

MINISTÉRIO DA ECONOMIA
SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA
DIRECÇÃO-GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS
SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.º 20 — (NOVA SÉRIE)

**Les complexes polymétamorphiques
precambriens de Morais et Bragança
(N-E du Portugal): étude pétrographique
et structurale**

par

PIERRE-MARC ANTHONIOZ
Université de Nancy

LISBOA
1972

CDU 55 (469) (05)

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL
MEMÓRIA N.º 20 — (NOVA SÉRIE)

**Les complexes polymétamorphiques precambriens
de Morais et Bragança (N-E du Portugal):
étude pétrographique et structurale**

MINISTERIO DA ECONOMIA
SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA
DIRECÇÃO GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS
SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.º 20 — (NOVA SÉRIE)

**Les complexes polymétamorphiques
precambriens de Morais et Bragança
(N-E du Portugal): étude pétrographique
et structurale**

par

PIERRE-MARC ANTHONIOZ
Université de Nancy

LISBOA
1972

INTRODUCTION

Le Nord-Est du Portugal (province du Trás-os-Montes oriental) est constitué par un vaste domaine de schistes épimétamorphiques recoupés de quelques massifs de granite. Dans les régions de Bragança et de Morais se trouvent aussi des formations cristallophylliennes mais de degré métamorphique plus élevé et aux caractères pétrographiques différents. Elles sont composées en effet d'amphibolites, pyroxénites, ultrabasites, éclogites, gneiss ocellés, micaschistes, migmatites...

L'absence de documents récents concernant ces unités et leur position structurale énigmatique représentaient un problème intéressant dont la solution pouvait éclairer d'un jour nouveau l'histoire géologique régionale.

Outre la cartographie précise et l'inventaire pétrographique de ces unités, l'objet essentiel du présent travail reste d'en retracer l'histoire géologique et de rattacher celle-ci au contexte, le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique.

I — Présentation régionale

Les deux complexes géologiques, objets de ce travail, se trouvent dans la province du Trás-os-Montes (Nord-Est du Portugal) (fig. 1), qui, comme l'essentiel du territoire portugais, appartient au socle de la Meseta ibérique pour laquelle F. LOTZE [1945] a proposé les subdivisions suivantes (fig. 2):

1) — *La Zone Cantabrique*, caractérisée par une série primaire se poursuivant jusqu'au Stéphanien et l'absence de métamorphisme. Les accidents tectoniques y sont déversés vers le Nord-Est;

2) — *La Zone de Léon et des Asturies occidentales* avec une série primaire métamorphisée allant de l'Infracambrien au Dévonien. La tectonique hercynienne est marquée par le déversement des accidents vers le Nord-Est;

3) — *La Zone de Galice et de Castille* dont le socle cristallin antécambrien est traversé par les granitisations hercyniennes, la couverture peléozoïque étant puissamment métamorphisée à l'hercynien;

4) — *La Zone Alcudienne et de Lusitanie orientale* avec série sédimentaire allant du Cambrien au Dévonien et recoupée de granites intrusifs. Les accidents sont déversés vers le Sud-Ouest;

5) — *La Zone de l'Ossa Morena* offrant un socle précambrien avec couverture cambro-stéphanienne et granites intrusifs. Les accidents tectoniques sont déversés vers le Sud-Ouest;

Portugal du Nord

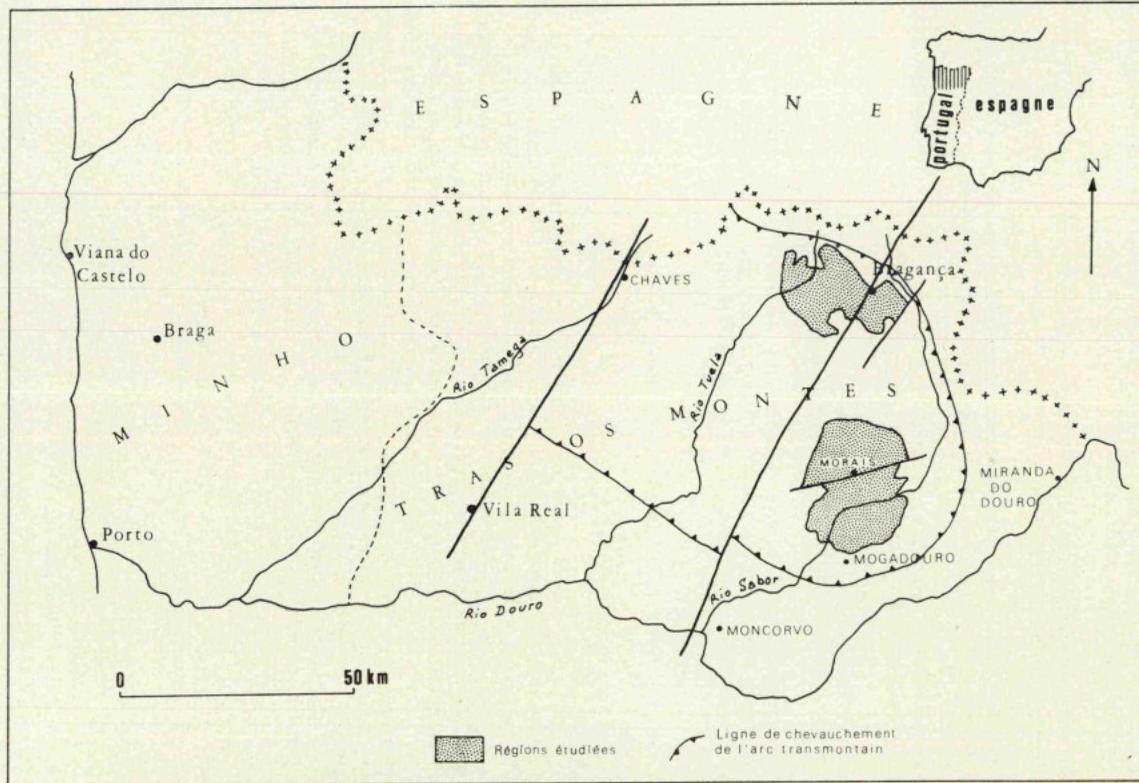


Fig. 1 — Situation des régions étudiées dans le Portugal du Nord

6) — *La Zone Sud-Portugaise* caractérisée par une série sédimentaire allant de l'Infracambrien au Stéphanien* avec de nombreuses lacunes. Les accidents tectoniques sont déversés vers le Sud-Ouest.

J. AUBOUIN [1961] admet que l'ensemble représenterait une chaîne à double déversement avec symétrie centrifuge dont l'axe serait figuré par la Zone (3) de Galice et de Castille.

De la figure 2 se dégagent déjà les grands traits structuraux du socle cristallin ouest-ibérique:

— la zone axiale de la chaîne hercynienne passe dans la région de Porto (Portugal) selon la direction hercynienne régionale (NW-SE).

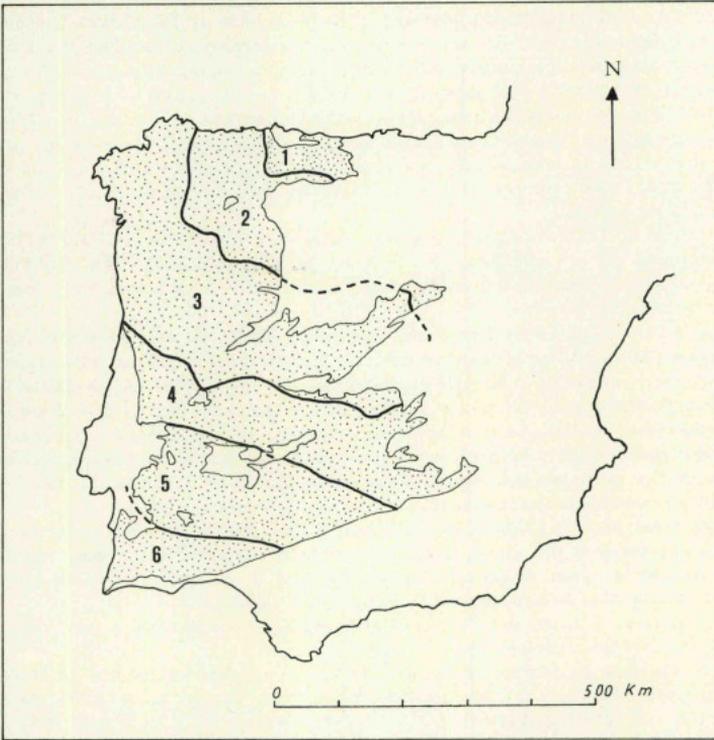


Fig. 2 — Subdivisions de la Meseta ibérique cristalline [d'après F. LOTZE, 1945]. Zone 1 Cantabrique, 2 de Léon et des Asturies occidentales, 3 de Galice et de Castille, 4 Alcudienne et de Lusitanie orientale, 5 de l'Ossa Morena, 6 Sud-Portugaise

* Ces formations restent mal datées.

— dans le Nord de la Zone (a) du Léon et des Asturies occidentales ainsi que dans la Zone (1) Cantabrique, la direction hercynienne majeure subit une inflexion méridienne particulièrement sensible en Asturie.

Le Portugal septentrional (Minho et Trás-os-Montes) (fig. 1) se subdivise en deux domaines géologiques. Des granites intrusifs, la plupart hercyniens, recoupant une couverture épimétamorphique, sont nombreux dans le Minho et le Trás-os-Montes occidental tandis que dans le Trás-os-Montes oriental les formations métamorphiques dominent. Le Trás-os-Montes oriental s'intègre à l'immense domaine géomorphologique de la Meseta ibérique, vaste zone de plateau, l'un des plus grands d'Europe [P. BIROT, 1964].

Le socle ancien est tranché par une surface d'érosion élaborée à partir de l'Eocène et sur laquelle s'observent en place et à travers toute l'Espagne des lambeaux conglomératiques riches en galets de quartz (rañas) d'âge présumé villafrancien.

En Trás-os-Montes oriental, la surface de pénéplaine est légèrement basculée vers le Sud avec une cote entre 700 et 1.000 mètres. Les formes morphologiques sont douces, collines arrondies mais dénivellations altimétriques importantes par suite du grand enfoncement du système hydrographique (rio Tuela, rio Sabor). Inversement, des reliefs résiduels composés de crêtes de quartzite dominent la surface de pénéplaine d'autant que le rejeu récent d'un réseau de failles, subméridiennes pour les principales, est à l'origine de longues dépressions en couloir. Celle de Bragança-Vilarica [A. RIBEIRO et al., 1960] traverse le Trás-os-Montes oriental du Sud au Nord pour se poursuivre de là en Espagne.

Protégé de l'influence océanique occidentale par la barrière de la Serra de Marão et les sommets qui la prolongent vers le Nord, le Trás-os-Montes oriental connaît un climat par certains aspects continental avec saison sèche très longue et neiges hivernales fréquentes.

Dans l'ensemble faiblement boisé, le paysage végétal du Trás-os-Montes reste fort conditionné par la nature géologique des sols. Les terrains schisteux relativement secs supportent une végétation rabougrie et clairsemée. Le châtaignier se rencontre sur les dépôts conglomératiques. Oliviers et amandiers croissent sur à peu près tous les terrains tandis que le chêne se développe sur le sol des roches basiques. D'une façon générale, les zones basiques conviennent mieux que les zones acides au développement des cultures et des prés. Les sols amphibolitiques de Morais et de Bragança tranchent sur le complexe schisteux environnant plus sec et moins boisés.

Les deux régions étudiées (fig. 1) sont définies par des formations de haut degré de métamorphisme et ont une extension à peu près comparable. La plus méridionale est centrée sur le village de Morais, l'autre, distante d'une quarantaine de kilomètres au Nord, sur la ville de Bragança et la localité de Vinhais.

La carte au 1/25.000 des Services Cartographiques de l'Armée a servi de fond topographique aux levés géologiques effectués.

Le complexe de Morais, d'environ 700 km², intéresse les feuilles de Macedo de Cavaleiros (78), Peredo (92), Morais (79), Lagoa (93) et *pro parte* celles de Vinhais (64), Izeda (65) et Mogadouro.

Le complexe de Bragança, couvrant 800 km², s'étend sur les feuilles de Vinhais (23), Vila Verde (24), Aveleda (25), Rebordelo (36), Rebordãos (37), Bragança (38)*.

* Afin de faciliter leur localisation, les noms des lieux cités seront suivis par le nom de la feuille au 1/25.000 sur laquelle ils se trouvent.

II — Aperçu Géologique du Trás-os-Montes Oriental

Les complexes de Morais et de Bragança forment des unités pétrographiques et structurales naturelles. Composés de roches acides, basiques et ultrabasiques de degré métamorphique surtout mésozonal et catazonal, ils tranchent sur le contexte, formations très faiblement métamorphiques ou sédimentaires, qui les cerne.

Les premières cartes géologiques du Portugal (1889) distinguent déjà dans la région de Trás-os-Montes oriental roches métamorphiques et granites.

