

# Les stades d'évolution et de mise en place des massifs ultramafiques de Nouvelle-Calédonie

Jean-Hugues GUILLOIN \*  
Pierre ROUTHIER \*\*

## SOMMAIRE

Introduction et résumé .....	6	III. — Le grand massif péridotitique du Sud .....	11
I. — Histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie .....	6	IV. — Schéma de l'évolution magmato-tectonique des massifs péridotitiques néo-calédoniens .....	26
II. — Quelques généralités sur le matériel ultra- mafique .....	10	Références bibliographiques .....	28
		Planches photographiques .....	31

1981 augr

\* Office de la Recherche scientifique et technique Outre-Mer-ORSTOM.

\*\* Bureau de Recherches géologiques et minières, antérieurement Laboratoire de Géologie appliquée de la Faculté des Sciences de Paris (associé au CNRS).

## INTRODUCTION ET RESUME

Les massifs néo-calédoniens ne sont que les témoins d'un feuillet ultramafique primitivement beaucoup plus continu, dont l'épaisseur atteignait au minimum 2 500 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 senior 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, celui du Sud. 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 cadre 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 la partie frontale. Notre interprétation tend donc à réconcilier l'hypothèse « magmatique » et l'hypothèse du charriage, mais maintient une part importante pour la première.

## I. - HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE

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. — TRAVAUX PUBLIÉS

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

— Débrouillage de la stratigraphie et esquisse cartographique à 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 à 1/100 000 levées par cette mission, 6 seulement ont pu sortir de presse avant l'étape suivante.

— Etablissement de la carte géologique à 1/50 000 par le Bureau de 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 décisifs 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, à l'exception d'une carte inédite à 1/300 000 fondée surtout sur les travaux de la mission géologique de l'ORSTOM [1946-1949], il n'existe pas 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 seulement 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.

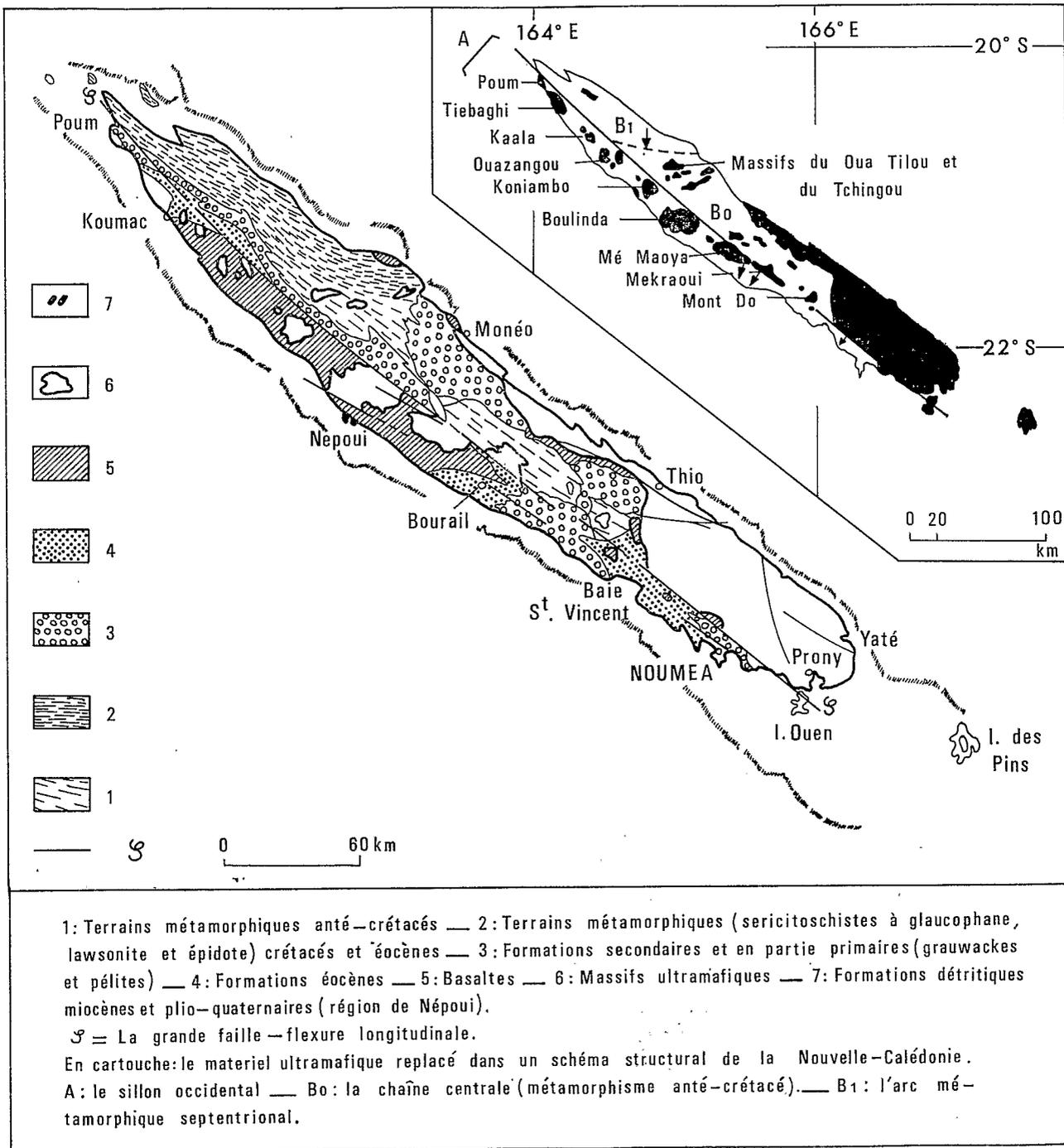


Fig. 1. — Schéma géologique et structural de la Nouvelle-Calédonie.

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 Saint-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. 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 *Globorotalia* : c'est l'Eocène I [inférieur et moyen ?] des cartes à 1/100 000. La première phase des plissements cénozoïques [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 Saint-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 à 1/100 000 sous le nom d'Eocène II [Eocène supérieur], avec la dénomination lithologique de « *flysch* » inspirée par sa rythmicité. Cette dénomination est peut-être déficiente 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 presqu'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 phanites 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 II

forment des collines enfouies sous l'Eocène II dans les régions littorales de Nouméa et de Bourail.

Des rectifications pourraient certainement 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 n'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'émergence « cimmérienne » dans les régions centrales de l'île et qu'une autre phase de métamorphisme (à pumpellyite, lawsonite, épidote, et glaucophane) affecte l'ensemble des terrains antérieurs à l'Eocène II dans les régions septentrionales. Parmi les questions majeures de la géologie néocalédonienne, 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 microtectonique ; 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 des chercheurs néo-zélandais.

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 tholéitiques, rarement en coussinets (*pillow-lavas*), avec de nombreuses intercalations de jaspes et d'argillites colorés, qui contiennent fréquemment des lentilles de minéral 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 senior], d'où la qualification vague et compréhensive, de « basaltes paléogènes » adoptée sur les cartes à 1/100 000.

— découverte d'une microfaune paléocène dans un « niveau » calcaire emballé dans les pillow-laves 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 ne pas y être 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, un fait semble demeurer : 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 grande phase tangentielle alpine qui aurait eu lieu à la fin des temps Eocènes 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, sur de grandes surfaces, la base 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 insister très fortement sur la position chronologique de la mise en place (ce qui ne signifie pas : cristallisation) de ce matériel ultramafique sans, pour l'instant, nous préoccuper 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 événement* 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, l'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 ultramafites.

Ajoutons que les grands massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie ne sont que faiblement plissés, 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 semble non moins vrai que le dogme de l'intrusivité des roches ultramafiques par rapport aux laves qui les accompagnent, n'est pas non plus satisfaisant et que le procès intenté à la « 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 parfois 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'« alpins » 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 localisés (région de Népoui), des dépôts continentaux fluvio-lacustres et lagunaires, représentant le « *Plio-quatenaire* », 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 mètres. 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-quatenaire, 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 l'auteur senior a qualifiée, dans sa thèse, de « sillon » parce qu'on y observe les terrains les plus récents. Au Nord-Est de cette ligne on observe *surtout* 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 Tchingou 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 d'une pulsation tectogénique avec émergence, à savoir les conglomérats sénoniens de la Mécouagna et de la Congo. Dans cette deuxième région et sur une lon-

gueur 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 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 localement le style tectonique de ce grand accident, qu'à défaut de meilleur terme nous qualifierons de « grande faille-flexure longitudinale ».

## II. - QUELQUES GÉNÉRALITÉS SUR LE MATÉRIEL ULTRAMAFIQUE

Le matériel ultramafique est représenté par des fils serpenteux et par de volumineux massifs « recouvrants » (fig. 1).

*Les fils serpenteux* 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 anté-miocènes. 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 serpenteux et les massifs recouvrants ne sont pas encore comprises. Il est fort possible que nombre de ces fils représentent des lambeaux d'un recouvrement péridotitique plus étendu, pincés par endroits dans des contacts anormaux et des structures serrées.

Mais lorsqu'il s'agit de fils inclus dans les basaltes, cette seule hypothèse n'est peut être pas suffisante. On pourrait alors aussi bien admettre qu'une « ségrégation » imparfaite, quel que soit son site, entre basaltes et ultramafites, aurait laissé subsister au sein des premiers des îlots des seconds. C'est ainsi qu'au pied du Kaféate, lobe avancé du massif du Koniambo, on peut voir sous la base subhorizontale de ce massif recouvrant, de nombreux petits

« paquets » (quelques mètres), plus ou moins digités, de serpentine et de gabbro-diorite enrobés dans les basaltes. A l'inverse, il arrive que des copeaux et paquets de basalte soient emballés dans la bordure (base) des grands massifs recouvrants ; c'est le cas par exemple au col de Nekoro, sur la piste de la mine Oubliée, feuille de Poya à 1/50 000 [J. P. CARROUE, J. J. ESPIRAT, 1967].

