

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DU COMMERCE

MÉMOIRES
POUR SERVIR À L'EXPLICATION
DE LA
CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA FRANCE :
DÉPARTEMENT DE LA GUYANE FRANÇAISE

GÉOLOGIE DU BASSIN DU LAWA

PAR

P. COUDERT
INGÉNIEUR-GÉOLOGUE E. N. S. G.

LA TECTONIQUE
ET LES DEUX GRANITISATIONS SUCCESSIVES
DU PRÉCAMBRIEN TERMINAL GUYANAIS

PAR

BORIS CHOUBERT
INGÉNIEUR-DOCTEUR
DIRECTEUR DE L'INSTITUT FRANÇAIS D'AMÉRIQUE TROPICALE
COLLABORATEUR PRINCIPAL DU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE



PARIS
IMPRIMERIE NATIONALE

1959

GÉOLOGIE DU BASSIN DU LAWA

LA TECTONIQUE ET LES DEUX GRANITISATIONS SUCCESSIVES DU PRÉCAMBRIEN TERMINAL GUYANAIS

GÉOLOGIE DU BASSIN DU LAWÀ

(GUYANE FRANÇAISE)

par P. COUDERT

La région étudiée comprend le bassin français du fleuve Lawa, depuis le sommet du rapide Ampouman au Nord jusqu'à la latitude 3°30' au Sud, avec ses affluents, l'Abounamey et l'Inini.

C'est une région totalement couverte par la forêt équatoriale, traversée par de nombreuses criques, seuls moyens de circulation possible.

A l'exception, sur le Lawa, des populations noires réfugiées, tribus Bosch et Bonis, et d'orpailleurs d'ailleurs en voie de disparition, le pays est désert.

C'est en 1947 que B. CHOUBERT a effectué les premiers relevés géologiques dans le bassin du Lawa. Il a remonté le Lawa jusqu'à Emponou Tabiki, l'Abounamey et l'Inini jusqu'aux premiers sauts (B. CHOUBERT, *Esquisse géologique de la Guyane française*, ORSTOM, Paris, 1949).

En 1950, E. AUBERT DE LA RÛE, à la faveur d'une exploration du Sud de la Guyane, a parcouru le bassin de l'Inini (E. AUBERT DE LA RÛE, *Reconnaissance géologique de la Guyane méridionale*, ORSTOM, Paris, 1953).

Postérieurement à la publication de ces premiers travaux, l'Institut géographique national a réalisé une couverture photographique du bassin du Lawa.

Les travaux sur le terrain ont débuté en 1951, ils ont été poursuivis d'une façon sporadique durant 1951 et 1952. Ils ont été achevés au cours de plusieurs missions effectuées entre la saison sèche 1954 et le début de la saison des pluies 1956.

Le Lawa, le Grand et le Petit Abounamey, l'Inini, le Grand et le Petit Inini, la crique Eau Claire ont été parcourus en canot. Des itinéraires en forêt ont été effectués pour combler les vides les plus importants.

La documentation actuelle a pour base l'observation d'un millier d'affleurements, l'étude de 170 plaques minces et des photographies aériennes qui couvrent maintenant la totalité du bassin du Lawa.

Les contours des diverses formations ont été dessinés suivant la méthode photogéologique mise au point à l'Institut français d'Amérique tropicale, utilisant à la fois les photographies aériennes et les levés sur le terrain.

A chaque type de relief ont pu être assignées des limites précises. C'est ce qui entraîne quelques différences avec la première carte de reconnaissance de E. AUBERT DE LA RÛE.

1. Formations récentes.

a. *Alluvions récentes.* — Presque toutes les criques coulent dans de larges vallées alluvionnaires dont les contours ont été tracés d'après les photographies aériennes. Seuls les flats les plus importants figurent sur la carte.

Les alluvions se composent de sables souvent très argileux avec galets de quartz et plus rarement d'éclats de roche très altérée, et parfois de débris végétaux. Le tout repose sur le bed-rock par l'intermédiaire d'argiles plastiques souvent fortement colorées.

La base de cette formation où s'accumulent les éléments les plus lourds, quartz et minéraux denses en particulier, est appelée « couche » par les orpailleurs locaux.

L'érosion est active et l'on remarque dans les criques des dépôts de sables, de gravillons et de débris latéritiques qui se déplacent vers l'aval à chaque nouvelle crue.

Contacts géologiques et failles provoquent de grosses accumulations d'alluvions (cf. Petit Abounamy et affluents rive droite du Petit Inini).

b. *Éluvions*. — Des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres de dépôts éluvionnaires encapuchonnent tous les reliefs et passent insensiblement aux alluvions dans les zones basses.

Il s'agit presque partout de terres argileuses, le plus souvent mouchetées de taches roses ou rouille qui passent insensiblement aux roches altérées.

Sur la carte il est systématiquement fait abstraction des éluvions en raison de leur extension.

c. *Alluvions anciennes*. — Sous ce terme sont groupées les formations des terrasses anciennes. Il s'agit d'alluvions identiques aux alluvions actuelles mais généralement consolidées par un début de latérisation.

Le long des cours d'eau et à très faible hauteur au-dessus du niveau actuel de l'eau on trouve des conglomérats ou des grès à ciment ferrugineux (Lawa en amont de l'embouchure de l'Inini, Grand Inini, en amont de Maïewana). Ces formations sont entamées par l'érosion actuelle.

d. *Latérites*. — Les carapaces de latérite existent partout sur les roches du Paramaca et du Bonidoro, et se manifestent par des surfaces horizontales.

Tous les sommets de roches volcaniques de la série de Paramaca sont couronnés par des latérites très ferrugineuses, accompagnées d'une végétation propre au genre de sol très pauvre qui s'y développe (abondance de lianes et d'arbustes bas, végétation dite « rabougrie »). Cette végétation permet l'identification des latérites sur les photographies aériennes.

Dans tous les cas, il s'agit de taches d'au plus quelques kilomètres carrés.

Des carapaces de latérite beaucoup plus importantes recouvrent les roches de la série de Bonidoro.

Sur les photographies aériennes on observe de vastes plateaux entaillés par des vallées étroites et profondes, se débitant vers leur périphérie en petits monticules aplatis.

Tous les sommets sont à la même altitude (voir le cours du Grand Inini rives droite et gauche). Une carapace latéritique d'épaisseur constante, débutant à une altitude constante, couronne l'ensemble. Ces latérites soulignent une ancienne surface d'érosion. Une observation faite sur la rive gauche du Grand Inini en aval du Saut Maïewana donne l'altitude + 180 mètres (baromètre anéroïde), pour le dessus de la carapace, et + 150 mètres pour la base.

Le revêtement latéritique de tous les plateaux est en cours de désagrégation par effritement sur les bords et redissolution.

2. Formations métamorphiques.

a. *Série de Bonidoro*. — Cette série groupe les formations détritiques provenant de l'érosion des reliefs volcaniques de la série de Paramaca (voir plus loin).

Ces roches se sont formées dans les dépressions des reliefs Paramaca et à leur proximité.

Sur les photographies aériennes les reliefs de la série de Bonidoro sont morcelés, avec une végétation petite, assez comparable à celle du granite.

Il y a un rapport très étroit entre les faciès lithologiques et le relief des formations du Bonidoro. Les sédiments argileux les plus fins donnent des collines de forme quelconque, à flancs arrondis, fortement marquées par la tectonique; parfois il n'y a que des lambeaux de végétation maigre s'accrochant à des reliefs d'un autre type.

Les sédiments détritiques forment des collines dont la forme polygonale tend vers celle des collines granitiques, mais elles ont une maille plus grande que ces dernières et souvent s'allongent suivant une direction privilégiée.

Des schistes quartziteux occupent plusieurs sillons au milieu de formations plus anciennes. Ce sont des roches nettement litées, souvent argileuses, dont la teneur en quartz est variable. Elles sont fréquemment rouges avec des enduits blancs, et l'alternance répétée de ces deux teintes par des feuillets épais de moins d'un millimètre donne un aspect caractéristique à cette formation. Toutefois, certains bancs sont blancs, d'autres sont rouille. Les concrétions d'oxydes de fer sont communes. Des filonnets de quartz sub-millimétriques divisent la roche suivant une direction qui est fréquemment celle du litage.

Ont été rattachés à ces schistes, des quartzites très fins d'un blanc nacré, contenant de la muscovite, mais toujours argileux, reconnus sur le Grand Inini en amont de Degrad Francis.

A plusieurs endroits des lambeaux de schistes sont plaqués sur les massifs de roches volcaniques de la série de Paramaca. La vieille tectonique est toujours visible; la série de Bonidoro a recouvert la série de Paramaca.

Des conglomérats à galets de roches Paramaca sont connus sur le Maroni à hauteur des monts Gaa Kaba et en aval.

Il s'agit d'un quartzite feldspathique, contenant des galets de roches peu déformés, dont les plus gros atteignent exceptionnellement le décimètre cube. Un léger métamorphisme général provoque l'apparition de séricite. Ce conglomérat repose sur les roches volcaniques du Paramaca.

Un conglomérat d'un aspect très voisin existe sur la crique Eau Claire et le Grand Inini, à proximité de la confluence de ces deux criques. Il s'agit d'un quartzite gris, feldspathique très compact, contenant des galets laminés non identifiables. Cette formation repose à la fois sur le granite et sur les roches de la série de Paramaca. Vers l'Est, elle passe à des quartzites blancs sans galet, toujours feldspathiques.

Il est pour l'instant impossible de préciser la stratigraphie de la série de Bonidoro. Schistes quartziteux, conglomérats ou quartzites semblent les uns et les autres reposer sur les roches de la série de Paramaca (mont Gaa Kaba pour les conglomérats, dépression de l'Abounamy pour les schistes).

Ces deux types de sédiments pourraient être contemporains. Les éléments les plus grossiers, c'est-à-dire les conglomérats, s'étant déposés à la périphérie des massifs de roches volcaniques du Paramaca tandis que les schistes n'existent que dans les limites des massifs. Cette répartition est d'ailleurs encore reconnaissable sur la carte.

b. *Série de Paramaca.* — La plus grande masse des roches du Paramaca est formée par des laves et des sédiments pyroclastiques. Ces roches donnent les plus gros reliefs du secteur étudié : mont Atachi Baka (atteindrait 800 mètres), mont Lebi Dotti (600 mètres par baromètre anéroïde), mont Bellevue, mont Gaa Kaba (485 mètres par baromètre anéroïde), montagne entre Petit et Grand Inini.

Sur les photographies aériennes, ces montagnes ont toutes un aspect identique. Elles sont à sommet en général aigu, à pente raide, à flancs peu accidentés que l'érosion a marqués par places de sillons profonds. Au sol plus riche correspond une végétation à éléments plus gros très visible sur les photos.

Il s'agit toujours de roches résistantes à l'érosion, de teinte gris bleu à gris vert, jaunissant un peu aux points les plus altérés, formant dans les criques des affleurements de formes caractéristiques; en ellipsoïdes aplatis, donnant souvent en forêt sur les flancs abrupts des éboulis importants. Leur litage est plus ou moins marqué, mais rarement la roche est feuilletée.

Certaines de ces roches sous le microscope ont encore une véritable structure microlitique. Les feldspaths sont albitisés mais la nature des minéraux ferro-magnésiens qui les accompagnent

permet le plus souvent de les considérer comme des andésites (1). Les roches à périclites sont exceptionnelles.

Mais la plupart sont des sédiments pyroclastiques. On y voit au microscope des débris de feldspaths, éventuellement de ferro-magnésiens, avec quelques grains de quartz presque toujours à extinction roulante, le tout cimenté par une pâte fine, légèrement cristalline, contenant soit de la chlorite, soit de la séricite, soit exceptionnellement de la serpentine.

Les plagioclases toujours très albitisés sont altérés et fréquemment remplacés par des amas de calcite et de quartz.

Les ferro-magnésiens sont, à de très rares exceptions près, remplacés par de l'épidote et des oxydes de fer.

A proximité du granite, des faciès nouveaux apparaissent (Coupe du Lawa, à partir des Abattis Cottica et jusqu'à Gaan Tabiki.)

Au fur et à mesure qu'on se rapproche du granite les feldspaths disparaissent, la roche s'enrichit en calcite libre. Très rapidement il n'y a plus que des cristaux de calcite, dans une pâte opaque avec débris cristallins non identifiables et un peu de chlorite. Les amphiboles apparaissent et deviennent de plus en plus nombreuses, jusqu'à ce que la roche devienne un véritable quartzite à amphibole. La série se termine par un banc d'épidotites, qui forme le Saut Kassiaba à 20 mètres des premiers affleurements de granite.

Associés aux laves et aux sédiments pyroclastiques, existent d'anciennes obsidiennes en voie de recristallisation, des roches finement litées faites de produits très fins homogènes correspondant sans doute à des cendres volcaniques, des tufs volcaniques avec de gros débris de laves.

Toutes ces roches sont grossièrement disposées en bancs, et parmi les bancs de sédiments pyroclastiques se glissent les bancs de laves sans qu'on puisse prévoir une répartition de ces dernières.

Aucune stratigraphie n'est possible pour l'instant à l'intérieur des formations volcaniques du Paramaca.

Des roches plus anciennes que les roches volcaniques semblent cependant exister : c'est le cas des chloritoschistes nacrés de la vallée du petit Inini, en amont de Dorlin. Ces chloritoschistes semblent s'engager sous les roches volcaniques; ils sont dominés par les reliefs du Bonidoro. Des formations analogues ont été reconnues dans d'autres régions.

Chaque fois que le contact a été observé, les roches vertes semblent flotter sur le granite (cas du Lawa dans les Abattis Cottica, cas de Saut-Sonnelle, cas du Saut Maïewana), mais dans chaque cas il y a eu métamorphisme de contact, provoquant le développement d'amphibolites évoluant parfois en épidotites, ou de quartzites à amphiboles au sein des roches du Paramaca.

Des intrusions de granites existent à l'intérieur des roches vertes. On observe à hauteur de la pointe nord d'Emponou Tabiki, sur la rive gauche du Lawa, une masse de granite ceinturée de partout par des laves. Une intrusion encore plus importante a été reconnue sur les flancs de la Montagne Massialine. Dans chaque cas, une auréole de métamorphisme existe dans les roches volcaniques du Paramaca.

3. Roches cristallines.

a. *Les granites.* — Un granite gris calcoalcalin à biotite, à grain moyen, couvre d'importantes surfaces dans le secteur étudié. Il apparaît sur les photos aériennes suivant un relief caractéristique résultant de la juxtaposition d'une multitude de petites collines à flancs arrondis de surface et de hauteur constantes. C'est sur ce granite que les roches du Paramaca semblent reposer, ainsi que les formations du Bonidoro.

Il a été assimilé au « granite guyanais » défini par B. CHOUBERT dans la partie nord de la Guyane (granite n° 2).

(1) Voir B. CHOUBERT. Géologie et pétrographie de la Guyane française. *ORSTOM*, Paris, 1949, page 56, analyse 18.

Dans le bassin du Lawa, il est monotone sauf dans les régions de contact avec les roches du Paramaca où il devient plus calcique et contient des amphiboles. Il en est de même, par places, assez loin des roches volcaniques : il s'agit sans doute d'anciens massifs de roches du Paramaca aujourd'hui totalement arasés, mais dont seule la base digérée par le granite subsiste.

Ce granite est donc postérieur à la série de Paramaca. Le Bonidoro étant également un peu métamorphique, on peut penser que la région a subi deux granitisations.

La seule pegmatite observée est celle de Cambrouze, sur le Petit Inini, où affleure un filon de deux mètres de large, très altéré.

