

LES STADES D'ÉVOLUTION ET DE MISE EN PLACE DES
MASSIFS ULTRAMAFIQUES DE NOUVELLE-CALÉDONIE

—:—:—:—:—

Août 1970

J.H. GUILLON

Centre de Nouméa

Section GEOLOGIE

-:-:-

LES STADES D'EVOLUTION ET DE MISE EN PLACE DES MASSIFS
ULTRAMAFIQUES DE NOUVELLE CALEDONIE

Ce texte établi en collaboration avec
P. ROUTHIER représente le projet d'une
note qui sera publiée prochainement dans
le Bulletin du BRGM (Section IV) ; il a été
tiré et est présenté ici sous la forme d'un
rapport à diffusion restreinte.

JH.G

PLAN D'ENSEMBLE

INTRODUCTION ET RESUME

I) HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA NOUVELLE-CALEDONIE

A - Les travaux publiés.....	page 1
B - Stratigraphie et histoire.....	page 2
C - Structure.....	page 7

II) QUELQUES GENERALITES SUR LE MATERIEL ULTRAMAFIQUE page 8

III) LE GRAND MASSIF PERIDOTITIQUE DU SUD.

A - Relations avec le substratum.....	page 10
B - Anatomie et structure.....	page 11
1 ^o) La masse péridotitique principale	
a - minéralogie.....	page 12
b - structure en grand.....	page 14
c - première approche du mode de mise en place.....	page 15
2 ^o) L'unité discordante. Les masses dunitiques ; les gabbros qui leur sont associés.....	page 17
a - minéralogie des dunités.....	page 18
b - structure des dunités.....	page 19
c - les gabbros.....	page 21
d - le passage des dunités aux gabbros.....	page 22
3 ^o) Les roches calco-alcalines.....	page 25
C - Evolution ultime du massif.....	page 27

IV) SCHEMA DE L'EVOLUTION MAGMATO-TECTONIQUE DES MASSIFS PERIDOTITIQUES NEO-CALEDONIENS..... page 29

Tableau n° 1	Composition chimique des roches formant la masse péridotitique principale.....	page 12 b
Tableau n° 2	Composition chimique des roches formant l'unité discordante dunito-gabbroïque.....	page 18 b
Tableau n° 3	Composition chimique de quelques roches acides du massif du Sud.....	page 25 b
FIG. 1	Schéma géologique et structural de la Nouvelle-Calédonie	
FIG. 2	Schéma géologique du massif du Sud.	
FIG. 3	Coupes transversales dans le massif du Sud	
FIG. 4	Schéma géologique de l'île Ouen	
FIG. 5	Diagrammes ternaires AFM et CFM	
FIG. 6	Diagramme ternaire CNK.	
FIG. 7	Schéma structural du massif du Sud	

Références

Commentaires des clichés

Clichés photographiques (4 planches)

INTRODUCTION ET RESUME

Les massifs néo-calédoniens ne sont que les témoins d'un appareil ultramafique primitivement beaucoup plus continu, dont l'épaisseur atteignait au minimum 2.000 m et qui a probablement recouvert toute la surface de l'île.

A près de vingt ans d'intervalle les deux auteurs ont tenté de clarifier les problèmes posés par leur origine et leur mise en place. L'auteur sénior en avait esquissé les grandes lignes ; l'auteur junior a pu réaliser notamment une étude beaucoup plus approfondie du plus grand et du plus complexe de ces massifs.

Il nous a paru nécessaire de le faire mieux connaître car il représente une des manifestations les plus grandioses du manteau supérieur.

Nous dégageons d'abord un schéma anatomique qui ne peut être inséré sans artifices dans le cadre d'une typologie des appareils ultramafiques et mafiques ; au demeurant cette typologie, telle qu'elle a été ébauchée dans l'ouvrage édité par Wyllie (1967) ne paraît pas encore satisfaisante. Replacé dans le contexte de l'évolution structurale ce schéma permet de suggérer le déroulement des phénomènes qui auraient pu conduire à la mise en place de ces massifs.

Nous concluons que l'énorme feuillet ultramafique de la Nouvelle Calédonie s'est avancé d'abord comme une masse encore chaude et mobile mais a achevé son mouvement comme une masse figée et devenue plus précocement rigide dans sa partie frontale. Notre interprétation tend donc à reconcilier l'hypothèse "magmatique" et l'hypothèse du charriage, mais maintient une part importante pour la première.

I) HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA NOUVELLE-CALEDONIE

Il ne serait pas possible de comprendre la situation et les stades d'évolution des massifs péridotitiques néo-calédoniens sans commencer par un bref aperçu sur l'histoire géologique et la structure de l'île.

A. LES TRAVAUX PUBLIES

Les grandes étapes de la connaissance géologique de la Nouvelle-Calédonie peuvent se décomposer ainsi :

- Débrouillage de la stratigraphie et esquisse cartographique au 1/1.000.000 par M. PIROUTET (1917)
- Mission de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM, 1946-1949) et publications de ses membres. Sur les 10 feuilles au 1/100.000 levées par cette mission, 6 seulement ont pu sortir de presse avant l'étape suivante.
- Etablissement de la carte géologique au 1/50.000 par le Bureau des Recherches Géologiques et Minières (BRGM). Actuellement, sur les 38 feuilles prévues, 22 sont publiées ou près de l'être. Malheureusement, depuis la mission de l'ORSTOM l'étude des faunes et des microfaunes n'a guère progressé, de telle sorte que des progrès stratigraphiques réellement importants n'ont pas été encore enregistrés.
- Travaux, en partie inédits, réalisés depuis 1965 par l'ORSTOM (étude des roches ultramafiques et de leurs faciès d'altération) et le CNRS (géologie structurale). Indépendamment de ces grandes étapes divers travaux d'ingénieurs des mines (depuis J. GARNIER 1867), de géologues miniers et pétroliers ont apporté des éléments. On trouvera les titres les plus importants dans la liste des références générales.

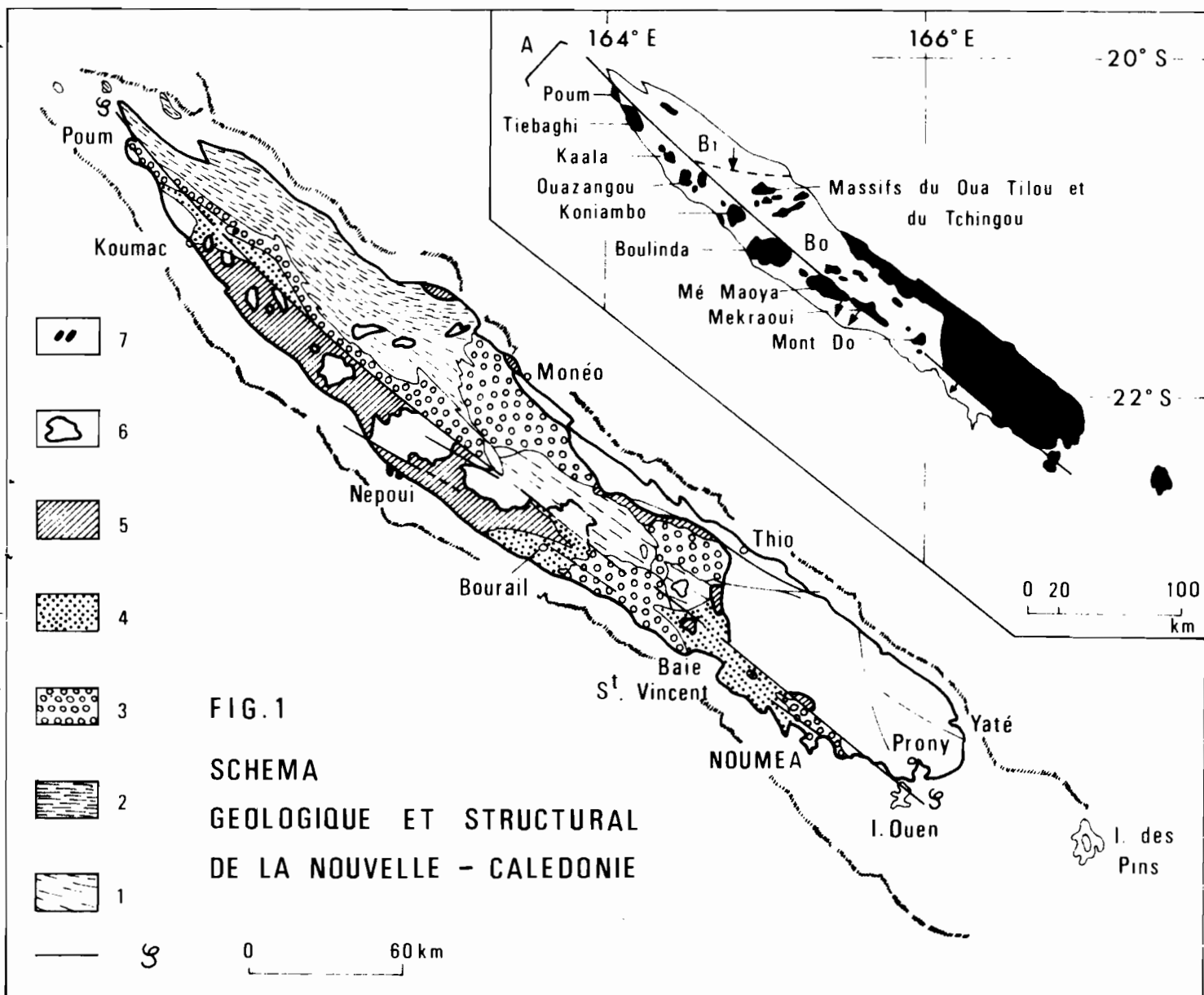
Il faut noter que, depuis les recherches de Y. CRENN (1953), aucune étude géophysique n'a été entreprise à terre. Par ailleurs il n'existe pas, à l'exception d'une carte inédite au 1/300.000 fondée surtout sur les travaux de la mission géologique de l'ORSTOM (1946-1949), de synthèse cartographique moderne de l'ensemble de l'île. En fin de compte la discontinuité des efforts a porté un grand préjudice à l'avancement des travaux et à leur cohésion. Au stade actuel on constate que les connaissances stratigraphiques et structurales demeurent encore très incomplètes ou même fort contestables et que bien des points mériteraient des analyses approfondies. Résumons donc ce qui paraît actuellement acquis, en soulignant quelques problèmes majeurs.

B - STRATIGRAPHIE ET HISTOIRE

La Nouvelle-Guinée, la Nouvelle-Calédonie, l'île de Norfolk et l'extrémité septentrionale de la Nouvelle-Zélande appartiennent, ainsi que les Nouvelles-Hébrides et les îles Salomon situées plus au Nord, à une même zone structurale. Il s'agit d'une chaîne, principalement érigée lors de l'orogénèse alpine, formée en majeure partie de terrains sédimentaires accumulés depuis les temps paléozoïques dans la fosse mélanésienne.

Telle que nous la connaissons actuellement, l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie débute au Permien avec le dépôt de "tufs polychromes". Entre le Permien et le Trias se place une première phase orogénique dont les témoins sont présents dans certaines îles de la baie de St Vincent (fig. 1), phase correspondant à "l'Hunter-Bowen Orogeny" ayant affecté les formations paléozoïques de l'Est australien. Une épaisse et monotone série de grauwackes témoigne d'une sédimentation continue depuis le Trias jusqu'au Bajocien. Après une émergence partielle la sédimentation reprend au Callovien ou à l'Oxfordien avec le dépôt de grauwackes gréseuses et de grès ; elle ne semble pas s'être interrompue avant la fin du Portlandien. La première vague de métamorphisme qui affecte l'ensemble de ces terrains coïncide avec une phase tectogénique "cimmérienne" et une émergence qui se produisent vraisemblablement au Jurassique supérieur, en tous cas entre le Norien et le Sénonien. La sédimentation ne reprend qu'au Crétacé supérieur : après des conglomérats se déposent des pélites argileuses et des grès à acanthotaria. Dans le bassin de Nouméa plusieurs niveaux de tufs rhyolitiques et des grès grossiers s'interposent dans la série pélitique, indiquant un régime de sédimentation plus franchement continental.

Les terrains crétacés sont surmontés en conformité par des phanites et calcaires fins à Globigerines et Globocrotalia : c'est l'Éocène I (inférieur et moyen ?) des cartes au 1/100.000e. La première phase des plissements cenozoïques (alpins) eut lieu immédiatement après. Elle aboutit à des émergences de petites cordillères, bien mises en évidence dans le bassin de Bourail et dans la région littorale comprise entre Nouméa et la baie de St Vincent (Fig. 1). Les zones émergées alimentent des brèches à éléments phanitiques et calcaires qui passent graduellement à des couches marno-gréseuses, régulièrement litées, à minéraux (plagioclases, pyroxènes) et parfois à élément volcaniques. Ce dernier ensemble est représenté sur les cartes au



1: Terrains métamorphiques anté-crétacés — 2: Terrains métamorphiques (sericitoschistes à glaucophane, lawsonite et épidote) crétacés et éocènes — 3: Formations secondaires et en partie primaires (grauwackes et pélites) — 4: Formations éocènes — 5: Basaltes — 6: Massifs ultramafiques — 7: Formations détritiques miocènes et plio-quaternaires (région de Népoui).

℄ = La grande faille - flexure longitudinale.

En cartouche le matériel ultramafique replacé dans un schéma structural de la Nouvelle-Calédonie.
 A: le sillon occidental — Bo: la chaîne centrale (métamorphisme anté-crétacé). — B1: l'arc métamorphique septentrional.

1/100.000e sous le nom d'Eocène II (Eocène supérieur) avec la dénomination lithologique de "flysch" inspirée par sa rythmicité. Cette dénomination est peut-être défectueuse mais il n'y aurait pas intérêt à lui substituer celle de "grauwackes" qui introduirait une ambiguïté avec celles du Mésozoïque. L'ensemble du flysch éocène supérieur repose parfois en discordance angulaire très accusée sur les paléoreliefs constitués d'Eocène I, par exemple à Deva, au NW de Bourail et dans la zone littorale de Nouméa. Dans la presque île de Nouméa la "formation de la cathédrale" n'est qu'un faciès de cet Eocène supérieur.

Certains auteurs ont voulu distinguer, dans l'Eocène, des "faciès internes" (orientaux), à savoir les phtanites et calcaires de l'Eocène I, et "externes", à savoir le flysch. En réalité des brèches, très vraisemblablement isochrones de celles de l'Eocène II, peuvent se rencontrer dans des régions relativement internes (rivière Buadio, dans le bassin de Koumac) et surtout des paléoreliefs d'Eocène I forment des collines enfouies sous l'Eocène II dans les régions littorales de Nouméa et de Bourail.

Des nuances de détail pourraient être apportées à cette stratigraphie et à cette paléogéographie ; une révision synthétique des terrains éocènes néo-calédoniens serait, à cet égard, très utile. Notons que l'on a pas encore identifié d'Oligocène sédimentaire.

Dans de larges zones les formations sédimentaires sont métamorphosées. On sait actuellement qu'une première phase de métamorphisme s'est achevée avec l'émersion "cimmérienne" dans les régions centrales de l'île et qu'une autre phase de métamorphisme (à pumpellyite, épidote, lawsonite et glaucophane) affecte l'ensemble des terrains antérieurs à l'Eocène II dans les régions septentrionales. Parmi les questions majeures de la géologie néo-calédonienne, le dépouillement des zones métamorphiques et le tracé de leurs isogrades, l'analyse de leur structure et l'âge des différentes phases doit être repris sur de nouvelles bases. Lorsque cette étude a été amorcée il y a vingt ans, on ne disposait ni de la géochronologie absolue ni de la micro-tectonique ; en utilisant ces méthodes, conjointement avec de nouvelles données stratigraphiques et cartographiques, on devrait, sans nul doute, aboutir à des résultats tout à fait nouveaux. Il faut toutefois signaler que l'étude des terrains métamorphiques néo-calédoniens a été reprise récemment dans cet esprit par les chercheurs néo-zélandais (LILLIE 1970).

C'est vers la limite Eocène-Oligocène que se serait produite la phase paroxysmale de l'orogénèse alpine. Les plis évoluent en écailles chevauchantes : ainsi les terrains crétacés et éocènes I peuvent localement, comme dans les bassins de Nouméa et de Bourail, recouvrir tectoniquement l'Eocène II. L'amplitude de ces déplacements tangentiels ne peut encore être fixée avec précision ; la direction majeure des plis de cet âge est parallèle à l'allongement de l'île (N 110° E) et il semble que le déversement se fasse toujours en direction du Sud ou du Sud-Ouest.

