

SERVICE DES PUBLICATIONS DE L'ORSTOM

70, Route de l'Orstom, 47000 BORDEAUX
MINISTÈRE DE LA FRANCE D'OUTRE-MER

847-31-95

**OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER**

**CARTE GÉOLOGIQUE
DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE**

à l'échelle du 100.000°

dressée avec la collaboration de l'Inspection Générale
des Mines et de la Géologie de la France d'Outre-Mer et
avec celle du Centre National de la Recherche Scientifique

Feuille n° 3: *HIENGHÈNE-VOH*

**NOTICE EXPLICATIVE
AVEC UNE MISE AU POINT
SUR LES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES**

Géologie et Gîtes Minéraux par André ARNOULD
et Pierre ROUTHIER

Rédaction générale par Pierre ROUTHIER

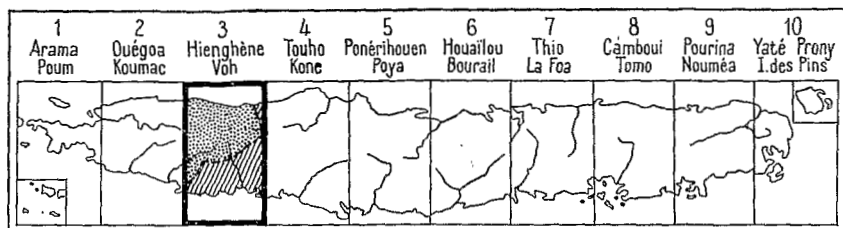


PARIS

47, Boulevard des Invalides (7°)

1957





Avertissements

1. Chacune des dix feuilles de la carte géologique de la Nouvelle-Calédonie, à l'échelle du 100 000^e, est accompagnée d'une notice explicative. Le but de ces notices est de permettre à des usagers très variés une mise en œuvre rationnelle de la carte. Pour trouver les justifications scientifiques et les détails qui n'ont pu être inclus dans les notices, on se reportera aux mémoires parus de J. AVIAS (généralités et formations antécétacées), de P. ROUTHIER (toutes formations, mais principalement tertiaires) et à celui, à paraître, de A. ARNOULD (terrains métamorphiques du Nord).

2. Sur cette feuille, les levés géologiques ont été exécutés, de 1946 à 1950, par A. ARNOULD, J. AVIAS et P. ROUTHIER. La complexité de la feuille, les problèmes scientifiques qu'elle pose, la variété et l'importance de ses ressources minérales auraient pu justifier un exposé plus détaillé. Toutes les observations faites par les auteurs n'ont donc pu être relatées. Nous avons voulu donner une description aussi objective que possible et avons sacrifié certains grands problèmes théoriques, comme la mise en place des péridotites et serpentines. Cependant nous avons souligné l'intérêt que semble présenter cette feuille pour la compréhension du métamorphisme en général.

3. Il y a lieu de noter l'extrême pauvreté du fond topographique initial (1/40 000) sur de larges surfaces, en particulier dans toute l'aire métamorphique qui s'étend de Hienghène au Mont Colnett, et au-delà sur la feuille 2. Sur cette trame dispersée, et très approximative, ne tombaient d'autre part que des photographies aériennes

obliques américaines. Si l'on ajoute la densité du couvert forestier, on comprendra que la figuration des terrains métamorphiques ne soit que grossièrement schématique.

4. Depuis l'impression de cette feuille (1955), des études pétrographiques et l'exploitation des photographies aériennes verticales de l'Institut Géographique National — qui n'existaient pas lors de l'exécution des levés — ont permis d'aboutir à une meilleure compréhension et à une meilleure représentation cartographique des terrains métamorphiques du Nord-Est. On se reportera au mémoire à paraître de A. ARNOULD (thèse, Faculté Sciences, Paris, 1957).

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique de cette région reste fort mal connue. L'existence de terrains paléozoïques n'est pas prouvée. On peut admettre qu'une partie de la région fut le siège d'une sédimentation marine continue durant au moins une part du Secondaire (formation des grauwackes et formation à charbon) et du Tertiaire (Éocène I).

Les terrains datés les plus anciens correspondent à la formation des grauwackes (5 a-1), qui apparaît pour la première fois lorsque l'on vient du Nord.

Dans d'autres régions, notamment dans celle de Moindou-La Foa, on a pu démontrer qu'elle englobe Permien, Trias et une partie du Jurassique et qu'elle correspond à l'« Undifferentiated Jurassic-Triassic-Permian » de Nouvelle-Zélande. Les fossiles trouvés sur cette feuille sont tous des *Monotidae* du groupe *ochotica*, d'âge triasique supérieur (Norien).

La formation des grauwackes comporte en réalité ici beaucoup plus de schistes que de grauwackes. De plus elle est métamorphisée, légèrement sur la majeure partie de sa surface, beaucoup plus dans la vallée de la Congo, sur le bord sud-est de la feuille, où elle semble passer à un arc cristallophyllien qui se prolonge jusqu'à la basse Tiwaka sur la côte orientale (feuille 4). Dans ces conditions, la limite entre formation des grauwackes et formation à charbon, également métamorphique dans la portion orientale de la feuille, reste très arbitraire.

La formation des conglomérats et arkoses de la vallée de la Congo (6) n'est représentée que sur le versant occidental, et ne

dépasse pas au Nord la rivière Tienghane. Elle peut être datée comme post-norienne et anté-sénonienne. Elle correspond à une phase orogénique et à une émerision, d'âge jurassique ou crétacé, suivies d'un démantèlement.

La formation à charbon (7) a montré ici, dans la vallée de la Faténaoué, plusieurs gisements de *Kossmaticeras*, indiquant le Sénonien. Un autre gîte fossilifère, non loin de Tiéta, serait peut-être d'âge Albien (?). Sur le versant oriental on a rapporté à cette formation une série de schistes un peu sériciteux, qualifiés de « schistes de Hienghène ». Cette attribution se justifie surtout quand l'on considère le contexte stratigraphique sur la feuille 4.

La formation phtanitique et calcaire ou Éocène I, très bien représentée sur la feuille 2, se prolonge ici jusqu'à la rivière Pouanlotch. Plus loin vers le Sud-Est elle n'apparaît plus qu'au Pic Vert, près de Témala, où ne sont guère présents que des calcaires. La même discontinuité de l'Éocène I se prolonge sur la feuille 4. Il en résulte que, sur 50 kilomètres de longueur, les épanchements paléogènes viennent au contact direct de la formation à charbon. Ce dispositif semble impliquer une *transgressivité* des épanchements, donc des mouvements d'âge approximativement éocène « moyen », qui seront mieux démontrés dans le bassin de Bourail (feuille 6).

Sur le versant oriental, en particulier autour de la baie de Hienghène, on a figuré des terrains légèrement métamorphiques, qualifiés « schistes de Maïna » sur la feuille 4, dont le faciès présente des analogies avec l'Éocène I. Les rochers calcaires, également métamorphiques, de la baie de Hienghène, doivent être attribués à l'Éocène I, au même titre que les rochers calcaires de la rive gauche du Diahot (feuille 2).

Mais l'extension de l'Éocène métamorphique ne se limite pas là. Depuis l'exécution de la feuille, on a reconnu, dans les calcaires cristallins de Tao, la présence de *Globigerina* et *Globorotalia*. Leur attribution à l'Éocène, qui avait d'abord paru douteuse (voir légende) est donc maintenant certaine. Du même coup toute la chaîne cristallophyllienne du Nord-Est, qui s'étend de Hienghène au mont Colnett et au-delà sur la feuille 2, comporte des terrains d'âge éocène et des terrains antérieurs. Par contre les terrains métamorphiques de l'arc Congo-Tiwaka sont plus anciens, car antérieurs aux conglomérats de la Congo. En même temps on est conduit à réenvisager l'origine des roches basiques, métamorphisées en roches à glaucophane, que contient la chaîne cristallophyllienne du Nord-Est. Ce pourraient bien être, non pas seulement des laccolites, mais

aussi des coulées transgressives contemporaines des « épanchements paléogènes » du versant occidental.

Ce segment de la chaîne calédonienne semble avoir été le siège de plusieurs phases orogéniques. La première importante, d'âge jurassique ou crétacé, a donné naissance à un arc plus ou moins continu qui, érodé, a livré les conglomérats de la Congo. Une deuxième aurait pris place à l'Éocène « moyen »; une troisième à l'Oligocène, après l'épanchement des basalt-andésites. Elle a été suivie par la mise en place des péridotites, dont la surface basale, calme et légèrement inclinée au Sud-Ouest, montre également une disposition transgressive sur les contacts : Éocène I — basaltes ou formation à charbon — **basaltes**.

ÉVOLUTION PHYSIOGRAPHIQUE

Nous la retraçons suivant le schéma général donné par W. M. DAVIS (1925). Pour une vue générale on pourra consulter la « Géographie de la Nouvelle-Calédonie » (1955, p. 27 à 35). La datation des étapes de cette évolution n'a pas été objectivement possible. On sait seulement, grâce aux informations fournies par le Miocène de Népoui (feuille 4) qu'elle a probablement commencé dès le début du Miocène.

I. Après la mise en place des péridotites, un cycle d'érosion complet (cycle I), en partie *miocène*, aboutit à la formation d'une pénéplaine dont les témoins sont aujourd'hui conservés, sous forme de couvertures latéritiques, sur les massifs péridotiques.

II. A la suite d'un abaissement du niveau de base dû à un soulèvement de l'île, ou à un abaissement du niveau marin consécutif aux glaciations du Quaternaire ancien (??), la pénéplaine fut incisée et les grandes lignes du réseau hydrographique se dessinèrent (phase II).

Notons que, par l'étude de massifs péridotiques plus méridionaux, J. AVIAS (1953) a pu distinguer deux niveaux, correspondant à deux stades d'érosion, qu'il a numérotés II et III. Dès lors, tandis que DAVIS et ROUTHIER découpent l'évolution physiographique en quatre phases, AVIAS la découpe en cinq. Comme les phases II et III d'AVIAS ne sont que deux étapes d'un même mouvement géné-

ral, nous proposons de les dénommer II A et II B. Pour dissiper toute équivoque nous donnerons le tableau suivant de corrélations.

DAVIS (1925) ROUTHIER (1953)	AVIAS (1953)	Notice de cette feuille
Cycle I.....	I.....	I. Pénéplaine.
Phase II.....	II.....	II _A . Abaissement du niveau de base. Érosion modérée; bossellement de la pénéplaine.
	III.....	II _B . Érosion brutale.
Phase III.....	IV.....	III. Élévation du niveau de base.
Phase IV.....	V.....	IV. Abaissement du niveau de base.

N. B. — DAVIS a en réalité distingué quatre « cycles ». Mais il est bien préférable de réserver ce terme à un cycle d'érosion *achevé*; c'est seulement le cas de I. Les « phases » II, III et IV s'inscrivent toutes dans un deuxième « cycle » d'érosion, encore *inachevé* (ROUTHIER, 1953, p. 235).

II A. L'érosion est d'abord modérée et se traduit par un bossellement de la pénéplaine, très caractéristique à la périphérie des ouvertures latéritiques, sur les massifs péridotiques (R., 1953, Pl. XXII, fig. 2).

II B. Puis un abaissement plus brutal du niveau de base entraîne une érosion intense et la formation de cimes déchiquetées à lignes de crêtes souvent en lames. Des cours d'eau divaguant à la surface de la pénéplaine à la fin du cycle I, s'encastrent rapidement, sans tenir compte de la nature du substratum : ils se *surimposent*. Ainsi la rivière de Voh, au lieu de contourner l'imposant massif péridotique : Katepahie-Koniambo, le traverse en une profonde cluse. La profondeur de cette gorge, environ 600 mètres, indiquerait l'ordre de grandeur *minimum* de l'abaissement du niveau de base lors de la phase II.



Durant cette phase ont été entaillées de hautes falaises à forte pente. Celles-ci, comme partout dans l'île, n'existent que sur la côte orientale. Il en résulte une profonde dissymétrie des côtes : côte orientale escarpée, avec cascades (Tao, Oua-Hinna); côte occidentale le plus souvent basse et marécageuse. Cette dissymétrie est difficilement explicable si l'on n'admet pas, avec DAVIS, un *gauchissement transversal*, qui aurait relevé plus la portion orientale que la portion occidentale. Pour cette raison l'hypothèse d'un soulèvement de la masse terrestre est beaucoup plus acceptable que celle d'un abaissement du niveau marin. En tout état de cause, et même en laissant de côté les considérations volumétriques sur les calottes glaciaires et les eaux océaniques, la conception « eustatique » et du « contrôle glaciaire » ne peut, à elle seule, éclairer toute l'évolution physiographique de l'île.

III. Puis une élévation du niveau de base, due à un affaissement terrestre, ou à une remontée du niveau marin consécutive à la fusion des glaciers au Quaternaire moyen (?), provoqua la submersion du cours inférieur des rivières (1) [formation de la baie de Hienghène] et des basses terres, la croissance en hauteur du récif-barrière et le développement de nombreux récifs dans le lagon. Les vallées et les estuaires se comblent peu à peu.

IV. Enfin un abaissement du niveau de base a eu lieu, sans doute en plusieurs étapes. Il a entraîné l'assèchement des golfes de la côte ouest et le dépôt de gypse, notamment sur la Taom (concession « Rabiot », à 6 kilomètres du littoral actuel). On peut provisoirement évaluer l'amplitude de cette oscillation d'après l'altitude des argiles à gypse les plus élevées : environ 15-20 mètres (région d'Ouaco et concession « Ellis », près de Koné, sur la feuille 4).

Une étape de cet abaissement du niveau de base est enregistrée par les magnifiques corniches d'érosion marine entaillées, à environ 4 mètres de hauteur, dans les calcaires côtiers au Nord-Ouest de la tribu de Tiédéralik et dans la baie de Hienghène. Enfin des plages soulevées au niveau de 1.50-2 mètres formées souvent de sables

(1) On nous a signalé, dans des alluvions près de Témala, des crâbes épigénisés en aragonite, identiques à ceux de Canala (Avias, 1953, p. 26).

coquilliers et de débris coralliens, marquent la dernière étape, très générale dans l'île. C'est le seul niveau très constant que l'on puisse rapporter à peu près certainement au seul effet d'un abaissement eustatique du niveau marin. En même temps les marais côtiers, avec leurs vases à Palétuviers, s'assèchent peu à peu. Au total, lors de cette phase IV, la côte tend à se régulariser, par colmatage de ses rentrants.

Ses parties saillantes et dures sont en quelque sorte rajeunies par la reprise de l'attaque marine, consécutive au mouvement d'émer-sion. De petites falaises verticales s'y entaillent, par exemple dans les péridotites de la presqu'île de Gatope.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Observation préliminaire.

La plupart des ensembles sédimentaires étant très compréhensifs et ne pouvant être rapportés à coup sûr à des divisions stratigraphiques européennes ou même pacifiques, et leurs cadres chronologiques restant provisoires, il n'a pas paru légitime de leur affecter des symboles stratigraphiques. On a préféré attribuer un numéro, de 1 à 14, à chaque « formation » sédimentaire, les numéros les plus élevés correspondant aux formations les plus récentes (1). Deux numéros méritent mention particulière; 6 : formation des conglomérats et arkoses de la vallée de la Congo, dont l'âge est mal déterminé, et 13 : éluvions, dont l'âge peut remonter jusqu'au Miocène, mais être aussi plus récent.

La cartographie de « formations » : unités lithologiques, avec prédominance marquée d'un faciès, est justifiée, et c'est même la seule possible, à l'échelle de la Nouvelle-Calédonie. Mais elle suppose que les variations latérales de faciès soient très minimes. Or ce n'est pas le cas ici pour la « formation des grauwackes » (5 a-1) dont la distinction avec la formation à charbon (7) devient pratiquement impossible en l'absence de jalons chronologiques serrés. On ne pouvait cependant adopter sur cette feuille un principe carto-

(1) Le même principe a été appliqué à la carte à 1/1 000 000 de Nouvelle-Zélande.

graphique différent de celui adopté ailleurs. Ces difficultés et les motifs de certaines options, partiellement exposés plus loin, n'échapperont pas à un géologue averti.

Formation des *grauwackes* (5 a-1).

Permien, Trias, Jurassique indifférenciés

Cette formation apparaît pour la première fois dans la série des feuilles en partant du Nord. Elle mérite donc une présentation.

D'une manière générale elle est particulièrement bien caractérisée sur la côte sud-ouest de l'île, dans la région de Moindou-La Foa (voir notices des feuilles 6 à 8). Ici, elle s'est sédimentée à peu de distance d'une terre, la « Tasmantia », qui limitait à l'Ouest le géosynclinal néocalédonien. Le faciès de cette zone bordière correspond au « Hokonui faciès » de Nouvelle-Zélande (WELLMAN, 1952). Il s'agit surtout de *grauwackes*, au sens anglo-saxon du terme (cf. KRUMBEIN et SLOSS, 1951), c'est-à-dire de roches détritiques à matériaux volcaniques basiques : plagioclases, augite, fragments d'andésite. Le quartz y reste en général subordonné par rapport aux plagioclases et ces *grauwackes* sont donc rarement gréseuses.

Dans ces *grauwackes* s'intercalent des schistes argileux ou argillites noires, de faible volume sur la côte occidentale, et des roches basiques (dolérites).

Les nombreuses assises fossilifères qu'on y rencontre sont le plus souvent d'âge triasique ou jurassique, et plus particulièrement liasique.

*
**

Sur cette feuille on a attribué de larges étendues à la formation des *grauwackes*. Mais cette attribution comporte des difficultés. La première est d'ordre lithologique. Ici le faciès « schiste noir » prend un développement considérable par rapport au faciès « *grauwacke* ». A vrai dire c'est surtout dans le haut de la Témala, à partir du « Vallon du Mystère », et de la Faténaoué, que ce faciès apparaît, toujours intercalé de schistes noirs phylladiens (pour une description détaillée, voir ROUTHIER, 1953, p. 166, 155 et 35).

D'ailleurs, d'une manière générale en Nouvelle-Calédonie, le faciès de schistes ou argillites noirs semble débiter de plus en plus tôt

à mesure que l'on se déplace vers l'Est, c'est-à-dire que l'on s'éloigne des côtes probables les plus voisines de la terre « Tasmantia ».

Nous retrouvons ici l'« alpine faciès » de Nouvelle-Zélande, distingué du « Hokonui faciès ». Cet « alpine faciès » est considéré aussi, en Nouvelle-Zélande, comme « Permien - Trias - Jurassique indifférenciés ».

Comme la formation à charbon (7), qui comporte surtout du Crétacé, est représentée essentiellement sous le faciès schiste noir, sa distinction d'avec la formation des grauwackes devient souvent fort difficile et arbitraire. C'est le cas dans le haut des bassins de la Témala et de la Faténaoué, où la limite entre 5 a-1 et 7 : « schistes de Hienghène », rapportés à la formation à charbon, est fondée sur la disparition des bancs à faciès grauwackes, c'est-à-dire sur la disparition des feldspaths.

De plus ces formations sont ici légèrement métamorphisées en schistes noirs sériciteux, avec très nombreuses veines de quartz ou de quartz et feldspath (albite ?). Mais ce métamorphisme n'oblitére pas, en général, leurs caractères primitifs, sauf dans la vallée de la Congo (voir à « Terrains métamorphiques »).

La deuxième difficulté réside dans la rareté des jalons chronologiques. Les seuls fossiles récoltés ici sont des *Monotidae* du groupe *ochotica*, indiquant le Norien. Aux trois points où on les a reconnus : deux près d'Ouapan, sur la Témala; un sur la Fatémandé, affluent de la Faténaoué, les *Monotis* sont dans des schistes noirs légèrement phylladiens qui, d'ailleurs, sont intercalés ou engrenés avec des grauwackes à grain fin et même des brèches grossières. Ce fait montre bien que le faciès schisteux noir débute ici pour le moins dès le Trias supérieur.

N. B. — Par une omission dans le dessin, les deux gisements de *Monotis* d'Ouapan semblent se placer dans la formation des conglomérats et arkoses de la Congo (6). En fait ils se situent dans une petite bande à grauwackes comprise entre les « schistes feldspathiques » et un fil de serpentine.

*
**

Du point de vue pétrographique notons que les « grauwackes » de la vallée de la Témala semblent en moyenne plus gréseuses, plus quartzieuses que les grauwackes typiques et se singularisent parfois par la présence de hornblende verte, alors qu'en général le minéral ferro-magnésien dominant dans ces roches est l'augite. La « damou-

ritisation » très accentuée des plagioclases, le développement, dans le ciment quartzeux et chloriteux, de *trainées* sériciteuses semblent la marque d'un léger métamorphisme.

A signaler, dans la vallée de la Témala, sur quelques centaines de mètres en amont d'Ouapan, dans des phyllades noires riches en veines de quartz blanc, l'existence de deux types lithologiques remarquables : passées de *schistes rouges* — à oligiste finement cristallin et chlorite en très petites lamelles — dont l'un a montré des fantômes étirés de Radiolaires, au contact de bancs ou lentilles de *roches vertes* chloriteuses, montrant des reliques d'une microstructure microlitique. Ce couple représente donc l'association classique épanchement basique sous-marin-radiolarite.

Or cette association n'est pas encore connue ailleurs, dans la formation des grauwackes non métamorphique et il paraît absolument exclu qu'elle représente ici les épanchements paléogènes.

Il n'est pas démontré que les schistes rouges, trouvés en grande abondance dans les galets en divers points de la haute Témala et de la haute Faténaoué, aient partout la même signification. Cependant cela est suggéré par l'abondance des galets de « roches vertes » (dolérites, gabbros et microgabbros ?) là où les galets de schistes rouges sont abondants.

De tels épisodes mériteraient d'être suivis et cartographiés. Joint à quelques jalons paléontologiques, ils permettraient sans doute d'établir une stratigraphie et de débrouiller la structure de la formation.

Formation des conglomérats et arkoses de la vallée de la Congo (6).