Un autre granite a été reconnu au Sud du Grand Inini, à proximité du Degrad Francis. Il est à plus gros grains, et a une tendance porphyroïde. Il se singularise sur les photos en donnant un relief particulier : les buttes de granite, au lieu d'avoir des contours arrondis ou polygonaux, sont à contours sinusoïdaux.

La muscovite apparaît dans les zones de contact, en particulier le long du Grand Inini.

b. *Les roches basiques.* — Dans les zones de contact entre granites et roches du Paramaca, il existe plusieurs petits massifs de diorites et de gabbros. Ils semblent être en rapport avec les roches du Paramaca. Sur l'Inini, en aval de Grand Carbet, au milieu d'une tache de ce genre, il a été reconnu une roche microgrenue qui est à ranger parmi les diorites très acides ; elle contient de grands cristaux d'amphibole, des cristaux plus petits d'augite, d'albite et de microcline.

c. *Les roches filoniennes et filons.* — Des filons de dolérite ont été reconnus sur le Maroni. Ils recoupent les roches vertes et les traversent suivant une direction voisine de leur schistosité.

Une roche particulière ressemblant à un jaspe a été trouvée sur le Lawa, à proximité de Cormontibo. Elle forme deux traînées dans le prolongement l'une de l'autre. C'est une roche rouge, uniquement constituée de quartz avec quelques sulfures. Elle doit provenir de la recristallisation d'une roche volcanique très acide.

A signaler en amont de Dorlin l'existence d'un gros filon de quartz à tourmaline fibreuse accompagné de sulfures.

Les roches du Paramaca, et exceptionnellement celles du Bonidoro, sont traversées à proximité des granites par des filons de quartz souvent aurifères.

En conclusion, l'histoire géologique peut se résumer ainsi :

Sur un socle non encore reconnu, se sont épanchées les formations volcaniques du Paramaca.

Après une période tectonique, l'érosion les a entamées et les formations plus ou moins détritiques du Bonidoro se sont déposées à proximité des reliefs.

Deux granitisations, sans doute, ont métamorphisé ces deux formations et envahi le socle ancien.

D'autres phases tectoniques, qu'il est impossible de situer dans le temps, ont affecté Paramaca, Bonidoro et granite.

Des filons de dolérite ont occupé les cassures.

Enfin, à une époque peu lointaine, la latéritisation a débuté, puis l'érosion et les mouvements épirogéniques actuels.

LA TECTONIQUE ET LES DEUX GRANITISATIONS SUCCESSIVES DU PRÉCAMBRIEN TERMINAL GUYANAIS

par B. CHOUBERT

SOMMAIRE

	Page s
AVANT-PROPOS.....	12
I. INTRODUCTION.....	14
1. Sédimentaire.....	14
2. Granites.....	14
3. Problèmes divers.....	15
a. Particularités de la tectonique.....	15
b. Deux phases de plissements.....	15
c. Particularités des granites.....	15
d. Particularités de la métallogénie.....	16
II. BASSIN DE LA MANA (description des affleurements).....	16
A. De Baticane à Sapotille.....	16
B. Du Saut Maïpouri à la crique Tamanoir.....	17
III. SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS DANS LE BASSIN DE LA MANA.....	19
A. Rapports entre la tectonique et les granites.....	19
B. Description des éléments structuraux.....	20
1. Anticlinal Valentin.....	20
2. Synclinal du Saut Sabbat.....	21
3. Synclinal de la crique Valentin.....	21
4. Prolongement de l'anticlinal Valentin.....	21
5. Anticlinal du Saut Maïpouri.....	21
6. Synclinal de la Cokioco.....	22
7. Anticlinal du Tamanoir.....	22
C. Résumé et conclusions.....	24
IV. BASSIN DE LA CRIQUE SPAROUINE.....	25
A. Crique Sparouine.....	25
B. Crique Toucouba.....	26
C. Crique Voltaire-Janvier.....	26
D. Région des sources.....	27
V. SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS DANS LE BASSIN DE LA SPAROUINE.....	27
1. Zone anticlinale de la Sparouine.....	28
2. Zone synclinale intermédiaire.....	28
3. Zone anticlinale Toucouba-Janvier.....	28
4. Zone synclinale sud.....	28
VI. PÉTROGRAPHIE ET GÉNÉTIQUE DES GRANITES.....	29

AVANT-PROPOS

L'analyse structurale et la cartographie géologique d'un pays formé exclusivement de roches précambriennes, sédimentaires ou métamorphiques, cristallophylliennes et cristallines, se heurte à de nombreuses difficultés si l'on tente d'appliquer les principes qui sont valables pour les terrains sédimentaires fossilifères.

S'il est parfois possible d'établir la stratigraphie des terrains sédimentaires non fossilifères et des terrains métamorphiques au moyen de niveaux-repères de valeur régionale et de donner ainsi une image à peu près exacte de leur structure tectonique, il n'en est pas de même pour les terrains cristallophylliens.

Deux obstacles importants se dressent :

- 1^o changement de la composition minéralogique et chimique de la roche granitisée;
- 2^o difficulté de faire la part entre le vrai litage et la schistosité.

On est amené, par la force des choses, à placer une coupure entre les terrains métamorphiques gardant encore quelques caractères sédimentaires et les terrains cristallophylliens, suffisamment granitisés pour perdre toute ressemblance avec le sédiment primitif.

Cette obligation gêne lorsqu'il s'agit d'une transformation subie par la même série sédimentaire, car elle introduit une discrimination pétrographique (ou zonéographique) qui fausse complètement l'image réelle de l'allure structurale et de l'extension de la série en question.

Lorsqu'une série schisteuse est à la fois démunie de niveaux-repères et affectée par la schistosité ou complètement granitisée, le mal est incurable et toutes les recherches concernant la structure deviennent en principe impossibles.

Cependant, même s'il y a granitisation partielle ou complète, on peut parfois retrouver l'allure tectonique d'une série schisteuse sans niveaux-repères lorsque la schistosité est absente ou faible, l'effort orogénique n'ayant produit que des plis du type jurassien ou appalachien.

Ce dernier style n'est point exceptionnel et deux cas peuvent alors se présenter :

1^o *Granitisation post-tectonique*. — La limite supérieure de celle-ci s'arrêtant à une certaine hauteur des plis formés précédemment, la coupure est nette entre ce qui se trouve au-dessus et au-dessous du front de migmatisation, ce dernier pouvant être représenté schématiquement par une surface à peu près plane.

2^o *Granitisation syntectonique* dont la limite inférieure se rapproche d'autant plus d'une coupure stratigraphique que la série en présence est moins dérangée. Le front de migmatisation est plissé comme le reste des terrains non granitisés, la superstructure étant en concordance avec les plis de migmatites de l'infrastructure.

Dans le premier cas, une surface d'érosion légèrement inclinée par rapport au front de migmatisation montrera un pays formé de roches métamorphiques, plissé, juxtaposé à un pays de migma-

tites présentant des plis comparables, de même direction (fig. 1, a). Le passage de l'un à l'autre sera brutal.

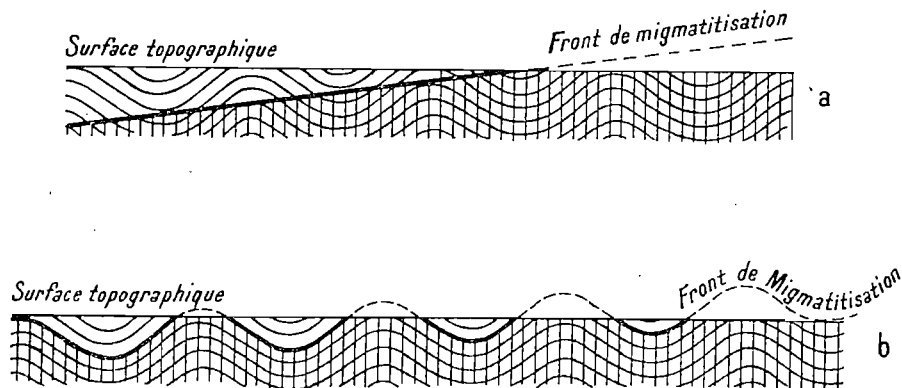


FIG. 1.

Dans le deuxième, le passage s'effectuera par l'intermédiaire d'une zone où l'on trouvera une succession d'anticlinaux granitisés et de synclinaux seulement métamorphisés (fig. 1, b).

Il semble qu'on ne puisse éviter en cartographie la coupure entre superstructure et infrastructure, cette dernière étant à l'état de granite et ce fait devant être signalé quelle qu'en soit l'origine.

En ce qui concerne le deuxième cas, voici un exemple observé en Guyane française :

Il s'agit de la région traversée par le cours inférieur du fleuve Mana, entre le parallèle 5° N et la zone côtière. Dans cette région la coupure entre les terrains métamorphiques et les terrains cristallophylliens (migmatites) est très proche d'une coupure stratigraphique.

La régularité des plis est contrariée quelque peu par une deuxième phase orogénique, qui s'est superposée à la première et a engendré une schistosité dans la superstructure de celle-ci.

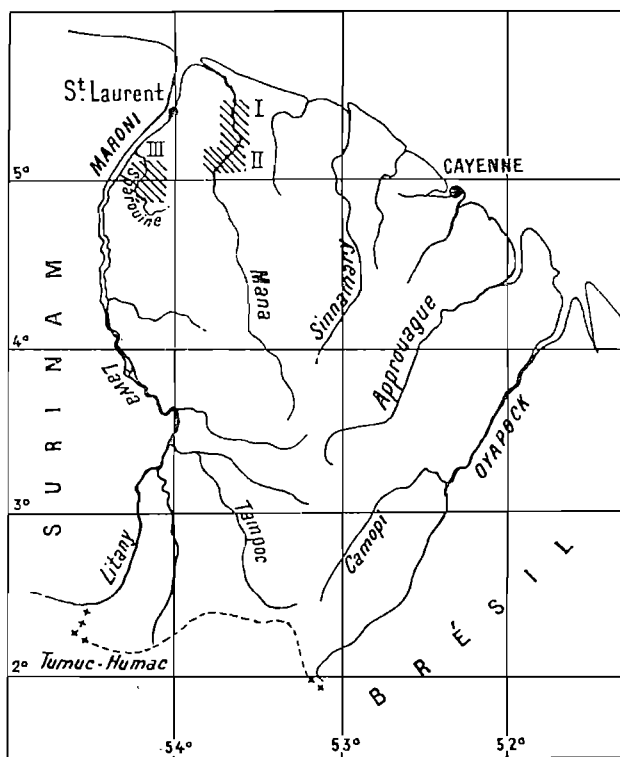


FIG. 2. — Situation des 3 planches hors-texte.

I. INTRODUCTION

1. Sédimentaire.

On sait que la partie supérieure du Précambrien Guyanais est constituée par une épaisse série schisteuse, appelée série de l'Orapu (1). Ces schistes, argileux et atteints à des degrés divers par le métamorphisme, traversent en écharpe d'Est en Ouest la Guyane septentrionale. Ce synclinorium, sensiblement parallèle à la côte de l'Atlantique, se termine en pointe avant d'atteindre la rivière Ouanary. Vers l'Ouest au contraire il se développe progressivement pour atteindre, sur le Maroni, une largeur de 150 kilomètres environ.

Cette série de l'Orapu a une stratigraphie très simple : schistes argileux, gris, violacés et noirs, reposant sur les terrains plus anciens par l'intermédiaire d'un conglomérat de base. Celui-ci comprend des conglomérats quartzeux et des quartzites. Épais dans sa partie orientale, il s'amincit vers l'Ouest, où il devient schisteux et difficilement reconnaissable. A la base de la série existent des tufs rhyolitiques et probablement aussi des coulées.

Avant la série de l'Orapu s'est déposée une série détritique, appelée série de Bonidoro (anciennement Gaa-Kaba). Schisto-gréseuse vers le haut et essentiellement gréseuse vers le bas, elle est séparée des terrains susjacentes par un hiatus. Quelques mouvements de faible ampleur accompagnés d'activité volcanique se sont vraisemblablement produits avant le dépôt de la série de l'Orapu.

Par la suite, les deux formations ont été violemment plissées et schistosées. En même temps de puissantes venues granitiques ont été mises en place.

Les granites sont surtout répandus dans le Nord, entre le Maroni et le Sinnamary, où ils ont complètement envahi les terrains d'origine sédimentaire. Leur fréquence décroît vers le Sud et vers l'Est. Des régions peu métamorphiques appartenant aux deux séries existent au Sud et à l'Est, à partir de l'île de Cayenne. C'est là qu'on trouve des séricito-schistes.

En s'approchant des massifs granitiques on rencontre successivement tous les faciès classiques du métamorphisme des schistes argileux : zone à biotite, à biotite et grenat, à biotite, grenat et staurotide (ou disthène), à grenat, staurotide et sillimanite.

Au voisinage immédiat des granites on observe aussi parfois un faciès biotite-staurotide-andalousite, dont on verra plus loin la signification.

Près des granites également, les schistes sont traversés par des filons et veines de pegmatite, souvent très nombreux. Ils sont fortement enrichis en muscovite et en tourmaline au point de passer, au contact des roches granitiques, à de véritables micaschistes à muscovite.

2. Granites.

Ils sont généralement de teinte grise et à grain fin. La plupart sont nettement orientés. Leur composition minéralogique est banale : quartz abondant, oligoclase, microcline, biotite et muscovite. Le microcline et la muscovite existent en quantité très variable et peuvent manquer parfois. On passe ainsi des granodiorites aux granites monzonitiques et alcalins.

A côté des granites orientés à grain fin, on rencontre parfois des granites grossiers à deux micas, autrefois considérés comme un faciès des précédents.

Les photographies aériennes permettent de constater que la plupart des massifs ont des contours réguliers, formant des ellipses plus ou moins allongées et entourées d'une auréole en bourrelet de schistes métamorphiques en relief, très caractéristique (2).

1) B. CHOUBERT. « Géologie et pétrographie de la Guyane française », *ORSTOM*, Paris, 1949.

(2) B. CHOUBERT. « Sur les deux granités intrusifs de la zone de l'Orapu » *C.R. Ac. Sc.*, 1955.

Tous les granites à grain fin sont traversés par de nombreux filons de pegmatites offrant plusieurs variétés : pegmatites graphiques (souvent à magnétite et biotite), pegmatites à muscovite, tourmaline et béryl, enfin à muscovite, tourmaline et apatite.

Parfois, les filons de pegmatites sont si abondants qu'ils envahissent littéralement ces granites. Aucune direction privilégiée ne semble exister. Les filons-couches, correspondant grossièrement à l'orientation et au pendage du granite à grain fin, sont extrêmement fréquents.

Granites et pegmatites ont une relation génétique étroite avec les gisements alluvionnaires de columbo-tantalates, qui abondent dans les bassins de la Mana et du Maroni (1).

3. Problèmes divers.

En même temps que se poursuivaient les recherches aboutissant à ce tableau, ont été constatées certaines particularités tectoniques laissant planer sur l'ensemble une certaine incertitude. Nous allons les résumer brièvement :

a. *Particularités tectoniques.* — La série de l'Orapu ne contient aucun niveau-repère, en dehors des conglomérats de base et des quartzites associés. Or, ceux-ci ne sont bien représentés que dans l'Est du pays. A l'Ouest, à partir du bassin du Kourou, leur épaisseur diminue fortement : les quartzites disparaissent presque totalement et les conglomérats, devenus schisteux, ne sont plus qu'exceptionnellement visibles sur le terrain; sur les photographies aériennes on les confond avec les schistes susjacentes.

