

Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer
Classe des Sciences Techniques, N.S., XVI-4, Bruxelles, 1966

Contribution à l'étude géologique
et pétrographique
de l'Archipel des Selvagens

PAR

José HONNOREZ

Assistant à l'Université Libre de Bruxelles

150 F

Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
Klasse voor Technische Wetenschappen, N.R., XVI-4, Brussel, 1966



Académie Royale des Sciences d'Outre-Mer
Classe des Sciences Techniques, N.S., XVI-4, Bruxelles, 1966

Contribution à l'étude géologique
et pétrographique
de l'Archipel des Selvagens

PAR

José HONNOREZ

Assistant à l'Université Libre de Bruxelles

Koninklijke Academie voor Overzeese Wetenschappen
Klasse voor Technische Wetenschappen, N.R., XVI-4, Brussel, 1966

Mémoire présenté à la Séance du 29 janvier 1965
Rapporteur: M. M.-E. DENAEYER

D/1966/0149/8

RESUME

Cette note expose la constitution géologique de l'archipel des Selvagens et la pétrographie des roches volcaniques de ces îles.

L'auteur établit la succession des événements géologiques et l'évolution magmatologique de cette zone de l'Atlantique. Les roches les plus anciennes sont représentées par des enclaves de phanérites du type jacupirangite-shonkinite, probablement arrachées au socle.

Au cours d'une première période d'activité volcanique, des laves à caractère atlantique extrême (phonolites et tinguaïtes) édifièrent les assises de l'archipel. Cette formation fut érodée durant le Miocène et des sédiments carbonatés se déposèrent sur la surface d'abrasion. Une reprise du volcanisme se manifesta par des laves à caractère atlantique moyen (basaltes et ankaramites, néphélinifères ou non). Cette dernière période d'activité volcanique a débuté par des explosions sous-marines au cours desquelles se sont déposés des tufs vitreux (*hyalotufs*).

Après le Miocène, l'archipel subit une remontée isostatique.

SAMENVATTING

Deze nota behandelt de geologie van de archipel der Selvagens en de petrografie der vulkanische gesteenten van deze eilanden.

De auteur bepaalt de opeenvolging der geologische gebeurtenissen en de magmatologische evolutie in deze zone van de Atlantische oceaan. De oudste gesteenten zijn vertegenwoordigd door phaneriet enclaven van het type jacupirangiet-shonkiniet die vermoedelijk van het substratum afkomstig zijn.

Tijdens een eerste periode van vulkanische activiteit, bouwden lava's van extreem Atlantisch type (phonolieten en tinguaieten) de basis van de archipel. Deze formatie werd geërodeerd tijdens het Mioceen en kalkhoudende sedimenten werden op de uitgeschuurde oppervlakte afgezet. Later verscheen een hernieuwd vulkanisme van het midden-Atlantisch type (nephelien-houdende basalten en ankaramieten). Deze laatste vulkanische activiteit begon met onderzeese ontploffingen tijdens welke zich glasachtige tufsteen vormde (*hyalotuffs*).

Na het Mioceen kende de archipel een isostatische stijging.

ABSTRACT

This paper deals with the geology of the two main islands of the Selvagens Archipelago; it outlines the petrography of these volcanic islands and permits the reconstitution of the magmatic evolution in this Atlantic region.

The oldest known rocks are phaneritic xenoliths (jacupirangites-shonkinites) probably derived from the basement. They are enclosed in phonolites and tinguaïtes which form the earliest visible signs of volcanism which is of extreme Atlantic type.

During Miocene time, this formation was eroded and calcareous sediments are widespread on the disconformity surface.

Later on, a second volcanic phase of medium Atlantic type occurs: it is characterized by nepheliniferous basalts and ankaramites; the earliest part of those formations shows submarine explosions during which vitreous tuffs (*hyalotuffs*) were formed.

After the Miocene time, the archipelago has been submitted to an isostatic uplift.

RESUME

Esta nota expõe a constituição geológica do arquipélago das Selvagens e a petrografia das rochas vulcânicas destas ilhas.

O autor estabelece a sucessão dos acontecimentos geológicos e a evolução magmatológica desta zona do Atlântico. As rochas mais antigas estão representadas por intrusões de fanerites do tipo jacupirangite-shonkinite, provavelmente arrancadas da base.

No decurso dum primeiro período de actividade vulcânica, os assentamentos do arquipélago foram edificados por lavas de carácter atlântico extremo (fonolites e tinguaítes). Esta formação sofreu erosão durante o mioceno, e sobre a superfície de abrasão depositaram-se sedimentos carbonatados. Uma nova actividade vulcânica manifestou-se por lavas de carácter atlântico médio (basaltos e ankaramites, nefeliníferos ou não). Este último período de actividade vulcânica iniciou-se com explosões submarinas, no decorrer das quais se depositaram tufos vitrosos (*hialotufos*).

Depois do mioceno, o arquipélago sofreu um levantamento isostático.



INTRODUCTION

Dans le cadre de la mission internationale organisée en juillet 1963 par le Musée municipal de Funchal (Madère), le Centre National de Volcanologie (C.N.V., Belgique) a chargé l'auteur de la reconnaissance géologique de l'Archipel des Selvagens.

Il exprime sa sincère reconnaissance à MM. les professeurs I. DE MAGNÉE, président du C.N.V. et M.-E. DENAEYER, membre, ainsi qu'à M. G.-E. MAUL, directeur du Musée municipal de Funchal, grâce auxquels la présente étude a pu être réalisée.

L'Archipel des Selvagens est situé au large des côtes du Maroc, à mi-chemin entre Madère et Ténériffe. Il se compose de trois îles: Selvagem Grande, Selvagem Pequena et Ilheu de Fora.

Les conditions atmosphériques ayant été défavorables, il ne fut possible de dresser que la carte géologique de la plus grande île et de faire seulement une rapide reconnaissance de la petite. Enfin, il fut tout à fait impossible de débarquer sur l'îlot de Fora.

Z.-J. JOKSIMOWITSCH (1910) fut le premier à s'intéresser à la géologie de cet archipel. Il publia une étude paléontologique du tuffeau calcaire de ces îles. Il le date du début du Miocène.

En 1911, C. CAGEL et L. FINCKH définissent les principaux types de roches volcaniques de la Selvagem Grande grâce aux échantillons que César DE NORONHA avait mis à leur disposition.

En 1940, J.-C. MORAIS consacre un mémoire à l'étude lithologique et géologique de l'archipel. Il y redéfinit les principaux types de roches et dresse une esquisse géologique de la Grande Selvagem où il fit escale pendant quelques jours.

En 1950 et 1951, E. JÉRÉMINE publie l'étude microscopique du matériel recueilli sur la Selvagem Grande en 1904, lors des campagnes océanographiques du Prince de Monaco.

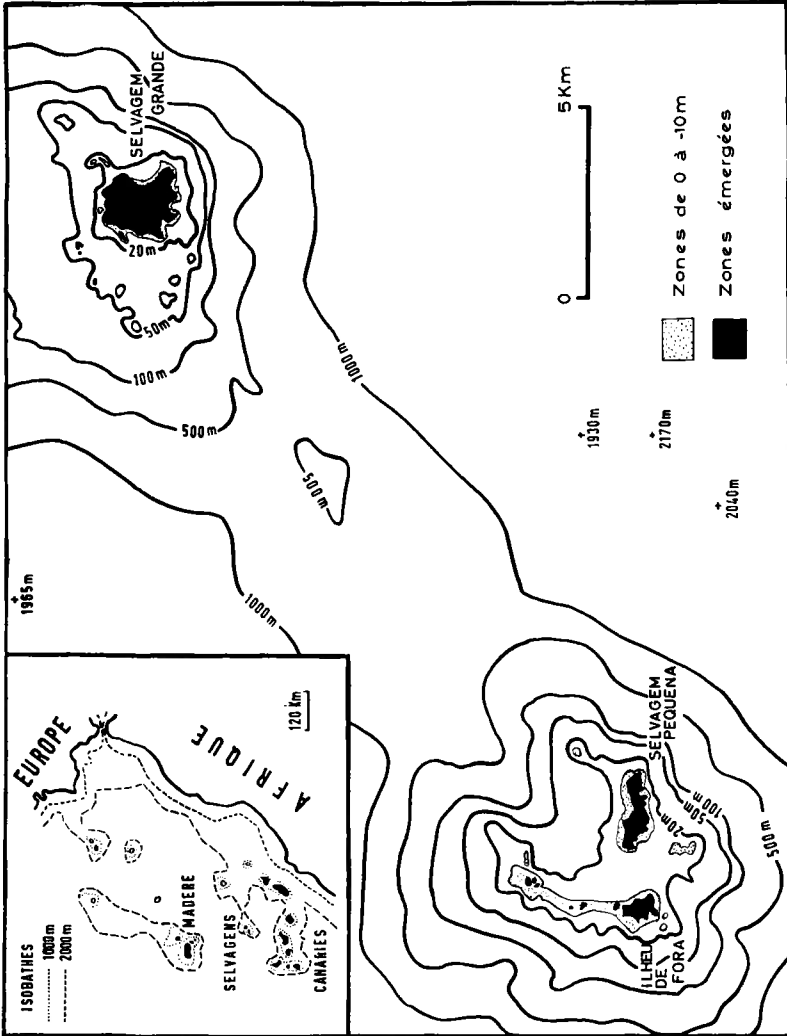
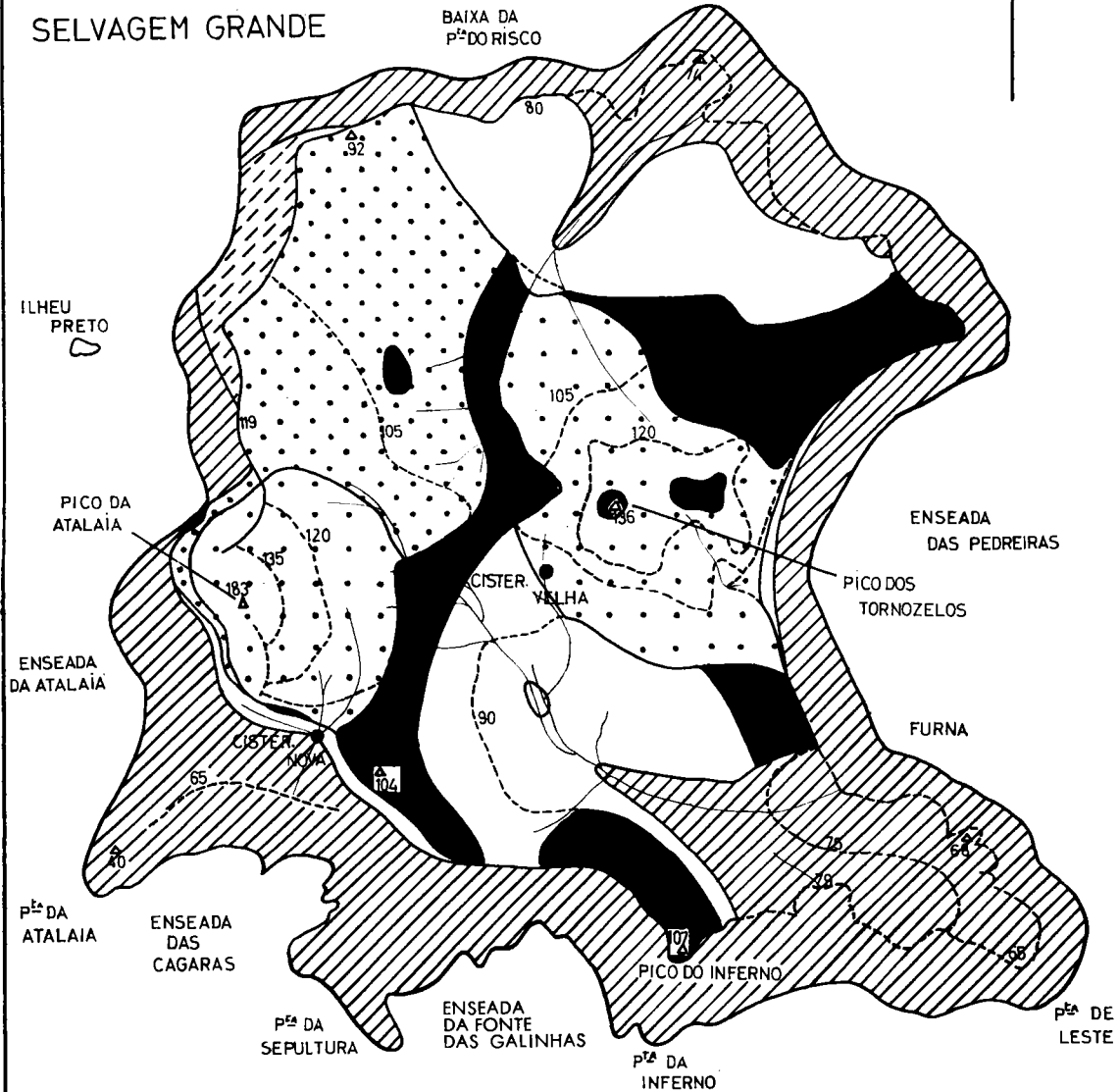