Cette formation présente ici une grande extension et passe un peu sur la feuille 4. Sa désignation géographique est donc assez conventionnelle, mais elle est justifiée par l'exceptionnelle qualité de la coupe de la Congo.

Pour une description détaillée et des coupes de cette formation on se reportera à P. ROUTHIER (1953, p. 34 à 41).

D'une façon générale, cette formation succède, en les remaniant, à des terrains franchement métamorphiques ou à des couches datées du Trias supérieur, sous le faciès grauwacke ou schiste noir.

Elle comporte, du Nord au Sud et de bas en haut (*stratigraphiquement*; en réalité de haut en bas car la série est renversée) : des conglomérats rouges, où les galets, qui peuvent atteindre un

diamètre de 20 centimètres, ne sont ni classés ni orientés; des conglomérats gris, des arkoses, des grès, des schistes feldspathiques et des passées d'argillites lie-de-vin qui n'apparaissent que dans les conglomérats rouges. Les conglomérats, qu'ils soient ou non rubéfiés, remanient essentiellement des séricitoschistes, des grauwackes, du quartz.

Les arkoses contiennent du plagioclase, sans doute reflet des grauwackes qui, érodées, ont servi à leur élaboration. Le ciment des conglomérats et arkoses est calcitique.

Si la formation varie verticalement elle varie aussi latéralement. Ainsi les conglomérats rouges, très épais sur la Congo, ont disparu sur la Faténaoué, où ne subsistent que des conglomérats gris peu puissants. D'une façon générale le volume des arkoses augmente quand on se dirige de la Congo vers la Témala : on a grossièrement exprimé cette variation latérale par un figuré montrant l'extension des conglomérats.

Sur le sentier de la Témala et dans les affleurements situés plus loin au Nord-Ouest, la formation présente surtout le faciès de « schistes feldspathiques » (avec niveaux de grès à mica blanc) à altération jaune. Elle est alors identique aux formations du haut-bassin de Koumac (feuille 2) et de la baie de Néhoué (feuille 1), qui ont été parallélisées avec elle.

Une certaine difficulté se présente dans la distinction entre cette formation et la formation à charbon. Dans les conglomérats gris et les arkoses s'intercalent des passées de schistes noirs argileux ou argilo-gréseux présentant le faciès « formation à charbon ». Il y a donc passage d'un régime détritique grossier à un régime détritique beaucoup plus fin. Aussi, lorsque l'on rencontre des bandes de schistes argileux noirs, comme celles figurées entre la Faténaoué et la grande boucle de la rivière de Voh au Nord de Tiéta, est-il difficile de décider si elles sont là en position stratigraphique ou tectonique. Les indiquer en vert (7) traduit donc une pure option.

La formation succède aux schistes à *Monotis* d'Ouapan et de la Fatémandé, aux grauwackes non datées de la Congo (peu épaisses et non figurées sur la carte), enfin aux grauwackes à cf. *Daonella indica* BITNER (Trias supérieur) de la Kamendoua (feuille 4). Elle est donc à coup sûr post-triasique. Peut-être faudrait-il nuancer un peu cette affirmation car, sur la Congo, on peut observer des intercalations irrégulières de conglomérats dans les grauwackes. Mais ici la structure est compliquée, comme l'attestent des intercalations tectoniques de séricitoschistes dans les conglomérats.

Ces derniers sont, d'autre part, antérieurs aux couches sénoniennes à *Kossmaticeras* de la Faténaoué et aux couches à charbon de Tiéta, où des fossiles indiqueraient peut-être un âge mésocrétacé (Albien ?), mais cette dernière datation reste assez douteuse.

Tout ce que l'on peut affirmer est l'âge post-triasique et anté-sénonien, donc *jurassique* ou *crétacé* de la formation. Il serait bon d'y rechercher des fossiles, et en particulier des Végétaux, dont nous avons trouvé de fort mauvaises empreintes dans des passées de schistes argileux, sur la Kamendoua (feuille 4).

Cette formation détritique a pris naissance par destruction d'un arc, peut-être insulaire, érigé lors d'une phase orogénique précoce, au Jurassique ou au Crétacé.

Formation à charbon (7).

Du point de vue lithologique cette formation se présente comme sur les feuilles précédentes, avec une dominante de « schistes » argileux noirs (plus exactement de « pélites » ou argillites ou, en anglais, mudstone, car pas de schistosité marquée en général).

Des volumes importants de grès et poudingues à petits galets de quartz blanc apparaissent au Nord de Tiéta. C'est dans cette zone que sont connues des veines de charbon. La relation entre le charbon et les amas lenticulaires, non régulièrement lités, de matériaux élastiques, laisse à penser à une origine allochtone du charbon. Les Végétaux dont les débris formèrent le charbon de Tiéta croissaient peut-être sur une terre qui était la survivance de l'arc d'où descendaient antérieurement les matériaux des conglomérats rouges de la Congo.

Des calcaires noirs, en petites lentilles, se placent dans le contact formation à charbon-épanchements paléogènes, entre Faténaoué et Téléma, et entre celle-ci et le vallon de Mengo. En ce dernier point ils contiennent des *Inoceramus* (?). De petits lits de calcaire gris, associés à des schistes noirs, s'observent dans le gîte fossilifère de Tiéta.

*
**

Les fossiles recueillis ici, et déterminables, indiquent tous un âge crétacé. Il faut en distinguer deux groupes :

1° *Kossmaticeras*, abondants dans des nodules siliceux de part et

d'autre de la Faténaoué. L'un a été déterminé *K. densicostata* KILIAN et REBOUL. Ils indiquent le Sénonien (et plus exactement le Santonien ?);

2° Faune à Pélécy-podes de Tiéta, sur le creek Oubanit.

Une première liste de cette faune a été donnée (P. R., 1953, p. 59-60, et pl. III).

Son cachet général pourrait plaider en faveur de l'Albien, mais elle reste très insuffisante pour une détermination d'âge rigoureuse. Les recherches sur le charbon entreprises dans cette région par le Service des Mines (géologue : P. KOCH) apporteront sans doute de nouveaux matériaux paléontologiques et des éléments de datation intéressants.

*
**

Dans l'axe de l'île et sur le versant oriental, on a rapporté à la formation à charbon, une série dite « *Schistes de Hienghène* ».

Ils peuvent se définir comme suit. Schistes noirs, assez peu sériciteux, plus ou moins phylladiens, sans feldspaths, parfois pyriteux, présentant sur les parties soumises aux embruns marins une érosion alvéolaire très nette et très caractéristique, et un blanchiment superficiel. Dans l'intérieur, au contraire, leurs altérations bariolées rappellent celles de la formation à charbon. De plus, on peut y rencontrer des nodules de barytine, comme par exemple sur la Haute-Coulna, fréquents en divers points de la formation à charbon non métamorphique. Presque azoïques ils n'ont fourni de traces de fossiles qu'à Oueyeguet : empreintes probables de grands *Inoceramus* évoquant un âge jurassique supérieur ou crétacé.

Ils sont très souvent zébrés de petites veines de quartz laiteux.

Des raisons de continuité et la présence de schistes analogues datés plus loin au Sud-Est, font penser qu'il s'agit probablement de Jurassique supérieur ou de Crétacé, encore qu'un âge au moins pro parte jurassique inférieur ou triasique ne puisse être exclu, le faciès de schistes noirs semblant, d'une manière générale en Nouvelle-Calédonie, débiter de plus en plus tôt à mesure que l'on s'éloigne vers l'Est, c'est-à-dire que l'on s'éloigne des côtes probables les plus voisines des terres alors émergées.

Stratigraphiquement ces schistes surmontent en continuité et concordance la formation des grauwackes, d'âge probablement triasique et en tous cas permo-jurassique.

Formation phtanitique et calcaire. Éocène I (8).

Du point de vue lithologique, du moins *sur le versant occidental*, cette formation se présente comme sur les feuilles précédentes (pour une description générale voir en particulier la notice de la feuille 2).

Sur cette feuille l'extension de l'Éocène I se réduit beaucoup. La bande qui traverse les bassins de Koumac et de Gomen s'interrompt au niveau de la rivière Pouanlotch. Au-delà elle ne réapparaît qu'au Pic Vert, près de Témala, où elle est essentiellement représentée par des calcaires à *Globigerina* et *Globorotalia*; on y trouve cependant encore quelques « caillasses siliceuses ». Cette répartition discontinue de l'Éocène I se prolonge sur la feuille 4.

Il en résulte que, sur une longueur de plus de 50 kilomètres, les épanchements paléogènes viennent au contact direct de la formation à charbon. Malgré la présence de petites lentilles serpentineuses dans ce contact très redressé on ne peut l'interpréter par le seul jeu d'étirements tectoniques. Il faut admettre que les épanchements paléogènes sont transgressifs sur les formations antérieures, déjà plissées, ce qui suppose une phase de plissement postérieure à l'Éocène I, donc d'âge approximativement éocène « moyen », qui sera mieux démontrée dans le bassin de Bourail (feuille 6).

*
**

Sur le versant oriental on a rapporté à l'Éocène I, et en partie à des couches de passage du Crétacé à l'Éocène — fond de jaune éocène à ronds verts évoquant la formation à charbon — une formation qualifiée par nous « schistes de Maïna » (Maïna est une localité située sur la feuille 4). Une surcharge de tirets indique le léger métamorphisme de ces couches.

Ce sont des schistes noirs, souvent fortement sériciteux. Très rubéfiés en surface comme certains schistes crétacés, ils n'ont encore livré aucune trace de fossile. Ils présentent vers le haut des intercalations de petits lits (épaisseur moyenne 2 à 5 centimètres) de *quartzite* blanc laiteux à taches résiduelles bleu foncé. Ces intercalations, presque toujours plissotées, peuvent devenir prédominantes et les délits schisteux plus ou moins gréseux. Cette formation évoque alors les « caillasses siliceuses », qui auraient été légèrement métamorphisées, de l'Éocène I. Comme dans l'Éocène I non métamorphique on y rencontre d'ailleurs des lentilles calcaires (roches calcaires du littoral et de la baie de Hienghène) mais ici recristallisées

et silicifiées. Cette formation ou plus exactement les schistes noirs de sa base, font suite, sur la côte, à la formation des schistes de Hienghène dont ils sont séparés, soit par une faille, soit par une surface de discordance (fig. 1, voir plus loin Tectonique).

Cette constitution lithologique est déjà assez démonstrative. L'assimilation à l'Éocène I est confirmée par le contexte stratigraphique de la région de la Thiem, située plus à l'Est, sur la feuille 4.

Dans cette région la formation de Maïna est surmontée par des « dolérites » à intercalations d'argillites rouges et de jaspes ou radiolarites, dont l'attribution aux épanchements paléogènes ne paraît pas douteuse.

Enfin, nouveauté importante depuis la parution de la feuille et de sa légende, les calcaires de Tao contiennent encore, par places, des *Globigerina* et *Globorotalia*. Les terrains franchement métamorphiques du chaînon littoral Hienghène-Colnett sont donc en partie d'âge éocène.

Épanchements paléogènes sous-marins (10-9 b).

REMARQUE. — On a montré (ROUTHIER, 1953, p. 101) que ces épanchements, en partie synchrones de l'Éocène II (supérieur) peuvent se prolonger durant l'Oligocène. D'où la dénomination : épanchements « paléogènes », qui est peut-être un peu froublante, mais est bien préférable à « éo-oligocène » ou à « nummulitique ».

Du point de vue lithologique, du moins sur le versant occidental, cette formation volcanique se présente comme sur les feuilles précédentes (pour une description générale, voir la notice de la feuille 2).

Dans les basaltes α ou basalt-andésites qui constituent l'essentiel du volume peuvent se rencontrer de petites masses de gabbros, par exemple à l'extrémité de la petite route située sur la rive gauche de la Taom et dans un petit affluent de droite de la Pouanlotch. Ces roches grenues représentent vraisemblablement des portions internes de coulées.

Parmi les intercalations sédimentaires, qui prouvent l'épanchement sous-marin, les tufs (jaunâtres, kakis, verdâtres) sont parfois très abondants, comme par exemple de part et d'autre de la tribu de Témala et au pied du Pic Vert (rocher de calcaire éocène I). Ici, comme sur toutes les autres feuilles, nous n'avons pu cartographier les intercalations sédimentaires. Ce travail de détail pourrait être fort utile pour la reconstitution des structures propres aux épanchements paléogènes.

C'est à ceux-ci que sont associés les gisements de manganèse, du type défini par P. R. (1953) comme « volcano-sédimentaire ». Sur cette feuille nous en trouvons un représentant important : le gisement « La Lune » sur la rivière Taom.

Nous avons déjà noté plus haut (p. 5 et p. 16) que les épanchements basaltiques sont transgressifs et viennent tantôt au contact de l'Éocène I. — succession normale — tantôt au contact de la formation à charbon ou même de terrains plus anciens.

Cette transgressivité permet d'expliquer la présence de basalt-andésites dans l'axe de la feuille, notamment la bande qui passe au St Talouch, où un petit indice de manganèse confirme l'assimilation. Cette interprétation est en tout cas beaucoup plus probable que celle de laccolites.

Peut-on, avec ces jalons, sauter jusqu'aux roches basiques transformées en glaucophanites, du littoral oriental ? Si l'on tient compte que les lentilles calcaires de Tao datent de l'Éocène I, il devient possible que certaines au moins de ces roches basiques aient été des coulées paléogènes.

Formations littorales et fluviales plio-quaternaires (12 a-b).

L'étude d'ensemble des formations marines, lagunaires (à gypse) et fluviales postérieures aux plissements tertiaires, n'a pas encore permis d'y établir de divisions chronologiques autres que : Néogène et Plio-Quaternaire. Le « recouvrement » de ces deux divisions, qui englobent toutes deux le Pliocène, exprime le degré d'incertitude nécessaire pour celles de ces formations qui ne sont ni miocènes, ni très récentes. Des études beaucoup plus systématiques et détaillées restent à entreprendre, en combinant les méthodes géologiques et géomorphologiques.

Sur cette feuille on ne connaît aucun dépôt miocène comparable à ceux de Népoui (feuille 4).

a. Non ferrugineuses (12 a).

Argiles, gypsifères ou non.

Des argiles de couleur verdâtre, ou jaune verdâtre, ou brunâtre, colmatent les zones basses sur le littoral occidental. Elles ne sont guère visibles que dans les berges des rivières ou les rigoles d'érosion, car elles sont fréquemment couvertes d'un manteau plus ou

moins épais de latérites ferrugineuses alluviales et de cailloutis sili-
ceux.

Certaines vallées doivent être presque entièrement comblées par ces argiles. Par exemple celle de la rivière Poué Koué, près d'Ouaco, où des prélèvements de sols ont toujours montré, sous une faible épaisseur de sol noir, de l'argile brune, plus rarement verte. L'étude minéralogique de ces argiles n'a pas été effectuée. On n'y connaît pas encore de faune. Dans ces conditions il est difficile de reconstituer leur « milieu générateur ».

Cependant il semble bien que les *argiles à gypse* ne soient qu'un équivalent latéral de ces argiles non gypsifères. Les unes et les autres présentent sensiblement la même couleur et se situent au même niveau — ne dépassant guère 15 mètres (indication approximative, faute d'un nivellement précis).

Dans ces conditions les argiles, gypsifères ou non, représentent probablement toutes le colmatage de nombreux golfes, lors de la phase terminale IV, marquée par un abaissement relatif du niveau marin.

Comme pour les argiles à gypse du Bassin Parisien on peut admettre que le milieu de dépôt n'était pas isolé du milieu marin par une barre, mais était un « milieu différencié », un golfe très peu profond où l'évaporation se trouvait favorisée, tant par le manque de profondeur que par un climat chaud (cf. DEICHA, 1942). Il est probable que l'évaporation, donc le dépôt de gypse, atteignaient le maximum d'intensité là où la lame d'eau était la plus mince, c'est-à-dire sur la bordure des golfes.

On s'expliquerait ainsi que tous les gisements de gypse connus ou exploités — et ceci est vrai au moins jusqu'au cap Goulvain (feuille 5) se situent vers la lisière des collines basaltiques; sur cette feuille : à Témala, sur la basse vallée de l'Ouendjia, à la concession « Rabiote » sur la rive droite de la Taom.

Plages et récifs soulevés.

Sur les rochers calcaires de la baie de Hienghène, on note une corniche d'érosion marine, à environ 4,50 mètres de hauteur, à laquelle sont encore fixés des Coraux.

Les plages soulevées les plus récentes se situent au niveau de 1,50-2 mètres. Elles peuvent être constituées de véritables faluns (dépôts coquilliers) comme sur la côte occidentale près d'Ouaco,

au bord du marais situé à l'embouchure de l'Oué Gohone, sur sa rive droite.

A noter le développement de récifs frangeants importants le long de la côte est et en particulier autour des massifs calcaires côtiers de la région de Hienghène (cf. AVIAS, 1953, pl. IV, fig. 6) provoquant sur certaines plages d'importantes accumulations de débris coralliens (« rempart » des auteurs anglo-saxons) tel celui qui barre la plage de Tiedéralik (cf. A., 1953, pl. V, fig. 2).

Alluvions fluviales.

Il serait possible, en certains points, de se livrer à une étude des terrasses fluviales. Les niveaux que nous indiquons ici sont très approximatifs et ont besoin d'être contrôlés. Ainsi, sur la basse Taom, entre la route coloniale et la mer, on peut distinguer une haute terrasse — à environ 8 mètres — et une basse terrasse — à environ 4 mètres. Cette basse terrasse est constituée de limons jaunes (quand ils sont secs) et localement de galets de péridotites.

Sur la rive gauche de la Faténaoué, en amont de Témala (H^{on} Terrier), on peut observer également deux terrasses.

Sur la Pouanlotch, au pont de la route coloniale, un sable jaune à concrétions calcaires — que l'on retrouve constamment dans les sables jaunes alluviaux et les sols de la région basaltique occidentale — repose sur des galets de phtanites noirs, ravinant le basalte. La rivière a entaillé ces alluvions sur environ 5 mètres. Plus bas sur la Pouanlotch, on observe une vaste surface jonchée de gros galets phtanitiques, descendus de la bande d'Éocène I qui se termine sur le haut de la rivière.

Sur la Poué Koué, un sable jaune à concrétions calcaires surmonte des galets de péridotites. Le lavage par la rivière extrait de cette formation un sable noir, probablement chromifère. L'entaille est encore ici de 4 mètres.

Il semblerait donc que l'on trouve dans cette région au moins un niveau constant de terrasse, à environ 4 mètres. S'il était confirmé, il faudrait sans doute le synchroniser avec le niveau d'Hienghène, mais les traces d'un niveau marin bien défini à cette altitude semblent fort rares.

Beaucoup de ces alluvions sont probablement encastrées dans les argiles déposées antérieurement.

Les rivières Taom et Ouendjia ont formé de véritables petits deltas.

A noter que, sous les alluvions récentes de ces vallées, on retrouverait souvent les traces d'une ancienne occupation marine. Nous avons déjà cité les crabes pétrifiés de Témala. De plus, sur la Faténaoué, en amont de Témala (Station Terrier) un puits aurait rencontré, à 7 mètres de profondeur, un gros bois silicifié, des racines de palétuviers et des coquilles marines.

Il serait du plus haut intérêt de recueillir une documentation plus complète et plus coordonnée sur tous ces dépôts, pour en établir une chronologie. Celle-ci pourrait intéresser aussi les préhistoriens et ethnologues. A cet égard notons que l'épaisseur d'enfouissement de restes industriels doit être considérée avec prudence dans les problèmes de chronologie. Dans une berge de la Faténaoué, à 3 mètres de profondeur, le colon Terrier a trouvé naguère une marmite presque intacte. Cette marmite n'est pas forcément ancienne car une seule crue, comme celle d'août 1948, a apporté sur la basse terrasse une épaisseur de 80 centimètres de limon !

b. Ferrugineuses (12 b).

Il s'agit de latérites alluviales, descendues des grands massifs péridotiques et étalées à leur pied. A ces « terres rouges » latéritiques s'associent des « grenailles » ferrugineuses, des fragments et plaquettes de silice colorée (jaune, rouge), souvent cavernueuses, provenant de l'altération superficielle des péridotites, des rognons de giobertite, enfin de la chromite détritique en petits grains.

Ces latérites alluviales ne se localisent pas toujours sur les bords des rivières, en chenaux étroits. Elles forment surtout de très vastes surfaces d'épandage, faiblement inclinées vers la mer, au pied des massifs péridotiques occidentaux, masquant alors toutes les autres formations récentes.

De ces grandes plaines latéritiques ne surgissent que quelques pointements basaltiques ou serpentineux. Exemple : entre Ouaco et la baie de Gomen (sur la feuille 2).

Éluvions (13 b). Latérites ferrugineuses.

On les rencontre presque exclusivement sur les péridotites (harzburgites) incomplètement serpentinisées des grands massifs et surtout du Katepahie-Koniambo. Elles sont pratiquement absentes sur

les petites masses ultrabasiqnes presque complètement serpenteuses.

Ces latérites ne constituent que les reliques d'une pénélaine autrefois beaucoup plus étendue à laquelle a abouti le cycle I de l'évolution physiographique. Dans la région de Népoui (feuille 4) et dans la baie de Saint-Vincent (feuille 8) des indices laissent à penser que l'âge de cette première phase serait miocène. Cependant cette attribution reste hypothétique et l'on n'a pas cru devoir suggérer la contemporanéité de toutes les latérites avec le Néogène marin daté. On a donc préféré les numéroter à la suite des dernières formations fossiles, mais ce numéro ne présente pas de signification chronologique rigoureuse.

La coupe complète d'une couverture latéritique comporte, de la base au sommet : 1° une zone de départ très peu épaisse, où l'élimination de la silice et de la magnésie de la péridotite est extrêmement rapide; cette zone de départ présente une couleur verdâtre; 2° des terres essentiellement composées d'hydroxyde de fer : jaunes à la base, rouges et violacées vers le haut; dans ces terres se rencontrent des concrétions ou des filets d'asbolite (oxydes de fer, manganèse et cobalt); 3° une cuirasse comportant plusieurs zones : zone « scoriacée » à la base, « pisolithique » au sommet; cette cuirasse est fréquemment couverte de vastes champs de « grenailles » ferrugineuses.