F. J. NERY DELGADO ([1907], discriminant les diverses formations cristallophyllicennes, attribue les séries amphibolitiques à l'«Étage moyen de l'Archéen» et les schistes sériciteux et chloriteux à l'«Archéen supérieur» ou au Précambrien inférieur. Les séries peu métamorphisées sont admises dans le Cambrien inférieur (Cb1), un «Système Silurien» ayant été peu après reconnu [1908].

C. TEIXEIRA [1955] devait apporter une contribution essentielle à nos connaissances géologiques du Nord du Portugal. Il a établi que les séries métamorphiques antéordoviciennes en vastes affleurements dans le Trás-os-Montes constituaient un même ensemble stratigraphique et les a regroupées dans son Complexe Schistograuacke. Cette terminologie résulte de l'association dominante de schistes et de grauackes, à côté toutefois de conglomérats [C. TEIXEIRA, 1954], de quartzites, de calcaires...

Cependant, faute d'arguments paléontologiques et malgré la découverte de quelques *Lingulellinae* [C. TEIXEIRA *et al.*, 1964], l'âge du Complexe Schistograuacke reste mal établi, possiblement Infracambrien (Pruvost *sensu*) ou Cambrien inférieur.

Depuis peu, la géologie des formations surmontant, en Trás-os-Montes oriental, le Complexe Schistograuacke, est mieux connue à la suite des travaux de A. RIBEIRO *et al.* [1965] avec distinction des entités géologiques suivantes:

— *l'Ordovico-Silurien*, en repos sur le Complexe Schistograuacke par l'intermédiaire d'un conglomérat de base lenticulaire ou de niveaux détritiques grossiers, comprend des flyschs, grauackes, phanites, roches basiques, calcaires, schistes charbonneux, quartzites, schistes argileux. De nombreux fossiles permettent la datation: graptolites, brachiopodes, trilobites, etc... L'ensemble a été légèrement métamorphisé (sommet de l'épizone) ou localement plus transformé au contact de granites intrusifs.

— *la série transmontaine* surmontant l'Ordovico-Silurien s'en sépare par une surface de chevauchement. Deux unités y ont été distinguées:

— *le groupe du flysch* à la base, formé par une alternance de schistes, grauackes, grès... Il s'y trouve aussi des quartzites, lydienes, ampélites et calcaires. Schistes verts et métagrauackes du toit correspondent à une association volcanosédimentaire. L'âge du groupe est indéterminé. L'ensemble a été affecté par un métamorphisme épizonal et soumis à une tectonique intense de style tangentiel.

— *le groupe des schistes lie-de-vin* au sommet comporte une alternance répétée de quartzites, métagrauackes, schistes sériciteux et chloriteux, schistes verts, schistes lie-de-vin, porphyres gneissiques. Schistes verts et porphyres gneissiques sont le fait d'une association volcanosédimentaire acido-basique. Des calcaires en bancs discontinus affleurent en de nombreux points. A signaler quelques gisements de phanites. Un âge ordovico-silurien a été attribué à cet ensemble épimétamorphique après la découverte d'un graptolite [A. RIBEIRO *et al.*, 1965].

Les complexes métamorphiques de Morais et de Bragança sont situés au sommet de cet ensemble et en apparente superposition. La coupe présentée en la figure 3 pose

le problème fondamental de la relation positionnelle entre les complexes très métamorphiques et leur contexte épizonal.

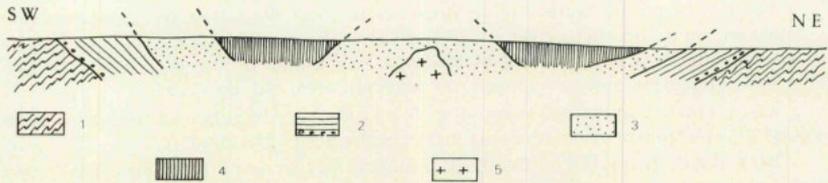


Fig. 3 — Coupe schématique du Trás-os-Montes oriental [d'après A. RIBEIRO *et al.*, 1965]. 1) — Complexe schistograuwaque. 2) — Série épizonale ordovico-silurienne. 3) — Série transmontaine. 4) — Série mésocatazonale de Morais-Bragança. 5) — Granite.

III — Aperçu sur la Géologie des Complexes Transmontains

L'existence de termes basiques et ultrabasiques dans les complexes du Trás-os-Montes a été très tôt reconnue mais il fut tout d'abord admis que les amphibolites dérivait des roches ultrabasiques par altération.

Dans sa thèse sur la région de Bragança-Vinhais, J. M. COTELO NEIVA [1948], qui aborde l'étude des formations surtout d'un point de vue pétrographique et chimique, indique une discordance entre les formations basiques et les schistes sous-jacents. Il attribue aux amphibolites un âge «Archéen», aux schistes et calcaires de leur sousbassement un âge «post-archéen» mais antésilurien, aux migmatites et roches ultrabasiques un âge hercynien.

En 1955, C. TEIXEIRA considère que les amphibolites représentent les auréoles métamorphiques des intrusions de gabbros et de péridotites pour lesquels il propose un âge hercynien. Il établit avec juste raison un parallèle entre les formations basiques et ultrabasiques du Trás-os-Montes et celles de Galice du Nord en Espagne.

En 1965, M. R. PORTUGAL FERREIRA, appliquant les techniques modernes d'étude des roches métamorphiques aux amphibolites de la terminaison occidentale du complexe de Bragança, en reconnaît le polymétamorphisme.

IV — Structure du Trás-os-Montes Oriental

La large structure arquée à convexité tournée vers le SE (fig. 1), qui constitue le Trás-os-Montes oriental, marque la terminaison périsynclinale dont les complexes de Morais et de Bragança occupent les deux axes synclinaux. Cette interprétation de A. RIBEIRO *et al.*, [1964] conduit ses auteurs à avancer l'hypothèse d'un charriage généralisé en Trás-os-Montes pour expliquer le repos des séries métamorphisées (transmontaine, Morais-Bragança) sur l'Ordovico-Silurien.

Plus tard, A. RIBEIRO *et al.*, [1965] envisagent dans une optique moins affirmative trois voies d'interprétation de la structure du Trás-os-Montes oriental (fig. 4).

— explication autochtoniste (fig. 4) avec extrusion des séries sommitales (Morais-Bragança);

— explication allocthoniste (fig 4b) admettant le charriage sur l'Ordovico-Silurien de l'ensemble des séries sommitales;

— explication mixte (fig. 4c), la série de Morais-Bragança apparaissant extrusive dans la série transmontaine seule charriée.

Enfin, en 1967, A. RIBEIRO et PH. MATTE concluent définitivement à l'explication autocthoniste avec extrusion de la série Morais-Bragança à travers sa couverture paléozoïque.

La multiplicité et la complexité des problèmes posés en Trás-os-Montes nécessitait une étude détaillée. Le propos du présent travail est double:

— préciser les caractères pétrographiques des ensembles métamorphiques de Morais et de Bragança, aucune analyse détaillée n'ayant été donnée jusqu'ici;

— tenter d'expliquer la relation structurale dans le contexte régional (extrusion ou charriage).

L'argumentation et les conclusions s'appuient sur une cartographie précise, le plus souvent au 1/25.000, localement sur des agrandissements au 1/5.000.

La seule carte géologique à petite échelle concernant la région de Bragança a été établie par J. M. COTELO NEIVA [1948]; tirée malheureusement à partir d'un fond topographique précaire, elle intéressait seulement une partie de la région de Bragança. Quant au complexe de Morais, il était pratiquement «*terra incognita*».

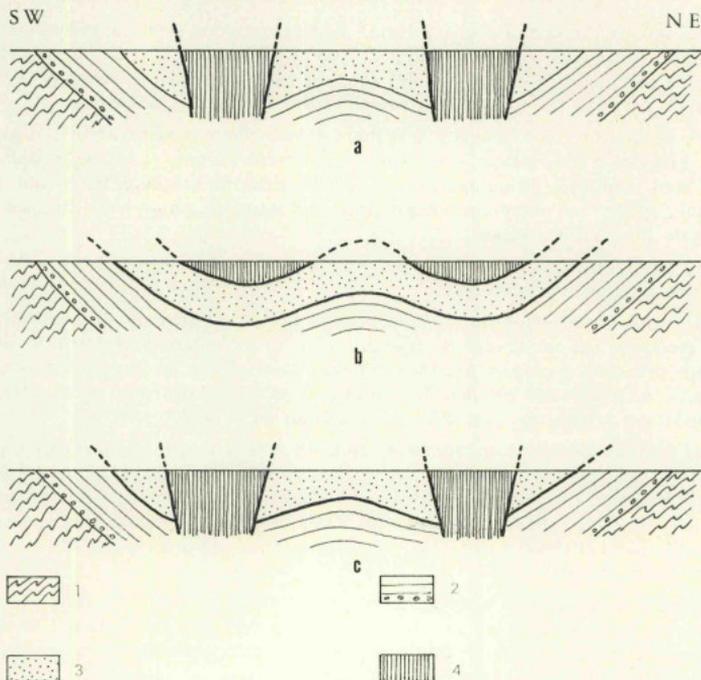


Fig. 4 — Schémas originaux illustrant les interprétations proposées de la structure du Trás-os-Montes oriental (explication dans le texte). 1 — Complexe schistograuwacke. 2 — Ordovico-Silurien. 3 — Série transmontaine. 4 — Série Morais-Bragança.

PREMIERE PARTIE

LES COMPLEXES DE MORAIS ET DE BRAGAÇA

CHAPITRE I — DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE DES FORMATIONS ADJACENTES AUX COMPLEXES

Les roches du «groupe des schistes lie-de-vin» s'observent immédiatement au contact des formations des complexes. Ce sont essentiellement des schistes épimétamorphiques sériciteux et chloriteux, des schistes verts à chimisme basique. Les faciès lie-de-vin proprement dit forment un niveau-repère répété par plissement.

Les colorations des schistes sériciteux et chloriteux varient avec le degré d'altération. Frais et d'une couleur gris bleuté, ils passent au gris et au beige par altération. Ils sont composés de quartz, albite, séricite, chlorite, graphite, magnétite, zircon, tourmaline, rutile. Les minéraux essentiels — quartz et micas — sont disposés en alternance de lits millimétriques.

Les types gréseux dérivent des précédents par développement des lits de quartz jusqu'à une puissance centimétrique.

Par suite d'une tectonisation intense, la schistosité première de ces roches est souvent recoupée par un clivage de fracture (fig. 5) crénelant fortement le plan de schistosité principal (schistes sériciteux et chloriteux). Dans les passages gréseux plus compétents, la schistosité est déformée en petits plis (de l'ordre du centimètre) dont le plan axial est à peu près perpendiculaire à celui de la schistosité.

Les schistes lie-de-vin ont un débit planaire aisé. La coloration violacée, parfois panachée de vert, résulte de la présence d'innombrables pigments d'hématite disséminés uniformément. Au microscope, les nombreuses microcharnières, admettant pour plan axial le plan de schistosité et réduites à des crochons, montrent que la stratification (définie par l'alternance des bancs gréseux et micacés) a été intensément étirée et transposée dans la schistosité.

L'aspect des schistes verts varie beaucoup avec l'intensité de l'altération, vert clair lorsque frais, de plus en plus foncé avec le progrès de l'altération. Ces schistes sont en général massifs mais de faible dureté. Leur composition minéralogique, à peu près constante, comporte albite, épidote, actinote, chlorite, sphène. La calcite peut prendre part à cette association.

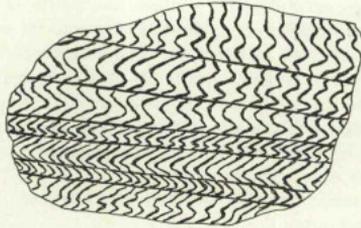


Fig. 5 — Clivage de fracture recoupant la schistosité. Schiste sériciteux et chloriteux. Route de Macedo de Cavaleiros à Olmos, Km. 11

Les calcaires en bancs minces et discontinus à peu de distance sous la base des complexes ont été intensément exploités dans le passé (chaux). Ce sont en fait des marbres purs de couleur blanche, parfois rose ou brune.

Les phanites et les cherts à hématite en minces bancs dans les schistes sériciteux et chloriteux sont finement recristallisés.

C'est cet ensemble, de degré épizonal superficiel, que surmontent les complexes de Morais et de Bragança.

CHAPITRE II — LE COMPLEXE DE MORAIS

INTRODUCTION

Le complexe de Morais est situé dans la terminaison de la grande structure périsynclinale du Trás-os-Montes oriental (fig. 1 et 47) et dans l'axe de celle-ci. C'est une unité en affleurement circulaire d'une trentaine de kilomètres de diamètre et en légère dépression par rapport aux reliefs environnants: Serra de Bornes à l'W, 1.200 mètres, Cimos de Mogadouro au S, 950 mètres. Son altitude moyenne se situe vers 500 mètres avec culmination centrale (Mont Paixão, 750 mètres).

