

2

APPORTS DE LA GÉOLOGIE TERRESTRE ET DONNÉES NOUVELLES DE MICROTECTONIQUE

par Alexis POUTCHKOVSKY et Jacques RECY

Dans cette partie seront présentés successivement un condensé des connaissances actuelles de l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie et de son complexe ultrabasique, ainsi que quelques mesures de microtectonique recueillies au contact de base de quatre massifs ultrabasiques.

ÉTAT DES CONNAISSANCES

La structure supportant les terres émergées de la Nouvelle-Calédonie constitue la partie septentrionale de la ride de Norfolk, située entre le continent australien et les arcs insulaires actifs du Sud-Ouest Pacifique. Elle est longue de 800 km environ et large en moyenne de 60 km.

Les travaux de géologie terrestre (Fig. XII-1) ont permis de reconnaître globalement, outre la nappe de péridotite, trois régions correspondant à trois ensembles structuraux :

- le Nord-Calédonien essentiellement caractérisé par un métamorphisme tertiaire,
- la Chaîne Centrale constituée principalement par le noyau le plus ancien de l'île,
- et la Côte Ouest, qui comprend la formation des basaltes et la zone des écaillés chevauchantes de la région de Nouméa.

Les terrains les plus anciens présents en Nouvelle-Calédonie sont des schistes cristallins polymétamorphiques à intercalations volcaniques dont la foliation très marquée n'affecte pas le Permien fossilifère. Selon GUERANGE *et al.* (1977), il pourrait s'agir de Dévono-Carbonifère ayant subi la phase majeure de l'orogénèse hercynienne correspondant à la "Kanimblan Orogeny" connue en Nouvelle-Zélande.

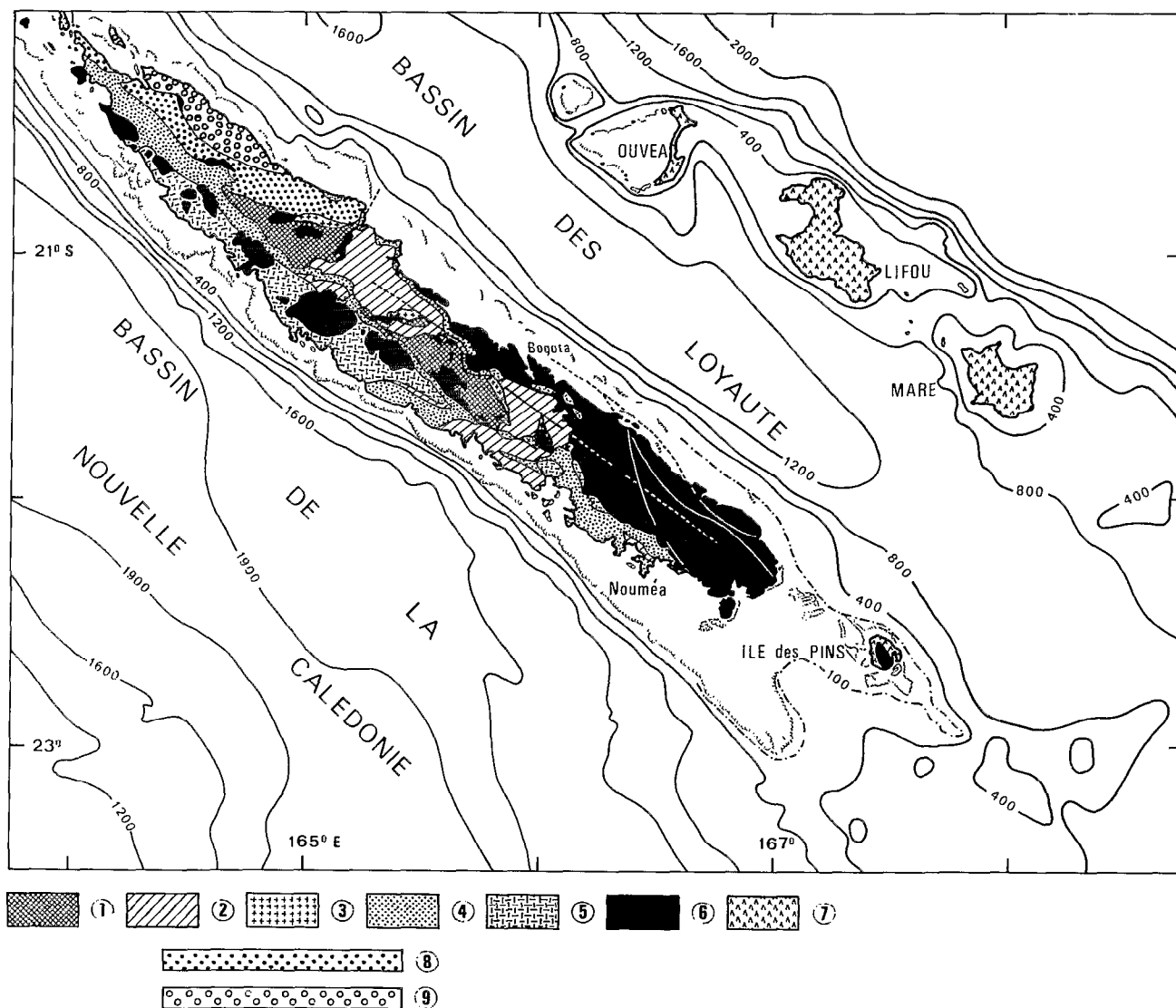


Fig. XII-1 - Esquisse géologique de la Nouvelle-Calédonie et dépendances, d'après PARIS (1981) ; bathymétrie en brasses, (Chap. XII-3). 1 : socle anté-permien ; 2 : Permien à Trias inférieur ; 3 : complexes volcaniques anté-sénoniens ; 4 : Crétacé supérieur à Eocène ; 5 : formation des basaltes ; 6 : complexe ultrabasique ; 7 : formations récifales (Néogène à Quaternaire). Métamorphisme du Nord = 8 : prisme sédimentaire indifférencié ; 9 : série métamorphique du Mont Panié.

Les tufs et le volcanisme rhyo-dacitique et andésitique (AVIAS, 1953) ainsi que la faune observés dans les formations du Permien et du Trias inférieur de la côte ouest ont permis d'y reconnaître une paléogéographie d'arc volcanique actif au voisinage d'une terre émergée occidentale (PARIS et LILLE, 1977b). Dans la chaîne centrale, la granulométrie des éléments du volcanosédimentaire indifférencié et la rareté de la faune (GUERANGE *et al.*, 1977 ; LOZES, 1975) laissent supposer que cette province se situait à cette époque à distance des centres volcaniques actifs.

La comparaison de ces premiers épisodes de l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie avec l'évolution de la bordure orientale du continent australien pendant le Primaire a permis de situer la Nouvelle-Calédonie, il y a 280 M.A. environ, sur la marge externe du Gondwana au N.E. du Queensland actuel (PARIS et LILLE, 1977b).

Pendant la période Trias moyen à Jurassique supérieur, trois mégaséquences s'individualisent dans la chaîne centrale et sur la côte ouest (PARIS, 1981). Elles sont essentiellement caractérisées par un mélange d'apports détritiques provenant de terres émergées et d'émissions volcaniques (GUERANGE *et al.*, 1977). Les faciès volcanosédimentaires riches en biseaux stratigraphiques, la faible épaisseur des séquences et de nombreux gîtes de fossiles situent la formation de la côte ouest sur la bordure du bassin sédimentaire. Dans la chaîne centrale, les faciès et l'épaississement des formations indiquent un net éloignement de cette bordure vers le centre du bassin. Dans ces deux provinces, les formations à charbon constituent le terme ultime des mégaséquences. L'évolution des faciès vers le nord de la chaîne centrale permet de suggérer, en tenant compte du décrochement ouest-calédonien apparu lors de l'orogénèse antésénonienne, que la zone de sédimentation pouvait se situer à cette époque au nord d'un arc volcanique et être comparable à un bassin d'avant-fosse. Dans ce contexte, la région occidentale pouvait se situer dans le prolongement de l'arc volcanique supposé (PARIS et BRADSHAW, 1977b).

Des mouvements apparaissent au Trias moyen et s'amplifient pendant le Lias. Ils annoncent la lacune du Jurassique supérieur qui sépare les séquences 2 et 3 ; cette dernière, d'âge Tithonique, résulte de la transgression marine qui a recouvert le substrat triasico-liasique.