Cette coupe complète est rarement observable car l'érosion torrentielle fragmente cette couverture latéritique, les panneaux de la cuirasse glissent sur les terres, celles-ci et les grenailles descendent sur les pentes; de telle sorte que le manteau latéritique primitivement continu, horizontal ou à très faible pente, est peu à peu disséqué.

Ainsi, les massifs de la région d'Ouaco et celui du Oua-Tilou, très disséqués par l'érosion, ne présentent plus qu'une couverture latéritique très morcelée et peu épaisse. N'ont été représentés, sur cette carte, que les plaquages latéritiques qui présentaient une certaine continuité, témoins d'une plus importante « couverture » maintenant démantelée. Il va sans dire que des terres rouges peuvent être rencontrées en dehors de celles qui ont été figurées; elles constituaient des plaquages disséminés, peu épais, et de configuration géographique telle que tout essai de traduction graphique s'avérait illusoire. En dehors du fer, le nickel, le chrome et le cobalt sont présents en proportions variables dans ces formations (voir à Gisements minéraux).

Marais côtiers (14).

Ils sont immergés de façon constante ou temporaire, peuplés ou non d'une mangrove. Ces distinctions n'étaient guère possibles sur la carte. A signaler un marais salant à l'Ouest de Voh.

ROCHES IGNÉES

Épanchements paléogènes sous-marins = basaltes α ou basalt-andésites (10-9 b).

Ils ont été décrits précédemment (p. 17).

*
**

Plusieurs lentilles de roches basiques apparaissent dans les terrains paramétamorphiques. La plupart d'entre elles ont été métamorphosées. Dans la feuille Arama-Poum on a décrit les termes successifs de leur transformation. On ne les a pas suivis sur cette feuille, mais on pourrait vraisemblablement les trouver entre Hienghène et la tribu de Ouenghi (Ouenghi sur la carte).

*
**

Glaucophanites ortho.

Elles sont constituées pour la plus grande part de glaucophanites bleues dérivant de dolérites (θ) et très probablement des basalt-andésites, auxquels on peut attribuer maintenant, de façon quasi-certaine, les lentilles de roches basiques situées au milieu des séricitoschistes et des micaschistes de la région de Hienghène. A la glaucophane très abondante s'adjoignent, dans ces roches, grenat, muscovite, épidote et albite.

Péridotites et serpentines (π , σ).

Les roches ultrabasiqes de cette feuille sont, pour l'essentiel, des harzburgites plus ou moins serpentinisées, surtout abondantes dans les grands massifs de la région d'Ouaco et du Katépahie-Koniambo, et des serpentines, surtout abondantes dans les petites masses lenti-

culaires et les « fils », ici extrêmement nombreux. Ces « fils » se rencontrent dans les terrains métamorphiques, dans la formation des grauwackes, dans celle des conglomérats, dans la formation à charbon, dans les basaltes paléogènes. Ils se glissent souvent dans le contact de deux formations.

On ne s'est pas livré ici à la recherche et à l'étude des variations pétrographiques, et notamment des roches feldspathiques (plagioclisolites). Notons cependant, dans le contact sud de la langue serpentineuse située au Sud de la route coloniale, entre l'Oue Gohone et la Taom, une petite lentille (2 m \times 2 m) d'une roche blanche, probablement une albitite comparable à celles signalées sur la feuille 1 (Arama-Poum). Entre Ouaco et la route un trou de barrière a rencontré une amphibolite très noire, roche de la série des gabbro-diorites à hornblende, très vraisemblablement en relation avec une masse de serpentine incluse dans les basaltes.

Les harzburgites des grands massifs ont été serpentinisées dans toute leur masse. Cependant la serpentinisation a affecté plus particulièrement leur bordure, c'est-à-dire leur base. On peut observer ce phénomène sur le sentier de Tiéta à la Congo, au pied oriental du S^t 191. Ici la base du grand massif de Koniambo est formée de serpentine laminée, reposant sur des tufs siliceux vert noirâtre appartenant au cortège des épanchements paléogènes.

En d'autres points la bordure de ces grands massifs est jalonnée par du quartz. Ce phénomène est très fréquent en Nouvelle-Calédonie et nous l'avons déjà signalé dans la notice n^o 2 (p. 21). Au pied nord du Katépahie la tache marquée en éluvions 13 b représente en réalité une grande coulée de quartz jaune caverneux, avec reliques de serpentine.

Le S^t Tambouna ou « Pain de Sucre », à environ 8 kilomètres au Sud de Voh, est un chapeau cylindrique, de 30 mètres de diamètre et 10 mètres d'épaisseur, constitué de silice jaune, massive ou caverneuse, couverte d'enduits rougeâtres ou noirs. Il repose à plat sur un substratum basaltique qui semble montrer des formes en « coussinets ». Sur le versant sud du Pain de Sucre on observe encore de gros amas de silice jaune caverneuse (figurée ici, pour simplifier, en serpentine). Il fait très peu de doute que ces formations siliceuses sont les reliques d'un gros filon ou de grosses lentilles jalonnant la base des péridotites, qui s'étendaient autrefois plus largement sur les basaltes.

Notons que ces formations siliceuses peuvent accompagner aussi les petites masses de serpentine « incluses » dans d'autres terrains.

Ainsi, sur la rive gauche de la basse Taom, deux gros amas quartzeux (Q) semblent en relation avec au moins un petit paquet de serpentine.

*
**

Cette feuille montre à l'évidence la position géométrique des grands massifs péridotiques, que ROUTHIER (1953) a montré être « recouvrants ». Pour s'en convaincre il suffit de considérer les contours ou mieux le paysage des massifs de la région d'Ouaco. Homedéboa-Taom, Ouazangou, Tsiba ne sont que les lambeaux-témoins, respectés par l'érosion, d'un énorme feuillet péridotique qui s'étalait autrefois beaucoup plus largement sur les basaltes et même d'autres formations (R., *loc. cit.* pl. XXI; fig. 1).

La structure interne de ces massifs n'a pas été étudiée (cf. dôme d'Tiébaghi, R., 1953). Elle pourrait l'être car on observe de probables lignes de rubanement dans les gorges de la rivière de Voh, sous le plateau du Tipouët, et au flanc du Pic Tsiba près d'Ouaco. En ce dernier point les lignes paraissent presque horizontales, donc seraient bien en harmonie avec la surface basale du massif.

D'après des informations fournies par d'autres régions, l'âge des roches ultrabasiques est très probablement oligocène.

Quartz (Q) et carbonatites magnésiennes (C).

Nous avons déjà mentionné le quartz en lisière des péridotites.

Nous le rencontrons également, en veines et en filons (non figurés) dans toutes les formations métamorphiques, qu'elles le soient faiblement (Témala, Faténaoué) ou franchement (arc cristallophyllien du Nord-Est, arc Congo-Tiwaka).

Enfin, il faut mentionner des « carbonatites magnésiennes », étudiées par l'un de nous (R., 1953, p. 191). Ces roches singulières n'ont été rencontrées que dans les vallées de la Congo et de la Faténaoué. Elles se placent dans des milieux lithologiques fort différents : séricitoschistes, conglomérats rouges, formation à charbon. Elles sont toujours associées à du quartz, et celles de ces roches incluses dans les séricitoschistes sont essentiellement quartzueuses, mais leurs anfractuosités représentent peut-être d'anciennes parties carbonatées dissoutes.

Le carbonate de ces roches n'est jamais de la calcite. L'une d'entre elles, provenant du S^t Saounguet, a montré à l'analyse la compo-

sition d'une *magnésite* ($MgCO_3$), bien différente, par le mode de cristallisation, de la *giobertite*.

Pour des raisons trop longues à discuter nous pensons que ces carbonatites plus ou moins quartzzeuses sont en liaison génétique avec les serpentines avoisinantes.

Notons que les momies de la Faténaoué et de la Congo reposent dans les anfractuosités de ces rochers de carbonatites.

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Le métamorphisme a affecté plus de la moitié de la surface de la feuille. Très souvent il n'a pas oblitéré complètement les caractères des formations sédimentaires : formation à charbon, formation des *grauwackes*, formation phtanitique et calcaire : Éocène I, ou couches de passage du Crétacé à l'Éocène. Ce métamorphisme léger a été évoqué à propos de chaque formation.

Ailleurs il a donné naissance à des *séricitoschistes*, à des *schistes chloriteux*, à des *micaschistes* et à d'autres types que l'on va décrire. Il est alors beaucoup plus difficile de reconnaître les formations initiales.

Ces terrains franchement métamorphiques se répartissent en deux aires : l'une s'étendant de Hienghène au mont Colnett, et au-delà sur la feuille 2 : « arc cristallophyllien du Nord-Est »; l'autre partant de la vallée de la Congo, sur le bord sud-est de la feuille et s'étendant sur la feuille 4 jusqu'à l'embouchure de la Tiwaka : nous la qualifierons d'« arc Congo-Tiwaka ». Ces deux aires réunies, avec les terrains légèrement métamorphiques qui les séparent, constituent : l'« arc métamorphique septentrional », désignation antérieure de P. ROUTHIER (1953). Mais la cartographie étant maintenant complétée, cette désignation paraît trop compréhensive et il vaut mieux l'abandonner.

D'ailleurs, dans ces deux aires, les faciès métamorphiques diffèrent nettement ainsi que l'âge des terrains métamorphisés et l'âge du métamorphisme (cf. R., 1953). Aussi convient-il de les étudier isolément.

L'arc cristallophyllien du Nord-Est.

Tout ce complexe cristallophyllien dérive, pour l'essentiel, d'une série sédimentaire de composition différente suivant les niveaux.

La carte a été exécutée à une époque où nous ne disposions pas

des données stratigraphiques qui nous auraient permis d'y retrouver les vestiges de l'ancienne colonne sédimentaire. Revues sous ce nouveau jour, il est probable que les relations géométriques entre les affleurements des diverses roches, en particulier autour de la baie de Hienghène, apparaîtraient beaucoup plus clairement.

1. Lithologie.

a. Les argiles, largement dominantes dans cette série, ont donné naissance à des *séricitoschistes* (ξ^2) avec intercalations de quartzites sériciteux en petits lits (hauteurs dominant la mission de Ouaré, près de Hienghène) ou en gros bancs (rapides de la rivière Ouaième, en aval de son confluent avec la Coulna). Ces quartzites n'ont pas pu être cartographiés. La chlorite est un minéral accessoire fréquent de ces séricitoschistes et de ces quartzites. Dans l'arc cristallophyllien du Nord-Est elle reste cependant en quantité très subordonnée par rapport à la séricite et au quartz.

Les séricitoschistes passent, sur leur bordure sud-ouest, à des schistes sériciteux noirs moins lustrés (« Schistes de Hienghène ») équivalents de la formation à charbon. De même que sur la feuille 2, le passage entre ces séricitoschistes et la formation à charbon se fait graduellement.

b. Largement représentés sur cette feuille par rapport aux autres schistes cristallins, les *micaschistes* (ξ^1) constituent la majeure partie des contreforts qui dominent la côte orientale de l'île, du cap Colnett jusqu'à la tribu de Ouenghip. Ce sont, pour l'essentiel, des roches largement cristallines. Dans le détail, les variations de taille des lames de muscovite ne s'ordonnent pas suivant un gradient régulier. Les traînées charbonneuses bien visibles dans les séricitoschistes ont ici pratiquement disparu. Le quartz y constitue de nombreuses veines ou des amas lenticulaires, conformes de plus souvent à la schistosité et au plissement. On y trouve de nombreux minéraux accessoires : glaucophane, chlorite, grenat souvent en voie de transformation en chlorite, ilménite et sphène, rutile, oligiste, pyrite et pyrrhotite. Le rutile y est fréquent, soit en grains, soit en cristaux nets de grande taille (4-5 centimètres à Galarino).

Les micaschistes semblent passer latéralement à des roches moins largement cristallisées, séricitoschistes et quartzites. C'est ce phénomène que l'on a voulu traduire schématiquement sur la carte au 100.000^e en noir jointe à la présente notice en figurant leurs con-

tacts par un trait brisé, représentant en plusieurs endroits des engravements réciproques de ces terrains.

Des roches ignées basiques et des glaucophanites en dérivant y sont incluses.

Fait curieux, par contraste avec l'arc Congo-Tiwaka, les serpentes sont très rares dans cette partie de l'arc cristallophyllien du Nord-Est

Les gneiss (albitiques) prennent, à l'intérieur des micaschistes de cette feuille, une grande extension.

c. *Gneiss* (ζ) = Gneiss albitiques.

Avertissement. — Dans la légende de la présente feuille, a été reproduite, sous le cartouche des gneiss, l'appellation qui figurait déjà sur la feuille précédente Ouégoa-Koumac : « Gneiss à muscovite et biotite, parfois à glaucophane ». Cette dénomination est défectueuse. En effet, depuis la parution de ces deux feuilles, de nombreuses observations microscopiques nouvelles nous ont amené à constater qu'elle est loin d'être générale. Le faciès type est en réalité un gneiss dont les minéraux constants sont : muscovite, albite, quartz granoblastique. Fréquemment s'y ajoutent glaucophane, grenat et zoïsite β .

Le « gneiss à muscovite et biotite » de la région de Careo, qui a été pris comme exemple dans la notice de la feuille 2 (p. 17), s'avère être en fait un type *très exceptionnel*, qu'il faudrait rapprocher de certains séricitoschistes et micaschistes à biotite très ferrifère, tel ce « séricitoschiste » à biotite de la mine Balade près d'Ouégoa (A. LACROIX, 1942), à partir desquels les passages à des faciès albitiques ne sont pas rares.

Depuis la parution de la feuille 3, ont été disponibles les photographies aériennes verticales de l'I.G.N. Leur utilisation a permis d'apporter des précisions assez importantes quant aux rapports géométriques de ces gneiss albitiques avec les micaschistes encaissants.

Sur la carte complémentaire au 100.000^e incluse dans la présente notice, synthèse des résultats nouvellement acquis, ont été figurés en noir (traits épais interrompus), les affleurements où dominent les gneiss albitiques, étant bien entendu que sous ce même figuré ont été bloqués les termes de passages de gneiss albitiques à zoïsite à des zoïsitites vraies et de ces mêmes gneiss albitiques à certaines roches tellement chargées d'albite qu'on pourrait les dénommer albitites.

En remontant le cours des torrents qui descendent du massif du mont Colnett vers la mer, on peut se faire une bonne idée de la disposition de ces gneiss : ils constituent des bandes parallèles de

puissance variable, avec alternances de passées très albitiques et très zoïsitiques, situées en alignement ou en prolongement des bandes de gneiss déjà figurées sur la précédente feuille (Ouégoa-Koumac).

Ces nombreuses bandes parallèles présentent une grande torsion au cap Colnett. Elles deviennent alors difficiles à jalonner dans le massif très boisé qui s'étend du mont Colnett au mont Panié, région d'accès très difficile et où les affleurements sont fort rares.

Fait essentiel : dans la région de Tao, ces gneiss, chargés de zoïsité β , passent latéralement aux calcaires cristallins.

d. Calcaires cristallins.

Dans la vallée encaissée de la rivière Oua Pandièrne, à quelques centaines de mètres en amont de la grande cascade, des calcaires gris clair (omis sur la feuille) ont été trouvés au milieu de micaschistes et de gneiss albitiques. Très peu marmorisés à cet endroit, ils ont montré une microfaune très bien conservée à *Globigerina* et *Globorotalia*, caractéristique de l'Éocène I non métamorphique de la côte ouest de l'île.

Sur le chemin de Tao à Panié, à 700 mètres environ de l'embouchure de la rivière Tjith, une petite lentille de calcaire de quelques mètres de puissance est incluse dans les micaschistes et gneiss albitiques. Le centre de cette lentille est constitué d'un calcaire partiellement recristallisé, chargé de quartz granoblastique et de pyrite. Au contact des micaschistes, la coque périphérique de la lentille est chargée de zoïsité β , d'albite, accompagnées d'un peu de chlorite et de lames de muscovite. Des fantômes de Foraminifères, *Globigerina* et *Globorotalia*, partiellement recristallisés en zoïsité β , y sont parfaitement reconnaissables — certains d'entre eux inclus dans de grands cristaux d'albite automorphe non maclée.

Un autre massif de calcaire de plus grande taille émerge au milieu des micaschistes et gneiss albitiques à zoïsité sur la rive gauche de la rivière Tjith à 1,500 kilomètre environ de son embouchure. Il mériterait d'être exploré.

Calcaires de la baie de Hienghène (voir p. 16).

Faciès à glaucophane.

L'apparition de la glaucophane dans les terrains paramétamorphiques de cette feuille se fait suivant certains plans de schistosité dans les séricitoschistes et micaschistes et dans les zones de ruban-

nement des quartzites. La roche se tapisse alors de fines aiguilles soyeuses bleues, puis de baguettes disposées suivant les plans de schistosité (Panié) ou en tous sens (Galarino). Si la structure de la roche est conservée au début de la glaucophanisation, elle subit par contre à un stade plus avancé des remaniements tels que son agencement structural initial a complètement disparu, de même que la plupart des minéraux originels. Ainsi il semble que prennent naissance des glaucophanites massives, d'origine paramétamorphique, qui ont perdu tous les caractères du séricitoschiste ou du mica-schiste initial et deviennent dès lors, sur le terrain, indiscernables des glaucophanites *ortho*. Aussi dans certains cas (à l'Est du mont Panié en particulier) ont-elles été incluses, faute de critères distinctifs suffisants, dans le figuré des glaucophanites *ortho*.

Lawsonite ou épidote, grenat, muscovite, chlorite, quartz, rutile et pyrite accompagnent la glaucophane dans ces roches.

A propos de la répartition des silicates calciques : lawsonite d'une part, épidote et zoïsité d'autre part, notons que la lawsonite se rencontre dans des terrains zonéographiquement moins profonds (ex. : séricitoschistés à lawsonite dominant la tribu de Ouara près de Hienghène) que ceux renfermant l'épidote (ex. : micaschistes à épidote de Galarino et gneiss albitiques à zoïsité étudiés plus haut).

Il semble donc que l'on retrouve ici la même répartition zonéographique des deux minéraux, signalée sur le versant ouest dans la notice de la feuille précédente (feuille 2).

2. Origine et âge des terrains métamorphiques.

Les incertitudes d'âge relatives à la série argileuse où ont pris naissance les séricitoschistes peuvent en partie être levées à la lumière de plusieurs faits très significatifs.

a. Dans le haut bassin de la rivière Iouanga, dans une zone de 4 à 5 kilomètres de long, limitée entre les deux fils de serpentine du Salamanget et du Gajandjine, des terrains faiblement métamorphiques de la formation des grauwackes semblent passer en continuité et longitudinalement vers le Nord-Ouest aux séricitoschistes typiques précédemment décrits : c'est ce que nous avons voulu figurer schématiquement sur la carte où les deux couleurs ont été mises en juxtaposition, sans trait de séparation.

b. Par ailleurs, depuis la tribu de Cavatche dans la haute Hienghène jusqu'au-delà de Hié, près du mont Baviolet, il n'est pas

toujours possible de localiser des contacts francs dans les séricitoschistes et les terrains légèrement métamorphiques : certains rapportés à la formation à charbon, peuvent présenter des faciès d'altération identiques à la série des schistes de Maïna rapportée en partie à l'Éocène I.

c. Dans la baie de Hienghène, à Ouare, et plus loin au Nord-Ouest vers la rivière Ouaième, on a pu observer le passage de terrains à alternances argileuses et phanérotiques à des séricitoschistes avec intercalations fines de quartzites saccharoïdes.

Ces mêmes terrains, assimilés aux termes de transition du sommet de la formation à charbon à la base de l'Éocène I, passent longitudinalement aux séricitoschistes plus au Nord-Ouest, un peu au Nord du sommet Garanghiné et sur la Ouaième.

d. Enfin la preuve est maintenant établie d'un passage latéral des calcaires métamorphiques de Tao, à microfaune éocène I, à certains micaschistes et gneiss albitiques à zoïsite.

D'autre part, gneiss et micaschistes riches en zoïsite ne peuvent provenir que d'un matériel sédimentaire riche en chaux : soit marnes, soit alternances argiles-calcaires.

La pauvreté en chlorite, la présence de zoïsite et non d'épidote attestent que ces sédiments étaient pauvres en éléments ferromagnésiens. Or, nous allons voir que les terrains cristallophylliens de l'arc Congo-Tiwaka, riches en chlorite et épidote, dérivent de la formation des grauwackes. Dans ces conditions, il faut conclure que, ou bien la formation des grauwackes n'est pratiquement pas représentée dans l'arc nord-est, ou bien qu'elle a passé latéralement à un faciès uniquement argileux. Cette dernière hypothèse paraît très vraisemblable puisque, d'une façon générale, ce faciès devient de plus en plus important quand on se déplace vers l'Est en s'éloignant de la marge de la Tasmanthia.

De toute façon, il est certain que ces terrains métamorphiques comportent, outre l'Éocène I daté, une part très importante de la colonne mésozoïque.

3. Âge du métamorphisme.

Il est monté au moins jusque dans l'Éocène I, peut-être même jusque dans les basalt-andésites. Il s'est donc pour le moins achevé pendant l'Éocène. Notons que ces résultats sont complètement en accord avec ceux obtenus plus au Nord. Par contre, l'âge des ter-

rains métamorphiques et du métamorphisme sont très différents dans l'arc Congo-Tiwaka.

L'arc cristallophyllien Congo-Tiwaka.

Cet arc se développe surtout sur la feuille 4.

1. Lithologie.

Les types lithologiques que l'on y rencontre sont, si l'on tient compte des volumes, nettement différents de ceux rencontrés dans l'arc cristallophyllien du Nord-Est.