L'absence d'un horizon-repère tant soit peu continu, ayant une dureté suffisante pour demeurer reconnaissable dans un pays de schistes argileux tectonisés et schistosés, n'a jamais permis de déterminer avec certitude la tectonique réelle de la série de l'Orapu. Le tracé assez régulier des alignements du conglomérat dans la partie est de la Guyane (principalement le long de la bordure nord du « synclinorium ») et le dédoublement de cette bande nord entre la rivière de Cayenne et le Kourou laissaient croire jusqu'à présent qu'en dépit d'une schistosité quasi générale et partout voisine de la verticale l'allure véritable des schistes de l'Orapu ne se traduisait pas par des plis « en accordéon », mais par des ondulations beaucoup moins accusées.

b. *Le conglomérat de base* de l'Orapu montre par endroits, en particulier dans le bassin de l'Approuague, deux sortes d'accidents : une direction des lits à galets grossiers et fins alternant, avec des pendages d'une trentaine de degrés et une schistosité de direction différente, avec inclinaison plus forte (2).

Ces faits, observés à plusieurs reprises, permettaient de penser que la série de l'Orapu avait subi deux périodes tectoniques successives.

c. *Particularités des granites.* — Les granites qui métamorphisent les schistes de l'Orapu présentent statistiquement deux faciès principaux : l'un à biotite, l'autre à deux micas. Ce fait est particulièrement visible dans le moyen Sinnamary. En aval du Petit-Saut, on observe la première variété. Au confluent avec la crique Cœur-Maroni apparaît le granite à deux micas. Les contacts ne sont pas visibles et il est impossible de dire à cet endroit s'il s'agit de venues différentes ou si, simplement, le deuxième faciès représente un acheminement de la roche vers un type plus superficiel tendant vers une pegmatite. L'enrichissement en muscovite s'accompagne souvent d'une augmentation de la grosseur du grain.

D'une part, il existe un faciès de granite à grain fin et à deux micas (Mana, etc.) et, d'autre part, quelques massifs granitiques importants présentent une texture porphyroïde et sont pauvres en muscovite (en particulier dans la région des sources de la Sparouine).

(1) B. CHOUBERT et F. RIÉRA. « Sur les columbo-tantalates de la Guyane française en relation avec les granites intrusifs », *XX^e Congrès Géol. Intern. Mexico*, 1956.

(2) B. CHOUBERT, *op. cit.*, p. 43.

On a vu que les teneurs en microcline sont très variables et ne fournissent pas non plus un critère permettant de faire une distinction génétique. Enfin, la composition chimique des différentes variétés ne révèle que des passages continus, sans donner la solution du problème.

d. *Particularités métallogéniques.* — La prospection détaillée des gisements alluvionnaires de columbo-tantalates par le B.M.G. dans toute cette zone a soulevé certaines difficultés d'interprétation en faisant connaître la répartition des gîtes. Ces derniers, supposés en relation avec les massifs granitiques circonscrits, devaient se trouver concentrés à la périphérie de ces derniers. Certaines exceptions (alluvions tantalifères se trouvant à l'intérieur des massifs granitiques) pouvaient venir du démantèlement de l'auréole métamorphique en relief ou de l'ancien toit schisteux des coupoles granitiques.

Or, les recherches ont montré que, bien que cette répartition théorique soit effectivement respectée, en certains cas les gîtes les plus riches se trouvent à l'intérieur des massifs (Tamanoir, etc.). A la périphérie les teneurs diminuent brusquement, l'abondance des pegmatites étant nettement en corrélation avec la répartition des gîtes.

Ces diverses observations contradictoires nous ont incité à reprendre à la base l'étude des granites de la zone de l'Orapu et l'exposé de ces recherches fait l'objet de la présente étude.

II. LE BASSIN DE LA MANA

A. De Baticane à Sapotille.

Lorsqu'on remonte la Mana en saison sèche, on voit qu'immédiatement après les dépôts quaternaires côtiers apparaissent les affleurements granitiques. Rares d'abord (5 ou 6) entre Baticane et Saut Sabbat sur une distance de 16 kilomètres, leur fréquence augmente ensuite rapidement. Afin de ne pas surcharger l'exposé, nous nous contenterons d'en décrire quelques-uns. Tous figurent d'ailleurs sur la carte ci-jointe (Fig. 3) :

A Angoulême affleurent des roches amphiboliques granitisées, formant des lentilles et des lits lenticulaires dans des granites lités à grain fin. L'ensemble de ces migmatites dessinent une succession de petits dômes et des cuvettes.

A Saut Sabbat on observe plusieurs filons parallèles de pegmatite graphique à magnétite, avec quelques rares cristaux de biotite. Dirigés E-W ils sont légèrement inclinés vers le Sud [10°] (1) et logés dans un granite — ou plutôt un gneiss lité à grain fin — contenant des lits plus ou moins riches en biotite (direction N 70° W, inclinaison 10-20° Sud, replis direction N 50° W).

Pendage et direction des filons ne correspondent pas exactement à ceux de la roche encaissante. Dans celle-ci, les lits lenticulaires à grain plus gros passent parfois à une véritable pegmatite, différente des précédentes. Les directions varient entre N 40° E et N-S., les pendages sont faibles : 0 à 25° vers l'Est et le NW. En suivant la rivière on trouve, à 3 kilomètres en aval du Petit Saut, une série d'affleurements de granites migmatiques, toujours à grain fin, biotite et oligoclase. Ces roches passent, par endroits, à des gneiss à cordiérite ou des gneiss à grenat. Il s'agit généralement de lits de quelques centimètres d'épaisseur alternants, de composition minéralogique différente.

Au microscope on voit le passage continu entre un granite orienté à biotite et un gneiss à texture granoblastique nette, avec des lits de paillettes de mica bien orientées. Dans tous ces cas, outre le quartz et l'oligoclase, il existe aussi des proportions variables mais faibles de microcline en petites plages logées entre les grains des autres minéraux. Parfois, on trouve un peu de muscovite. Les lits à grenat représentent un passage vers les quartzites, l'oligoclase étant peu abondant. Ces

(1) Toutes les directions données dans le texte sont mesurées par rapport au nord magnétique, la déclinaison étant en Guyane d'environ 13° W.

roches montrent des directions allant de N 10 à 40° W et des pendages de lits assez forts vers le NE (40 à 70°).

Les affleurements se succèdent jusqu'au-delà du Saut Petit-Valentin. A partir de ce dernier, les pendages sont insignifiants (de 0° à 20° E). Les filons de pegmatite à muscovite sont fréquents. Comme à Saut Sabbat, leurs directions semblent être en conformité avec les pendages du litage. On observe de vastes placages, peu inclinés ici vers le NE. Nombreux sont aussi les filons qui recoupent le litage sous des angles divers et principalement suivant une direction subperpendiculaire. On voit aussi des filons dirigés N 40-55° W (Petit-Saut, etc.) suivant la direction de schistosité des schistes de l'Orapu.

Au Saut Valentin les mêmes roches forment un damier de petites cuvettes et dômes. L'un de ceux-ci, au milieu du fleuve, montre des directions N 60° E (incl. 10-20° S) et N-S (incl. 30° E). D'autres varient entre N 10° E et N 30° W. L'ensemble montre des lits alternés, de quelques centimètres d'épaisseur, de quartzites à biotite et grenat à grain fin et structure granoblastique, de gneiss à oligoclase et biotite, et de lits particulièrement riches en biotite. Une multitude de filons de pegmatites, d'épaisseur variable, tantôt à muscovite et tantôt à biotite, traverse l'ensemble dans toutes les directions et sous des angles variés. Tous montrent des contacts nets, rectilignes ou en zigzags et leur état de fraîcheur (tout au plus montrent-ils quelques écrasements) tranche singulièrement sur les roches encaissantes, visiblement recristallisées et litées, d'origine paramétamorphique (sédimentaire).

On retrouve les gneiss oligoclasiques à biotite, avec un peu de microcline et de muscovite, à 2 kilomètres en aval de l'embouchure de la crique Valentin; ils sont également traversés par des pegmatites.

Immédiatement après, sur la rive gauche, existe un affleurement de granite grossier à muscovite.

En amont du confluent avec la crique Valentin, on rencontre une série schisteuse grossière, riche en muscovite et fortement altérée. Ces schistes ont une direction N 20° E et un pendage de 40-60° E. Puis, on trouve des schistes et quartzites à biotite, grenat et staurotide, montrant des directions N 40° E avec une inclinaison de 60° S-E. Un peu avant Sapotille, des quartzites micacés à biotite et grenat forment de gros rochers (direction N 70° W et verticaux). Enfin, dans la boucle du fleuve, entre Sapotille et la Montagne Fer et même au-delà, on ne voit que des micaschistes à staurotide, grenat et sillimanite qui représentent le faciès ultramétamorphique des schistes de l'Orapu (direction N 60-70° W, forts pendages de schistosité). Sous le microscope, on voit une texture plissotée avec de la biotite en porphyroblastes, de la staurotide en sablier, une muscovite assez abondante soulignant les plissements et de la tourmaline. A la Montagne Fer, texture semblable et, en outre, du grenat, de l'andalousite en gros cristaux pléochroïques se terminant par une texture en sablier, staurotide en gros cristaux, bien dessinés, à contours nets.

B. Du Saut Maïpouri à la crique Tamanoir.

Les roches granitiques font de nouveau leur apparition au Saut Maïpouri. Entre ce dernier et Sapotille on ne voit que des roches schisteuses (faciès de l'Orapu à staurotide) avec un large passage surmicacé (muscovite). Le saut est dû à un filon de dolérite mais, en amont, existe un affleurement de granite à biotite à grain fin, presque sans orientation des éléments. La roche a une texture grenue et contient de l'oligoclase, un microcline abondant et de la muscovite. Un puissant filon de pegmatite à muscovite, tourmaline noire et béryl affleure à 2 kilomètres en aval du Saut Maïpouri.

Après un intervalle de 4 kilomètres, occupé par les schistes de l'Orapu à staurotide, on atteint le débarcadère de l'ancien camp de prospection B.M.G. Sur la rive gauche, au bord de l'eau, affleure sur quelques mètres un granite grossier à muscovite, très décomposé, et en contact avec des roches schisteuses fortement enrichies en muscovite et tourmaline, altérées elles aussi (direction E-W,

inclinaison S). Les affleurements, qui se succèdent ensuite sur 2 kilomètres et forment le Saut Belle-Étoile, sont constitués par un granite grossier gris, à tendance porphyroïde, un peu écrasé par endroits. Le microscope montre qu'ici le microcline domine sur l'oligoclase légèrement zonée. La biotite et la muscovite sont présentes, en proportion sensiblement égales. La roche est grenue, sans aucune orientation. Contrairement à ce que l'on a vu précédemment, il n'y a pas de filons de pegmatites dans les parages.

500 mètres plus loin recommencent les affleurements de micaschistes à staurotide, grenat et andalousite, auxquels succèdent les micaschistes et quartzites à biotite en lits alternants et contenant du grenat. Près du confluent avec la Cokioco le métamorphisme décroît sensiblement. On trouve des schistes glanduleux à porphyroblastes de biotite, des schistes quartzeux et des quartzites conglomératiques à biotite : ces roches appartiennent à la série sous-jacente du Bonidoro, qui se développe dans la dépression de la Cokioco. Enfin on observe un conglomérat métamorphique à biotite et grenat à éléments divers (laves rhyolitiques, quartz, feldspath, schistes fins, etc.) et à pâte verdâtre (base de l'Orapu) suivi de schistes violacés, à séricite, peu dérangés et en grosses plaques.

Cette zone se termine par un gros filon de quartz, à 2 kilomètres environ au-dessus du confluent. Après un mauvais affleurement de gneiss à grain fin, à oligoclase et à biotite, avec un peu de microcline, nettement orienté, on retrouve des micaschistes à staurotide et plusieurs filons de quartz traversent le fleuve.

A 5 kilomètres en amont du confluent, après avoir dépassé le dernier filon de quartz, on pénètre dans la vaste zone granitique qui constitue le massif du Tamanoir (1), remarquable par sa forme régulière et le bourrelet métamorphique qui le ceint sans interruption.

Les premiers affleurements montrent des granites gneissiques à oligoclase et biotite, nettement orientés et à grain fin, faciès que l'on a déjà rencontré tout au long de l'itinéraire (direction N 40° W, inclinaison 15° NE). De nombreux filons de pegmatites à muscovite le traversent en tous sens. Rive droite, on trouve un granite grossier à muscovite, apparenté aux pegmatites. Les mêmes granites gneissiques, traversés par des pegmatites, affleurent encore à plusieurs reprises. Les directions deviennent N 80° W, puis E-W. Les pendages sont de 60°, puis de 30° et même de 20° vers le Nord.

A 3 kilomètres de la bordure du massif, en amont rive gauche, existe un gros filon de pegmatite à muscovite, tourmaline et apatite.

Au saut Petit-Tamanoir et plus haut, les mêmes gneiss sont horizontaux, avec quelques ondulations. Biotite orientée, oligoclase; un peu de microcline remplissant les interstices et un peu de magnétite. Ensuite on voit un gros filon de quartz qui longe la rive droite sur plusieurs dizaines de mètres et passe ensuite à des pegmatites.

Enfin, à 2,5 kilomètres en aval du Saut Tamanoir, les granites gneissiques de direction N 40 à 50° W (litage) pendent d'abord de 20° puis, près du Saut, de 30° vers le SW.

Le saut proprement dit, qui comprend une île et de nombreux rochers, est formé du même granite gneissique à grain fin, très écrasé sur la rive droite et traversé par une multitude de filons de pegmatite graphique à biotite.

Les granites disparaissent à quelques centaines de mètres au-dessus du saut. Le massif du Tamanoir a, le long du fleuve, une largeur de 6 kilomètres. Deux importants filons de quartz traversent la Mana en aval et en amont de l'embouchure de la crique Tamanoir.

Puis on retrouve les micaschistes de l'Orapu : faciès à staurotide d'abord, schistes glanduleux à biotite, enfin schistes argileux à séricite du faciès faiblement métamorphique s'étendant loin vers le Sud pour faire place, un peu en aval du Saut Dalles, aux schistes et quartzites du Bonidoro sous-jacent.

Cette bande méridionale légèrement métamorphique de l'Orapu a donc 18 kilomètres de largeur.

(1) B. CHUBERT. « Sur deux variétés de granites observées en Guyane française », *C.R. Ac. Sc.*, t. 241, p. 1045-1047, Paris, 1955.

III. SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS FAITES DANS LE BASSIN DE LA MANA

A. Rapports entre la tectonique et les granites.

Les observations faites le long de la Mana ont été complétées par des recoupements en forêt et la remontée des petits affluents. La rivière Portal, affluent de gauche, donne une bonne coupe, à l'Ouest de la première. Ces vérifications ont été effectuées par J. BARRUOL et G.-C. BROUWER.

Une étude des photographies aériennes a complété l'ensemble des recherches sur le terrain. Les cartes jointes montrent la constitution géologique et la structure de la région, les coupes en donnent une interprétation tectonique.

En remontant la Mana on recoupe plusieurs zones anticlinales, alternant avec des zones synclinales. Les premières sont caractérisées par des affleurements de granites et de gneiss à grain fin, les secondes par des schistes métamorphiques de l'Orapu et du Bonidoro.