Le principal ensemble volcanique de l'île est constitué par des basaltes calco-alcalins, rarement en coussinets (pillow-lavas), avec de nombreuses intercalations de jaspes et d'argillites colorés, qui contiennent fréquemment des lentilles de minerai de manganèse. Cet ensemble, qui se développe surtout sur le versant occidental, paraît continu et on serait bien tenté de croire qu'il est partout du même âge. Cependant des éléments de datation contradictoires ont été présentés :

- présence de cristaux de plagioclase et de pyroxènes frais dans le "flysch" de l'Eocène II et interdigitation locale des laves avec celui-ci (bassin de Nouméa et extrémité Nord-Ouest du bassin de Bourail). Dès lors on pourrait dater les basaltes, au moins en partie, de l'Eocène supérieur, voire de l'Oligocène (version de l'auteur sénior), d'où la qualification, vague et compréhensive, de "basaltes paléogènes" adoptée sur les cartes au 1/100.000e.
- découverte d'une microfaune paléocène dans un "niveau" calcaire emballé dans les pillow-lavas de Pinjen, près de Népoui. Mais les relations chronologiques du calcaire à microfaune avec les laves ne sont pas suffisamment précisées.
- Intercalations dans les laves de roches sédimentaires à Inocérames, notamment près de Bourail et dans le bassin de Koné. Mais il semble bien qu'elles pourraient n'y être pas en position normale ;

On voit donc que le problème de l'âge des basaltes est loin d'être résolu. Si l'on ajoute que l'on a même envisagé leur position allochtone, le problème se compliquerait encore. Cependant une certitude demeure : partout où l'on peut observer des contacts à peu près normaux, les basaltes sont certainement postérieurs au Crétacé supérieur et, à notre avis, également à l'Eocène I.

Quoi qu'il en soit les basaltes et tous les autres terrains, ont été affectés par une dernière grande phase tangentielle alpine qui aurait eu lieu à la fin des temps éocènes ou à l'Oligocène.

C'est très fréquemment au-dessus des basaltes que reposent les grands massifs péridotitiques dont les premiers fragments remaniés n'apparaissent que dans le Miocène inférieur de la région de Népoui. Les péridotites reposent également sur des terrains sédimentaires et métamorphiques ; de ce fait, la liaison entre les basaltes et les péridotites ne peut être considérée comme rigoureuse. La mise en place des péridotites s'est produite tardivement par rapport aux phases majeures de l'orogénèse. En effet la surface basale des grands massifs ne participe pas aux plissements intenses et serrés de leur substratum ; la discordance angulaire entre cette superstructure et l'infrastructure est donc très frappante.

Il faut maintenant insister très fortement sur la position chronologique de la mise en place (ce qui ne signifie pas : cristallisation ₁) de ce matériel ultramafique et sans que, pour l'instant, nous nous préoccupions de son état physique. Cette mise en place intervient vraisemblablement à l'Oligocène, après plusieurs phases de déformations mésozoïques et éocènes. Elle représente le dernier grand évènement de l'histoire de l'île dont elle a formé la superstructure. Par ce trait le matériel ultramafique néo-calédonien diffère profondément des appareils que, dans les chaînes alpines au Nord du bassin méditerranéen, on qualifie d'appareils ophiolitiques et qui représentent des mises en place précoces, antérieures aux phases majeures de déformation.

Mais d'autres caractères le distinguent de ces derniers. En Nouvelle-Calédonie il repose souvent sur des laves basaltiques mais il n'est pas coiffé de roches feldspathiques grenues ou laviques, non plus que de jaspes à radiolaires. On peut évidemment imaginer qu'une telle couverture aurait disparu mais nous verrons plus loin que, même dans les parties les plus élevées, aucun signe d'un passage à des roches feldspathiques ne se manifeste. Au contraire dans les appareils ophiolitiques, à chaque fois que l'on peut les "polariser", les roches feldspathiques semblent former la suite normale des ultramafiques.

Ajoutons que le matériel péridotitique de Nouvelle-Calédonie n'est que faiblement plissé (tout au moins dans le massif du Sud) alors que les ophiolites le sont en général intensément. Il est vrai qu'il serait difficile de tracer une limite entre les ophiolites très plissées et celles qui le sont peu ; il est vrai aussi que la genèse des appareils ophiolitiques par différenciation d'un magma primitivement homogène est, depuis quelques années, très controversée.

En retour il nous semble non moins vrai que le dogme de l'intrusivité des roches ultramafiques par rapport aux laves qui les accompagnent, dogme régnant généralement dans les pays anglo-saxons et en URSS, n'est pas non plus satisfaisant et que le procès intenté à la prétendue "théorie ophiolitique" par plusieurs auteurs dont T.P. THAYER (in P.J. WYLLIE 1967) ne paraît pas toujours justifié. Car, avant la théorie, s'impose un constat : l'ordre "stratigraphique" que l'on peut reconstituer dans ces appareils lorsque l'on tient compte de l'extrême complexité de leurs déformations.

Toutes ces nuances et réserves ne sauraient, en tout cas, effacer les différences, soulignées plus haut, entre l'appareil néo-calédonien et les appareils ophiolitiques. Ne serait-ce que pour cette raison il nous paraît abusif de grouper dans un même lot des appareils aussi différents et de les qualifier d'"alpines" ou encore de "serpentine belts". Un tel groupement n'aurait pour effet que d'introduire un caractère arbitraire et par là-même de masquer la variété éventuelle, et sans doute très probable, des conditions génétiques.

Après le Miocène marin dont les affleurements sont très localisées (région de Népoui), des dépôts continentaux fluvio-lacustres et lagunaires, représentant le "Plio-quaternaire", comblent des dépressions sculptées dans toutes les formations antérieures. Sur la côte Est leurs témoins, comme par exemple la formation de Goa N'Doro, sont situés à des altitudes variant entre 200 et 800 m. Ils viennent récemment d'être découverts sur la côte ouest (notamment sur le massif péridotitique du Boulinda et sur la presqu'île de Mueo). Les dénivellations existant entre les différentes zones d'affleurement démontrent amplement qu'une importante activité cassante s'est produite durant le Plio-Quaternaire contribuant à l'érection des reliefs imposants qui forment aujourd'hui l'ossature de l'île.

C. STRUCTURE

La structure de la Nouvelle-Calédonie demeure mal comprise, en particulier parce que la cartographie n'en est qu'à un stade trop peu avancé sur le versant oriental, forestier et de pénétration difficile. Sans revenir sur les chevauchements vers le Sud-Ouest signalés plus haut nous attirerons l'attention sur un trait important de cette structure qui n'a pas été souligné dans les publications antérieures.

Une ligne parallèle à l'axe de l'île sépare deux domaines. Au Sud-Ouest de cette ligne se placent, depuis Poum jusque près de Bourail, de gros volumes de basaltes surmontés de grands massifs péridotitiques dont la surface basale est légèrement inclinée vers le Sud-Ouest. C'est la zone que, dans sa thèse, l'auteur sénior a qualifié de "sillon" parce qu'on y observe les terrains les plus récents. Au Nord-Est de cette ligne on observe sur-tout des terrains plus anciens, souvent métamorphiques et déversés au Sud-Ouest ou au Sud. Toutefois quelques grandes masses ultramafiques s'y placent, notamment le Oua-Tilou et le Tchinguou dont les relations avec les autres demeurent mal comprises. Cette ligne est certainement un vieux trait structural, qui a influencé la paléogéographie. C'est en effet sur son trajet que sont situés les témoignages les plus nets de l'émersion cimmérienne, à savoir les conglomérats sénoniens de la Mécouagna et de la Congo. Dans cette deuxième région et sur une longueur de plus de 50 km, les basaltes sont en contact direct avec le Crétacé. Le prolongement Sud-Est de cette ligne coïncide d'autre part avec la bordure Sud-Ouest du grand massif péridotitique dont nous verrons plus loin les caractères remarquables.

De récentes observations nous permettent aujourd'hui de préciser que cette ligne correspond en fait à une grande fracture inverse plongeant vers le Nord-Est. Cette fracture aurait commencé de jouer antérieurement au dépôt du Sénonien. Elle aurait ensuite joué à plusieurs reprises : tout d'abord au Crétacé supérieur, puis au cours des temps éocènes et même durant une phase tardive post-miocène.

Les enseignements d'une étude générale du grand massif péridotitique du Sud nous permettront, par ailleurs, de préciser le style tectonique de ce grand accident, qu'à défaut de meilleur terme, nous qualifierons de "grande faille-flexure longitudinale".

II) QUELQUES GENERALITES SUR LE MATERIEL ULTRAMAFIQUE

Le matériel ultramafique est représenté par des fils serpenteux et par de volumineux massifs "recouvrants" (Fig. I).

Les fils serpentineux apparaissent dans des formations de nature et d'âge très différents (terrains sédimentaires crétacés et éocènes, terrains métamorphiques, basaltes...) ou au contact entre deux formations. Généralement ils sont harmoniques par rapport aux structures des terrains encaissants (ROUTHIER 1951 et 1953 p 187) et participent avec eux aux plissements et aux écrasements. Ces serpentines laminées ne sont cependant, pas plus que les péridotites en massifs, remaniées dans des formations détritiques antémiocènes. Il faudrait donc les considérer aussi comme mises en place à la fin des temps éocènes ou à l'Oligocène.

Mais les relations géométriques et chronologiques entre les fils serpentineux et les massifs recouvrants ne sont pas encore comprises. Il est possible que nombre de ces fils représentent des lambraux d'un recouvrement péridotitique plus étendu, pincés par endroits dans des contacts anormaux et des structures serrées.

Les grands massifs recouvrants s'observent sur toute la longueur de l'île et représentent près de 30 % de sa superficie totale. Avant d'aborder la description du plus grand de ces massifs, celui du Sud de l'île (Chap III), nous rappellerons succinctement les faits principaux, mis en évidence par l'auteur sénior (ROUTHIER 1953, pp 176-220), concernant les massifs péridotitiques de la côte ouest.

Ces massifs forment un chapelet allongé parallèlement à la côte occidentale et situé dans l'axe d'un "sillon", c'est-à-dire d'une cuvette synclinoriale formée, par les terrains sédimentaires et les basaltes (fig.I). Ils reposent directement, soit sur les basaltes, soit et beaucoup plus rarement sur les terrains sédimentaires qui dans toute cette zone, sont affectés par des plis très serrés, écaillés et poussés vers le Sud-Ouest. Il existe donc une nette disharmonie entre les structures du substratum et la surface basale des massifs qui est proche de l'horizontale ou légèrement inclinée vers le SSW. Des ondulations à grand rayon de courbure, de direction SW-NE, direction que nous retrouverons dans le massif du Sud, et donc transverses

à la direction structurale dominante de l'île, l'ont ployé. Ces ondulations ont certainement joué un rôle dans la séparation actuelle des massifs. En effet la couverture ultramafique devait, comme l'attestent les nombreux lambeaux péridotitiques disséminés sur toute la surface de l'île, être primitivement beaucoup plus étendue qu'actuellement. Sa fragmentation est manifestement due en grande partie, au jeu de l'érosion, qui a été elle-même influencée par les gauchissements et les fractures ayant affecté le plancher de ce feuillet.

Les massifs sont constitués de harzburgites, dunites et pyroxénolites en niveaux de faible épaisseur. Des serpentines feuilletées forment à leur base une "semelle" continue, souvent de plusieurs centaines de mètres de puissance. Contrairement au massif du Sud qui possède également une semelle serpentineuse, mais de faible épaisseur et de volume négligeable comparé à la masse totale du massif, les serpentines représentent une part importante des matériaux constitutifs des massifs de la côte ouest. C'est un fait dont il nous faudra tenir compte dans les hypothèses génétiques.

Un litage est généralement visible dans la partie non serpentinisée de ces massifs. Il ne semble exister aucune règle générale quant à la disposition de ce litage par rapport à la surface basale : parfois le rubanement lui est parallèle ; par contre dans les massifs du Nord de l'île, par exemple dans le massif de Tiebaghi (Fig. I,) le rubanement est oblique, voir même perpendiculaire au contact, en plan comme en coupe.

Les péridotites sont accompagnées de roches feldspathiques : gabbros-diorites à hornblende, roches alcalines à stilpnomélane (cf notices des feuilles 1 à 6 de la carte géologique au 1/100.000 de la Nouvelle-Calédonie et le mémoire de ROUTHIER 1953 pp 195 - 199). leur volume total, rapporté à celui des péridotites, est infime. On ne trouve jamais ces roches feldspathiques, tout au moins à notre connaissance, dans le substratum des massifs ; elles font donc partie intégrante du cortège des ultramafites.

Un fait mérite ici d'être signalé. Le sillon ouest calédonien a été, profondément fracturé. Les fractures orientées N 10 et N 110° E, ont eu un rejeu tardif et affectent, outre les formations détritiques miocènes

et plio-quaternaires, les grands massifs péridotitiques. Ces failles les ont tronqués et ont provoqué le basculement ou même l'effondrement de grands panneaux. On comprend dès lors que le contact entre les basaltes et les péridotites puisse être localement très redressé, comme par exemple sur la bordure méridionale du massif du Boulinda. Les anomalies gravimétriques positives mises en évidence par Y. Crenn (1953) sous certains des massifs du Nord de l'île peut s'expliquer de cette manière.

III) LE GRAND MASSIF PERIDOTITIQUE DU SUD

Ce massif forme l'extrémité méridionale de la Nouvelle-Calédonie. Il est long de 110 km, large de 40 km et épais (actuellement $\dot{}$) d'environ 1.800 m ; il est donc certainement l'un des plus volumineux du globe. Il faut, en outre, lui adjoindre une longue apophyse située sur la côte Est entre les villages de Thio et de Moneo (ainsi que l'île Ouen et l'île des Pins (Fig. 1).

A. RELATIONS AVEC LE SUBSTRATUM

Il repose directement soit sur les basaltes (régions de Thio, de Dumbéa, du Mont Dore et de l'île Ouen) soit, et plus fréquemment, sur les formations sédimentaires crétacées et éocènes qui apparaissent en plis isoclinaux, écaillés et déversés vers le SSW (Fig. 3). Dans ces formations aucune néogène minérale n'a été décelée. La mise en place des péridotites ne s'est donc accompagnée d'aucune transformation des roches du substratum. Le contact entre ce substratum et les péridotites est tranché et souligné par une frange serpentineuse continue, d'une centaine de mètres de puissance, localement cimentée par de la silice. Cette silice provient de l'altération supergène des péridotites et se trouve localisée par la barrière de perméabilité que constitue la serpentine basale. Ce phénomène peut conduire à l'individualisation de "murs" quartzeux (photo n° 2), souvent obliques sur le contact lui-même.

La surface basale du massif est horizontale (Mont Dore) ou plonge vers le NNE sous un angle faible, compris, dans le secteur s'étendant de St Louis à la Tontouta, entre 10 et 30°. Sur la bordure nord-occidentale du massif le pendage s'accroît et, dans la région de Thio, atteint la valeur

limite de 45° (photo n° 2). La disposition "recouvrante" des massifs péridotitiques est donc bien un caractère général en Nouvelle-Calédonie ; il est cependant beaucoup moins spectaculaire dans le Sud que le long du sillon occidental. Ce caractère a, en outre, été mentionné à propos d'autres appareils ultramafiques de l'arc mélanésien et notamment celui des BOWUTU MOUTAINS en Nouvelle-Guinée (DAVIES 1968).

Le plancher du massif a été tectonisé. Il est en effet décroché par des fractures de cisaillement, proches de la verticale, de direction N 10 E et par une longue faille orientée NW/SE située dans le prolongement du grand accident ouest calédonien (cf Chap. I c) et dont il semble que le rôle ait été déterminant dans l'acquisition de la forme de la surface basale. On suit cette faille, à l'intérieur du massif, depuis l'île Ouen jusqu'au col de Plum (Fig. 2). Légèrement oblique, en direction comme en pendage, sur sa surface basale (Fig. 3), elle la biseaute à la hauteur du village de St Louis et plus loin au Nord-Ouest, affecte les formations sédimentaires. Dans la partie située au Sud-Ouest de cette faille le plancher du massif est remarquablement horizontal (photo n° 1) ou plonge vers le NNE sous un angle de quelques degrés (Fig. 3 et 4b). Au Nord-Est cette faille tronque le massif : le contact entre les péridotites et les terrains sédimentaires apparaît donc redressé. Plus au Nord le contact "primaire" réapparaît ; son pendage, d'abord d'une quinzaine de degrés, s'accuse progressivement au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la zone de fracture. Tout se passe donc comme si cette faille avait joué aussi comme une flexure et comme si à son niveau, s'était produit le basculement vers le Sud-Ouest d'un grand panneau péridotitique. Il est vraisemblable que cette faille, comme l'ensemble de l'accident ouest-calédonien, a joué à plusieurs reprises au cours des temps géologiques. Il est cependant fort peu probable que la mise en place de l'ensemble des péridotites puisse être rattachée au seul mécanisme de cet accident.