Ils se rangent :

a. Dans le « faciès des schistes verts » (« green schist facies »), caractérisé essentiellement par quartz, muscovite (séricite) et *chlorite*;

b. Dans le « faciès épidote-amphibolite », avec *épidote*, *amphiboles*, *albite-oligoclase* et talc (en relation avec serpentine).

Ces deux faciès, dont la séparation n'est pas tranchée, correspondent tous deux, du point de vue de la classification zonale, à l'« épizone » de Grubenmann, à la zone des micaschistes supérieurs de Jung et Roques, c'est-à-dire à un métamorphisme relativement peu intense.

Le gros de ces roches représente certainement une série sédimentaire à l'origine, mais certaines correspondent à d'anciennes roches ignées basiques intercalées dans cette série.

a. D'une manière strictement descriptive nous pouvons distinguer les types pétrographiques suivants : *séricitoschistes*, passant à des micaschistes, et *schistes chloriteux*, contenant habituellement de l'épidote (quartz, chlorite; épidote, plus rares sont : albite, hornblende aciculaire, calcite). Il n'y a pas de coupure franche entre ces deux types, le passage se faisant par des schistes à mica blanc et chlorite plutôt pauvres en épidote. Dans toutes les coupes observées ils s'associent par alternances, évoquant ainsi d'anciens lits sédimentaires de composition différente. Par exemple on observera la coupe de la Congo immédiatement en amont de la station Barada, coupe que nous avons relevée en détail mais que nous ne pouvons décrire ici. L'abondance, dans beaucoup de ces roches, de la *chlorite* et de l'*épidote (sensu-stricto)* est un caractère remar-

quable. Elle ne peut s'expliquer que par une composition calcoferro-magnésienne des sédiments originels, qui étaient des grauwackes. C'est une différence sensible avec l'arc cristallophyllien du Nord-Est, où la zoisite est si largement répandue.

Notons encore la rareté de la *lawsonite* et la subordination de la glaucophane à l'amphibole verte. Or, plus au Nord, dans la vallée du Diahot, on a pu démontrer que le « faciès à glaucophane et lawsonite se situe immédiatement sous les roches basiques à peine transformées. Nous sommes ici dans une zone de métamorphisme un peu plus profond, où glaucophane et lawsonite ne sont plus dans leur domaine de stabilité.

Avec des études récentes à Célèbes c'est la première démonstration de l'individualité du faciès « schiste à glaucophane » et de sa position zonéographique (ROUTHIER, 1953). On ne peut donc plus écrire (cf. TURNER, 1948) que « le faciès schiste à glaucophane se montrera substantiellement équivalent au faciès schiste vert et au faciès albite-épidote-amphibolite ». Il est juste d'ajouter que les conditions de genèse des roches à glaucophane semblent extrêmement variées.

*
**

Une variété de schistes chloriteux mérite d'être signalée : ce sont des schistes rouges, lie-de-vin et verts, à chlorite et à oligiste. Rarement observés en place car ils forment sans doute des passées étroites, ils sont fréquemment en galets dans les torrents (ex. : haute Congo). On peut, à titre d'hypothèse, les mettre en parallèle avec ceux signalés dans la vallée de la Temala, qui sont des radiolarites schisteuses, au contact de « roches vertes » (anciens épanchements). Mais leur association à des roches vertes n'est peut-être pas constante.

Notons enfin la grande abondance des veines quartzzeuses d'exsudation dans toute cette série de schistes métamorphiques. Certains de ces quartz contiennent de l'épidote, comme on peut le voir dans les galets de la haute Congo.

L'apparition des veines quartzzeuses a d'ailleurs lieu à un stade moins poussé de métamorphisme. Dans la haute Témala et la haute Faténaoué elles sont très abondantes et sans doute parfois très volumineuses, car on en rencontre des blocs de plus d'un mètre cube dans la Témala, par exemple un peu en aval de la tribu d'Ouango.

Dans cette zone moins métamorphique les quartz ne semblent pas contenir d'épidote.

b. La présence d'anciennes roches ignées basiques dans ce complexe métamorphique est très probable car on rencontre des galets de « roches vertes » sur la haute Congo, mais on n'a pu en observer en place et en cartographier sur cette feuille. Nous en rencontrerons sur la feuille 4.

Une roche assez particulière dont nous ne pouvons préciser l'origine, a été observée sur la haute Congo, près de la station Barada. C'est une *chloritite* orientée, avec un peu de glaucophane, de lawsonite, d'albite et de stilpnomélane. Mais de telles roches à glaucophane et lawsonite semblent en volumes très restreints (nous en trouverons encore des traces sur la feuille 4). Elles rappellent seulement que les zones de stabilité des assemblages minéraux ne sont pas coupées « au couteau » et peuvent se recouvrir.

On notera que les lentilles de serpentine incluses dans cette série métamorphique sont très fréquemment bordées de *talc*, par exemple sur la Congo près de la station Barada.

2. Origine et âge des terrains métamorphiques.

Plusieurs faits sont significatifs quant à l'origine des schistes chloriteux et épidotiques.

a. Les couches triasiques datées par des fossiles semblent en continuité avec les terrains métamorphisés, que ceux-ci le soient faiblement (Témala, Faténaoué) ou fortement (Congo et Kamendoua, feuille 4). Sur la Congo une faible épaisseur de grauwackes est comme « soudée » aux séricitoschistes et les sépare des conglomérats.

b. Il ne semble pas possible d'établir une coupure entre les terrains franchement métamorphiques et la formation des grauwackes légèrement métamorphisée (Témalé, Faténaoué). D'où la figuration schématique, sur la carte, d'un passage longitudinal, avec engrenements.

c. La formation de schistes riches en chlorite et en épidote ne peut s'expliquer qu'à partir d'un matériel sédimentaire assez riche en Ca, Mg et Fe. Or ce matériel peut précisément être trouvé dans les grauwackes, riches en plagioclases et minéraux ferro-magnésiens. De plus certains faciès de la formation des grauwackes peu méta-

morphique se retrouvent dans les schistes chloriteux : ce sont les schistes rouges (anciennes radiolarites ?) vraisemblablement associés souvent à des « roches vertes » (roches d'épanchements basiques ?).

Enfin le « rythme » même, avec alternance de séricitoschistes et de schistes chloriteux à épidote évoque l'alternance de sédiments argileux et de grauwackes, c'est-à-dire la « formation des grauwackes ».

On voit donc qu'il y a des raisons très sérieuses de considérer les terrains métamorphiques de l'arc Congo-Tiwaka comme dérivant de la formation des grauwackes. Pour compléter la démonstration il faudrait maintenant rechercher les passages entre grauwackes encore identifiables et schistes chlorito-épidotiques.

Ainsi on peut admettre qu'en Nouvelle-Calédonie comme dans l'île du Sud de la Nouvelle-Zélande (TURNER, 1933 et HUTTON, 1940) la formation des grauwackes a été métamorphisée.

Les terrains que nous avons décrits ici correspondent essentiellement à la « chlorite-zone » (zone I) de Nouvelle-Zélande. Nous n'y connaissons pas les zones à biotite.

L'âge des terrains métamorphiques n'est pas pour autant fixé avec précision. On pourrait dire en général « Permien-Trias-Jurassique ». Mais on remarquera que le métamorphisme n'a pas atteint, ou seulement d'une manière très faible, les couches du Trias supérieur. Les terrains métamorphiques représenteraient donc, pour l'essentiel, la colonne anté-norienne. A vrai dire ceci n'est vrai que sur la lisière occidentale de l'arc. Si l'on se déplace vers l'Est il est fort possible, et même probable, que le métamorphisme « chloriteux » monte plus haut dans la colonne. En effet, de ce côté, le métamorphisme léger monte jusque dans l'Éocène I et même les épanchements paléogènes (voir feuille 4). Nous reviendrons sur cette dissymétrie du métamorphisme, liée à une dissymétrie dans l'histoire géologique des deux versants (voir notice de la feuille 4).

Nous voudrions souligner enfin que tous les problèmes « résiduels » posés ici par le métamorphisme sont liés au défaut d'informations stratigraphiques (ceci est d'ailleurs vrai partout dans le monde). La découverte de fossiles dans les diverses formations, en particulier dans celle des grauwackes et dans celle à charbon, conduirait, à une meilleure compréhension, non seulement de la tectonique, mais aussi du métamorphisme, de ses zones et de ses fronts. Aussi engageons-nous nos successeurs éventuels à serrer de plus près la stratigraphie, surtout dans les régions internes et orientales.

3. Âge du métamorphisme.

Ne pas confondre ce problème avec celui de l'âge des terrains métamorphiques. Il se présente de façon différente sur les deux versants.

Du côté occidental, les schistes métamorphiques sont remaniés dans les conglomérats de la Congo, qui sont post-noriens et anté-sénoniens. Le métamorphisme est donc à coup sûr anté-éocène. De ce côté il n'a pas atteint la formation à charbon mais a touché légèrement les couches à Monotis. On peut donc dire qu'il s'est vraisemblablement terminé — et non qu'il a eu lieu — entre le Norien et le Crétacé supérieur. Pour préciser il faudrait serrer de plus près l'âge des conglomérats de la Congo.

Du côté oriental au contraire le métamorphisme monte au moins jusque dans l'Eocène I : « schistes de Maïna », calcaires de Hienghène, calcaires de Tao. Il s'est donc achevé au plus tôt à cette époque.

Cette dissymétrie dans l'âge du métamorphisme doit être mise en parallèle avec la dissymétrie de l'évolution tectonique des deux versants : à l'Ouest, érection d'un arc et formation de conglomérats, à l'Est, pas de conglomérats, et sédimentation apparemment continue, sans trouble orogénique notable.

Conclusion.

Si les grandes lignes de nos observations et de notre carte sont exactes, on est conduit à une seule interprétation, d'un grand intérêt pour la Géologie générale.

Le métamorphisme serait bien ici, pour l'essentiel, un phénomène prolongé, qui prend place durant la subsidence géosynclinale et l'empilement des sédiments et cesse au moment de l'orogénèse (conception classique mais non démontrée avec rigueur), et non un phénomène bref accompagnant celle-ci, comme on l'a suggéré récemment dans les Alpes.

Nous en venons donc à présenter de façon plus affirmative l'idée suggérée antérieurement par P. ROUTHIER (1953, p. 169-170).

TECTONIQUE

Si l'on fait abstraction de la chaîne cristallophyllienne du Nord-Est, la feuille peut, en première approximation, se réduire à un schéma structural simple.

Schéma structural.

C'est une sorte de *vaste bombement*, dans l'axe duquel apparaissent la formation des grauwackes peu métamorphique et les schistes plus métamorphiques de la Congo, qui en dérivent. De part et d'autre il est enveloppé par la formation à charbon et par l'Eocène, métamorphiques sur le versant oriental, intacts sur le versant occidental.

Les épanchements basaltiques, très étendus sur le versant occidental, ne forment plus dans l'axe que de petites surfaces, témoins de leur transgressivité, et sont peut-être représentés dans les glaucophanites de la chaîne cristallophyllienne du Nord-Est. En tout cas on les verra apparaître le long de la côte orientale sur la feuille 4.

Par contre, les grands massifs péridotiques sont confinés sur le versant occidental.

Le *bombement*, ou « anticlinorium » ainsi défini (plutôt qu'anticlinal pour ne pas préjuger des structures de détail) est nettement *dissymétrique*. Dans la portion sud-est de la feuille la formation des grauwackes et l'arc métamorphique Congo-Tiwaka sont déversés sur les conglomérats et arkoses, eux-mêmes déversés sur la formation à charbon. Ce déversement s'observe d'une façon très nette le long de la Congo, où les conglomérats sont pentés à 50° vers l'intérieur; un peu plus loin au sud-est leur pendage n'est plus que de 20° (R., 1953, pl. XVI). Ce déversement se prolongera un moment sur la feuille 4.

A vrai dire, il supporte des exceptions locales, des gauchissements, dont certains ont été indiqués sur la carte par des pendages.

Tout à fait remarquable est la répartition des conglomérats de la Congo par rapport à cette structure dissymétrique. On ne les rencontre que sur le versant occidental, déversé, de l'anticlinorium. Il faut en conclure qu'ils se sont formés à partir d'un arc *précoce-ment dissymétrique*, et seulement sur son flanc le plus abrupt.

Au-delà de ce déversement, le contact entre formation à charbon et basaltes paléogènes oscille autour de la verticale, tandis que la surface de base des grands massifs péridotiques, légèrement inclinée vers le Sud-Ouest, est franchement disharmonique par rapport à toutes ces structures.

Un détail mérite d'être noté sur le littoral au sud-est de Hienghène. Les « schistes de Maïna », avec leurs lentilles calcaires (Éocène I), sont « discordants » sur les « schistes de Hienghène » (formation à charbon) [fig. 1]. On n'a pas tranché la question de savoir s'il s'agit d'une discordance au sens strict, c'est-à-dire dépositionnelle, ou d'une disharmonie tectonique, bien que la deuxième hypothèse paraisse la plus probable. C'est en se fondant sur cette discontinuité que PIROUTET (1917) supposait une discordance entre son « Algonkien » (schistes de Maïna) et ses « schistes anciens » (schistes de Hienghène).

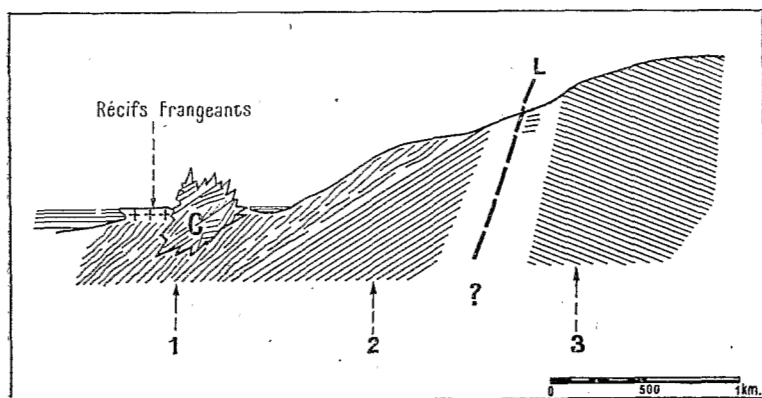


Fig. 1. — Coupe schématique N-S de la côte Est de la baie de Hienghène, passant par les Tours Notre Dame (c) et par le voisinage du sommet Ravel (par J. AVIAS)

1. Schistes sériciteux, à petits lits ondulés de quartzites, avec lentilles de calcaires silicifiés (c) [Tours Notre Dame].
 2. Schistes noirs sériciteux assez fins.
 3. Schistes noirs assez peu sériciteux (schistes de Hienghène).
- L² = Zone de contact anormal, mal observable sur le terrain, soit faille dans les schistes de Hienghène (2 fait alors partie de ces derniers): c'est l'interprétation la plus probable.
Soit discordance dépositionnelle de 1-2 sur 3.

Rôle de directions structurales anciennes?

A partir de la haute Faténaoué les couches prennent la direction ouest-est qui est celle du grand arc cristallophyllien Congo-Tiwaka, et des massifs péridotiques du Oua-Tilou et du Tchingou. Ainsi commence un dispositif en « festons », que l'on apercevra mieux lorsque toutes les cartes, et surtout le 400.000^e, seront publiées. Même dans des bandes de terrain orientées comme l'île, c'est-à-dire NW-SE, les directions sont fréquemment ouest-est. Noter sur cette feuille celles des couches à charbon de Tiéta. Dans les épanchements paléogènes eux-mêmes nous la retrouvons fréquemment, par exemple dans des passées de tufs ou de jaspes au sud-est de Témala, et, le long de la route coloniale, en plusieurs points entre Témala et Ouaco. Enfin les failles tracées dans la chaîne cristallophyllienne du nord-est, en particulier de part et d'autre de la Ouaième, ont une direction dominante ouest-est.

Ce sont là probablement des symptômes du rôle joué par des structures profondes, dirigées ouest-est, sur la déformation des couches même les plus récentes. Il est difficile de dater ces structures anciennes. On pourrait supposer qu'elles datent de l'orogénèse de la Congo (Jurassique ou Crétacé ?) mais, dans cette hypothèse, la disparition rapide des conglomérats le long de l'axe cristallin, sur la feuille 4, s'explique assez mal. Il se pourrait donc que les structures profondes soupçonnées soient beaucoup plus anciennes.

Sans nul doute les progrès stratigraphiques, donc structuraux, apporteront des éclaircissements à ce problème.

Phases orogéniques.

La plus ancienne, d'âge jurassique ou crétacé (?) a donné naissance à un arc, dont la portion aérienne, vraisemblablement peu étendue, a fourni les matériaux des conglomérats de la Congo.

Une deuxième, d'âge sans doute éocène moyen, est nécessaire pour expliquer la transgressivité des épanchements paléogènes.

Une troisième, d'âge oligocène, explique les plissements dans le complexe basaltique paléogène. Elle aurait été suivie de la mise en place des péridotites sous forme d'un énorme feuillet extrusif. C'est l'opinion défendue par ROUTHIER (1953). Cependant il est possible que certaines disharmonies puissent s'expliquer par une mécanique qui nous échappe et que la « transgressivité » apparente

des péridotites n'implique pas leur postériorité par rapport aux basaltes.

Les oscillations verticales, avec gauchissement, qui ont suivi la venue péridotique, ont été examinées à : « Évolution physiographique ».

GISEMENTS ET INDICES MINÉRAUX

Avertissement. — La Nouvelle-Calédonie étant en plein essor minier, notamment en ce qui concerne le nickel, l'usager local ne doit pas s'attendre à trouver sur la carte un inventaire complet des indices et des gisements exploités. Certaines exploitations ont été ouvertes depuis l'exécution des levés sur cette feuille et n'y sont donc pas reportées. Pour leur localisation, au moins approximative, le lecteur intéressé devra consulter les cartes au 40.000^e, avec cadres des concessions et permis de recherches, tenues à jour au Service topographique de Nouméa.

Le lecteur qui désirerait une introduction générale aux gisements minéraux néocalédoniens, en particulier de nickel, pourra s'adresser à la « Géographie de la Nouvelle-Calédonie » (1955).

1° *Gisements associés aux péridotites et serpentines.*

Nickel.

Les processus de formation des minerais de nickel ont été résumés précédemment (voir notice feuille 1). Ces gisements sont du type « résiduel », liés à la formation des latérites ferrugineuses.

Sur cette feuille deux grands massifs ou ensembles de massifs péridotiques (ou « miniers ») ont contribué à la production du nickel. Ils sont très inégalement atteints par l'érosion. Près d'Ouaco les massifs : Tsiba-Ouazangou, Homedeboa-Taom, et le petit lambeau intermédiaire du Oualeat, représentent les reliques d'une masse péridotique autrefois beaucoup plus étendue et morcelée par l'érosion (surtout durant la phase II, voir à Évolution physiographique). Leurs couvertures latéritiques et du même coup leurs concentrations de nickel ont été réduites à peu de chose.

Au contraire, près de Voh, le massif Katepahie-Koniambo qui se prolonge jusqu'à Koniambo (feuille 4), a été nettement moins dégradé. Il a conservé des vestiges beaucoup plus vastes de la pénélaine initiale et, en conséquence, des gisements de nickel beaucoup plus étendus (R., 1953, pl. XXII, fig. 2). *Les chiffres de pro-*

duction illustrent de façon frappante cette règle morphologique. Le massif de Koniambo a fourni environ le quart de la production néocalédonienne depuis l'origine, et dix fois plus que le « groupe » du Ouazangou.

Groupe du Ouazangou. — Au 31 décembre 1955, il avait fourni 244 830 tonnes de minerai, soit 2,2 % de la production totale de l'île, évaluée à 10 865 754 tonnes.

En 1955, on y exploitait deux concessions. *Koué* : minerai à 3,5-3,75 %. *D'Artagnan-Bouchon* : 3,35 à 3,42 %. Le minerai était roulé jusqu'au wharf de Téoudié (feuille 2).

Massif de Koniambo. — Il a entretenu l'activité du gros centre minier de Voh, qui n'a cessé qu'à la fin de la deuxième guerre mondiale. En notant sur la carte des noms tels que plateau du *Tipouët* et *Bilboquet* on a seulement voulu rappeler quelques noms prestigieux dans l'exploitation du nickel, mais les exploitations furent en réalité beaucoup plus nombreuses.

On ne peut scinder la production du massif, qui s'étend sur les feuilles 3 et 4. Il a fourni au total 2 624 936 tonnes de minerai, soit 24,2 % de la production globale de l'île.

En 1955, on y exploitait, sur cette feuille, une seule concession : *Sylvestre II*, minerai à 3,25 %, roulé jusqu'au wharf de Gatope, dans la baie Chasseloup.

Cobalt.

A la différence du nickel, il se concentre fort rarement sur le fond rocheux péridotique. Il reste réparti de façon capricieuse dans les latérites, sous forme de concentrations mais aussi de filets (« fumées ») d'asbolite ou asbolane (oxyde de fer, manganèse et cobalt).

Nous n'avons pas connaissance d'anciennes exploitations de cobalt sur cette feuille et Glasser (1903-1904) n'en a pas mentionné. Cependant cet auteur a noté (p. 240) à la mine de nickel « Nouvelle-Espérance », sur le mont Ouazangou, des enduits concrétionnés d'asbolite à la surface et dans les fentes de la péridotite altérée. Ces concentrations sur le bed-rock seraient exceptionnelles.

Fer.

Les latérites ferrugineuses (terres et cuirasse) pourraient toutes constituer un minerai de fer, sous réserve des limitations des teneurs

en nickel, chrome, alumine, limitations qui sont fonction des besoins et de la technique des utilisateurs éventuels.

Aucune exploitation n'a jamais eu lieu sur cette feuille.

Chrome.

Les gîtes de chromite se rapportent, en général, à deux types : gîtes en roches, gîtes détritiques (surtout alluviaux).

Quelques traînées chromifères sont visibles en quelques points, par exemple sur la plage du wharf d'Ouaco et dans les latérites alluviales de la rive droite de la Taom, au sud de l'hippodrome néo-zélandais.