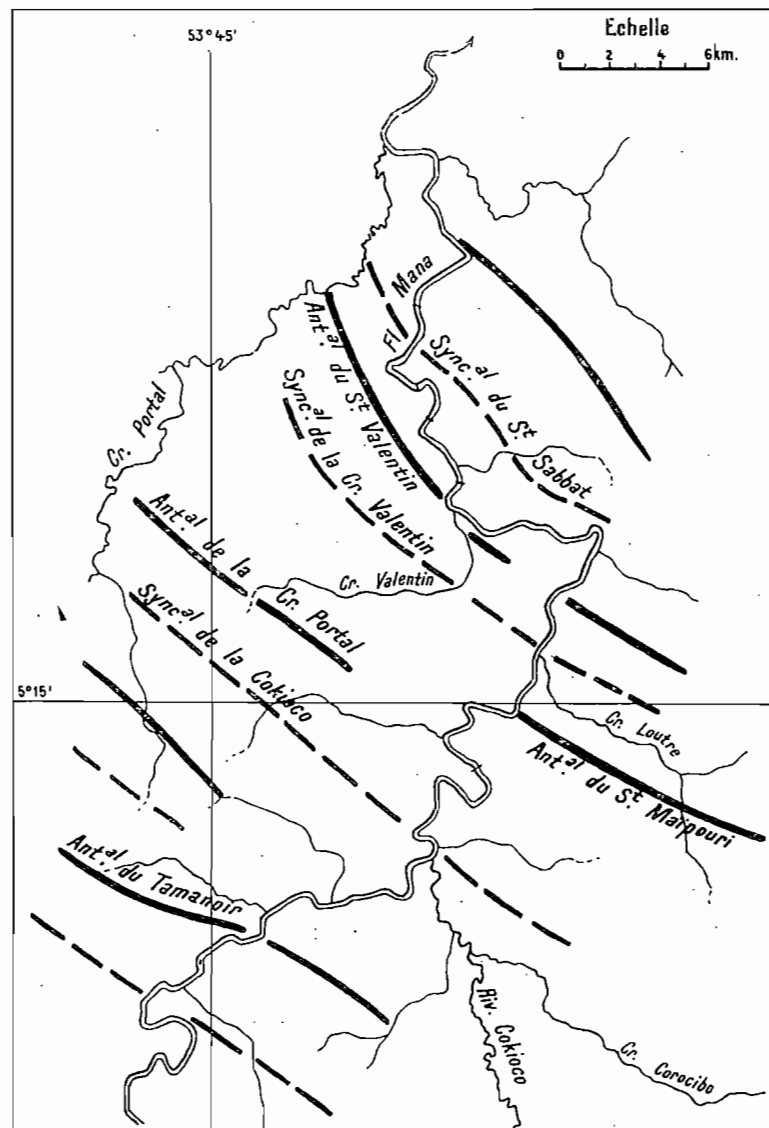


FIG. 3.

La granitisation a été syntectonique et les roches montrent exactement les mêmes directions et pendages que les schistes diversement métamorphisés qui leur font suite, là où ils n'ont pas été affectés par la schistosité.

Les « massifs granitiques circonscrits » (1) ne sont autre chose que des anticlinaux granitisés. Les roches qui les composent appartiennent aux séries de l'Orapu et du Bonidoro : nous pouvons donc parler de paragneiss et paraganites appartenant à ces deux séries.

Celles-ci conservent, de leur passé sédimentaire, une orientation des éléments. Les lits à biotite en particulier gardent les mêmes directions et pendages que l'ensemble des parties schisteuses susjacentes.

En regardant les choses de très près on voit que, sur cette tectonique qui a engendré des plis du style appalachien orienté NW-SE à NNW-SSE, se superpose une série d'accidents importants, généralement NW-SE à WNW-ESE et accompagnés de cassures plus ou moins normales à cette direction. Ce style cassant a disloqué et déplacé les éléments structuraux antérieurs en leur imprimant une direction WNW-ESE, plus conforme au sens des nouvelles compressions.

Lors de cette dernière phase, les anticlinaux figés antérieurement par les granitisations (infrastructure) se sont comportés comme des môles résistants, alors que les terrains métamorphiques de la superstructure se sont déformés en s'alignant.

En résumé, lors de cette deuxième phase orogénique, se sont produits les phénomènes suivants :

- a. dislocation des parties granitisées antérieurement;
- b. importants accidents de style cassant « en écailles », ayant entraîné un décalage d'éléments structuraux;
- c. plissements et schistosité de la « superstructure » métamorphique relativement plastique.

La deuxième phase orogénique a été suivie d'une venue granitique ayant un caractère nettement intrusif et post-tectonique. Le magma granitique, en s'infiltrant le long des dislocations, a formé de petits massifs situés généralement à la limite des roches antérieurement granitisées et des schistes, par conséquent dans les régions de discontinuité entre l'infrastructure et la superstructure (2) autour des anticlinaux et à la limite des synclinaux.

Au point de vue pétrographique ces « granites caraïbes jeunes » ont un grain grossier et une tendance souvent porphyroïde. Ils montrent du microcline et de l'oligoclase et deux micas; la muscovite domine. Le granite du massif de la Belle-Étoile en constitue le type.

Les pegmatites issues de ces granites intrusifs ont pénétré dans les innombrables cassures des parties anciennement granitisées, atteignant ainsi par endroits une densité comparable à de véritables stockwerks. Les schistes, plus plastiques et moins atteints par les accidents cassants, en contiennent généralement beaucoup moins.

B. Description des éléments structuraux.

Voici maintenant la description des diverses unités structurales traversées lors de la remontée de la Mana, du Nord au Sud :

1^o *Anticlinal Valentin*. — Direction générale NNW-SSE.

Cet anticlinal est disloqué. La partie axiale, caractérisée par des gneiss à grenat et des granites subhorizontaux contenant souvent de la cordiérite, a été observée aux Sauts Petit-Valentin et Grand-Valentin.

(1) V. notre note de 1955, *op. cit.*

(2) Termes empruntés à C. E. WEGMANN, Zur Deutung der Migmatite. *Geologische Rundschau*, XXVI n° 5, Stuttgart, 1935.

2° Au NE, le *Synclinal du Saut Sabbat* lui fait suite. Entièrement granitisé dans sa partie nord (que recoupe la Mana) il est constitué, plus au Sud, par des schistes métamorphiques affectés par une série d'accidents et se prolonge dans la Montagne Fer.

Il est dissymétrique : son flanc NE montre de faibles pendages (Saut Sabbat) alors que son flanc SW accuse des inclinaisons allant jusqu'à 70°. La partie NE, disloquée par des accidents inclinés vers le SW, a une structure en écailles.

Une série de failles, normales à ces accidents longitudinaux et atteignant presque la Mana entre les Sauts Petit et Grand-Valentin, provoque un relèvement d'axe, avec apparition de granites gneissiques séparant les synclinaux de Saut Sabbat et de la Montagne Fer. La charnière, très complexe, montre le passage de la direction NW-SE (partie nord) à la direction WNW-ESE (Sapotille et Montagne Fer).

3° A l'Ouest, l'anticlinal Valentin est flanqué d'un *synclinal* bien marqué, qui va de la crique Portal au Nord, à la crique Valentin au Sud. Entièrement formé de schistes métamorphiques de l'Orapu, il a un relief accidenté tranchant nettement sur celui, à peine marqué, de l'anticlinal Valentin granitisé.

A son extrémité méridionale, il est déformé et limité par un important accident E-W. L'ennoyage de l'extrémité sud granitisée de l'anticlinal Valentin se produit sur la Mana entre l'embouchure des criques Valentin et Sapotille. Elle n'est pas mieux visible que la terminaison occidentale du synclinal, étant donné l'invasissement, par des « granites caraïbes jeunes », d'une région où les efforts orogéniques ont dû être particulièrement violents. Les vestiges sont cachés par des alluvions.

4° Sur la rive droite de la Mana la zone anticlinale de Valentin se prolonge par un *dôme granitique* d'une longueur de 3 à 4 kilomètres, entouré d'une auréole schisteuse que suit le cours de la crique Gros-Montagne. Ce dôme est séparé de la Montagne Fer par une faille longitudinale importante et est bien visible sur les photographies aériennes.

Au SW, les schistes qui le bordent peuvent être considérés comme faisant suite au synclinal de l'Ouest de Valentin.

5° Après la zone d'ennoyage très disloquée de la boucle de la Mana, on atteint un deuxième *anticlinal* important : celui du Saut Maïpouri, bordé au NE et au SW par des accidents ayant provoqué le décollement de la superstructure schisteuse et occasionné la montée des granites caraïbes jeunes : le massif aval (rive gauche) peut être considéré comme le prolongement de celui de la crique Valentin. Au contraire les massifs situés en amont appartiennent au groupe du Saut de la Belle-Étoile.

L'anticlinal du Saut Maïpouri s'étend très loin vers le SE et atteint le bassin d'Iracoubo. Sa longueur est de 16 kilomètres. La zone d'ennoyage du bassin de la crique Valentin, en partie envahie par les granites jeunes, le sépare de l'anticlinal de la crique Portal qui est son prolongement naturel. Celui-ci est décalé vers l'Ouest par rapport au pli du Maïpouri, de même que l'anticlinal du Valentin par rapport à son prolongement sur la rive droite de la Mana. Les structures septentrionales sont séparées de leurs prolongements méridionaux par la zone de dislocation de la crique Valentin où, comme on l'a vu, l'apparition des granites caraïbes jeunes souligne leur importance. Quelques affleurements de granite ancien à grain fin existent également dans la région.

La régularité presque parfaite de l'extrémité sud-orientale de l'anticlinal Portal est très légèrement dérangée par le front des schistes qui la borde à l'Est et rompt l'harmonie des plissements. Ceci semble indiquer que la superstructure a glissé sur le flanc granitisé de l'anticlinal. La bordure sud-ouest du synclinal Valentin accuse d'ailleurs la même tendance.

Cette remontée de la superstructure (actuellement conservée dans les synclinaux) le long des pentes des anticlinaux granitisés semble générale dans la région qui nous occupe. On observe le même phénomène sur les deux flancs de l'anticlinal Maïpouri. Le mouvement, qui a dû être convergent, a provoqué le soulèvement de la voûte anticlinale schisteuse. Dans les cas extrêmes, le vide ainsi créé a été comblé par le magma de la venue granitique récente (fig. 4).

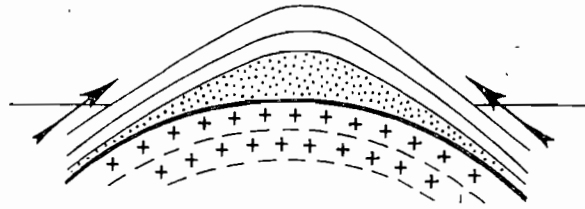


FIG. 4

Ce mécanisme explique l'existence de roches en un fort mauvais état de conservation (schistes « triturés ») dans les zones de contact entre les granites caraïbes anciens et les schistes métamorphiques des auréoles, et également la disposition des granites caraïbes jeunes, placés symétriquement de part et d'autre de l'anticlinal du Saut Maïpouri.

6° La zone *synclinale* disloquée de la crique Cokioco sépare la troisième zone anticlinale de celle du Tamanoir.

La formation de la structure en écailles divergentes, avec décollements sur les flancs des anticlinaux (Maïpouri au NE et Tamanoir au SW), ne s'explique que par de fortes pressions tendant à faire remonter le fond du synclinal. Ceci a également eu pour conséquence la diminution de l'espace occupé par le synclinal. Pour en donner une idée, nous avons établi une coupe schématique en remplaçant les écailles dans leur position primitive; si on la compare à la coupe réelle on voit que les vides ainsi créés ont été remplis par le magma granitique et il est logique de penser que la pression de ce même magma est responsable de la remontée du fond des synclinaux. On sait en outre que les anticlinaux eux-mêmes ont été disloqués et pénétrés par des pegmatites.

S.W.

N.E.

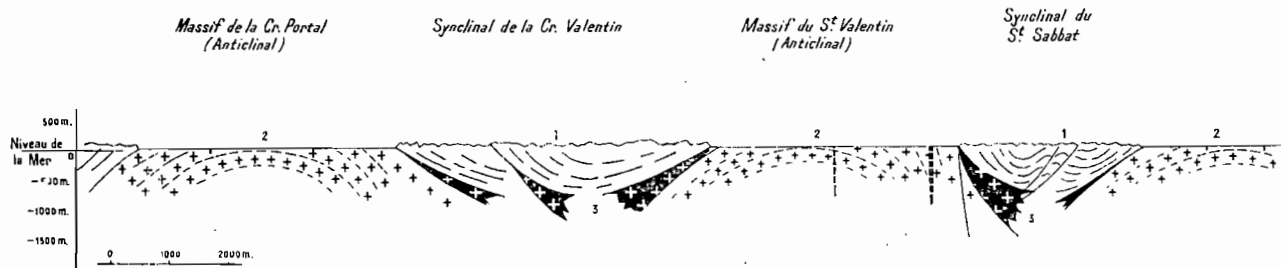


FIG. 6. — Coupe entre le massif Portal et le synclinal de Saut Sabbat.

1. Schistes de l'Orapu.
2. Paragranites caraïbes anciens.
3. Granites caraïbes jeunes.

7° L'*Anticlinal du Tamanoir* est flanqué au NE d'un petit repli anticlinal suivi d'un synclinal étroit, dont la présence est révélée dans la partie centrale (près de la bordure nord-orientale) par des cassures bien visibles sur les photographies aériennes : les unes sont longitudinales (NW-SE), les autres sont sensiblement parallèles au cours de la Mana et recoupent par conséquent les premières.

A l'extrémité SE l'anticlinal montre des écrasements postérieurs, en arc légèrement aplati, qui indiquent la naissance d'une structure synclinale superposée.

Les schistes métamorphiques sont très fortement dérangés aux deux extrémités est et ouest de ce pli granitisé.

Des filons quartzeux, visibles sur la Mana de chaque côté du massif, révèlent la présence d'accidents importants de style cassant.

Au SW de l'anticlinal du Tamanoir le métamorphisme diminue progressivement d'intensité, étant donné l'ennoyage rapide du front de migmatitisation ou, si l'on préfère, à cause de l'approfondissement du synclinal.

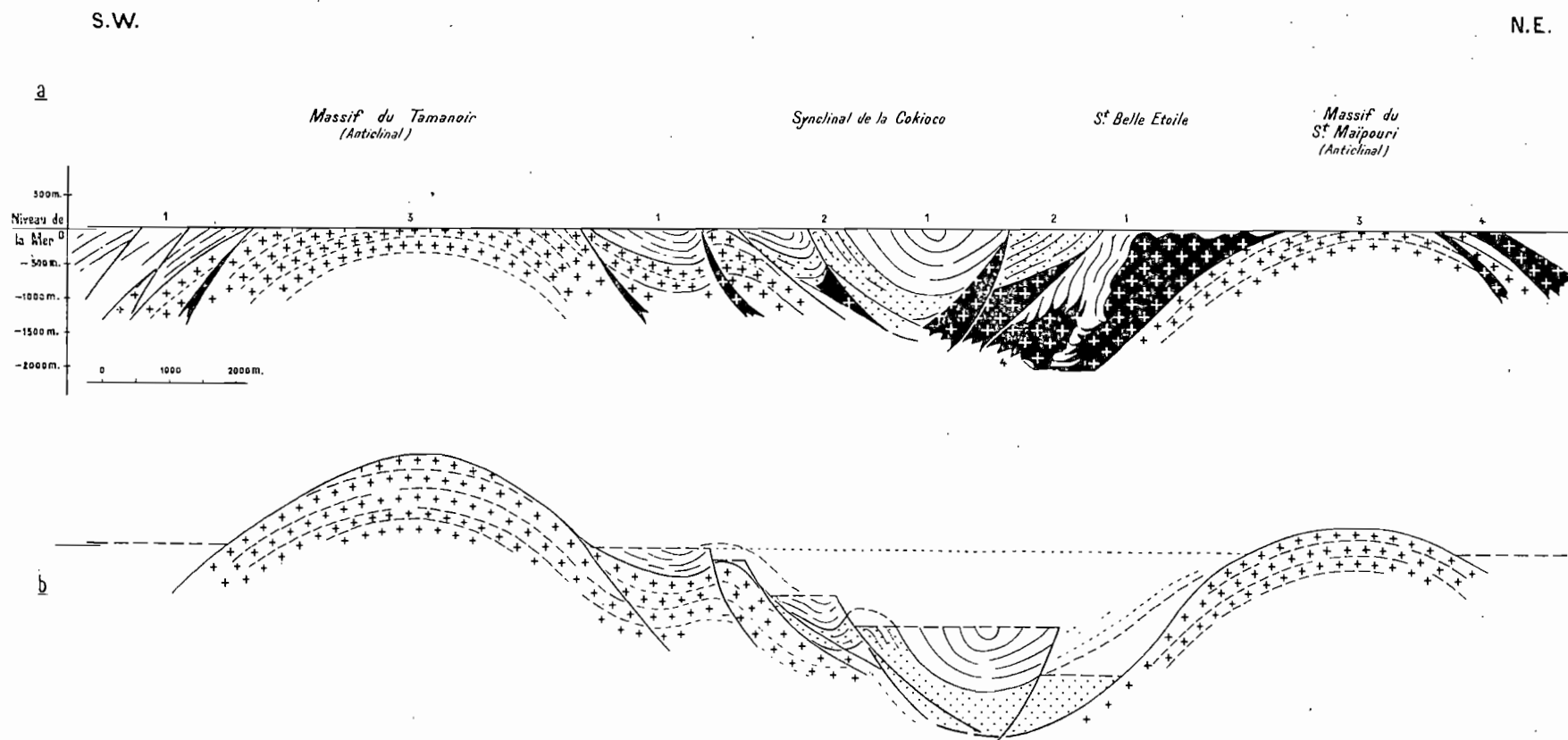


FIG. 5.

a. Coupe entre Tamanoir et le Saut Maipouri.