B. ANATOMIE ET STRUCTURE

Le massif est composé en majeure partie d'un épais édifice de harzburgites à intercalations dunitiques et pyroxénolitiques, déjà décrit par l'un de nous (GUILLON, 1969) sous le vocable de "masse péridotitique principale". Mais il existe par ailleurs dans le massif de volumineuses

zones dunitiques à contours diffus, discordantes sur le litage de la masse principale et passant transitionnellement dans leur partie supérieure à des gabbros noritiques. De plus des roches calco-alcalines, mises en place tardivement, injectent les roches mafiques et ultramafiques.

1°) La masse péridotitique principale

a) minéralogie. Il s'agit d'un ensemble épais, peu différencié et à "stratification" magmatique extrêmement accusée. Il est composé dans son intégralité de trois minéraux : péridot, orthopyroxène et spinelle chromifère. Le péridot se présente en cristaux équidimensionnels à tendance automorphe et sa composition oscille entre les valeurs Fo86 et Fo92. L'orthopyroxène est représenté par des cristaux automorphes d'enstatite (En 88 ± 5) qui renferment, dans leurs plans de clivage, des granules de magnétite et de sulfures métalliques ; de fines exolutions de clinopyroxène sont disposés selon les plans 100. Le spinelle chromifère est particulièrement riche en chrome (57% Cr₂O₃) et pauvre en alumine (14% Al₂O₃) ; il forme des cristaux xénomorphes, squelettiques, dans les méats intercrystallins (photo n° 11) de fines pellicules intracrystallines (photo n° 12) et des particules disséminées à l'intérieur du péridot et du pyroxène.

Ces minéraux sont généralement fracturés ; les cristaux d'enstatite, en particulier, portent fréquemment des traces de torsion et d'étiement (photo n° 13).

L'orthopyroxène et le péridot entrent dans la composition des harzburgites (*) qui représentent, à elle seules, une part importante de la masse péridotitique. Ces deux minéraux peuvent être aussi concentrés préférentiellement sous la forme de niveaux dunitiques et pyroxénolitiques intercalés dans les harzburgites. Etant donné d'une part la composition modale des harzburgites, d'autre part la fréquence et l'épaisseur relatives des pyroxénolites rapportées à celles des niveaux dunitiques, il est possible de préciser que dans cette masse le péridot est environ cinq fois plus abondant que l'orthopyroxène.

(*) En fait la plupart de ces roches devraient être dénommées saxonites. Mais, au moins en France, l'usage s'est généralisé de regrouper sous le terme général de harzburgites toutes les roches péridotitiques à orthopyroxène dominant.

N° Analyse	1	2	3	4	5	6	A	B	C
SiO ₂	41,10	39,10	35,60	36,50	54,64	56	40,30	42,8	43,4
Al ₂ O ₃	0,1	0,59	0	0,09	2,52	2,05	0,30	0,23	1,8
FeO	5,55	5,18	4,95	4,02	6,76	2	1,78	6,45	6,7
Fe ₂ O ₃	1,70	2,95	2,75	3,56	2,10	2,94	5,54	0,99	2,7
MgO	44,33	42,20	45,50	45,95	30,01	34,92	39	48	42,4
MnO	0,10	0,10	0,10	0,09	0,25	0,19	0,21	0,10	0,16
CaO	0,20	0,38	0,07	0,96	2,51	0,60	0,42	0,55	1,8
Na ₂ O	0,09	0	0,09	0,04	0,18	0,03	0,08	0,07	0,21
K ₂ O	0	0	0	0,27	0,15	0,03	0,06	0,01	0,01
TiO ₂	0,10	0,15	0,12	0	0,75	0,06	0,09	0,02	0,08
NiO	0,32	0,33	0,32	0,27	—	0,15	0,26	—	—
Cr ₂ O ₃	0,27	0,45	0,20	0,35	—	0,60	0,14	—	0,33
H ₂ O ⁺	4,7	8,5	9,30	8,83	0,58	0,05	13,46	0,24	—

TABLEAU N° 1

COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES FORMANT LA MASSE PERIDOTITIQUE PRINCIPALE (N° 1-6) ; COMPARAISON AVEC LES HARZBURGITES D'AUTRES REGIONS DU SUD-OUEST PACIFIQUE (An A et B).

Analyse n° 1 = harzburgite (piste du Dzumac) ; An. n° 2 = harzburgite (embouchure de la Ouinné) ; An. n° 3 = niveau dunitique (la Coulée) ; An. n° 4 = niveau dunitique (Ouenarou) ; An. n° 5 = niveau de bronzitite (in A. Lacroix 1942 p. 18). An n° 6 = niveau pyroxenolitique (enstatitite) des Monts Koghis.

An A : harzburgite de l'île Pentecôte (Nouvelles Hébrides)

An B : "Enstatite olivinite" de Nouvelle Guinée (in H.L. DAVIES 1968, p 215)

An C : Moyenne de vingt-sept analyses de nodules d'olivine (P.G. HARRIS et al, 1967, p 6363).

Il est malaisé d'établir une zonalité verticale. On peut cependant observer, dans la partie du profil dégagée par l'érosion, la superposition suivante : à la base, harzburgites pauvres en pyroxène (10 à 15% d'ensatite,) puis épaisse série harzburgitique (25 à 30 % d'ensatite) dans laquelle apparaissent des niveaux dunitiques et pyroxénolitiques de quelques centimètres à quelques décimètres de puissance (photo n° 3). Leur épaisseur et leur fréquence sont, semble-t-il, plus grandes dans les parties sommitales du profil : les niveaux dunitiques peuvent y atteindre plusieurs dizaines de mètres de puissance, par exemple dans les monts Dzumac. Contrairement aux appareils stratifiés des vieux socles ou même à certains appareils ophiolitiques, tels ceux de l'île sud de la Nouvelle-Zélande, le spinelle chromifère ne participe pas au litage. Il est uniformément réparti dans la masse péridotitique et ne donne que très occasionnellement lieu à des concentrations ; celles-ci ont alors la forme de lentilles, d'extension très limitée, allongées dans le plan du rubanement.

Dans cette masse principale nous n'avons pu mettre en évidence de variations de composition du péridot, de l'orthopyroxène et du spinelle ; le rapport Fe/Mg de ces différents minéraux ainsi que le rapport Cr/Al du spinelle sont constants dans tout le profil. Nous n'y avons pas relevé la présence d'autres minéraux, contemporains de ces minéraux primordiaux, en particulier de plagioclase. Rien ne nous permet donc de supposer que cet ensemble péridotitique évoluait verticalement en des termes moins basiques que l'érosion et l'altération auraient fait disparaître.

Les roches de cet ensemble sont riches en magnésium et présentent en outre des teneurs particulièrement faibles en alumine et calcium (tableau n° 1, analyses n° 1 à 6). L'alumine et le calcium ne sont associés que sous la forme des inclusions de clinopyroxène contenues dans l'ensatite. Seuls les niveaux pyroxénolitiques renferment donc ces éléments en de notables proportions (tableau 1. analyses n° 5 et 6).

La déficience en alumine et en calcium ne s'accorde pas avec l'hypothèse d'une origine profonde directe des roches de la masse principale. On sait en effet, que les xénolithes péridotitiques, considérés comme des fragments du manteau supérieur, présentent des teneurs en alumine et calcium (tableau n° 1, analyse C)

beaucoup plus élevées (respectivement 1,7 et 2% selon Vilminot 1965, p. 111). Par contre lorsqu'un bain de composition pyrolitique donne naissance, par fusion différentielle, à des basaltes et à des péridotites, celles-ci sont, par suite de la concentration de l'alumine, du calcium et du sodium dans les basaltes, appauvries en ces éléments. Faut-il pour cela considérer que les roches de la masse principale représentent la partie inférieure d'un ensemble différencié qui comportait initialement des termes feldspathiques ? Pour les raisons énoncées plus haut on conçoit difficilement que cette différenciation ait pu avoir lieu sur place. Mais il est possible qu'elle se soit déroulée dans un site plus éloigné et que la mise en place des roches ultramafiques et celle des termes feldspathiques soient deux processus chronologiquement disjoints.

b) Structure en grand. Du fait de l'alternance régulière de passées dunitiques et pyroxénolitiques cette masse présente un litage extrêmement net. Il existe par endroits une schistosité grossière, d'origine cataclastique et oblique sur le litage primaire (photo n° 3). Cette schistosité plonge généralement vers le NE ; elle est donc en accord avec une poussée vers le SW.

Le litage permet de constater que la masse principale a été plissée. La mesure systématique des pendages ne révèle que l'existence de plis à grand rayon de courbure. Ainsi la structure en grand de cette masse se réduit à la succession de deux synclinaux et de deux anticlinaux dont les axes sont orientés N 110 à N 140° E. Ces plis sont cependant légèrement dissymétriques ; leur plan axial plonge, sous un angle de l'ordre de 70°, vers le NE ce qui traduit un basculement vers le S.W. Le déversement de ces plis est d'ailleurs plus particulièrement accusé à proximité du front méridional du massif (fig. 3). La cartographie du bassin versant de la Dumbéa ((GUILLON, carte H.T.) a en outre mis en évidence des ondulations transverses de faible amplitude, dont les axes sont orientés N 30° à N 40° E.

Il existe généralement une discordance très nette, et le plus souvent très accusée, entre la surface basale du massif et le rubanement de la grande masse ultramafique. Cela nous conduit à penser que se sont pro-

duits des rebroussements et un rabottage basal des structures, de façon analogue aux troncatures accompagnant le charriage de certaines séries sédimentaires.

c) Première approche du mode de mise en place. Sans attendre la fin de l'exposé quelles premières conclusions pouvons-nous formuler à propos du mode de mise en place de cette grande masse ultramafique ? En premier lieu nous écarterons la possibilité d'une intrusion (PIROUTET, 1917) ; en effet les preuves d'un enracinement font totalement défaut. De même la transformation métasomatique sur place des basaltes paléogènes en péridotites (AVIAS première hypothèse, 1955, 1956 a et b) demeure difficilement conciliable avec les faits. L'un de nous (ROUTHIER 1953, pp 209-211) en a jadis discuté longuement.

Parmi les arguments principaux allant à l'encontre de cette hypothèse, citons :

- l'improbabilité de l'apparition d'un litage régulier, à une telle échelle, par métasomatose à partir de roches volcaniques relativement très homogènes.
- L'invraisemblance d'une métasomatose de "superstructure", au-dessus d'une infrastructure qui au même moment n'était pas métamorphisée...
- L'absence de tout passage graduel entre les deux unités. Dans la semelle serpentineuse basale des massifs il existe de nombreuses enclaves énallogènes interprétées par AVIAS, dans les publications précitées, comme des reliques du matériel basaltique épargnées par la "péridotitisation". Or ces enclaves sont constituées de roches de nature très diverse : on y rencontre des basaltes mais aussi des roches sédimentaires (grauwackes, phtanites, calcaires), des diorites et microgabbros, généralement très cataclasés. Toutes ces roches sont connues dans le substratum des massifs : en particulier ROUTHIER (1953, pp 70 - 73) a signalé la présence de diorites et de microgabbros dans les formations anté-éocènes. Aussi est-il plus probable que ces enclaves soient des fragments arrachés au substratum lors de la mise en place du matériel ultramafique.

Deux processus, que dans un premier temps nous dissociérons, peuvent être alors envisagés :

- l'épanchement magmatique. L'un de nous (ROUTHIER 1951, 1953, pp 211 - 216) a défendu cette hypothèse et envisagé l'extrusion d'un épais feuillet péridotitique issu d'une zone interne de l'Océan Pacifique. On peut en effet concevoir que les péridotites se différenciaient en se litant puis qu'au cours d'une phase de plissement ultérieure cet ensemble, conservant une certaine aptitude à la déformation en grand, se plissait en avançant, souvent mécaniquement, sur son substratum. Le plissement aurait pu commencer à se produire dans un stade terminal de la consolidation et être suivi par une poussée vers le S.W entraînant le déversement des plis ainsi que par la troncature basale signalée plus haut.

- le charriage purement mécanique d'un ensemble déjà différencié et consolidé. Ce processus a été envisagé en premier lieu par Glasser (1903-1904), puis par AVIAS (deuxième hypothèse, 1964 - 1967). Si l'on admet une telle hypothèse on explique cependant difficilement l'absence dans cette masse de déformations de grande envergure ainsi que la conservation de structure qui demeurent relativement simples. Mais il est possible que les déformations engendrées par le glissement de la "nappe péridotitique" aient été, en majeure partie, supportées par les terrains du substratum ; les effets mécaniques n'auraient, alors été ressentis dans l'unité chevauchante que sur une frange peu épaisse, limitée à la zone de glissement serpentineuse.

Le choix entre ces deux hypothèses supposerait tout d'abord que l'on puisse dater la consolidation du massif, avec toutefois cette réserve que celle-ci s'est peut être échelonnée sur une longue période. Nous ne possédons à ce jour qu'un seul résultat géochronologique publié sur les péridotites néocalédoniennes. G. de Roe (1964, p 183) a déterminé par la méthode Rb/Sr un âge

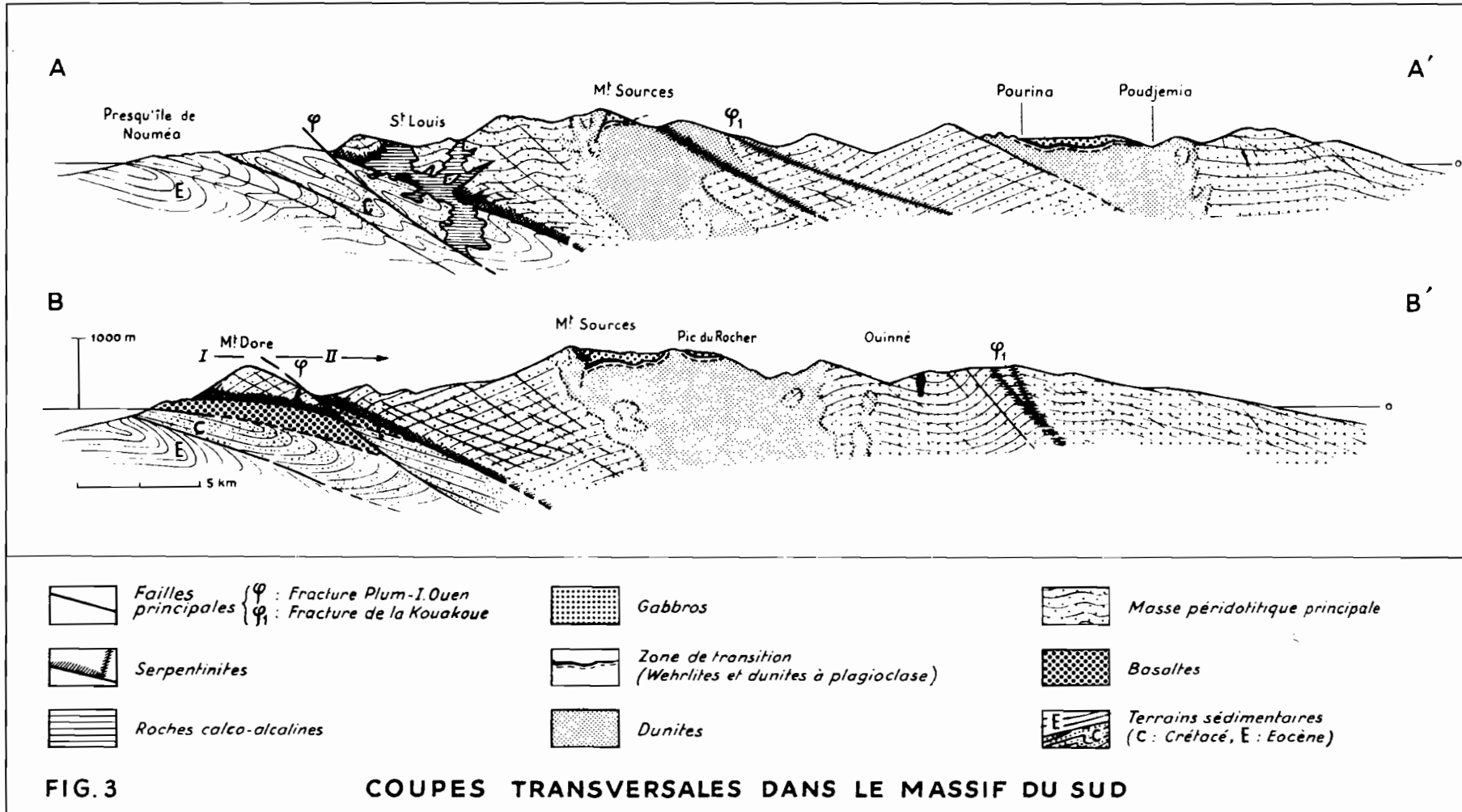
de 730 millions d'années pour un échantillon de harzburgite provenant de la Dumbéa. On sait que de façon semblable, Çogulu (1967) a indiqué que les péridotites de la région de Mihalliçik (Turquie), mises en place au cours de l'orogénèse alpine auraient, en fait, cristallisé au Carbonifère supérieur. C'est en partie sur de telles données que De Roever (1957) et Vuagnat (1968) ont admis que les péridotites des "complexes ophiolitiques" se seraient mises en place comme des "copeaux" du manteau, sans lien magmatique direct avec les parties volcaniques de ces complexes.