Dans l'un comme dans l'autre cas, ces enclavements ne sont pas sans ambiguïté et une interprétation purement structurale ne paraît pas absolument évidente.

*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. II), nous rappellerons succinctement quelques faits principaux, mis en évidence par l'auteur senior [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. 1). 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 d'ensemble entre les structures du substratum et la surface basale des massifs qui est proche de l'hor-

zontale ou légèrement inclinée vers le S.S.W. 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 ployée. 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 à 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, dunités et pyroxénolites. Ces matériaux se disposent, dans chaque massif, suivant une stratigraphie régulière et cette stratigraphie se retrouve-t-elle d'un massif à l'autre? Les éléments de réponse sont encore trop fragmentaires. Dans la région de Poya la roche ultramafique la plus basse dans les massifs (Boulinda et Mé Maoya) serait, au-dessus de la semelle serpentiniteuse, de la dunité [CARROUE et ESPIRAT, 1967]. Nous verrons qu'il n'en est pas de même dans le massif du Sud, le seul dont la cartographie soit suffisamment avancée. On voit donc la nécessité d'achever ou d'affiner la cartographie des massifs de la côte ouest, afin d'en préciser la structure et de pouvoir la comparer à celle du massif du Sud. Cette comparaison devrait être un élément important pour tester ou préciser le mode de mise en place que nous suggérerons à la fin de cette étude.

Des serpentines feuilletées forment à leur base une « semelle » continue, dont la puissance atteint souvent plusieurs centaines de mètres. Contrairement au massif du Sud qui possède également une semelle serpentiniteuse, 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 important dont il faudra tenir compte dans les hypothèses génétiques.

Un litage est généralement visible dans la partie non serpentinitisée 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 le massif de Tiebaghi (fig. 1), le rubanement est oblique, voire 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 à 1/100 000 de la Nouvelle-Calédonie et le mémoire de ROUTHIER 1953, p. 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 S.S.W.-N.N.E et NW-SE, 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 et mylonitisé, comme par exemple sur les bordures sud-ouest du massif du Kaala [ROUTHIER, 1953, p. 182] et du massif du Boulinda. Les anomalies gravimétriques positives mises en évidence par Y. GRENN [1953] sous certains des massifs du Nord de l'île peuvent s'expliquer, au moins en partie, de cette manière.

### III. - LE GRAND MASSIF PÉRIDOTITIQUE 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) d'environ 2 000 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

Le massif 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 S.S.W (fig. 3). Dans ces formations aucune néogénèse 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 serpentiniteuse continue, d'une centaine de mètres de puissance, localement cimentée par de la silice. Cette silice nous semble provenir de l'altération supergène des péridotites et se trouve localisée par la barrière de perméabilité

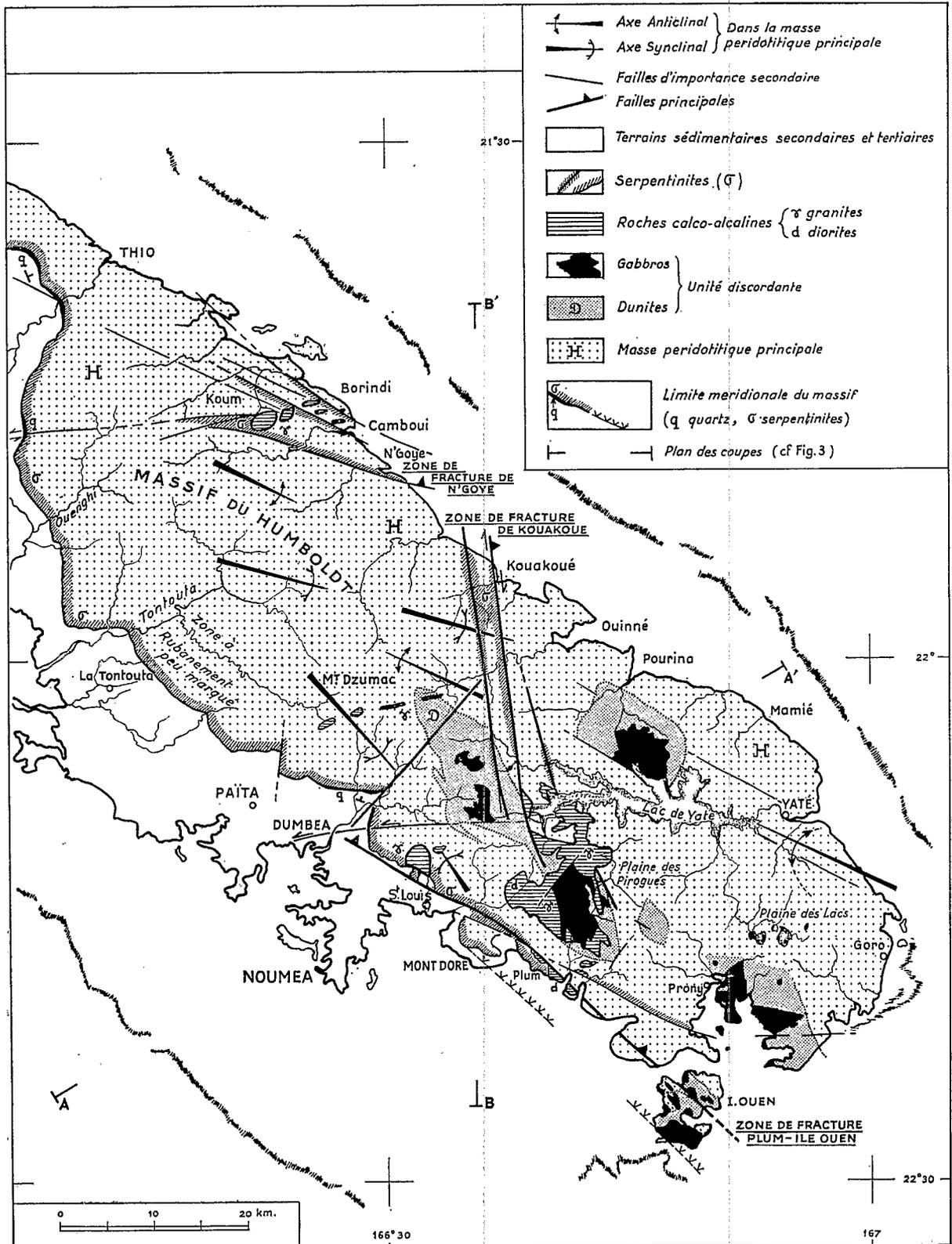


Fig. 2. — Schéma géologique du Massif du Sud.

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 N.NE sous un angle faible, compris, dans le secteur s'étendant de Saint-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. Ic) 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 du Sud, 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 Saint-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 N.NE 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'accroît 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 princi-

pale et passant transitionnellement dans leur partie supérieure à des gabbros noritiques. De plus, des roches calco-alkalines, 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 Fo88 et Fo92. L'orthopyroxène est représenté par des cristaux automorphes d'enstatite ( $En\ 88 \pm 5$ ) qui renferment, dans leurs plans de clivage, des granules de magnétite et de sulfures métalliques ; de fines exsolutions de clinopyroxène sont disposées selon les plans 100. La spinelle chromifère est particulièrement riche en chrome (57 %  $Cr_2O_3$ ) et pauvre en alumine (14 %  $Al_2O_3$ ) ; il forme des cristaux xénomorphes, squelettiques dans les méats intercrystallins (photo n° 11), de fines pellicules intracrystallines (photo n° 13) et des particules disséminées à l'intérieur du péridot et du pyroxène.

Ces minéraux sont généralement fracturés ; les cristaux d'enstatite, en particulier, montrent fréquemment des traces de torsion et d'étirement (photo n° 12).

L'orthopyroxène et le péridot entrent dans la composition des harzburgites (\*) qui représentent, à elles 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. Étant donné d'une part la composition modale des harzburgites, d'autre part, la fréquence et l'épaisseur relative des pyroxénolites rapportées à celles des niveaux dunitiques, il est possible de préciser que dans cette masse le péridot est environ quatre fois plus abondant que l'orthopyroxène.

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'enstatite) puis épaisse série harzburgitique (25 à 30 % d'enstatite) 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.

\* 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.