Une coupe fondamentale de direction N-S (fig. 6) permet de fixer les grands ensembles pétrographiques et structuraux de ce complexe cristallophyllien (Planche A).

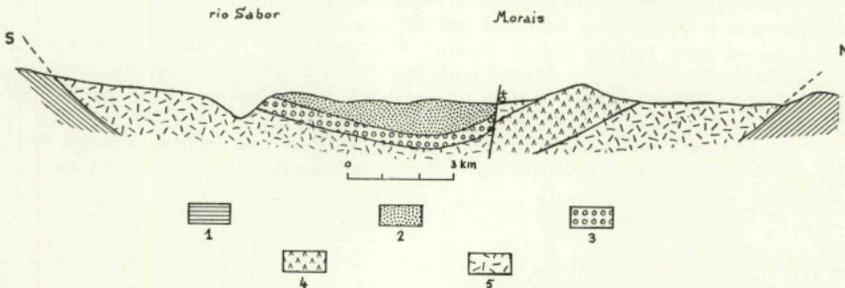


Fig. 6 — Coupe schématique de Vinhas à Fragas de Mosqueiro dans le complexe de Morais. 1 — Série transmontaine. 2 — Micaschistes. 3 — Gneiss oeilés. 4 — Ultrabasites. 5 — Amphibolites

Au Nord, les collines arrondies de Vinhas marquent la bordure septentrionale et sont constituées par les schistes du groupe transmontain sous le faciès de schistes gréseux et chloriteux. A leur pied affleurent avec plongée S les schistes amphibolitiques du complexe de Morais, roches à grain fin et à grandes lamelles de chlorite.

Au Sud de Castro Roupal* (Macedo de Cavaleiros), les schistes amphibolitiques, cette fois sans chlorite mais maintenant toujours leur plongement S, font place aux amphibolites, puis aux formations du massif ultrabasique des Montes de Morais qui affleurent sur 4 kilomètres au niveau de la coupe.

A ces ultrabasites succèdent des gabbros épidioritisés, puis des amphibolites à grain grossier et enfin des amphibolites à grain fin.

A Morais s'observe le passage d'un accident majeur du complexe, la faille de Morais, de direction ENE-WSW, à plan voisin de la verticale et jalonné de mylonites et de filons de quartz.

Au Sud de Morais affleure un ensemble lithologiquement bien différent du précédent avec gneiss ocellés et micaschistes. A la base, les gneiss ocellés se présentent comme des roches claires, rubanées, où quartz, biotite et muscovite forment une trame moulant des phénocristaux de feldspath potassique (de taille entre 1 et 10 cm). Vient ensuite des micaschistes aux faciès variés. La structure de l'ensemble est synclinal avec des plongées S au voisinage de Morais et des plongées N pour les affleurements du Sabor.

Dans la région du mont Vinhas (Lagoa), entre les gneiss ocellés et les amphibolites sous-jacentes s'intercale un mince feuillet d'amphibolites à grenat, pyroxénites à grenat et métapéridotites.

A cette association épaisse de quelques dizaines de mètres fait suite le puissant ensemble des amphibolites de Remondes. Ces roches à grain moyen se manifestent sous deux faciès principaux: alternent en bancs décimétriques ou métriques le faciès sombre à amphibole et plagioclase intimement mêlés et le faciès plus clair dans lequel les plagioclases, plus abondants, s'individualisent en amandes millimétriques. Ces amphibolites contiennent quelques niveaux riches en grenat et des lentilles de péridote partiellement ou totalement serpentinisée. Le pendage de l'ensemble est N.

A Fragas de Mosqueiro (Lagoa), les amphibolites de Remondes reposent sur le groupe transmontain avec contact jalonné de minces lentilles de serpentinites schistosées.

Cette coupe permet de dégager quelques traits essentiels:

Pétrographie — Deux séries distinctes ont été reconnues:

— *une série métamorphique* basique et ultrabasique représentant les 2/3 du complexe et comprenant des schistes amphibolitiques, amphibolites variées, amphibolites et pyroxénites à grenat, masses ultrabasiques auxquelles s'associent parfois des gabbros.

— *une série métamorphique acide*, gneiss ocellés et micaschistes localisés dans la partie S du complexe, formant un ensemble indépendant et en repos sur les amphibolites.

* A Castro Roupal, les dépôts conglomératiques à galets de quartz, serpentinite et schistes variés déterminent une colline.

Tectonique — L'accident de Morais partage le complexe en deux:

— le compartiment N offre une structure en demi-cuvette synclinale à convexité tournée vers le Nord et limitée par la faille de Morais.

— dans le compartiment S, le groupe acide forme une cuvette synclinale complète à grand axe orienté NE-SW. Les amphibolites sous-jacentes de Remondes ont une disposition synclinale à flanc SE développé.

DESCRIPTION

L'étude portera successivement sur les formations au Nord de la faille de Morais (secteur de Limãos), puis sur celles au Sud de cette faille (secteur de Lagoa).

§ I — Le Secteur de Limãos

Disposé en demi-cuvette synclinale d'une dizaine de kilomètres de rayon, l'ensemble du secteur de Limãos présente à la base une puissante série de schistes amphibolitiques et d'amphibolites, puis deux masses ultrabasiqes auxquelles font suite des gabbros et des amphibolites.

A — Les Formations Basiques

EXTENSION

Les schistes amphibolitiques, en repos direct sur le groupe transmontain, avec à leur toit des amphibolites, sont disposés en une bande arquée à convexité N. Dans la partie occidentale, large de 1,5 km, les formations sont très redressées et ce pendage, restant convergeant vers le village de Morais, s'atténue dans les affleurements orientaux.

Le contact entre schistes amphibolitiques et groupe transmontain est difficile à suivre à cause de la couverture végétale souvent importante et de la convergence entre certains faciès du groupe transmontain (schistes verts) et les schistes amphibolitiques.

Le contact est visible au SSW du village de Chacim (Macedo de Cavaleiros). Il vient buter en cet endroit contre la faille de Morais. Vers le Nord, il suit le pied du versant oriental de la Serra de Bornes pour franchir la vallée de l'Azibo au confluent de cette rivière avec la Ribeira de Salselas. Masqué par les dépôts conglomératiques dans le Alto de Carrasqueira (Macedo de Cavaleiros), il réapparaît dans la région de Vinhas avec une direction E-W s'infléchissant ensuite vers le SE à Izeda. Il se suit jusqu'à la vallée du Sabor où il rejoint la faille de Morais aux Moulins de Talhinhas (Morais).

Les amphibolites surmontant les schistes amphibolitiques offrent la même disposition d'ensemble.

Vers l'intérieur de la structure, les massifs ultrabasiqes des Montes de Morais et de Talhinhas limitent les amphibolites à leur toit.

Amphibolites et gabbros forment un panneau reposant sur le massif des Monts de Morais à l'Ouest, au Nord et à l'Est. La faille de Morais en marque la limite méridionale. Largement développé à l'Ouest, ce panneau amphibolitique s'amenuise progressivement jusqu'à Morais, se diverticulant vers dans les ultrabasites. Les gabbros s'insèrent entre serpentinites et amphibolites.

PETROGRAPHIE

I — Les Schistes Amphibolitiques

Ils forment un ensemble auquel s'associent des amphibolites à résidus de types variés et des épidotites.

I — Les schistes amphibolitiques à chlorite discordante.

Directement sur les formations du groupe transmontain, ils atteignent au maximum une puissance de 800 à 900 mètres. Le type en sera défini au pont de la ribeira de Salselas, dans la tranchée de la route de Macedo de Cavaleiros à Morais, sur la rive droite de la rivière. En ce point, il s'agit d'une roche vert clair à grain fin. Le seul minéral identifiable à l'œil nu est une chlorite en lamelles de 1 à 3 millimètres disposées en tous sens sur un fond presque aphanitique.

Composition minéralogique:

quartz	clinocllore
albite An 5	rutile
hornblende verte	leucoxène
épidote	sphène

La structure est nématoblastique. De fines aiguilles de hornblende (0,4 mm) allongées parallèlement les unes aux autres forment l'essentiel de la roche avec les grains d'épidote qui cristallisent entre ces aiguilles. L'albite, assez rare, se présente en cristaux isolés. Le quartz est intersticiel. Les minéraux accessoires, rutile frangé ou non de leucoxène et sphène, sont en amas allongés parallèlement à la linéation des hornblendes. Sur ce fond se détachent de grandes lamelles de clinocllore à disposition isotrope et manifestement secondaire (Pl. I, fig. 1).

Les variations autour de ce type moyen résultent de la proportion relative du quartz et de l'épidote. Ce dernier minéral, lorsqu'il est abondant, se dispose en minces lits vert-jaune discontinus. Parmi les minéraux accessoires, l'ilménite, frangée ou non de leucoxène, apparaît sporadiquement. Ces variations, au demeurant mineures, n'altèrent pas l'homogénéité d'une formation dans laquelle, à une paragénèse primaire à quartz — albite — épidote — hornblende verte se superpose une recristallisation secondaire de chlorite.

II — Les amphibolites à résidus

Au sein des schistes amphibolitiques à chlorite discordante s'intercalent des niveaux d'amphibolites grossières de puissance assez faible, une vingtaine de mètres tout

au plus, mais d'extension latérale kilométrique. Le niveau le plus important par sa continuité affleure dans la tranchée de la route, à l'entrée N du village de Chacim (Macedo de Cavaleiros) et jusqu'à Olmos, 2,5 km plus au Nord, puis du pont de la ribeira de Salselas jusqu'au delà de la chapelle de São Francisco (SE de Salselas). Par érosion différentielle, ces amphibolites grossières déterminent de légers reliefs.

A — L'amphibolite à résidus de Chacim

Dans cette roche vert clair, à foliation grossière, de grosses amphiboles à section quadrangulaire sont moulées par une trame plus fine.

La composition minéralogique est la suivante:

ouralite	clinocllore
hornblende verte	sphène
saussurite	ilménite
andésine An 47	calcite
labrador An 53	pyrite
épidote	

Les phénocristaux d'ouralite (5 mm) trapus, souvent maclés, parfois brisés, ont une extinction onduleuse. Leurs bordures sont corrodées et feutrées de chlorite et d'épidote. Un zonage apparaît avec coeur des cristaux vert clair et bordures plus foncées. Ces phénocristaux incluent poecilitequement des lattes de plagioclase plus ou moins saussuritisé. Quelques phénocristaux plagioclasiques, également altérés, côtoient les ouralites. Sur ces phénocristaux se moule chlorite et hornblende verte aciculaire qui, associées au quartz et à l'épidote, forment une mésostase grossièrement grenue.

Les ouralites proviennent à l'évidence de l'altération de pyroxènes et ont préservé une structure ophitique originelle, laissant présumer l'origine ignée et probablement effusive de cette roche.

B — L'amphibolite à résidus de São Francisco

La plupart des amphibolites qui affleurent au voisinage de la chapelle de São Francisco (Macedo de Cavaleiros) présentent des caractères identiques à ceux de l'amphibolite à résidus de Chacim. Cependant, le grain est plus fin et les innombrables cristaux d'ouralite (1 à 2 mm de diamètre) bossèlent le plan de foliation. Un type quel que peut différent est caractérisé par l'absence de texture orientée. La roche, massive, vert clair, est semée de phénocristaux quadrangulaires blanc laiteux de 4 à 5 cm de section.

Voici la composition minéralogique de cette roche:

hornblende verte	chlorite
saussurite	rutile
quartz	leucoxène
épidote	ilménite

La structure est grenue. La hornblende verte bien colorée, en aiguilles courtes et trapues, se rassemble en amas frustement étoilés. Les phénocristaux plagioclasiques sont saussuritisés.

III — Les enclaves d'épidotites

Elles se présentent en masses arrondies, de dimensions modestes, au plus quelques décimètres, moulées par les schistes amphibolitiques. L'épidote constitue l'essentiel de cette roche massive, vert pistache.

Les minéraux observés au microscope sont:

pistachite	chlorite
quartz	ilménite

La pistachite, qui occupe 90% de la roche en volume, cristallise en gerbes d'aiguilles. Le quartz est intersticiel. L'ilménite s'étend en longues trainées en tous sens. La chlorite, d'un vert franc, se surimpose au fond granoblastique.

2 — Les Amphibolites

Elles sont réparties en deux ensembles. L'un est compris entre les schistes amphibolitiques et les masses ultrabasiques des Montes de Morais et de Talhinas, l'autre est superposé aux gabbros.

Reposant sur les schistes amphibolitiques à chlorite discordante auxquels elles passent en continuité et concordance, les amphibolites du premier ensemble atteignent leur plus grande puissance (plus de 2.000 mètres) à l'Ouest du massif des Montes de Morais mais s'amincissent considérablement au Nord et à l'Est. Des amphibolites à résidus et des albitites s'intercalent à divers niveaux.

I — Les amphibolites banales

Le type en sera défini à la Regada do Senhor, 1,8 km à l'Est du village de Chacim (Macedo de Cavaleiros). La roche est vert noirâtre, finement cristallisée avec aiguilles d'amphibole feutrants les plans de foliation.