1. Schistes de l'Orapu.
2. Schistes et quartzites du Bonidoro.
3. Paragránites caraïbes anciens.
4. Granites caraïbes jeunes (les pegmatites ne figurent pas sur la coupe).

b. Reconstitution de la tectonique de la région à la fin de la phase caraïbe ancienne.

C. Résumé et conclusions.

Après avoir passé en revue les principaux caractères structuraux de la région traversée par la Mana, on voit que l'allure des anticlinaux granitisés formant l'infrastructure *est partout en conformité avec celle des terrains métamorphiques de la superstructure.*

Ce fait permet d'expliquer le *style tectonique* de la région.

Certes le niveau supérieur de granitisation de la phase caraïbe ancienne n'est pas, à proprement parler, un niveau stratigraphique ou une couche-repère. La reconstitution de la figure 5b montre qu'il s'écarte, suivant l'évolution du synclinal de la Cokioco, de la limite qui sépare l'Orapu du Bonidoro. Mais ces terrains étaient peut-être légèrement déformés avant la granitisation et l'existence d'une discordance entre l'Orapu et le Bonidoro est à peu près certaine; celle-ci est d'ailleurs soulignée par une phase volcanique dont témoignent les coulées et les tufs rhyolitiques (cf. conglomérat en amont de la Cokioco).

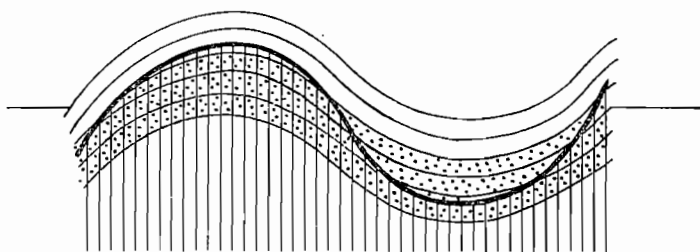


FIG. 7.

En second lieu, il faut noter qu'une tendance au diapyrisme exagère l'amplitude des anticlinaux; le processus de granitisation remonte légèrement dans les voûtes et s'abaisse dans les synclinaux, l'ancienne stratification figée restant intacte. Toutefois, ces déviations ne sont pas suffisamment importantes pour masquer l'allure des plissements anciens et l'on peut encore faire le partage entre ceux-ci et les accidents dus à la nouvelle phase tectonique « caraïbe jeune ».

Si notre théorie est exacte, notre « niveau supérieur » de granitisation doit correspondre au « migmatiten front » de C. E. WEGMANN, ce dernier étant caractérisé par la concentration de certains éléments tels que le Mg émigrant de la zone granitisée et la formation de minéraux caractéristiques telle que la cordiérite.

Des roches à cordiérite devraient se trouver dans les zones anticlinales, non loin de leur ennoyage, au contact des schistes métamorphiques. Il en existe en effet au Petit Saut de la Mana, ainsi qu'au Saut Valentin (gneiss oligoclasiques à biotite et cordiérite).

Leur relative rareté est due, sans aucun doute, à l'état très tectonisé de la zone de contact à cause du glissement de la superstructure sur les flancs des anticlinaux granitisés.

On peut désormais préciser deux autres points : tout d'abord la largeur des zones ayant un faciès métamorphique, à staurotide par exemple. Compte tenu des diverses modifications affectant la zone du contact et de l'inclinaison du niveau supérieur de la granitisation, le faciès atteint une couche schisteuse de plus de 500 mètres d'épaisseur.

On a également une idée de la puissance des séries en présence :

— le Bonidoro avait une épaisseur d'au moins 1.000 mètres. Sa base demeure inconnue à cause de la granitisation. L'Orapu atteignait certainement 2.000 mètres au minimum, compte tenu de la partie supérieure, aujourd'hui érodée, des synclinaux. Ceux-ci sont actuellement en relief par rapport aux zones basses correspondant aux anticlinaux granitisés.

L'examen de l'ensemble de la région montre que les roches granitisées affleurent très largement dans le Nord, même lorsque les synclinaux n'ont plus leur superstructure schisteuse. En avançant vers le Sud, les schistes métamorphiques deviennent fréquents, et, après Tamanoir, les granites disparaissent. La surface granitisée est donc inclinée du Nord vers le Sud par rapport à la surface horizontale actuelle. Ceci pourrait indiquer que la partie axiale de la chaîne, érigée lors de la tectonique caraïbe ancienne, se trouvait plus au Nord-Est.

IV. BASSIN DE LA CRIQUE SPAROUINE

A. Crique Sparouine.

Le bassin de la crique Sparouine — important affluent de droite du Maroni — n'a pas encore été étudié d'une façon aussi détaillée que la région de la Basse Mana.

Les levés des cours de la Sparouine proprement dite, de la Toucouba et de la crique Voltaire-Janvier ont été effectués. Ces deux derniers affluents de droite de la Sparouine ont été parcourus aux moyennes eaux, la rivière principale à des eaux exceptionnellement basses, ce qui explique la densité inégale des observations portées sur la carte ci-jointe, qui doit être considérée comme une esquisse.

Nous donnons néanmoins la description de la région à cause de l'intérêt que présente sa structure complexe, tant au point de vue tectonique que des relations avec les granites.

*
* *

Tout le cours inférieur de la Sparouine traverse les schistes typiques de l'Orapu (faciès à sérécite), sauf à l'embouchure où l'on trouve des micaschistes à biotite. Ceux-ci font suite aux micaschistes à gros cristaux de staurotide qui affleurent sur le Maroni, à Tollinche, et doivent leur métamorphisme intense à la proximité du massif granitique de la Pointe Pin Pin (granite caraïbe à muscovite).

Dans la Sparouine, le faciès à staurotide apparaît à quelques centaines de mètres en amont du confluent avec la Toucouba. Ces micaschistes montrent la direction habituelle de schistosité N 45° W et un fort pendage Sud.

Puis on atteint une boucle de la rivière, due à des puissants filons de quartz traversant les schistes. A la sortie de la boucle affleurent, sur la rive gauche, des micaschistes « triturés » qui attestent la proximité du contact granitique (probablement du Bonidoro).

Quelques centaines de mètres plus loin on trouve un important filon de pegmatite à muscovite, puis un granite à gros grain et à muscovite dans lequel nous reconnaissons la réplique exacte du granite de la Belle-Étoile sur la Mana.

Les premiers affleurements se trouvent à proximité du dégrad Clémencin. Un peu plus loin on trouve des granites gneissiques à grain fin et biotite ayant un faciès en tous points semblable à celui de la Mana. Direction N 50/60° E, pendage Sud (mal visible) d'une trentaine de degrés.

Les affleurements se succèdent sur plusieurs kilomètres. Comme sur la Mana, les roches sont traversées par des filons de pegmatites. Après une réapparition du granite caraïbe jeune à muscovite, les affleurements de granite gneissique sont nombreux. Les directions sont toujours SW-NE, les pendages très forts et même subverticaux.

Dans la région du premier saut, les directions deviennent progressivement N-S et les pendages sont dirigés vers le Sud-Est et l'Est.

Après le Petit-Saut on trouve, sur une longueur de 2 kilomètres, plusieurs affleurements du granite de la Belle-Étoile à gros grain et muscovite qui réapparaît ensuite à 4 kilomètres en ligne droite. Dans l'intervalle, c'est le granite gneissique fin qui affleure à chaque instant, montrant des directions tantôt E-W, tantôt WNW-ESE avec un pendage constant vers le Nord, assez fort et parfois vertical.

Toute la région en aval et en amont du Gros-Saut est formée de ces granites gneissiques. La direction est désormais E-W, le pendage Nord. Celui-ci est de 60° environ en aval du Gros-Saut, à peu près inexistant dans la boucle même du saut, assez fort et de signe contraire immédiatement en amont. Ensuite on enregistre : 50°, 50°, 70°, 90°, puis 20°, 30°, 50°, etc., toujours vers le Nord. Il semble donc qu'il y ait eu des plis assez aigus déversés vers le Sud, des écailles ou même une schistosité antégranitisation.

Toute cette région (en particulier le Gros-Saut) est riche en filons de pegmatite, soit à muscovite, soit graphique. A 1 kilomètre environ en ligne droite du confluent avec la crique Ça-ira, à l'endroit où la rivière, après quelques hésitations, prend résolument une orientation W-E, les pendages deviennent brusquement Sud (50 à 80°), la direction restant la même (E-W). Aussitôt après, on entre dans le domaine des schistes métamorphiques : quartzites micacés à biotite et grenat et micaschistes à staurotide.

Dans le tronçon W-E de la Haute Sparouine (prolongé par la Petite Sparouine), sur une distance de 6 kilomètres en ligne droite, on observe dans les micaschistes des directions en faisceau convergeant vers le Nord : E-W, SW-NE, N-S et enfin NW-SE. Les pendages sont forts, d'abord dirigés vers le Sud, puis vers l'Est, ou verticaux.

Partout on observe de gros filons de quartz qui semblent être dirigés principalement E-W. Ils contiennent parfois des nids de muscovite.

Les micaschistes prennent vers l'Est le faciès « trituré ».

A 4 kilomètres de l'embouchure de la Petite Sparouine on entre dans la zone des granites. Il s'agit d'un granite à gros éléments, plus ou moins porphyroïde et très leucocrate, généralement écrasé, où le microcline domine. Il contient aussi de l'oligoclase, un peu de biotite et de muscovite. Il s'agit du granite caraïbe, avec un faciès légèrement différent de celui de la Belle-Étoile.

Dans le cours supérieur de la Sparouine, au-delà du confluent avec la Petite Sparouine (parcourue sur 8 km en ligne droite), les micaschistes occupent les six premiers kilomètres, toujours avec une direction E-W et un fort pendage Sud. Puis on trouve des roches vertes amphiboliques.

Dans l'affluent de gauche du tournant de la Sparouine vers l'Est, on observe également des schistes sur un ou deux kilomètres, puis des granites gneissiques formant un petit anticlinal. Ensuite on retrouve les micaschistes.

B. Crique Toucouba.

Près du confluent avec la Sparouine affleurent des micaschistes fortement tectonisés, avec une direction N 40/50° W et une inclinaison de 45° Sud. Ensuite, on trouve des granites gneissiques et des gneiss à biotite et grain fin (direction N 10° E et 50° W), quelques filons de pegmatite à muscovite, puis du granite caraïbe jeune. A 6 kilomètres en ligne droite de l'embouchure, existent des conglomérats fortement métamorphiques et tectonisés (galets de quartz et pâte schisteuse). Plus loin on voit des amphibolites à épidote, en bancs réguliers dirigés N 50° E (inclinaison 50° N), puis des granites à mica blanc alternant avec des granites gneissiques. Ces derniers montrent surtout une direction subméridienne.

C. Crique Voltaire-Janvier.

Dans la crique Voltaire dont le cours supérieur prend le nom de Janvier on voit, pendant les premiers 6 kilomètres en ligne droite, uniquement les schistes classiques de l'Orapu. Des

micaschistes à staurotide et grenat apparaissent au campement de pêcheurs Bosch (direction N 70° W, inclinaison 60/80° N).

Plus loin (2 km en amont) commence une zone de pegmatites à muscovite et de granites grossiers, à muscovite également (caraïbe jeune), qui s'étend sur quelque dix kilomètres le long de la crique.

De temps en temps affleurent des roches schisteuses fortement métamorphiques, à biotite, staurotide et grenat.

Celles-ci semblent avoir été détritiques à l'origine. Elles ont une composition hétérogène qui fait songer à des conglomérats et dominant entre les kilomètres 11 et 15 en ligne droite depuis l'embouchure. Ensuite on revoit les granites grossiers et les pegmatites, auxquels font suite les granites gneissiques à grain fin, à 1 kilomètre environ en amont du Grand Saut.

Le cours supérieur de la crique Janvier a été parcouru rapidement par M. P. COUDERT. On y trouve des granites à biotite (orientés N 40° W) à grain fin avec, par endroits, des lits amphiboliques (dir. N 4-50° W) traversés par des filons d'aplite.

Les grosses montagnes du « fond » (à 2 km environ du 2^e Grand-Saut) sont également constituées par ces mêmes roches de plus en plus envahies par des granites caraïbes jeunes.

D. Région des sources.

Toute la région des sources de la Sparouine, de la Toucouba et de la crique Voltaire-Janvier est très accidentée. Elle forme un plateau qui dépasse 300 mètres d'altitude et représente la crête de séparation entre le bassin de la Sparouine et celui de la crique Léopard (affluent important de gauche de la Mana).

Elle est constituée par un massif granitique allongé suivant la direction NE-SW sur 22 kilomètres en ligne droite. Les photographies aériennes révèlent ses bords abrupts, sa surface tourmentée, sa végétation uniforme : forêt malingre des régions granitiques. Ce n'est que dans la partie orientale que la pente s'établit progressivement vers la crique Grand-Léopard.

La région est difficilement accessible à partir des cours d'eau où pirogues et canoës peuvent passer. Nous l'avons atteinte à partir du cours supérieur de la crique Grand-Léopard et notre collaborateur, M. G. C. BROUWER, à partir de la crique Beïman (affluent du Maroni). Il s'agit de granites caraïbes à tendance porphyroïde, leucocrates, à deux micas, fortement écrasés partout où nous avons pu les observer.

V. SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS DANS LE BASSIN DE LA SPAROUINE

Comme il est dit plus haut, les levés détaillés n'ont pas encore été effectués en dehors des cours d'eau principaux. C'est pour cette raison que nous ne faisons qu'esquisser la structure, telle qu'elle ressort actuellement des recherches sur le terrain et de l'étude des photographies aériennes.

Il s'agit, en gros, de deux zones anticlinales complexes constituées par des paragránites envahis partiellement par les granites caraïbes jeunes, de caractère nettement intrusif.