Aucune concentration détritique intéressante ne semble encore avoir été mise en évidence sur cette feuille.

De plus, aucun gîte en roche n'a été exploité dans les grands massifs péridotiques. Par contre, plusieurs indices ont été reconnus dans de petites masses de serpentine laminée, incluses dans les basaltes, de part et d'autre de la basse Pouanlotch. L'examen attentif de ces indices est intéressant car il permet de dégager une règle utile pour la prospection.

Témala, basse Pouanlotch.

Sur la rive droite (périmètre « Arabe »), une tranchée montre une lentille de chromite de $1\text{ m} \times 0,70\text{ m}$ (fig. 2a).

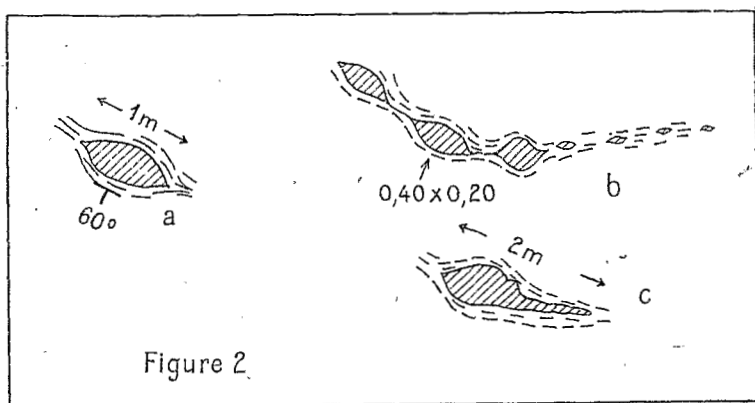


Figure 2.

FIG. 2. — Lentilles de chromite dans serpentines laminées, près de Témala (voir texte)

Sur la rive gauche :

a. Près du St Téounda, une dizaine de prospectifs (périmètre « Témala »). Dans une tranchée, tout près du contact des serpentines avec les basaltes, on voit un *chapelet* de petites lentilles de chromite, chacune ne dépassant pas 0,50 mètre de longueur. Cette disposition évoque fort un boudinage tectonique (fig. 2b). Dans une autre tranchée, deux lentilles d'environ 1 m \times 0,80 m; l'une se prolonge par un filonnet de 15 à 20 centimètres d'épaisseur, qui s'arrête au bout d'un mètre (fig. 2c). Toutes les autres tranchées, parties sur des lenticules de chromite, n'ont montré aucune continuité;

b. Plus au sud (périmètre « Arlette »), quatre puits et deux grandes tranchées noyées, dont on a extrait quelques tonnes de minerai. A l'extrémité de la plus grande, on voit un filonnet de 15 centimètres d'épaisseur.

Les serpentines laminées encaissant tous ces petits corps chromifères présentent une structure en lentilles, en ovoïdes, de dix à quelques dizaines de centimètres de longueur. Le « style structural » de la serpentine est donc le même que celui de la chromite, et les lentilles y sont du même ordre de grandeur et très petites. Cette observation se vérifie pour un petit affleurement de chromite situé sur la rivière Congo.

Conclusion pratique. — D'une façon générale, dans ces petits massifs de serpentine laminée, il ne faut pas s'attendre à trouver des corps chromifères importants et continus; la disposition lenticulaire y sera probablement la règle.

A notre connaissance cette règle n'est pas prise en défaut en Nouvelle-Calédonie. Le « gisement » d'Ouéhol (feuille 2), n'a pu être « exploité » que grâce au rassemblement de boules « roulantes » dont aucune, en place, n'aurait constitué un amas exploitable; on n'en a d'ailleurs extrait qu'environ 1 000 tonnes.

Cependant on ne saurait donner à cette règle une valeur générale et universelle. Ainsi les très gros gisements de chromite de Guleman (Turquie) sont encaissés dans une masse serpentineuse étroite.

Giobertite.

En dehors de rares petits filons ou filets dans les péridotites (giobertite « autochtone »), probablement formés *per descensum*, toute la giobertite provient de l'expulsion de la magnésie lors de la

latéritisation des grands massifs péridotiques, ou de l'altération des petits affleurements, essentiellement serpentiniteux, surtout inclus dans les épandements basaltiques.

Sur ces derniers se forment, dans les régions basses, à écoulement lent, des champs de rognons de giobertite « autochtone ». Quant à la magnésie expulsée lors de la latéritisation des grands massifs, elle est entraînée jusqu'à leur pied, et quelquefois loin de celui-ci et forme, dans les alluvions de piedmont, soit des lits de carbonate de magnésium pulvérulent et impur, soit des rognons de giobertite : gisements chimiquement « allochtones ».

Giobertite « autochtone » sur serpentines.

Sur cette feuille on en peut citer plusieurs exemples : entre tribu de Témala et ruisseau de Mengo — un peu au nord du Pic vert entre la Faténaoué et Tiéta — plusieurs taches au nord d'Ouaco (sur de petites masses serpentiniteuses que la carte ne figure pas).

Giobertite « allochtone ».

Sur la rive gauche de la rivière Ouendjia, notons un très curieux phénomène qui donne une idée des migrations de la magnésie. Des filets de giobertite de quelques centimètres à 10 centimètres d'épaisseur s'insinuent et s'interstratifient dans des tufs verdâtres esquilleux, associés aux basaltes. Cette giobertite est tout à fait étrangère à la roche qui l'encaisse.

La giobertite n'a pas été vraiment exploitée sur cette feuille. Cependant, deux périmètres (« Giobertite 1 et 2 »), situés au Sud-Est de Voh, et peut-être quelques autres points, ont fait l'objet d'échantillonnages, pouvant porter sur des lots assez importants (30 tonnes et même « amas » de 1 000 tonnes). En général, les giobertites sont assez fortement siliceuses; certaines sembleraient cependant utilisables (note sur la giobertite en Nouvelle-Calédonie, Service des Mines, 6 décembre 1946).

Asbeste et talc.

Rappelons qu'en général en Nouvelle-Calédonie les indices d'asbeste de quelque qualité actuellement connus, d'ailleurs fort rares, se situent dans des lentilles ou des fils de serpentine lamelleux inclus dans des terrains métamorphiques et non dans les grands massifs de roches ultrabasiques.

Sur cette feuille nous n'avons relevé que deux faibles indices d'asbeste, près de la Station Cavatche, dans la vallée de Hienghène. L'un, sur le sentier de rive gauche, à 600 mètres en amont de la

Station, se place dans le contact entre un filet de serpentine laminée « huileuse » et les schistes noirs sériciteux. C'est surtout du talc verdâtre, mêlé de schiste noir et de fibres d'asbeste.

Sur une crête de la rive droite de la Hienghène, en face du point précédent, dans une petite lentille de serpentine, un filet d'asbeste dont on n'a pu estimer ni l'extension ni l'épaisseur car il est couvert d'éboulis serpenteux.

Enfin rappelons que dans les schistes métamorphiques de l'arc Congo-Tiwaka, les petites masses et fils de serpentine sont très fréquemment bordés de *talc* (ex. : sur la Congo, près de la station Barada).

Néphrite.

Nous ne signalons que pour mémoire cette curiosité minéralogique, formée de fibres très fines, ondulées, presque blanches de l'amphibole trémolite.

Elle n'était signalée jusqu'ici qu'à l'île Ouen, où A. ARNOULD en a retrouvé le gisement (voir notice feuille 10). De ce gisement provenait la matière verte, translucide des perles de colliers et des haches « ostensoirs ».

Sur cette feuille, dans une petite carrière située à la pointe sud du village d'Ouaco, nous en avons trouvé un bloc ovoïde très petit (50 × 30 centimètres), emballé dans de la serpentine laminée.

2° Indices dans les terrains métamorphiques.

Nous ne connaissons ici que des indices d'or et de titane, en alluvions et éluvions, près de Galarino, sur la côte orientale. Sur la feuille 2 existent aussi de nombreux gisements et indices de cuivre, zinc, plomb et manganèse. Il n'est pas exclu que l'on puisse en découvrir quelque jour sur la feuille 3, car le chaînon cristallophyllien du Nord, très forestier et d'un accès difficile, a été fort peu prospecté. Pour les généralités sur l'or et le titane, voir notice de la feuille 2.

Or et titane (rutile) de Galarino.

Première reconnaissance. — Le gisement de Galarino est situé sur la côte est de l'île, à 40 kilomètres environ de Hienghène et 20 kilomètres d'Oubatche. L'or y a été découvert en 1877, où une

pépite de 40 grammes — dendrites d'or cimentées par un peu de quartz — a été récoltée par un prospecteur du pays : Sangarné. A cette époque (1877-1879) une petite exploitation aurait produit 2 à 3 kilogrammes d'or par lavage des éluvions dans des sluices. Le bijoutier de Nouméa, Charles Loupias, certifie, en 1903, avoir fabriqué « beaucoup » de bijoux avec l'or de la mine « La Recherche », pendant les années 1877, 1878 et 1879.

Le gisement se situe sur des micaschistes à grenat, glaucophane et rutile, pendant localement au Sud-Ouest; près de la mer, ils pendent au Nord-Est.

Mais d'autres roches apparaissent dans cet ensemble. Ce sont des glaucophanites massives à grenat, bien visibles par exemple au fond de la grande tranchée de la mine « La Recherche » (fig. 3), des quartzites gris (près du puits 4) et surtout des veines de quartz blanc, souvent micacé. Celles-ci sont rarement pyriteuses (ex. : dans le puits 3), ou contiennent parfois des baguettes de rutile (ex. : un échantillon trouvé dans la grande tranchée). La puissance de ces veines est fort variable; mais nous en avons vu une, discordante sur la schistosité, atteignant 0,60 mètre, au fond de la grande tranchée.

Les micaschistes sont assez profondément altérés et donnent naissance à une éluvion jaune, rose ou grise, tandis que la glaucophanite produit une terre rose, rouge ou violacée.

C'est de ce manteau éluvial recouvrant les micaschistes que l'or de Galarino (mine « La Recherche ») a été extrait.

GLASSER (1904, p. 377) donne assez peu d'indications précises sur l'état du gisement au moment de sa visite, et les sables qu'il y aurait lavés ne lui auraient donné aucune trace d'or...

Pourtant un rapport ancien sur la mine « La Recherche », adressé par le préposé des Mines au Directeur de l'Intérieur à Nouméa, et daté de 1879, parle entre autre de teneurs élevées obtenues par lavage des éluvions (à l'emplacement de la carrière actuelle) :

- 4 grammes environ pour 5 kilogrammes de terre;
- 17 grammes environ pour 10 kilogrammes de terre (lavage par le mineur Sangarné);
- 10 grammes environ pour 5 kilogrammes de terre,

en des points différents; ce qui semble énorme. D'autres rapports du même préposé mentionnent aussi, il est vrai, des essais négatifs.

Mais, si l'on tient compte que 10 000 mètres cubes de terre ont été remués on calcule que la teneur moyenne au mètre cube excavé

ne pouvait pas dépasser 0,3 gramme. Ce chiffre donne déjà une idée plus raisonnable des teneurs.

Au cours de travaux de levés géologiques sur Galarino, au début de 1947, A. ARNOULD a effectué des lavages à la batée, à simple titre de reconnaissance, aux points signalés comme particulièrement minéralisés.

Ces lavages ont été effectués dans le lit de l'Ouedjella, petit affluent de gauche de la rivière Oué Camme, en aval de la carrière et vers la cote 35. Le batéiage a porté sur un gravier grossier accumulé dans les courbes convexes des tournants du ruisseau, directement au bed-rock.

Épaisseur moyenne du gravier : 45-60 centimètres.

Quantité de gravier lavé : 0,400 mètre cube.

Des fonds de batées obtenus ont pu être extraites par piquage de jolies dendrites d'or de plusieurs millimètres de longueur, ainsi que de petits grains usés. Trié et pesé, le tout a donné :

Or (dendrites et grains macroscopiques) : 2,5 grammes au mètre cube;

Rutile : 35 kilogrammes au mètre cube.

Ce chiffre de 2,5 grammes au mètre cube n'a évidemment aucune prétention de valeur moyenne. Il indiquait tout au plus que l'or existait à Galarino, et qu'en certains points il était possible d'espérer, dans des alluvions d'extension très faible, des teneurs supérieures à 2,5 grammes au mètre cube.

Ces premiers résultats engagèrent P. ROUTHIER, chef de la Mission géologique, à entreprendre une petite campagne de pré-prospection sur ces indices.

C'est ainsi que fut effectuée une reconnaissance plus poussée surtout des éluvions, par puits, sondages et saignées (dans l'ancienne carrière) avec batéiage systématique des produits sortis de ces travaux. Un plan au 2.000^e a été levé par le chef prospecteur; nous en donnons ici une simplification (fig. 3, h.-t.).

Moyens mis en œuvre et disposition des travaux.

Huit sondages, poussés jusqu'à 2 mètres, ont été foncés dans les éluvions au bord nord-est de l'ancienne carrière, à l'aide d'une sondeuse à main du type Banka. Sept saignées, longues de 3 à 4 mètres, ont été exécutées sur les deux flancs de la carrière.

Dix puits, foncés à la main, ont été répartis suivant trois lignes sensiblement parallèles à l'arc des sondages, entre la carrière et le rivage. Les puits ont tous atteint le bed-rock et s'y sont enfoncés.

Cette prospection a été effectuée, sous la direction d'un chef prospecteur, par un Européen et une dizaine de travailleurs indonésiens.

Histoire des produits tirés des sondages et des puits.

Les produits extraits des sondages ont été passés systématiquement au tamis de 2,5 millimètres. Les refus ont été broyés jusqu'à ce que tout passe à cette maille.

Pour chaque puits ou tranche de puits, les produits extraits en éluvions ont été mélangés sur place avec soin, puis, par la méthode des 1/2 opposées on a prélevé la quantité nécessaire pour 10 batées (en général). La totalité de ce prélèvement a été passée sur place au tamis de 2,5 centimètres, en cassant au marteau les morceaux de diamètre supérieur à cette maille. Les produits ainsi calibrés ont alors été transportés par chevaux de bât au campement, repassés au tamis de 2,5 millimètres et le refus broyé jusqu'à ce que le tout passe à cette dernière maille.

Les graviers alluviaux ont été batéiés sans préparation préalable.

Au total ont été exécutées environ 400 batées.

Résultats.

Au laboratoire de la Mission géologique à Nouméa, seuls ont pu être pesés les grains d'or extraits par piquage et vannage des fonds de batée. L'or fin, pour lequel nous utilisons le terme critiquable de « couleurs », a donc échappé à la pesée, sans compter l'or plus fin que le batéiage laisse échapper. Aussi les quelques teneurs que nous avons pu mesurer représentent-elles un minimum. La question de savoir si la batée récupère ou non les teneurs que récupérerait une installation industrielle est trop controversée et trop variable suivant les cas pour que nous y insistions.

Sondages.

Seuls le n° 4 et le n° 9 ont montré des couleurs. Notons que le n° 9 est situé en alluvions, à l'embouchure de l'Oué Camme.

Saignées.

Couleurs dans les saignées 3, 4, 5, 6, et non à tous les niveaux (ces saignées ont été lavées par tranches). On y a trouvé, en général, un peu de rutile.

Puits.

Seul le puits 5 tombe dans les *alluvions* de l'Ouedjella. Les neuf autres puits tombent en *éluvions* : terre, argile jaune ou rouge, micaschistes pourris. Ils ont atteint les micaschistes décomposés à une profondeur variant entre 0,30 et 2 mètres. C'est dire qu'en moyenne les *éluvions* semblent fort peu épaisses dans la zone couverte par ces puits.

Le puits 5, en *alluvions*, et les puits 1, 3, 6 et 8, en *éluvions*, ont montré la présence d'or. Seuls 5 et 6 ont montré du rutile en proportions notables, ainsi que 9 (non aurifère).

A vrai dire, seuls 5 et 6 ont donné des résultats intéressants et des quantités d'or pesables.

Teneurs en éluvions.

Nous ne retiendrons donc que celle du puits 6 : 0,15 gramme au mètre cube en place (teneur qui s'applique à une tranche de 0,30 mètre de terre végétale avec quelques quartz).

Teneurs en alluvions.

Puits 5 : 1,12 gramme au mètre cube (sur tranche de 1,30 mètre) ; noter que la première tranche de 20 centimètres de bed-rock décomposé tient encore 0,39 gramme.

De plus, le long de l'Ouedjella, en amont du batéiage Arnould, P. ROUTHIER et ses aides ont effectué, en quatre stations différentes, des batéiages qui ont donné les teneurs suivantes : 0,69 gramme, 1,72 gramme, 0,62 gramme, 0,25 gramme.

Enfin le batéiage Arnould, situé plus bas : 2,50 grammes et 35 kilogrammes de rutile au mètre cube.

Notons que, par une omission regrettable, les teneurs en rutile n'ont, en général, pas été dosées. Cependant le grain du rutile étant beaucoup plus gros que celui de l'or elles auraient été beaucoup moins significatives. La teneur en rutile n'est précisément connue que pour le seul batéiage sur un volume un peu important : 4/10 mètres cubes.

Interprétation.

Si l'on reporte ces données sur la carte on constate que tout se passe comme si les *alluvions* de l'Ouedjella s'enrichissaient brutalement en or en passant à l'aplomb des *éluvions* de la carrière. Mais

il ne faut pas oublier que la distribution des teneurs dans les alluvions peut être extrêmement erratique et nous ne donnons cette remarque que comme une suggestion. En tout cas il semble bien que l'emplacement de l'ancienne carrière soit une « tache » où les micaschistes quartzifiés et oxydés étaient aurifères et que cette tache ne s'étende guère vers l'aval.

Il resterait à circonscrire avec plus de précision cette zone, en particulier vers l'amont et à vérifier si les alluvions de l'Ouedjella s'appauvrissent bien en or dans cette direction, ou s'il y a lieu de continuer la prospection vers les crêtes. De ce côté, au S^t Roué Camme (410 mètres), un entablement est couvert de cailloutis de quartz blanc; quelques-uns contiennent du rutile. Mais nous savons que le rutile est répandu dans toute cette zone orientale. Dans le torrent Oué Camme, sous ce sommet, un lavage ne nous a pas montré d'or.

Resterait aussi à déterminer le volume des alluvions et éluvions intéressantes et la continuité des teneurs payantes, travail qui ne nous a pas été possible.

Nous n'avons pu relever que quelques indications très approximatives. Au point de teneur 2,5 on peut estimer grossièrement ce volume à 20 mètres cubes, dont la moitié de gros blocs. Au point de teneur 1,12 environ 180 mètres cubes d'alluvions grossières, avec gros blocs de quartz blanc et de micaschistes. Ce ne sont pas là des indications bien encourageantes. D'une façon générale, *tous ces torrents très rapides de la côte orientale n'ont pu accumuler beaucoup d'alluvions*. Cependant, on pourrait envisager une prospection sur les torrents Oué Camme et Galarino, qui, à notre connaissance, n'a jamais été entreprise, et dans les galets et graviers du littoral, à l'embouchure de l'Oué Camme, en allant jusqu'au bedrock.

En conclusion, la prospection de la Mission géologique a essentiellement vérifié qu'il existe dans les graviers de l'Ouedjella des teneurs éventuellement « payantes » en or et en rutile.

Jusqu'à plus ample informé et mise en évidence d'une grande zone éluviale aurifère il est prudent d'estimer qu'il n'y aurait place ici que pour une petite exploitation artisanale, du type de celle pratiquée de 1877 à 1879.

Remarque. — Le cyclone du 12 au 14 mars 1948, et les pluies torrentielles du 25 au 31 mars, ont considérablement entravé le déroulement du programme de recherches à Galarino.

3° *Gisements et indices associés aux épanchements paléogènes.*

A ces épanchements sont associés, dans l'île, des gisements et indices de manganèse, de cuivre et de pyrite un peu aurifère et, très exceptionnellement de tungstène (scheelite). Sur cette feuille n'est actuellement connu que le manganèse, avec surtout le gisement « La Lune ».

Manganèse.

Les gisements de manganèse sont presque tous du type « volcano-sédimentaire », d'abord défini par P. ROUTHIER (1953, p. 131 et 1954) puis précisé par A. ARNOULD et P. ROUTHIER (XX^e Congrès géol. international, Mexico, Symposium sur le manganèse, 1956). Pour quelques précisions sur la genèse de ces gisements, nous renvoyons à la deuxième publication citée. Ils sont toujours associés à des jaspes rouges lités et des argillites, d'origine sédimentaire marine, intercalés dans les coulées volcaniques. Il s'agit en général de petits gisements, dont le tonnage semble rarement excéder 10 000 tonnes d'un minerai oxydé fréquemment riche en silice, dont la teneur peut être prohibitive.

Le gisement « La Lune » est actuellement le plus gros reconnu en Nouvelle-Calédonie.

La mine « La Lune ».

Ce gisement a été décrit dans un rapport inédit de A. ARNOULD (1954) dont nous extrayons la figure 4 h.-t.

Le gisement « La Lune » est situé sur la rive droite de la rivière Taom en bordure même de la rivière.

Avant l'exploitation, il se présentait sous la forme d'un gros rocher arrondi de 45 m × 15 m × 5 m (hauteur), dont certaines parties étaient d'oxyde de manganèse noir, d'autres de silice jaune ou rouge, très abondante. Il émergeait d'un sol brun à passées rougeâtres.

Les échantillons, prélevés à cette époque (1948) s'étaient montrés fort siliceux. L'analyse d'un échantillon moyen prélevé aux affleurements avait donné Mn : 34,52; SiO₂ : 28,45; Fe : 6,76.