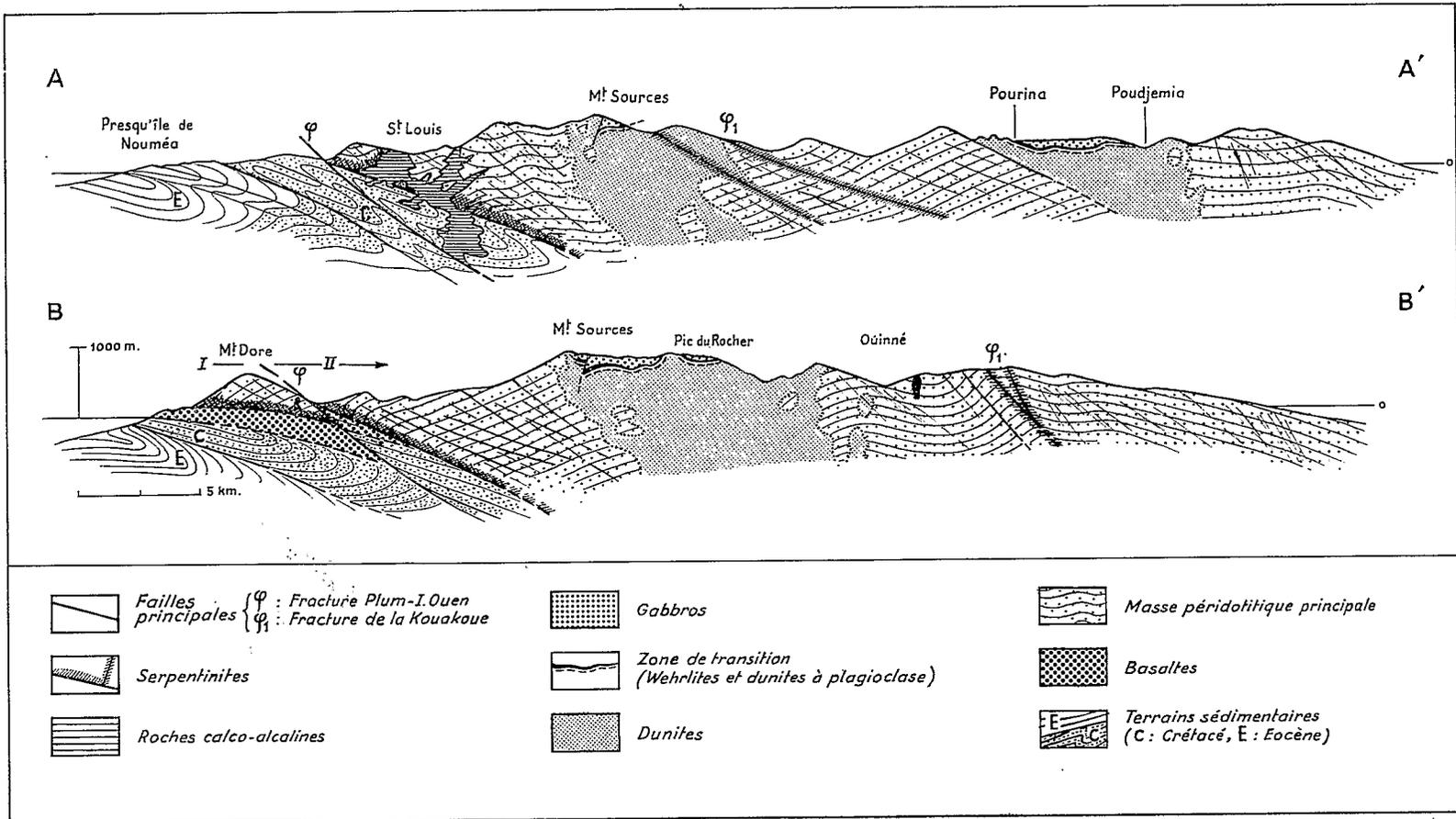


Fig. 3. — Coupes transversales dans le Massif du Sud.

N° d'analyse	1	2	3	4	5	6	A	B	C
SiO <sub>2</sub> . . . . .	41,10	39,10	35,60	36,50	54,64	56	40,30	42,80	43,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,10	0,59	0	0,09	2,52	2,05	0,30	0,23	1,80
FeO . . . . .	5,55	5,18	4,95	4,02	6,76	2	1,78	6,45	6,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,70	2,95	2,75	3,56	2,10	2,94	5,54	0,99	2,70
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	1,80
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,09	0	0,09	0,04	0,18	0,03	0,08	0,07	0,21
K <sub>2</sub> O . . . . .	0	0	0	0,27	0,15	0,03	0,06	0,01	0,01
TiO <sub>2</sub> . . . . .	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,27	0,45	0,20	0,35	—	0,60	0,14	—	0,33
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	4,7	8,5	9,30	8,83	0,58	0,05	13,46	0,24	—

TABLEAU I

Composition chimique des roches formant la masse péridotitique principale (n° 1-6); comparaison avec les harzburgites d'autres régions 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 pyroxénolitique (enstatite) 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].

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 vers 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 aluminium et calcium (tableau I, analyses n° 1 à 6). L'aluminium et le calcium ne sont associés que sous la forme des inclusions de clinopyroxène contenues dans l'enstatite. Seuls les niveaux pyroxénolitiques renferment donc ces éléments en de notables proportions (tableau I, analyses n° 5 et 6).

La déficience en aluminium et 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 aluminium et calcium (tableau I, analyse C) beaucoup plus élevées [respectivement 1,7 et 2 % selon VILMINOT, 1965, p. 111]. Par contre, lorsqu'un bain de composition pyroxénolitique donne naissance, par fusion différentielle, à des basaltes et à des péridotites, celles-ci sont, par suite de la concentration de l'aluminium, 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 déversement vers le SW. Ce déversement est d'ailleurs plus particulièrement accusé à proximité du front méridional du massif (fig. 3). La cartographie du bassin-versant de la Dumbéa [GUILLON, 1969, 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 produits des rebroussements et un rabottage basal des structures, de façon analogue aux tronçatures 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 sur place 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 basalitique 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, p. 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 dissocierons, peuvent être alors envisagés :

— *L'épanchement magmatique.* L'un de nous [ROUTHIER, 1951, 1953, p. 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 SW entraînant le déversement des plis ainsi que la tronçature 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 structures 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

\* Aronson, du CALTECH, a échantillonné dans le massif du Sud pour effectuer des datations. Nous ne connaissons pas les résultats obtenus, qui ne semblent pas avoir été publiés.

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, COGULU [1967] a indiqué que les péridotites de la région de Mihallicik (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 [ÖZKÖÇAK, 1969], de même que ceux de l'arc mélanésien : Nouvelle-Guinée, îles Salomon 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 chronologique supplémentaire pour mieux comprendre la suite des phénomènes ayant abouti 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 Quinné 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 × 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 essentiellement 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 à admettre la probabilité de plusieurs étapes dans la formation des roches ultramafiques néo-calédoniennes.

### a) Minéralogie des dunites :

Les corps dunitiques (cf. tableau II, analyses n° 7 et 8) sont constitués dans leur ensemble d'un péridot forstéritique, dont la composition ( $Fo\ 90 \pm 3$ ) est très voisine de celle du péridot 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 péridot. Quelques particularités minéralogiques peuvent être relevées qui permettent une première distinction entre ces dunites et celles de la masse principale :

— les cristaux de péridot 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 péridotitique. 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 dunites et les gabbros. Il est, en outre, plus riche en vanadium que le spinelle chromifère présent dans la grande masse ultramafique (respectivement 1 000 et 500-600 µg/g).

Cependant, la proportion du spinelle est plus élevée dans les dunites 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 dunites : nous pouvons faire à ce propos plusieurs constatations :

\* Fait mentionné également par MOORES [1969, p. 14] à propos des corps dunitiques du Vourinos.

— 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° [GUILLON, 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 également très 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 dunites 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.

Dans la masse des dunites 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 dunites.

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 péridot 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 mégaplissement de la masse principale. Si le liquide résiduel n'est plus en équilibre qu'avec le péridot et le spinelle, il peut, dès lors, réagir sur, voire même résorber l'enstatite. 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 dunites.

\* Voir à ce sujet THAYER [1967, p. 225].

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, 1969 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 péridotites « 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 km<sup>2</sup>. 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) signalées par ROUTHIER [1953] et qui permettent d'expliquer la séparation des massifs péridotitiques du sillon occidental. Elle représente vraisemblablement une phase tardive.

\* 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 Combou-N'Goye ne sont en fait que des zones serpentineuses jalonnant le tracé de grandes fractures (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 de Nickel.

N° d'analyse	DUNITES		FACIÈS DE TRANSITION					GABBROS		D	E
	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
SiO <sub>2</sub> . . . . .	35,50	35,60	37,60	39,50	39	39,40	51,30	45,60	44,60	50,50	48,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0	1,03	1,50	3,80	2,10	2,35	3,98	17,60	23,10	14,10	16,70
FeO . . . . .	6,21	0,47	4,99	6,64	3,70	4,49	2,30	2,85	3,85	3,45	3,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	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	11,10
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 <sub>2</sub> O . . . . .	0,12	0,13	0,10	0,12	0,15	0,04	0,12	0,54	0,50	0,82	0,66
K <sub>2</sub> O . . . . .	0	0,03	0,23	0,03	0	0,23	0,03	0,19	0	0,03	0,02
TiO <sub>2</sub> . . . . .	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,40	0,29	0,20	0,55	0,65	0	0,55	0,50	0,75	0,07	—
H <sub>2</sub> O + . . . . .	7,80	13,87	7,08	2,90	9,55	9,53	2,84	2,04	0,55	2,57	0,45

TABLEAU II

Composition chimique des roches formant l'unité discordante dunito-gabbroïque.

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 : pyroxénolite (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].

Les gabbros (tableau II, analyses 14 et 15) sont des roches équigranulaires, souvent grossièrement grenues (photos n° 15 et 16) et constituées d'un plagioclase calcique (An 75-90), de clinopyroxène, d'un orthopyroxène (En 55-65) 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 un diopside chromifère de composition relativement constante ; il est caractérisé par de fortes teneurs en silice (de l'ordre de 53 %) et par des teneurs faibles en alumine, comprises entre 3 et 3,8 %. Le clinopyroxène est ouralitisé et 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 dunites aux gabbros.

**d) Le passage des dunites 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 périclote 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 la Montagne des Sources et dans la baie de Prony. Il se présente alors en cristaux automorphes, de 1 à 3 cm de longueur, englobant pœcilitiquement des îlots allongés de périclote (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 prehnitisé, puis du clinopyroxène : tous deux se présentent en cristaux xénomorphes moulés dans les espaces inter-cristallins du périclote (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 II, analyse n° 13). On note ensuite la disparition du périclote 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 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 périclote (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 II, 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 périclote.* Ce minéral, de composition forstérite dans des dunites, 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 périclote. Il présente des teneurs croissantes en fer ainsi qu'en alumine [GUILLON 1970] et sa composition évolue, depuis les dunites 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 périclote : il nous permet donc de suivre les variations du rapport Fe/Mg dans la zone de transition. Les grands cristaux pœcilitiques d'orthopyroxène (voir plus haut) ont la composition d'une enstatite  $(En 85 \pm 2)$ . 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 dunites 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 [TOMKIEFF 1945, WADSWORTH 1961]. Mais les ensembles dunito-gabbroïques du massif du Sud en diffèrent fondamentalement par leur dominante périclotitique.

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 posté-

rière 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 (Saint-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 Comboui-N'Goye). A Saint-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 dunités de l'unité discordante d'une part, entre ces dunités 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 aux phénomènes de différenciation mis en évidence dans le massif.