FIG. 1. — Situation géographique de l'Archipel des Selvagens.

CARTE GEOLOGIQUE
de
SELVAGEM GRANDE

P^{ta} DO CORGO
DA ARCIA

N



300m

FORMAÇÕES VOLCÂNICAS INFERIORES.

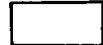


LAVAS PHONOLÍTICAS



TUFFS PHONOLÍTICOS

FORMAÇÕES SEDIMENTÁRIAS INTERMEDIÁRIAS (B₁+C)



GONGLOMERATS (B₁), CALÇAIRE (B₁), TUFFITE (C, C₁)

FORMAÇÕES VOLCÂNICAS SUPERIORES.



R. PYROCLÁSTIQUES BASÁLTICOS (C₁+D₁)
INCOHERENTES.



R. PYROCLÁSTIQUES BASÁLTICOS (D₁)
SOUDÉES.



LAVES BASÁLTICOS (D₂)

Cet auteur décrit trois types pétrographiques, à savoir: une ankaramite néphélinifère basanitique, une première phonolite à faciès tinguaitique et une seconde phonolite à faciès tinguaitique mais à tendance muritique.

Tout dernièrement, Aires BARROS (1961) découvre dans les collections du Musée géologique de l'Institut supérieur technique de Lisbonne, des échantillons provenant de la Selvagem Grande. Il redécrit les trois types pétrographiques identifiés par E. JÉRÉMINE et les enrichit de trois analyses chimiques reproduites ci-dessous (il faut signaler que la troisième roche est altérée):

	1	2	3
SiO ₂	40,27	51,68	53,55
TiO ₂	3,60	0,86	0,58
Al ₂ O ₃	13,73	20,66	20,80
Fe ₂ O ₃	9,03	3,14	3,11
FeO	3,12	1,64	0,74
MnO	0,12	0,08	0,22
MgO	7,92	1,88	0,61
CaO	11,91	2,99	1,42
Na ₂ O	3,23	9,74	9,83
K ₂ O	1,54	3,81	3,98
H ₂ O ⁺	2,99	2,93	1,47
H ₂ O ⁻	1,47	0,55	1,18
P ₂ O ₅	1,16	0,07	0,10
	<hr/>	<hr/>	CO ₂ 2,04
	100,09	100,03	Cl 0,14
			<hr/>
			99,77
	Ankaramite basanitique	Phonolite muritique	Phonolite muniongitique

Enfin, le travail le plus récent est l'article de K. KREJCI-GRAF (1961) qui étudie les mouvements verticaux des îles Atlantiques. Cet auteur [13, p. 92-94] résume la bibliographie traitant des îles Selvagens et conclut que la plate-forme sous-marine de 70-80 mètres au nord de Selvagem Grande est due à l'abrasion sous-marine et non à l'enfoncement isostatique comme le pense J.-C. MORAIS (1948).

I. ETUDE DE SELVAGEM GRANDE

A. GÉOMORPHOLOGIE

L'île Selvagem Grande n'est en fait qu'une plate-forme de quelques kilomètres carrés, que limitent de toutes parts des falaises abruptes d'environ cent mètres de hauteur.

Ces falaises ont été profondément déchiquetées, si bien que l'île est entourée de nombreux écueils et d'îlots. La plate-forme présente deux élévations: à l'Ouest, le Pico da Atalaia (183 m) et, à l'Est, le Pico dos Tornozeiros (136 m). Le Pico do Inferno (107 m) fait pratiquement partie de la plate-forme (*carte h.-t.*).

La ligne médiane de l'île, joignant les deux élévations joue le rôle de crête de partage entre les bassins hydrographiques de deux ruisseaux torrentiels qui se jettent à la mer, l'un à la Ponta do Corgo da Areia, au Nord, et l'autre à la Furna, au Sud-Est.

B. CONSTITUTION GÉOLOGIQUE (*carte h.-t.*)

Trois coupes géologiques relevées le long des falaises sud, est et ouest font connaître la succession des formations qui constituent l'île.

1. *Coupe de l'Enseada das Pedreiras (Est) (Fig. 2)*

Du niveau de la mer au sommet du Pico dos Tornozeiros, soit sur 136 m, on a relevé la coupe suivante de bas en haut:

Formation A (de 0 à environ 75 m)

Roches volcaniques vertes altérées de type phonolitique, sans texture particulière.

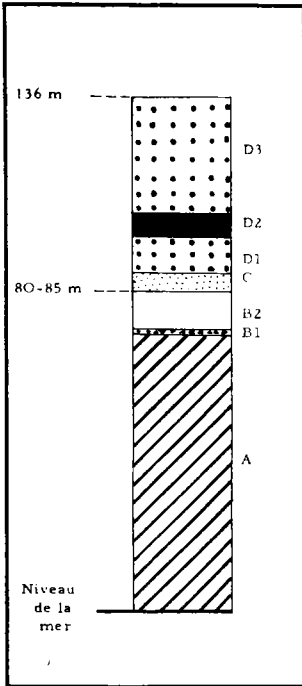


FIG. 2. — Coupe du Pico dos Tornozelos.

Formation B (de 75 à 80-85 m)

*B*₁: Conglomérat à éléments provenant de la formation A et de dykes; ciment calcaire (épaisseur: $\pm 0,50$ m).

*B*₂: Environ 10 m de tuffeau calcaire pouvant se subdiviser en trois parties:

- a) Tuffeau coquillier grossier avec quelques niveaux contenant des galets de phonolite;
- b) Tuffeau grossier mais sans galet;
- c) Tuffeau blanc très fin, sans galet.

Formation C (de 80-85 m à 85-90 m)

*C*₁: Quelques centimètres (au maximum 10) de tuffite blanche et noire, finement stratifiée.

*C*₂: Environ 0,50 m de tuffite orange à stratification fine et lenticulaire.

*C*₃: De 4 à 5 m de tuf grossier, noir, très poreux et non stratifié; ce tuf est rarement consolidé.

Remarque. Les horizons *C*₃ et *D*₁ sont séparés par une couche calcaireuse blanche de 2 à 3 cm d'épaisseur, surmontée par une couche de 10 à 15 cm de tuf formé par de gros lapilli basaltiques vacuolaires cimentés par du calcaire.

Formation D (de 90 à 136 m)

*D*₁: Accumulation d'éjections volcaniques diverses: scories, lapilli, bombes fusiformes, bombes en « bouse de vache », etc. Ce matériel présente la teinte rouge brique caractéristique de l'oxydation sous les conditions subaériennes. Ces éjections sont souvent aplaties et soudées à un point tel que l'on croit parfois avoir à faire à une véritable coulée à fissuration colonnaire. L'épaisseur de ce niveau varie de 0 à 10 m.

D_2 : Coulée de lave basique d'environ 7 m d'épaisseur.

D_3 : Identique à D_1 , ce niveau se prolonge jusqu'au sommet du Pico dos Tornozeles, soit sur une épaisseur de trente mètres.

Sur le terrain on constate que le Pico dos Tornozeles est une colline d'éjections volcaniques de forme conique.

Les pendages des couches de pyroclastes sont d'environ 25 à 30°; le sommet de la colline est aplati. Ce dernier, enfin, recoupe deux culots d'environ 50 mètres de diamètre, constitués de laves basaltiques compactes et riches en olivine.

Ces caractères sont ceux d'un cône volcanique profondément érodé.

2. Coupe de l'Enseada das Cagarras (Sud) (Fig. 3)

Le long du sentier qui monte en lacets de la crique d'ancrage, appelée Enseada das Cagarras, jusqu'au signal topographique 104 m sur le plateau, on peut observer la coupe suivante:

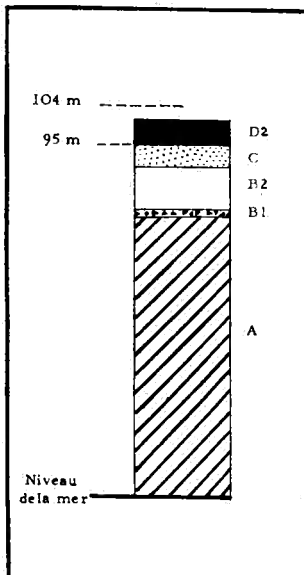


FIG. 3. — Coupe de l'Enseada das Cagarras.