Au Crétacé inférieur, l'orogénèse néocimmérienne ou "Rangitata Orogeny" est responsable du plissement et de l'émergence de l'ensemble du bâti néo-calédonien. Un métamorphisme de faible degré, de vastes plis N 110 déversés vers le sud-ouest, ainsi que le jeu décrochant de fractures tel l'accident ouest-calédonien, caractérisent cette orogénèse, au cours de laquelle les massifs pluto-volcaniques centraux, d'âge Permo-liasique, ont été mis en place (PARIS, 1981). Ces complexes volcaniques présentent un chimisme compatible avec celui d'un volcanisme de marge continentale active (PARIS et LILLE, 1977b).

Postérieurement, la transgression sénonienne envahit progressivement la Nouvelle-Calédonie et fossilise ces structures. Les dépôts transgressifs sont généralement détritiques terrigènes, riches en fossiles animaux et végétaux (COLLIGNON, 1977 ; FRENEIX, 1981). Dans la région de Nouméa et dans le nord de l'île, des émissions rhyo-dacitiques sont associées aux formations détritiques contenant une faune d'Inocérames. Une terre émergée occidentale ainsi que les reliefs locaux engendrés par l'orogénèse néocimmérienne constituent les zones d'alimentation sédimentaire.

La formation des basaltes (ROUTHIER, 1953 ; GUILLON, 1975), caractéristique de la côte ouest, est localement présente sur la côte est (ESPIRAT, 1963) sous forme d'écailles chevauchantes. Elle est constituée par des gabbros, des dolérites et des basaltes parfois en coussins (ROUTHIER, 1953) associés à des intercalations rhyo-andésitiques et de tufs rhyolitiques ainsi qu'à des intercalations sédimentaires ayant livré une faune d'âge Sénonien à Eocène inférieur. Les caractères chimiques de ces roches volcaniques s'apparentent tantôt à ceux des séries tholéitiques tantôt à ceux des séries calco-alcalines (PARIS, 1981). Selon PARIS et LILLE (1977b), ce chimisme pourrait situer la naissance de cette formation sur une marge continentale à proximité d'un arc insulaire. Du point de vue géodynamique, ces manifestations volcaniques sont à relier au phénomène d'expansion des bassins océaniques environnant la Nouvelle-Calédonie pendant le Sénonien.

A partir du Paléocène, une sédimentation en eau profonde, intervenant pendant une période de calme orogénique, donne naissance à la formation dite "phtanitique" (ROUTHIER, 1953), localement associée à des lentilles calcaires ayant livré une microfaune planctonique Paléocène à Eocène inférieur (PARIS et LILLE, 1977b). Des mouvements précurseurs de l'orogénèse alpine apparaissent dès la fin de l'Eocène inférieur et provoquent une émergence du socle néo-calédonien qui sera partiellement envahi lors de la transgression de l'Eocène moyen.

Cette transgression s'accompagne d'une sédimentation épicontinentale carbonatée. Quelques rares constructions récifales témoignent de l'environnement de la Nouvelle-Calédonie à cette époque (PARIS, 1981).

Sur la côte sud-ouest de l'île s'individualisent des bassins subsidents dans lesquels s'accumulent des dépôts à faciès flysch, présentant, dans la région de Nouméa, des figures caractéristiques de glissements synsédimentaires et suggérant plus au nord des conditions de dépôt plus calmes (PARIS, 1981). Cette époque est dominée, d'un point de vue tectonique, par l'orogénèse alpine dont la phase paroxysmale est marquée par l'obduction de l'ophiolite au cours de l'Eocène terminal.

La formation de l'Eocène terminal, transgressive et discordante sur les termes antérieurs, n'est présente que sur la côte ouest. Essentiellement détritique, elle développe une sédimentation de type flysch au sein de bassins subsidents. Ces dépôts remanient les basaltes de la côte ouest mais aussi des serpentines. Ils sont aussi, très localement, transgressifs sur les ultrabasites, elles-mêmes charriées en plusieurs endroits sur des terrains carbonatés datés de l'Eocène moyen à supérieur. Ces observations ont permis à PARIS *et al.* (1979) de dater en un point précis le charriage ultrabasique, qui n'atteindra sa position définitive dans le sud de l'île que postérieurement à l'Eocène terminal.

Dans la région septentrionale de la Nouvelle-Calédonie se développe un métamorphisme haute pression / basse température, contemporain de l'obduction, qui affecte les terrains d'âge compris entre le Paléozoïque et le Tertiaire (ESPIRAT, 1963 ; BROTHERS, 1974b). Ce métamorphisme d'âge Eocène supérieur à Oligocène (BLAKE *et al.*, 1977) présente une intensité croissante vers le nord-est. Les hautes pressions requises pour engendrer un tel métamorphisme pourraient être produites par l'enfouissement rapide d'environ 12 km de sédiments (BROTHERS, 1974b) dans une fosse de subduction. La complexité des déformations internes, parmi lesquelles trois phases majeures peuvent être distinguées, témoigne soit de l'existence de manifestations tectoniques du type de celles qui accompagnent les failles transformantes et les zones de convergence de plaques, soit de réajustements de pression intraplaques (BRIGGS *et al.*, 1978).

Les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie représentent les reliques d'une nappe ophiolitique unique (COLEMAN, 1971 ; Chap. XII-5), obductée à l'Eocène supérieur (PARIS *et al.*, 1979) et charriée depuis le nord-est sur un substratum d'âge pré-Permien à Eocène supérieur (Fig. XII-2A).

Les affleurements sont constitués par des serpentinites et des harzburgites massives à texture de tectonite, où s'intercalent des niveaux dunitiques et pyroxénitiques (GUILLON, 1975 ; PARIS, 1981). Dans le nord de l'île des harzburgites, dunites et lherzolites constituent la majeure partie des massifs (MOUTTE, 1979).

Dans le Grand Massif du Sud, la masse péridotitique est localement surmontée par un ensemble dunito-gabbroïque montrant fréquemment des faciès de cumulats (MOUTTE and PARIS, 1977) (Fig. XII-2B) et des figures sédimentaires indiquant une polarité normale de l'ensemble ultrabasique (G.F.E.C., 1980). Cette série comporte de bas en haut des dunites, s'appauvrissant progressivement en chromite, des wehrilites, des pyroxénolites et des gabbros. L'ensemble de ces formations dont la puissance atteindrait 2000 à 3000 m (GUILLON, 1975) est fréquemment recoupé par des filons ultramafiques. La masse des péridotites est affectée par des déformations plastiques ayant engendré des foliations et des linéations. Ces linéations minérales, observées sur l'ensemble des massifs, présentent des directions très cohérentes et une orientation moyenne nord-sud (Fig. XII-3). Ce résultat a permis à PRINZHOFER *et al.* (1980) de suggérer que la dorsale d'expansion océanique, qui a engendré la lithosphère aujourd'hui obductée, était orientée est-ouest.

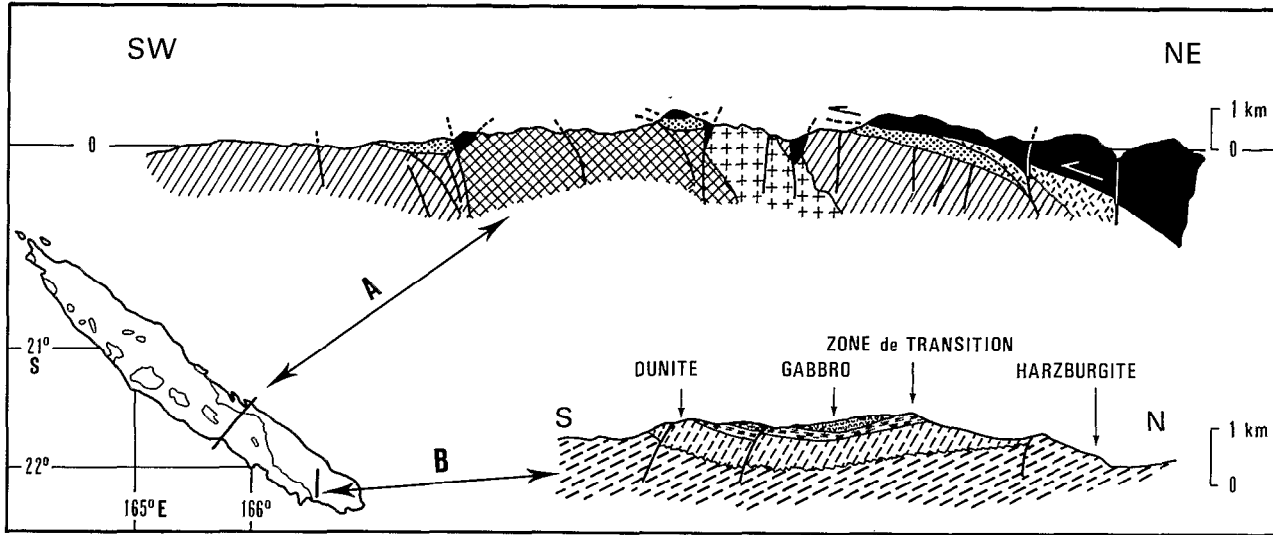


Fig. XII-2 - Coupes structurales de la Nouvelle-Calédonie, d'après PARIS (1981). A : coupe transversale ; même légende que pour la figure XII-1 ; B : coupe du complexe ultrabasique (Montagne des Sources - Grand Massif du Sud).