Mais il est probable que l'on date des événements dont la signification nous échappe encore. Etant donné le style structural on ne peut raisonnablement prétendre que les roches de la grande masse ultramafique dérivent d'un système demeuré à l'état cristallin depuis les temps précambriens ; nous nous garderons donc d'engager sur les datations, et sur elles seules, une hypothèse génétique. Dès lors il sera nécessaire de soupeser les deux hypothèses précédemment formulées en tenant compte d'autres faits.

Si l'on considère l'ensemble des appareils des ceintures tertiaires qu'ils se rapportent ou non au modèle ophiolitique, la dominante harzburgitique apparaît comme un caractère extrêmement général. C'est en particulier le cas des massifs ultramafiques de Cuba (FLINT et al, 1948), de Turquie (ÖZKOÇAK, 1969), de même que ceux de l'arc mélanésien : Nouvelle-Guinée, îles salomons et Nouvelles-Hébrides. Dans le massif du sud on relève d'autre part la présence de grandes cheminées de dunites ; des gabbros leur sont associés. Ces roches forment une unité lithologique nettement distincte de la masse principale et discordante par rapport à elle. Elles vont donc nous fournir un élément supplémentaire pour mieux comprendre les phénomènes ayant conduit à la mise en place du massif.

2°) L'unité discordante. Les masses dunitiques ; les gabbros qui leur sont associés.

Nous avons circonscrit dans le massif du Sud plusieurs zones dunitiques à contours diffus, allongées obliquement sur les structures de la masse péridotitique principale (fig. 2). La plus volumineuse (cf GUILLON 1969, carte H.T.) s'étend, entre la vallée de la Ouinné et l'embouchure de la rivière des Pirogues sur une distance de 40 km; sa largeur est de 5 km mais est réduite à 1 km au niveau des étranglements. Une seconde de forme plus renflée



(11 x 7 km) est située sur la rive septentrionale du lac de Yaté. Dans son prolongement on note la présence d'une autre zone dunitique située au Nord et à l'Est de la baie de Prony ; mais le recouvrement latéritique, très épais et très étendu dans cette région, ne nous a pas permis de la délimiter avec exactitude. Enfin une autre zone dunitique, de forme extrêmement découpée, existe à l'île Ouen (fig. 2 et 4).

Ces corps dunitiques comportent un réseau extrêmement complexe de digitations. On peut ainsi observer à leur périphérie de nombreuses cheminées dunitiques, de quelques décimètres à quelques mètres de diamètre, injectant les roches de la masse principale (photos n° 5 - 6). Cette dernière présente en outre, dans une zone de 1 à 4 km de largeur auréolant les grands corps dunitiques, la particularité suivante : des veines et filonnets de pyroxénolites pegmatitiques, composées en plus grande part d'orthopyroxène, intersectent le litage (photo n° 7). La présence de ces filonnets pyroxénolitiques est par contre tout à fait exceptionnelle dans les roches de l'unité discordante.

Ces faits nous conduisent donc à admettre la probabilité de plusieurs étapes dans la formation des roches ultramafiques néo-calédoniennes.

a - minéralogie des dunites

Les corps dunitiques (cf tableau n° 2, analyses n° 7 et 8) sont constitués dans leur ensemble d'un périclase forstéritique, dont la composition ($Fo\ 87 \pm 5$) est très voisine de celle du périclase de la masse principale et de cristaux de spinelle chromifère. L'orthopyroxène y est peu abondant ($< 3\%$) ; son rapport Fe/Mg est très voisin de celui du périclase. Quelques particularités minéralogiques peuvent être relevées qui permettent une première distinction entre ces dunites et celles de la masse principale :

- Les cristaux de périclase sont xénomorphes et présentent de grandes variations de taille (photo n° 14). Ils sont, en général peu fracturés.

- Le spinelle chromifère se présente en grands cristaux idiomorphes* disposés semble-t'il, sans aucune orientation préférentielle dans le fond péri-

* Fait mentionné également par Moores (1970, p 14) à propos des corps dunitiques du VOIRINOS.

	DUNITES			FACIES DE TRANSITION					GABBROS		
N° Analyse:	7	8	9	10	11	12	13	14	15	D	E
SiO ₂	35,50	35,60	37,60	39,50	39	39,40	51,30	45,60	44,60	50,50	48,3
Al ₂ O ₃	0	1,03	1,50	3,80	2,10	2,35	3,98	17,60	23,10	14,10	16,7
FeO	6,21	0,47	4,99	6,64	3,70	4,49	2,30	2,85	3,85	3,45	3,25
Fe ₂ O ₃	3,80	6,63	3,43	2	3,84	3,30	1,83	1,07	0,75	1,21	1,45
MgO	43,95	40,60	42,93	39,31	36,60	37,27	21,80	14,84	12,30	13,55	11,1
MnO	0,15	0,19	0,11	0,14	0,11	0,13	0,21	0,06	0,08	0,10	0,09
CaO	0,07	0,28	1,11	3,36	3,35	2,76	15,25	14,69	13,20	14,67	17,6
Na ₂ O	0,12	0,13	0,1	0,12	0,15	0,04	0,12	0,54	0,50	0,82	0,66
K ₂ O	0	0,03	0,23	0,03	0	0,23	0,03	0,19	0	0,03	0,02
TiO ₂	0,10	0,02	0,04	0,10	0,10	0	0,08	0,06	0,10	0,10	0,13
NiO	0,26	0,25	0,20	0,19	0,38	0	0,05	0	0,02	0,02	—
Cr ₂ O ₃	0,40	0,29	0,20	0,55	0,65	0	0,55	0,50	0,75	0,07	—
H ₂ O +	7,80	13,87	7,08	2,90	9,55	9,53	2,84	2,04	0,55	2,57	0,45

TABLEAU N° 2 COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES FORMANT L'UNITE DISCORDANTE DUNITO-GABBROIQUE.

Analyses n° 7 et 8 = échantillons de dunite (plaine des pirogues) ; An n° 9 = dunite à plagioclase (rivière Odijoni) ; An n° 10 = dunite à plagioclase et orthopyroxène (montagne des sources) ; An n° 11 = Wehrlite à plagioclase (route de Yaté) ; An n° 12 = cumulat de péridot et d'orthopyroxène en grands cristaux automorphes (Baie de Prony) ; An n° 13 = pyroxenolite (Websterite) au contact des gabbros de la montagne des sources ; An n° 14 = gabbro noritique à olivine (rivière Odijoni) ; An n° 15 = gabbro noritique à gros grain (montagne des sources).

Analyse D : Gabbro de l'île Pentecôte (Nouvelles-Hébrides)

Analyse E : Norite de Nouvelle-Guinée (in H.L. DAVIES 1968 p. 215).

dotitique. Sa teneur en chrome est en moyenne de 48 % ; les ratios Mg/Fe et Cr/Al de ce spinelle sont légèrement plus faibles que ceux du spinelle chromifère de la masse péridotitique principale : nous verrons plus loin que ces différences sont beaucoup mieux affirmées dans la zone de transition entre les dunités et les gabbros. Il est, en outre, plus riche en vanadium que le spinelle chromifère présent dans la grande masse ultramafique (respectivement 1000 et 500-600 µg/g).

Cependant la proportion du spinelle est plus élevée dans les dunités de l'unité discordante. Les corps dunitiques comportent en même temps de nombreux amas de forme extrêmement irrégulière, de chromite massive. Les principaux gisements de chromite du massif du Sud se localisent dans le périmètre ou au voisinage immédiat de ces cheminées dunitiques.

b - Structure des dunités . Nous pouvons faire à ce propos plusieurs constatations :

- les corps dunitiques du massif du Sud sont de forme elliptique et matérialisent dans le massif deux alignements parallèles présentant une orientation N 140° E. Cette direction correspond donc à celle de certains axes de plis mis en évidence dans la masse principale.

- Il existe une nette disharmonie entre le litage de la masse principale et le contact de celle-ci avec les corps dunitiques. L'angle varie entre 40 et 90° (GUILLOIN 1969, carte H.T) ; il est le plus souvent, proche de cette dernière valeur. Signalons à ce propos qu'un dispositif tout à fait comparable a été décrit, dans les péridotites de la région de Luzon (Philippines) par Rossman et al (1959)* . Il est, par ailleurs, extrêmement fréquent dans les appareils ultramafiques zonés, notamment ceux d'Alaska (cf. en particulier Irvine 1959, 1967).

- Le contact entre les roches de la masse principale et les dunités de l'unité discordante est flou et de ce fait difficile à situer avec précision. Il s'opère latéralement, généralement en plusieurs dizaines de mètres par disparition progressive de l'enstatite (photo n° 4). Il faut en outre signaler que la zone de passage est toujours remarquablement peu serpentinisée, ce qui prouve, s'il en était besoin, que le contact n'est pas mécanique.

* Voir à ce sujet Thayer (1967, p. 225)

Dans la masse des dunités subsiste parfois un litage "fantôme", matérialisé par des alignements chromifères ou par de minces rubans pyroxénolitiques d'extension très limitée, prolongeant celui de la masse principale. D'autre part des enclaves volumineuses de harzburgites dont la structure et l'orientation sont conservées sont présentes dans la masse des dunités. Ces faits peuvent s'expliquer par un phénomène de remplacement très calme, sans turbulence magmatique, ayant affecté certaines parties de la masse principale déjà différenciée. Comment un tel processus peut-il se produire ?

Dans les premières étapes de cristallisation de cette masse, le spinelle, le périclase et l'orthopyroxène prennent naissance ; mais il peut subsister un liquide interstitiel en équilibre avec ces minéraux. Ce reliquat liquide peut migrer, sous l'effet des forces exercées par la masse des cristaux déjà formés, dans certaines parties de l'appareil. L'équilibre initialement réalisé peut être rompu, par exemple à la suite d'une chute de la pression interne et peut être consécutivement au relâchement des contraintes ayant produit le magaplisement de la masse principale. Si le liquide résiduel n'est plus en équilibre qu'avec le périclase et le spinelle il peut, dès lors, réagir sur, voir même résorber l'ensatite. Mais un tel phénomène doit s'accompagner de la libération d'une quantité importante de silice excédentaire. Dans cette hypothèse les veines et filonnets de pyroxénolites recoupant le litage de la masse principale (voir plus haut) représenteraient le complément de la transformation métasomatique des harzburgites en dunités.

La mise en place de ces corps dunitiques, sur laquelle nous reviendrons plus loin (cf chapitre IV), constitue sans nul doute le problème pétrologique majeur du grand massif du Sud.

On sait que des pipes de roches ultramafiques sont présents dans les grands appareils stratifiés des vieux socles, comme par exemple le Bushveld (Cameron et Desborough 1964) et dans les appareils zonés de l'Oural (Vorobyeva

1961, Moskaleva 1966) et de l'Alaska (Irvine 1959 et 1967, Rucmick et Nobble 1959, Taylor 1967) ; ils démontrent que des phases magmatiques ont pu continuer à demeurer tardivement mobiles. Ces pipes semblent être moins fréquents dans les appareils de type alpin. De récentes études ont cependant révélé l'existence de masses dunitiques bien individualisées dans les ophiolites des Dinarides (Belostotskiy et Kolbantsev, 1969 - MOORES, 1970 et Karamata 1968) ainsi que dans les appareils de Nouvelle-Guinée (Dow et Dekker 1964) et des Philippines (in Thayer 1967). Bien que les observations faites à leur propos soient encore incomplètes et ne nous permettent pas de saisir toutes les relations existant entre ces masses dunitiques et les autres unités lithologiques de ces appareils on doit désormais se garder de réduire la formation des périodotites de type alpin à un mécanisme unique.

c - Les gabbros Les grands corps dunitiques du massif du Sud passent transitionnellement dans leur partie supérieure à des anorthosites et à des gabbros noritiques. Ces roches qui ne représentent aujourd'hui qu'une très faible part de l'unité discordante forment dans le massif six zones dont la superficie est comprise entre 8 et 30 Km². Quatre d'entre elles, du Nord au Sud les zones gabbroïques du Pic du Rocher, de la Montagne des Sources, de la rivière des Pirogues et de l'île Ouen, apparaissent dans la partie médiane de la grande bande dunitique (fig. 2) ; elles sont alignées et allongées comme elle selon un axe proche du NW/SE. Deux zones de gabbros (rivière Pourina et baie de Prony) sont installées à l'Est sur un alignement parallèle. *

Les gabbros dessinent des cuvettes au sommet des cheminées dunitiques^{**}. La zone de contact est généralement très faiblement pentée ; elle a cependant été ployée et présente de légères ondulations dont les axes, excepté à l'île Ouen, sont orientés NE/SW. Notons d'une part que cette direction est perpendiculaire aux directions structurales majeures de la masse principale et d'autre part qu'elle correspond à celle des "ondulations transverses" (cf chap II).

* Il n'existe pas dans le massif du Sud d'autres zones gabbroïques que celles que nous mentionnons ici. Celles figurant sur la carte hors-texte de la publication de Deneufbourg (1969) dans les régions de Kouakoué et de Combouin-Goye sont en fait des zones serpentineuses jalonnant le tracé de grandes fractures (cf fig 2).

** Cette disposition mise en évidence par la cartographie a été récemment confirmée par des forages effectués en Juillet 1970, dans la zone gabbroïque de la baie de Prony, par la Société le Nickel.

signalées par Routhier (1953) et qui permettent d'expliquer la séparation des massifs péridotitiques du sillon occidental. Elle représente vraisemblablement une phase tardive.

Les gabbros (tableau n° 2, analyses 14 et 15) sont des roches equigranulaires, souvent grossièrement grenues (photos n° 15 et 16) et constituées d'un plagioclase calcique (An 75-90), de clinopyroxène, d'un orthopyroxène (En55-65) à pléochroïsme très discret renfermant des exsolutions de clinopyroxène (photo n° 17) et, accessoirement, de péridot ; le spinelle chromifère y est peu abondant et souvent fait totalement défaut. Le clinopyroxène ~~est la~~ ^{est un cliopside chromifère de} composition ~~est~~ ^{il} relativement constante, est caractérisé par de fortes teneurs en silice (de l'ordre de 53%) et par des teneurs faibles en alumine, comprises entre ~~2,2~~ ³ et 3,8 %. ~~Ces roches sont~~ ^{qualifiées et} ~~qualifiées~~. Le clinopyroxène est partiellement transformé en une hornblende verte de la variété smaragdite (Lacroix, 1942, p 106). Comme Lacroix (1942) et Routhier (1953, p 195) l'ont déjà mentionné ce phénomène ne s'accompagne cependant pas d'une saussuritisation du plagioclase.

Les gabbros peuvent être lités. Le litage matérialisé par l'alternance régulière de bancs anorthositiques et pyroxénolitiques de quelques décimètres de puissance, est parallèle à celui relevé dans la zone de transition entre les dunités et les gabbros (voir plus loin) ; comme lui il est indépendant des structures de la masse principale.

Il existe, dans chacune de ces zones gabbroïques, des variations minéralogiques dont nous pouvons, à défaut de paramètres de portée très générale, esquisser les grandes lignes. La formation de l'orthopyroxène apparaît tardive par rapport à celle des autres minéraux constitutifs. Sa proportion rapportée à celle du clinopyroxène, est plus forte dans la partie supérieure des zones de gabbros et le caractère noritique de ces roches semble ainsi s'accuser progressivement. Le péridot et le spinelle chromifère ne sont, quant à eux, présents que dans leur partie inférieure. Ces quelques faits laissent donc présager de la façon dont s'opère le passage des dunités aux gabbros.

d - Le passage des dunités aux gabbros. Comme nous l'avons déjà précisé (GUILLON, 1969) ce passage est nuancé et réalisé, généralement en une

vingtaine de mètres, par l'apparition échelonnée du plagioclase, de l'ortho et du clinopyroxène, dont la proportion globale rapportée à celle du périclase, croît insensiblement. Mais il ne semble pas exister de règle générale quant à l'ordre d'apparition de ces minéraux. Trois cas principaux peuvent se présenter :

- l'orthopyroxène peut apparaître en premier lieu ; c'est notamment le cas à Montagne des Sources et dans la baie de Prony. Il se présente alors en cristaux automorphes, de 1 à 3 cm de longueur, englobant poecilitiquement des flots allongés de périclase (photo n° 18). A ce niveau la roche (photo n° 9) est très comparable à celles présentes dans les parties inférieures de certains appareils stratifiés, comme par exemple, le grand dyke de Rhodésie. La formation de l'orthopyroxène est suivie par celle du plagioclase, en partie préhnitisé, puis du clinopyroxène : tous deux se présentent en cristaux xénomorphes moulés dans les espaces intercrystallins du périclase (photos n° 19 et 20). La proportion globale de ces trois minéraux croît de façon progressive ; dans un niveau plus élevé de la zone de transition ils peuvent se concentrer sélectivement et donnent lieu alors à des niveaux anorthositiques et webstéritiques (tableau n° 2, analyse n° 13). On note ensuite la disparition du périclase et du spinelle, parfois aussi celle de l'orthopyroxène.