Formation A (de 0 à 75-80 m)

Roches volcaniques vertes porphyriques ou aphyriques du type phonolitique.

Cette formation de base, sans texture visible, est traversée par des filons de deux types:

a) Des dykes verticaux, à minéraux carbonatés secondaires.

Leur épaisseur est d'environ 0,50 cm (pl. II, *Fig. b*).

b) Des remplissages de fissures formés de calcaires à « graded-bedding » normal (pl. II, *fig. c*).

Formation B (de 75-80 m à 85-90 m)

*B*₁: Conglomérat formé d'éléments provenant de la formation A, cimentés par un calcaire (Épaisseur $\pm 0,50$ m).

*B*₂: Tuffeau calcaire stratifié (Épaisseur $\pm 10-12$ m).

Formation C (de 90 m à 95 m)

Tuf volcanique grossier, vaguement stratifié, à ciment calcaire.

*Formation D*₂ (de 95 à 100 m)

Coulée de lave basique vacuolaire d'environ 5 mètres d'épaisseur. La base de la coulée est lisse.

3. Coupe de l'Enseada da Atalaia (Ouest) (Fig. 4)

Du niveau de la mer au sommet du Pico da Atalaia, point culminant de l'île, soit sur 183 mètres, on observe la succession suivante:

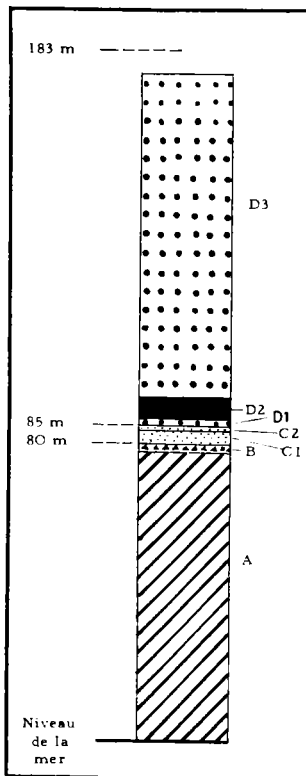


FIG. 4. — Coupe du Pico da Atalaia.

Formation A (de 0 à 80 m)

Roches volcaniques vertes, porphyriques, du type phonolitique. Cette formation ne présente pas de texture particulière.

Formation B:

Sur 0,50 m d'épaisseur, on observe un conglomérat formé d'éléments de la formation A, cimentés par du calcaire.

Formation C (de 80 à 85 m)

*C*₁: Tuf grossier massif de couleur orange et plus ou moins consolidé (Épaisseur: 5 m).

*C*₂: Tuf stratifié cimenté par du calcaire (Épaisseur d'environ 0,50 m).

Formation D (de 85 à 183 m)

*D*₁: Lapilli, scories et « bouses de vache » présentant la teinte rouge caractéristique de l'oxydation sous conditions subaériennes.

Ces éjections volcaniques sont plus ou moins soudées.

L'épaisseur de ce niveau varie de 0,50 à 1 m.

D_{2a} : Au sud du Pico, on observe une petite coulée basaltique d'environ 1,5 m d'épaisseur, à base scoriacée. Il s'agit d'un basalte compact et riche en olivine.

D_{2b} : Sous le Pico, on a à faire à une accumulation de lambeaux de laves peu vacuolaires de quelques centimètres d'épaisseur (type « bouse de vache ») alternant avec des zones de petits lapilli bulleux et rougeâtres. Le tout est intimement soudé en une roche compacte pipernoïde qui a l'aspect d'une coulée basaltique à fissuration colonnaire de 5 à 10 m d'épaisseur.

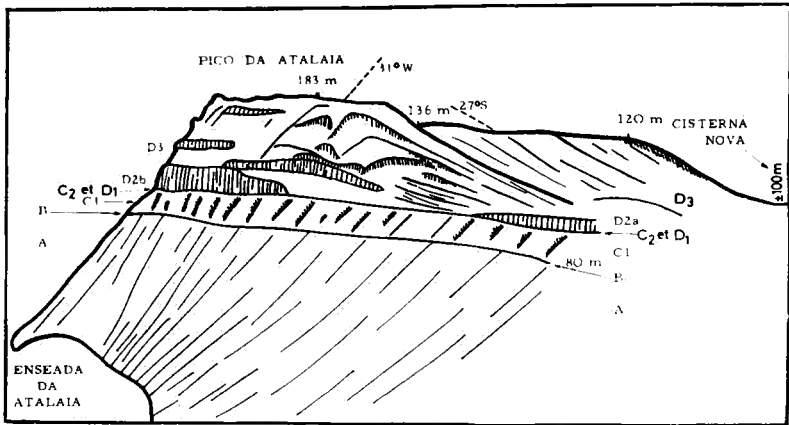


FIG. 5

Croquis de la face sud du Pico da Atalaia.

D_3 : Accumulation d'éjections basiques diverses: scories, lapilli, bombes fusiformes et en « bouse de vache » présentant la teinte rouge brique de l'oxydation. Cette formation est riche en enclaves homogènes de divers types.

La formation D_3 présente, suivant l'endroit de la coupe de l'Enseada da Atalaia, une stratification à pendage apparent 27° Sud, au sud du Pico, qui s'annule à la Cisterna Nova. Sous le Pico, le pendage apparent est de 31° Ouest.

En fait, il s'agit de deux systèmes de couches se recoupant suivant un angle d'environ 120° à l'aplomb du sommet du Pico da Atalaia (fig. 5).

De plus, la topographie et les mesures sur le terrain révèlent que le Pico da Atalaia est une colline où les pendages des couches d'éjections volcaniques sont d'environ 30° et que ces pendages convergent en un point situé à quelques dizaines de mètres à l'ouest de son sommet.

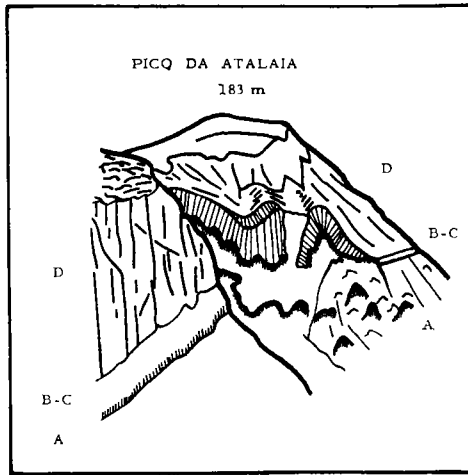


FIG. 6

Croquis de la face nord-ouest du Pico de Atalaia.

Cette colline est coupée en ce point par une falaise verticale orientée Nord-Sud.

Enfin, lorsqu'on observe cette falaise depuis la mer, on remarque que les formations B, C et D_1 disparaissent à peu près à l'aplomb du sommet, tandis qu'en ce même point, les formations D_2 et D_3 s'incurvent en deux lèvres non jointives (*fig. 6* et *fig. b* de la *planche III*).

Cette disposition est typique d'un volcan coupé en deux suivant la direction Nord-Sud par la falaise de la côte ouest. Le cratère de ce volcan serait à environ 50 mètres à l'ouest du sommet du Pico da Atalaia (*fig. 7*).

Remarque

Bien que généralement homogène, la formation inférieure permet parfois d'observer des textures particulières:

a) *Enseada da Fonte das Galinhas* (côte sud)

On y observe que la masse des volcanites vertes est divisée en colonnes orientées horizontalement. Il s'agit donc d'une gigantesque intrusion verticale.

b) *Baixa da Ponta do Risco* (côte nord)

On peut y voir un bel exemple de coupole de lave à division columnaire en éventail.

c) *Face à l'Ilheu Preto* (côte ouest)

La formation n'est plus représentée par une lave compacte, mais par des tufs stratifiés (*fig. c. pl. III*).

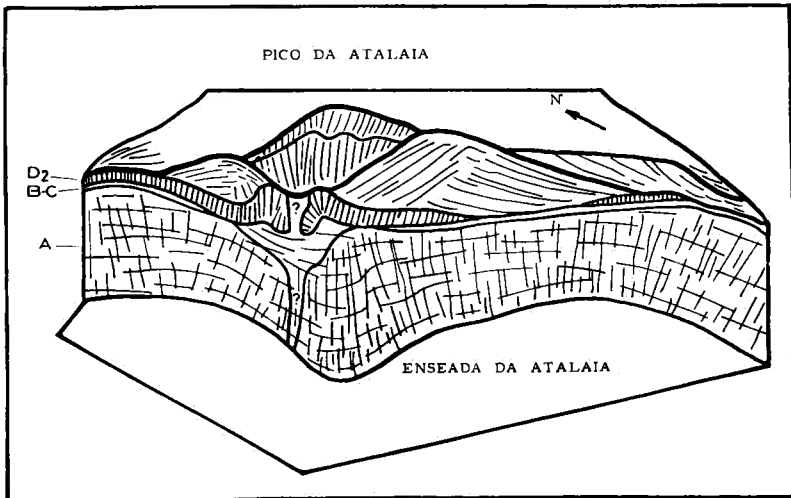


FIG. 7

Reconstitution schématique du Pico da Atalaia.

C. PÉTROGRAPHIE DES ROCHES VOLCANIQUES

Les coupes typiques qui viennent d'être décrites permettent de considérer les deux grands ensembles volcaniques suivants:

1. Un ensemble inférieur, représenté par la formation A, constituée de volcanites vertes et exceptionnellement de tufs et traversée par des intrusions de volcanites noires.

2. L'ensemble supérieur représenté par des tufs noirs (C₂), par des amas pyroclastiques (D₁ et D₃) avec leurs enclaves et par des coulées de laves noires (D₂).

I. Ensemble inférieur

Trois types de volcanites le forment: (1) volcanites vertes porphyriques, (2) volcanites vertes aphyriques, (3) volcanites noires intrusives.

1. *Les volcanites vertes porphyriques*: (Cisterna Nova, Punta da Atalaia, Ponta da Sepultura, Ponta de Leste) (Echantillons A₁, A₂, I).

Observations macroscopiques:

Roches formées de très nombreux phénocristaux xénomorphes blanc-laiteux et de phénocristaux automorphes hyalins à sections quadrangulaires ou hexagonales, dispersés dans une pâte verte. Lorsque cette roche est altérée, les sections hexagonales et rectangulaires prennent une teinte jaune-orange et la pâte devient noirâtre.

Observations microscopiques:

(Voir *tableau 1* p. 26: I₁).

Phonolites néphéliniques porphyriques

Phénocristaux.

Néphéline: Grands cristaux automorphes nombreux et isolés, à sections carrées, rectangulaires ou hexagonales, ou en pages polyédriques formées par l'association de plusieurs cristaux. Dans ce dernier cas la néphéline est souvent biaxe comme l'avait déjà observé E. JÉRÉMINE (1951). Les minéraux d'altération (sodalite et hydronéphéline) se substituent à la néphéline le long des fissures et sur le pourtour des phénocristaux.