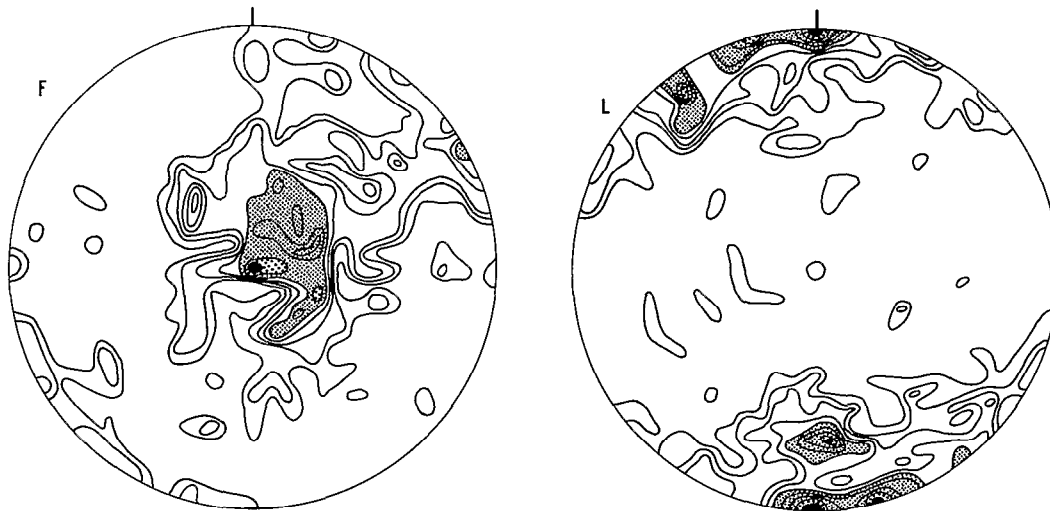


Fig. XII-3 - Formations ultrabasiques du Grand Massif du Sud : éléments structuraux (d'après PRINZHOFER *et al.*, 1980. F = foliations ; L = linéations (projection sur l'hémisphère inférieur).

L'âge de formation de l'ophiolite, au niveau de la dorsale d'expansion, reste cependant hypothétique.

Une datation effectuée par la méthode Rb/Sr sur des harzburgites aurait donné 730 M.A. (de ROE, 1964) ; d'autre part, un âge de 52 M.A. en moyenne aurait été obtenu sur des gabbros de la Montagne des Sources, par la méthode K/Ar (Université d'Auckland, non publié). Récemment BELLON et PRINZHOFER (sous presse) donnent deux séries d'âge :

- 100 à 80 M.A. obtenu par la méthode K/Ar dans le Grand Massif du Sud sur des dolérites non déformées, sur un pluton constitué de hornblendite, méladiorite et granodiorite ainsi que sur un gabbro prélevé sur la presqu'île de Bogota (côte est),

- 42 M.A. obtenu sur une dolérite et ses hornblendes prélevées dans le Grand Massif du Sud (Montagne des Sources). Selon les auteurs, ces âges caractériseraient des épisodes magmatiques antérieurs à l'obduction et postérieurs à la genèse de la lithosphère.

La mise en place des péridotites est suivie en Nouvelle-Calédonie par une série de quatre "cycles d'érosion" (DAVIS, 1925) ou quatre "phases" (ROUTHIER, 1953) qui se caractérisent par l'existence de mouvements essentiellement verticaux complexes à l'échelle de l'île (LATHAM, 1977) ; les péridotites ont été soumises à une altération intense qui a persisté jusqu'à nos jours, expliquant l'exceptionnelle richesse en nickel de leurs produits d'altération.

La période qui fait suite à la mise en place des péridotites est caractérisée par la lacune oligocène, liée à la surrection d'ensemble de la Nouvelle-Calédonie. A la fin de l'Oligocène, ou au début du Miocène, des intrusions acides (granodiorites de Koum et de Saint-Louis) scellent le charriage de la nappe ophiolitique.

Au Miocène inférieur, les dépôts marins sont transgressifs sur un substratum fortement érodé et altéré. Les formations de cet âge remanient les produits d'altération des massifs ultrabasiques ; elles montrent des dépôts de calcaires marins transgressifs et récifaux, intercalés de plusieurs niveaux pédogénétiques parfois cuirassés, qui témoignent de l'instabilité du substratum de l'île. Ces événements correspondent sensiblement à ce qui avait été appelé "cycle I" ou "phase I" par DAVIS (1925) et ROUTHIER (1953).

Des mouvements différentiels sont observés localement depuis l'extrême nord de l'île jusqu'au sud de l'île des Pins et sur les bordures du bassin des Loyauté (Chap. XII-3). Une tectonique post-obduction a provoqué le rejeu de failles anciennes ; elle a permis de conserver les péridotites et les termes dunito-gabbroïques dans le graben du sud, alors qu'ils ont été en grande partie érodés au sommet des horsts (Chap. XII-5). En Nouvelle-Calédonie même, les mouvements différentiels (phase II des cycles physiographiques précédemment évoqués) apparaissent dans l'ensemble positifs et semblent à l'origine de certains dépôts continentaux détritiques.

Le grand récif-barrière ceinturant l'île se développe ensuite pendant le Pléistocène et l'Holocène, lors d'une subsidence de l'ensemble de l'île (COUDRAY, 1977) qui correspond à la phase III des schémas physiographiques.

L'existence ou la généralisation de la phase IV de ces schémas, relative à des mouvements de surrection de 2 à 4 m soulignés par des reliques de niveaux marins surélevés, reste controversée.

Aux îles Loyauté, les premières constructions récifales qui ont colonisé les édifices volcaniques pourraient appartenir au Miocène supérieur (CHEVALIER, 1968). Elles seraient synchrones des émissions volcaniques dont les dernières manifestations datées par BAUBRON *et al.* (1976) se seraient produites il y a 11.0, 9.8 et 9.3 millions d'années.

Au cours du Pléistocène, le bombement de la lithosphère australo-indienne à l'approche de la zone de subduction des Nouvelles-Hébrides entraîne une surrection progressive des îles Loyauté, de l'île des Pins et des récifs bordant la côte sud-est de la Nouvelle-Calédonie (DUBOIS *et al.*, 1974a).

ÉLÉMENTS NOUVEAUX : QUELQUES DONNÉES MICROTECTONIQUES SUR LE CONTACT BASAL DES PÉRIDOTITES

Introduction

Le but de ce travail est d'apporter quelques éléments supplémentaires à la connaissance des directions de mise en place des masses ultrabasiques, en étudiant les déformations présentes dans le substratum, dans la semelle serpentineuse et à la base des péridotites.

Malgré la préparation faite au laboratoire, notre étude s'est heurtée à deux types de problèmes principaux :

Les problèmes d'affleurement

La limite entre deux formations de duretés différentes (péridotites et substratum sédimentaire) est le plus souvent marquée par une rupture de pente, qui constitue une zone d'accumulation d'éboulis péridotitiques et de latérites masquant le contact. Les seuls affleurements pratiquement "utilisables" sont de petites falaises dégagées par les creeks (torrents) mais qui sont soumises à un intense fauchage par gravité accentué par le gonflement des feuillets de la serpentine gorgée d'eau.

L'altération superficielle très intense sous climat tropical trouve un terrain de choix dans des formations bréchifiées, cataclasées par la mise en place des unités allochtones ; ainsi est-il très difficile de trouver un basalte "sain" au contact des péridotites ou des serpentines.