- l'orthopyroxène peut faire totalement défaut. En son absence le passage est assuré par le plagioclase et le clinopyroxène. Celui-ci peut apparaître tout d'abord, sous la forme de petits cristaux aux formes capricieuses (phase intercumulat). La taille de ces cristaux et la proportion modale du clinopyroxène croissent de façon insensible ; des niveaux wehrlitiques à plagioclase (analyse n° 11) de quelques mètres d'épaisseur peuvent ainsi s'individualiser (photo n° 10). Dans d'autres cas l'apparition du clinopyroxène est tardive par rapport à celle du plagioclase : dans ce cas les wehrlites succèdent à des dunites à plagioclase (analyse n° 9), roches généralement bien représentées en bordure des zones gabbroïques du massif (zones de la Pourina et du Pic du Rocher en particulier).

- le passage peut également s'opérer de façon rythmique. Sur la bordure orientale des zones de gabbros de la Montagne des Sources et de la Plaine des Pirogues, on observe l'alternance régulière de niveaux dunitiques à plagioclase et de niveaux pyroxénolitiques à plagioclase et périclase (photo n° 8).

En même temps que l'on note une plus grande fréquence de ces derniers vers le haut de la zone de transition, la proportion en plagioclase et en pyroxènes augmente, assurant ainsi le passage aux gabbros.

Cette évolution est donc très complexe et donne naissance à une gamme très large de roches (tableau n° 2, analyses n° 9 à 13 et fig 5). Elle se traduit également par des variations géochimiques dont nous retracerons les tendances principales en suivant la destinée des minéraux dans la zone de transition.

- le périclase. Ce minéral, de composition forstéritique dans les dunités, s'enrichit progressivement en fer dans la zone de transition et atteint la composition limite Fo 75. L'accroissement du rapport Fe/Mg se poursuit cependant au-delà de ce stade dans les autres minéraux ferro-magnésiens.

- Le spinelle chromifère disparaît peu après le périclase. Il présente des teneurs croissantes en fer ainsi qu'en alumine (GUILLON 1970) et sa composition évolue, depuis les dunités jusqu'aux gabbros, entre les limites $[Al_{15} Cr_{60} Fe_{25} (Mg_{26} Fe_{74})]$ et $[Al_{25} Cr_{49} Fe_{26} (Mg_{20} Fe_{80})]$.

- L'orthopyroxène. La phase de cristallisation de ce minéral est étendue et se poursuit bien au-delà de celle du périclase : il nous permet donc de suivre les variations du rapport Fe/Mg dans la zone de transition. Les grands cristaux poecilites d'orthopyroxène (voir plus haut) ont la composition d'une enstatite (En 85 ± 2). Dans un niveau plus élevé de la zone de passage, elle est relayée progressivement par une bronzite (En 75 - 80). L'orthopyroxène disparaît souvent à ce stade. Il réapparaît dans les gabbros : sa composition est alors celle d'un hypersthène (En 65 - 55).

- Le clinopyroxène. Bien que nous ne puissions encore retracer avec exactitude les variations relatives des divers constituants chimiques de ce minéral, il semble néanmoins obéir à l'évolution générale. Il présente en effet des teneurs légèrement plus fortes en alumine et en fer dans les gabbros que dans les roches de la zone de transition.

Etant donné ces faits les dunités et les gabbros sont vraisemblablement contemporains. Les relations existant entre ces roches sont très comparables à celles mises en évidence dans les appareils stratifiés, tel le complexe de

l'île de Rhum (Tomkeieff 1945, Wadsworth 1961). Mais les ensembles dunito-gabbroïques du massif du Sud en diffèrent fondamentalement par leur dominante périclitique.

Leur présence au sein de la masse principale nous permet d'établir un schéma anatomique qui ne semble se rattacher à aucun modèle connu. Bien que l'on puisse déjà noter plusieurs analogies avec les autres appareils du Sud-Ouest Pacifique et notamment ceux de Nouvelle-Guinée (Green 1961, Dow et Decker 1964, Davies 1968) les données que nous possédons à ce jour ne nous permettent pas encore de juger de la permanence de ce schéma le long de l'arc mélanésien.

3°) Les roches calco-alcalines

Le terme "calco-alcalin" pris ici dans son acception générale, désigne une série de roches granitiques et dioritiques dont la mise en place est postérieure à l'individualisation des unités lithologiques antérieurement examinées.

Ces roches se présentent en petits "stocks" ou en sills et filons de faible épaisseur, intrusifs dans les roches ultramafiques et mafiques ainsi que dans les terrains sédimentaires qui forment le substratum du massif et dans lesquels ils ne paraissent pas s'enraciner profondément.

Il existe, dans le massif du Sud (fig. 2), trois principales zones d'affleurement des roches calco-alcalines : une dans sa partie septentrionale (région de Koum) et deux situées à proximité de sa limite méridionale (St Louis et vallée des Pirogues). Des discontinuités structurales semblent avoir contrôlé la mise en place de ces roches. Ainsi à Koum les granites forment de petits apex de forme régulière qui jalonnent une faille orientée N 80° E, appartenant à un réseau de fractures complexe (zone mylonitisée de Combouin-Goye). A St Louis les pointements granitiques se situent dans le contact basal du massif, mais de nombreuses apophyses pénètrent à la fois les harzburgites ainsi que leur substrat sédimentaire (fig. 3). L'ensemble de la haute vallée des Pirogues se développe à partir des fractures de la Kouakoué. Il est de forme extrêmement découpée et intersecte les contacts entre la masse principale et les dunites de l'unité discordante d'une part, entre ces dunites et les gabbros d'autre part (cf GUILLON 1969, carte H.T). Toutes ces roches subsistent, en enclaves volumineuses non déplacées, au sein du matériel calco-alcalin. La mise en place des roches calco-alcalines est donc postérieure

	I				II				III				
	ZONE GRANITIQUE				ZONE GRANITIQUE				ENSEMBLE DE LA				
	DE KOUM				DE St LOUIS				HAUTE VALLEE DES PIROGUES				
N° Analyse:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	69,10	66,80	71,90	67,10	67,4	68,50	64,40	64,50	48,30	49,20	66,50	69,80	76
Al ₂ O ₃	17,80	16,60	14,80	16,50	16	15,20	17,30	16,90	14,60	18,50	15,40	15,10	13,20
FeO	0,57	1,82	0,78	1,82	1,50	1,45	2,90	2,86	7,35	6,95	3,87	2,28	0,18
Fe ₂ O ₃	0,18	1,50	1,41	1,81	0,85	1,01	1,21	1,45	2,72	2,35	1,35	0,50	0,41
MgO	1,20	0,48	0	0,49	2,24	1,34	1,98	1,98	12,50	10,20	2,28	2,50	0,85
MnO	0,01	0,06	0,02	0,05	0,11	0,08	0,05	0,05	0,16	0,13	0,06	0,05	0,03
CaO	0,28	1,51	0,53	0,68	3	2,80	3,66	3,72	8,80	6,65	5,11	3,30	1,70
Na ₂ O	4,11	4,19	3,60	3,89	4,15	4,86	4,41	4,42	2,20	2,60	4,46	4,50	5,30
K ₂ O	4,44	2,88	4,08	3,06	2,65	2,85	2,57	2,43	0,20	0,23	0,24	0,15	1,05
TiO ₂	0,22	0,42	0,05	0,43	0,60	0,41	0,50	0,66	0,45	0,45	0,20	0,30	0,08
H ₂ O +	1,27	2,46	2,78	2,74	0,95	0,64	0,95	0,71	1,24	2,35	0,81	0,81	0,44

TABLEAU N° 3 = COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES ROCHES ACIDES DU MASSIF DU SUD.

Groupe I : Granites alcalins à biotite du massif de KOUM (région de Borindi)

Groupe II : Granodiorites à biotite et hornblende du massif de St Louis

Groupe III : Ensemble de la haute vallée des Pirogues évoluant depuis des granites calco-alcalins, localisés au coeur de cet ensemble (an. n° 28), jusqu'à des hornblendites feldspathiques à la périphérie (an n° 24).

aux phénomènes de différenciation mis en évidence dans le massif.

Ces zones calco-alkalines présentent, en outre, plusieurs différences d'ordre pétrographique. Les pointements de la région de Koum sont, dans leur ensemble, constitués d'un granite alcalin à biotite (analyses 16-19, tableau n° 3 et fig 5 - 6). Ceux de St Louis sont formés d'une granodiorite à biotite et hornblende (analyses 20 - 23, tableau n° 3 et fig 5-6); le contact entre les péridotites et la granodiorite est ici souligné par une zone réactionnelle plus riche en hornblende et parfois par des fibres d'anthophyllite. Seul l'ensemble de la haute vallée des Pirogues présente une zonalité accusée : une auréole de hornblendites feldspathiques (analyse n° 24, tableau n° 3) et une zone plus interne de diorites quartziques à hornblende (analyses n° 25 - 26, tableau n° 3) ceinturent le granite (analyses n° 27 - 28, tableau n° 3 et fig 5 - 6) qui est souvent particulièrement pauvre en minéraux ferromagnésiens. Etant donné ces faits et les éléments structuraux relevés dans cet ensemble l'un de nous (GUILLON 1969) a envisagé la possibilité d'une contamination progressive du magma granitique au cours de sa mise en place dans le massif. Cette endomorphose pourrait s'expliquer par l'utilisation des matériaux basiques et sans doute à la suite d'une phase de recristallisation métasomatique de ceux-ci.

Les sills et filons de roches calco-alkalines sont extrêmement fréquents dans le massif. On y rencontre notamment des pegmatites à tourmaline (déjà signalées par Arnould, Goupillaud et Routhier 1948) ou à biotite, des microgranites, des microdiorites quartziques et des diorites pegmatitiques à phénocristaux de hornblende. Les filons sont souvent frangés, dans leurs contacts avec les péridotites, par un liseré anthophyllitique ou (et) par une zone riche en clinocllore. Il existe d'autre part des filons de quartz d'origine hydrothermale : certains marquent le contact entre les pointements de roches calco-alkalines et les péridotites, d'autres sont isolés et apparaissent dans les roches ultramafiques ou les gabbros.

Les roches calco-alkalines ne sont généralement pas écrasées.

Toutefois les roches de l'ensemble de la haute vallée des Pirogues sont par endroits mylonitisées. On sait que les fractures de la Kouakoué, de direction N 170° E (Fig. 2) ont eu un jeu récent car elles affectent les niveaux de cuirasse*;

* cf J.J. TRESCASES (1969, p 53) et J.H. GUILLON - J.J. TRESCASES : Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/50.000e ; feuille de St Louis (maquette en cours d'établissement.)

cette mylonitisation lui est vraisemblablement attribuable.

En l'absence de données géochronologiques nous ne pouvons que préciser l'âge relatif de ces roches. Celles-ci sont postérieures à l'individualisation du massif du Sud et de ce fait leur mise en place s'est peut être produite à l'Oligocène ou au Miocène (cf Chap I). Dans les autres îles de l'arc mélanésien un plutonisme acide s'est manifesté au moins à deux reprises au cours des temps cénozoïques. Une première phase se serait produite à l'Eocène moyen (55 millions d'années) et aurait donné naissance, en particulier, aux granodiorites signalées par Davies (1968, p 127) dans le massif péridotitique des "Bowutu Mountains" en Nouvelle-Guinée. Une seconde, plus récente, aurait eu lieu au Miocène et pourrait correspondre à la phase granitique (20 - 25 millions d'années) mise en évidence par Kawano et Ueda (1967) au Japon ; ses manifestations sont connues aux Nouvelles-Hébrides (Obelliane 1961) ainsi qu'en Nouvelle-Zélande (Bartrum et Turner 1928). Mais en ce qui concerne la Nouvelle-Calédonie les roches calco-alcalines ne se présentent jamais dans les terrains du substratum situés loin du contact avec le grand massif péridotitique du Sud. On ne peut donc pas les dissocier de toute la gamme des phénomènes qui ont abouti à la mise en place de ce massif.

C. EVOLUTION ULTIME DU MASSIF

Les faits relatés plus haut ont été établis dans la partie du massif située au Nord de la grande faille Plum-Ile Ouen (fig.2) Cette faille sépare deux domaines structurellement bien différents. Dans la zone marginale du massif (Mt Dore - Ile Ouen), c'est-à-dire dans la partie située plus au Sud on note les particularités qui suivent.

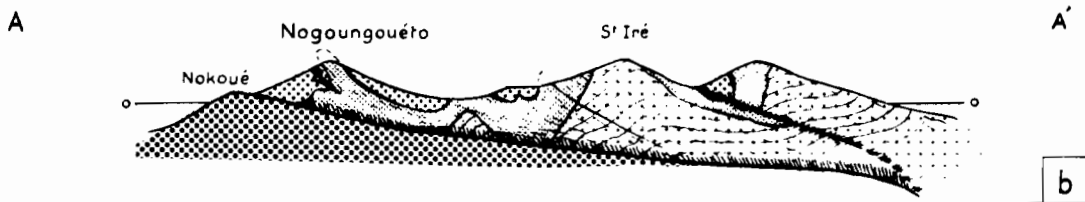
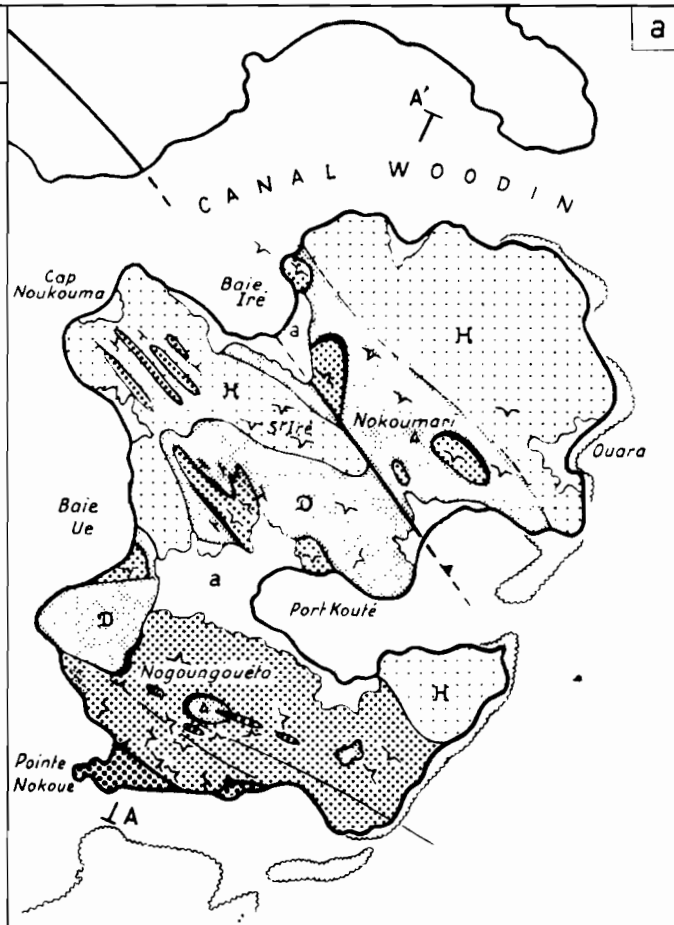
Le plancher du massif est horizontal ou plonge vers le NNE sous un angle très faible (cf page 10). Rapprochons cela de la disposition structurale des divers massifs de la côte ouest dont la surface basale est, rappelons-le, soit horizontale soit légèrement inclinée vers le SSW. Il semble alors probable qu'un basculement vers le Sud du feuillet péridotitique se soit produit dans l'ensemble du sillon ouest-calédonien (fig. 1).