L'exploitation fut ouverte en octobre 1951, sans autres travaux de prospection préalables qu'un simple décapelage des terres de

surface autour des affleurements minéralisés. Elle fut poussée jusqu'à une profondeur d'une quinzaine de mètres mais dut être arrêtée en septembre 1953, les travaux en carrière devenant alors difficiles à poursuivre avec les moyens mis en œuvre par les exploitants, et les problèmes d'exhaure devenant de plus en plus impératifs. L'arrêt définitif en profondeur s'est fait sur le minerai en place au plancher.

Un total de 13 347 tonnes a été extrait au cours de cette période, d'un minerai aux teneurs oscillant autour des valeurs moyennes suivantes : Mn : 50 %; Fe : 4 %; SiO₂ : 8 %.

Ces travaux ont mis à jour une lentille minéralisée de 65 mètres de long sur 50 mètres de large, reconnue sur une hauteur totale de 25 mètres (entre le point le plus haut à l'affleurement et le point le plus bas atteint par l'extraction), représentant une masse minéralisée d'un volume de l'ordre de 40 000 mètres cubes en vue, en tenant compte des irrégularités de la masse dans sa partie supérieure.

L'extraction n'a porté en réalité que sur la partie périphérique de l'amas, dans ses régions les moins siliceuses. Le minerai extrait constitué d'oxyde de manganèse pulvérulent, d'un abattage très facile, était chargé par camion au front de taille, le long d'une étroite rampe de roulage contournant le cœur de la lentille par son bord ouest et descendant jusqu'à une dizaine de mètres au-dessous du lit de la rivière. Les infiltrations d'eau au travers de la digue et du mur de contrefort érigé sur la berge de la rivière pour protéger le front de taille devenant de plus en plus importantes, et les risques d'éboulements augmentant dangereusement, les niveaux inférieurs durent être abandonnés. Les travaux sont maintenant noyés jusqu'au niveau de la rivière Taom. Un essai de dénoyage infructueux a eu lieu en 1955.

Le roulage du minerai s'effectuait jusqu'à la route coloniale (K 337,6) et de là jusqu'au wharf de Gatope, sur une distance totale d'environ 35 kilomètres.

La lentille est constituée, dans sa partie dégagée, par une masse de minerai noir, parcourue d'un réseau et d'écailles de jaspes rouges, de puissance variable. Au contact de ces jaspes, le minerai lui-même devient siliceux, très dur et présente une cassure conchoïdale caractéristique. De nombreuses géodes, à remplissage de psilomélane à surfaces mamelonnées étaient bien visibles au moment de l'exploitation, principalement sur le bord ouest de la lentille; et en remplissage entre les deux miroirs de la faille.

Ce décrochement, d'une amplitude d'environ 5 mètres, affecte la masse en direction N.W.-S.E., c'est-à-dire suivant sa direction générale d'allongement. Des directions de joints dans la roche basaltique environnante sont parallèles à celle de l'amas minéralisé.

(Une couche d'argillite rouge de puissance variable (quelques centimètres à plusieurs mètres) limite le pourtour de la lentille sur la bordure ouest, entre la masse minéralisée proprement dite et le basalte.

Perspectives d'avenir.

Le tonnage en vue (minerai extrait plus cœur siliceux) peut être évalué à quelque 150 000 tonnes de minerai environ. C'est le plus gros tonnage de minerai de manganèse démontré à ce jour en Nouvelle-Calédonie. On ne pourrait que conseiller la reconnaissance en profondeur des limites inférieures de cet amas, par des sondages obliques répartis en auréole autour de la masse. Mais les travaux à entreprendre pour protéger l'exploitation contre la nappe phréatique dépendant de la Taom seront-ils justifiés par les réserves ainsi mises en évidence ?

Emma, Ginette et J.D. 2, à proximité de « La Lune ».

Des blocs d'oxyde de manganèse ont été reconnus, épars dans la terre noire des pâturages couverts par ces périmètres. En l'absence de tout travail sérieux de prospection sur ces indices, aucune direction structurale valable n'a pu être retenue. Des tufs blanchâtres affleurent sur J.D. 2, au milieu du complexe volcanique basaltique reconnaissable à ses altérations.

Une prospection autour de ces indices serait à entreprendre, en liaison avec la reconnaissance du gisement « La Lune » en profondeur.

Indices de la vallée de Pouanlotch.

Plusieurs blocs d'oxyde de manganèse, épars dans une terre d'altération superficielle de tufs volcaniques, ont été rencontrés sur les périmètres : Saint Joseph, Espoir, Maroc. Les deux derniers indices sont situés de part et d'autre de la route coloniale n° 1, Espoir à 1 kilomètre à l'Est du kilomètre 331, Maroc à 1 kilomètre à l'Ouest du kilomètre 332.

Sur le périmètre Saint Joseph, un affleurement de jaspes manganesifères de plusieurs centaines de tonnes en vue, plonge à 55° dans des tufs redressés de direction générale N.N.W.-S.S.E. Le minerai paraît très siliceux. Ces indices n'ont fait l'objet d'aucun travail de prospection proprement dite.

4° *Indices minéraux associés aux formations sédimentaires.*

Nous rencontrons ici les premiers affleurements de charbon connus en partant du Nord de l'île. Ils se situent à peu de distance au Nord-Est de la tribu de Tiéta. P. ROUTHIER en a effectué une première reconnaissance, qui sera résumée ici; ces indications sont extraites d'un manuscrit depuis longtemps rédigé mais resté inédit. Une étude plus détaillée, par P. KOCH, géologue au Service des Mines, est actuellement en cours. Nous nous abstenons donc de formuler fermement des conclusions pratiques. Le spécialiste pourra noter, en tout cas, que les indications recueillies par nous ne sont pas très encourageantes.

Le charbon de Tiéta.

a. *Les affleurements.*

GLASSER (1904, p. 478 à 480) a signalé les trois groupes d'affleurements de Tiéta, près de Voh, qui semblent bien correspondre exactement à ceux que nous décrivons plus loin, et furent anciennement déclarés sous le nom de « Thuassio ». D'après GLASSER, ces affleurements seraient échelonnés sur une distance de 1 100 mètres; les points extrêmes visités par nous sont distants de 1 600 mètres, mais notre prédécesseur ne disposait pas d'un fond topographique convenable.

L'un de ces groupes est situé dans le haut du creek Oubanit, un peu en amont du gisement fossilifère porté sur la carte. Les deux autres groupes sur la rive droite de la rivière de Voh, près de sa première grande boucle en amont de la tribu de Tiéta.

Voici ce que nous avons observé en octobre 1948.

Groupe I (fig. 5). — Dans le haut du creek Oubanit, deux affleurements sur la rive droite, une fouille et un tas de charbon sur la rive gauche, le tout échelonné sur une distance d'environ 20 mètres, dans une série de schistes noirs, de schistes gréseux et de grès assez

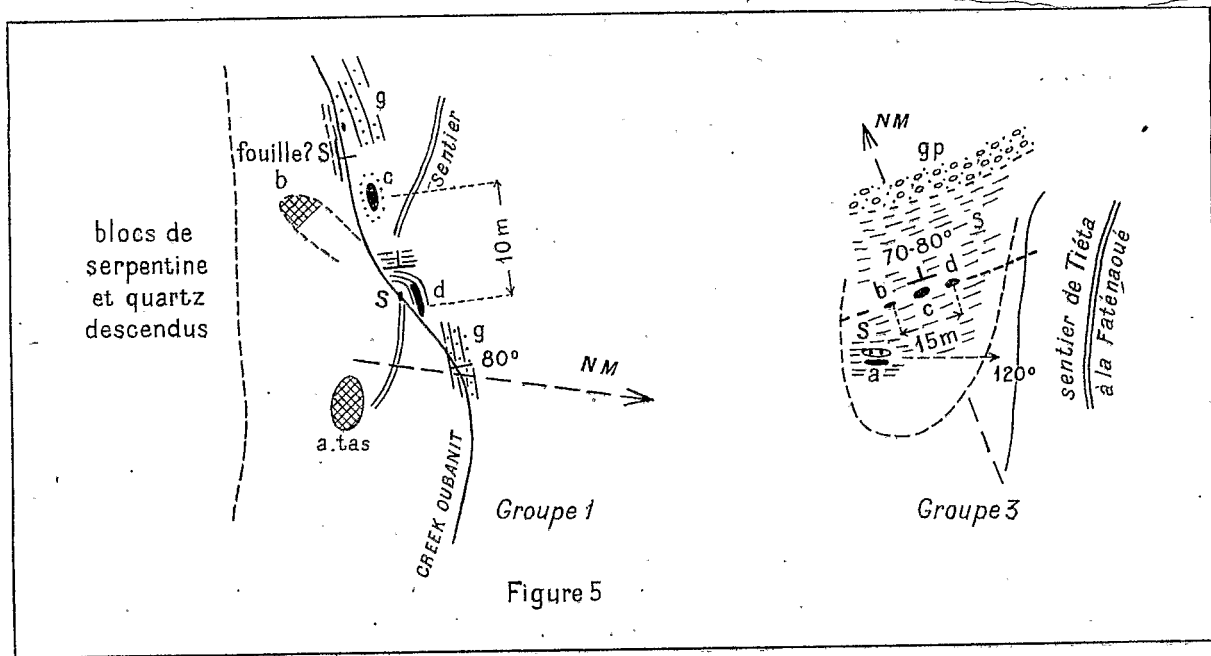


FIG. 5. — Affleurements de charbon de Tiéta. — Groupe 1 et groupe 3 (voir texte)

S = Schistes. G = Grès. P = Poudingues

fins. Les affleurements sont mauvais; on ne voit de lit de charbon bien en place qu'au point *d*.

Les bancs de grès sont orientés à peu près comme le creek, c'est-à-dire Ouest-Est, à 10 ou 20° près. Ils sont quasi-verticaux, et pendent au Nord 70 à 80°; ils présentent une torsion nette, d'une amplitude de quelques mètres, *entre c et d*. Les affleurements *c* et *d* semblent se correspondre de part et d'autre de la torsion. GLASSER (p. 480) avait bien vu ces changements d'orientation.

Au point *c* nous avons recueilli de beaux morceaux d'un charbon brillant, anthraciteux (analyse 1).

Des deux côtés du creek, les affleurements sont largement masqués par les blocs de péridotites et de quartz descendus du massif du Katépahie.

Groupe 2. — Sur la rive droite de la rivière de Voh, dans la première grande boucle, à 2 kilomètres en amont de la tribu de Tiéta. En ce point, on voit des schistes et grès à empreintes charbonneuses. Dans cette boucle, sous un « bois de fer », aurait été visible autrefois un affleurement de charbon. En ce point se jette un petit creek. Sur ce creek, à environ 50 mètres en amont de son confluent avec la rivière de Voh, affleure une veine de charbon bien lité, d'assez belle apparence, épaisse d'environ 50 centimètres, intercalée dans des couches schisteuses pendant 45° au Nord. Le tout est très masqué de terre et d'éboulis.

Au NE de l'affleurement du creek, au flanc de la colline qui le domine immédiatement, à 30 mètres environ en distance horizontale, un petit lit charbonneux semble pouvoir prolonger celui du creek.

Groupe 3 (fig. 5). — Près du sentier de Tiéta à Faténouaé, à environ 300 mètres au Nord-Est du groupe 2.

Affleurement *a* : orienté Est-30° Sud, presque vertical; au mur, schistes; au toit, une fine passée de schiste de 20 centimètres d'épaisseur, puis une lentille gréseuse.

Affleurements *b*, *c*, *d* : échelonnés sur 15 mètres de long environ, orientés exactement Ouest-Est et plongeant 70-80° au Nord. Ce sont des veines charbonneuses alternant avec de fines passées de schiste de 10 à 20 centimètres d'épaisseur. La puissance totale des couches où l'on voit ici le charbon est d'environ 1,50 mètre. La puissance totale de charbon est de l'ordre de 1 mètre.

Ce charbon est poudreux et esquilleux : il est beaucoup plus riche en matières volatiles que celui du groupe 1, mais aussi beaucoup plus riche en cendres (analyse 6).

A 20 ou 30 mètres au-dessus de ces trois affleurements, au flanc de la colline, affleurent des grès assez grossiers à petits galets de quartz.

Remarque sur la continuité des couches

Étant donné la direction régulièrement Ouest-Est des couches dans cette région et la position « en échelons » des trois groupes d'affleurements, on peut penser que ces trois groupes ne sont pas alignés. Peut-on admettre que le groupe 2, par exemple, correspondrait à 1 et en serait décroché par une ou plusieurs failles ou torsions Nord-Sud comparables à celle observée en petit, dans les affleurements 1 eux-mêmes ? Cela ne semble pas évident, car on ne voit pas trace de torsion ou de faille de grande amplitude sur le terrain. Et il reste assez probable que les affleurements 1, 2, 3 sont stratigraphiquement indépendants.

De toute façon, en l'absence d'une prospection sérieuse, il serait tout à fait illusoire de spéculer sur la distance entre les affleurements extrêmes, qui est de l'ordre de 1,600 kilomètre; c'est pourtant ce qui n'a pas manqué d'être fait. En tout état de cause, il faut plutôt s'attendre à ce que les niveaux charbonneux se terminent en pointe, comme les couches gréseuses et schisteuses engrenées qui les renferment.

b. *Qualité des charbons.*

Nous donnons l'analyse (1) d'un échantillon recueilli au point c du groupe 1, et la rapprochons des analyses antérieurement données de ce gisement (2, 3, 4, 5). Ce gros morceau de *houille maigre anthraciteuse* contient seulement 11 % de cendres, ce qui montre qu'on ne peut établir de corrélation entre la grosseur et la cohésion de ces charbons et leur teneur en cendres. Il ne contient que 10,6 % de matières volatiles. Tout en faisant les réserves qui s'imposent quant au peu d'intérêt industriel d'une analyse isolée, il est intéressant de noter que les quatre analyses antérieures (2, 3, 4, 5) indiquent aussi : *houilles maigres anthraciteuses* et même *anthracite* (analyse 4). Cependant l'échantillon recueilli au groupe 3, affleurement c, est beaucoup plus riche en matières volatiles (analyse 6). Leurs teneurs en cendres sont dans l'ensemble plus élevées que celle de 1. Il convient de noter que ce charbon de Tiéta ne contient pas, dans l'ensemble, plus de matières volatiles, et même plutôt moins, que ceux de la Noembra (feuille 5). Or, il est à très notable

	Composition immédiate brute				Composition immédiate « AFD »		Pouvoir calorifique
	Matières volatiles		C fixe	Cendres	Mat. vol.	C fixe	
	Eau hygroskopique	Gaz divers					
Tiéta 1 ...	1,8	10,6	76,60	11,0	12,20	87,80	7591 (sur sec) 72,35
— 2 ...	12,50	—	—	13,00	—	—	6023
— 3 ...	9	—	69,50	21,50	11,50	88,50	6885
— 4 ...	9	—	78,25	12,75	10,40	89,60	n. dét.
— 5 ...	6,50	—	71,00	22,50	8,40	91,60	n. dét.
— 6 ...	1,26	12,06	76,86	9,82	13,70	86,30	7956
— 6 ...	32,50	—	26,6	40,90	55	45	2626

§ N.B. — 1. La « composition immédiate brute » est celle donnée par l'analyse. Le carbone fixe a été calculé par différence. H, O, N n'ont pas été dosés.

La « composition immédiate AFD » (ash free, dry) des auteurs de langue anglaise, comporte C fixe et matières volatiles calculés en faisant abstraction des cendres et de l'eau. Pour les analyses 2, 3, 4 ce calcul est entaché d'une légère erreur car l'eau n'a pas été dosée isolément.

Quant aux deuxièmes décimales (habitude des chimistes) nous les conservons seulement pour que les nombres restent reconnaissables...

2. Classification *ASTM* ou « par rang », adoptée par l'US Bureau of Mines et l'American Society for Testing Materials. Dans cette classification les charbons à plus de 69 % de C fixe « AFD » sont classés d'après leur teneur en C fixe, les limites conventionnelles étant : 69, 78, 86, 98 %. Les charbons à moins de 69 % de C fixe sont classés d'après leur pouvoir calorifique en unités thermiques anglaises (B. t. u.). Seul 6 correspond à ce cas.

Classification ASTM	Classification de Gruner	Gisement et auteurs des analyses
Semi-anthracite.	Houille maigre anthraciteuse.	Tiéta, groupe 1, affleurement c, Houillères de Lorraine, communiquée par Duparque.
<i>Idem</i>	<i>Idem</i>	Porte (1890, p. 41).
<i>Idem</i>	Limite houille maigre anthracite.	<i>Idem</i> .
<i>Idem</i> . (passant à anthracite).	Anthracite.	<i>Idem</i> .
<i>Idem</i>	Houille maigre anthraciteuse.	École mines Saint-Étienne (in Glasser, p. 489).
.....	Tiéta, groupe 3, affleurement c, Houillères de Lorraine, communiquée par Duparque.

Classification française de Gruner. — Elle tient compte de : C fixe, matières volatiles et aussi des constituants de l'analyse « définitive », c'est-à-dire : C, H, O, N et aussi du rapport $\frac{O + H}{N}$.

Nous ne disposons que du C fixe et des matières volatiles, ce qui est d'ailleurs suffisant pour classer les analyses du tableau.

L'analyse 6, parvenue très récemment, n'a pas été classée.

Flottation sur l'échantillon 6, très cendreuse

Matières volatiles		Cendres	
Non flotté	Flotté inférieur à 1,7	Non flotté	Flotté inférieur à 1,7
32,5	44,7	40,9	19,1

distance de toute masse péridotique ou serpentineuse : à 640 mètres de la base du massif de Katépahie. Et les péridotites de ce massif n'ont pas exercé d'action de contact notable sur le Crétacé de la tribu de Tiéta.

Ce point mérite d'être souligné. En effet, pratiquement, tous les ingénieurs ou géologues qui se sont occupés du problème de la houille en Nouvelle-Calédonie ont considéré la mise en place des péridotites et serpentines comme responsable des dislocations des couches houillères et de leur « métamorphisme » en anthracite (HEURTEAU, 1876, p. 189; GLASSER, 1904, p. 490 et divers rapports inédits). Or l'examen comparatif des documents à notre disposition montre que des charbons situés loin de toute péridotite sont aussi anthraciteux que les autres. Il est vrai que les analyses ne portent le plus souvent que sur des « échantillons » de petite taille, ou de très petits tonnages. Aussi ne pourra-t-on connaître les variations de composition de ces charbons qu'après des études beaucoup plus systématiques. *A fortiori* ne peut-on émettre d'idées définitives sur les causes de ces variations : métamorphisme thermique (dû notamment à des roches ignées); métamorphisme dynamique (invoqué à juste titre par beaucoup d'auteurs et très possible en Nouvelle-Calédonie); différences initiales datant de l'époque du dépôt ou diagenèse et évolution chimique précocement différentes. Nous voulions seulement tracer ici quelques suggestions. En particulier il ne nous paraît pas qu'il y ait plus d'espoir *a priori* de rencontrer des charbons plus riches en matières volatiles en s'éloignant des roches ignées.

*
**

Un essai de flottation a été effectué sur l'un de nos échantillons (Tiéta, groupe 3, affleurement c). Le flotté de densité inférieure à 1.7 contient encore près de 20 % de cendres ! Ce seraient des cendres « constitutionnelles ». Cette indication devra être contrôlée.

c. *Étude pétrographique.*

Trois de nos échantillons de charbons néocalédoniens ont été étudiés en sections polies par le professeur Duparque, assisté de G. Manderscheid. Deux d'entre eux proviennent de la Noembra

(feuille 5). Le troisième provient du groupe 1 de Tiéta et correspond à l'analyse 1. Or, ces échantillons *ne se différencient pas plus microscopiquement que chimiquement*.

Les diagnoses des spécialistes précités peuvent se résumer comme suit :

Macroscopiquement : combustible d'apparence très homogène où seule la présence de petites lentilles de fusain indique une stratification; tout le reste brillant, paraissant amorphe.

Microscopiquement : on distingue en lumière naturelle réfléchie :

a. Du *fusain*, minéralisé et uniformément gris foncé, souvent dépourvu de structure;

b. Des lits hétérogènes de houille *semi-brillante* ou *clarain*, qui contiennent du *xylain*.

Très nombreux débris de tissu ligneux, allant de petites masses lenticulaires, étalées parallèlement au plan de stratification, à des files de cellules. Les masses lenticulaires sont souvent à l'état de *xylain* montrant alors des structures cellulaires parfaites, des structures « étoilées » (Bogen struktur) ou des structures encore plus altérées passant parfois progressivement à des masses homogènes, alors très proches du *xylovitrain*;

c. Des lits de houille brillante ou *vitrain* (1).

Il convient de rappeler ici quelques définitions éclairant la description qui précède. Les tissus ligneux existent dans les charbons sous trois états d'altération progressive. Le *fusain* : tissu ligneux transformé en houille mate, fibreuse, pulvérulente, qui retient souvent les matières minérales et c'est le cas dans les charbons néocalédoniens. Le *xylain* : tissu ligneux transformé en houille brillante à la suite d'une gélification partielle, mais présentant encore une structure cellulaire nettement visible au microscope. Le *xylovitrain* : tissu ligneux transformé en houille brillante et ayant perdu sa structure cellulaire à la suite d'une gélification complète. Il diffère physiquement du vitrain véritable par le caractère suivant : dans le xylovitrain, les fentes de retrait ont des formes arrondies, tandis que dans le vitrain, elles sont perpendiculaires au plan de stratification.

(1) Communication écrite du professeur DUPARQUE, 27 mars 1951.

Le *vitrain* (ou vitrinite) qui constitue des lits brillants bien définis dans le clarain, garde des traces plus effacées, mais indubitables, de structure cellulaire (d'après RAISTRICK et MARSHALL, 1948, p. 181).

La structure étoilée est formée par rupture des parois cellulaires, due au fait que les tissus ligneux ont subi antérieurement à leur immersion une dessiccation plus ou moins prononcée par exposition à l'atmosphère.