Composition minéralogique:

hornblende verte	épidote
oligoclase An 12	rutile
quartz	

La structure est nématoblastique. La hornblende verte, bien colorée, en longues aiguilles (1 mm) toutes allongées parallèlement, détermine une linéation nette. Plagioclase non maclé et quartz en petits grains (0,2 mm) sont intergranulaires. L'épidote est rare. Le rutile, en grains ou en bâtonnets, parsème la roche.

Ce type pétrographique est homogène dans tous les autres gisements.

II — Les niveaux d'amphibolites à résidus

Sur les rochers polis par les eaux de l'Azibo, 3 km au N-E d'Olmos (Macedo de Cavaleiros), ces niveaux s'observent avec netteté sous forme de bandes nombreuses

mais peu puissantes (une vingtaine de centimètres). La roche est litée, d'un blanc verdâtre, semée de cristaux quadrangulaires d'amphibole moulés par une fine trame quartzo-feldspathique (fig. 7).

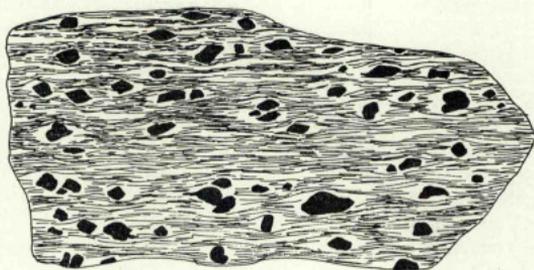


Fig. 7 — Amphibolite à résidus. Azibo, 3 km NE d'Olmos (Macedo de Cavaleiros).
Gr. nat.

Composition minéralogique:

hornblende verte	sphène
oligoclase An 14	magnétite
quartz	pyrite
chlorite	

Les caractères minéralogiques et structuraux sont les mêmes que ceux de l'amphibolite à résidus de Chacim. Les structures ophitiques primaires s'y discernent avec plus de difficulté et le plagioclase primaire est totalement altéré.

III — Les albitites de Chacim

A 800 mètres à l'Est et au Sud-Est de Chacim affleurent des albitites massives, de couleur blanc verdâtre à gris foncé, à composition minéralogique originale dans la série. A l'oeil nu se reconnaissent le feldspath en grains de 1 à 2 mm, minéral essentiel de la roche, la pyrite, et, dans les faciès clairs, le grenat et l'amphibole. Une légère linéation est soulignée par l'allongement des feldspaths et des amphiboles.

La composition minéralogique est:

quartz	allanite-orthite
albite An 5	pyrite
amphibole	magnétite
épidote	apatite
grenat	zircon

Dans une structure en mortier (Pl. I, fig. 2), la mésostase peu abondante est constituée essentiellement de quartz écrasé, microgranulé et étiré en longues bandes. Les plagioclases, en cristaux de 1 à 2 mm, viennent presque au contact les uns des autres et présentent la macle de l'albite et de la péricline. Leur extinction est onduleuse, les macles sont tordues et certains cristaux sont brisés. L'amphibole en fines aiguilles est

d'une coloration et d'un pléochroïsme inhabituels dans la série: ng vert noir, nm vert bleu, np jaunâtre. L'allanite-orthite est présente sporadiquement ainsi que le grenat.

Ces albitites sont disposées en trois bandes peu puissantes, d'inégale importance et allongées parallèlement à la foliation des amphibolites encaissantes. Deux d'entre elles, à 800 mètres à l'Est de Chacim, ne dépassent pas 300 mètres de long. Une troisième, plus importante, à 600 mètres au SE de Chacim, s'étend sur 700 mètres.

IV — Les amphibolites de Limãos

Des amphibolites particulières s'ordonnent en une mince bande de 200 à 300 mètres de large qui va de Lagas (1,2 km à l'Est de Limãos) jusqu'à Corcas (1,5 km au SSE de Limãos, Macedo de Cavaleiros). Ce mince feuillet s'intercale entre les amphibolites banales et les ultrabasites.

De couleur franchement noire lorsque fraîches, ces amphibolites ont une cristallinité supérieure à celle de la formation sous-jacente. Le feldspath s'y concentre parfois en lits laitieux.

Composition minéralogique:

hornblende verte	ilménite
oligoclase An 27	sphène
clinozoïsité	

La structure est nématoblastique. L'amphibole est une hornblende bien colorée en longues baguettes (1,7 mm). Outre par sa taille, elle se distingue par l'irrégularité de ses contours plus ou moins lobés et sa structure poecilitique (minéraux accessoires, quartz). Le plagioclase intersticiel est peu maclé, la clinozoïsité est rare.

A une cinquantaine de mètres du contact avec les péridotites, entre Lagas et Limãos, cette amphibolite s'enrichit en feldspath et grenat. Au microscope, le plagioclase apparaît cristallisé en larges plages isométriques (3,2 mm) bien maclées, semées de petits prismes de zoïsité (0,08 mm). Par sa taille et sa bordure recristallisée en un mélange de quartz et de minuscules plagioclases non maclés, il fait figure d'élément résiduel. C'est également dans ce plagioclase ou à son voisinage immédiat qu'a cristallisé le grenat (0,2 mm). La hornblende verte, d'un pléochroïsme accusé: ng vert noirâtre, nm jaunâtre, np vert olive, est poecilitique et englobe de nombreuses gouttes de quartz. L'apatite en gros grains (1 à 2 mm), est disposée irrégulièrement.

3 — Les Gabbros et Amphibolites Associées

Les gabbros et amphibolites associées surmontent les ultrabasites des Montes de Morais.

I — Le gabbro de Morais

Le gisement du pigeonnier situé près de la chapelle Sra do Oliveira, à l'Est du village de Morais montre une roche mésocrate massive dans laquelle amphibole et feldspath, en éléments de 1 à 2 cm, forment une association grenue parcourue de quelques filons pegmatitiques composés des mêmes éléments.

Au microscope s'observent:

hornblende verte	clinozoïsite
andésine An 45	zoïsite
labrador An 55	sphène

La structure est grenue. Le plagioclase, avec macles de l'albite et de la péricline, se présente en plages isométriques ou allongées de 1 à 2 cm que parsèment de petits prismes automorphes de zoïsite et de clinozoïsite. Lorsque la taille de ceux-ci s'accroît (1 mm), il se développe une structure poecilitique (Pl. I, fig. 3).

La hornblende verte apparaît tantôt sous forme de prismes trapus tantôt en longues aiguilles. Les prismes, faiblement colorés en vert, dépassant souvent 1 cm de longueur, ont leurs extrémités effilochées. Sur les sections transversales, quadrangulaires, subsiste un clivage (010) fin ou grossier. De plus, ces sections, semées de poussière de sphène, montrent parfois une macle de plan (100). La biréfringence est variable à l'intérieur d'une même section. Ces cristaux représentent d'anciens pyroxènes ouralitisés. Les longues aiguilles d'une hornblende brun vert s'associent diablastiquement aux ouralites ou recristallisent sur leurs bordures.

Le sphène, en agrégats de fins granules, se dispose en masses noirâtres.

Les transformations secondaires observées dans ces roches (ouralitisations des pyroxènes, saussuritisation partielle des plagioclases) ne suffisent pas à en masquer la paragenèse originelle caractéristique de gabbros et qui ressort de la structure et de la composition minéralogique. Dans ce gisement, la couleur laiteuse que prend la fraction feldspathique est l'expression d'une altération parfois très accusée. En lame mince, le plagioclase est totalement obscurci par un nuage épais et noirâtre (zoïsite microgranulaire) au sein duquel subsistent les prismes zoïsitiques. Quant aux amphiboles, le type aciculaire prend le pas sur l'ouralite qui ne se maintient qu'à l'état d'îlots.

Dans une autre carrière, au km 49,3 de la route Morais — Izeda, les cristaux d'ouralite et de plagioclase du gabbro atteignent une taille de 3 à 4 cm. Le plagioclase n'y est que partiellement saussuritisé et accompagné de quartz néoformé. Les hornblendes aciculaires lardent les ouralites. La chlorite (clinocllore) est groupée en nids au cœur ou à la périphérie des ouralites.

Le gabbro de Morais est une roche aux caractères ignés indiscutables. Sa paragenèse primaire, celle d'un gabbro banal, a été affectée par des recristallisations dues au métamorphisme et dans des conditions particulières eu égard à l'absence d'orientation des minéraux néoformés.

II — Le gabbro laminé de Vale de Chacim

Les petites carrières du Vale de Chacim (Morais), 800 mètres à l'WSW de Morais, montrent une amphibolite à foliation grossière et fraction feldspathique groupée en amandes irrégulières.

L'association minéralogique comporte:

hornblende verte	saussurite
plagioclase	sphène
zoïsite	magnétite
clinocllore	pyrite
	rutile

Les analogies de cette roche avec le gabbro de Morais sont étroites. Les plagioclases, en phénocristaux, présentent les mêmes caractères. Obscurcis par des nuages zoïsitiques, leur périphérie est corrodée par du quartz néoformé. La hornblende, en prismes allongés forme des lits moulant les plagioclases. Le clinocllore, en lamelles froissées, est en amas. Le sphène contient des granules de rutile. Certains échantillons contiennent encore quelques ouralites brisées.

Le gabbro laminé ne se distingue guère du gabbro de Morais que par les incidences de la tectonisation. Le passage du type équant au type planaire s'effectue en quelques décimètres. En lame mince, les recristallisations, orientées cette fois, sont plus poussées et montrent que les contraintes propres au métamorphisme général ont joué (minéraux primaires cataclasés, minéraux secondaires orientés) accélérant le processus d'amphibolitisation du gabbro initial.

III — Le gabro de Pedreiras

Cette roche affleure à 400 mètres au SSW du mont Pedreiras (1,8 km à l'Ouest de Sobreda, Macedo de Cavaleiros). Elle se trouve au toit des serpentinites, dans les mêmes conditions de gisement que celles du gabbro de Morais. Elle montre la paragenèse primaire partiellement conservée et des recristallisations d'un type particulier.

Composition minéralogique:

diallage	saussurite
hornblende verte	grenat
épidote-zoïsite	magnétite
chlorite	pyrite
sphène	limonite

La structure est grenue. La paragenèse primaire se reconnaît parfaitement puisque le diallage est conservé. Ce pyroxène, incolore, est ouralitisé selon deux modes:

— remplacement marginal par de la hornblende orientée sur le réseau du pyroxène;

— remplacement marginal par de la hornblende verte en petits cristaux isométriques et non orientés.

Le plagioclase, en vastes plages parfois continues sur 5 cm, est envahi par un nuage grisâtre au travers duquel se devine un fin réseau de macles.

Le trait le plus remarquable est la présence d'une auréole réactionnelle au contact pyroxène-plagioclase. A peine perceptible sur l'échantillon, elle est marquée par un fin liseré noir à la limite des deux minéraux. Au microscope, cette auréole est double: côté pyroxène, elle est constituée de hornblende d'un vert plus soutenu que celui de l'ouralite et côté plagioclase par de la clinozoïsite et surtout de la zoïsite en prismes orientés radialement. A ces minéraux s'ajoute par place le grenat, en grains jusqu'à 3 mm, incluant poecilitequement hornblende et zoïsite. Quelques grenats de dimensions plus réduites (0,15 mm) s'observent sporadiquement dans le plagioclase. Parfois, l'auréole n'est pas aussi complexe et se réduit à un feutrage de chlorite.

IV — Les Amphibolites

Ce sont des roches mésocrates, à grain fin, dont les plagioclases en grains de 1 mm et les amphiboles en lits discontinus se répartissent en proportion égale.

Composition minéralogique:

hornblende verte	sphène
oligoclase An 28	allanite-orthite
quartz	pyrite
clinozoïsite	rutile

La structure est granonématoblastique. Le plagioclase, présentant la macle de l'albite et parfois celle de la péricline, est ici encore remarquablement frais. La hornblende est bien colorée. Le quartz, accessoire, est intergranulaire ou en gouttes dans le plagioclase. Au coeur des grains de leucoxène subsiste un peu de rutile. Il faut noter la présence d'allanite orangée au centre des cristaux de clinozoïsite ou développant une auréole pléochroïque dans la hornblende lorsqu'au contact de ce minéral.

Mais le plus souvent, l'amphibolite est altérée. Dans un stade ultime, le plagioclase est saussuritisé, chlorite et épidote se développant aux dépens de la hornblende.

Surmontant les gabbros de type Morais, ces amphibolites admettent des couches décimétriques de gabbro à bordures nettes et de minces bancs de hornblendite.

V — L'amphibolite à grenat de Balsemão

A l'Est de Balsemão (4 km à l'Est de Chacim) et dans le lit de l'Azibo, les serpentinites affleurent en une large bande (200 mètres) transversale à la direction de la vallée. A une trentaine de mètres en amont de la limite N de cette formation s'observe l'amphibolite à grenat, intercalée en un banc peu puissant, dans les amphibolites. La roche est massive, noire, parcourue de filets blanchâtres et ponctuée de grenats rouge brique d'un diamètre de 1 à 7 mm.