Les problèmes structuraux

Pour caractériser les déformations uniquement liées à la mise en place des péridotites, il faudrait pouvoir trouver des terrains n'ayant pas subi cette tectonique et les comparer à ceux présents à proximité du contact ; or la nappe ultrabasique a très probablement recouvert l'ensemble de la Nouvelle-Calédonie (PARIS, 1981), et donc toutes les formations antérieures à la mise en place et actuellement visibles peuvent présenter des déformations induites par cette mise en place.

La tectonique tardive a pu modifier la morphologie du contact originel en y surimposant des mouvements tangentiels et surtout verticaux. En particulier, les contacts par failles verticales ont conduit de nombreux auteurs (PIROUTET, 1917 ; ROUTHIER, 1953) à envisager un enracinement de certains massifs ultrabasiques. Les mouvements tangentiels sont certainement responsables de la dispersion des éléments structuraux observables dans la semelle serpentineuse.

Ces remarques expliquent peut-être que jusqu'à présent personne n'ait étudié de façon complète et globale la microtectonique liée à la mise en place des ultrabasites et aux mouvements postérieurs.

Ce travail, réalisé en un laps de temps relativement court, a seulement pour but d'apporter quelques éléments nouveaux utiles à la compréhension du problème posé par le charriage des ultrabasites.

Les éléments nouveaux

Présentation

Les massifs ultrabasiques (Fig. XII-4) recouvrent environ 40% de la superficie de la Nouvelle-Calédonie (PRINZHOFER *et al.*, 1980) ; ils reposent sur des basaltes ou sur des terrains sédimentaires, par l'intermédiaire d'un contact anormal majeur, subhorizontal dans le cas des massifs de la côte ouest, et incliné vers l'est sur la bordure orientale du Grand Massif du Sud. Lors de la mise en place, la nappe ultrabasique devait recouvrir toute l'île comme en témoignent les massifs dispersés et les "fils" de serpentinite (ROUTHIER, 1953) pincés dans les structures du substratum.

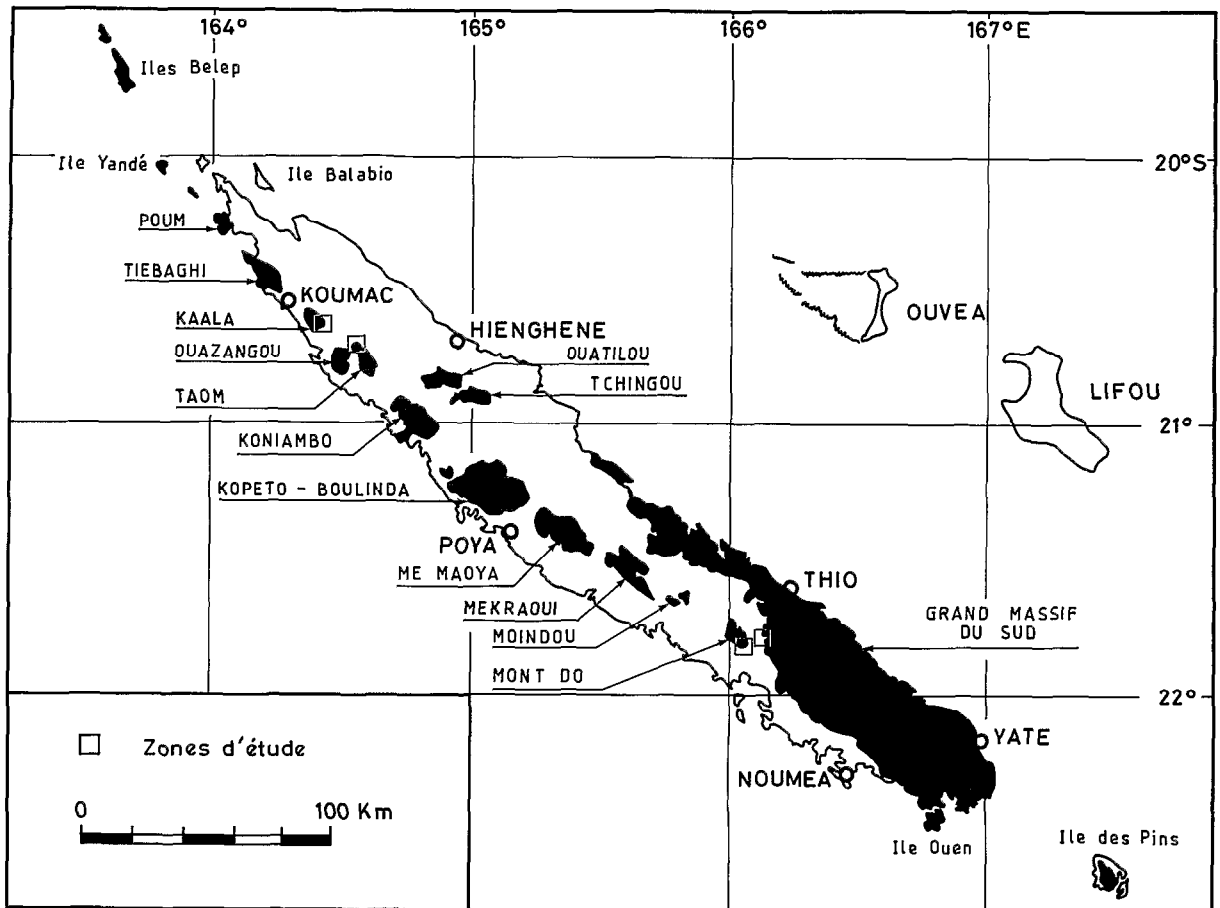


Fig. XII-4 - Les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie.

Quatre secteurs (Fig. XII-4), où le contact péridotites / substratum paraissait le plus favorable à la réalisation d'une étude microtectonique, ont été sélectionnés à partir des cartes géologiques à l'échelle du 1/50 000e et des photos aériennes (1/40 000e et 1/20 000e). Il s'agit du nord au sud :

- de la bordure est du massif de Kaala ;
- de l'extrémité nord du massif de Ouazangou-Taom ;
- du flanc sud du massif du Mont Do ;
- de la bordure ouest du Grand Massif du Sud.

Les mesures effectuées à la boussole sont reportées sur canevas de Wulff (projection de l'hémisphère supérieur).

Une nomenclature unique sera adoptée tout au long de l'étude. Le terme unité inférieure correspondra au substratum, sédimentaire ou non, de la nappe d'ultrabasite charriée ; les termes unités médiane et supérieure correspondront respectivement à la semelle serpentinite et à la base de la masse péridotitique. Enfin un axe orienté N 150 et plongeant de 20° vers le sud sera noté N 150-20 S.

BORDURE EST DU MASSIF DE KAALA

La zone d'étude a été localisée sur les photos au 1/20000e (Fig. XII-5) ; par suite de la dénivellée très importante, c'est pratiquement la seule partie du massif où le contact de base des péridotites n'est pas recouvert par des formations superficielles. L'accès se fait par la piste qui va de Kaala-Gomen vers Konio. Une coupe NE-SW permet de rencontrer de bas en haut trois unités.

Unité inférieure

Ce sont des grésopélites à débit en plaquettes, formées d'alternances centimétriques de bancs de pélites gris-bleu, assez argileuses, et de bancs de grès fins ne dépassant pas quelques centimètres d'épaisseur. Ces grésopélites appartiennent à la "Formation phtanitique et calcaire du Ouen Toro" attribuée à l'Eocène inférieur (ROUTHIER, 1953). Malgré le manque de continuité des affleurements, une série de mesures a pu être effectuée sur les deux seuls types de déformation visible :