L'une et l'autre sont bordées de schistes métamorphiques : celle de l'Ouest, que nous appellerons anticlinal complexe de la Sparouine, en est entourée de toute part. Celle de l'Est — Toucouba-Janvier — plonge dans sa partie orientale sous les granites caraïbes jeunes, auxquels font suite des schistes métamorphiques de l'Orapu au Sud et des quartzites du Bonidoro au Nord (bassin du Grand-Léopard).

Les deux zones anticlinales sont séparées par un synclinorium orienté N-S et formé de mica-schistes fortement métamorphiques, appartenant en grande partie au Bonidoro.

1. Zone anticlinale de la Sparouine.

On a vu, en remontant la rivière, que les granites gneissiques montraient alternativement des pendages vers le Nord et verticaux. Il s'agit de petits plis déversés vers le Sud, souvent faillés, dont témoignent de très nombreuses cassures, visibles sur les photographies aériennes.

L'ensemble forme, du Nord au Sud :

- a. Un synclinal envahi par les granites jeunes.
- b. Un bombement anticlinal, dont la bordure métamorphique W et NW souligne la régularité.
- c. Une zone synclinale intermédiaire nord-sud, recoupée dans sa partie occidentale (région du Petit-Saut) par la crique Sparouine.
- d. Une zone envahie par le granite caraïbe jeune, correspondant au prolongement d'un synclinal de micaschistes venant de l'Ouest.
- e. Une zone d'écaïlles et de plis déversés vers le Sud. Cette structure est indiquée par les contours capricieux de schistes métamorphiques qui la bordent à l'Ouest.
- f. Une nouvelle zone, envahie par les granites jeunes et représentant un synclinal étroit.
- g. Un dernier bombement anticlinal faillé et déversé vers le Sud, plongeant sous les schistes métamorphiques au Sud-Ouest, Sud et Sud-Est.

2. Zone synclinale intermédiaire.

Cette zone est traversée par le cours moyen de la crique Toucouba. Au Nord et au Sud le synclinal, qui a ici une direction NE-SW, est bordé par des affleurements de granites caraïbes jeunes. Il est formé de schistes et de conglomérats fortement métamorphiques, appartenant vraisemblablement au Bonidoro. Ces terrains, limités à l'Ouest par une faille et à l'Est par une petite falaise, se détachent bien sur les photographies aériennes.

Au Sud, les micaschistes affectent des directions en éventail (ouvert vers le Sud).

3. Zone anticlinale Toucouba-Janvier.

C'est la moins connue de tout cet ensemble. La crique Janvier suit son bord oriental envahi, comme on l'a vu, par les granites caraïbes jeunes.

Le cours supérieur de la crique Toucouba longe la bordure occidentale, où les quelques affleurements de granites gneissiques que nous avons pu observer montrent une direction méridienne et un plongement vers l'Ouest.

Au NW, cette zone est délimitée par les schistes plus ou moins métamorphiques de l'Orapu.

Dans l'ensemble elle semble être composée de deux vastes bombements anticlinaux, l'un au Nord, l'autre au Sud, séparés par une zone synclinale transverse.

4. Zone synclinale sud.

Nous avons vu plus haut que la zone anticlinale granitisée de la Sparouine plongeait vers le Sud sous les schistes métamorphiques. Cette rapide disparition de la partie granitisée, affectée d'un pendage Sud, est provoquée par la dislocation d'un rejet important, suivi vers l'Est par la Grande et la Petite Sparouine. De nombreux filons de quartz traversent le synclinal intermédiaire.

Plus loin cette ligne de dislocation sépare en deux le grand massif de granite caraïbe qui délimite au Sud la zone anticlinale de Toucouba-Janvier. Ces accidents sont bien visibles sur une longueur de 30 kilomètres environ, d'Ouest en Est.

Allongée E-W, la zone synclinale du Sud est délimitée au Nord par cette cassure importante. Sa structure est assez complexe : alternance de schistes métamorphiques, de granites gneissiques et d'amphibolites, révélant la présence d'écaïlles imbriquées.

Au Sud, à l'Est et au Nord-Est, elle est « encapuchonnée » par le grand massif caraïbe de la région des sources, qui domine de plusieurs centaines de mètres la plaine granitique de Toucouba-Janvier. Celui-ci, vers le Sud, se termine également par une falaise dominant des quartzites redressés et enserrant la terminaison orientale de la zone synclinale. On songe à une superposition, plutôt qu'à une pénétration intrusive du massif.

Enracinés d'une façon à peu près certaine à la bordure orientale et peut-être ailleurs, ces granites semblent recouvrir plus au Sud les terrains métamorphiques et les granites gneissiques qui s'étendent au Nord.

VI. PÉTROGRAPHIE ET GÉNÉTIQUE DES GRANITES

On a vu dans les pages qui précèdent quelle est, en gros, la composition minéralogique et la structure des roches granitiques de cette région de Guyane.

1^o *Les granites caraïbes anciens* sont des roches à grain fin et à texture orientée, généralement d'un gris clair. Outre le quartz, qui est abondant, l'oligoclase et la biotite forment les éléments principaux. Il s'y ajoute du microcline en quantité variable, un peu de muscovite, souvent du sphène.

A côté des types à texture grenue — gros Saut Sparouine, carrière Saint-Maurice (Saint-Laurent), etc. — existent tous les passages vers les roches franchement granoblastiques, d'une composition minéralogique analogue. Celles-ci, par endroits, contiennent également des minéraux de métamorphisme tels que le grenat, la cordiérite, et passent à des gneiss.

Ces caractères montrent clairement qu'il s'agit de granites « métamorphiques » ou de paraganites passant à des gneiss d'origine sédimentaire.

On trouvera ci-joint une série d'analyses de ces roches. Le calcul de leur composition virtuelle (1) montre qu'elles oscillent autour de granites akéritiques, offrant des passages vers les granites monzonitiques et également vers les granodiorites (M. 405).

2^o *Les granites caraïbes jeunes* ont un grain grossier et sont souvent porphyroïdes. Leur couleur est tantôt grise, tantôt rose. Ils ne sont pas orientés mais montrent souvent des écrasements assez forts avec parfois une disposition fluidale des gros feldspaths.

On observe du quartz, du microcline, de l'oligoclase, avec de la biotite et de la muscovite en quantité variable, parfois de l'allanite.

Le calcul de la composition virtuelle montre qu'il s'agit de granites monzonitiques à tendance souvent alcaline. Des types franchement alcalins existent également. On trouve aussi des passages vers les granites akéritiques.

Toute cette venue a, on le sait, des caractères intrusifs indiscutables dans la zone qui nous intéresse.

A côté de ces types « francs », il existe des mélanges entre les granites caraïbes « anciens » et les granites caraïbes jeunes qui les ont contaminés par endroits. Ceci se manifeste par un apport de potasse; l'augmentation insolite de la muscovite, visible au microscope, est le critère le plus sûr.

Vers le Sud (bordure du synclinorium), il existe des mélanges avec des granites beaucoup plus anciens. Le vieux socle guyanais apparaît ça et là, et l'on trouve alors un type intermédiaire

(1) D'après la classification C. I. P. W. — A. LACROIX.

entre les granites akéritiques et les granodiorites, les granites guyanais étant riches en Ca et en Na et pauvres en K.

Génétique. — En calculant les paramètres génétiques N_{ai} et N_{σ} on obtient un alignement remarquable de points pour la venue des granites caraïbes jeunes (voir fig. 8).

Les caractères génétiques de cette venue semblent constants, du Maroni à l'Approuague. Les déviations sont rares et de faible envergure.

Par contre, dans les granites caraïbes anciens, qui proviennent cependant d'une région plus restreinte, les variations sont constantes : on voit par là que l'équilibre n'a été qu'imparfaitement atteint et l'on peut en conclure qu'il existe une différence essentielle entre les granites métamorphiques et les granites magmatiques : chez les premiers les différences de composition des roches dont ils sont issus se font encore sentir alors que chez les autres (comme dans les basaltes et autres roches d'origine magmatique certaine), l'unité des caractères physiques est tout à fait remarquable dans les limites de la même venue (1).

(1) B. CHOUBERT « Corrélation entre le nombre et l'encombrement spatial des atomes dans une venue magmatique », 1957, *Mém. Soc. Géol. de France*, nouvelle série, t. XXXVI, Mém. n° 79.

NOTE EXPLICATIVE SE RAPPORTANT AUX PAGES 34, 35, 38, 39.

Les N_{at} (nombre d'atomes) s'obtiennent en divisant les chiffres précédents (valences) par le nombre de valences correspondant à chaque élément :

$$\begin{aligned} \text{Ti} &= 4. \\ \text{Al} &= 3. \\ \text{Fe} &= 2. \\ \text{Mg} &= 2. \\ \text{Ca} &= 2. \\ \text{Alcalins} &= 1. \end{aligned}$$

Les N_{σ} (nombres de couches) s'obtiennent à partir des N_{at} en les divisant par le nombre d'atomes de chaque élément remplissant la maille élémentaire :

$$\begin{aligned} \text{Al et Ti} &= 74. \\ \text{Fe} &= 81. \\ \text{Mg} &= 57,75. \\ \text{Ca} &= 37,375. \\ \text{Na} &= 36. \\ \text{K} &= 25. \\ \text{P} &= 100. \end{aligned}$$

Le calcul des valences se fait suivant la méthode exposée dans : « Géochimie des magmas et permanences statistiques », *Mémoire de la S.G.F.*, n° 54, Paris, 1947.

GRANITES CARAÏBES ANCIENS (COMPOSITION VIRTUELLE)

	M — 120	Ma — 13	CI — 52	S — Petit Saut
Q	31.44	40.26	24.96	29.58
Or	17.79	12.23	22.24	26.13
Ab	38.25	31.44	38.77	28.82
An	6.95	9.45	9.73	6.67
C	—	2.45	—	—
CaSiO ₃	0.35	—	1.16	0.35
MgSiO ₃	0.70	1.50	—	0.70
FeSiO ₃	2.64	1.72	1.58	3.30
Ma	—	0.46	1.16	3.25
Hem	—	—	—	—
Ilm	0.46	0.76	—	—
Ap	0.67	—	—	—
Rut	—	—	—	—

N°	Paramètres	$\frac{Or}{Pl.}$	Roche	Lieu	Analyste
M — 120	I. 4'. 2. 4.	0.39	Granite akéritique à biotite..	Pont de la route sur la crique Portal.	P. Vaugin, 1955.
Ma — 13	I. 3'. 2. 4.	0.30	Granite akéritique à biotite..	Gros Saut Crique Sparouine (Maroni).	Patureau, 1955.
CI — 52	I. 4. 2. (3) 4	0.45	Granite akéritique à biotite..	Carrière Corossy.....	M. Revil et G. Thomas C.E.A., 1957.
S—P—Saut	I'. 4. 2. 3.	0.73	Granite monzonitique à deux micas.	Petit Saut (Sinnamary).....	J. Chervet, 1956.

GRANITES CARAÏBES ANCIENS (COMPOSITION VIRTUELLE)

	M-184	M-404	M-405	15	M _a -43
Q	31.56	35.94	31.68	27.12	23.16
Or	13.34	11.12	11.12	11.68	15.57
Ab	38.25	37.20	37.20	44.01	47.16
An	12.23	7.51	15.01	12.51	8.90
C	-	0.82	1.12	1.53	0.71
CaSiO ₃	0.12	-	-	-	-
MgSiO ₃	1.20	2.50	0.70	0.20	0.90
FeSiO ₃	-	0.13	0.53	-	1.45
Ma	1.16	3.25	2.55	1.86	-
Hem	0.96	-	-	-	-
Ilm	0.30	-	0.61	0.76	0.61
Ap	0.34	0.34	-	-	1.01
Rut	-	-	-	-	-

N°	Paramètres	Or Pl.	Roche	Lieu	Analyste
M-184	1.4.2.4.	0.26	Granite akéritique à biotite..	Saut Tamanoir (Mana)	P. Vaugin, 1956.
M-404	1.3(4).2.4.	0.24	Gneiss akéritique à biotite...	Amont Petit-Saut (Mana) ...	M. Revil et G. Thomas, CEA, 1957.
M-405	1.4.2(3)4	0.21	Gneiss akéritique tend. granod. à biotite.	Petit-Saut (Mana)	M. Revil et G. Thomas, CEA, 1957.
15	1.4.2.4.	0.20	Granite akéritique à biotite..	Carrière Renner (r. de Malmanoury) à Sinnamary.	Patureau.
M _a -43	1.4.2.4.	0.28	Granite akéritique à biotite..	Carrière BIPIG, Saint-Maurice (Maroni).	P. Vaugin, 1955.

GRANITES CARAÏBES ANCIENS (PARAMÈTRES GÉNÉTIQUES)

	M - 120	Ma - 13	CI - 52	S - Petit Saut
SiO ₂	74.07	75.54	71.56	71.41
TiO ₂	0.19	0.40	-	-
Al ₂ O ₃	13.27	14.25	15.23	12.93
Fe ₂ O ₃	0.06	0.30	0.80	2.27
FeO	1.58	1.42	1.22	2.76
MnO	0.05	0.06	-	0.028
MgO	0.30	0.60	-	0.28
CaO	1.88	1.88	2.45	1.54
Na ₂ O	4.48	3.74	4.58	3.44
K ₂ O	3.02	2.10	3.76	4.35
P ₂ O ₅	0.26	0.05	-	-
H ₂ O +	0.89	0.20	-	0.84
H ₂ O -	0.02	0.02	-	0.10
NiO	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-
	100.07	100.56	99.60	99.94
Ti _{valence}	0.84	1.60	-	-
Al	68.78	67.22	70.70	62.72
Fe	4.06	3.77	4.30	11.13
Mg	1.32	2.41	-	1.15
Ca	5.70	7.11	6.98	5.39
Na	12.33	12.85	11.75	10.67
K	5.45	4.67	6.27	8.94
P	1.52	0.37	-	-
	100.00	100.00	100.00	100.00
Calcul de N _a (Nombre d'atomes pour 100 valences)				
⁽¹⁾ Ti _a	0.21	0.40	-	-
Al	22.925	22.405	23.565	20.905
Fe	2.03	1.885	2.15	5.565
Mg	0.66	1.205	-	0.575
Ca	2.85	3.555	3.49	2.695
Na	12.33	12.85	11.75	10.67
K	5.45	4.67	6.27	8.94
P	0.305	0.075	-	-
	46.760	47.045	47.225	49.350
Calcul de N _σ (nombre de couches)				
⁽¹⁾ Ti + Al _σ	0.3125	0.308	0.3185	0.2825
Fe	0.025	0.023	0.0265	0.0685
Mg	0.0115	0.021	-	0.010
Ca	0.076	0.095	0.0935	0.072
Na	0.3125	0.357	0.3265	0.2965
K	0.218	0.187	0.251	0.3575
P	0.003	0.001	-	-
	0.9585	0.992	1.0160	1.0870

⁽¹⁾ Voir page 31.