A l'île Ouen la cartographie révèle que le contact entre la masse principale et les dunites de l'unité discordante a été plissé ; ainsi peut s'expliquer la forme très découpée de la zone dunitique (fig 4a). En

**FIG. 4 SCHEMA
GEOLOGIQUE DE L'ILE OUEN**

- ┆ ┆ Plan de la coupe
- ~ Contact petrographique
- ∨ Rubanement
- Faille d'importance secondaire
- Faille principale
- a Alluvions
- ▨ Principaux affleurements de roches calco-alcalines
- ▩ Gabbros
- ▧ Zone de transition (Wehrlites et dunites à plagioclase)
- ⊖ Dunites
- ⊕ Harzburgites
- ▣ Basaltes

0 2 km.



outre la zone de transition entre les dunites et gabbros dessine des ondulations très serrées, parfois fortement basculées vers le Sud-Ouest et dont les axes, orientés SE/NW, ne correspondent pas à ceux mis en évidence dans les autres zones gabbroïques du massif (cf p. 21). D'autre part on remarque qu'au Sud de l'île Ouen (pointe Nokoué) les gabbros recouvrent directement les basaltes (fig 4a et 4b).

Comme les roches ultramafiques les gabbros de l'île Ouen sont toujours extrêmement cataclasés et Lacroix (1942, pp 104 - 108) a déjà décrit les déformations subies par ces roches. Il semble que la cataclase soit postérieure à l'ouralitisisation du pyroxène et ait entraîné la recristallisation des minéraux ferro-magnésiens, en particulier de la hornblende. Ainsi des cristaux néogène d'amphibole apparaissent et s'organisent en conférant à la roche une schistosité grossière (photo n° 21). Les gabbros sont donc transformés en amphibolites feldspathiques, de structure blasto-mylonitique. Il est d'ailleurs probable que les célèbres néphritites de l'île Ouen se soient également individualisées au cours de cette phase de déformation * .

Dans cette zone marginale les roches calco-alcalines, qu'il s'agisse des diorites à hornblende du Mont Dore et de l'embouchure de la rivière des Pirogues ou des microgranites et diorites de l'île Ouen, sont également mylonitisées. ** On constate, en particulier à l'île Ouen, que les sills et filons de roches calco-alcalines ont été plissés : ainsi sur les flancs du Nogoungoueto (fig 4a) ils dessinent des plis serrés, de structure très complexe.

La cataclase a conduit à une recristallisation partielle de ces roches. La biotite est en général épargnée ; les

* Matériaux des haches de chef

** Arnould et Avias (1955) ont signalé la présence de "micaschistes" à l'île Ouen. Il s'agit, en fait, très probablement d'orthogneiss de roches calco-alcalines.

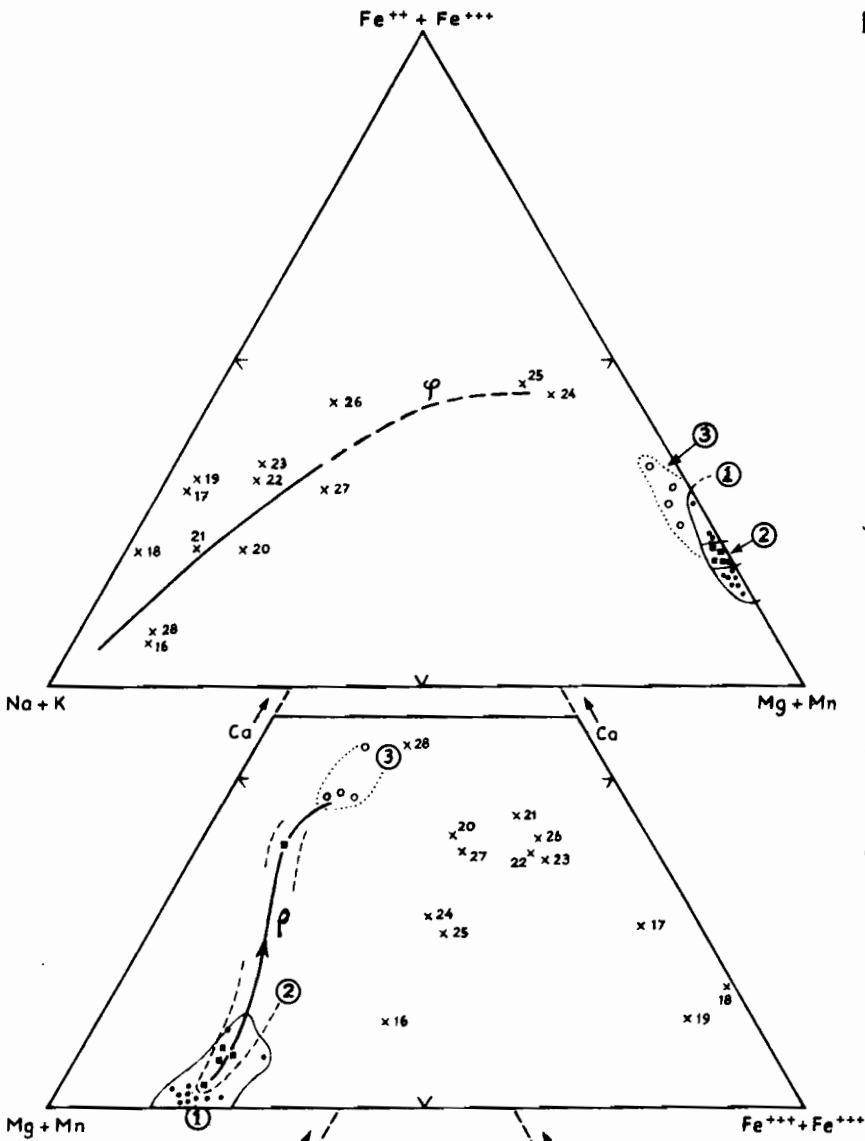


FIG. 5 REPARTITION DANS LES DIAGRAMMES TERNAIRES AFM ET CFM DES ROCHES REPRESENTATIVES DU MASSIF DU SUD (tableaux d'analyses 1-3)

- Roches ultrabasiques (N° 1-8 - An. A et B)
- Faciès de transition entre dunites et gabbros (N° 9-13)
- Gabbros (N° 14-15 - An. D et E)
- x Roches calco-alcalines (N° 17-29)

Secteur ① : domaine des roches ultrabasiques comprenant le secteur ② dans lequel se groupent les faciès de transition entre les dunites et les gabbros (Unité discordante); secteur ③ : domaine des gabbros.

ρ : ligne selon laquelle se fait l'évolution géochimique entre les roches ultrabasiques et basiques de l'Unité discordante

φ : Evolution des roches calco-alcalines

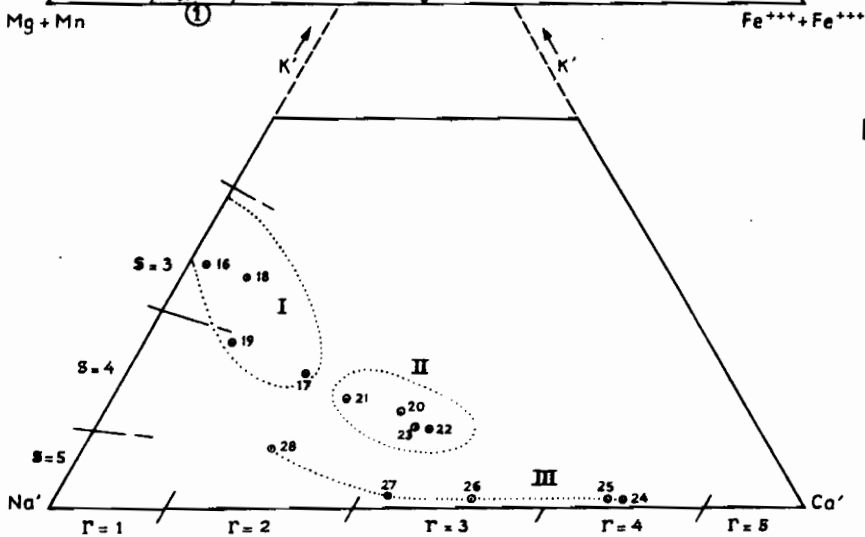


FIG. 6 REPARTITION DE ROCHES ACIDES DU MASSIF DU SUD (t. 3 N° 16-28) EN FONCTION DES QUANTITÉS RELATIVES EN CALCIUM, SODIUM ET POTASSIUM FELDSPATHISABLES

$$\Gamma = \frac{K_2O' + Na_2O'}{CaO_2} \text{ et } S = \frac{K_2O'}{Na_2O'}$$

sont des paramètres de la classification CIPW-Lacroix.

- I : Zone granitique de Kaum
- II : Zone granitique de St Louis.
- III : Ensemble de la Haute vallée des Pirogues.

cristaux de hornblende et les fibres de trémolite, formée aux dépens de ce minéral, sont redistribués et soulignent une schistosité (photo n° 24). Le quartz recristallise en donnant de petits cristaux engrenés qui cimentent les autres minéraux.

La phase de plissement et de cataclase, dont les effets ne sont ressentis que dans cette zone marginale, est donc postérieure à la mise en place des roches calco-alcalines.

Un fait, très important du point de vue structural, doit être en outre signalé : dans cette zone marginale les roches calco-alcalines sont présentes dans les péridotites et les gabbros mais jamais, à notre connaissance, dans le substratum du massif. Ce fait, établi également dans le sillon occidental (cf chap II), semble bien pouvoir s'expliquer dans le schéma d'évolution proposé plus loin.

IV - SCHEMA DE L'EVOLUTION MAGMATO-TECTONIQUE DES MASSIFS PERIDOTITIQUES NEO-CALEDONIENS

Ce schéma tient compte de la distribution des diverses grandes unités lithologiques, de leurs déformations et de leurs relations avec les grandes fractures.

Si nous récapitulons d'abord les grandes unités lithologiques nous distinguons (fig 2) :

- 1) La masse principale à dominante harzburgitique, ondulée en grands plis à axe N 110 à N 140° E, dirigés comme l'île et les axes de plis cénozoïques.
- 2) Les zones discordantes de dunités et gabbros, en deux alignements parallèles dont la direction est environ N 140° E. L'un de ces alignements se situe à environ 30° des grandes fractures de la Kouakoué (fig 2 et 7) et va se raccorder, plus au Sud, à la grande fracture marginale Plum - Ile Ouen.
- 3) Les "taches" de roches calco-alcalines (diorites et granodiorites) installées sur l'alignement précédent, sur la fracture marginale Plum - Ile Ouen et sur un réseau de fractures complexe (zone granitique de Koum). Les roches calco-alcalines ne sont nettement écrasées que dans la zone marginale I (cf III, c) ; elles ne pénètrent dans le substratum du massif que dans la

zone II plus interne (fig. 3 et 7)

Tentons maintenant de regrouper tous ces faits en une évolution cohérente :

Première phase : La masse péridotitique principale se met en place. Si cette mise en place n'était pas suivie d'une évolution très particulière on pourrait peut-être admettre qu'elle s'est faite par charriage d'une masse entièrement cristallisée et rigide.

Deuxième phase : L'individualisation des grandes zones de dunités et de gabbros est manifestement postérieure à la différenciation, au litage et même au mégaplisement de la masse principale. Dans quel site cette individualisation peut-elle avoir eu lieu ? Si elle avait pris place dans la "patrie" de la masse principale le dispositif global ne s'expliquerait pas. En effet, si les dunités et les gabbros s'étaient différenciés dans une zone lointaine, plus orientale et étaient déjà consolidés lors d'un "charriage" on ne comprendrait pas, en particulier, que les zones dunitiques ne soient pas plus fragmentées et aient conservé des contacts aussi tranquilles avec la masse principale.

Si, au contraire les ensembles de dunités et gabbros s'étaient individualisés à peu près dans leur position actuelle, la relation de ces roches avec les grandes fractures pourrait s'expliquer. Voyons comment, en appliquant les principes de la fracturation des masses rocheuses.

La masse principale, quel que soit son degré de cristallisation, est soumise à un système de contraintes. Celles-ci sont perpendiculaires aux axes des mégaplis et donc proches de la direction NE/SW (Fig. 7.). Dans un tel système les plans de cisaillement sont orientés sensiblement N/S et E/W. Ces deux directions de stress existent dans le massif : elles sont représentées respectivement, d'une part par les grandes fractures de Kouakoué et par des failles de direction N 10° E décrochant la limite méridionale du massif, d'autre part par des plans de glissement mis en évidence notamment dans le bassin de la Dumbéa et la région de Koum (Fig. 7). Le relâchement de ces contraintes entraîne la formation de zones d'extension, orientées NW/SE, à partir desquelles les dunités se mettent en place ; ainsi pourrait s'expliquer l'égal allongement des grands corps dunitiques. Le jeu cisailant se prolongeant au delà de ce stade on com-

prend que dans le panneau situé à l'Est des fractures de Kouakoué, dunites et gabbros soient projetés vers le Sud (fig. 2). Une seconde phase de serrage, orientée NW/SE, aurait ensuite provoqué des ondulations transverses à faible rayon de courbure, dans la masse principale (cf p. 14) et l'unité discordante (cf p. 21).

L'individualisation des ensembles discordants est, nous l'avons vu, inconcevable dans une masse péridotitique entièrement refroidie et figée. Il faudrait en conclure que, pendant toute la phase où eut lieu cette individualisation, des parties de la masse principale étaient encore "chaudes". Dès lors, si nous remontons à la première phase, il devient très difficile de prétendre qu'elle n'a pas comporté une certaine part de mobilité "magmatique" (cristaux lubrifiés ?).

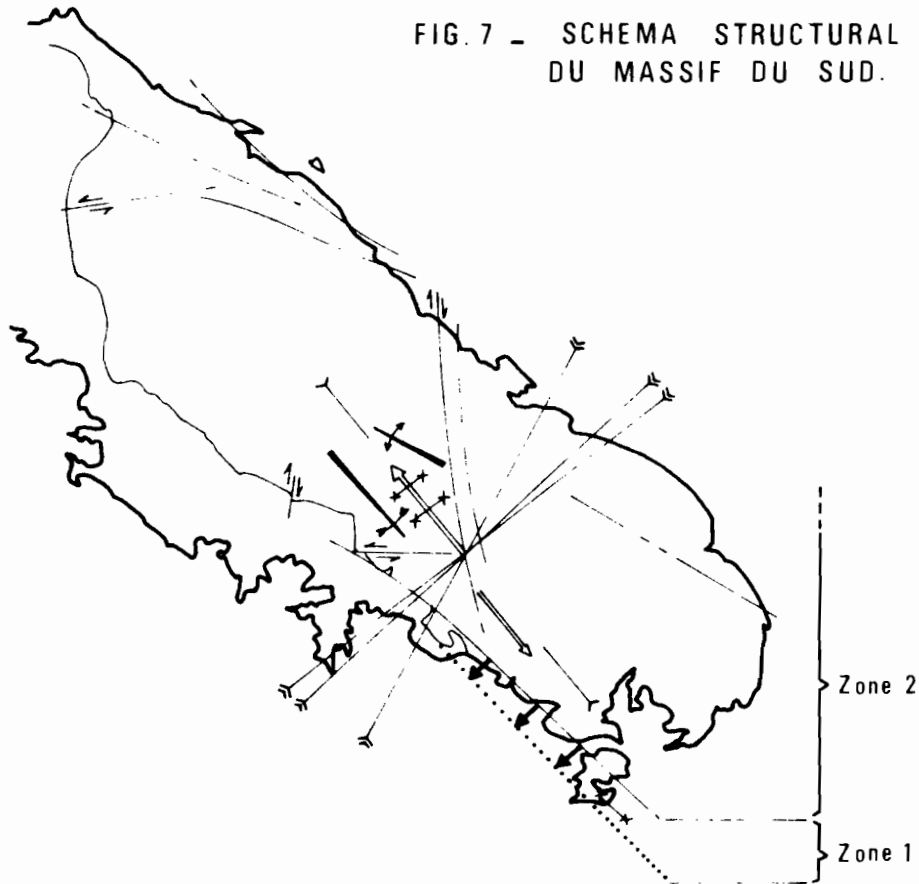
Troisième phase : mise en place des roches calco-alcalines.

Que représente la phase grano-dioritique ? Est-ce une sorte de "reliquat magmatique" expulsé parfois jusque dans le substratum ou est-ce le produit de la fusion ou de la refusion de parties plus profondes de celui-ci ? Nous l'ignorons mais, quelle que soit l'hypothèse, il faut bien admettre que, durant cette phase tardive, beaucoup de chaleur pouvait encore se propager dans des niveaux élevés. A ce moment les dernières contraintes se sont détendues le long des grandes fractures, et les roches calco-alcalines se mettent en place à partir d'elles.

Quatrième phase : Le long de la grande faille - flexure longitudinale (fig.1) dont la zone de fracture Plum - Ile Ouen n'est que le prolongement, un bombement du substratum a imposé à la base du feuillet péridotitique de se mettre à plat. Au Sud de cette ligne de culmination se présente alors un plan légèrement incliné vers le S.W. Sur ce plan auraient eu lieu le détachement et le glissement, vers le Sud-Ouest, d'un vaste panneau péridotitique. La dissection de ce panneau, peut-être en grande partie par des cassures, en tous cas certainement par l'érosion, aurait donné naissance au chapelet de massifs de la côte ouest.