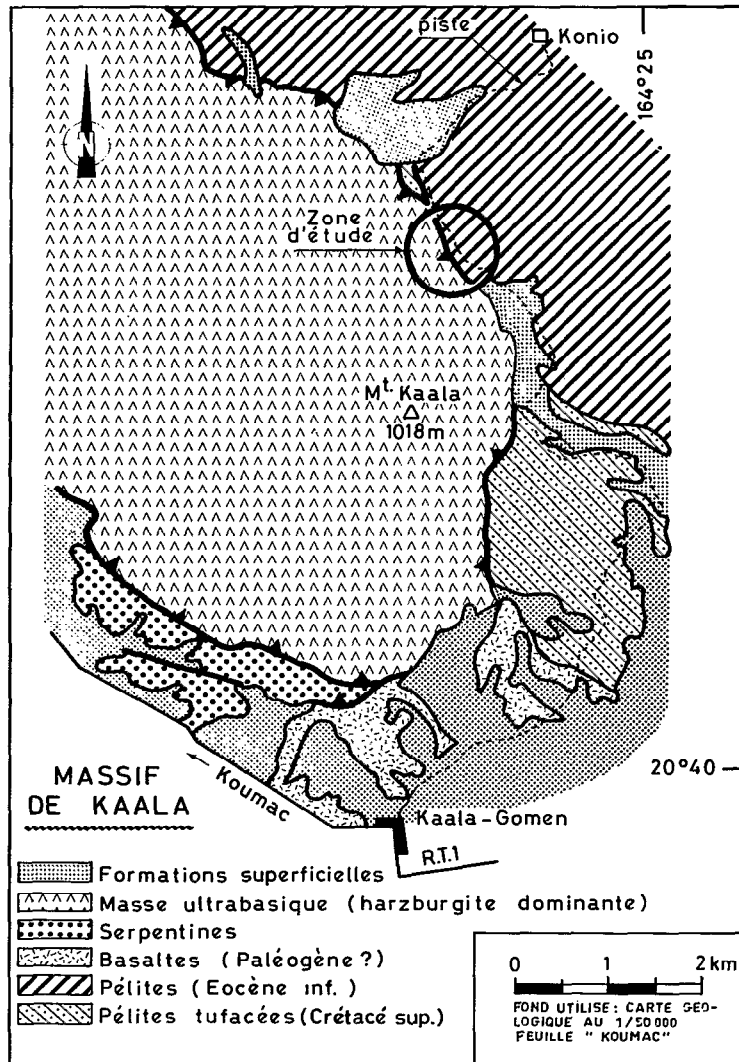


Fig. XII-5 - Localisation de la zone d'étude du massif de Kaala. Unité inférieure : pélites (Eocène inf.) ; unité médiane : serpentines ; unité supérieure : masse ultrabasique.

- *déformations souples* : ce sont des plis isopaques cylindriques déversés au NE, d'amplitude métrique et dont les axes se regroupent assez bien autour de la direction N 150-20 N (Fig. XII-6A). Les plans axiaux gardent un plongement relativement fort, 50° à 55° vers le SW ;

- *déformations cassantes* : postérieurement aux plis apparaît une phase de cataclase, marquée par un débit de la roche en plaquettes décimétriques et par un réseau de cassures subverticales dont les plans, recouverts de cristaux de calcite, sont assez régulièrement orientés WNW-ESE à E-W (Fig. XII-6A).

Le sommet de cette unité n'a nulle part pu être observé.

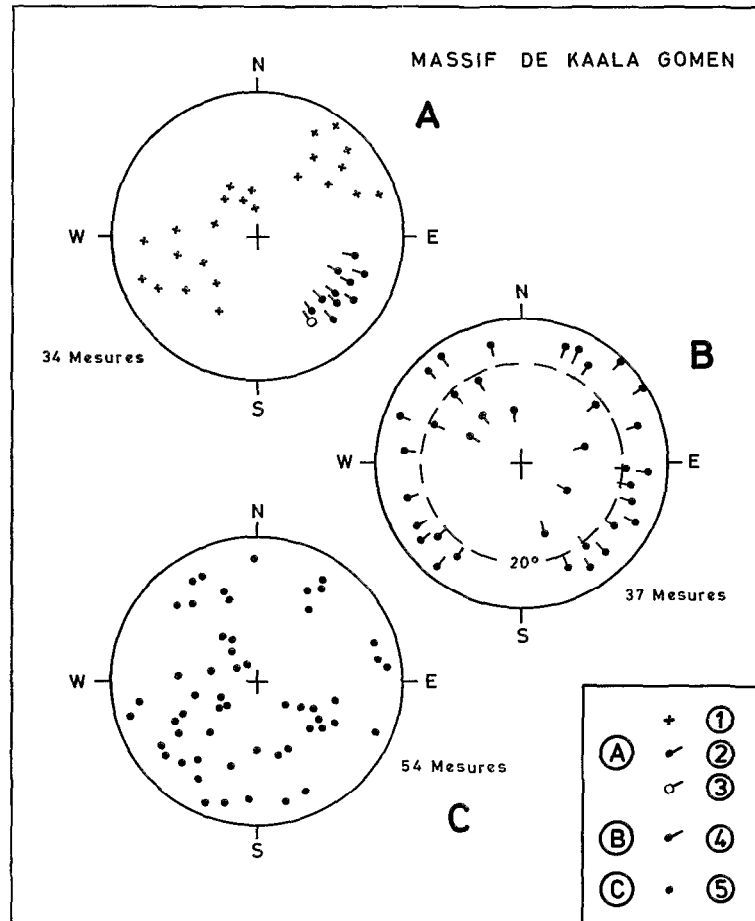


Fig. XII-6 - Résultats des mesures microtectoniques sur le massif de Kaala. A : Plis dans l'unité inférieure. 1 = Stratification ; 2 = Axes mesurés ; 3 = Axe construit. B : Axes d'allongement des enclaves dans l'unité médiane. 4 = Axes d'allongement mesurés. C : Débit principal dans l'unité médiane. 5 = Plans mesurés.

Unité médiane

C'est un ensemble peu épais à dominante serpentineuse, intensément déformé. La roche feuilletée emballée des lentilles, boules ou boudins décimétriques à décimétriques qui, dans la zone étudiée, sont uniquement constitués de roches ultrabasiques plus ou moins altérées (péridotite et serpentine massive) ; ces lentilles étirées et fracturées ne présentent pas de continuité entre elles. Il n'y a aucune régularité dans la direction de leur axe d'allongement bien que la majorité soient subhorizontaux ; cette dispersion est très probablement due aux mouvements tectoniques tardifs. La matrice serpentineuse est intensément déformée par des plis aigus centimétriques à décimétriques à charnière courbe, rappelant des plis en chevrons, et qui s'amortissent très rapidement (environ 50 cm). Ces plis ne sont accompagnés d'aucune schistosité mais simplement d'un clivage de crénulation parallèle aux plans axiaux et espacés de quelques centimètres. Il n'y a pas de cristallisation nouvelle visible à l'oeil nu (à l'exception de filonets de calcite) ; ces plans présentent seulement un aspect satiné et une surface luisante.

Toutes les directions structurales mesurées, axes et plans axiaux des plis, clivage de crénulation, débit principal, sont très dispersées et ne présentent aucune orientation préférentielle (Fig. XII-6B et XII-6C). Ceci semble indiquer l'existence d'une ou plusieurs phases tardives ayant dispersé les éléments structuraux antérieurs.

Cette unité est limitée par un contact anormal subhorizontal (pendage inférieur à 10° vers le sud ou le sud-ouest).

Unité supérieure

La masse péridotitique, formée de harzburgite massive, repose en discordance tectonique (troncature basale) sur la zone de contact ; cette troncature sectionne le litage minéral et pourrait donc être le résultat d'une phase tardive tangentielle. Les seules déformations visibles sont deux réseaux de diaclases ouvertes : la première, dominante, est orientée N 50 à N 80, et la seconde N 120 à N 160. Les deux sont subverticales, et sans signification précise.

Des observations ponctuelles sur les bords du massif permettent d'apporter quelques précisions :

- plus au nord, entre les grésopélites éocènes et la zone de contact, s'intercale une faible épaisseur de pélites tufacées de la "Formation du Pilou" attribuées au Sénonien. Bien que les contacts avec les formations sus et sous-jacentes ne soient pas visibles, il est évident que ces pélites doivent être interprétées comme une écaille tectonique ;

- plus au sud, dans une zone où les affleurements sont de très mauvaise qualité, le substratum (ou unité inférieure) est constitué de basaltes très altérés ; sur les rares affleurements, la roche apparaît injectée de filonets centimétriques de quartz, subhorizontaux, donc parallèles au contact, qui soulignent la cataclase. La zone de contact, d'une épaisseur de l'ordre de 50 m, est difficilement observable ; on y remarque cependant les restes d'une lame siliceuse, plus ou moins ferrugineuse, discontinue, dont l'épaisseur est comprise entre 50 cm et 5 m.