Sanidine: Grands cristaux automorphes abondants et isolés, à section polyédrique ou rectangulaire, parfois maclés suivant la loi de Carlsbad.

Häüyne: Cristaux fréquents subautomorphes, riches en fines inclusions. L'häüyne présente le même type d'altération que la néphéline.

Augite aegyrienne: Grands cristaux subautomorphes et zonés, rares.

Amphibole: Dans les échantillons de phonolite néphélinique prélevés à Cisterna Nova, il faut signaler la présence de phénocristaux xénomorphes d'une hornblende sodique brune entourés d'une première couronne de très petits cristaux de magnétite et d'une seconde couronne formée par un fin feutrage de micro-lites d'augite aegyrienne (fig. 8). E. JÉRÉMINE [10, p. 10] a décrit de telles couronnes de réaction autour des phénocristaux d'hornblende et de biotite (?), dans son étude de la phonolite II de Selvagem Grande. A. LACROIX [14, p. 32-33] a observé « des phénocristaux de fayalite cerclés de magnétite et d'augite » dans la murite de Muri Point. Enfin, A. JOHANSEN [11, p. 125] fait remarquer que les phénocristaux d'amphibole sodique sont souvent « surrounded by a rim of magnétite grains and augite microlithe ».

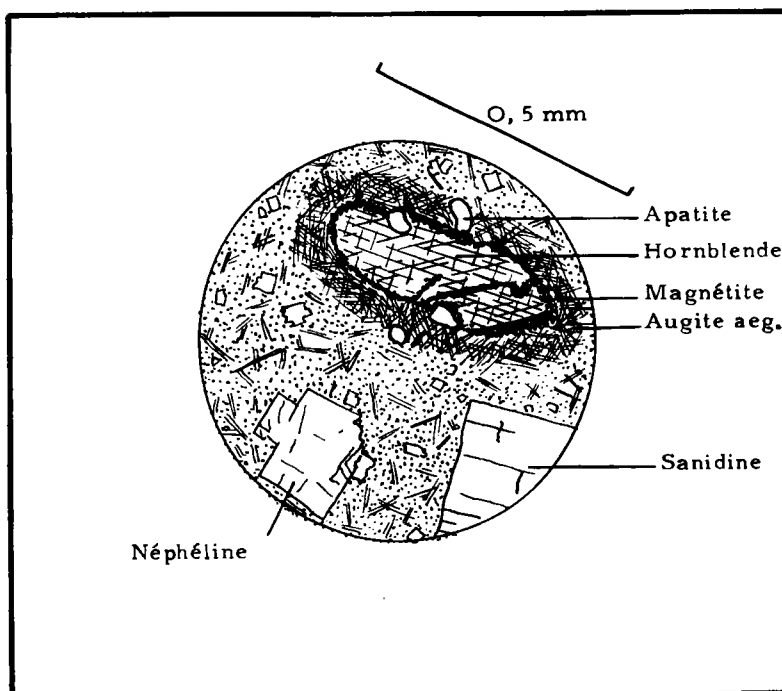


FIG. 8

Phonolite néphélinique porphyrique de la Cisterna Nova.

Ces couronnes de réactions indiquent un état de déséquilibre de l'amphibole.

Pâte:

On peut y reconnaître (*fig. 8*) l'association de fins microlites de néphéline, de sanidine et d'augite aegyrienne avec des granules de magnétite et d'apatite. On y distingue encore quelques petits cristaux automorphes de sphène parfois entourés d'une couronne de fins microlites d'augite aegyrienne.

2. *Les volcanites vertes aphyriques:* (Enseada das Cagarras, Enseada das Galinhas, Baixa da Ponta do Risco) (Echantillon K, B, C_{1a}).

Observations macroscopiques:

Roches formées de rares phénocristaux xénomorphes, blanchâtres et de quelques phénocristaux à sections hexagonales ou rectangulaires noyés dans une pâte abondante gris vert. Lorsque cette roche est altérée elle se macule de petites tâches vertes plus foncées que la mésostase. Il arrive qu'une structure fluidale y soit observée.

Observations microscopiques:

(voir *tableau 1* page 26: I₂)

Tinguaité néphélinique aphyrique

Phénocristaux: Peu abondants.

Néphéline: Quelques grands phénocristaux automorphes à section carrée ou hexagonale, bordés par une couronne d'altération. Les fissures de ce minéral sont remplies par des produits d'altération: hydronéphéline fibreuse, sodalite, analcime et calcite.

Sanidine: Très rares et grands phénocristaux automorphes.

Sodalite: Très rares microphénocristaux automorphes à section carrée.

Augite aegyrienne: Très rares microphénocristaux subautomorphes (parfois automorphes), zonés et à structure en sablier.

Pâte:

Tout à fait identique à celle des phonolites porphyriques I₁ (voir ci-dessus).

Les barylites représentent 40 % de la roche.

3. *Les intrusions de volcanites noires*: (Enseada das Cagarras) (Echantillon D).

Observations macroscopiques:

Roche ne contenant que quelques rares et petits phénocristaux d'olivine noyés dans une pâte brune extrêmement vacuo- laire; il s'agit de très petites vacuoles qui ne sont observables que parce qu'elles sont remplies de minéraux secondaires blancs.

Observations microscopiques:

(voir *tableau 1* page 26: I₃).

Ankaramite porphyrique

Phénocristaux

Forstérite: Petits cristaux automorphes ou clastiques très abon- dants. L'olivine est fortement altérée en hématite et iddingsite.

Clinopyroxène: Petits cristaux automorphes ou clastiques très abondants d'un pyroxène attribué à l'augite commune.

Pâte:

Formée par l'association de petits microlites de plagioclase (*labrador* à 60 % d'An.) et de très nombreux petits microlites de clinopyroxène. On distingue encore d'abondants petits granu- les de magnétite.

Vacuoles:

Remplies par des zéolites fibreuses et de la calcite.

II. *Ensemble supérieur*

Trois types de volcanites le forment: (1) hyalotufs, (2) basal- tes, (3) enclaves.

1. *Hyalotufs*: (formation C) (échantillons C et C').

Observations macroscopiques:

Il s'agit d'une accumulation massive (non stratifiée) et le plus souvent incohérente de lapilli vitreux. La taille de ces lapilli

varie de quelques millimètres à un centimètre, rarement plus. Une observation minutieuse permet de constater qu'ils proviennent souvent de la fragmentation, suivant des plans de ruptures nets, de lapilli plus grands. La teinte de ces lapilli est d'un noir brillant lorsqu'ils sont frais et d'un brun mat lorsqu'ils sont altérés. On observe enfin des textures d'étirement et de torsion à la surface de nombreux fragments et quelques lapilli sont de véritables petites bombes.

Ces lapilli sont parfois cimentés par des incrustations de minéraux secondaires et dans ce cas on peut réellement parler d'un tuf.

Observations microscopiques:

(tableau 1, page 26, II₁)

L'étude des lames minces révèle que le plus souvent les lapilli sont essentiellement constitués d'un verre volcanique clair, transparent et, plus rarement, d'un verre volcanique noirâtre ou opaque. Des fragments de phénocristaux de forstérite y sont abondants tandis que l'augite y est très rare.

On observe des linéoles de flux qui reflètent, à l'échelle microscopique, les textures d'étirement et de torsion visibles à l'œil nu. Enfin, bien que certaines vacuoles soient déjà bordées de minces lisérés de produits secondaires zéolitiques et montmorillonitiques, la palagonitisation du verre basique semble totalement inexistante.

Remarque

Rappelons brièvement (voir page 11) que le niveau C₃ de l'Enseada das Pedreiras où cette roche est la mieux représentée, repose par l'intermédiaire de quelque cinquante centimètres de tuffite sur les tuffeaux calcaires de la formation B et qu'elle est séparée des éjections basaltiques de la formation D surincombante par une couche de 2 à 3 cm de tuffeau calcaire.

Le niveau C₃ est donc entièrement sous-marin.

Pourtant il s'agit d'une roche résultant de l'activité explosive d'un volcan comme l'indiquent les textures de l'affleurement et la structure des lapilli. Puisque le terme hyaloclastite créé par

A. RITTMANN (1958) ou celui de « aquagene tuff » créé par D. CARLISLE (1963) ne peuvent s'appliquer selon ces auteurs qu'à des roches résultant de l'émiettement des croûtes vitreuses des « pillows » (RITTMANN, 1958) ou de la granulation instantanée de la lave au contact de l'eau (D. CARLISLE, 1963 et J. HONNOREZ, 1961) et que les termes anglais de « vitric tuff » (similaire à cinérite), de « subaqueous tuff » (tufs déposés dans l'eau) ou de « tuffite » se rapportent à des roches ayant une autre origine, je propose de donner le nom d'*hyalotuf* à une roche consolidée ou en voie de consolidation qui serait formée par l'accumulation de lapilli basiques vitreux résultant d'explosions volcaniques sous-aquatiques (travaux inédits en cours à ce sujet).

2. *Les coulées et necks basiques: (Formation D₂)*

a) Culot volcanique du Pico dos Tornozelos (Echantillon H).

Observations macroscopiques:

Lave diaclasée à nombreux nodules de cristaux d'olivine dispersés dans une pâte noirâtre aphyrique.

Observations microscopiques (tableau 1, page 26: II 2a).

Basalte néphélinifère porphyrique

Phénocristaux

Forstérite: Grands cristaux automorphes ou clastiques nombreux, fréquemment altérés en iddingsite.

Augite commune: Rares cristaux automorphes zonés et à structure « en sablier ».

Pâte:

Formée par l'association de très nombreux petits microlites d'augite, de plagioclase (labrador à 70 % d'An) et de granules de magnétite. On distingue encore quelques petites plages interstitielles de néphéline associée à la sodalite et à l'analcime, le plus souvent autour des vacuoles.

b) Coulée de lave entre la Cisterna Nova et le Pico da Atalaia: (échantillon Pico 2)

Observations macroscopiques:

Lave compacte à nombreux phénocristaux d'olivine isolés ou groupés en nodules et, dans ce cas, l'olivine est associée à un pyroxène. Ces éléments sont dispersés dans une pâte noire, très fine. On observe quelques rares vacuoles remplies de minéraux blancs secondaires.

Observations microscopiques (tableau 1, page 26: II 2b).

Basalte néphélinifère porphyrique*Phénocristaux*

Forstérite: Grands cristaux subautomorphes nombreux, en voie d'altération en iddingsite.

Enstatite: Rares cristaux, parfois maclés, subautomorphes.