Ces zones calco-alcalines 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 n° 16-19, tableau III et fig. 5-6). Ceux de Saint-Louis sont formés d'une granodiorite à biotite et hornblende (analyses n° 20-23, tableau III 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 III) et une zone plus interne de diorites quartziques à hornblende (analyses n° 25-26, tableau III) ceinturent le granite (analyses n° 27-28, tableau III et fig. 5-6) qui est souvent particulièrement pauvre en minéraux ferromagnésiens.

N° d'analyse	I ZONE GRANITIQUE DE KOUM				II ZONE GRANITIQUE DE SAINT-LOUIS				III ENSEMBLE DE LA HAUTE VALLÉE DES PIROGUES				
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO <sub>2</sub> . . . . .	69,10	66,80	71,90	67,10	67,40	68,50	64,40	64,50	48,30	49,20	66,50	69,80	76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	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 <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	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 <sub>2</sub> 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 <sub>2</sub> 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 <sub>2</sub> . . . . .	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 <sub>2</sub> 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 III

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 Saint-Louis.

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

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, 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 rejeu récent car elles affectent les niveaux de cuirasse\* ; 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. chapitre 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-alkalines 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. — ÉVOLUTION 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 (Mont 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 N.NE sous un angle très faible (cf. Chap. III, A). 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 S.SW. 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).

À l'île Ouen la cartographie révèle que le contact entre la masse principale et les dunités de l'unité discordante a été plissé ; ainsi peut s'expliquer la forme très découpée de la zone dunitique (fig. 4a). En outre, la zone de transition entre les dunités 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. 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, p. 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 ferromagnésiens, en particulier de la hornblende. Ainsi, des cristaux néogènes 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-alkalines, 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-alkalines 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 cristaux de hornblende et les fibres

\* cf. J.-J. TRESCASES [1969, p. 53] et J.-H. GUILLON, J.-J. TRESCASES : Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000 ; feuille de Saint-Louis (maquette en cours d'établissement).

\* Matériaux des haches de chef.

\*\* ARNOULD et AVIAS [1955] ont signalé la présence de « mica-schistes » à l'île Ouen. Il s'agit, en fait, très probablement d'ortho-gneiss de roches calco-alkalines.

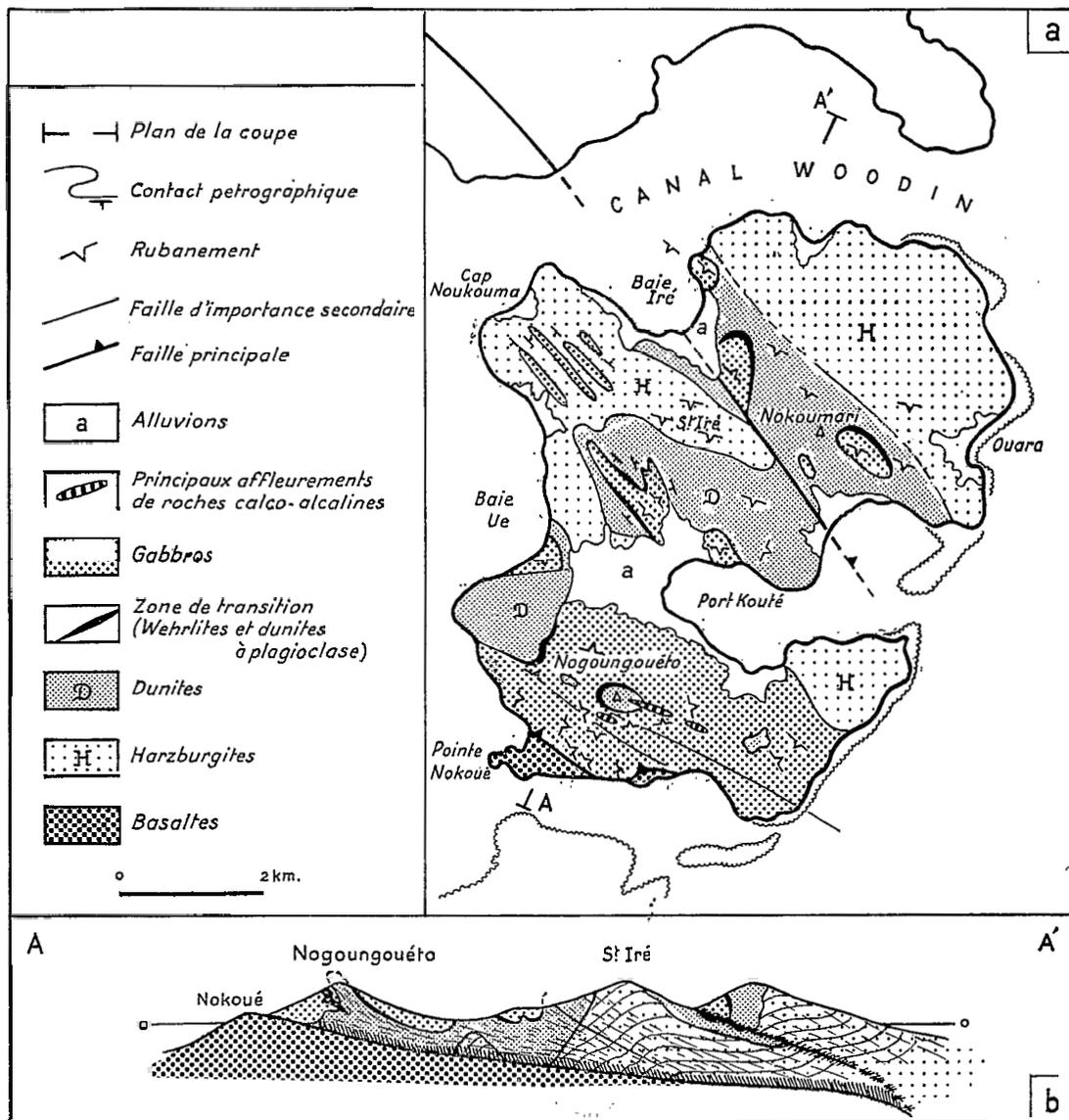
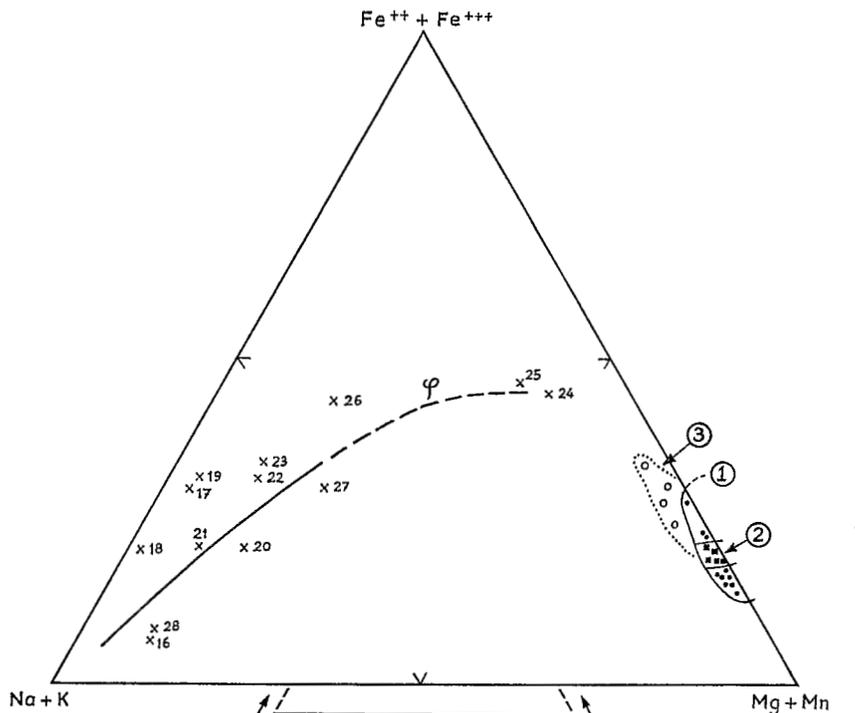


Fig. 4. — Schéma géologique de l'île Oueni.

de trémolite, formés aux dépens de ce minéral, sont redistribués et soulignent une schistosité (photo n° 22). Le quartz recrystallise 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. chapitre II), semble bien pouvoir s'expliquer dans le schéma d'évolution proposé plus loin.

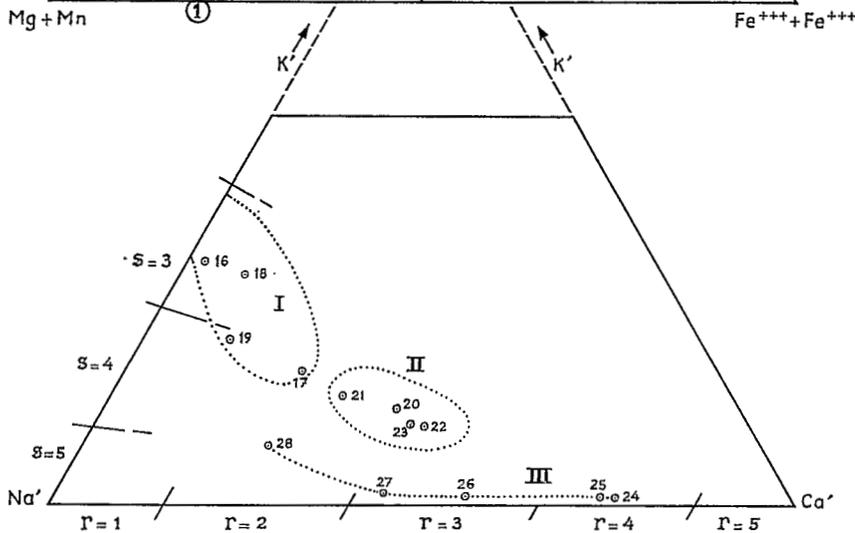
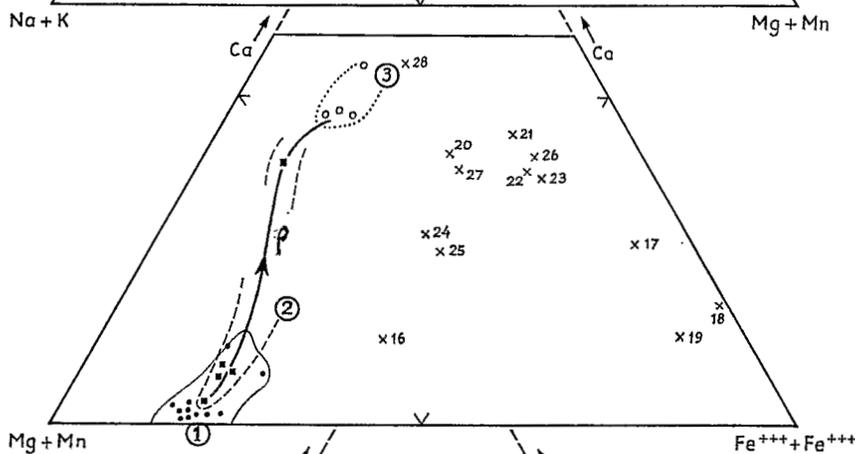