Un autre gisement a été reconnu dans le lit du ribeiro de Chacim, quelques centaines de mètres à l'Ouest du point précédent. Lentille très étirée, longue de 5 mètres, elle est également intercalée dans les amphibolites.

La composition minéralogique s'établit comme suit:

hornblende verte	épidote
quartz	orthite
plagioclase	zircon
grenat	pyrite
apatite	sphène

La hornblende verte, très colorée et pléochroïque (ng vert bleuté, nm vert olive, np jaunâtre), en prismes, enrobe du quartz en gouttes et de l'orthite. Le plagioclase est rare et intersticiel. L'apatite, en gros cristaux (2 mm), se répartit irrégulièrement. Le grenat, rosâtre, craquelé, inclut quartz, plagioclase, orthite, pyrite, apatite.

Les veines blanches parcourant la roche sont composées de plagioclase altéré et de quartz cataclásé.

L'amphibolite de Balsemão s'individualise par la présence de grenat et d'apatite ainsi que par la couleur de son amphibole. Son mode de gisement en lentilles moulées par la roche encaissante lui donne un caractère de «corps étranger» dans la masse des amphibolites.

B — Les formations ultrabasiqnes

EXTENSION

Les roches ultrabasiqnes couvrent une surface importante du secteur de Limãos et constituent deux massifs intercalés dans les formations basiques: en position centrale, le massif des Montes de Morais, à l'Est la petite masse de Talhinhos. Ces deux massifs entraînent des reliefs importants.

Le massif des Montes de Morais admet un contour rectangulaire prolongé dans son angle SW par un diverticule et mesure 10 km — d'Est en Ouest — sur 4 km.

Le petit massif de Talhinhos (Morais) est de dimensions plus modestes (3,5 km). Intercalé dans les amphibolites, tronqué dans sa partie S par la faille de Morais, il est recouvert dans son extrémité orientale par les dépôts conglomératiques. Dans sa masse viennent s'intercaler des gabbros laminés identiques à ceux de Morais.

PETROGRAPHIE

La serpentinisation avancée de ces masses ultrabasiqnes ne laisse subsister que très peu de résidus frais et la reconstitution des associations primaires est, de ce fait, difficile à établir. Dans les serpentinites s'observent quelques différenciations sous forme de filons (albitites, pyroxénites, quartz, giobertite), de bandes (amphibolites) et de minéralisations (chromitites).

I — Le massif des Montes de Morais

A — Les serpentinites

Ce sont des péridotites partiellement ou totalement serpentinisées. L'antigorite, en réseau maillé caractéristique, représente l'essentiel de la roche. L'olivine, lorsqu'elle subsiste, est en petits îlots. La magnétite, en poussière ou en grains, est soit répartie uniformément soit disposée en lits (types rubanés). La chlorite cristallise autour des amas de magnétite. A ces minéraux s'ajoute parfois une amphibole aciculaire parfaitement incolore aux caractéristiques optiques ($CZ = 19^\circ$, $2Vx = 84^\circ$) d'une trémolite. Elle est disposée de manière isotrope. Les dimensions des cristaux s'accordent d'ordinaire au grain de la roche, bien que parfois notablement supérieures. En ce cas, la trémolite se surimpose au réseau d'antigorite et son caractère de minéral secondaire est net.

Les serpentinites affleurent dans les secteurs N et NE du massif.

B — Les serpentinites à résidus pyroxéniques:

Elles affleurent dans la région moyenne du massif. Le pyroxène n'y est qu'exceptionnellement conservé et se détache en plages claires et irrégulières à reflets bronzés sur un fond brun violacé.

L'examen microscopique permet de reconnaître:

antigorite	bastite
olivine	chlorite
orthopyroxène	trémolite
	magnétite

Dans un fond d'antigorite dont les mailles enserrent quelques résidus oliviniques se détachent de gros cristaux (1 cm) d'un pyroxène orthorhombique incolore partiellement transformé en bastite, l'altération progressant le long des plans de clivage. Les plages, de contours irréguliers, lobés, témoignent d'une cristallisation intersticielle. D'autres plages, de même forme, sont occupées par de la trémolite néoformée en fines aiguilles.

Dans la plupart des échantillons, le pyroxène a disparu, transformé en bastite. Les plages respectent la forme des minéraux primaires ou sont conservées en fantômes par un épais réseau de magnétite soulignant les anciens plans de clivage.

C — Les serpentinites à talc

Situées dans la partie supérieure du massif, elles ont la composition minéralogique suivante:

antigorite	chlorite
olivine	magnétite
talc	

Le plus souvent, l'olivine ne subsiste plus. L'antigorite en large réseau fenestré forme le fond de la roche. Chlorite et talc en grandes lames (1,5 mm) disposées en tous sens parsèment ce fond. La magnétite constitue des amas isolés.

D — Les différenciations

A l'échelle du massif, elles sont peu importantes et irrégulièrement réparties.

L'albite forme des filons de roches hololeucocrates avec une albite An 5 en proportion de 95 % et associées à la hornblende verte, l'ilménite-leucoxène, le sphène et l'albite. Localisés près de la base du massif, ces filons atteignent parfois plusieurs mètres de puissance (Pedras Brancas dans l'angle NE).

Les pyroxénolites se composent essentiellement d'un clinopyroxène en cristaux enchevêtrés de 3 à 4 cm.

Par endroits, des réseaux de fissures sont colmatés par un quartz rouge brique (cornaline) ou laiteux et par de la giobertite.

Les amphibolites sont disposées en bandes minces et peu étendues (300 mètres) au toit du massif.

Il a été recueilli par place des échantillons de chromite à 90% de chromite et parcourue par un réseau de filonnets de chlorite.

E — Les formations marginales

Le massif ultrabasique n'est que rarement en contact direct avec les formations encaissantes, s'en trouvant le plus souvent séparé par une frange de schistes magnésiens. Cette terminologie recouvre une suite de schistes aux aspects variés et à chlorite, trémolite, magnétite, hornblende, grenat, antigorite.

Un premier groupe, correspondant à des schistes monominéraux, peut être distingué: trémolitites, chloritites, épidotites, hornblendites.

Un second comporte des schistes avec combinaison des différents minéraux: chloritites à magnétite, chloritites à grenat, trémolitites à talc, épidotites à magnétite.

Certains types sont remarquables; ainsi des chloritites à magnétite où ce dernier minéral se présente en hémihédres parfaits de 1 cm et d'autres où le grenat atteint 2 cm de diamètre.

Les schistes magnésiens forment autour des ultrabasites du massif une enveloppe parfois très réduite, parfois considérablement épaissie (Est de Morais, Nord de Balsemão et d'une manière générale dans toutes les zones tectonisées de la bordure).

II — Le massif de Talhinhos

Dans la partie occidentale de ce massif, les serpentinites sont de belles roches vert foncé, à cassure plus claire, massives, très dures. Au microscope, l'antigorite apparaît cristallisée en lamelles fibreuses (0,1 mm) associées en sphérolites incomplets. Sur ce fond se détachent des plages irrégulières de bastite où la magnétite en grains et la calcite se concentrent. La magnétite se dispose aussi en masses (0,5 à 1 cm) aux contours irréguliers.

Dans la partie Est du massif de Talhinhos, les serpentinites sont puissamment schistosées. D'un beau vert clair, elles sont semées de taches noires de magnétite.

Les gabbros laminés, identiques à ceux du massif de Morais, affleurent en une bande marginale à la base du massif ainsi que dans un étroit panneau à l'intérieur de celui-ci. Minéralogiquement très transformés, ils ont atteint le stade d'amphibolites à chlorite.

La chromite parsème le flanc N du massif qui est circonscrit de schistes magnésiens.

III — La lentille de Balsemão

Immédiatement au Sud et à l'Est du monastère de Balsemão affleure cette lentille en forme de V à pointe dirigée vers l'WSW et dont l'une des branches longe la faille de Morais. La roche qui constitue cette lentille est massive.

Voici sa composition minéralogique:

olivine	talc
antigorite	chlorite
trémolite	magnétite
calcite	

Cette serpentinite verdâtre est tachetée de noir par des monocristaux (1 à 2 cm) d'olivine à peine serpentinisée. Ces monocristaux sont moulés par des lits de trémolite, talc, calcite et chlorite.

§ II — Le secteur de Lagoa

La structure du secteur de Lagoa est celle d'un synclinal à flanc SE très développé. La série métamorphique basique et ultrabasique en occupe la moitié sud-orientale et se compose essentiellement d'amphibolites. Des schistes amphibolitiques affleurent suivant une mince bande sur la bordure méridionale tandis que des amphibolites et pyroxénites à grenat, associées à des métapéridotites, sont disposées en deux minces lentilles au sommet de la série amphibolitique. Le massif ultrabasique d'Azinhoso (Lagoa) se localise dans la partie SE du secteur.

La série métamorphique acide, offrant des gneiss ocellés et des micaschistes, est disposée en un brachysynclinal dans la moitié N du secteur.

L'ensemble repose sur le groupe transmontain.

A — Les formations basiques

1 — Les Schistes Amphibolitiques

Les schistes amphibolitiques à chlorite discordante sont tout à fait comparables à ceux du secteur de Limãos. L'aspect macroscopique est semblable, les grandes lamelles de chlorite se détachant sur le fond vert plus ou moins sombre de la roche.

La disposition isotrope des chlorites secondaires est évidente. Ce minéral, légèrement poecilitique, se surimpose à un fond finement nématoblastique pauvre en quartz et en plagioclase saussuritisé.

Cette formation affleure dans la partie S du secteur suivant une bande s'étendant depuis la vallée du Sabor à l'Ouest jusqu'à la route de Peredo à Mogadouro à l'Est. Elle se trouve en repos sur le groupe transmontain et à son toit s'observe le passage progressif aux amphibolites.

2 — Les Amphibolites

Elles occupent la majeure partie de la série basique de Lagoa et sont composées de roches amphibolitiques dont la monotonie n'est rompue que par la taille et la proportion variable des deux composants essentiels: amphibole et plagioclase. Les deux faciès principaux — amphibolites à grain fin et amphibolites à gros grain alternent en bancs décimétriques à métriques.

PETROGRAPHIE

I — Les amphibolites à grain fin

L'exemple en sera pris à l'affleurement de João Vacqueiro, 2,1 km au Nord du village de Castro Vicente (Peredo). Dans cette roche homogène, de couleur noire, amphibole et plagioclase se distinguent à l'oeil nu. Les prismes d'amphibole sont bien alignés sur le plan de foliation.

Au microscope se reconnaissent les minéraux suivants:

hornblende verte	clinozoïsite
andésine An 45	sphène

La structure est nématoblastique (Pl. I fig. 4). Les prismes automorphes de hornblende (1,5 mm), bien colorés et d'une remarquable fraîcheur, sont aplatis dans le plan de foliation. L'andésine, fraîche, en grains toujours maclés (0,6 mm) a cristallisé entre les prismes d'amphibole. Ces deux minéraux occupent plus de 95% du volume de

la roche. La clinozoisite en grains poecilites se présente par place. Le sphène est granulaire.

Cette roche, correspondant minéralogiquement et structuralement à la définition des amphibolites *sensu stricto*, est en fait exceptionnelle. En effet, à cause de fréquentes recristallisations de caractère rétro-morphique, les plagioclases sont envahis de nuages zoisitiques et prennent macroscopiquement une couleur laiteuse. La hornblende perd sa belle coloration par suite de son remplacement partiel par du clinocllore orienté sur son réseau et par de la clinozoisite.

Autre caractère particulier à l'amphibolite de João Vacqueiro, la disposition anisotrope des prismes de hornblende qui définissent une linéation. Le plus souvent en effet, la hornblende (cristaux de 1 à 15 mm) est couché dans le plan de foliation, mais orientée de manière statistiquement isotrope dans ce plan (Pl. IX, fig. 1).

II — Les amphibolites à gros grain

Ces roches mésocrates diffèrent des précédentes par la taille et la répartition des éléments qui la composent. Les plagioclases, en amandes de 3 à 7 mm, sont moulés par les lits amphiboliques discontinus, ce qui confère à la roche un aspect ceillé. La composition minéralogique ne diffère pas de celle des amphibolites à grain fin altérées. Certains caractères de structure ne sont pas sans rappeler les observations faites à propos des gabbros laminés de Morais:

- répartition inégale des fractions feldspathique et amphibolique;
- saussuritisation des amandes plagioclasiques avec abondance de prismes de zoisite.

Il n'y a par contre pas d'ouralite.

III — Les gabbros laminés

Ces roches forment de petits amas dans la région de Peredo. Leur aspect macroscopique est le même que celui des gabbros laminés de Vale de Chacim. La fraction feldspathique se dispose en amandes allongées et irrégulières. L'examen microscopique ne révèle pas non plus de différences sensibles. L'ouralite, lardée de hornblende aciculaire, est affectée d'une légère cataclase. Le plagioclase, en larges plages saussuritisées, est encombré de zoisite en nuages ou en prismes.