Pâte:

Formée par l'association de petits microlites de pagoclase (labrador à 70 % d'An), d'augite titanifère avec des granules de forstérite (\pm altérée en iddingsite) et de magnétite.

On distingue quelques plages xénomorphes d'une mésostase vitreuse verdâtre à structure sphérolitique de dévitrification et de rares plages xénomorphes de néphéline interstitielle. Il faut encore signaler la présence de rares petits granules d'apatite.

Vacuoles

Remplies par de la calcite et des zéolites.

c) Coulée de lave de la côte sud (échantillon E).

Observations macroscopiques:

Lave à rares phénocristaux d'olivine noyés dans une pâte vacuolaire grise. Les vacuoles sont remplies par des minéraux secondaires blancs.

Observations microscopiques (tableau 1, page 26: II 2c).

Basalte aphyrique*Phénocristaux (peu abondants)*

Forstérite: Rares petits cristaux subautomorphes en voie d'altération en iddingsite.

Pâte:

Réseau désordonné de petits microlites de plagioclase (labrador à 65 % d'An) dont les mailles sont occupées par des plages xénomorphes où s'associent la forstérite, l'augite et la magnétite.

Vacuoles

Remplies par la calcite et les zéolites.

d) Coulées de lave de la côte ouest (échantillon F prélevé à la surface de la coulée).

Observations macroscopiques:

Lave légèrement scoriacée par endroits, à très nombreux phénocristaux d'olivine groupés en gros nodules de plusieurs centimètres de diamètre. Dans ces nodules, l'olivine est le plus souvent associée à un pyroxène.

Observations microscopiques (tableau 1, page 26: II 2d).

Ankaramite porphyrique*Phénocristaux:*

Forstérite: Très nombreux petits cristaux clastiques ou sub-automorphes.

Enstatite: Grands cristaux rares entourés d'une double couronne réactionnelle dont la bordure intérieure est constituée par de très petits microlites de nature inconnue (augite?) et la bordure extérieure par de petits cristaux arrondis d'olivine.

Augite commune: Rares petits cristaux automorphes.

Pâte:

Formée par un fin feutrage d'augite microlitique auquel s'associent quelques très petits microlites de plagioclase et de nombreux granules de magnétite.

3. Les enclaves de la formation D₃

a) *Péridotites* (échantillon Pico a).

Roches uniquement formées de cristaux xénomorphes d'olivine auxquels s'associent quelques cristaux d'ortho- et de clinopyroxène.

b) **Jacupirangite**: échantillon Pico b (*tableau 1*, p. 26: II 3b).

Roche phanéritique noire à grain moyen, essentiellement formée de microlites courts d'amphibole s'enchevêtrant et s'ordonnant en un réseau dont de rares mailles sont occupées par un minéral blanc. Le nom « amphibolite » donné sur le terrain a été abandonné car la microscopie a montré par la suite qu'il s'agissait en fait d'une jacupirangite dont le pyroxène est partiellement rétrotransformé en amphibole et biotite. En effet, le microscope révèle que cette roche est formée par un enchevêtrement de grands cristaux zonés dont le cœur est constitué par de l'augite entouré d'une première couronne réactionnelle de hornblende brune et d'une seconde de biotite. Les espaces interstitiels sont remplis de néphéline xénomorphe et de calcite secondaire. Enfin le tout est parsemé de très nombreux petits granules de magnétite et d'apatite.

c) *Augite diopsidique* (échantillon Pico c).

Monocristaux verts à contours arrondis de plusieurs centimètres de long.

d) *Titanomagnétite et magnétite* (échantillon Pico d).

Ces minéraux sont associés en granules dont le plus grand atteint deux centimètres de diamètre.

e) *Bloc projeté*: échantillon e (*tableau 1*, p. 26, II 3c).

Roche gris foncé présentant l'aspect d'une lave compacte et homogène à nombreux et grands phénocristaux d'amphibole.

En fait, le microscope permet de constater qu'il n'y a pas de mésostase mais un ciment constitué par une mouture de minéraux que traversent des linéoles de phénocristaux clastiques. Il s'agit donc d'un tuf.

On reconnaît dans le ciment des petits fragments de cristaux de hornblende, d'augite aegyrinique, de sanidine, de néphéline, d'haüyne et d'olivine ainsi que des granules de magnétite, d'apatite et des petits cristaux automorphes de sphène.

Phénocristaux:

Hornblende basaltique et hornblende commune zonée en de très nombreux et très grands cristaux automorphes et clastiques. L'angle d'extinction de la hornblende basaltique atteint un maximum de 23°.

TABLEAU I. — Résumé des observations microscopiques

Minéraux constitutifs	Phénocristaux							Pâte					Minéraux secondaires		Noms proposés	
	Néphéline	Feldspathoïdes	Saïdine	Enstatite	Clinopyroxènes	Amphibole	Forstérite	Néphéline microcritique	Saïdine microcritique	Plagioclase microcritique	Clinopyroxène microcritique	Magnétite	Accessoires	Remplissage		Altération
I ₁	x ⁺	Ha ⁺	x ⁺		A-a ⁺	H-c		xx	xx	A-a	x	Sp Ap			So An Ze	Phonolite néphélinique
I ₂	(x) ⁺	So ⁺	x ⁺		A-a ⁺		xx	x		A-a _{xxx}	x	Sp Ap			So An Ze	Tinguaitite néphélinique
I ₃					A ^{xxx}		xxk		60 % An	A _{xxx}	xx			Ca Ze	He	Ankaramite
II ₁					A		xxk+	VERRE		A	x					Verre basique
II _{2a}					A ^(x)		xxk+	(x)-	70 % An	A _{xx}	x				So An	Basalte néphélinifère
II _{2b}				(x) ±			xxk ±	(x) - Verre	70 % An	A-ti	x	Ap _{xx}		Ca Zeo		Basalte néphélinifère
II _{2c}							xxk ±		65 % An _{xx}	A-	x			Ca Ze		Basalte
II _{2a}				(x)-	A ^(x)		xxk		(x)	A _{xx}	x					Ankaramite
II _{2b}	x ^(x)				x _x	H-b _{xx}					x	Sp Ap _x Be	Ca			Jacupirangite
II _{2c}	x ^k	Ha ⁺ ou An.	x ^k		A-a ^{k+} A	H-b ^{k+} H-c _{xx}	x ^k	x		A-a	x	Sp Ap			So An	Tuf hétérogène

LISTE DES SYMBOLES UTILISES DANS LE TABLEAU I

1. *Minéraux*

A	=	Augite commune	Ha	=	Haüyne
A-a	=	Augite aegyrienne	H-b	=	Hornblende basaltique
A-ti	=	Augite titanifère	H-c	=	Hornblende commune
An	=	Analcime	He	=	Hématite
Ap	=	Apatite	So	=	Sodalite
Bt	=	Biotite	Sp	=	Sphène
Ca	=	Calcite	Ze	=	Zéolite

2. *Fréquence*

(x)	=	peu abondant à rare
x	=	fréquent
xx	=	dominant, abondant

3. *Forme (en exposant)*

+	=	automorphe
±	=	subautomorphe
-	=	xénomorphe
k	=	clastique

Augite commune: Nombreux cristaux automorphes et clastiques à structure zonaire; le cœur des cristaux étant constitué par de l'augite et le bord par de l'augite aegyrienne.

Sanidine: Grands cristaux rarement automorphes groupés en agrégats et en linéoles.

On observe encore en moindre quantité des cristaux clastiques de néphéline et d'olivine et quelques cristaux automorphes d'un feldspathoïde attribuable à l'analcime ou à l'haüyne.

D. SUCCESSION DES ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES

Comme nous l'ont montré les diverses coupes géologiques, la Selvagem Grande est constituée de trois formations bien distinctes auxquelles correspondent trois grandes séries d'épisodes géologiques.

I. *Episode du volcanisme phonolitique*

Durant le premier épisode volcanique, de grandes masses intrusives et effusives de phonolites néphéliniques et de tinguaïtes se mirent en place.

Il s'agissait sans doute de laves visqueuses car on observe surtout des coupes, de grands dykes, de grands sills et, plus

rarement, des coulées proprement dites. L'activité explosive semble faible.

C'est pendant ce premier épisode que s'édifièrent les assises de l'île. Il dut être long, car les laves phonolitiques s'accumulèrent jusqu'à l'altitude actuelle de 80 mètres. A la fin de cet épisode, ces laves furent traversées par des intrusions de roches feldspathoïdiques à gros phénocristaux de hornblende.

En effet, bien qu'on ne puisse observer *in situ* les dykes de cette roche à la Grande Selvagem, rappelons qu'on en trouve des fragments dans le conglomérat de base de la formation sédimentaire.

Il est impossible de préciser quels furent les mouvements isostatiques et volcanotectoniques durant cette première période. On peut seulement affirmer que la formation inférieure émergea pendant un laps de temps suffisant pour que l'érosion et la sédimentation côtières constituassent le conglomérat de base de la formation sédimentaire (1).

2. *Épisode sédimentaire*

Cet épisode correspond à une période d'inactivité volcanique qui, après la formation d'un conglomérat de base, permet le dépôt d'un tuffeau calcaire et la vie d'organismes.

Les microfossiles ont permis de dater cette formation (2). Selon Z.J. JOKSIMOWITSCH (1910), C. GAGEL (1911) et E. JÉRÉMINE (1950-1951) il s'agirait d'un calcaire oligocène ou miocène inférieur. Cet épisode de sédimentation marine se termine avec l'apparition d'un volcanisme basaltique qui est représenté ici par le dépôt de tuffites basaltiques. Cependant la sédimentation calcaire se poursuit durant le début de ce nouvel épisode volcanique (Voir la remarque de la p. 11).

(1) Rappelons que ce conglomérat est constitué d'éléments volcaniques empruntés aux phonolites, aux tinguaites et à la roche à gros phénocristaux de hornblende, le tout cimenté par un calcaire. Le laps de temps dut être très court et le transport limité, car ces éléments sont encore subanguleux.

(2) MM. CUVILLIER et MARIE y ont reconnu des Rotalidées, des Textularidées, des Amphistélines et des Mélobésiées [10, p. 16].

3. *Episode du volcanisme basaltique*

Cette seconde phase volcanique débute par une brève période explosive sous-marine comme le montre la couche quasi continue d'hyalotuf.

Lors de ce dernier épisode, on assiste à la construction d'édifices volcaniques du type monogénique mixte, c'est-à-dire à l'apparition de volcans côniques constitués de tufs et d'éjections, incohérents ou soudés, de basaltes basanitiques, d'ankaramites, etc...

Cette activité explosive alterne avec de brefs épisodes effusifs concrétisés par les diverses coulées de basaltes et de basaltes néphélinifères.

Le Pico dos Tornozeiros en est un exemple et le Pico da Atalaia nous en donne la coupe médiane.