GRANITES CARAÏBES ANCIENS (PARAMÈTRES GÉNÉTIQUES)

	M-184	M-404	M-405	15	M _a -43
SiO ₂	72.56	73.51	71.68	70.43	70.69
TiO ₂	0.15	-	0.25	0.36	0.29
Al ₂ O ₃	14.36	12.85	15.92	16.77	15.98
Fe ₂ O ₃	1.70	2.16	1.78	1.18	0.02
FeO	0.47	1.08	1.44	0.88	1.08
MnO	0.03	0.02	0.03	0.02	0.007
MgO	0.48	1.00	0.30	0.07	0.36
CaO	2.68	1.65	2.98	2.45	2.28
Na ₂ O	4.50	4.42	4.42	5.15	5.57
K ₂ O	2.26	1.93	1.89	2.01	2.55
P ₂ O ₅	0.10	0.22	-	-	0.39
H ₂ O +	0.44	1.19	-	0.50	0.68
H ₂ O -	0.09	-	-	0.06	0.01
NiO	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-
	99.82	100.03	100.69	99.88	99.907
Ti _{valence}	0.60	-	0.90	1.27	1.08
Al	67.92	63.71	66.92	69.60	70.15
Fe	4.55	7.08	6.11	3.88	2.43
Mg	1.93	4.21	1.07	0.25	1.34
Ca	8.11	5.71	9.22	7.43	5.92
Na	12.33	13.83	12.33	14.02	13.06
K	3.97	3.96	3.45	3.55	3.99
P	0.59	1.50	-	-	2.03
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Calcul de N _v (nombre d'atomes pour 100 valences)					
⁽¹⁾ Ti _v	0.15	-	0.225	0.32	0.27
Al	22.64	21.235	22.305	23.30	23.385
Fe	2.275	3.54	3.055	1.94	1.215
Mg	0.965	2.105	0.535	0.125	0.67
Ca	4.055	2.855	4.61	3.715	2.96
Na	12.33	13.83	12.33	14.02	13.06
K	3.97	3.96	3.45	3.55	3.99
P	0.12	0.30	-	-	0.405
	46.505	47.825	46.510	46.870	45.955
Calcul de N _σ (nombre de couches)					
⁽¹⁾ Ti + Al _σ	0.308	0.287	0.3045	0.318	0.3195
Fe	0.028	0.0435	0.0375	0.024	0.015
Mg	0.0165	0.0365	0.0090	0.002	0.0115
Ca	0.1085	0.0765	0.1235	0.0995	0.079
Na	0.3425	0.384	0.3425	0.389	0.3625
K	0.159	0.1585	0.1380	0.142	0.1595
P	0.001	0.003	-	-	0.004
	0.9635	0.9890	0.9550	0.9745	0.9510

⁽¹⁾ Voir page 31.

GRANITES CARAÏBES JEUNES (COMPOSITION VIRTUELLE).

	S — 513 (125)	Ma — 28	M — 400	A — 1184	A — 783
Q	41.64	33.42	24.36	32.28	35,40
Or	28.36	26.13	30.02	28.36	25,58
Ab	23.58	27.25	34.06	30.92	29,34
An	1.11	0.28	8.34	5.84	3,61
C	2.14	6.32	0.71	—	2,96
CaSiO ₃	—	—	—	0.23	—
MgSiO ₃	0.70	1.30	0.20	—	0,70
FeSiO ₃	—	0.13	1.06	0.53	0,92
Ma	0.70	0.70	1.39	0.70	—
Hem	0.80	—	—	—	—
Hlm	0.46	0.46	—	—	0,61
Ap	—	0.34	—	—	—

N°	Paramètres	$\frac{Or}{Pl}$	Roche	Lieu	Analyste
S — 513 (125)	1.3.1.3.	1,1	Granite alcalin à deux micas.	Cr. Sardine rail Saint-Élie..	Patureau, 1955.
Ma — 28	1.3 (4).1.3.	0,95	Granite alcalin à deux micas.	Cr. Voltaire.	Patureau, 1955.
M — 400	1.4.2.3.	0,7	Granite monzonitique à deux micas.	Saut Belle-Étoile (Mana)....	Revil et G. Thomas, C.E.A. 1957.
A — 1184	1.4.2.3.	0,7	Granite monzonitique à biotite.	Basse Crique Balenfois (Arataye).	Revil et G. Thomas C.E.A. 1957.
A — 783	1.3 (4).1 (2).3.	0,77	Granite monzonitique à tendance alcaline, à biotite.	Cr. Ekiny (App.).....	Patureau, 1955.

GRANITES CARAÏBES JEUNES (COMPOSITION VIRTUELLE)

	M — 415	Ma — 174	S — 246 bis	A — 673	3 ⁽¹⁾
Q	27.18	35.82	24.12	34.80	22.26
Or	29.47	26.69	30.02	18.90	20.57
Ab	33.01	27.25	34.58	32.49	39.30
An	3.89	5.56	5.56	7.51	7.78
C	2.96	0.51	1.02	3.16	—
CaSiO ₃	—	—	—	—	4.87
MgSiO ₃	0.40	0.40	0.70	0.80	2.00
FeSiO ₃	0.66	1.98	1.19	0.53	0.92
Ma	1.62	0.23	0.93	—	—
Hem	—	—	—	—	—
Ilm	—	0.46	0.15	0.61	0.76
Ap	0.67	0.34	0.67	—	0.34

N°	Paramètres	$\frac{Or}{Pl.}$	Roche	Lieu	Analyste
M — 415	1.4.1(2).3.	0,8	Granite monzonitique à tendance alcaline à deux micas.	Saut Belle Étoile (Mana). ...	M. Revil et G. Thomas, C.E.A. 1957.
Ma — 174	1.4.2.3.	0,8	Granite monzonitique à deux micas.	Massif des sources de la Sparouine.	Vaugin, 1955.
S — 246 bis	1.4.(1)2.3.	0,7	Granite monzonitique à deux micas.	Emb. Cr. Cœur Maroni (Sinamary).	Vaugin, 1955.
A — 673	1.(3)4.2.(3)4.	0,55	Granite akéritique à tendance monzonitique, à biotite.	Rivière Matarony (Approuague).	Patureau, 1955.
3 ⁽¹⁾	1.4.2.4.	0,43	Granite akéritique à hornblende.	Cr. Calebasse (Haut-Approuague).	Patureau.

⁽¹⁾ Choubert B, op. cit., page 52, anal. n° 3.

GRANITES CARAÏBES JEUNES (PARAMÈTRES GÉNÉTIQUES)

	S - 513 (125)	Ma - 28	M - 400	A - 1184	A - 783
SiO ₂	77.10	70.00	71.43	74.74	74.50
TiO ₂	0.25	0.25	-	-	0.25
Al ₂ O ₃	12.30	16.50	15.93	13.44	14.70
Fe ₂ O ₃	1.30	0.55	0.90	0.37	tr.
FeO	0.35	0.50	1.00	0.46	0.80
MnO	0.06	0.01	-	-	tr.
MgO	0.30	0.50	0.08	-	0.30
CaO	0.18	0.22	1.68	1.32	0.68
Na ₂ O	2.80	3.25	4.04	3.67	3.50
K ₂ O	4.85	4.40	5.06	4.76	4.30
P ₂ O ₅	0.05	0.30	-	-	0.02
H ₂ O +	0.55	2.10	-	0.50	0.40
H ₂ O -	0.25	0.94	-	0.43	0.05
	100.34	99.52	100.12	99.69	99.50
Ti _{valences}	1.18	0.90	-	-	1.02
Al	68.26	70.30	70.87	72.97	70.95
Fe	4.15	1.99	3.83	2.03	1.80
Mg	1.41	1.81	0.30	-	1.23
Ca	0.80	0.88	5.03	4.36	2.62
Na	11.08	11.51	10.99	11.16	12.20
K	12.69	10.31	8.98	9.48	10.02
P	0.43	2.30	-	-	0.16
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Calcul de N _{at} (nombre d'atomes pour 100 valences)					
(¹) Ti _{at}	0.295	0.225	-	-	0.255
Al	22.755	23.435	23.625	24.325	23.65
Fe	2.075	0.995	1.915	1.015	0.90
Mg	0.705	0.905	0.150	-	0.615
Ca	0.40	0.440	2.515	2.18	1.31
Na	11.08	11.51	10.990	11.16	12.20
K	12.69	10.31	8.980	9.48	10.02
P	0.085	0.46	-	-	0.05
	50.085	48.28	48.175	48.160	49.00
Calcul de N _σ (nombre de couches)					
(¹) Ti + Al _σ	0.311	0.319.5	0.319	0.328.5	0.323
Fe	0.025	0.012	0.023.5	0.012.5	0.011
Mg	0.012	0.015.5	0.002.5	-	0.010.5
Ca	0.010.5	0.011.5	0.067	0.058.5	0.035
Na	0.307.5	0.319.5	0.305	0.310	0.339
K	0.507.5	0.412.5	0.359	0.379	0.401
P	0.001	0.004.5	-	-	0.000.5
	1.174.5	1.095.0	1.076.0	1.088.5	1.120
⁽¹⁾ Voir page 31.					

GRANITES CARAÏBES JEUNES (PARAMÈTRES GÉNÉTIQUES)

	M -- 415	Ma -- 174	S -- 246 bis	A -- 673	3 ⁽²⁾
SiO ₂	71,19	75,35	70,71	73,30	70,10
TiO ₂	—	0,24	0,09	0,25	0,35
Al ₂ O ₃	16,16	12,73	15,28	15,70	14,30
Fe ₂ O ₃	1,05	0,18	0,66	tr.	tr.
FeO	0,86	1,26	0,98	0,60	0,75
MnO	—	0,08	0,02	0,03	0,06
MgO	0,16	0,14	0,28	0,30	0,80
CaO	1,12	1,31	1,47	1,45	4,10
Na ₂ O	3,89	3,23	4,06	3,85	4,66
K ₂ O	4,98	4,45	5,15	3,15	5,52
P ₂ O ₅	0,35	0,25	0,28	0,03	0,17
H ₂ O +	1,10	0,92	1,33	0,40	0,08
H ₂ O --	—	0,20	0,03	0,35	0,57
NiO	—	—	0,02	—	—
	100,86	100,34	100,36	99,41	99,46
Ti _{valences}	—	1,11	0,35	0,97	1,43
Al	70,68	69,39	70,13	71,51	68,48
Fe	3,72	3,85	3,43	1,36	1,83
Mg	0,60	0,65	1,09	1,16	3,26
Ca	3,41	4,36	4,24	5,31	8,56
Na	10,61	9,94	10,48	12,65	8,79
K	8,92	9,00	8,72	6,84	6,95
P	2,06	1,70	1,56	0,20	0,70
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Calcul de N _n (nombre d'atomes pour 100 valences)					
⁽¹⁾ Ti _n	—	0,28	0,09	0,24	0,36
Al	23,56	23,13	23,37,5	23,83,5	22,82,5
Fe	1,86	1,92,5	1,71,5	0,68	0,91,5
Mg	0,30	0,32,5	0,54,5	0,58	1,63
Ca	1,70,5	2,18	2,12	2,65,5	4,28
Na	10,61	9,94	10,48	12,65	8,79
K	8,92	9,00	8,72	6,84	6,95
P	0,41	0,34	0,31	0,04	0,14
	47,36,5	47,12	47,35,5	47,52	45,89
Calcul de N _σ (nombre de couches)					
⁽¹⁾ Ti + Al _σ	0,318,5	0,316,5	0,317	0,325,5	0,313,5
Fe	0,023	0,023,5	0,021	0,008,5	0,011
Mg	0,005	0,005,5	0,009,5	0,010	0,028
Ca	0,045,5	0,058,5	0,056,5	0,071	0,114,5
Na	0,294,5	0,276	0,291	0,351	0,244
K	0,357	0,360	0,349	0,274	0,278
P	0,004	0,003,5	0,003	0,000,5	0,001,5
	1,047,5	1,043,5	1,047	1,040,5	0,990,5

⁽¹⁾ Voir page 31.⁽²⁾ Choubert B., op. cit., p. 52, anal. n° 3.

RÉCAPITULATION

GRANITES CARAÏBES ANCIENS

N°	Nom	N_{st}	N_{σ}	Log N_{σ}
M — 120	Granite akéritique à biotite.	46,76	0,958.5	$\bar{1},98159$
Ma — 13	Granite akéritique à biotite.	47,045	0,992	$\bar{1},99651$
Cl — 52	Granite akéritique à biotite.	47,225	1,016	0,00689
S — Petit Saut	Granite monzonitique à deux micas.	49,35	1,087	0,03623
M — 184	Granite akéritique à biotite.	46,505	0,963.5	$\bar{1},98385$
M — 404	Gneiss akéritique à biotite.	47,825	0,989	$\bar{1},99519$
M — 405	Gneiss akéritique, à tendance granod. à biotite.	46,51	0,955	$\bar{1},98000$
15	Granite akéritique à biotite.	46,87	0,974.5	$\bar{1},98858$
Ma — 43	Granite akéritique à biotite.	45,955	0,951	$\bar{1},97818$

GRANITES CARAÏBES JEUNES

N°	Nom	N_{st}	N_{σ}	Log N_{σ}
S — 513 (125)	Granite alcalin à deux micas.	50,08.5	1,174.5	0,06985
Ma — 28	Granite alcalin à deux micas.	48.28	1,095	0,03945
M — 400	Granite monzonitique à deux micas.	48,17.5	1,076	0,03181
A — 1184	Granite monzonitique à biotite.	48,16	1,088.5	0,03683
A — 783	Granite monzonitique à tendance alcaline, à biotite.	49,00	1,120	0,04922
M — 415	Granite monzonitique à tendance alcaline, à deux micas.	47,36.5	1,047.5	0,02015
Ma — 174	Granite monzonitique à deux micas.	47,12	1,043.5	0,01849
S — 246 bis	Granite monzonitique à deux micas.	47.35.5	1,047	0,01995
A — 673	Granite akéritique, tendance monzonitique à biotite.	47,52	1,040.5	0,01724
3 ⁽¹⁾	Granite akéritique à hornblende.	45,89	0,990.5	$\bar{1},99566$

⁽¹⁾ Choubert B., op. cit., page 52, anal. n° 3.

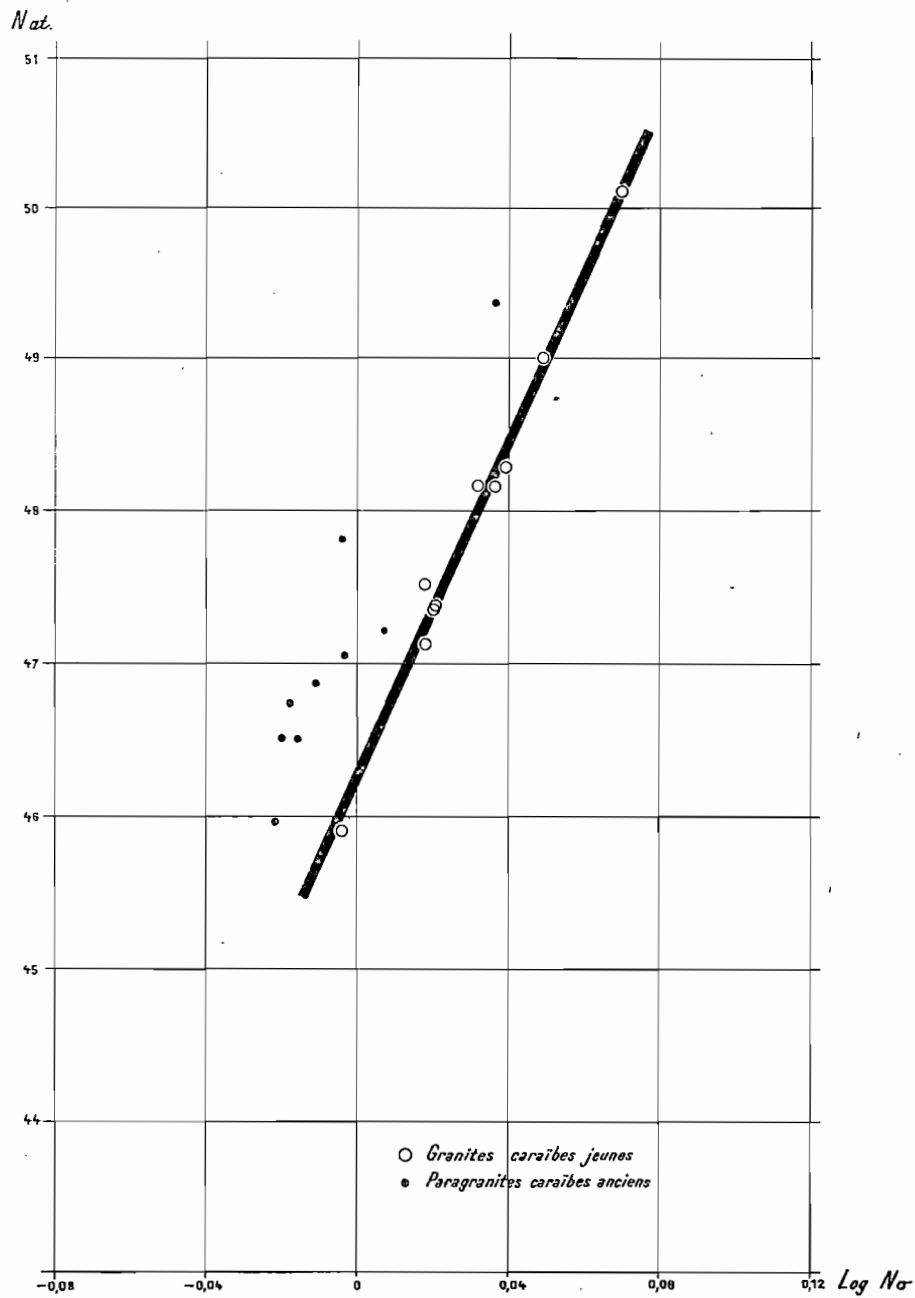


FIG. 8. — Graphique montrant les relations génétiques des granites.

