antigorite (lizardite) en lattes et chrysotile en tubes.

43. et 44. CKA 60-25

Lattes d'antigorite (lizardite) et tubes de chrysotile emballés dans des amas floconneux de produits amorphes.

45. CKA 61-1

Goethite en petits granules et baguettes.

46. CPY 55-17

Baguettes fusiformes de goethite disposées en réseau pseudo-hexagonal. La cristallinité est meilleure que sur l'échantillon précédent.



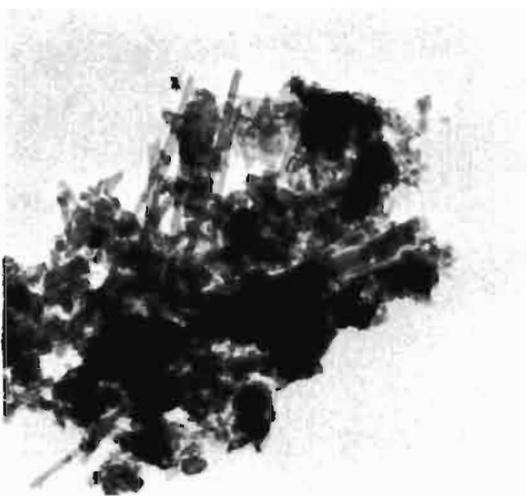
41

0 1 2 μ



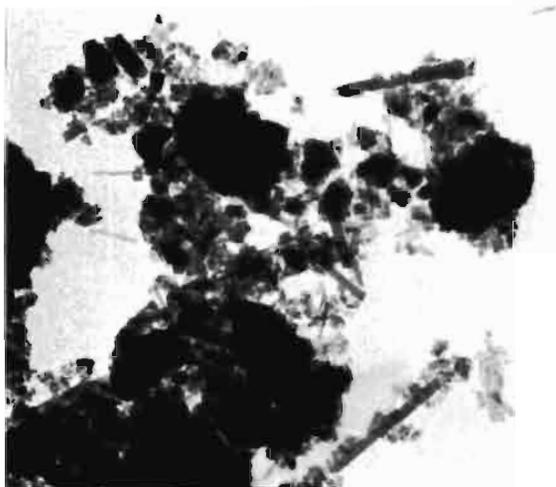
42

0 1 μ



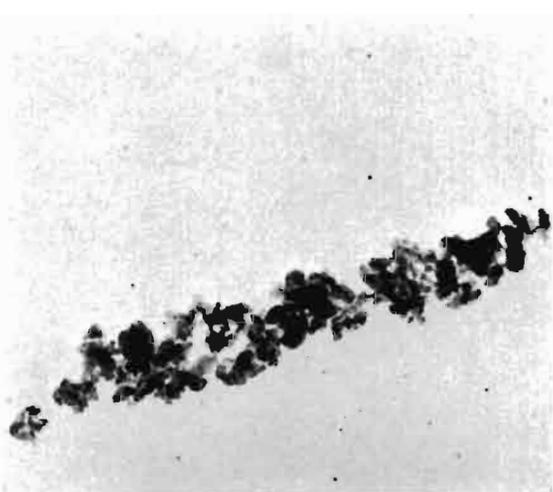
43

0 1 μ



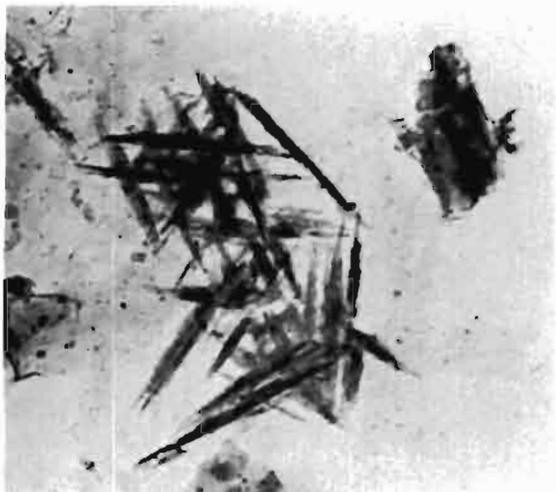
44

0 1 μ



45

0 1 μ



46

0 1 μ

IX. - SMECTITES - GARNIÉRITES

47. CPY 55 - 17

Dissociation des fibrilles élémentaires d'une veinule serpentineuse.

48. CPY 55 - 18

Nontronite.

49. CPR 7

Nontronite.