Rappelons (voir pages 11 et 13) que les niveaux de tuffeau calcaire et d'hyalotuf, tous deux d'origine sous-marine, se trouvent actuellement à une altitude de 80 à 90 mètres au dessus du niveau de la mer.

Ceci implique que toute l'île a subi un mouvement isostatique ascendant d'une amplitude égale.

II. ÉTUDE DE SELVAGEM PEQUENA

A. GÉOMORPHOLOGIE

L'îlot de Selvagem Pequena est un grand écueil rocheux d'environ deux kilomètres de longueur et de quelques centaines de mètres de largeur, dont la plus grande partie est au raz des flots.

Au centre de l'île se trouve un petit plateau d'une altitude moyenne de 10 mètres qui est immergé à l'époque des tempêtes.

Enfin, le point le plus élevé de l'îlot, le Pico do Veado, atteint 49 mètres d'altitude.

L'îlot est entouré d'une ceinture d'écueils qui en rend l'accostage très dangereux.

B. CONSTITUTION GÉOLOGIQUE (*fig. 9*)

La partie la plus basse de l'île et ses écueils sont constitués par un agglomérat pyroclastique rougeâtre de lapilli volcaniques vacuolaires. Des enclaves mésocrates y sont nombreuses et elles atteignent parfois 20 centimètres de diamètre.

Le Pico do Veado est constitué par la même roche.

Cette formation est traversée par un réseau de dykes verticaux, aux directions conjuguées grossièrement N-S et E-W. Ces intrusions sont de différents types (voir pétrographie) et leur épaisseur varie de quelques décimètres à un mètre. Leur nombre est tellement grand qu'il est impossible de les cartographier, si ce n'est à l'aide de photos aériennes.

Il faut encore signaler un gros dyke de 50 mètres de largeur au centre de l'îlot. Sa direction est N-S. Il s'agit d'une roche phonolitique verte à fissuration colonnaire horizontale.

Le plateau central de l'île est constitué par un sable calcaire que perce le Pico do Veado.

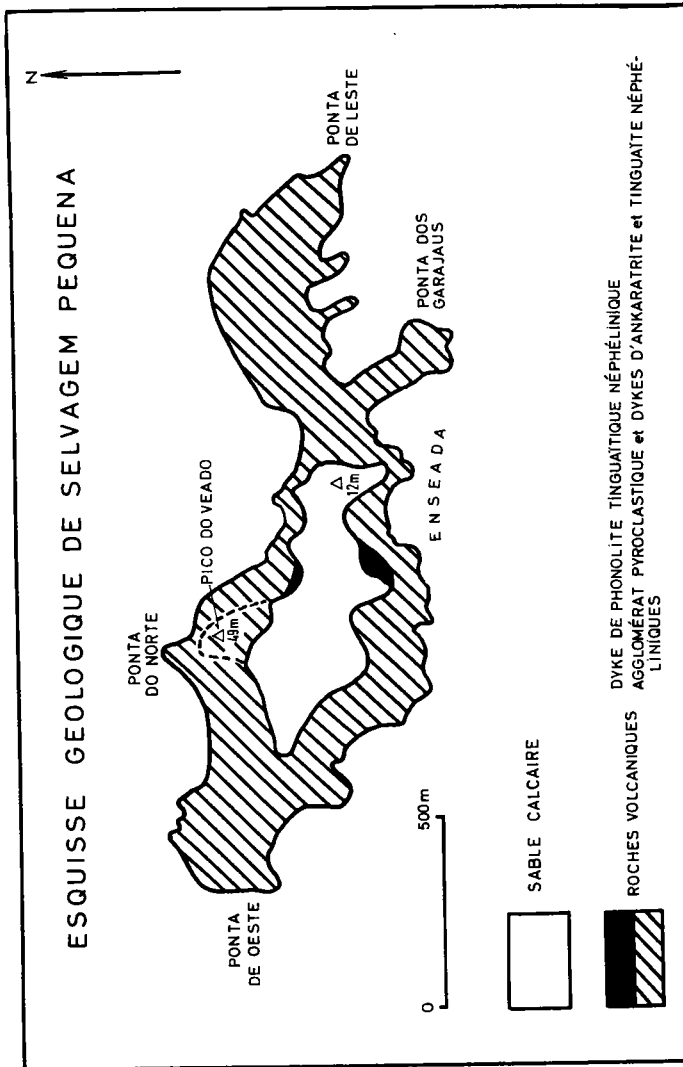


FIG. 9. — Esquisse géologique de Selvagem Pequena.

C. PÉTROGRAPHIE DES ROCHES VOLCANIQUES

1. Echantillon 2a (dyke d'orientation N-S)

Observations macroscopiques

Lave compacte grise à grands phénocristaux nombreux et allongés de pyroxène noir et à nombreux petits phénocristaux

pseudomorphosés par une matière tendre jaunâtre. Ces phénocristaux sont noyés dans une pâte gris-sombre.

On observe aussi de fréquents cristaux de grand pyroxène noir à faciès de chondres.

Observations microscopiques

(voir I₁, tableau 2, page 36).

Ankaratrite feldspathoïdifère porphyrique

Phénocristaux

Augite: Nombreux et grands cristaux automorphes à structure zonaire; le cœur en est occupé par de l'augite aegyrienne alors que le bord est de l'augite commune.

On observe encore de grandes tâches polyédriques où s'associent la serpentine, la calcite et de l'oxyde de fer. Il s'agit probablement de pseudomorphoses de phénocristaux d'olivine.

Pâte:

Elle est formée par un enchevêtrement de petits microlites d'augite, de granules magnétite et de plages xénomorphes d'un feldspathoïde attribué à la sodalite.

2. Echantillon 2b (dyke d'orientation E-W)

Observations macroscopiques

Lave compacte, noire, tout-à-fait aphanitique. On y observe quelques petites vacuoles remplies par des minéraux secondaires blancs.

Observations microscopiques

(voir I₂ tableau 2, page 36).

Ankaratrite feldspathoïdique aphyrique

Phénocristaux (peu abondants)

Augite: très rares cristaux automorphes.

Pâte:

Identique à celle de I₁ (voir ci-dessus) mais la néphéline xénomorphe s'associe aux plages interstitielles de sodalite.

3. Echantillon 5b (dyke d'orientation N-S)

Observations macroscopiques

Lave compacte à grands phénocristaux de hornblende (parfois plusieurs centimètres de diamètre) et à nombreux phénocristaux pseudomorphosés par une matière tendre, orange. Ces phénocristaux sont cimentés par une pâte grise vacuolaire.

Observations microscopiques

(voir I₃, tableau 2, page 36).

Ankaratrite feldspathoïdifère porphyrique*Phénocristaux*

Augite: Très nombreux cristaux automorphes d'augite zonée: l'augite aegyrienne en occupe le centre, le bord étant constitué d'augite commune.

Hornblende brune: Nombreux et grands cristaux subautomorphes.

On constate encore la présence de nombreuses taches polyédriques de serpentine associée à un peu de calcite, provenant probablement de la pseudomorphose de cristaux d'olivine.

Pâte:

De très nombreux microlites subautomorphes d'augite et de petits granules de magnétite sont cimentés par une mésostase constituée par un feldspathoïde de nature indéterminable.

Vacuoles:

Remplies par des zéolites et de la calcite.

4. Echantillon 3 (dyke d'orientation E-W)

Observations macroscopiques

Lave compacte, noire, à phénocristaux de pyroxènes noirs et à nombreux petits phénocristaux pseudomorphosés par une matière tendre et verte. Ces phénocristaux sont noyés dans une pâte noire.

Observations microscopiques

(voir I₄, tableau 2, page 36).

Tinguaitique néphélinique porphyrique*Phénocristaux*

Augite: Cristaux automorphes très abondants, à structure zonaire; le centre est de l'augite aegyrienne, le bord étant de l'augite commune.

Sanidine: Quelques petits cristaux subautomorphes.

On observe encore de nombreuses pseudomorphes d'olivine en serpentine et calcite.

Pâte:

De très nombreux petits microlites d'augite forment un réseau irrégulier dont les mailles sont occupées par des plages xénomorphes de néphéline en voie d'altération en sodalite, calcite et zéolite. Le tout est parsemé d'abondants granules de magnétite et d'apatite.

5. Echantillon 6 (orientation N-S, dyke central de 50 mètres d'épaisseur)

Observations macroscopiques

Lave compacte, gris-vert, très riche en petits phénocristaux à section carrée ou hexagonale, cimentés par une pâte verdâtre. On y observe de nombreuses et fines fibres noires de pyroxène.

Observations microscopiques

(voir I₅, tableau 2, page 36).

Phonolite tinguaitique néphélinique porphyrique*Phénocristaux*

Augite aegyrienne, sanidine, néphéline et hâÿne en petits cristaux automorphes uniformément répartis dans toute la lame, le pyroxène étant de loin le plus abondant.

A ces minéraux sont associés de très petits cristaux automorphes de sphène, de magnétite et quelques-uns de rutile.

On observe enfin un cristal xénomorphe de biotite.

Pâte:

Formée par un enchevêtrement de petits microlites de sanidine, de néphéline et d'augite aegyrienne accompagnés de petits granules de magnétite et d'apatite.

II. *Enclaves*

Echantillons 5a et 1 (*pl. IV, fig. 6*)

Il s'agit des enclaves observées dans l'agglomérat pyroclastique constituant la formation inférieure de l'île. Elles sont accompagnées de nodules de biotite uniaxe.

Observations macroscopiques

Roche phanéritique à grain moyen formée de gros prismes de pyroxène noir s'enchevêtrant en un réseau dont les mailles sont occupées par un matériel blanchâtre où l'on distingue un minéral hyalin et un autre laiteux.

Observations microscopiques

(voir II, *tableau 2*, page 36)

Shonkinite

Cette roche à structure foyaitique est formée par un enchevêtrement de grands cristaux allongés d'augite aegyrienne. Les espaces entre ces cristaux sont occupés par une association néphéline-sanidine-haüyne subautomorphes. Il faut encore signaler la présence de fréquents granules d'apatite et de magnétite.

TABLEAU II. — Résumé des observations microscopiques.