Conclusion

Dans ce secteur, plusieurs faits importants sont à souligner :

- entre la masse péridotitique et le substratum, il existe une "semelle" de serpentines feuilletées, déformées et non consolidées qui emballent des noyaux de péridotites ;
- de part et d'autre de cette semelle, aucun indice de métamorphisme de contact n'a été observé ;
- la mise en place des péridotites sur l'unité inférieure s'est effectuée après que cette dernière eût subi la phase tectonique responsable des plissements observés (N 150) ; en effet on n'observe aucun

plissement équivalent dans les péridotites et dans les serpentines. Le plissement du substratum a pu correspondre à une phase initiale de l'orogénèse et la mise en mouvement de la masse ultrabasique à une phase tardive.

- postérieurement, ou dans une phase terminale de la mise en place, apparaît une faille subhorizontale qui modifie la nature du contact.

EXTRÉMITÉ NORD DU MASSIF DU TAOM

La zone étudiée est facilement accessible par la piste qui emprunte la vallée de la rivière Iouanga à partir de Kaala-Gomen (hors carte).

Du NE vers le SW, vers le pic Homédéboa, une coupe permet de rencontrer les unités suivantes (Fig. XII-7).

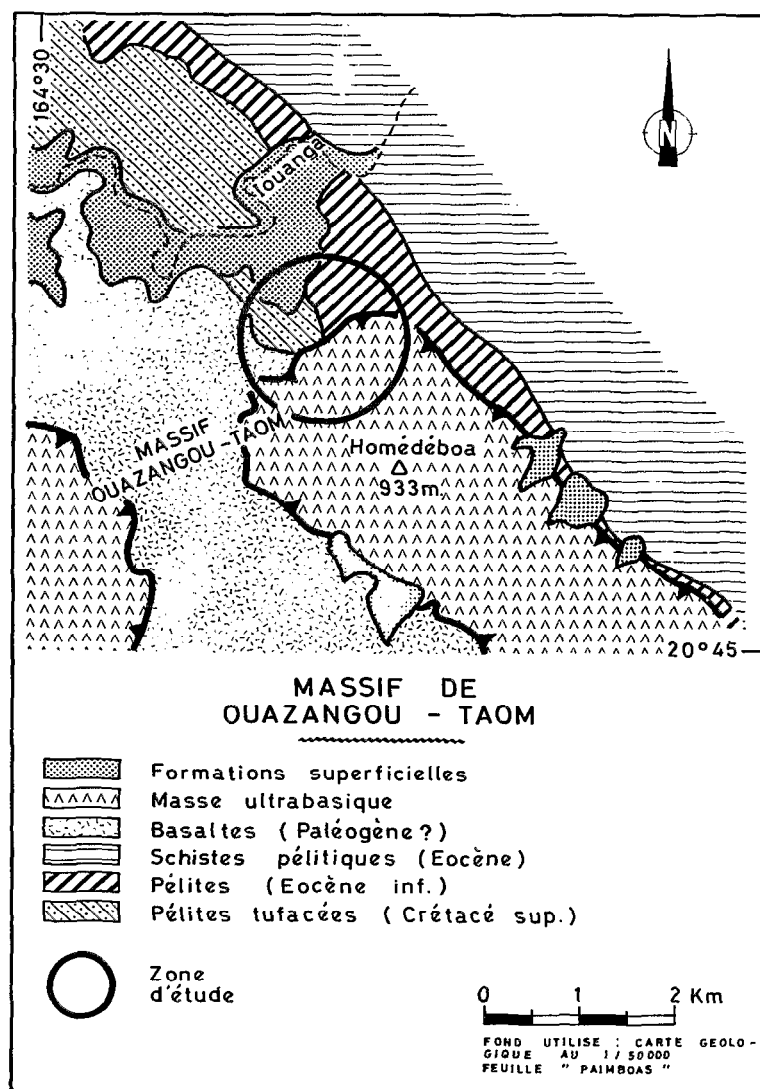


Fig. XII-7 - Localisation de la zone d'étude du massif de Ouazangou-Taom. Unité inférieure : basaltes (Paléogène ?) et pélites tufacées (Crétacé sup.); unité supérieure : masse ultrabasique.

Unité inférieure

Le substratum est, dans cette région, constitué de deux formations principales :

- au SW, les basaltes de la "Formation volcanique de Poya" qui n'offrent aucun affleurement de bonne qualité dans la zone reconnue. Ils affleurent seulement sous la forme de boules métriques à décamétriques sur les flancs de petites collines.

- au NE, les sédiments attribués au Crétacé, qui sont formés d'une alternance métrique de lits pélitiques compacts, localement riches en nodules argilo-calcaires décimétriques, et de lits à dominante tufacée.

Dans ces sédiments, aucune déformation souple n'a pu être observée ; par contre, la roche se débite en parallélépipèdes centimétriques à décimétriques, résultant de l'intersection de deux plans de clivage :

- un débit fruste orienté N 140 subvertical ou très incliné vers le SW, dont les plans sont distants de 1 à 5 cm, et qui correspond soit à la stratification originelle, soit à un premier clivage de fracture ; la distinction n'a pu être faite ;

- un clivage de fracture subhorizontal ou peu penté vers le nord (moins de 10°), dont les plans distants de 10 à 15 cm sont localement soulignés par des filonets millimétriques, non déformés, de quartz d'exsolution.

Unité médiane

Dans la zone étudiée, l'unité médiane n'a été rencontrée nulle part. Il y a donc deux possibilités :

- cette semelle serpentiniteuse n'existe pas sur la bordure nord du Taom, comme cela est indiqué sur la carte géologique "Paimboas", à l'échelle du 1/50 000e, l'étude des photos aériennes semble le confirmer ;

- si elle existe, elle est masquée par les éboulis descendant du mont Homédéboa ; en effet, la continuité d'affleurement entre le substratum sédimentaire et les péridotites n'a nulle part été observée ; le contact est toujours masqué par des formations superficielles. Cependant si cette semelle existe, elle est de toute façon très réduite (les péridotites affleurent déjà à une quinzaine de mètres au-dessus des sédiments crétacés) et ne comporte pas ou très peu d'enclaves qui seraient certainement visibles sous les éboulis.

Unité supérieure

Le versant NW du mont Homédéboa est formé de harzburgites dont le litage minéral régulier (N 150-45 W) est sécant sur la base subhorizontale du massif. Dans la zone reconnue, aucune déformation souple n'a pu être observée, mais on remarque deux styles de déformation cassante :

- un réseau de failles inverses à pendage très faible (N 90 à N 110 - 20 à 25 N) qui paraissent se raccorder au contact de base du massif ; ces failles ne décalent le litage des ultrabasites que de quelques mètres ;

- un réseau de diaclases ouvertes subverticales qui se regroupent en deux ensembles probablement conjugués N 60 à N 90 et N 130 à N 150. Ces diaclases recoupent les failles inverses.

Conclusion

Sur la bordure nord du massif du Taom, on remarque donc que :

- la mise en place des péridotites n'est marquée par aucune déformation souple dans le substratum ;

- la présence de failles inverses peu pentées dans les péridotites témoigne de mouvements tangentiels de surface, synchrones ou postérieurs à la mise en place de la masse ultrabasique. Cette phase compressive est suivie d'une phase "en extension" marquée par des diaclases ;

- le clivage de fracture subhorizontal, parallèle au contact des péridotites sur le substratum, est très probablement la conséquence du poids de la masse ultrabasique ;
- la semelle serpentineuse est absente ou d'épaisseur faible, soit qu'elle n'ait jamais existé, soit que des mouvements tangentiels tardifs aient conduit à son laminage.

LE FLANC SUD DU MONT DO

La zone étudiée est facilement accessible à partir du col de Nassirah, sur la route Bouloupari-Thio (hors carte). Un affluent de la rivière Ouatchoué permet l'observation d'une coupe N-S à travers le substratum sédimentaire et la base des péridotites. On y rencontre successivement les trois unités suivantes (Fig. XII-8).

Unité inférieure

Elle est constituée par des bancs décimétriques à métriques de grès fins micacés, alternant avec de rares et minces passées de pélites grises ; localement s'intercalent des lits centimétriques de tufs ferrugineux, rouges à l'affleurement et gris foncé à la cassure. Ces terrains attribués sans certitude au Trias (NOESMOEN, 1970) présentent plusieurs déformations :

- *déformation souple* : à l'échelle de l'affleurement, apparaissent des plis isopaques en genoux, ouverts, d'amplitude et de longueur d'onde plurimétrique, actuellement déversés vers le NE ; ces plis ne développent qu'un léger clivage de fracture visible principalement dans les lits pélitiques, et qui se réfracte en passant dans les bancs gréseux où il est difficilement discernable. La direction des axes, subhorizontaux, paraît constante, mais si l'on reporte leur direction sur un canevas de Wulff (Fig. XII-9A) on constate une dispersion qui pourrait correspondre à une ondulation ample, de longueur d'onde hectométrique à kilométrique et d'axe subhorizontal N 50.