IV — Le gneiss à disthène, staurotide et grenat et les roches associées

La monotonie de la série amphibolitique du secteur de Lagoa est localement rompue par l'existence de roches à composition particulière que l'on trouve en gisement restreint dans la vallée de l'Azibo, un peu en amont de son point de confluence avec le Sabor. Au Pont de l'Azibo (km 54,5 de la route de Lagoa au Pont de Remondes), en rive gauche, se rencontre une carrière ouverte dans des amphibolites à lits d'épidote, des schistes à anthophyllite, staurotide et grenat, des gneiss à disthène, staurotide et grenat. Ces roches, associées sur une puissance de 7 à 8 mètres, sont intercalées dans les amphibolites. Ce gisement est recoupé par la route de Peredo au Pont de Remondes, au km 37,5.

A — *Le gneiss à disthène, staurotide et grenat*

Cette roche d'un brun clair, riche en grenat, offre la composition minéralogique suivante:

quartz	séricite
plagioclase	clinocllore
disthène	ilménite
grenat	zircon
staurotide	pyrite
biotite	rutile
muscovite	limonite

Le fond de la roche est une association granolépiblastique de quartz, plagioclase, biotite et muscovite.

Le grenat, incolore, grains de 1 à 3 mm, est riche en inclusions de quartz définissant une schistosité interne sans relation avec la schistosité externe.

Les cristaux de disthène, frangés par un mince liseré sériciteux, dispersés ou concentrés dans des lits, ont cristallisé en prismes trapus atteignant parfois 1,5 à 2 mm. Ils enserrent de petits grenats, de la staurotide, de l'ilménite, de la biotite, du rutile, du zircon. Les prismes allongés sont déformés.

La staurotide, en grains plus petits que ceux du disthène, est très fraîche.

Le plagioclase, uniformément réparti, est obscurci par des amas noirâtres.

B — *Le schiste à anthophyllite, staurotide et grenat*

Cette roche massive, très dense et dure, admet pour minéraux essentiels grenat, anthophyllite et staurotide (taille centimétrique).

Composition minéralogique:

quartz	andalousite
anthophyllite	séricite
staurotide	pyrite
grenat	magnétite
chlorite	antigorite

Quartz, anthophyllite, staurotide et grenat représentent l'essentiel de la roche. Ils sont frustement orientés. L'anthophyllite, groupée en amas de fibres, est souvent altérée, remplacée alors par de l'antigorite selon les clivages et cassures transversales. La staurotide inclut poecilitiquement de nombreuses gouttes de quartz. L'andalousite est très rare. Le quartz en grands cristaux indentés présente une forte extinction onduleuse. En quelques cas peuvent être observées des lamelles de Boehm.

La puissance de cette formation ne dépasse pas deux mètres.

C — *Les amphibolites à lits d'épidote.*

Les amphibolites en association aux gneiss et schistes précédents diffèrent des amphibolites banales par leurs lits millimétriques à centimétriques d'épidote séparés par des lits d'amphibole de même puissance (Pl. II, fig. 1).

3 — Les Associations Catazonales

Les formations catazonales du complexe de Morais, d'étendue réduite, sont intéressantes tant par les phénomènes métamorphiques et microstructuraux qui les ont affectées que par leur position, au sommet de la série amphibolitique du secteur de Lagoa. Elles affleurent en deux points situés de part et d'autre du synclinal de la série métamorphique acide sus-jacente: gisement de Vinhas au Sud-Est, de Caminho Velho au Nord-Ouest.

A — Le Gisement de Vinhas

A 3 km au SSE du village de Lagoa, la vallée du Sabor recoupe un feuillet disposé entre les amphibolites et les gneiss oillés et composé de roches massives, sombres: amphibolites et pyroxénites à grenat, métapéridotites. L'ensemble est une petite structure périsinglinale à convexité tournée vers le SSE et dont l'axe plonge vers le NNW.

I — Les pyroxénites à grenat

Ces roches rubanées sont composées par une suite de lits clairs et sombres dans lesquels le grenat (1 à 2 mm) est toujours très abondant (Pl. II, fig. 2).

Composition minéralogique:

diopside	ilménite
hornblende brune	sphène
grenat	rutile
plagioclase	pyrite
zoïsite	

La structure est blastomylonitique à résidus. Les phénocristaux résiduels — grenat, amphibole, pyroxène — en grains arrondis de 0,5 à 2 mm, se détachent sur un fond rubané et finement granuleux. Le grenat, rosâtre, inclut tous les autres minéraux à l'exception de la zoïsite, il est sillonné par un réseau de fractures orientées perpendiculairement au plan de rubanement.

Le clinopyroxène, très faiblement coloré en vert et à peine pléochroïque, possède les caractères optiques suivants: $ng/C = 36^\circ$, $2Vz = 58^\circ$ à 64° . Il s'agit d'un diopside en cristaux arrondis à extinction onduleuse.

L'amphibole, peu abondante, est une hornblende bien colorée avec pléochroïsme intense: ng brun vert, nm brun, np jaune pâle. $Ng/C = 18^\circ$, $2Vx = 68^\circ$. Les cristaux sont déformés.

Les lits foncés sont déterminés par un foisonnement de minuscules grains verts (0,02 mm), de nature diopsidique, provenant de la microgranulation des phénocristaux pyroxéniques. Dans les lits clairs abonde la zoïsite nuageuse résultant de l'altération des plagioclases.

II — Les amphibolites à grenat

Le type a été pris au sommet du mont Vinhas (Lagoa). Dans cette roche noire, massive, à grain très fin, se distinguent quelques cristaux d'amphibole et de grenat.

Composition minéralogique:

hornblende brune	clinozoïsite
hornblende verte	sphène
grenat	ilménite
diopside	leucoxène

La structure est blastomylonitique à résidus. Ici encore phénocristaux et fond microcristallin sont bien distincts. Les phénocristaux de hornblende brune sont arrondis, à bordures dentelées, disposés sans orientation. Les autres phénocristaux sont le grenat millimétrique incluant de la poussière de sphène et parfois le diopside. Pyroxène et amphibole sont fortement cataclasés.

Hornblende verte en prismes courts, clinozoïsite en «éponge» et plagioclase intergranulaire frais forment une association microgranoblastique (la taille des grains est comprise entre 0,03 et 0,1 mm) exempte de toute déformation.

Les aspects de ce type varient avec la proportion des phénocristaux qui ne dépassent pas 25% en volume de la roche.

III — Les bancs calciques

Ces bancs décimétriques jalonnant la base de l'ensemble catazonal de Vinhas, s'intercalent dans les amphibolites à grenat. Ils s'observent notamment à 900 mètres au Nord du mont Vinhas, au confluent du Sabor et du ru qui, venant de Santa Barbara, se jette dans cette rivière. Là, deux bancs, l'un épais d'une vingtaine de centimètres, l'autre de puissance deux fois moindre, s'allongent parallèlement à la foliation des amphibolites. De couleur jaune verdâtre, ils sont semés d'enclaves noires, arrondies, de quelques centimètres de diamètre. D'autres gisements ont été repérés, l'un à 900 mètres au Sud-Ouest du mont Vinhas, l'autre dans une petite carrière en bordure de la route de Lagoa au pont de Remondes, à hauteur du km 60,4.

Au microscope s'observent:

diopside	plagioclase
hornblende verte	sphène
calcite	grenat
clinozoïsite	

La structure est granoblastique. Les pyroxènes (0,5 à 1 mm) isolés les uns des autres, sont disposés sans orientation; colorés en vert, ils sont légèrement pléochroïques et ont des caractères optiques: $ng/C = 43^\circ$, $2Vz = 58^\circ$ à 68° , $ng - np = 0,019$ qui amènent leur classement dans la série diopside-hédenbergite. Leurs bordures, kéliphysées, d'aspect spongieux, sont composées de hornblende verte et d'épidote. La clinozoïsite, de taille voisine de celle du pyroxène, présente un habitus en masses spongieuses. A ces minéraux s'ajoutent le plagioclase finement granulaire et non maclé, du sphène et de rares grenats.

La calcite, lorsque présente, devient le minéral essentiel (40%). Il n'y a plus de pyroxène mais le grenat est abondant, le plus souvent pseudomorphosé en épidote et hornblende fibreuse.

Ces bancs riches en minéraux calciques contiennent des enclaves de composition variée:

— enclaves simples, en forme d'ovoïdes aplatis à contours nets (Pl. II, fig. 3) et composées essentiellement d'un clinopyroxène diopsidique vert, en cristaux de 2 mm aux caractères optiques suivants: $ng/C = 39^\circ$, $2Vz = 74^\circ$ à 86° et en association grenue. Il s'y ajoute un peu de sphène, de hornblende brune et d'apatite dans la proportion de 1%.

— enclaves complexes observées dans le gisement situé à 900 mètres au Nord du mont Vinhas. Les unes ont, comme les enclaves précédentes, la forme d'ovoïdes aplatis, les autres, des contours irréguliers. Leur grande dimension n'excède pas 6 cm.

Composition minéralogique:

andésine	clinozoisite
hornblende verte	pyrite
calcite	

La structure est grenue. L'andésine, dont les macles sont tordues, se dispose soit en lattes soit en groupes de cristaux. Elle est parfois saussuritisée. L'amphibole en larges cristaux a les caractères d'une ouralite: centre du cristal vert clair, bordures plus foncées, gros clivages espacés. Au contact de ces deux minéraux se développe une auréole réactionnelle composée d'épidote. La structure et la composition minéralogique de cette enclave sont celles d'un gabbro.

IV — Les métapéridotites

Ces roches à chimisme ultrabasique sont étroitement associées aux amphibolites et pyroxénites à grenat. Elles constituent une mince bande au plancher du gisement de Vinhas et affleurent en bordure de la route de Lagoa au Pont de Remondes, au km 60,4. De couleur brun noir, résistantes, à grain fin, elles sont parcourues de minces filets serpentineux soulignant un litage net.

Au microscope s'observent:

olivine	magnétite
orthopyroxène	chlorite
pargasite	spinelles

La structure est semblable à celle des roches associées. Le fond est finement granulaire, formé d'olivine et d'amphibole, semé d'amas de magnétite auréolée de chlorite et de phénocristaux d'olivine, pyroxène et amphibole arrondis et corrodés sur leur bordure, toujours déformés avec extinction onduleuse, parfois brisés.

L'olivine phénocristalline peu altérée, allongée dans le plan de foliation, est un chrysolite-forstérite ($2Vx = 90^\circ$). Les canaux serpentineux qui la recourent participent d'un réseau qui intéresse toute la roche.

Les propriétés optiques du pyroxène: $2Vx = 82^\circ$, $ng-np = 0,014$ sont celles d'un hypersthène. Les cristaux, qui atteignent exceptionnellement 5 mm, sont tous déformés.

L'amphibole est incolore avec $ng/C = 16^\circ$ à 24° , $2Vz = 74^\circ$ à 86° . Ce serait une pargasite.

La picotite, verte, vert olive ou brun, cristallise en grains irréguliers.

L'altération serpentineuse avancée d'une partie de ces roches conduit à des serpentinites rubanées avec tous les termes intermédiaires entre la roche saine et la serpentinite.

B — Le gisement de Caminho Velho

Trois kilomètres à l'Ouest de Morais, un étroit panneau d'amphibolites, de forme triangulaire, se rencontre isolé entre la faille de Morais au Nord, le groupe transmontain à l'Ouest, les gneiss ocellés de la série métamorphique acide au Sud et à l'Est. La partie orientale de ce panneau est occupée par un ensemble comparable à celui de Vinhas. Les conditions de gisement sont semblables: mince feuillet intercalé entre les amphibolites à la base et les gneiss ocellés. La répartition des faciès est identique: ultrabasites supportant des amphibolites à grenat avec en plus des gabbros à olivine.

La partie la plus importante de l'ensemble, situées à 700 mètres au SSE du mont Caminho Velho, détermine une petite structure périsynclinale d'axe E-W à convexité tournée vers l'Ouest tandis qu'un peu plus au Nord, deux lentilles de serpentinites et amphibolites à grenat associées affleurent à la faveur de petits mouvements antiformes.

Par leur structure et leur composition minéralogique, les amphibolites à grenat sont identiques à celles du gisement de Vinhas. La tectonisation des serpentinites leur confère, à l'échelle microscopique, une structure amygdalaire dans laquelle des amandes flexueuses d'antigorite à large réseau maillé non déformé sont moulées par de l'antigorite fibreuse en lits plissés. Les minéraux primaires, olivine et pyroxène, sont rarement conservés.

Les gabbros à olivine de Pontes

Ils affleurent en une lentille de 300 mètres de long près de Pontes (Macedo de Cavaleiros), au flanc Sud de la structure périsynclinale du gisement. Ils sont leucocrates à mélanocrates, massifs, très durs et montrent à l'oeil nu olivine, plagioclase et parfois pyroxène. L'olivine surtout est attaquée par l'altération météorique, ce qui donne à la surface de la roche un aspect alvéolé et rugueux.