Minéraux constitués	Phénocristaux							Pâte			Miné- raux secon- daires	Noms proposés
	Feldspathoïde	Sandine	Clinopyroxène	Amphibole	Pseudomorpho- ses de l'olivine	Feldspathoïde	Sandine	Clinopyroxène microtitique	Magnétite	Accessoires		
I ₁			A A-a ⁺ xx		Sr Ca Hc	So ⁻		A ± xx	x			Ankararite feldspathoïdifère
I ₂			A ⁺ xx			Ne ⁻ So		A ^m xx	x			Ankararite feldspathoïdique
I ₃			A A-a ⁺ xx	H ⁺ x	Sr Ca	x ⁻		A ± xx	x		Ca Zc	Ankararite feldspathoïdifère
I ₄		x ±	A A-a ⁺ xx		Sr Ca	Ne ⁻		A ^m xx	x	Ap	So Ca Zc	Tinguaïte
I ₅	Ne ⁺ Ha ⁺	x ⁺	A-a ⁺ xx			Ne ^m	x ^m	A-a ^m	x	Sp ⁺ Ru ⁺ B ^{tk} Ap ±		Phonolite tinguaïtique néphélinique
II	Ne ± x Ha ⁺	x ⁻	A-a ± xx						x			Shonkinite

LISTE DES SYMBOLES UTILISES DANS LE TABLEAU II

1. *Minéraux*

A	=	Augite commune	He	=	Hématite
A-a	=	Augite aegyrique	Ne	=	Néphéline
Ap	=	Apatite	Ru	=	Rutile
Bt	=	Biotite	So	=	Sodalite
Ca	=	Calcite	Sp	=	Sphène
Ha	=	Haüyne	Sr	=	Serpentine
H	=	Hornblende	Ze	=	Zéolite

2. *Fréquence (en indice)*

(x)	=	peu abondant à rare
x	=	fréquent
xx	=	dominant, abondant

3. *Forme (en exposant)*

+	=	automorphe
±	=	subautomorphe
-	=	xénomorphe
m	=	microlitique
k	=	clastique

III. CONCLUSIONS

Sur l'île Selvagem Pequena, on ne peut observer que deux formations: une formation volcanique inférieure, représentée par l'agglomérat pyroclastique et son réseau de dykes et une formation sédimentaire supérieure, représentée par le sable calcaire. Si cette dernière correspond au niveau de tuffeau calcaire constitant l'essentiel de la formation intermédiaire de Selvagem Grande, nous devons admettre que les formations inférieures des deux îles se correspondent; c'est-à-dire, que l'agglomérat pyroclastique et le dyke de phonolite tinguaitique néphélinique de 50 m d'épaisseur de la petite île et les laves phonolitiques de la grande, appartiennent à la même formation de base.

Nous devons admettre aussi que la formation supérieure basaltique de Selvagem Grande est totalement absente de Selvagem Pequena. Il faut alors supposer que l'épisode de volcanisme basaltique ne s'est pas produit sur la petite île ou que s'il s'est produit, il a été complètement érodé.

Pour établir l'équivalence exacte des formations sédimentaires des deux îles, il faudrait une étude micropaléontologique comparative.

On peut cependant conclure que:

1. Les roches éruptives constituant les deux îles, appartiennent à la même famille et dérivent d'un même magma sodique. Une étude approfondie exigerait des analyses chimiques des différentes roches afin de les déterminer avec plus de précision.
2. Les roches éruptives les plus anciennes de l'archipel des Selvagens sont représentées par des enclaves de phanérites sodiques: jacupirangites et shonkinites.

On peut donc supposer que les assises profondes de l'archipel sont constituées de roches phanéritiques dont la composition est voisine de celle de ces enclaves.

3. L'évolution magmatologique des laves des deux îles est la suivante: commençant par des laves sodiques, à déficit de silice

et relativement pauvres en Ca, le volcanisme s'est terminé par des laves alcalicalciques tendant à être saturées en silice. En effet, les phonolites, tinguaites et ankaratrites néphéliniques de la formation inférieure présentent un indice sérial (1) élevé: 47,5 pour la « phonolite muritique » (Analyse 2 de L. AIRES BARROS, voir p. 9) et 47,5 pour la « phonolite muniongitique » (Analyse 3 de L. AIRES BARROS, voir p. 9). Il s'agit donc de laves à caractère atlantique extrême.

D'autre part, les basaltes et ankaramites néphélinifères ou non, de la formation supérieure présentent un indice sérial plus faible: 7,4 pour le basalte ankaramitique (Analyse 1 de L. AIRES BARROS, voir p. 9). Il s'agit d'une lave à caractère atlantique moyen. Il apparaît donc que le caractère atlantique des laves de l'archipel a eu tendance à diminuer au cours du temps.

Laboratoire
de Minéralogie et de Pétrographie
de l'Université Libre de Bruxelles

$$(1) \text{ Indice sérial} = \frac{(K_2O + Na_2O)^2}{SiO_2 - 43} [17]$$

BIBLIOGRAPHIE

- [1] AIRES BARROS, L. (1961): Sobre a Petrologia da Selvagem Grande (*Bol. de Museu e Laboratorio Mineralogico e Geologico da Faculdade de Ciências*, T. 9, fasc. 1, p. 43-51, Lisboa).
- [2] BOURCART, J. (1946): Contribution à l'étude du peuplement des îles Atlandides. Chapitre Géologie. (*Soc. de Biogéographie*, T. 8, p. 9 et suivantes, Paris).
- [3] CARLISLE, D. (1963): Pillows breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia (*Journ. of Geology*, Vol. 71, fasc. 1, p. 48, Chicago).
- [4] FERNÁNDEZ-NAVARRO, L. (1926): Iles Canaries (Guide Géologique du XIV^e Congrès Géologique International, Madrid).
- [5] FINCKH, L. (1911): Die Vulkanischen Gesteine der Insel Selvagem Grande (*N.J. Mineralogie*, T. 31, p. 417-420, Stuttgart).
- [6] GAGEL, C. (1911): Beiträge zur Kenntnis der Insel Selvagem Grande (*N.J. Mineralogie*, T. 31, p. 386-420, Stuttgart).
- [7] HONNOREZ, J. (1961): Sur l'origine des hyaloclastites (*Bull. Soc. belge de Géol.*, T. LXX, p. 407, Bruxelles).
- [8] JÉRÉMINE, E. (1939): 72^e Congrès des Soc. Sav., p. 167.
- [9] — (1950): Contribution à la connaissance lithologique de la Grande Selvagem (*Bull. Inst. Océanographique de Monaco*, n^o 969, p. 1-10, Monaco).
- [10] — (1951): Contribution à la connaissance lithologique de la Grande Selvagem (*Revista da Faculdade de Ciências*, 2^e Série, Vol. 1, fasc. 1, p. 5-20, Lisboa).
- [11] JOHANNSEN, A. (1958): A descriptive Petrography of Igneous Rocks, 4e ed. T. IV, (Chicago).
- [12] JOKSIMOWITCH, Z.J. (1910): Die Zweite Mediterranaustufe von Porto Santo und Selvagem (Sonder Abdruck aus der *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, T. 62, p. 1).
- [13] KREJCI-GRAF, K. (1961): Vertical Bewegungen der Makaronesen (*Geol. Rundschau*, T. 51, Fasc. 1, Frankfurt).
- [14] LACROIX, A. (1927): La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie Australe (*Mém. Acad. Sc.*, T. 59, p. 1-82, Paris).

- [15] MORAIS, J.C. (1940): Arquipélago das Selvagens (*Publicacoês do Museu Mineralogico e Geologico de Universidade de Coimbra, Mémoires e Notícias*, n° 11, Coimbra).
- [16] — (1948): Os Arquipelagos da Madeira e Selvagens (*Bol. soc. Geol. Portugal*. Vol. VII, Fasc. 23, p. 1-32, Porto).
- [17] RITTMANN, A. (1958): Sulla determinazione quantitativa delle serie magmatiche (*Rev. « Stromboli »*, n° 6, Messine).
- [18] — (1958): Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosiddetti tufi palagonitici (*Atti Ac. Gioenia*, Ser. IV, Vol. IV, fasc. 6, p. 311, Catania).



TABLE DE MATIERES

INTRODUCTION	7
I. <i>Etude de Selvagem Grande</i>	
A. Géomorphologie	10
B. Constitution géologique	10
C. Pétrographie des roches volcaniques	16
D. Succession des événements géologiques	27
II. <i>Etude de Selvagem Pequena</i>	
A. Géomorphologie	30
B. Constitution géologique	30
C. Pétrographie des roches volcaniques	31
III. <i>Conclusions</i>	38
BIBLIOGRAPHIE	40
PLANCHES	

LEGENDES DES PLANCHES

PLANCHE I

Selvagem Grande - Enseada das Pedreiras.

FIG. a — Vue générale de l'Enseada das Pedreiras.

FIG. b — Le contact entre la formation phonolitique inférieure (A) et la formation sédimentaire intermédiaire. (B₁, B_{2a} et B_{2b})

FIG. c — Le contact entre les niveau B_{2c} (tuffeau calcaire), C₁ et C₂ (tuffite) C₃ (hyalotuf).

PLANCHE II

Selvagem Grande - Enseada das Cagarras.

FIG. a — Vue générale de l'Enseada das Cagarras (côte S.-O.).

FIG. b — Dyke vertical d'ankaramite dans les phonolites de la formation inférieure (marteau = 0,50 m).

FIG. c — Remplissage d'une fissure dans les phonolites par un calcaire à « graded-bedding » normal (marteau = 0,20 m).

PLANCHE III

Selvagem Grande.

FIG. a — Pico da Atalaia - Vue générale de la face sud du Pico da Atalaia. (voir FIG. 5).

FIG. b — Pico da Atalaia - Vue de la face ouest du Pico da Atalaia (voir FIG. 6).

FIG. c — Côte ouest, face à l'Ilheu Preto.
Tufs phonolitiques stratifiés de la formation inférieure.

PLANCHE IV

Selvagem Pequena

FIG. a — Vue générale de l'île à marée basse.

FIG. b — Côte est: enclaves de shonkinite dans l'agglomérat pyroclastique de la formation inférieure (marteau - 0,20 m).

FIG. c — Pico do Veado - Dyke de lave ankaramitique à phénocristaux de hornblende basaltique (marteau - 0,20 m).

ERRATA

Carte géologique de Selvagem Grande, hors-texte:

1. Au sud de la Cisterna Velha (au centre du croquis) l'ellipse représente un affleurement basaltique (figuré noir).
2. Lire « Enseada das Cagarras » au lieu de « Enseada das Cagaras ».
3. Lire « Pt^a do Corgo da Areia » au lieu de « Pt^a do Corgo da Arcia ».
4. Lire « Pt^a do Inferno » au lieu de « Pt^a da Inferno ».