En conclusion, d'après A. DUPARQUE :

« Ces houilles néocalédoniennes sont, comme toutes les houilles ligno-cellulosiques (à moins de 26 % de matières volatiles), des charbons à trois constituants macroscopiques : fusain, clarain (houille semi-brillante) et vitrain (houille brillante). »

Elles sont en tous points comparables, notamment par leur structure microscopique et leur fragilité, à la plupart des houilles anthraciteuses du Nord de la France. Les structures de fragments de tissu ligneux, de tissu ligneux à structure étoilée, de lambeaux de tissu et de fragments de cellules sont rigoureusement identiques à celles observées par DUPARQUE dans les houilles ligno-cellulosiques gélifiées et notamment celles contenant environ 10 % de matières volatiles, du Nord de la France.

Cette identité est telle que les figures du mémoire de DUPARQUE (1933, p. 618, 622, 638, 658) donnent une bonne idée de ce que l'on peut observer dans les échantillons néocalédoniens étudiés.

d. *Âge.*

Au microscope il n'a pas été possible d'observer des débris ligneux de taille suffisante pour permettre une détermination des organes des végétaux dont ils dérivent. La division de ces tissus ligneux est très poussée. Aucun corps cutinisé (spores, feuilles, etc.) n'a pu être observé. Nous n'avons donc aucune idée des végétaux qui sont à l'origine de ces couches de houilles.

A Tiéta, nous n'avons pas découvert de flore dans les terrains encaissant ces couches.

Dans ces conditions l'âge des charbons de Tiéta ne peut être estimé que d'après le gisement fossilifère le plus voisin. C'est celui du creek Oubanit, pour lequel nous avons proposé, mais avec doute, un âge « mésocrétacé », peut-être albien. Ce gisement se situe

à environ 250 mètres en aval du groupe d'affleurements n° 1 (cette distance est plus grande sur la carte en raison des difficultés graphiques), et il semble à peu près dans leur prolongation structurale. Le même âge ne peut être étendu aux charbons des groupes 2 et 3. De plus il est possible que de nouvelles découvertes paléontologiques viennent modifier cette attribution.

e. Mode de formation (conditions de dépôt).

En se basant principalement sur ses études microscopiques, A. DUPARQUE (1933) a été conduit à se faire le défenseur de la théorie de l'allochtonie, émise antérieurement, et d'ailleurs sous des formes différentes par H. FAYOL (1887, théorie des deltas) et par C. GRAND'EURY (allochtonie restreinte, dans les limites du « lac »).

DUPARQUE (*loc. cit.*, p. 432) soutient l'opinion que les houilles ligno-cellulosiques — c'est le cas des houilles néocalédoniennes étudiées ici — sont des *sédiments transportés*; leur très fine stratification, le degré élevé du morcellement de leurs débris végétaux, conduit à admettre leur formation par *flottage*. Les roches stériles : schistes, grès, conglomérats sont des sédiments détritiques apportés par rivières et fleuves dans la lagune houillère et étalés en deltas où s'accumulaient des couches plus ou moins inclinées, d'allure lenticulaire (p. 444). De même les houilles ligno-cellulosiques sont des houilles d'origine terrigène en ce sens que leurs éléments essentiels sont des débris de végétaux *arrachés au rivage*. Les débris de bois plus denses, plus volumineux, se déposaient d'abord, formant la base végétale qui a donné naissance aux charbons ligno-cellulosiques tandis que spores, feuilles et cuticules étaient entraînés plus loin et donnaient des charbons de cutine pauvres en éléments ligneux; ceux-ci sont même quelquefois totalement absents (comme en Lorraine, par exemple) et inversement on peut noter *l'absence totale de corps cutinisés* dans les charbons ligno-cellulosiques; c'est le cas pour les trois échantillons néocalédoniens examinés par A. DUPARQUE.

Les vues de DUPARQUE sont loin d'être universellement admises, mais ce n'est pas ici la place d'une revue bibliographique étendue. Ce qui nous préoccupe est de savoir dans quelle mesure on peut appliquer cette théorie ou une autre aux charbons néocalédoniens.

L'étude microscopique les montre tout à fait identiques aux houilles ligno-cellulosiques du Nord de la France. Elles auraient subi un classement et un transport. En ce qui concerne les charbons

de Tiéta, l'observation du terrain montre qu'ils sont associés à des grès et conglomérats fins à disposition hautement lenticulaire. Rien ne paraît donc s'opposer à l'application de la théorie *allochtone* à ces combustibles. PIROUTET (1917, p. 126) a d'ailleurs considéré les formations houillères comme des formations « d'estuaires », il vaudrait mieux dire de deltas. Nous ajouterons que, dans la région de Tiéta, on observe un fait remarquable. La limite d'extension des faciès gréseux (et conglomératiques) dans les schistes argileux semble *discordante* par rapport à la direction générale Ouest-Est des lits de lentilles de grès et schistes argileux. Et la zone gréseuse de Tiéta se place dans le prolongement d'une langue gréseuse qui se joint à la formation conglomératique de la Congo. Cette disposition pourrait très bien s'interpréter en admettant un « delta » de Tiéta, dont les apports détritiques seraient restés sensiblement sur la même place pendant une assez longue période. Cette suggestion ne pourra être contrôlée que par une étude minutieuse tenant compte des détails structuraux.

Quant à préciser si les végétaux étaient arrachés au rivage ou s'ils venaient, au moins en partie, des régions plus « internes » de la terre — peut-être survivance de l'arc de la Congo — en d'autres termes, quant à préciser le degré d'allochtonie, cela est impossible.

GÉOMORPHOLOGIE ET PAYSAGES

Entre autres facteurs les résistances différentielles à l'érosion des diverses formations, leur disposition structurale et les variations locales du climat entraînent et déterminent les formes et la couverture végétale.

Il faudrait aussi tenir compte de l'évolution pédologique (histoire des sols), en cours d'étude par les spécialistes de l'O.R.S.T.O.M.

On se souviendra que, à substratum identique, les parties interne et orientale de l'île, plus arrosées (« au vent »), ont un couvert végétal et surtout forestier plus dense que la partie occidentale (« sous le vent »). Ce contraste pluviométrique s'illustre par les chiffres suivants : Voh : 870 millimètres (moyenne sur vingt-trois ans); Hienghène : 2 080 millimètres (moyenne sur neuf ans); et les précipitations peuvent dépasser 3 mètres dans l'intérieur.

La formation des *grauwackes*, assez massive et dure, bien que contenant assez peu de *grauwackes*, forme des monts assez trapus,

entre 500 et 800 mètres (Poatchia, Pamboa). Sa bordure vers le Nord-Est marque approximativement la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Hienghène et ceux de la Témala et de la Faténaoué. Couverte de sols jaunes peu épais, elle porte des graminées et des lantanas et des forêts dans les parties hautes.

La *formation de la Congo*, assez dénudée dans sa portion conglomératique, est, dans sa portion nord-ouest, constituée de « schistes feldspathiques », couverte de sols jaunes herbeux.

La *formation à charbon*, sur le versant occidental, forme un contraste très net avec la précédente. Ses collines disséquées, aux altérations bariolées caractéristiques, ne portent que des niaoulis rabougris et des Fougères.

Par contre, sur le versant oriental, les schistes de Hienghène, légèrement métamorphiques, donc plus cohérents, et mieux arrosés, présentent une densité de lignes de crêtes et de thalwegs relativement faible. Leurs longues crêtes, orientées Ouest-Est, peuvent atteindre 850 mètres (Paompaï), donc s'élever au-dessus de la formation des grauwackes (cf. AVIAS, 1953, pl. III, fig. 1 et texte fig. 18). Ils portent des étendues herbeuses, à brousse de lantana et bouquets de niaoulis, et dans les parties hautes, des forêts. A signaler, dans celle du Coucounou, sur la ligne de partage des eaux, des fougères arborescentes.

La *formation phthanitique et calcaire* forme, sur le versant occidental, des collines à sommets souvent aigus, aux flancs couverts de « caillasses siliceuses » blanches.

Sur la côte orientale, les « schistes de Maïna » forment une zone déprimée partiellement envahie par la mer. Ici sont installées d'importantes cocoteraies qui, de tout temps, ont été un facteur de prospérité pour les tribus indigènes de la région de Hienghène. Restent en saillie les lentilles beaucoup plus résistantes de calcaire silicifié. Ce sont, en particulier, les rochers célèbres de la baie de Hienghène auxquels une érosion karstique intense a donné des silhouettes découpées évoquant de gigantesques statues ou des cathédrales; ex. : « Sphinx », « Tours Notre-Dame », etc. (*ibid.*, pl. VI, fig. 1, 5 et 7 et fig. 1 de la présente notice).

Notons que les lentilles calcaires côtières, notamment celles situées au Nord-Ouest de la tribu de Tiédéralik, présentent de magnifiques corniches d'érosion marine témoignant d'un abaissement du niveau de base, postérieur au grand ennoisement qui a provoqué la formation de la baie de Hienghène (*ibid.*, pl. IV, fig. 7, et pl. VI, fig. 2).

Les *épanchements paléogènes* constituent une bande de collines,

dont l'érosion est souvent fort accusée sur cette feuille, en particulier dans le col entre Témala et Pouanlotch (cf. ROUTHIER, 1953, pl. XII, fig. 3).

Couverte de graminées, sèches pendant plus de la moitié de l'année, de « cassis » (*Accacia farnesiana*) dans les bas-fonds, elle est essentiellement le domaine de l'élevage extensif (Ouaco), bien que quelques stations d'élevage existent aussi dans l'intérieur.

Les *massifs péridotiques* (massifs « miniers ») dominent cette savane (S^t Taom : 1 094 m) de leurs pentes rapides, aux arêtes vives. Ils sont tronqués à leur sommet, en particulier le Katepahie et le Koniambo par des tables latéritiques rouges, plus ou moins bosselées, reliques de la pénéplaine initiale. Ils sont impropres à la culture et à l'élevage.

La *chaîne cristalloghyllienne du Nord-Est* porte ici deux des plus hauts sommets de l'île et notamment le point culminant (Panié : 1 639 m, Colnett : 1 514 m). Bien arrosée, elle est couverte de forêts denses, riches notamment en « kaoris » (*Agathis*), en fougères arborescentes et en épiphytes.

Sur son versant oriental descendent des cascades (Tao, Colnett). Avec sa frange côtière de cocotiers, cette partie de l'île présente un cachet typiquement océanien.

*

**

En ce qui concerne le réseau hydrographique on notera, par exemple, le cours « subséquent » (ou mieux « strike river ») de la haute Hienghène — le contrôle du ruisseau Mengo, entre Témala et Pouanlotch, par le contact basaltes-formation à charbon — mais, plus généralement, une assez grande indépendance des rivières par rapport au substratum.

Cette indépendance est sans doute principalement due à la surimposition du réseau fluvial qui serpentait à la surface de la pénéplaine, à la fin du cycle I. Seule cette surimposition peut expliquer une cluse dans les péridotites telle que celle de la rivière de Voh.

Certains coudes de rivières très accentués ont été interprétés comme des coudes de capture (PIROUTET, 1917, p. 36). La Faténaoué aurait coulé primitivement dans la brèche de la rivière de Voh, puis elle aurait été capturée par un affluent de la Témala. Cette hypothèse ne pourrait être appuyée que par des traces d'un ancien lit entre Faténaoué et rivière de Voh; or, nous n'en connaissons pas.

Pour terminer cette esquisse nous rappellerons que la Nouvelle-Calédonie mériterait bien une étude spéciale par un géographe morphologiste averti, qui disposerait maintenant de la documentation géologique nécessaire.

*
**

N. B. — A partir de cette feuille nous renoncerons au paragraphe spécial « Climat - Végétation - Agriculture », qui exigerait un travail complémentaire de documentation hors de nos possibilités.

POPULATION. ACTIVITÉ ÉCONOMIQUE. VOIES DE COMMUNICATION

Trois centres européens principaux se placent sur cette feuille : Hienghène, sur la côte orientale, Voh et Témala, tout près de la côte occidentale.

Les cultures sont limitées à la frange côtière : cocoteraies, surtout sur la côte est, et aux alluvions. Hienghène, Voh et Témala sont tous trois producteurs de café.

Les cultures maraîchères sont fort limitées. Citons celles de Témala (M. Terrier) et de la basse Taom (Société de Ouaco). L'essentiel de leur petite production est mis en conserves par la Société de Ouaco. Des essais de blé ont été tentés par cette société, sur sols dérivant de basaltes. En 1948 ils ont donné 20 quintaux à l'hectare. Mais les pédologues de l'O.R.S.T.O.M. estiment que, d'une manière générale, ces sols présentent des carences graves, et il n'y a pas lieu de tirer d'essais favorables des conclusions trop générales et trop optimistes.

L'élevage extensif des bovins est actuellement la plus importante activité stable dans cette région. Il est pratiqué surtout dans la zone de la savane sur basaltes, entre Témala et Ouazangou (sur la feuille 2), par la Société de Ouaco. La production de viande est mise en conserves par cette société. Jusqu'en 1938 celle-ci exportait principalement vers des territoires français, la moitié de sa production. L'exportation n'a repris qu'en 1946, puis elle redevenue presque nulle.

L'élevage pénètre accessoirement dans les bassins de la Témala, de la Faténaoué, de la Congo (station Barada), de la Hienghène

(station Castex, à Cavatche). Il y est beaucoup plus difficile. Dans cette dernière station le bétail reste sur l'alluvion, fréquemment érodée par les crues de la Hienghène. Et les conduites de bétail (40 à 50 têtes) doivent franchir la chaîne par la haute Témala pour être acheminées jusqu'à Pinjen (feuille 4) !

Depuis la fermeture, à la fin de la deuxième guerre mondiale (1945) du grand centre minier de Voh (nickel), l'activité minière a été insignifiante. Elle a repris récemment, avec l'exploitation, en 1955, de deux concessions pour nickel, et de 1951 à 1953, du gisement de manganèse « La Lune », où l'extraction a cessé en raison de l'envahissement des travaux par l'eau de la Taom. Pour plus de détails sur l'activité minière, se reporter au chapitre sur les gisements minéraux.

A signaler, sur cette feuille, l'aménagement hydro-électrique des chutes de Tao (1911) pour le traitement des minerais de cuivre du Nord et notamment de la mine Pilou. Cette tentative n'a pas eu de suite.

**

La route coloniale n° 1 dessert le littoral occidental : Voh (312,500 km de Nouméa), Témala, Ouaco. La coloniale de l'Est s'arrête à Hienghène (392 km de Nouméa). De ce centre on ne peut atteindre les centres situés plus au Nord que par un sentier cavalier ou par vedette. Un bac permet de franchir la Ouaième.

Aucune route transversale ne traverse la chaîne. Notons cependant que le sentier cavalier de Hienghène à Témala par la Faténaoué, a été tracé (fort bien) à titre d'étude de transversale.

Sur la côte sud-ouest, signalons les wharfs d'Ouaco et de Gatope.

PRÉHISTOIRE. ETHNOLOGIE

Signalons un *site pétroglyphique* au mont Baviolet. Ce site montre que tous les pétroglyphes néo-calédoniens ne se confinent pas aux bords des cours d'eau.

De plus, sur cette feuille se situent les plus beaux gisements de *momies* (M) de la Nouvelle-Calédonie. L'un dans la vallée de la Faténaoué, sur un contrefort au Sud du mont Tendé, contenait encore, en 1948, outre des crânes et des ossements, deux momies,

genoux reliés sous le menton, dans leurs paniers à claire-voie. Leur parure avait été entièrement enlevée. L'une portait sur le bras droit une curieuse trace présentant la forme connue en géométrie sous le nom de « lemniscate » : probablement un tatouage. C'est ce gisement, classique en Nouvelle-Calédonie, dont des photographies ont été publiées à plusieurs reprises, et notamment par M. LEENHARDT (*Notes d'ethnologie néo-calédonienne*, Paris, 1930).

D'autres gisements ont été repérés par nous dans la vallée de la Corgo, sur sa rive droite, notamment au Nord-Ouest de l'habitation Durand. Nous y avons vu, outre de nombreux crânes et ossements, deux momies en fort mauvais état. Une dent isolée présentait une *carie du collet* (les caries seraient exceptionnelles chez les indigènes s'alimentant suivant leur régime normal).

Dans le gisement situé au Nord-Est du S^t Tindène on ne trouve plus que des traces d'une momie brûlée par un feu de brousse.

Notons que toutes ces momies sont placées dans les anfractuosités de rochers de carbonatites magnésiennes. Il semble qu'elles aient toutes été orientées la face vers le soleil levant. Ces momies, qui posent des problèmes très intéressants, ne semblent pas avoir été encore étudiées par un ethnologue compétent. Il serait temps de songer à leur sauvegarde.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNOULD (A.) [1954]. Étude préliminaire sur les conditions de gisement du manganèse en Nouvelle-Calédonie. *Inédit*, Service Mines et Géologie, Nouméa.
- ARNOULD (A.) et ROUTHIER (P.) [1956]. Les gisements de manganèse de la Nouvelle-Calédonie. Un type de gisements de manganèse méconnu : le type « volcano-sédimentaire ». XX^e Congr. géol. intern. Mexico, 1956. Symposium sur le manganèse, à paraître prochainement.
- AVIAS (J.) [1953]. Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécrotacées de la Nouvelle-Calédonie centrale. Nancy, *Sciences de la Terre*, t. I, n^o 1-2.
- DÁVIS (W.-M.) [1925]. Les côtes et les récifs coralliens de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Géogr.*, t. XXXIV, n^o 191, p. 224-269, 332-359, 423-441, 521-558, 64 fig.
- DUPARQUE (A.) [1933]. Structure microscopique des charbons du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Mém. Soc. géol. du Nord*, t. XI.
- FAIVRE (J.-P.), POIRIER (J.) et ROUTHIER (P.) [1955]. *Géographie de la Nouvelle-Calédonie*. Nouvelles éditions latines, Paris.
- GALL (J.) [1956]. L'activité minière de la Nouvelle-Calédonie en 1955 (rapport du Service des Mines). *Chron. Mines d'Outre-Mer*, numéro spécial 242, août 1956.
- GLASSER (E.) [1903-1904]. Rapport sur les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Mines*, 10^e série, t. 5, Paris.
- HEURTEAU (E.) [1876]. Rapport sur la constitution géologique et les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Mines*, 7^e série, t. 9, p. 232-454, Paris.
- PELATAN (L.) [1892]. Les mines de la Nouvelle-Calédonie. Esquisse géologique. Mines de charbon. *Génie Civil*, t. 19, Paris.
- PIROUTET (M.) [1906]. Rapport à M. le Gouverneur sur l'extension du terrain à charbon, sur les limites et l'allure des couches de quelques bassins houillers (infra-Crétacé) de Nouvelle-Calédonie. *Inédit*, Service Mines, Nouméa.
- [1917]. *Étude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie*. Imp. Protat. Mâcon. Carte géologique au 1/1 000 000 accompagnant cet ouvrage.
- PORTE (A.-M.) [1888]. Note sur les gisements de charbon de la Nouvelle-Calédonie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. XVI, p. 9-21.
- [1890]. *Nouvelles recherches sur les gisements houillers de la Nouvelle-Calédonie*. Imprimerie nouméenne. Nouméa.
- RAISTRICK (A.) et MARSHALL (C. E.) [1948]. — *The nature and origin of coal seams*. English Univ. Press, London.

ROUTHIER (P.) [1953]. Étude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. XXXII, n° 67, Paris.

ROUTHIER (P.) [1954]. A propos des gîtes de manganèse de la Nouvelle-Calédonie. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 10, p. 198-199.

Rapports sur « La Recherche » (Galarino) adressés par le préposé des mines à M. le Directeur de l'Intérieur à Nouméa : 9 juin 1879, 31 août 1879, 16 septembre 1879.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Histoire géologique	4
Évolution physiographique	6
Terrains sédimentaires	9
Formation des grauwackes.....	10
— des conglomérats et arkoses de la vallée de la Congo.....	12
— à charbon	14
— phtanitique et calcaire. — Éocène I.....	16
Épanchements paléogènes	17
Formations littorales et fluviales plioquaternaires.....	18
Éluvions	21
Roches ignées	23
Terrains métamorphiques	26
L'arc cristallophyllien du Nord-Est.....	27
— — Congo-Tiwaka	32
Tectonique	37
Gisements et indices minéraux.....	40
— associés aux péridotites et serpentines (nickel, cobalt, fer, chrome, giobertite, asbeste et talc).....	40
— dans les terrains métamorphiques (or et titane [rutile] de Galarino)	45
— associés aux épanchements paléogènes (manganèse).....	51
— associés aux formations sédimentaires (charbon).....	54
Géomorphologie et paysages.....	64
Population. Activité économique. Voies de communication.....	67
Préhistoire. Ethnologie	68
Bibliographie	70
Fig. 3 et 4.....	H. T.
Carte géologique de l'arc cristallophyllien du Nord-Est de Pouebo....	H. T.

- Figure 3.

GALARINO

Prospection Mission Géologique (Mars Avril 1948).

Plan réduit et simplifié d'après un levé à la planchette à 1/2.000.