Dans la zone frontale, que limite au Nord-Est de la faille Plum - Ile Ouen, les gabbros ont pu ainsi venir recouvrir tectoniquement les basaltes paléogènes (Ile Ouen) ; les roches calco-alcalines, quant elles existent, sont détachées de leurs zones radiculaires et sont écrasées et plissées comme les

FIG. 7 - SCHEMA STRUCTURAL
DU MASSIF DU SUD.



ELEMENTS STRUCTURAUX

..... Limite méridionale du massif.

⊥ Axe de plis dans la masse péridotitique principale.

⇔ Axe d'allongement des corps dunitiques discordants (zone d'extension).

--- Failles principales.

⇌ Plans de stress maximum.

»---« Directions de contrainte maximum (normales aux axes de mégaplis de la masse principale et à l'axe d'allongement des corps dunitiques).

>---< Phase de serrage secondaire.

--- Axe de plis dans les gabbros.

↓ ↓ Domaine dans lequel s'est produit le glissement ultime de la partie frontale du massif (zone 1).

ORIENTATION

N. 110° / N. 135° E

N. 140° E

N. 10°-170° E / N. 80° E

N. 25° / N. 40° / N. 50° E

N. 130° E

{ N. 40° E (zone 2)

{ N. 130° E (zone 1)

autres roches.

Dans cette hypothèse la mise en place des massifs péridotitiques du sillon occidental (Fig. 1) serait un processus purement mécanique et on s'expliquerait alors que leur semelle serpentineuse soit particulièrement puissante.

Il est clair que, pour toutes les raisons indiquées plus haut, on ne saurait étendre cette conception "mécannique" à la mise en place de l'ensemble du massif du Sud. A notre avis on ne peut donc réduire la mise en place des massifs néo-calédoniens à un seul phénomène : avancée "magmatique" ou "charriage" d'un ensemble consolidé, non plus qu'à une seule phase. Chercher une limite entre mouvement magmatique et charriage reviendrait à vouloir résoudre un problème de rhéomorphisme qui semble dépasser les possibilités conceptuelles et les critères actuellement utilisés par les géologues. Des données géochronologiques, nombreuses et bien placées sur la trame géologique, seraient certainement utiles pour dater les différentes phases et éventuellement les premières cristallisations, lesquelles peuvent être très anciennes et bien antérieures à la mise en place, quel qu'en soit le mécanisme.

A la lumière de l'évolution actuelle des idées sur la dérive des plaques continentales et l'expansion des fonds océaniques, la Nouvelle-Calédonie et ses roches ultramafiques fournissent l'image d'un phénomène particulièrement intéressant qui justifierait des études géophysiques approfondies.

Dans plusieurs régions du monde la croûte océanique est venue chevaucher le matériel continental. Cela semble bien être le cas dans la zone axiale de Nouvelle-Guinée où se situent les seismes les plus actifs (Denham, 1969). Or nous avons vu qu'en Nouvelle Guinée aussi, les grands massifs ultramafiques sont "recouvrants" et que leur mise en place est au moins aussi récente qu'en Nouvelle-Calédonie. Il en est de même aux Célèbes. Le long de la ceinture qualifiée de "mesogéenne" on peut citer en particulier les massifs de Cuba, mis en place au Crétacé supérieur (Ducloz et Vuagnat 1962) et de Chypre.

L'interprétation des données gravimétriques sur cette dernière

file conduit à la conception d'un "sous-chevauchement", au Tertiaire et au plus tard au Miocène moyen, de la bordure continentale nord-africaine sous le massif de Troodos (Gass 1967). Bien que la structure de ce massif et l'âge de cristallisation de ses roches (pré-triasique ?) soient bien différents de ceux de la Nouvelle-Calédonie le mécanisme du chevauchement est probablement transposable.

Au total on relève en plusieurs régions du monde de fortes indications en faveur de chevauchements, réalisés au Tertiaire, de croûtes océaniques sur les bordures des plaques continentales. Transposé dans les concepts actuels le schéma de l'auteur sénior (ROUTHIER 1953, pp 211 - 216) trouve ainsi un regain d'actualité.

Ces chevauchements du manteau s'accompagneraient d'une considérable libération d'énergie thermique et d'échauffements qui peuvent expliquer au minimum ce que nous avons appelé l'"unité discordante" ainsi que les roches calco-alcalines.

De tels phénomènes n'ont cependant aucune raison d'être confinés aux temps tertiaires mais c'est sans doute dans les régions où ils se sont déroulés à cette époque qu'ils ont été les moins perturbés par des événements postérieurs et qu'ils demeurent les plus accessibles à l'interprétation géologique et géophysique.

Remerciements - Les études de terrain et de laboratoire à l'origine de cette publication ont été financées par l'ORSTOM. Les analyses chimiques et les études à la microsonde électronique ont pu être réalisées grâce à des crédits accordés par le Centre National de la Recherche Scientifique et le laboratoire de géologie appliquée de l'Université de Paris (laboratoire associé au CNRS, n° 65).

REFERENCES

- 1) Références générales : histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie
- ARNOULD, A., 1958 - Etude géologique de la partie NE de la Nouvelle Calédonie
Thèse Fac. Sciences - PARIS - 450 pages ronéotypées.
- AVIAS, J., 1952 - Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique de
la Nouvelle Calédonie centrale.
Thèse, Fac. Sciences de Nancy.
- AVIAS, J., 1956 - Subdivisions et corrélations des terrains crétacés de la Nouvelle
Calédonie.
Cong. geol. internat. Mexico Symposium 4, pp. 325 - 326.
- AVIAS, J., 1957 - Note sur le Lias néocalédonien et la paléogéographie du Lias
dans la région indo-pacifique.
XIX congrès géol. inter, Fasc XIII, pp 89 - 91, Alger (1952).
- AVIAS, J., 1957 - On the importance of under water volcanic formations intercalated
in the plicated beds of the great orogenic belts.
Pacific Sci. Con. Bangkok : Relations Volcanoes - Geological structures
(Unpublished manuscript, pp. 1 - 2).
- AVIAS, J., 1958 - Sur l'existence d'une phase tectonique hercynienne tardive ayant
affecté les formations antétriasiques de la côte ouest de la Nouvelle
calédonie.
C.R. Acad Sc. T. 246 - n° 1 - pp. 136 - 137.
- COLEMAN, R.G., 1967 - Glauconian schists from California and New Caledonia.
Tectophysics, 4 (4 - 6) pp. 479 - 498.
- COUDRAY, J., et GONORD, H., 1966 - Précision sur la position de la "formation de
la Cathédrale" dans la presqu'île de Nouméa et les îles avoisinantes
(côte sud-ouest de la Nouvelle Calédonie).
C.R. Soc. Géol. Fr. 1966, Fasc. 2, pp 211 - 212.
- CRENN, Y., 1953 - Anomalies gravimétriques et magnétiques liées aux roches basiques
de Nouvelle Calédonie.
Extrait des Annales de Géophysique - T. 9, Fasc. 4, Oct. - Déc. 1953 -
pp 291 - 299.
- ESPIRAT, J.J., 1963 - Etude géologique des régions de la Nouvelle-Calédonie septen-
trionale.
Thèse Univ. Clermont, 217 p.
- FROMAGER, D., GONORD, H., et GUILLON, J.H., 1967 - Sur l'enracinement de certaines
structures dans la région sud-ouest du bassin de Nouméa (Nouvelle
Calédonie).
C.R. somm. Soc. Geol. de France. Fasc. 6, pp 242 - 243

- GARNIER, J., 1867 - Essai sur la géologie et les ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie.
Ann. Mines, 6^e série, t. 12, pp 1 - 92, Paris.
- GONORD, H., 1968 - Remarques sur les séries métamorphiques de la Nouvelle-Calédonie centrale ; conséquence structurale et paléogéographique.
C.R. Somm. Soc. Geol. FR, Fasc. 9, p 355.
- GONORD, H., et TRESCASES, J.J., 1970 - Observations nouvelles sur la formation post-Miocène de Mueo (côte ouest de la Nouvelle Calédonie).
C.R. Acad. Sc, t. 270, pp 584 - 587.
- GREKOFF, N., et GUBLER, Y., 1961 - Données complémentaires sur les terrains tertiaires de la Nouvelle-Calédonie.
Rev. Inst. Fr. Petrole, Vol. VI, n^o 8, pp. 283 - 293. Paris.
- GUBLER, Y., et POMEYROL, R., 1948 - Existence du Néogène marin en Nouvelle-Calédonie.
C.R. Acad. SC, t. 266, pp. 1292 - 1293, Paris.
- LILLIE, A.R., 1970 - The structural geology of Lawsonite and Glaucophane Schists of the Ouégoa district, New Caledonia.
New-Zealand Jour. of Geol. Geoph. vol 13, n^o1, pp 72 - 115.
- LILLIE, A.R., et BROTHERS, R.N., 1970 - The geology of New Caledonia.
New Zealand. Jour. of Geol. Geoph. vol 13, n^o 1, pp 145 - 179.
- NOESMOËN, A., et TISSOT, B.T., 1958 - Les bassins de Nouméa et de Bourail (Nouvelle Calédonie) et annexe cartographique.
Revue de l'IFP, vol. XIII, n^o 5, Mai 1958, pp. 739 à 759.
- NOESMOËN, A., 1968 - Rapport sur le charbon du bassin de Moindou.
Bur. Min. Rapp. Multigraph.
- 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).
C.R. Acad. SC, Paris, t. 267, pp 5 - 8.
- PIROUTET, M., 1917 - Etude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie.
Thèse Paris, 313 p. - Edit. Protat Frères à Macon.
- POMEYROL, R., 1954 - Permanence paléogéographique et faunique de la côte ouest de la Nouvelle Calédonie.
Bull. Soc. Géol. de France, (6), IV, pp. 773 - 777.
- ROUTHIER, P., 1948 - A propos d'une récente note sur le Néogène marin en Nouvelle Calédonie.
C.R. Somm. S.G.F., p 358, Paris.

- ROUTHIER, P., 1950 - Sur la présence de formations liasiques en Nouvelle Calédonie.
Cahier geol. Thoiry, n° 3, p. 30.
- ROUTHIER, P., - 1950 - Sur les conditions de formation de la glaucophane.
Cah. geol. Thoiry, n° 1, pp 3 - 5.
- ROUTHIER, P., 1953 - Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le Col de Boghen et la pointe d'Arama.
Mém. Soc. Géol. de France, Nlle Série, T. XXXII,
Mémoire n° 67, 271 p.

Cartes géologiques

- Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie au 1/100.000e ; feuilles n° 1 - 5 et 10 - ORSTOM - PARIS (1953-1962)
- Carte géologique de la Nouvelle Calédonie au 1/50.000e ; feuilles 1 - 38 - Service de la Carte géologique de France (22 feuilles parues ou en cours d'édition).

2) Massifs ultramafiques

- ARNOULD, A., et AVIAS, J., 1955 - Notice explicative de la feuille n° 10 (Yaté-Prony) de la carte géologique au 1/100.000e de la Nouvelle Calédonie.
ORSTOM - PARIS.
- ARNOULD, A., GOUPILLAUD, R., et ROUTHIER, P., 1948 - Découverte de pegmatite à tourmaline en Nouvelle Calédonie.
C.R. Somm. Soc. géol. Fr., pp 359 - 361.
- AVIAS, J., 1955 - Relations minéralogiques et géochimiques entre les serpentines et péridotites de Nouvelle-Calédonie ; leurs inclusions leurs enclaves, les roches encaissantes.
Coll. int. CNRS LXVIII, Paris, pp 213 - 237.
- AVIAS, J., 1956 (a) - Inclusions et enclaves de terrains encaissants dans la bordure des massifs ultrabasiques de la Nouvelle-Calédonie centrale; leur importance dans le problème de la genèse des massifs.
Congr. geol. int, XX, 1956. Mexico.
- AVIAS, J., 1956 - (b) - Des phénomènes de chloritisation, de serpentinitisation et de feldspathisation en Nouvelle Calédonie.
C.R. Somm. Soc. Geol. Fr, fasc 16, pp 307 - 309.
- AVIAS, J., 1964 - Sur la nature des dykes de quartz jalonnant le front de certains grands massifs de roches ultrabasiques en Nouvelle Calédonie et sur ses conséquences.
Bull. Soc. geol. Fr., (7) VI, pp 433 - 436.

- AVIAS, J., 1967 - Overthrust structure of the main ultrabasic New-Caledonian massives.
Tectonophysics, n° 4 (4 - 6) pp 531 - 541.
- BARTRUM, J., et TURNER, F.J., 1928 - Pillow-lavas, péridotites and associated rocks of the Northernmost New-Zealand.
Trans. N.Z. Inst., vol 59, pp 98 - 137.
- CAMERON, E.N., et DESBOROUGH, G.A., 1964 - Origin of certain magnetite bearing pegmatites in the eastern part of the Bushveld complex. South-Africa.
Econ. geol, vol 59, pp 197 - 225.
- ÇOĞULU, E., 1967 - Problèmes géochronologiques dans la partie nord-ouest de l'Anatolie centrale (Turquie).
Bull. Suisse. mineral. petr, Bd. 47 - 2.
- COLEMAN, P.J., 1966 - The Solomon islands as an island arc.
Nature, N° 5055, 17th Sept. 1966, p 1249.
- DAVIES, H.L., 1968 - Papuan Ultramafic Belt.
Congr. geol. int, XXIII, 1968, Prague - Proceedings of section I (Upper Mantle), pp 209 - 220.
- DENEUFBOURG, G., 1969 - Observations sur le massif des péridotites du Sud de la Nouvelle Calédonie.
Bull. BRGM, section IV, n° 1, pp 27 - 45.
- DENHAM, D., 1969 - Distribution of Earthquakes in the New-Guinea - Solomon Islands Region.
Jour. of Geoph. Research, vol 74, n° 17, pp 4290 - 4299.
- DE ROEVER, W.P., 1957 - Sind die alpinotypen peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale ?
Geol Rundschau, 46, pp 137 - 146.
- DOW, D.B., et DEKKER, F.E., 1964 - The geology of the Bismarck Mountains, New Guinea.
Bureau of Mineral Resources - Commonwealth of Australia., Report n° 76. 29 p.
- DUCLOZ, C., et VUAGNAT, M., 1962 - A propos de l'âge des serpentinites de Cuba.
Arch. Sc, Genève - vol 15., fasc. 2, pp 309 - 331.
- FLINT, D.E., DE ALBEAR, J.F., and GUILD, P.J., 1948 - Geology and chromite deposits of the Camaguey district, Camaguey Province, Cuba.
U.S. Geol. Surv., Bull. 954 - B, pp 39 - 63.
- GASS, I.G., 1967 - The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus.
In P.J. WYLLIE : Ultramafic and related rocks, John Wiley, chap. 4, pp 121 - 134.

- GLASSER, E., 1903 - 1904 - Rapport à Monsieur le Ministre des Colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie.
Ann. Mines, 10e série, t 5, pp 503 - 620 et 623 - 693.
- GREEN, D.H., 1961 - Ultramafic breccias from the Musa Valley, eastern Papua.
Geol. Mag, Vol. 98, (1), 26 p.
- GUILLOIN, J.H., 1969 - Données nouvelles sur la composition et la structure du grand massif péridotitique du Sud de la Nouvelle-Calédonie.
Cah. geol. ORSTOM (1) pp 7 - 25.
- GUILLOIN, J.H., 1970 - Les paramètres de variations géochimiques du spinelle chromifère dans les roches ultramafiques de Nouvelle-Calédonie.
C.R. Acad. Sc (en cours de publication).
- HARRIS, P.G., REAY, A., et WHITE, I.G., 1967 - Chemical composition of the upper Mantle.
Journal of Geophysical Research, vol. 72, N° 24, pp 6359 - 6369.
- IRVINE, T.N., 1959 - The ultramafic complex and related rocks of Duke Island, southeastern Alaska.
Ph. D. thesis, Calif. Inst. of Technology, 320 p.
- IRVINE, T.N., 1967 - The Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska
in P.J. WYLLIE : ultramafic and related rocks, John Wiley, chap 4,
pp 84 - 97.
- KARAMATA, S., 1968 - Zonality in contact metamorphic rocks around the ultramafic mass of Brezovica (Serbia, Yugoslavia)
Cong. Geol. int, XXIII. 1968 Prague. Proceedings of section I (Upper Mantle), pp 197 - 207.
- KAWANO, Y., et UEDA, Y., 1967 - Periods of the igneous activities of the granitic rocks in Japan by K-A dating method.
Tectonophysics, n° 4 (4-6), pp 523 - 530.
- LACROIX, A., 1942 - Les péridotites de la Nouvelle-Calédonie, leurs serpentines et leurs gites de nickel et de cobalt. Les gabbros qui les accompagnent.
Mem. Acad. Sci. Inst. Fr., t. 66, 143 p.
- MOORES, E.M., 1970 - Petrology and structure of the Vourinos Ophiolitic Complex of Northern Greece.
The Geological Society of America Special Paper n° 118, 74 p.
- MOSKALEVA, S.V., 1966 - Chemistry of metasomatic conversions in Uralian Dunité - pyroxenite - gabbro formation.
Int. geol. Review, vol. 8, n° 11, pp 1347 - 1361.
- OBELLIANE, J.M., 1961 - Contribution à la connaissance géologique de l'archipel des Nouvelles-Hébrides.
Sc. Terre, T VI, n° 3 - 4, pp 139 - 368.