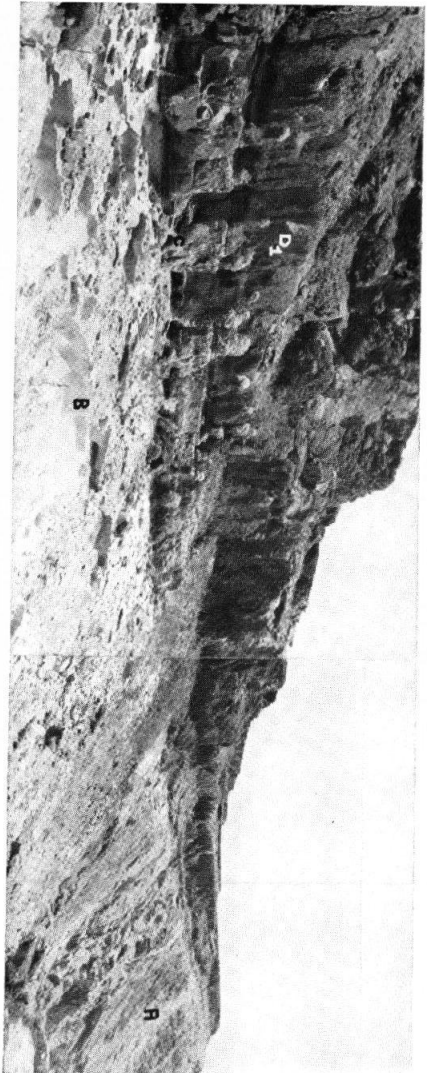


FIG. a



FIG. c

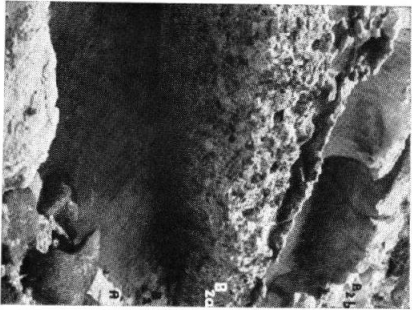


FIG. b

PLANCHE II

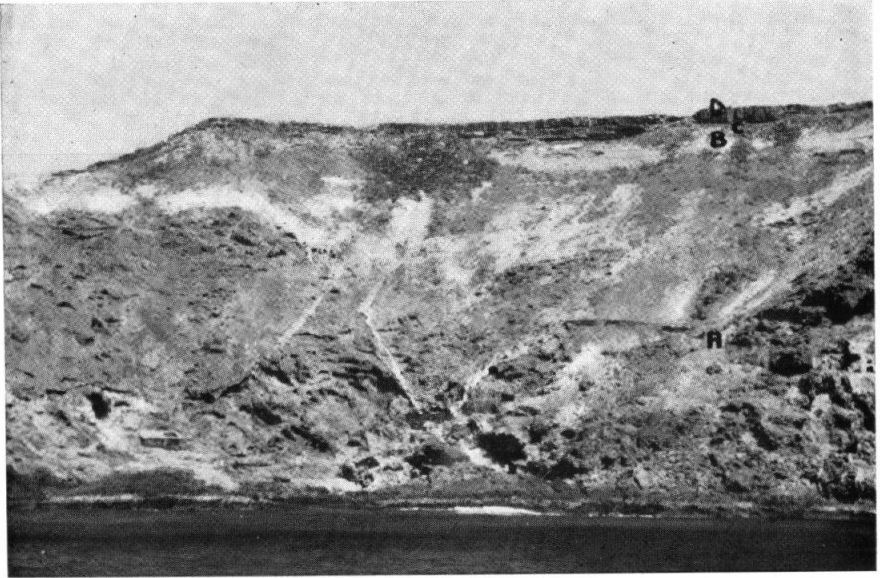


FIG. a



FIG. b



FIG. c

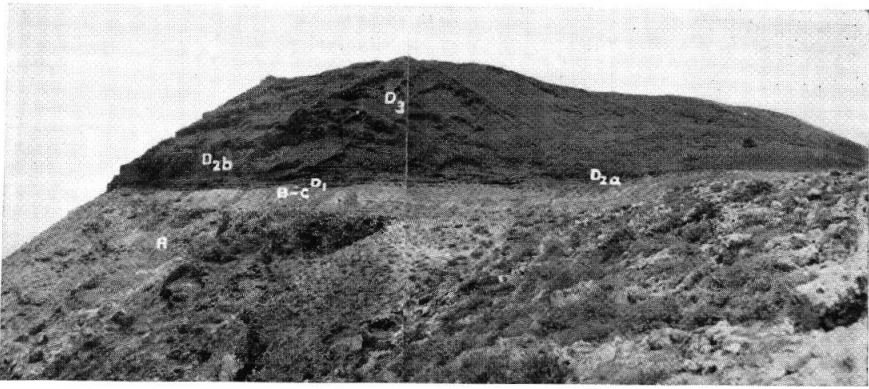


FIG. a

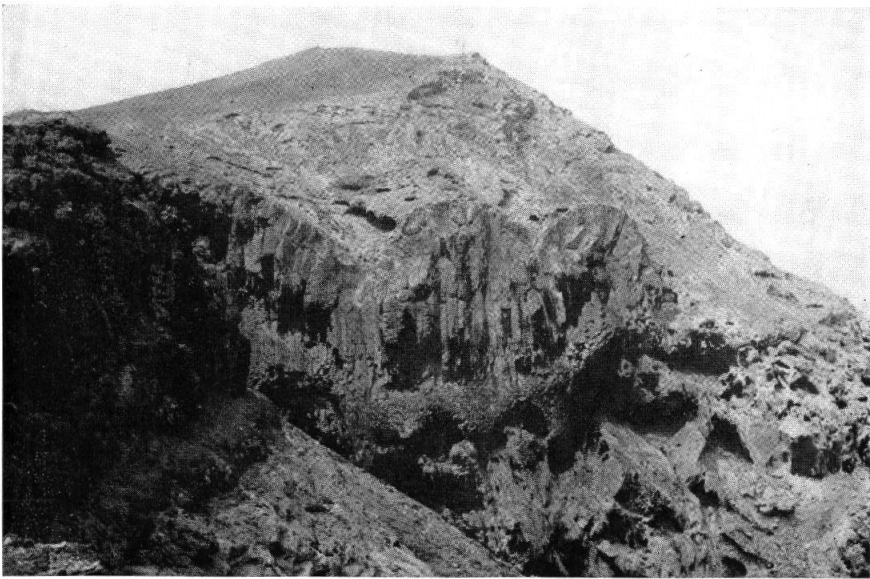


FIG. b

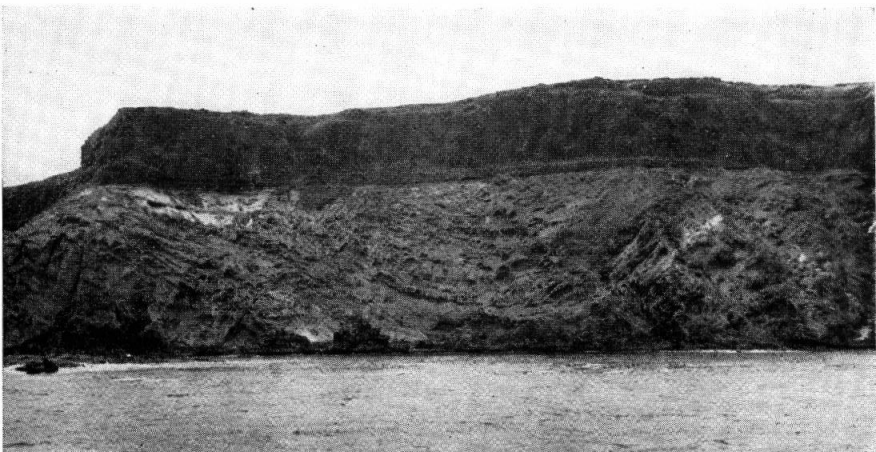


FIG. c

PLANCHE IV

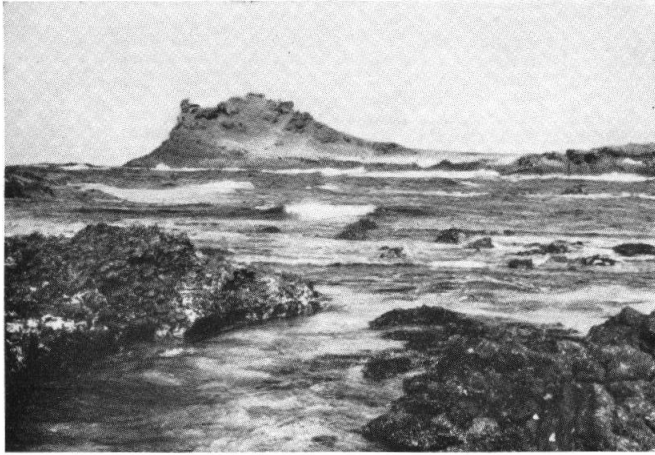


FIG. a

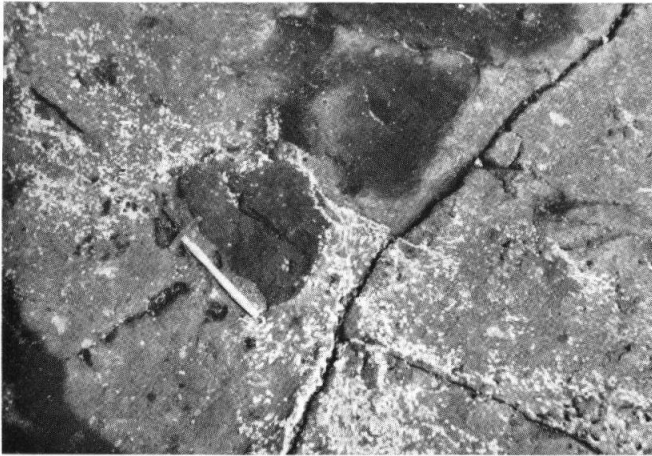


FIG. b

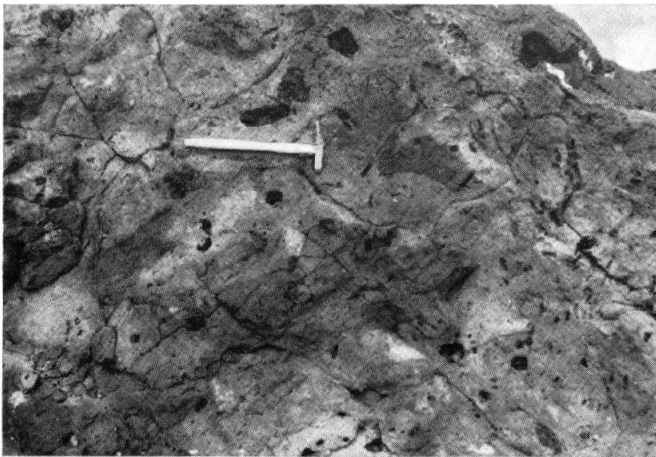


FIG. c



Achévé d'imprimer le 28 novembre 1966
par l'Imprimerie SNOECK-DUCAJU et Fils S.A., Gand-Bruxelles