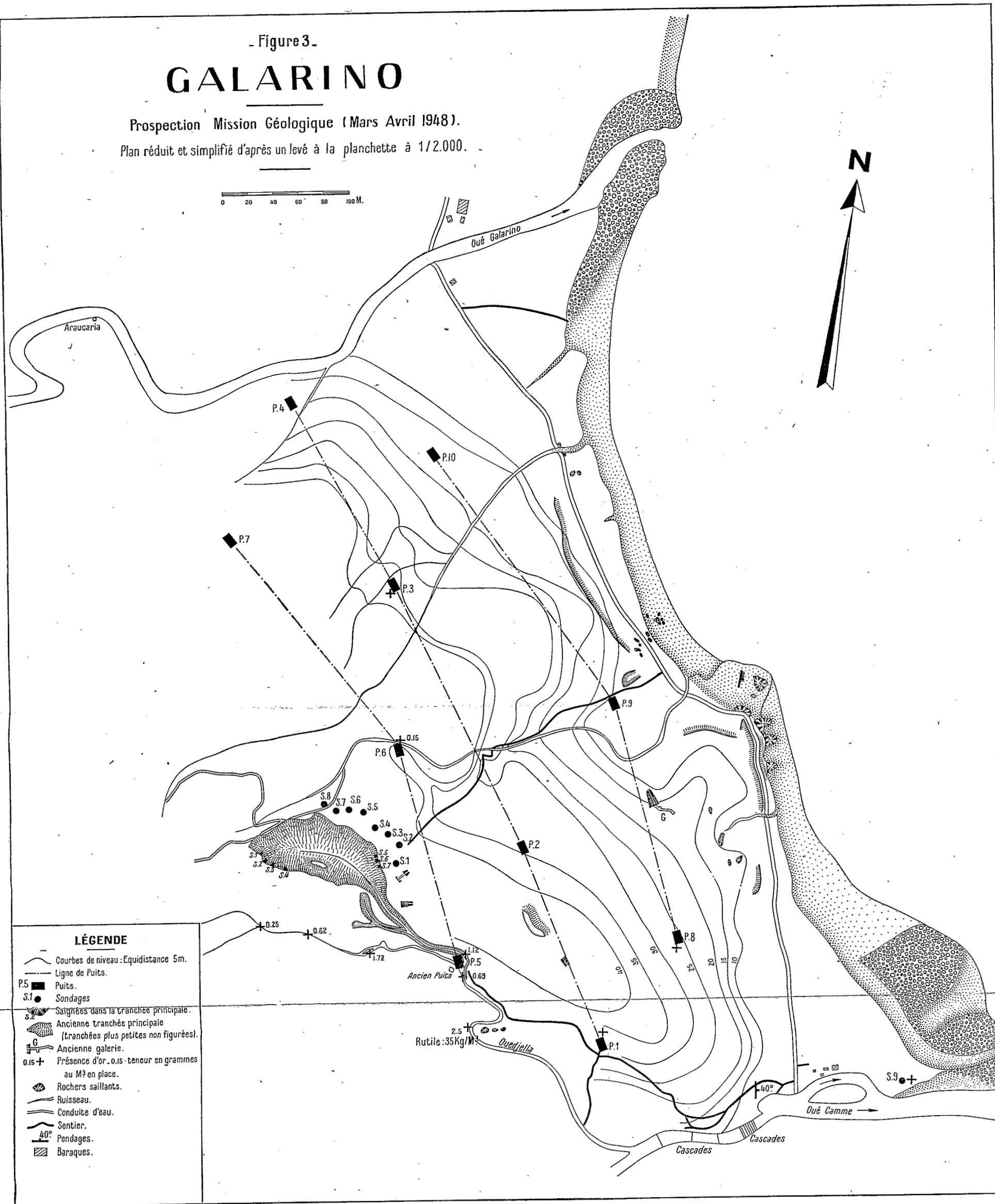


FIG. 3. — Or et titane de Galarino
 Prospection mission géologique (mars-avril 1948)
 Plan réduit et simplifié d'après un levé à la planchette à 1/2.000

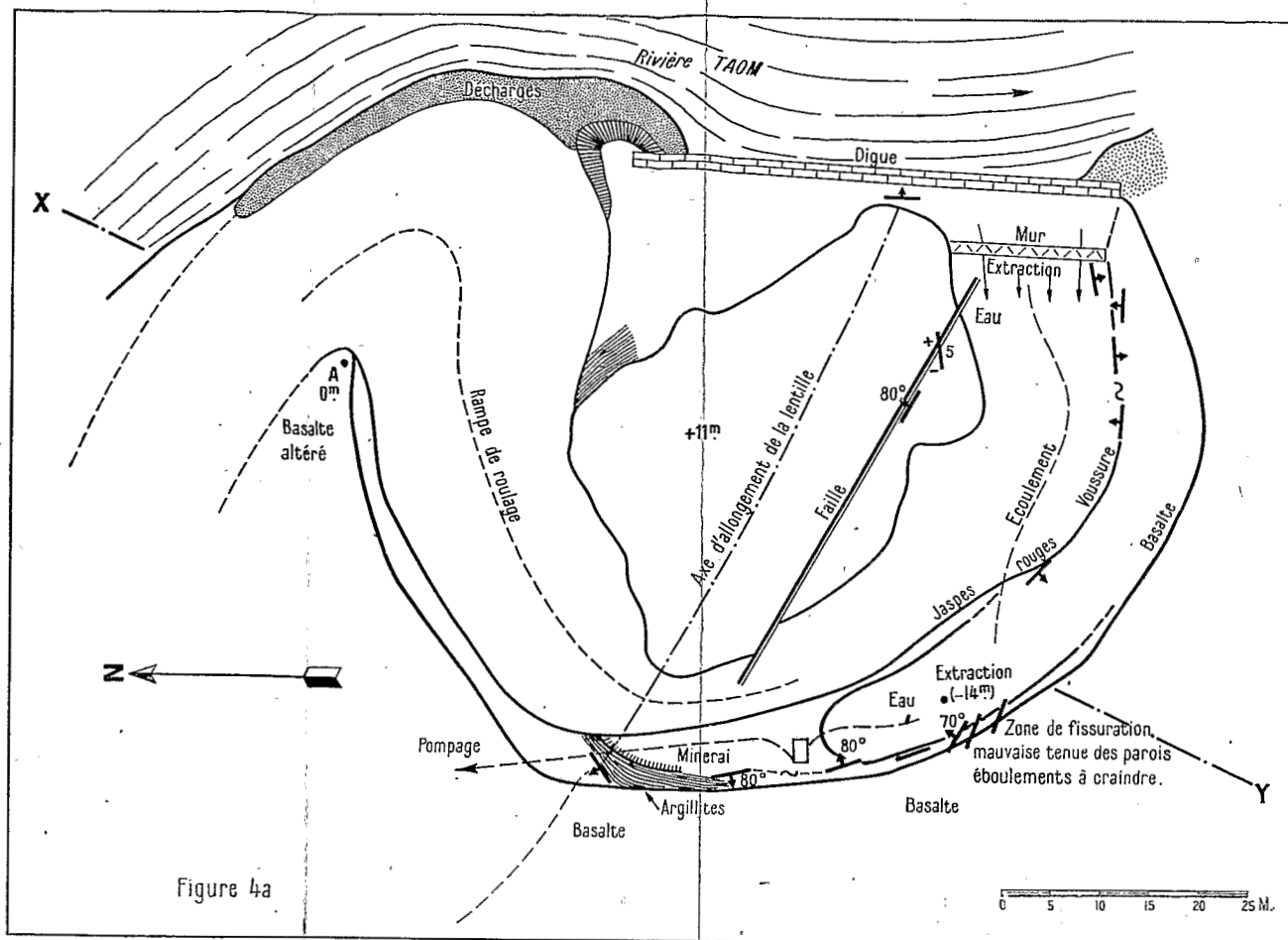


Figure 4a

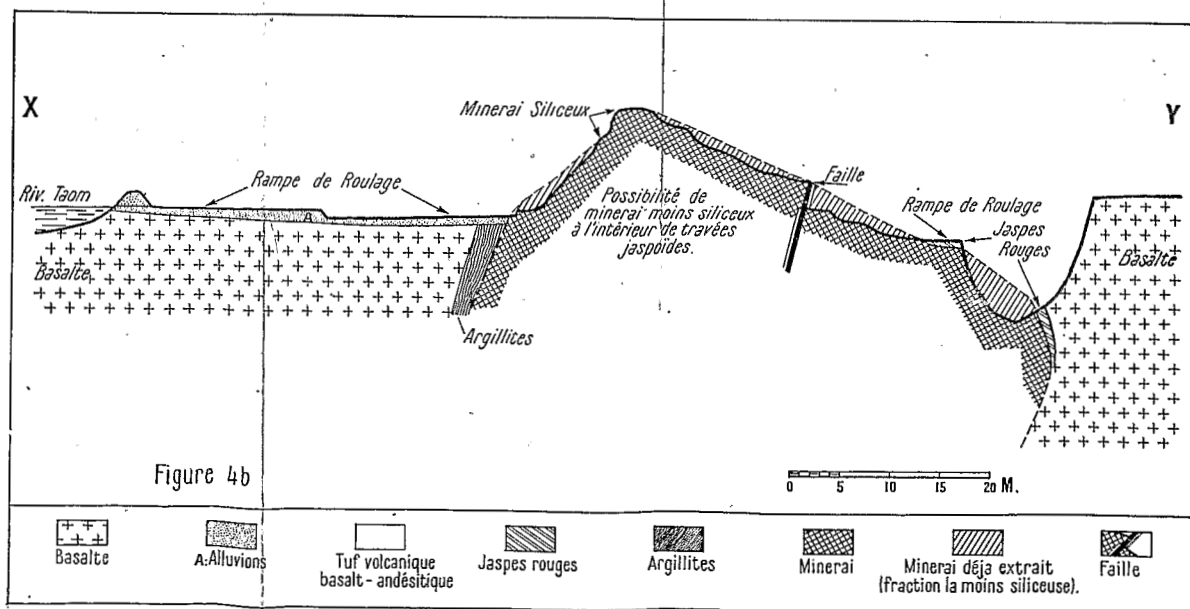


Figure 4b

Basalte	A. Alluvions	Tuf volcanique basalt - andésitique	Jaspes rouges	Argillites	Minerai	Minerai déjà extrait (fraction la moins siliceuse).	Faille

FIG. 4. — Gisement de manganèse La Lune (par A. ARNOULD)

a. Croquis. — Plan du chantier d'exploitation (en septembre 1953)

b. Coupe schématique de la partie reconnue à l'exploitation

Carte géologique de l'arc cristallophyllien du Nord-Est de Pouébo (feuille 2) à Panié (feuille 3), par A. ARNOULD, 1956.

Cette carte modifie les feuilles 3 et 2.

Terrains sédimentaires légèrement métamorphiques

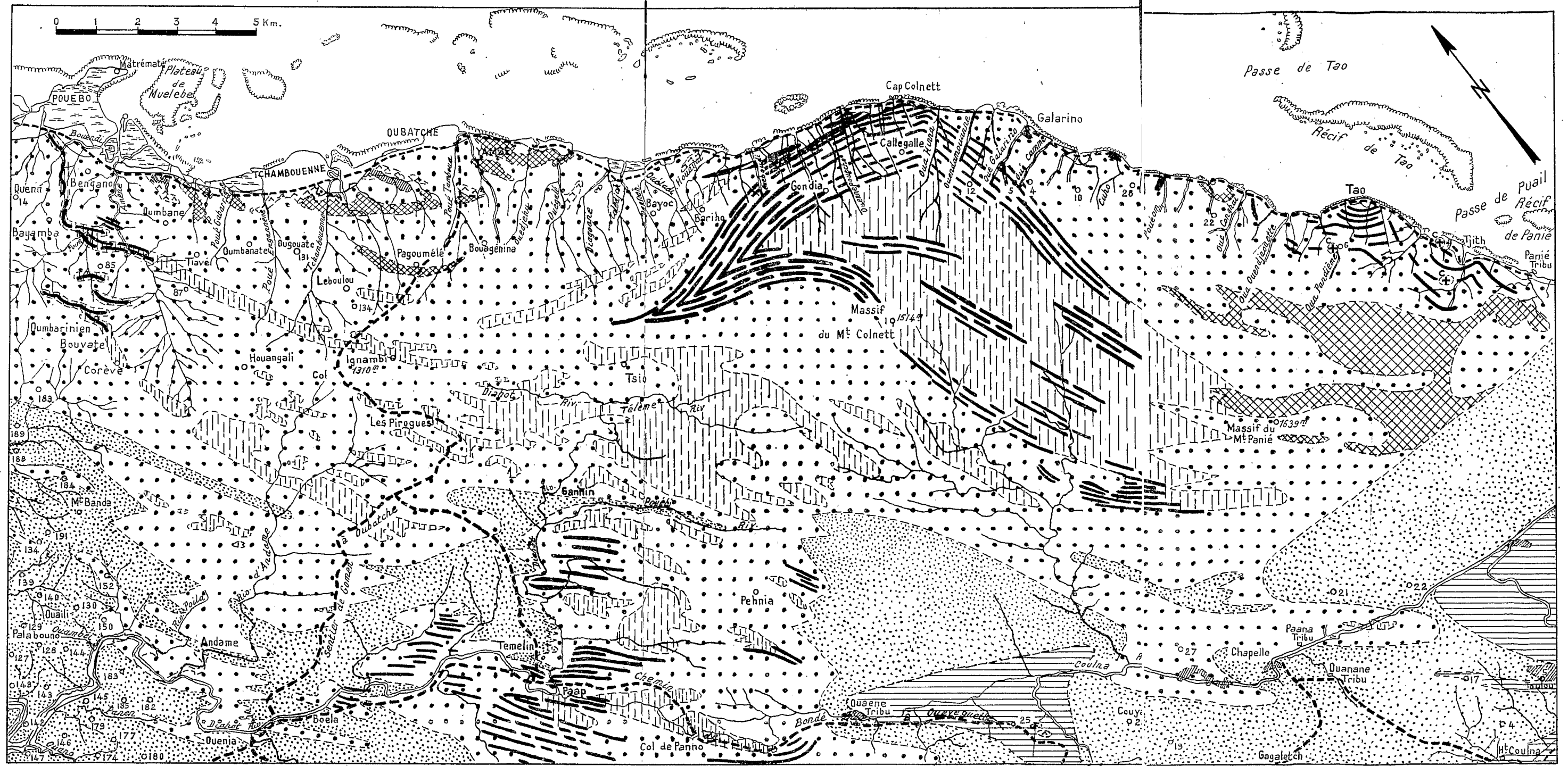
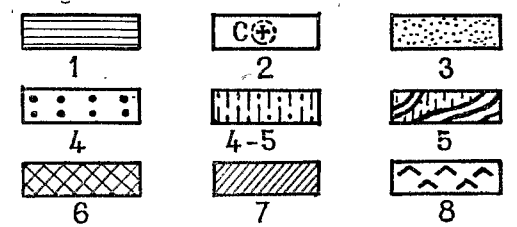
- 1. « Schistes de Hienghène » rapportés à la Formation à charbon et « Schistes de Maina », couches de passage du Crétacé à l'Eocène.
- 2. Calcaires cristallins contenant encore par place *Globigerina* et *Globorotalia* : Eocène I.

Terrains métamorphiques

- 3. Sériciteschistes.
- 4. Micaschistes, à muscovite, chlorite, parfois à glaucophane.
- 4-5. Micaschistes et gneiss albitiques indifférenciés.
- 5. Gneiss albitiques dominants à zéolite β et leurs variations: zoïsites et albitites.

Roches ignées

- 6. Glaucophanites massives à lawsonite ou épidote, grenat, muscovite, chlorite, albite et parfois quartz. Il est possible que certaines d'entre elles n'aient pas une origine « ortho » (voir notice).
- 7. Roches basiques plus ou moins métamorphisées. Certaines d'entre elles dérivent de basalt-andésites paléogènes (Oubatche, feuille 2).
- 8. Serpentes.



HIENGHÈNE - VOH

NOUVELLE CALÉDONIE

CARTE GÉOLOGIQUE

TERRAINS SEDIMENTAIRES

26

Marais côtiers à immersion constante ou temporaire, sans végétation ou à mangrove.

22a

Eluvions-Laterites ferrugineuses (sur perrudites).

Formations littorales et fluviales plio-quaternaires
a. Non ferrugineuses
b. Ferrugineuses (Laterites alluviales)

23a

Epanchements paléogènes sous-marins (basaltes ou basaltes andésites) avec intercalations de jaspés, argillites et tufs.
L. Zones riches en tufs (indication de ces zones non nulles, limitées par les schistes andésites de roches basiques n'ont pas été affectés d'un symbole car leur association avec les épanchements paléogènes restait douteuse. Le symbole S signifie alors de composition basalte-andésitique, sans attribuer N.B. Placés avec les formations sédimentaires par convention.

Formation pléistocène et calcaire; Eocène I

Formation à charbon

Formation des conglomérats et argiles de la vallée de la Congo

Formation des grauwackes

24.7

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Phyllades, séricitischistes, schistes chloriteux

Micaschistes

Micaschistes et Oneiss (indifférenciés)

Oneiss

Terrains affectés par un métamorphisme faible

Glaucophanites à lawsonite

ROCHES IGNÉES

Epanchements paléogènes, sous-marins: basaltes ou basaltes andésites. Voir aussi à: terrains sédimentaires.

Roches basiques non précisées

Glaucophanites à lawsonite

Péridolites

Serpentines dominantes

Quartz

SIGNES CONVENTIONNELS

Gisements et indices minéraux

Au

Ch

Cr

Mg

Mn

Ni

Fe

G

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

F

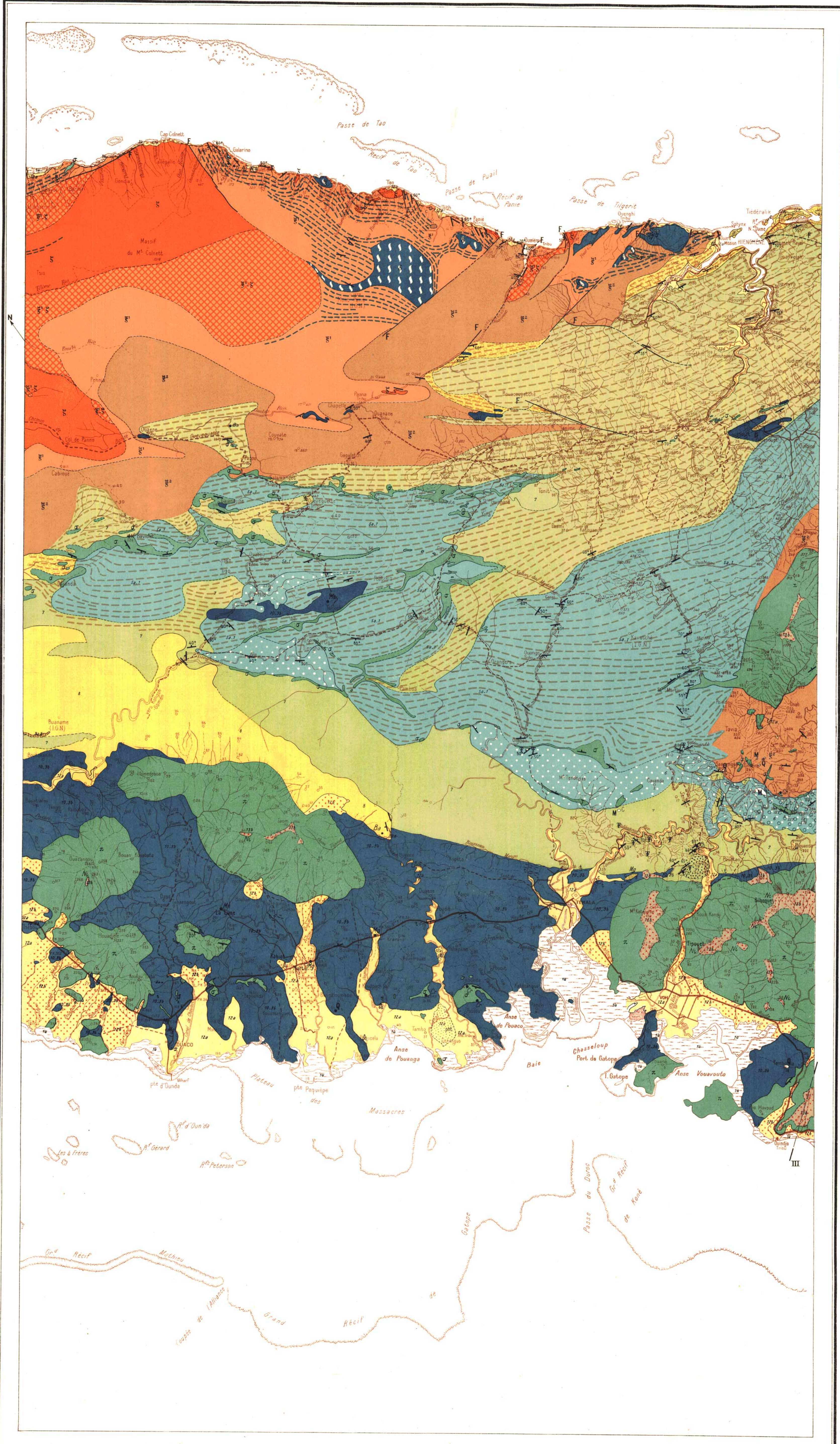
F

F

F

F

F



Documents consultés

a. Géologiques:

Etude géologique sur la Nouvelle Calédonie et ses dépendances à Voh par P. Roulier (1911).

Les schistes de métamorphisme dans la Nouvelle Calédonie par P. Roulier (1911).

Etude géologique de versant occidental de la Nouvelle Calédonie par P. Roulier (1911).

Contributions à l'étude géologique et géologique de la Nouvelle Calédonie par P. Roulier (1911).

b. Topographiques:

Fond topographique à Voh par le Service topographique de la Nouvelle Calédonie.

Cartes du Service hydrographique de la Marine.

Photographies géométriques du département de Voh.

De vastes régions de cette feuille n'ont pas été topographiquement levées et les parties photographiques sont, le plus souvent, des relevés effectués par des géographes de l'Etat ou de particuliers. Les parties levées sont indiquées par des contours géométriques.

54° 30' Géographie, 88° 30' Ouest, Paris, 1911 et imp.
Les explorations et les travaux géologiques ont été effectués de 1906 à 1910 par André ARNOUD, ingénieur géologue, sous la direction de l'ingénieur de 1re classe, et Pierre ROULIER, ingénieur de 1re classe, de la Mission de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer.
Le Centre National de la Recherche Scientifique et le Service des Mines de la France d'Outre-Mer ont appuyé leur concours à l'élaboration de ces travaux.
Le travail géologique a été exécuté par Jean COMBES.
La feuille a été publiée en 1955 par l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer.
Monsieur Jean COMBES, membre de l'Institut, professeur à la Sorbonne, était directeur.