- Roches ultrabasiqnes (N° 1-8 - An. A et B)
- Faciès de transition entre dunites et gabbros (N° 9-13)
- Gabbros (N° 14-15 - An. D et E)
- × Roches calco-alcalines (N° 17-29)

Secteur ① : domaine des roches ultrabasiqnes comprenant le secteur ② dans lequel se regroupent 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 ultrabasiqnes et basiqnes de l'Unité discordante.

φ : Evolution des roches calco-alcalines.



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

sont des paramètres de la classification CIPW-Lacroix.

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

Fig. 5. — Répartition dans les diagrammes ternaires AFM et CFM des roches représentatives du Massif du Sud (tableaux d'analyses 1-3).

Fig. 6. — Répartition des roches acides du Massif du Sud (t. 3, n° 16-28) en fonction des quantités relatives en calcium, sodium et potassium feldspathisables.

### IV. - SCHÉMA DE L'ÉVOLUTION MAGMATO-TECTONIQUE DES MASSIFS PÉRIDOTITIQUES NÉO-CALÉDONIENS

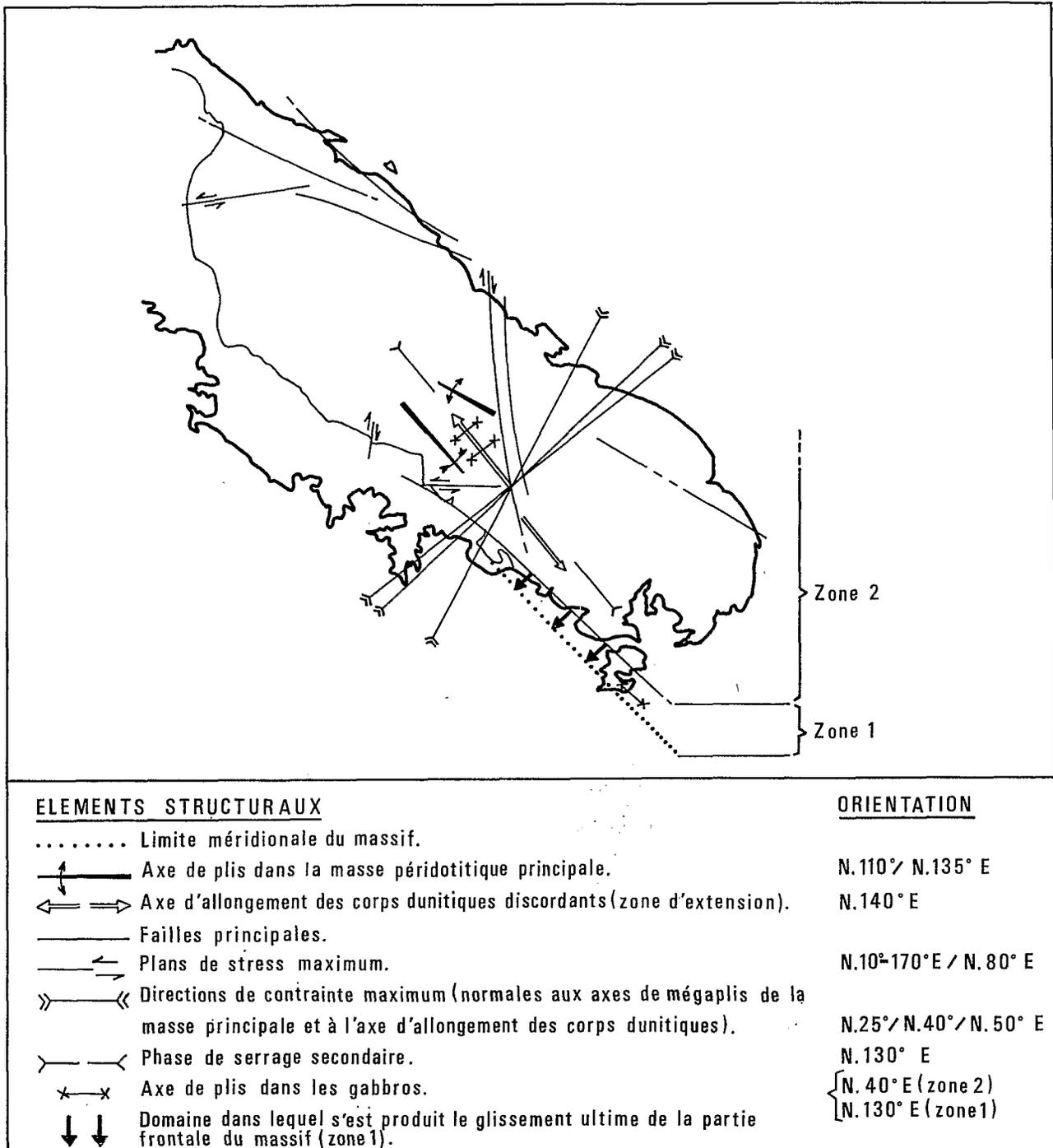


Fig. 7. — Schéma structural du Massif du Sud.

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 des 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. IIIc) ; 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, en venant de l'Est. 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 déformées dans leur intimité et aient conservé des contacts aussi tranquilles avec la masse principale.

Si, alors on admet que les ensembles de dunités et gabbros se sont individualisés à peu près dans leur position actuelle, la relation de ces ensembles, avec les grandes fractures pourrait sans doute s'expliquer. Voyons comment, en appliquant les principes les plus simples de la fracturation des masses rocheuses.

La masse principale, même encore incomplètement cristallisée, 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 existent bien 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). Une détente momentanée (ou locale ?) de ces contraintes entraînerait la formation de zones « de relâchement » orientées NW-SE, dans lesquelles les dunités se mettent en place ; ainsi pourrait s'expliquer l'allongement des grands corps dunitiques. Le jeu cisailant se prolongeant au-delà de ce stade, on comprend que, dans le panneau situé à l'Est des fractures de Kouakoué, dunités 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 et l'unité discordante.

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 encore une certaine part de mobilité « magmatique » (cristaux lubrifiés par un fluide interstitiel ?)

**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 du massif du Sud ou est-ce le produit de la fusion de la croûte sialique située sous 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 détendent 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 SW. 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 tout cas certainement par l'érosion, aurait donné naissance au chapelet de massifs de la côte ouest.

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

Dans cette hypothèse, seule la mise en place des massifs péridotitiques *du sillon occidental* (fig. 1) serait un phénomène essentiellement mécanique et on s'expliquerait alors que leur semelle serpentineuse soit particulièrement puissante.

Pour les raisons indiquées plus haut, il ne nous semble pas que l'on puisse étendre cette conception purement « mécaniste » 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 et océanogéologiques approfondies, où nous regretterions que la France n'occupe pas une place de choix.

La région océanique située immédiatement à l'Est du massif du Sud est digne d'une attention particulière. En effet, sur la côte est, de fortes anomalies gravimétriques (170 milligals) pourraient s'expliquer par une épaisseur d'environ 8 km du feuillet péridotique [DUBOIS *et al.*, inédit] dont il faudrait donc bien chercher la « patrie » du côté oriental.

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 la Nouvelle-Guinée où se situent les séismes les plus actifs [DENHAM, 1969]. Or, nous savons qu'en Nouvelle-Guinée aussi les grands massifs ultra-

mafiques 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 « mésogéenne », 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 île 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 du Troodos [GASS, 1967]. Bien que la structure de ce massif et l'âge de cristallisation d'une partie 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 croûte océanique sur les bordures des plaques continentales*. Transposé dans les concepts actuels, l'ancien schéma de l'auteur senior [ROUTHIER, 1953, p. 211-216] trouve ainsi un certain 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).