Conclusions. — A la lumière de ces constatations, nous pouvons apporter quelques modifications à notre première classification des venues granitiques de la Guyane (1).

(1) B. CHOUBERT. « Géologie et pétrographie de la Guyane française », *op. cit.*

Actuellement		Anciennement	
Séries ⁽¹⁾	Granitisations	Séries	Granitisations
Orapu et Bonidoro Paramaca Île de Cayenne	Granites caraïbes jeunes Granites caraïbes anciens Granites guyanais Granites hyléens	Orapu et Bonidoro Paramaca Amphibolites et Quartzites	Granites n° 3 Granites n° 2 Granites n° 1

Des observations plus nombreuses et plus détaillées ainsi que l'emploi des paramètres génétiques nous permettent désormais de rapporter les différents granites observés sur le terrain à une venue déterminée, avec une sécurité qui ne pouvait exister lors de la rédaction de notre premier essai.

(1) B. CHUBERT. « Sur la constitution du Précambrien inférieur et moyen guyanais », *C.R. Ac. Sc.*, t. 238, p. 1664-1666, Paris, 1954. « Le Précambrien supérieur et l'histoire d'ensemble du précambrien guyanais » *C.R. Ac. Sc.*, t. 238, p. 1900-1902, Paris, 1954.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

P. COUDERT.

Esquisse géologique des bassins Abouamy et Inini (Lawa) [carte en pochette].

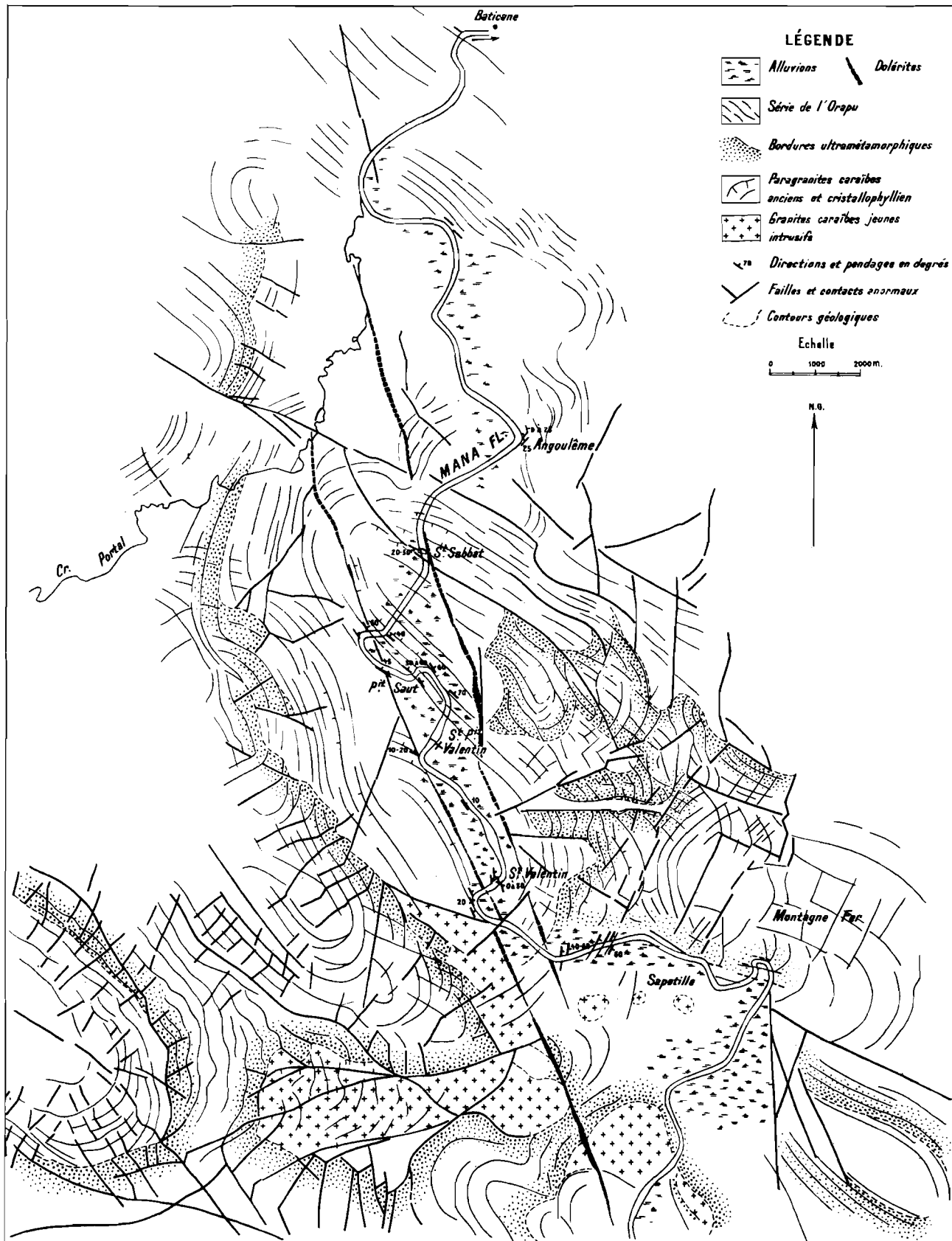
B. CHUBERT.

FIGURES

	Pages
1. Représentation schématique des granitisations post-tectonique (<i>a</i>) et syntectonique (<i>b</i>).....	13
2. Situation des trois planches hors texte.....	13
3. Schéma structural du bassin de la Mana.....	19
4. Mouvement de remontée de la superstructure sur les deux flancs de l'anticlinal Maïpouri.....	22
5. <i>a.</i> Coupe entre Tamanoir et le Saut Maïpouri; <i>b.</i> Reconstitution de la tectonique de la région à la fin de la phase caraïbe ancienne.....	23
6. Coupe entre le massif Portal et le synclinal de Saut Sabbat.....	22
7. Exagération de l'amplitude des anticlinaux par tendance au diapyrisme.....	24
8. Graphique montrant les relations génétiques des granites.....	41

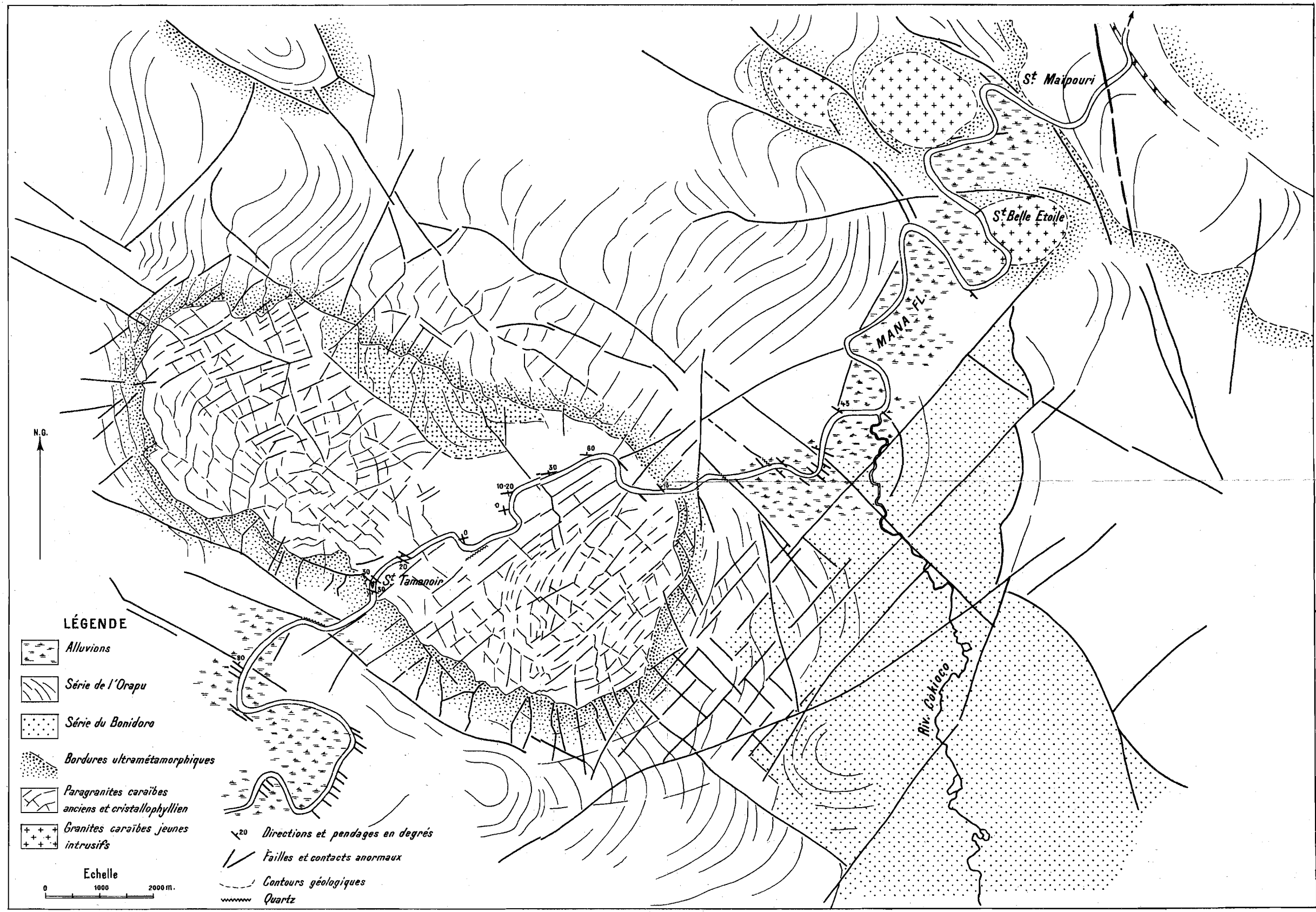
PLANCHES EN POCLETTE

- I. Bassin de la Mana de Baticane à Sapotille.
- II. Bassin de la Mana du Saut Maïpouri à Tamanoir.
- III. Bassin de la crique Sparouine.



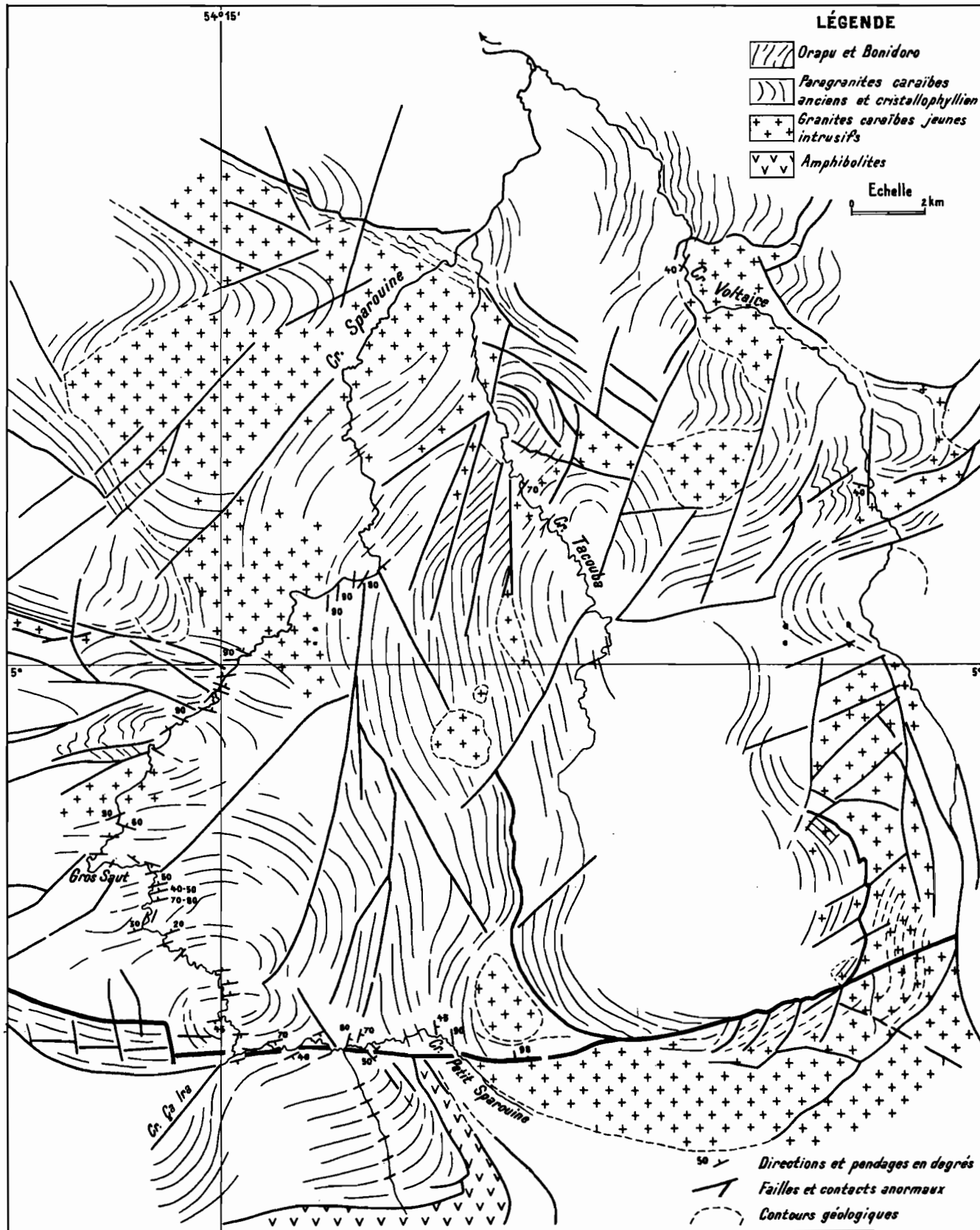
ST. N° DE CARTOGRAPHIE

BASSIN DE LA MANA DE BATICANE A SAPOTILLE



BASSIN DE LA MANA DU SAUT MAÏPOURI A TAMANOIR

St. N. DE CARTOGRAPHIE.



BASSIN DE LA CRIQUE SPAROUINE

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DES BASSINS ABOUNAMY ET ININI (LAWA)