50. CPY 55 - 17

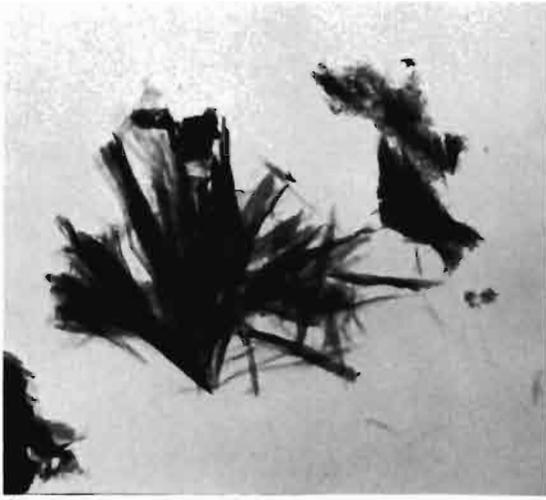
Nontronite.

51. CKA 6 v

« Talc » nickélique.

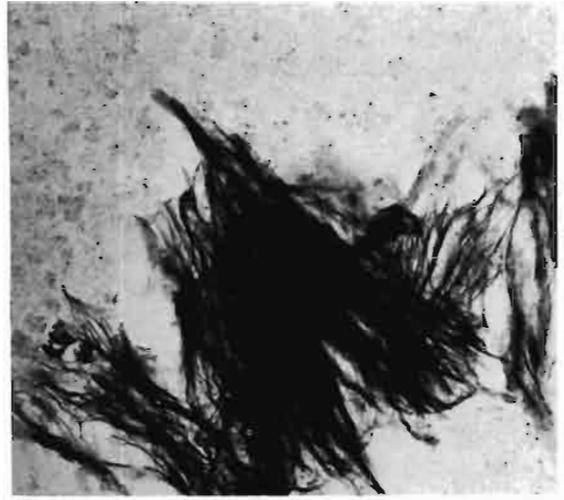
52. CTH 9 s

« Antigorite » nickélique.



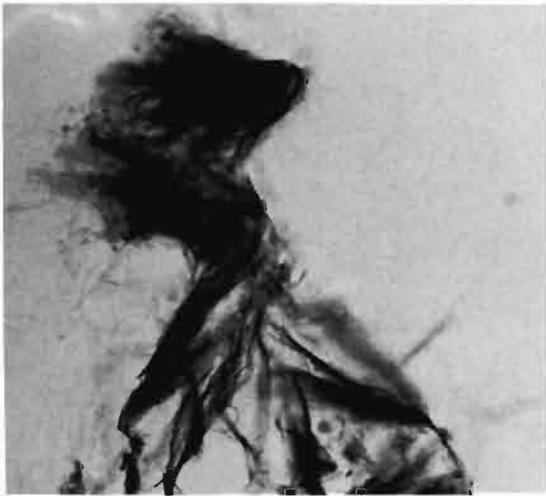
47

0 2 5 10 μ



48

0 1 2 μ



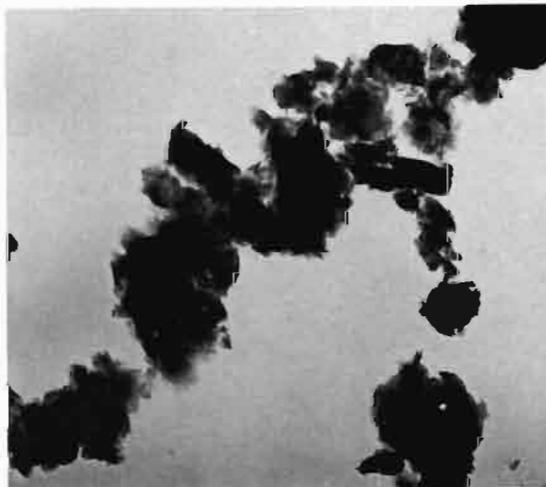
49

0 1 μ



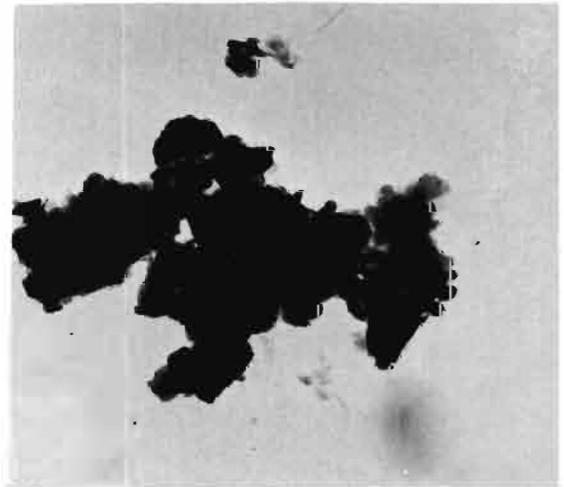
50

0 1 μ



51

0 1 μ



52

0 1 μ