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

**1) Références générales : histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie.**

- ARNOULD A. (1958). — Etude géologique de la partie nord-est de la Nouvelle-Calédonie. Thèse Fac. Sci. Paris, 450 p. ronéotypées.
- AVIAS J. (1953). — Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique de la Nouvelle-Calédonie centrale. Thèse Fac. Sci. Nancy. *Sci. Terre, Fr.*, 1, n° 1-2, 16 + 276 p., 114 fig., 32 pl. h. t., 7 dpl. h. t.
- AVIAS J. (1954). — Note sur le Lias néo-calédonien et la paléogéographie du Lias dans la région indo-pacifique. *19° Congr. géol. int.*, Alger 1952, Sect. 13, fasc. 13, p. 89-91, 1 fig.
- AVIAS J. (1956). — Subdivisions et corrélations des terrains crétacés de la Nouvelle-Calédonie. *20° Congr. géol. int.*, Mexico 1956. Symp. 4 « Symp. del Cretacio », p. 325-326.
- 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. Sci., Fr.*, 246, n° 1, p. 136-137.
- AVIAS J. (1961). — On the importance of submarine volcanic formations intercalated in the folded formations of the great orogens (abstract). *Proc. 9th Pacif. Sci. Congr.*, Bangkok 1957, vol. 12 « Geology and Geophysics », p. 166.
- CARROUÉ J.-P., GONORD H. (1970). — Sur un trait structural majeur de la Nouvelle-Calédonie.
- COLEMAN R. G. (1967). — Glaucofane schists from California and New Caledonia. *Tectonophysics, Pays-Bas*, 4, n° 4-6, p. 479-498, 7 fig.
- COUDRAY J., GONORD H. (1966). — Précisions 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, p. 89-91, 1 fig.
- CRENN Y. (1953). — Anomalies gravimétriques et magnétiques liées aux roches basiques de Nouvelle-Calédonie. *Ann. Géophys., Fr.*, 9, n° 4, p. 291-299.
- ESPIRAT J. J. (1963). — Etude géologique des régions de la Nouvelle-Calédonie septentrionale (extrémité nord et versant est). Thèse Doct. Sci. nat. Univ. Clermont, 1 vol., 217 p., 27 pl. h. t., 2 cartes coul. dpl. h. t.
- FROMAGER D., GONORD H., GUILLON J. H. (1967). — Sur l'enracinement de certaines structures dans la région sud-ouest du bassin de Nouméa (Nouvelle-Calédonie). *C.R. Soc. géol. Fr.*, 1967, p. 242-244, 2 fig.
- GARNIER J. (1867). — Essai sur la géologie et les ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Mines, Fr.*, (6), 12, p. 1-92.
- GONORD H. (1968). — Remarques sur les séries métamorphiques de la Nouvelle-Calédonie centrale ; conséquences structurales et paléogéographiques. *C.R. Soc. géol. Fr.*, 1968, p. 335-337, 1 fig.
- GONORD H., TRESCASES J. J. (1970). — Observations nouvelles sur la formation post-miocène de Mueo (côte ouest de la Nouvelle-Calédonie). Conséquences paléogéographiques et structurales. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 270, n° 4, p. 584-587, 1 fig.
- GREKOFF N., GUBLER Y. (1951). — Données complémentaires sur les terrains tertiaires de la Nouvelle-Calédonie. *Rev. Inst. fr. Pét.*, 6, n° 8, p. 283-293, 2 fig., 4 pl. h. t., 1 dpl. h. t.
- GUBLER Y., POMEYROL R. (1948). — Existence du Néogène marin en Nouvelle-Calédonie. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 226, p. 1292-1293.
- LILLIE A. R. (1970). — The structural geology of lawsonite and glaucophane schists of the Ouegoa district, New-Caledonia. *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 13, n° 1, p. 72-116, 25 fig., 3 dpl. h. t.
- LILLIE A. R., BROTHERS R. N. (1970). — The geology of New-Caledonia. *N.Z. J. Geol. Geophys.*, 13, n° 1, p. 145-183, 2 fig., 1 carte dpl. h. t.
- NOESMOEN A. (1968). — Rapport sur le charbon du bassin de Moindou. Bur. Min. Rapp. multigraph.
- ORLOFF O., GONORD H. (1968). — Note préliminaire sur un nouveau complexe sédimentaire continental situé sur les massifs du Goa N'Doro et de Kadjitra (régions côtières à l'Est de la Nouvelle-Calédonie), définition de la formation et conséquences de cette découverte sur l'âge des fractures majeures récemment mises en évidence dans les mêmes régions. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 267, n° 1, p. 5-8, 1 fig.
- PIROUTET M. (1917). — Etude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie. Thèse Doct. Sci. nat. Fac. Sci. Paris. Mâcon, Impr. Protat, 1 vol., 313 p., 53 fig., 1 dpl. h. t., 1 carte coul. dpl. h. t.
- POMEYROL R. (1954). — Permanence paléogéographique et faunique de la côte ouest de la Nouvelle-Calédonie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 4, p. 773-777, 1 fig.
- 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. Fr.*, (nouv. sér.), n° 67, 271 p., 26 fig., 23 pl. h. t., 1 pl. coul. h. t., 1 dpl. h. t.

- TISSOT B. T., NOESMOEN A. (1958). — Les bassins de Nouméa et de Bourail (Nouvelle-Calédonie). *Rev. Inst. fr. Pét.*, **13**, n° 5, p. 739-759, 2 fig., 1 dpl. h. t.
- Cartes géologiques.*
- Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/100 000. Feuilles n° 1 à 5 et 10, O. R. S. T. O. M., Paris (1953-1962). Cette série demeure incomplète.
- Carte géologique de la Nouvelle-Calédonie à 1/50 000. Feuilles 1-38. Service de la Carte géologique de France (22 feuilles parues ou en cours d'édition).
- 2) Massifs ultramafiques.**
- ARNOULD A., AVIAS J. (1955). — Yate, Prony, île des Pins. Carte géologique de Nouvelle-Calédonie à 1/100 000. Feuille n° 10. Notice explicative, 29 p. Paris, O. R. S. T. O. M.
- ARNOULD A., GOUPILLAUD R., ROUTHIER P. (1948). — Découverte de pegmatite à tourmaline en Nouvelle-Calédonie. *C. R. Soc. géol. Fr.*, 1948, p. 359-361.
- AVIAS J. (1955). — Relations minéralogiques et géochimiques entre les serpentines et péridotites de Nouvelle-Calédonie, leurs inclusions, leurs enclaves, les roches encaissantes. *Colloq. int. C. N. R. S.*, **68**, « Les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques, Nancy 4-5 sept. 1955 », p. 213-237, 12 fig.
- 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 de ces massifs. *20<sup>e</sup> Congr. géol. int.*, Mexico 1956. Secc. 8, p. 130-131.
- AVIAS J. (1956) b. — Des phénomènes de chloritisation, de serpentinitisation et de feldspathisation en Nouvelle-Calédonie. *C. R. Soc. géol. Fr.*, 1956, p. 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. géol. Fr.*, (7), **6**, p. 433-436, 1 fig.
- AVIAS J. (1967). — Overthrust structure of the main ultrabasic New-Caledonian massifs. *Tectonophysics, Pays-Bas*, **4**, n° 4-6, p. 531-541, 1 fig., 1 pl.
- BARTRUM J. A., TURNER F. J. (1928). — Pillow-lavas, peridotites and associated rocks of the Northernmost New-Zealand. *Trans. Proc. N. Z. Inst.*, **59**, p. 98-138, 2 fig., 5 pl. h. t.
- BELOSTOCKIJ I. I., KOLBANCEV C. V. (1970). — The problem of ophiolites of the Dinarids. *Int. Geol. Rev.*, U. S. A., **12**, n° 4, p. 358-369, 6 fig.
- CAMERON E. N., DESBOROUGH G. A. (1964). — Origin of certain magnetite-bearing pegmatites in the Eastern part of the Bushveld complex, South-Africa. *Econ. Geol.*, U. S. A., **59**, n° 2, p. 197-225, 23 fig.
- CARROUÉ J. P., ESPIRAT J. J. (1967). — Carte géologique au 1/50 000. Poya-Plaine des Gaïacs, et notice explicative. B. R. G. M., Fr.
- COGULU E., KRAUMMENACHER D. (1967). — Problèmes géochronométriques dans la partie NW de l'Anatolie centrale (Turquie). *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.*, **47**, n° 2, p. 825-831.
- COLEMAN P. J. (1966). — The Solomon islands as an island arc. *Nature, G. B.*, **211**, n° 5055, p. 1249-1251, 2 fig.
- DAVIES H. L. (1968). — Papuan ultramafic belt. *23rd Int. geol. Congr.*, Prague 1968. Proc. Sect. 1 « Upper Mantle », p. 209-220, 3 fig.
- DENEUFBOURG G. (1969). — Observations sur la géologie du massif des péridotites du Sud de la Nouvelle-Calédonie. *Bull. B. R. G. M., Fr.*, Sect. 4, n° 1, p. 27-55, 1 fig., 4 pl., 1 carte dpl. h. t.
- DENHAM D. (1969). — Distribution of earthquakes in the New-Guinea-Solomon islands region. *J. geophys. Res.*, U. S. A., **74**, n° 17, p. 4290-4299, 8 fig.
- DOW D. B., DEKKER F. E. (1964). — The geology of the Bismarck mountains, New Guinea. *Commonw. Aust., Bur. miner. Resour. Geol. Geophys., Rep.* n° 76, 45 p., 3 fig., 8 pl. h. t., 2 cartes dpl. h. t.
- DUCLOZ C., VUAGNAT M. (1962). — A propos de l'âge des serpentinites de Cuba. *Arch. Sci., Suisse*, **15**, n° 2, p. 309-332, 6 fig.
- FLINT D. E., ALBEAR J. F. de, GUILD P. W. (1948). — Geology and chromite deposits of the Camagüey district, Camagüey province, Cuba. *U. S. geol. Surv., Bull.*, n° 954-B, p. 39-63, 3 fig., 2 cartes coul. dpl. h. t.
- GASS I. G. (1967). — The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus. In « Ultramafic and related rocks », New York, J. Willey and Sons, p. 121-134, 5 fig.
- GLASSER E. (1904). — Rapport à M. le Ministre des Colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. *An. Mines, Fr.*, (10), **5**, p. 503-620, 623-693.
- GREEN D. H. (1961). — Ultramafic breccias from the Musa valley, Eastern Papua. *Geol. Mag., G. B.*, **98**, n° 1, p. 1-26, 4 fig., 2 pl. h. t., 1 dpl. h. t.
- GUILLON J. H. (1969). — Données nouvelles sur la composition et la structure du grand massif péridotitique du Sud de la Nouvelle-Calédonie. *Cah. O. R. S. T. O. M., Fr.*, Sér. Géol., **1**, n° 1, p. 7-25, 9 fig.
- GUILLON J. H. (1970). — Les paramètres de variations géochimiques du spinelle chromifère dans les roches ultramafiques de Nouvelle-Calédonie. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **271**, n° 8, p. 700-703.