- *déformation cassante* : dans la zone reconnue, le clivage subhorizontal observé dans les massifs du nord n'a pas été vu ; à l'exception du clivage de fracture parallèle au plan axial des plis de première génération, aucune déformation cassante n'est présente. Cependant on peut observer, dans les flancs des plis affectant les bancs de grès, des joints de dissolution sous pression, subhorizontaux, qui sont aussi très probablement à relier au poids de la masse ultrabasique.

Unité médiane

Contrairement à ce qui est porté sur la carte géologique au 1/50 000e, la semelle serpentineuse est présente à la base du massif du Mont Do, mais son contact avec l'unité inférieure n'a pu être observé avec précision. Cette zone, épaisse d'environ 50 m dans la partie reconnue, est formée d'une mylonite serpentineuse emballant de rares enclaves de serpentine massive à l'aspect de "fuseaux" décimétriques à métriques. Les orientations des axes d'allongement de ces enclaves (Fig. XII-9B) n'indiquent pas de direction évidente de mise en place, bien qu'un regroupement N 130 - N 150 suggère un dernier mouvement N 40 - N 60 ; les plans de débit de la serpentine qui se moule à la fois sur les enclaves et sur les irrégularités du substratum ne donnent aucune indication précise sur la direction de mise en place.

Unité supérieure

Le contact exact avec l'unité médiane n'a pas été précisément observé, mais il semble que l'on passe progressivement de la mylonite serpentineuse à la masse ultrabasique par raréfaction puis disparition de la matrice serpentineuse. Il faut cependant remarquer que des "fils" de serpentine, plus ou moins verticaux, donc sécants sur le contact et le litage minéral incliné vers le NE, pénètrent la masse ultrabasique.

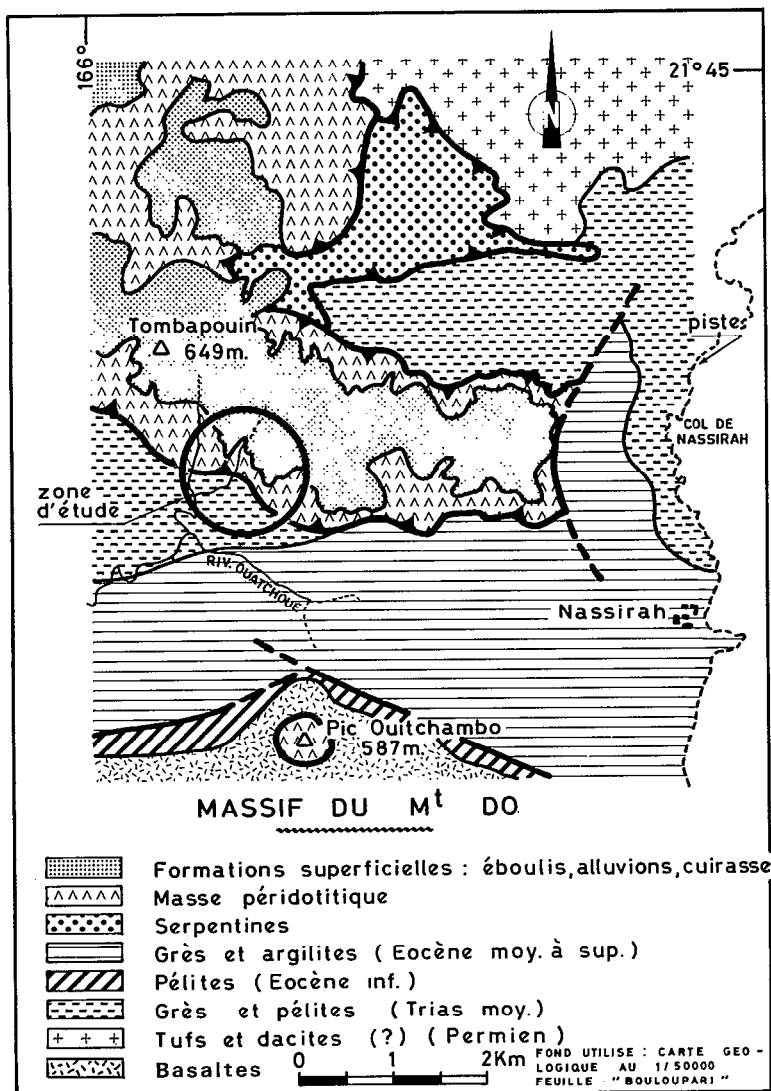


Fig. XII-8 - Localisation de la zone d'étude du massif du Mont Do. Unité inférieure : grès et pélites (Trias moy.) ; unité médiane : serpentines ; unité supérieure : masse péridotitique.

Conclusion

Dans ce secteur, nous pourrions donc remarquer les points suivants :

- si les plis observés dans le substratum sont le résultat de l'arrivée de la masse péridotitique, il faut admettre que le charriage est venu du sud-ouest ; ceci est incompatible avec l'idée actuelle que l'on a de la direction de ce charriage. Il semble logique d'admettre que ces plis existaient avant la mise en place qui ne s'est accompagnée d'aucune déformation souple de grande ampleur.

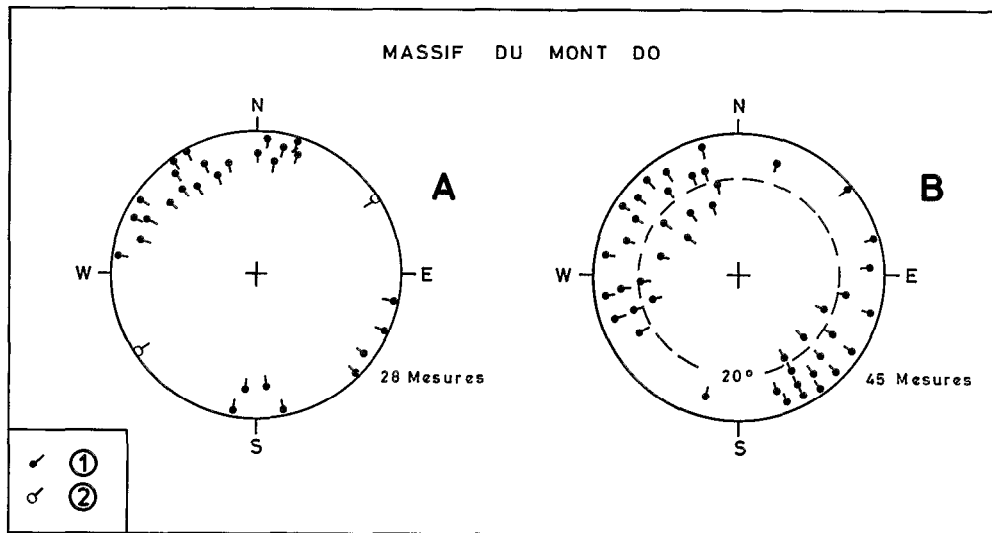


Fig. XII-9 - Résultats des mesures microtectoniques sur le massif du Mont Do. A : Axes des plis dans l'unité inférieure. 1 = Axes d'allongement mesurés. 2 = Axe construit. B : Axes d'allongement des enclaves dans l'unité médiane.

- dans la semelle serpentineuse, on n'observe aucune enclave du substratum sédimentaire actuel de la masse péridotitique ; il est donc très probable que cette semelle s'est formée dans un environnement différent ;

- la présence de joints de dissolution sous pression témoigne de la grande épaisseur originelle des péridotites au-dessus du substratum.

BORDURE OUEST DU GRAND MASSIF DU SUD

La zone reconnue est facilement accessible à partir du ruisseau Koua, après le col de Nassirah sur la route Bouloupari-Thio. Malgré le grand recouvrement latéritique, les trois unités habituelles sont visibles (Fig. XII-10).

Unité inférieure

Le substratum sédimentaire est formé d'une succession de bancs décimétriques d'épaisseur irrégulière (lentilles ou boudins d'origine sédimentaire ou tectonique) très siliceux, noirs à la cassure et d'un jaune rougeâtre à l'affleurement ; ils sont séparés par des interlits argilo-schisteux minces et localement très ferrugineux. Ces terrains ont été attribués au Paléocène et assimilés à la formation du Ouen Toro.