Composition minéralogique:

chrysolite Fo 80-Fa 20	hornblende
antigorite	spinelle
bytownite An 82	magnétite
diallage	

La structure est grenue. La bytownite, en grands cristaux (2 à 6 mm), aux contours arrondis, est le plus souvent altérée. L'olivine est plus ou moins serpentinisée. Au contact de ces deux minéraux essentiels s'est formée une auréole réactionnelle double composée de minéraux en disposition radiale: pyroxène côté olivine, amphibole côté plagioclase. Diallage, magnétite et chromite sont intersticiels (Pl. II, fig. 4).

Il s'agit là d'un type moyen. Dans l'extrémité orientale du gisement, la fraction feldspathique prend le pas sur celle de l'olivine. A l'autre extrémité, cette répartition est inverse avec, en plus, un développement de phénocristaux diallagiques arrondis de 1 à 2 cm de diamètre et structure poecilitique visible à l'oeil nu. Le diallage est semé de gouttes d'olivine si voisines qu'elles ne laissent plus subsister entre elles que de minces triangles de pyroxène reliés les uns aux autres par des pointes effilées (Pl. III, fig. 1).

Le tableau I présente les résultats de l'analyse planimétrique effectuée sur cette lentille. Sur une aire de dispersion établie en fonction des indices périclitolitique et de coloration, [J. JUNG et R. BROUSSE, 1959], la plupart des échantillons se placent dans l'aire des mélagabbros avec un indice périclitolitique voisin de 90. La dispersion est faible et le point moyen correspond aux indices suivants: 0 75 0 83. Cependant, deux échantillons se séparent nettement de ce groupe et se placent parmi les leucogabbros (Pl. III, fig. 1).

En définitive, la roche de Pontes se définit, pour son type moyen, comme un gabbro mélanocrate riche en olivine (0 83 0). Bytownite An 82, olivine 50 %, diallage chromite, magnétite.

	1	2	3	4	5	6
Plagioclase	34,00	70,00	28,10	37,70	12,30	22,70
Olivine	5,80	7,20	6,30	4,60	25,30	27,20
Antigorite	41,30	4,30	44,60	32,90	13,40	38,50
Pyroxène	2,50	3,60	1,90	2,60	10,20	2,30
Amphibole	5,30	12,80	6,00	10,90	26,70	10,00
Magnétite	10,70	1,80	12,50	11,00	11,50	18,40
Chromite	—	0,40	0,60	0,30	0,60	0,90
SAT	0	0	0	0	0	0
COL	60	30	72	62	88	77
FEL	0	0	0	0	0	0
PER	88	45	89	78	58	84
	7	8	9	10	11	12
Plagioclase	22,40	72,60	70,60	26,60	31,10	23,00
Olivine	5,30	8,60	16,50	34,60	7,50	14,60
Antigorite	39,60	6,20	46,00	18,70	47,40	42,70
Pyroxène	2,30	11,00	9,30	10,60	4,40	12,60
Amphibole	10,90	—	—	—	—	—
Magnétite	19,30	1,30	17,00	9,40	10,40	6,50
Chromite	0,20	0,30	0,60	0,10	0,20	0,50
SAT	0	0	0	0	0	0
COL	78	27	89	79	70	77
FEL	0	0	0	0	0	0
PER	83	62	90	86	94	84

TABLEAU I—Analyse planimétrique du gabbro de Pontes (Macedo de Cavaleiros)

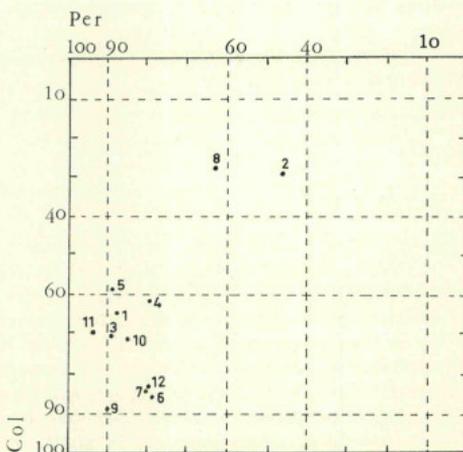


Fig. 8 — Aire de dispersion des gabbros à olivine de Pontes (explication dans le texte)

C'est d'ailleurs ce que confirme l'analyse chimique (tableau II).

SiO ₂	38,50	Norme C. I. P. W.	
Al ₂ O ₃	14,00	Ilménite	0,46
Fe ₂ O ₃	4,10	Leucite	0,44
FeO	5,20	Néphéline	2,84
MgO	24,00	Anorthite	35,03
CaO	8,80	Magnétite	6,03
Na ₂ O	0,63	Diopside	5,88
K ₂ O	0,06	Kaliophyllite	0,34
TiO ₂	0,22	Olivine	44,59
P ₂ O ₅	0,05		
MnO	0,10		
H ₂ O ⁺	4,10	Paramètres C. I. P. W. — La-	
H ₂ O ⁻	0,18	croix III (IV). 5'. 4. (4)5. (2)3.	
		5' 5. 1. 1(2)	
Total	100,24		

TABLEAU II — Analyse chimique du gabbro à olivine de Pontes Trás-os-Montes, Portugal

An.: C. AUGAS, Poitiers, 1964.

L'équivalent éruptif de cette roche est l'allivalite dont la définition modale — gabbro mésocrate riche en olivine, bytownite An 82, olivine 43 %, augite, chromite, magnétite — est proche de celle du gabbro de Pontes.

Il est intéressant de comparer l'évolution des recrystallisations qui se sont opérées dans les roches sous l'influence du métamorphisme et qui ont touché seulement la marge de la lentille. Dans la partie centrale, les phénomènes d'altération sont toujours mani-

festés par une serpentinitisation plus ou moins avancée de l'olivine et une saussuritisation de la bytownite.

Sur la bordure s'observe une suite de transformations minéralogiques aboutissant à la formation de roches tout à fait nouvelles.

a) — *Faciès de toit*

Les modifications sont progressives:

— dans un premier stade se produit une amphibolitisation du plagioclase. La bytownite est envahie par des granules d'épidote, puis les fibres amphibolitiques de la couronne réactionnelle périphérique s'accroissent en longueur vers le coeur du cristal. La vitesse irrégulière d'accroissement entraîne la formation d'éventails qui finalement, viennent au contacts les uns des autres dans la portion centrale des individus plagioclasiques. Les fibres d'amphibole sont parcourues de fins canalicules épidotiques ou semées de granules de ce minéral (fig. 9). Dans la même phase, la partie distale des fibres est à son tour transformée en amphibole incolore, en prismes non orientés et cette recristallisation gagne le coeur des plagioclases. A ce stade, le diallage intersticiel est remplacé par un nuage de poussière de magnétite mais la fraction olivinique ne subit encore aucune transformation.

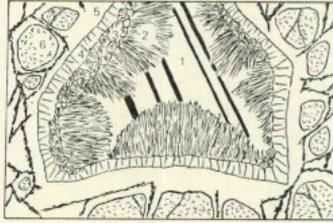


Fig. 9 — Transformation du gabbro à olivine de Pontes, premier stade. 1. — Plagioclase. 2. — Fibres d'amphibole. 3. — Amphiboles isométriques. 4. — Couronne pyroxénique 5. — Antigorite. 6. — Olivine. 7. — Explication dans le texte

— dans un deuxième stade, l'amphibolitisation de la roche est complète. La structure primaire se reconnaît encore grâce aux éventails fibreux d'amphibole qui marquent l'emplacement des plagioclases. A l'olivine et à la serpentine se substitue une amphibole incolore dont les propriétés optiques: $ng/C = 16^\circ$, $2Vz = 77^\circ$ sont celles du groupe de la pargasite. Il s'y ajoute un peu d'orthopyroxène et des granules de spinelle. A ce stade, la roche possède macroscopiquement une belle couleur verte.

Malgré une amphibolitisation complète, la structure primaire de cette roche est conservée sans déformation et la recristallisation s'est effectuée dans des conditions statiques.

b) — *Faciès de mur.*

Au mur de la lentille, le passage du gabbro à son équivalent blastomylonitique est brutal. Le fond de la roche est finement recristallisé et composé d'amphibole incolore et d'amas allongés de chlorite et de zoïsite. Les phénocristaux résiduels, plagioclase partiellement zoïtisé, olivine et diallage, sont couchés dans le plan de foliation.

La plupart des échantillons de ce faciès ne sont pas aussi déformés. La zoïsite en grands cristaux se développe largement. Une partie de la bytownite recristallise en un nouveau plagioclase plus acide (andésine An 45). La pargasite a cristallisé en grands cristaux associés à du clinocllore macié.

Cette roche rappelle la sarrazacite décrite par M. Roques [1941] dans le Bas-Limousin (Massif Central Français): «Les sarrazacites sont caractérisées par de la pargasite et de la chlorite. La structure est irrégulière, rarement orientée. La pargasite est en grands baguettes à terminaisons irrégulières. La chlorite est incolore avec macles polysynthétiques. La zoïsite est en grands cristaux squelettiques. Ces minéraux se détachent sur un fond de pargasite et de chlorite ainsi qu'un plagioclase basique très frais et très petit».

Cette description s'applique parfaitement à une partie des échantillons situés au mur de la lentille des gabbros à olivine de Pontes. Rappelons que la sarrazacite du Limousin git en auréole autour d'un massif d'allivalites au sein d'une série métamorphique.

Les conditions dynamiques qui ont présidé aux recristallisations au mur de la lentille étaient absentes au toit de celle-ci. Une conséquence directe en est la nature du produit de transformation du plagioclase. Dans le premier cas (mur), celui-ci se transforme en zoïsite ou recristallise en un plagioclase plus acide; dans le second cas (au toit), il subit une amphibolitisation (pargasite) après passage par un stade kéliptyque (fine association de fibres d'amphibole et de granules d'épidote).

En résumé, le gabbro à olivine de Pontes est original dans l'unité de Morais. Son gisement en lentille exigüe, associée à des formations catazonales, n'est pas homogène; il se compose pour l'essentiel d'un **mélagabbro avec une petite différenciation de leucogabbro**. Les transformations minéralogiques secondaires sont de deux types: **altération hydothermale** (séricitisation des plagioclases serpentinitisation de l'olivine), **altération rétro-morphique** sous l'influence du métamorphisme général à modalités liées à la présence ou l'absence de phénomènes dynamiques.

B — **Les formations ultrabasiques**

Les massifs ultrabasiques du secteur de Lagoa se répartissent en celui important d'Azinhoso et les lentilles intercalées au sein des amphibolites.

I — **Le massif d'Azinhoso**

Il s'étend dans la partie SE du secteur sur 7 km de long et 3 km de large avec grand axe de direction NS. Lentille inclinée vers l'Ouest, il repose sur le groupe transmontain. Il se compose de serpentinites identiques à celles du massif des Montes de Morais et possède une intercalation de gabbros laminés en formes de V à pointe dirigée vers le Sud.

II — Les lentilles ultrabasiques

De très faibles dimensions (quelques centaines de mètres), elles se distribuent en deux catégories :

- les serpentinites (lentilles de la région de Peredo, à l'Est et au Sud de ce village) dans lesquelles aucun minéral primaire ne subsiste;
- les péridotites serpentinisées où l'olivine, accompagnée de pargasite, subsiste en îlots de taille variable (1 mm à 1 cm) se détachant sur un fond d'antigorite. L'une de ces lentilles est située en bordure de la route du Pont de Remondes à Mogadouro, au Cabeço de Caro Custa (Lagoa), l'autre 3 km à l'Est de Talhas (Morais).

C — Les Formations Acides

La série métamorphique acide du complexe de Morais s'étend au Sud de la faille de Morais selon une surface elliptique dont le grand axe, en direction NE-SW, mesure 17 kilomètres de long et le petit axe 8 kilomètres. Sa structure est celle d'une cuvette synclinale presque complète, seule la bordure septentrionale est légèrement tronquée par le jeu de la faille de Morais. Deux faciès pétrographiques bien distincts la composent: à la base, des gneiss ocellés reposant sur la série métamorphique basique et ultrabasique, des micaschistes au sommet.

1 — Les Gneiss Ocellés

Ce faciès, remarquable par la dimension des cristaux feldspathiques qu'il contient, s'individualise parfaitement sur le terrain et ses limites en font ressortir la structure brachysynclinale. Les gneiss ocellés affleurent selon un anneau allongé en direction NE-SW. A l'Ouest de Morais, ils reposent sur les amphibolites et les formations catazonales de Caminho Velho et au-delà de l'Azibo sur le substratum épimétamorphique du complexe. A la terminaison périsynclinale SW et à la bordure méridionale, le soubassement est la série amphibolitique, sauf dans la région de Vinhas (ensemble catazonal). La bordure orientale remonte jusqu'à la faille de Morais où les gneiss ocellés buttent contre les amphibolites et les serpentinites du secteur de Limãos.