- HARRIS P. G., REAY A., WHITE I. G. (1967). — Chemical composition of the Upper Mantle. *J. geophys. Res., U. S. A.*, **72**, n° 24, p. 6359-6369, 4 fig.
- IRVINE T. N. (1959). — The ultramafic complex and related rocks of Duke island, Southeastern Alaska. Thesis, Calif. Inst. Technol., 320 p.
- IRVINE T. N. (1967). — The Duke island ultramafic complex, Southeastern Alaska. In « Ultramafic and related rocks », New York, J. Willey and Sons, p. 84-97, 8 fig.
- KARAMATA S. (1968). — Zonality in contact metamorphic rocks around the ultramafic mass of Brezovica (Serbia, Yugoslavia). *23rd Int. geol. Congr., Prague 1968. Proc. Sect. 1 « Upper Mantle »*, p. 197-207, 2 fig.
- KAWANO Y., UEDA Y. (1967). — Periods of the igneous activities of the granitic rocks in Japan by K. A. dating method. *Tectonophysics, Pays-Bas*, **4**, n° 4-6, p. 523-530, 2 fig.
- LACROIX A. (1942). — Les péridotites de la Nouvelle-Calédonie, leurs serpentines et leurs gites de nickel et de cobalt. Les gabbros qui les accompagnent. *Acad. Sci. Inst. Fr., Mém.*, **66**, 143 p., 7 fig., 13 pl. h. t.
- MOORES E. M. (1969). — Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. *Geol. Soc. Am., spec. Pap.*, n° 118, 74 p., 17 fig., 6 pl., 2 dpl. h. t., 1 dpl. coul. h. t.
- MOSKALEVA S. V. (1966). — Chemistry of metasomatic conversions in Uralian dunite-pyroxenite-gabbro formation. *Int. Geol. Rev., U. S. A.*, **8**, n° 11, p. 1347-1361, 8 fig.
- OBELLIANE J.-M. (1961). — Contribution à la connaissance géologique de l'archipel des Nouvelles-Hébrides (îles Vaté, Pentecôte, Maévo, Santo). *Sci. Terre, Fr.*, **6** (1958), n° 3-4, p. 139-368, 40 fig., 17 pl. h. t., 4 cartes dpl. h. t.
- ÖZKOCOK O. (1969). — Etude géologique du massif ultrabasique d'Orhaneli et de sa proche bordure. Thèse Univ. Paris, Lab. Géol. appliquée (inédié).
- PIROUTET M. (1917). — Etude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie. Thèse Doct. Sci. nat. Fac. Sci. Paris. Mâcon, Impr. Protat, 1 vol., 313 p., 53 fig., 1 dpl. h. t., 1 carte coul. dpl. h. t.
- ROE G., de (1964). — Rubidium-strontium analyses of ultramafic rocks and the origin of peridotites. *Mass. Inst. Technol., 12th annu. Progr. Rep., dec.*, p. 159-190.
- ROEVER W. P., de (1957). — Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? *Geol. Rundsch., Dtsch.*, **46**, n° 1, p. 137-146.
- ROSSMAN D. L., FERNANDEZ N. S., FONTANOS C. A., ZEPEDA Z. C. (1959). — Chromite deposits on insular chromite reservation number one, Zambales, Philippines. *Bur. Mines, spec. Proj. Ser., Publ., Philippines*, n° 19, 12 p., 3 dpl. h. t., 3 cartes dpl. h. t.
- ROUTHIER P. (1951). — Sur les péridotites de la Nouvelle-Calédonie. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **233**, p. 1204-1207.
- 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. Fr.*, (nouv. sér.), n° 67, 271 p., 26 fig., 23 pl. h. t., 1 pl. coul. h. t.
- RUCKMICK J. C., NOBBLE J. A. (1959). — Origin of the ultramafic complex at Union Bay, Southeastern Alaska. *Bull. geol. Soc. Am.*, **70**, n° 8, p. 981-1017, 5 fig., 2 pl. h. t., 1 dpl. coul. h. t., 1 carte coul. dpl. h. t.
- TARLING D. H. (1967). — Results of a paleomagnetic reconnaissance of the New-Hebrides and New-Caledonia. *Tectonophysics, Pays-Bas*, **4**, n° 1, p. 55-68, 5 fig.
- TAYLOR H. P. (1967). — The zoned ultramafic complexes of Southeastern Alaska. In « Ultramafic and related rocks », New York, J. Willey and Sons, p. 97-121, 6 fig.
- THAYER T. P. (1967). — Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. In « Ultramafic and related rocks », New York, J. Willey and Sons, p. 222-239, 5 fig.
- TOMKEIEFF S. I. (1945). — On the petrology of the ultrabasic and basic plutonic rocks of the isle of Rhum. *Miner. Mag., G. B.*, **27**, n° 191, p. 127-136, 3 fig., 1 pl. h. t.
- TRESCASES J. J. (1969). — Premières observations sur l'altération des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Pédologie. Géochimie. Géomorphologie. *Cah. O. R. S. T. O. M., Fr., Sér. Géol.*, **1**, n° 1, p. 27-57, 11 fig.
- VILMINOT J.-C. (1965). — Les enclaves de péridotite et de pyroxénolite à spinelle dans le basalte du Rocher du Lion (chaîne du Devès, Haute-Loire). *Bull. Soc. fr. Minér. Cristallogr.*, **88**, p. 109-118, 5 fig.
- VOROB'EVA O. A. (1961). — Nature magmatique de la ceinture platinifère dans la série de gabbro-péridotite de l'Oural (en rus.). *Izv. Akad. Nauk S. S. S. R., Ser. Geol.*, n° 7, p. 23-39, 4 fig.
- VUAGNAT M. (1968). — Quelques réflexions sur le complexe basique-ultrabasique de la zone d'Ivrés et les ultramafites alpinotypes. *Bull. suisse Minér. Pétrogr.*, **48**, n° 1, p. 157-164.
- WADSWORTH W. J. (1961). — The layered ultrabasic rocks of South-West Rhum, Inner Hebrides. *Philos. Trans. r. Soc. Lond.*, (B), **244**, n° 707, p. 21-64, 4 fig., 5 pl. h. t.
- WYLLIE P. J., editor (1967). — Ultramafic and related rocks. New York, J. Willey and Sons, 1 vol., 464 p.

**PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES**

## PLANCHE I

*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.

$\beta$  — basaltes paléogènes,

$\pi$  — plancher du massif,

$\sigma$  — semelle serpentineuse,

$\varphi$  — 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 pyroxénolitiques (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.

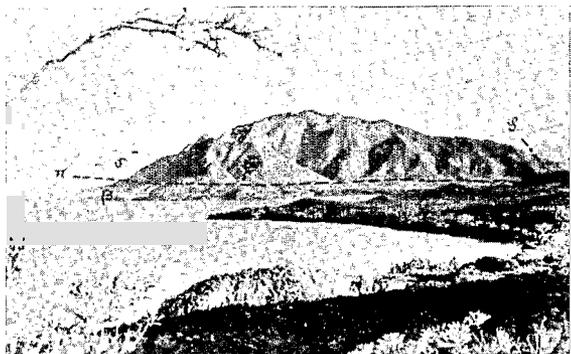
*Photo n° 5* : Lorsque les corps dunitiques sont de petite taille (ici quelques mètres de diamètre), le passage des harzburgites aux dunités discordantes s'opère assez brutalement. On remarque ici la discordance entre le contact et le rubanement des harzburgites (partie droite du cliché), la présence de quelques cristaux d'orthopyroxène disséminés dans la dunité 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 pyroxénolite intersectant le rubanement des harzburgites qui sont ici riches en orthopyroxène.

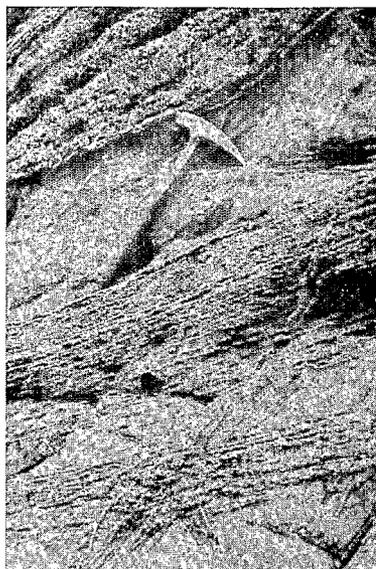
Barrage de Yaté.



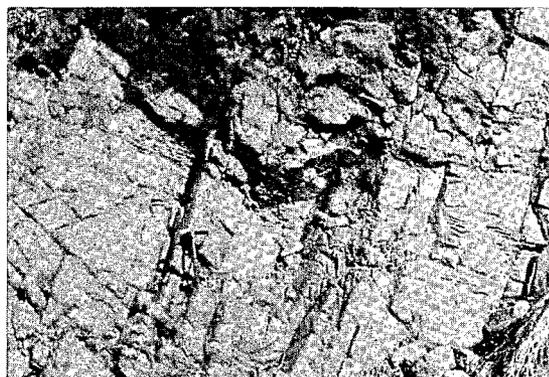
1



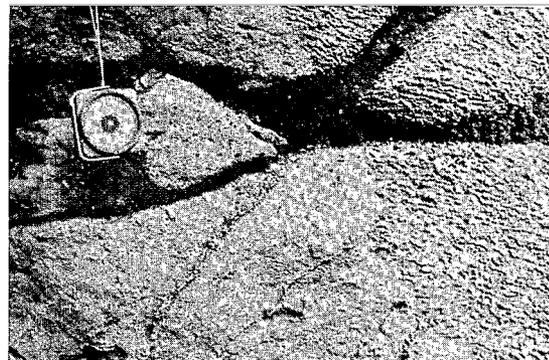
2



3



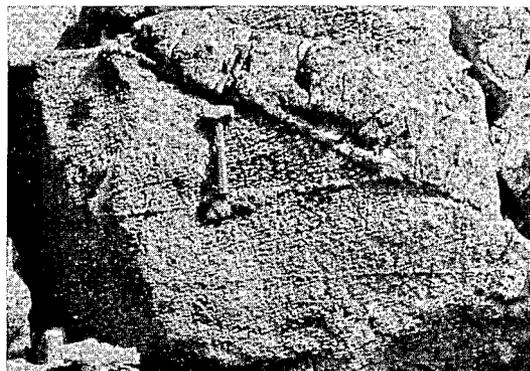
4



5



6



7

## PLANCHE II

*Photos n° 8-10* : Zone de transition des dunites aux gabbros.