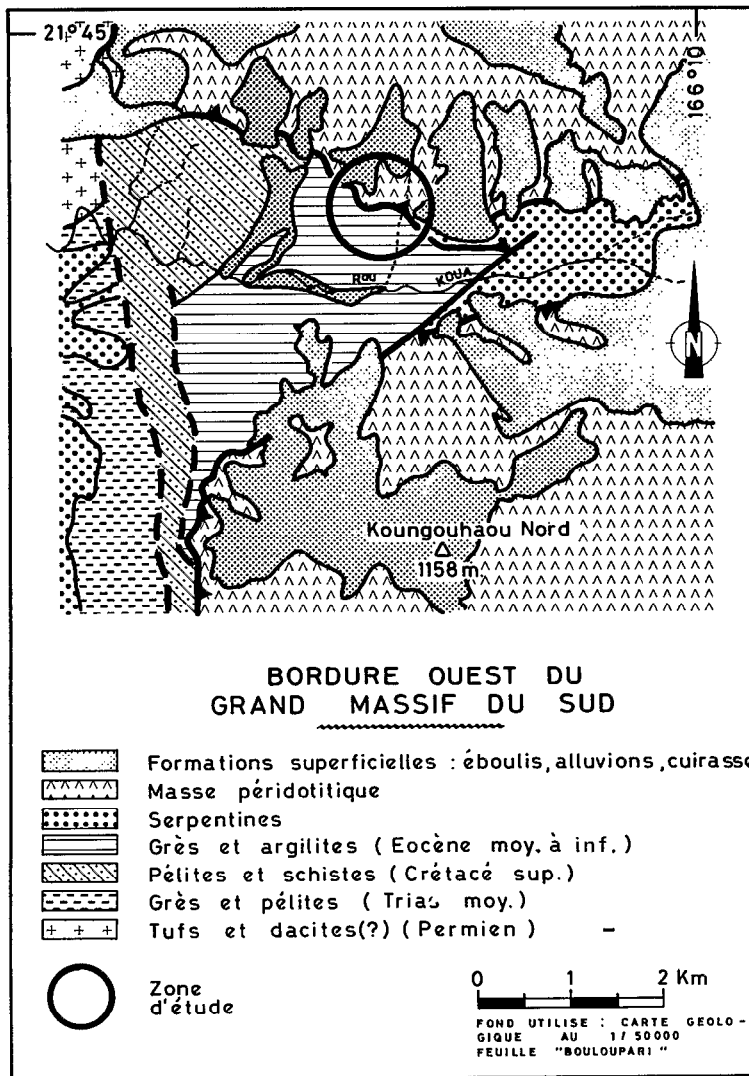


Fig. XII-10 - Localisation de la zone d'étude sur la bordure ouest du Grand Massif du Sud. Unité inférieure : grès et argilites (Eocène moy. à inf.) ; unité médiane : serpentines ; unité supérieure : masse péridotitique.

Dans ces alternances qui enregistrent très bien les déformations souples, aucun pli n'a pu être observé. Malgré l'aspect boudiné des bancs, la stratification apparaît régulière et faiblement inclinée (N 150 - 20 E). Les bancs sont simplement décalés par un réseau de failles verticales N 115, particulièrement bien visible sur les photos aériennes, mais qui n'est souligné par aucune mylonite sur le terrain.

Unité médiane

Dans la partie NE de la zone reconnue, la semelle serpentineuse n'est pas visible ; par contre, dans la moitié sud, une très grosse masse de serpentine surmonte le substratum sédimentaire. Les rapports exacts entre les deux ensembles n'ont pu être précisés ; mais l'aspect cartographique de ce contact, sinueux et grossièrement parallèle aux courbes de niveau, laisse penser qu'il est horizontal ou faiblement incliné vers le NE.

Cette masse serpentineuse est intensément tectonisée mais un seul type de déformation cohérente a pu être mis en évidence. Ce sont des crochons centimétriques à axe subvertical et plan axial orienté N 60 à N 80, témoins de failles verticales à dernier rejeu senestre. Ces plans axiaux sont souvent matérialisés par des cristallisations de quartz.

Ces serpentines sont en contact par faille subverticale avec la masse ultrabasique (péridotites indifférenciées de la carte au 1/50 000e).

Unité supérieure

Le contact des péridotites sur le substratum sédimentaire n'est pas exactement visible ; il est masqué sur une distance verticale de 10 à 15 m par des éboulis latéritiques. Cependant, étant donné cette faible hauteur d'éboulis, ce contact, qui apparaît parallèle aux courbes de niveau, correspond sans doute à une faille subhorizontale ; la semelle serpentineuse est probablement inexistante et sinon de très faible épaisseur.

Dans cette masse péridotitique, il faut noter la présence d'un réseau de failles peu pentées à l'est (N 150 - 15 E) et soulignées par une mince épaisseur (20 à 50 cm) de mylonite serpentineuse ; ces failles doivent se raccorder au contact de base principal et sont à relier soit à la mise en place originelle, soit à une phase tangentielle tardive.

Conclusion

Sur la bordure ouest du Grand Massif du Sud, il faut donc remarquer :

- comme dans les secteurs précédents, aucun fait ne permet de relier les déformations observées dans le substratum à la mise en place du feuillet ultrabasique ;
- la semelle serpentineuse n'a pas une épaisseur constante ; elle peut même être totalement absente ;
- dans la masse péridotitique, il existe un réseau de failles subhorizontales liées au contact de base actuel ; ces failles sont soit synchrones de la mise en place, soit le résultat de la phase tangentielle tardive observée dans le massif de Kaala.
- il n'y a aucune différence évidente quant à la nature du contact existant au pied du Grand Massif du Sud et des massifs de la côte ouest.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le tableau XII-1 récapitule l'ensemble des données microtectoniques recueillies au contact basal des massifs sur les quatre sites étudiés.

Dans les secteurs reconnus, l'arrivée de la masse péridotitique sur le bâti néo-calédonien paraît ne s'être accompagnée - au niveau microtectonique - d'aucune déformation souple du substratum (unité inférieure des exemples cités dans le texte). La semelle serpentineuse (unité médiane), située à la base du complexe ultrabasique, présente une épaisseur variable ; son absence en certains points (Taom) résulte probablement de son laminage au cours du charriage. D'un point de vue chronologique, la mise en place des péridotites a été précédée d'une serpentinitisation intime des formations ultrabasiques ; les mylonites serpentineuses ne résultent cependant que d'un phénomène purement mécanique ultérieur (broyage et laminage des formations basales de la nappe péridotitique lors de son avancée).

Enfin, les observations microtectoniques analysées plus haut - du fait de leur caractère ponctuel et limité - ne permettent pas d'étendre les conclusions présentées dans le tableau XII-1 à l'ensemble de la nappe ultrabasique néo-calédonienne. Seule une étude statistique systématique des déformations observées, aussi bien dans le substratum qu'à la base des formations ultrabasiques, pourrait éventuellement distinguer sans ambiguïté les mouvements propres liés au charriage de la nappe péridotitique de ceux qui l'ont immédiatement précédé ou suivi.

	MASSIF DE KAALA			MASSIF DU TAOM			MASSIF DU MONT DO			GRAND MASSIF DU SUD		
	Unité Inf.	Unité Méd.	Unité Sup.	Unité Inf.	Unité Méd.	Unité Sup.	Unité Inf.	Unité Méd.	Unité Sup.	Unité Inf.	Unité Méd.	Unité Sup.
Déformation dominante	Plis N150-20N	DISPERSEE	?	Clivage vertical N140		?	Plis à axes horizontaux N100 à N10	DISPERSEE		?		?
Déformation liée à la mise en place	Clivage sub-horizontale	FAILLES HORIZONTALES	FAILLES HORIZONTALES	Clivage de fracture horizontale	A B S E N T E	Failles inverses sub-horizontales N90 à N110 20 à 25N	Joints de dissolution sous pression	?	FILS SERPENTINEUX SECANTS ?	?	CROCHONS A AXES VERTICAUX ET PLANS AXIAUX N 60 à N 80	Failles peu pentées N150 15E
Déformations tardives	Failles verticales N90 à N120			?		Diaclases sub-verticales N60 à N90 et N130 à N150	Basculement vers le SW ?	?		Failles verticales N115		
Age de l'unité inférieure	Eocène inférieur					Crétacé		Trias (?)				Paléocène

Tableau XII-1 - Récapitulation des déformations observées.

Manuscrit remis en janvier 1981
Manuscrit révisé en avril 1981