- ÖZKOÇAK, O., 1969 - Etude géologique du massif ultrabasique d'Orhaneli et de sa proche bordure.
Thèse 3^o Cycle de l'Université de Paris.
- PIROUTET, M., 1917 - Etude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie.
Thèse Paris, Ed. Protat Frères. Macon.
- ROE, G., (de), 1964 - Rubidium - Strontium analyses of ultramafic rocks and the origin of peridotites.
M.I.T., Twelfth annual progress report. December, 1964, pp 159 - 190.
- ROSSMAN, D.L., FERNANDEZ, N.S., FONTANOS, C.A. and ZEPEDA, Z.C., 1959 - Chromite deposits on insular Chromite Reservation Number One, Zambales, Philippines.
Philippines. Bur. Mines, Spec. Project Ser., Pub n^o 19, 12 p.
- ROUTHIER, P., 1951 - Sur les péridotites de la Nouvelle-Calédonie.
C.R. Acad. Sci, t. 233, n^o 20, pp 1204 - 1207.
- ROUTHIER, P., 1953 - Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama.
Mem. Soc. geol. Fr., nouv. série, t. XXXII, n^o 67, 271 p.
- RUCMICK, J.C., et NOBBLE, J.A., 1959 - Origin of the ultramafic complex at Union Bay, southeastern Alaska.
Bull. Geol. Soc. Am, 70, pp 981 - 1018.
- TARLING, D.H., 1967 - Results of a paleomagnetic reconnaissance of the New-Hebrides and New-Caledonia.
Tectonophysics, 4 (1), pp 55 - 68.
- THAYER, T.P., 1967 - Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complex.
in P.J. WYLLIE, Ultramafic and related rocks. Chap. 7 pp 222 - 239.
- TAYLOR, H.P., 1967 - The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska.
in P.J. WYLLIE : Ultramafic and related rocks, John Wiley, chap 4, pp 97 - 121.
- TOMKEIEFF, S.E., 1945 - On the petrology of the ultrabasic and basic plutonic rocks of the isle of Rhum.
Miner. Mag, 27, pp 127 - 136.
- TRESCASES, J.J., 1969 - Premières observations sur l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie.
Cah. geol. ORSTOM (1), pp 27 - 55.
- VILMINOT, J.C., 1965 - Les enclaves de péridotite et de pyroxenolite à spinelle dans le basalte du Rocher du Lion (Chaîne du Devès, Haute-Loire).
Bull. Soc. Franc. Mineral. Crist., 88, pp 109 - 118.

- VOROBYEVA, O.A., 1961 - On the magmatic nature of the platinum-bearing belt of the gabbro-peridotite formation of the Urals.
Izv. Akad. Nauk. SSSR. Geol., Ser. n° 7, pp. 16 - 29
- VUAGNAT, M., 1968 - Quelques reflexions sur le complexe basique-ultrabasi-
sique de la Zone d'Ivrée et les ultramafites alpinotypes.
Bull. Suiss. miner. petro. Vol 48 - 1.
- WADSWORTH, J.A., 1961 - The layered ultrabasic rocks of south-west Rhum,
Inner Hébrides;
Phil. Trans. R. Soc., B, 244, pp 21 - 64.

Commentaires des clichés

- Photo n° 1 : Dans la zone située au Sud de la faille Plum-Ile Ouen (Fig.2) le plancher du massif est proche de l'horizontale et souligné par une frange serpentineuse épaisse.
Ⓟ = basaltes paléogènes
π = plancher du massif
σ = semelle serpentineuse
§ = trace de la grande fracture marginale Plum - Ile Ouen.

Mont DORE (vu de l'Est)
- Photo n° 2 "Mur de quartz" jalonnant le contact entre les basaltes (partie droite du cliché) et les péridotites.
Thio.
- Photo n° 3 Exemple du rubanement de la masse principale : alternance de lits dunitiques et pyroxenolitiques (roches en relief). Le litage est recoupé (partie droite du cliché) par des filonnets serpentineux qui matérialisent une schistosité cataclastique.

Col Mouirange.
- Photo n° 4 Zone de passage des harzburgites aux dunités discordantes. L'orthopyroxène forme encore de petits rubans qui n'apparaissent que sporadiquement.

Col Mouirange.
- Photo n° 5 Lorsque les corps dunitiques sont de petite taille (ici quelques mètres de diamètre) le passage des harzburgites aux dunités discordantes s'opère assez brutalement. On remarque ici la discordance entre le contact et le rubanement des harzburgites (partie droite du cliché), la présence de quelques cristaux d'orthopyroxène disséminés dans la dunite et le "départ" de veinules pyroxénolitiques (partie médiane du cliché) qui se poursuivent dans la harzburgite.

Barrage de Yaté.
- Photo n° 6 Petite cheminée dunitique discordante sur le rubanement des harzburgites
Marais de la rivière Blanche ("Bon secours")
- Photo n° 7 Veines de websterite intersectant le rubanement des harzburgites qui sont ici riches en orthopyroxène.
Barrage de Yaté.
- Photo n° 8 - 10 : Zone de transition des dunités aux gabbros
- Photo n° 8 : alternance de lits dunitiques à plagioclase (roches claires) et de lits pyroxenolitiques à péridot et plagioclase.

Plaine des Pirogues.
 - Photo n° 9 dunités à gros cristaux poecilites d'orthopyroxène (cf photo n° 18)

Montagne des Sources.

- Photo n° 10 dunites à plagioclase et clinopyroxène ; l'accumulation de ces minéraux détermine les petites lentilles, également orientées, observables sur ce cliché.

Baie de Prony.

Photos n° 11 - 22 : Clichés de lames minces ; photos prises en lumière polarisée (sauf photo n° 12) - Grossissement : x 30.

- Photo n° 11. Masse péridotitique principale : cristaux squelettiques de spinelle chromifère.
- Photo n° 12. Masse péridotitique principale (dunite) : le litage est ici matérialisé par de fines pellicules intracristallines de chromite. Des grains de magnétite sont disposés selon des plans serpentineux parallèles et obliques sur le litage (partie droite du cliché en particulier).
- Photo n° 13. Masse péridotitique principale : torsion cristalline de l'enstatite se traduisant par une extinction onduleuse.
- Photo n° 14. Unité discordante (dunites) : grands cristaux de péridot et cristaux globuleux à tendance automorphe de spinelle chromifère.
- Photo n° 15. Unité discordante (gabbros) : relations entre les cristaux de plagioclase, d'orthopyroxène (partie supérieure du cliché) et de clinopyroxène (partie inférieure gauche).
- Photo n° 16. Unité discordante (gabbros) : relations entre le péridot (partie inférieure droite), le clinopyroxène (partie inférieure et partie supérieure droite), l'orthopyroxène (partie centrale) et le plagioclase.
- Photo n° 17. Unité discordante (gabbros) : exsolutions de clinopyroxène dans un cristal d'orthopyroxène.
- Photo n° 18. Unité discordante (zone de transition entre les dunites et les gabbros) : grand cristal d'enstatite englobant poecilitiquement le péridot (enclaves allongées).
- Photo n° 19. Unité discordante (zone de transition) : cristal xénomorphe de clinopyroxène entouré par le péridot.
- Photo n° 20. Unité discordante (zone de transition) : cristaux xénomorphes de plagioclase apparaissant dans les espaces inter-cristallins du péridot.
- Photo n° 21. Unité discordante (gabbros) : à l'île Ouen les gabbros sont cataclasés et transformés en amphibolites feldspathiques. Les cristaux de hornblende sont disposés selon des plans parallèles (partie médiane du cliché) séparant des lits feldspathiques dans lesquels des cristaux de clinopyroxène sont encore visibles (partie droite du cliché).
- Photo n° 22. Roche calco-alcaline (île Ouen) : exemple de structure blasto-mylonitique. Des fibres de tremolite dessinent une schistosité grossière, d'origine mécanique et isolent des cristaux résiduels de quartz et de plagioclase.



PHOTO N°1



PHOTO N°2



PHOTO N°3



PHOTO N°4



PHOTO N°5



PHOTO N° 6



PHOTO N° 7



PHOTO N° 8



PHOTO N° 9



PHOTO N° 10



PHOTO N°11

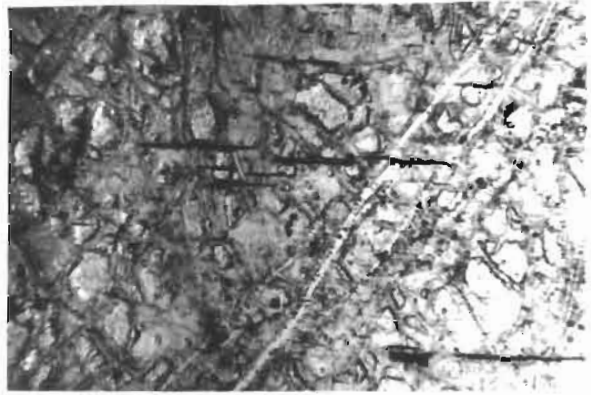


PHOTO N°12

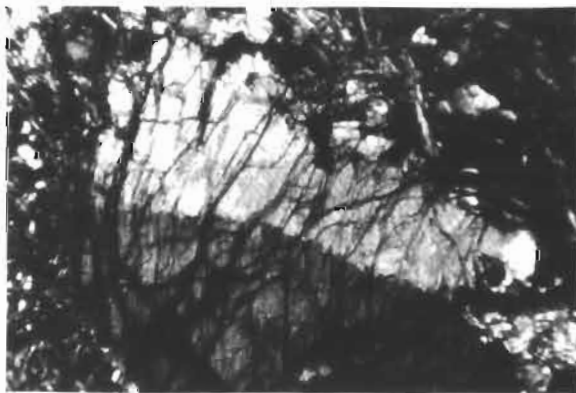


PHOTO N°13

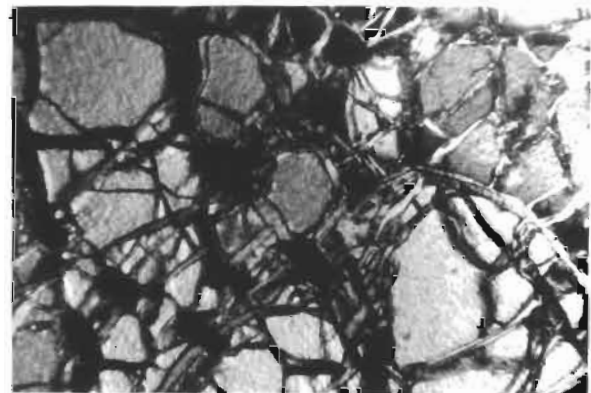


PHOTO N°14

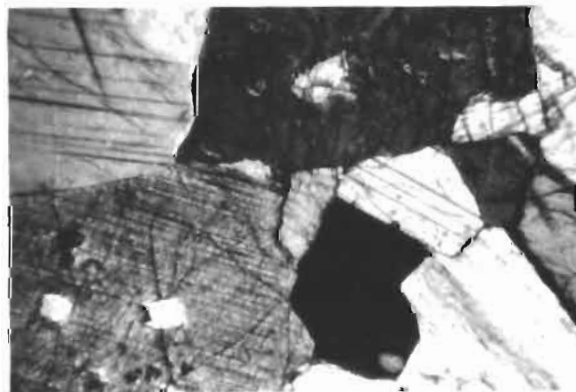


PHOTO N°15

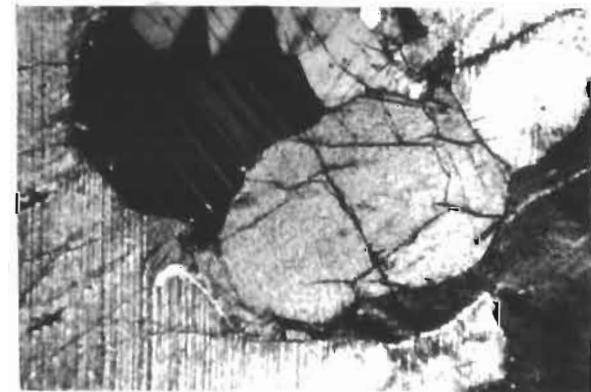


PHOTO N°16

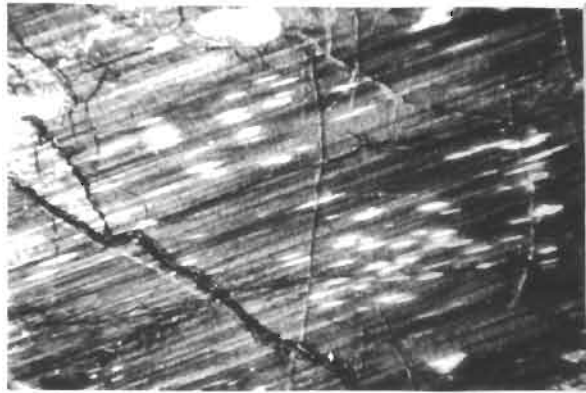


PHOTO N°17

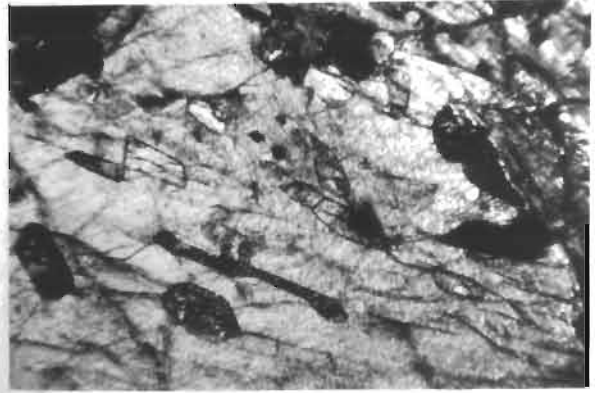


PHOTO N°18

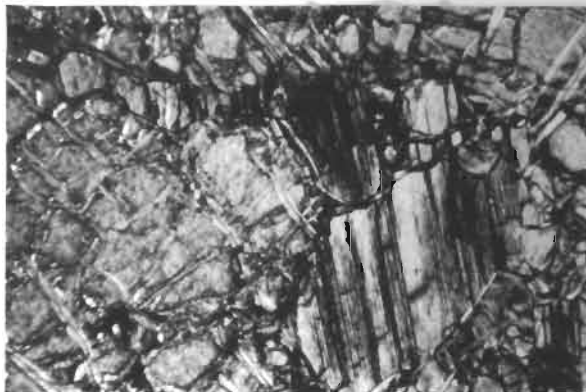


PHOTO N°19

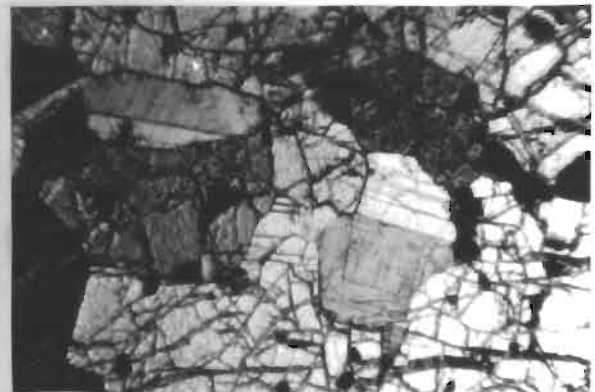


PHOTO N°20



PHOTO N°21

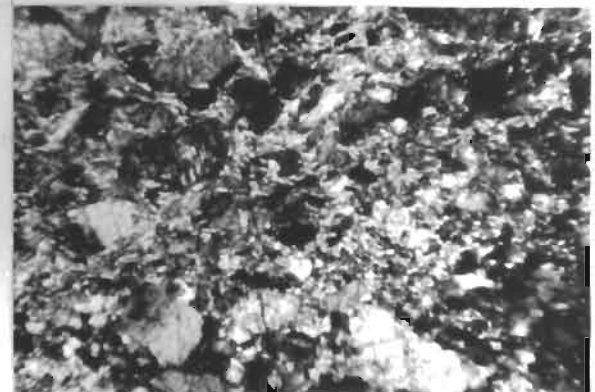


PHOTO N°22