— *Photo n° 8* : Alternance de lits dunitiques à plagioclase (roches claires) et de lits pyroxénolitiques à péridot et plagioclase.  
Plaine des Pirogues.

— *Photo n° 9* : Dunites à gros cristaux pœcilitiques 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 :  $\times 30$ .

— *Photo n° 11* : Masse péridotitique principale : cristaux squelettiques de spinelle chromifère.

— *Photo n° 12* : Masse péridotitique principale : torsion cristalline de l'enstatite se traduisant par une extinction onduleuse.

— *Photo n° 13* : 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).

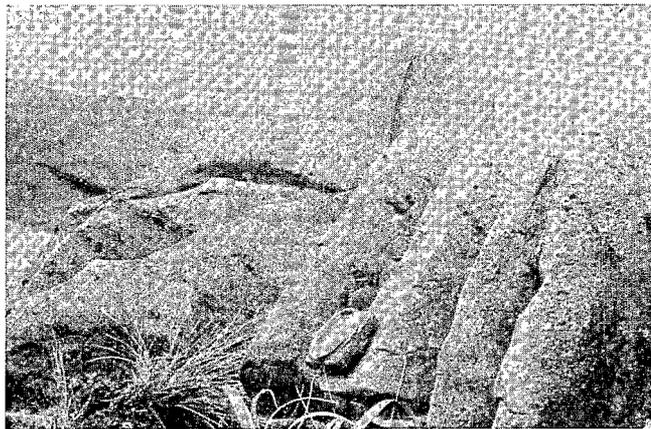
— *Photo n° 14* : Unité discordante (dunites) : grands cristaux de péridot et cristaux globuleux à tendance automorphe de spinelle chromifère.



8



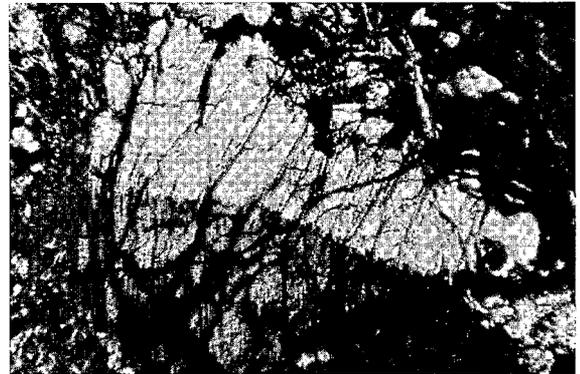
9



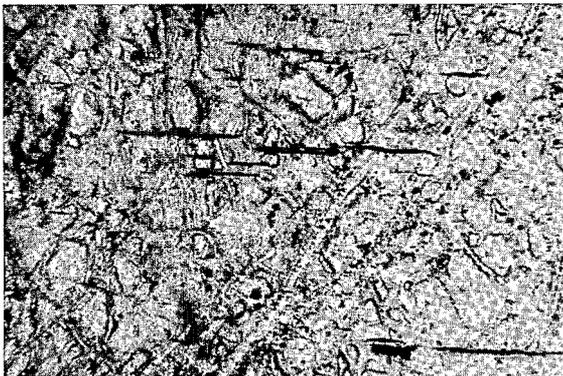
10



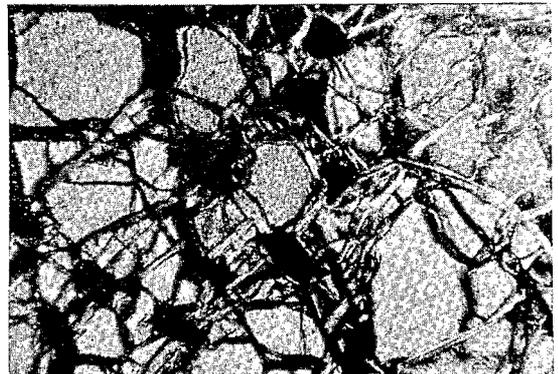
11



12



13



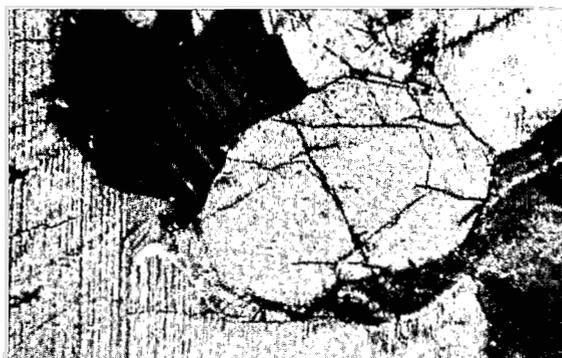
14

## PLANCHE III

- *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 périclase (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 pœcilitiquement le périclase (enclaves allongées).
- *Photo n° 19* : Unité discordante (zone de transition) : cristal xénomorphe de clinopyroxène entouré par le périclase.
- *Photo n° 20* : Unité discordante (zone de transition) : cristaux xénomorphes de plagioclase apparaissant dans les espaces intercrystallins du périclase.
- *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-alkaline (île Ouen) : exemple de structure blasto-mylonitique. Des fibres de trémolite dessinent une schistosité grossière, d'origine mécanique et isolent des cristaux résiduels de quartz et de plagioclase.



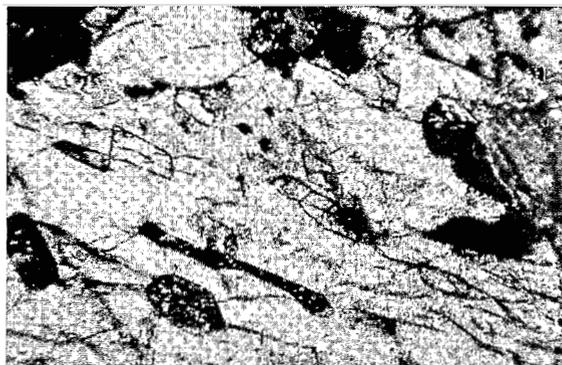
15



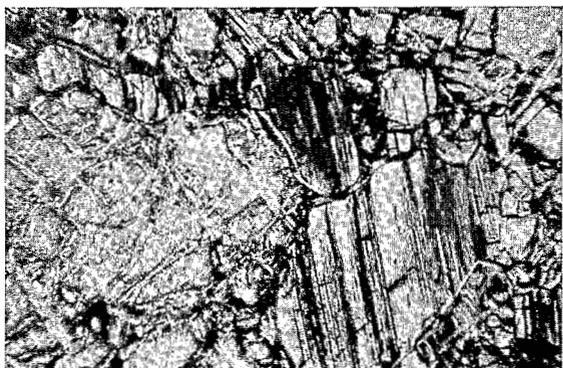
16



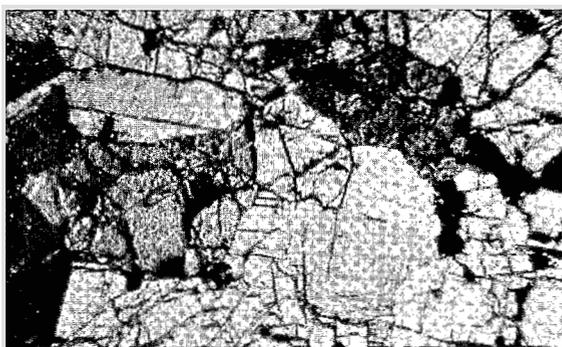
17



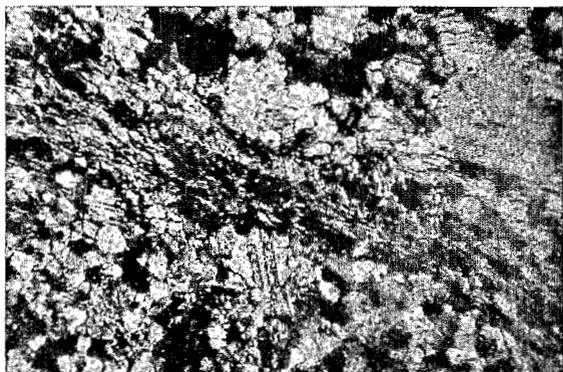
18



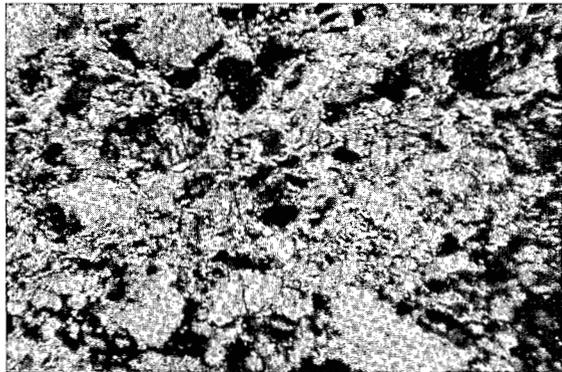
19



20



21



22

J.-H. GUILLON et P. ROUTHIER

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

*Extrait du Bulletin du B.R.G.M.*

Deuxième série - Section IV - N° 2 - 1971

25 MAI 1973

O. R. S. T. O. M.

Collection de Référence

n°

B 6428 Geol.