DESCRIPTION

Les gneiss ocellés, à gros cristaux de microcline, épimétamorphiques, ont toutefois conservé les caractères d'une série sédimentaire grossièrement détritique. L'étude de détail montre les différenciations suivantes:

- faciès de base concernant les premiers mètres inférieurs de la formation;
- gneiss ocellés *sensu stricto* en représentant les 90% restants.

I — Les faciès de base

La base des gneiss oillés est composée, sur 1 à 10 mètres, de faciès particuliers, bien exposés dans la vallée du Sabor et le long des routes qui en recourent le contact basal dans la région du Pont de Remondes (fig. 10). Ailleurs, les conditions d'affleurement sont moins bonnes (base des gneiss oillés en général masquée).

Affleurement 1

Les faciès de base reposent sur les amphibolites à fort plongement N et débute par un niveau de schistes gréseux fins à gros cristaux de microcline (7 à 8 cm) dispersés. Au-dessus viennent des schistes gréseux fins. La zone suivante conserve, dans un matériel finement gréseux, des figures de classement consistant en bancs épais de 1 à 10 cm riches en plagioclases centimétriques (Pl. III, fig. 2). Enfin, un faciès arkosique massif couronne cette série d'une puissance de la dizaine de mètres.

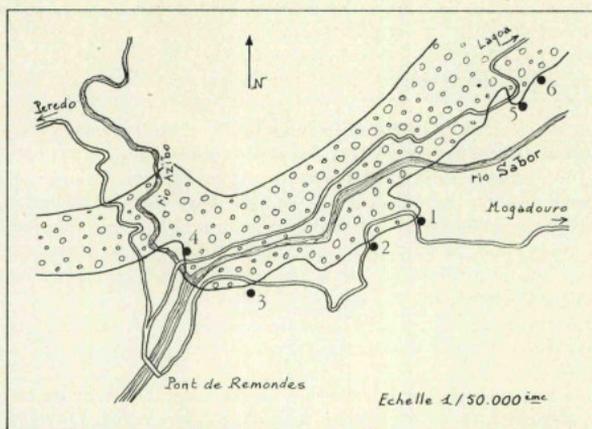


Fig. 10 — Position des affleurements montrant la base des gneiss oillés région du Pont de Remondes, (Peredo et Lagoa)

Affleurement 2

Les gneiss oillés ss reposent directement sur les amphibolites.

Affleurement 3

Au-dessus des amphibolites, quelques mètres de schistes gréseux à gros microclines sont surmontés par le faciès gréseux à plagioclases classés, puis par le gneiss oillé ss. La zone arkosique fait défaut.

Affleurement 4

Ce gisement montre un faciès original: immédiatement au-dessus des amphibolites affleure un type mixte acido-basique (50 cm) comportant une roche de couleur vert clair litée par une succession d'horizons millimétriques à centimétriques de plagioclases dans un fond amphibolitique. Ce niveau est suivi par un banc gréseux (15 cm), un banc gréseux à gros microclines, 3 cm de quartzite blanc, 25 cm de matériel mixte acido-basique au-dessus duquel débutent les gneiss ocellés ss.

Affleurement 5

La série acide, en repos sur les roches catazonales du gisement de Vinhas, débute par 10 cm de schistes gréseux à gros microclines et s'achève par 15 cm de mica-schistes fins.

Affleurement 6

La rivière Eirinha entame les gneiss ocellés perpendiculairement à leur direction. Sur les roches catazonales de Vinhas, les 4 faciès de l'affleurement 1, en bancs centimétriques à décimétriques, se répètent plusieurs fois.

II — Les gneiss ocellés sensu stricto

Ce faciès est le plus fréquent de la formation. Il se compose:

- de phénocristaux feldspathiques, surtout du microcline.
- d'un fond quartzomiacé orienté moulant les phénocristaux.

Les aspects revêtus par l'association de ces deux éléments sont multiples. Les principales variations intéressent la coloration du fond — brun clair, brun foncé, noirâtre — et la proportion, la taille et la disposition des phénocristaux. Malgré cette diversité de détail, on peut distinguer deux faciès dominants: les gneiss ocellés grossiers et les gneiss ocellés schisteux.

A — Les gneiss ocellés grossiers. (Pl. III, fig. 3).

Ils sont situés à la base et la vallée de l'Azibo, entre le Pont de l'Azibo et le Sabor (Sud de l'affleurement 4) en montrant de bons affleurements. La roche est massive, noirâtre, semée de phénocristaux (de microcline uniquement) d'une taille comprise entre 1 et 10 cm et valeur moyenne de 4 à 5 cm. Les microclines ne sont pas déformés et leur position par rapport au plan de schistosité est quelconque, le plus souvent couchés dans ce plan, parfois obliques ou même perpendiculaires. Ils représentent environ 50% de la roche en volume.

B — Les gneiss ocellés schisteux. (Pl. III, fig. 4).

Le débit schisteux facile de la roche est dû à l'abondance des micas. Le plan de schistosité est irrégulier, bosselé par les nombreux cristaux feldspathiques exprimant 80 à 85% de la roche. Ce sont des microclines en forme d'amande (1 à 2 cm) couchés dans le plan de schistosité et des plagioclases de taille plus modeste. Les uns et les autres sont moulés par la trame quartzomiacée disposée en lits irréguliers, renflés, sinueux ou plissés frustement.

L'abondance des phénocristaux de microcline de taille assez faible, leur forme amygdalaire, une schistosité déformée et étirée, caractérisent les gneiss oeilés schisteux.

III — Les intercalations stratifiées

Elles ne s'observent que dans le faciès des gneiss oeilés schisteux.

A — *Les passées gréseuses et micaschisteuses*

Ce sont des bancs peu puissants (1 à 2 mètres) aux contacts nets ou diffus avec la roche encaissante et identiques aux faciès gréseux de base.

B — *Les bancs amphibolitiques.*

Des bancs décimétriques d'amphibolite sont également associés aux gneiss oeilés du faciès schisteux. Les contacts sont nets et les bancs se suivent latéralement avec une puissance constante.

C — *Les bancs mixtes.*

Parfois, des bancs schisteux alternent avec des bancs amphibolitiques.

IV — Les enclaves

Elles s'observent uniquement au voisinage immédiat de la base des gneiss oeilés.

A — *Les enclaves de roches métamorphiques.*

Ce sont des amandes d'amphibolite de dimensions variées (0,10 à 1 mètre) allongées parallèlement à la schistosité de la roche encaissante.

B — *Les enclaves de roches ignées.*

a — *Gisement du Pont de l'Azibo* (affleurement 4, fig. 10). A 1 mètre au-dessus de la base de la formation oeilée, les schistes gréseux renferment une masse arrondie d'une cinquantaine de centimètres de diamètre avec une altération en pelure d'oignon.

Macroscopiquement, c'est une roche à texture grenue porphyrique, de couleur sombre, où se reconnaissent à l'oeil nu des phénocristaux de feldspath potassique de 2 à 3 cm, des grains de quartz bleu (jusqu'à 0,5 cm) et un fond composé de plagioclase, d'amphibole (0,1 à 1 cm) et d'un peu de biotite.

La composition minéralogique est la suivante:

quartz	clinozoïsite
microcline	zoïsite
plagioclase	grenat
hornblende brune	biotite
hornblende verte	apatite
chlorite	ilménite
	leucoxène

Le groupe se présente en phénocristaux légèrement cataclasés ou en groupes d'individus associés en mosaïque.

Le microcline, moiré, renferme de très nombreuses inclusions, de plagioclase surtout, mais aussi de quartz, d'amphibole et d'épidote.

Le plagioclase est le plus souvent altéré (saussurite), automorphe ou subautomorphe.

La hornblende brune n'a pas de forme propre et possède un pléochroïsme accusé avec ng brun, nm jaune, np brun vert.

La biotite est saine ou transformée en chlorite.

Les autres minéraux sont dispersés dans la roche.

Il n'est pas rare d'observer à la périphérie de la hornblende brune une couronne de hornblende verte. Il existe aussi des auréoles réactionnelles de deux types. Au contact entre amphibole et plagioclase se développe une frange de réaction composée de clinzoïsité finement granulaire. D'autre part, des masses globulaires composées de quartz et de hornblende vert pâle poecilitique sont séparées du plagioclase environnant par une auréole composée de hornblende d'une vert soutenu à disposition radiale et de clinzoïsité. Ces masses représentent les produits de transformation d'un minéral préexistant (pyroxène?).

b — *Gisement du km 41,6*, route du Pont de Remondes à Mogadouro. L'altération, importante dans les gneiss ocellés, a respecté un bloc de 2,5 mètres de diamètre d'un granite légèrement schistosé à texture grenue porphyrique. Le quartz et le plagioclase se présentent en cristaux de taille presque centimétrique. Les phénocristaux de feldspath potassique ont de 1 à 4 cm de long. La biotite moule ces éléments. Le grenat, en grains de 2 à 5 mm, est peu abondant. Le quartz est microgranulé et étiré.

Il s'agit là d'un orthogneiss issu d'un granite à mégacristaux.

MINÉRALOGIE

Les minéraux composant les gneiss ocellés sont de deux sortes: les uns, microcline et plagioclase surtout, sont résiduels tandis que les autres ont recristallisé au cours d'un métamorphisme général de faible degré.

I — Les minéraux détritiques

A — *Le microcline*

Il se présente en cristaux de 0,5 à 10 centimètres, automorphes, peu allongés (rapport $l/L=1/2$), blancs ou parfois roses. Il présente la macle de Carlsbad et ses contours sont souvent soulignés par un liseré laiteux. Les inclusions de biotite, fréquentes dans la zone interne ou moyenne des individus, sont disposées selon les faces cristallographiques du minéral-hôte.

Au microscope, le microcline est très frais, moiré, perthitique (Albite An 4). L'extinction est onduleuse. L'angle d'axe varie entre 60° et 84° . Les inclusions — biotite, chlorite, plagioclase, apatite, grenat, muscovite — sont nombreuses et présentent un automorphisme accusé. L'auréole laiteuse cernant parfois le microcline est composée de petits plagioclases (structure Rapakiwi). Au contact des deux minéraux se développent des myrmékites, soit dans le plagioclase, soit en bourgeons dans le microcline.

B — *Le plagioclase*

Automorphes ou subautomorphes de couleur laiteuse, les plagioclases ont une taille comprise entre quelques millimètres et 2 centimètres. Au microscope, ils sont envahis partiellement ou en totalité par des nuages opaques bruns ou noirâtres de nature zoïsitique. Leur composition se tient dans les limites l'andésine. Dans les faciès arkosiques, les plagioclases détritiques incluent fréquemment des grenats de 1 à 2 mm et parfois de la tourmaline.

C — *Les minéraux accessoires*

Ce sont le grenat, l'amphibole, le zircon, l'apatite, l'ilménite, disséminés ou concentrés dans certains faciès et certains horizons.

II — *Les minéraux de métamorphisme*

Quartz, albite, muscovite, biotite et chlorite forment le fond plus ou moins important des gneiss ocellés. Cette paragenèse indique des conditions de recristallisation épizonales.

STRUCTURE

Les gneiss ocellés sont affectés par une déformation qui touche sélectivement certains niveaux et modifie la structure à résidus détritiques contemporaine du métamorphisme. Les phénocristaux détritiques sont déformés et moulés par le fond étiré.

C'est le quartz qui est déformé avec le plus d'intensité. Les lits quartzeux montrent des traces évidentes d'éirement avec microgranulation. Les micas sont courbés et froissés. Les phénocristaux feldspathiques réagissent aux phénomènes dynamiques par une extinction onduleuse et un étirement en amande dont les pointes sont parfois très effilées (Pl. IV, fig. 1 et 2).

2 — *Les Micaschistes*

Le second terme de la série métamorphique acide de Morais consiste en une puissante série micaschisteuse reposant sur les gneiss ocellés. Les formations qui la composent sont des micaschistes variés auxquels s'ajoutent des bancs calcaromagnésiens et des intercalations basiques.

I — *Les micaschistes à résidus détritiques*

Ce sont des roches à grain fin — seules les phyllites se distinguent à l'oeil nu — de couleur brun clair parfois bleu gris, à débit schisteux assez facile. Elles couvrent la moitié orientale de la surface occupée par les micaschistes et s'observent aisément dans les tranchées de la route de Morais à Lagoa.

Composition minéralogique:

quartz	limonite
microcline	tourmaline
plagioclase	zircon
séricite	ilménite
chlorite	leucoxène
grenat	rutile

La roche est composée de deux parties: un fond quartzomiacé très fin avec quartz engrené et phyllites courtes et des minéraux détritiques — quartz, microcline, plagioclase, grenat — en petits «yeux» (0,5 mm) moulés par le fond. Le quartz détritique est plus ou moins étiré et déformé, les feldspaths damouritisés et saussuritisés. Le grenat est légèrement altéré en chlorite. Parmi les minéraux accessoires, rutile, zircon, ilménite et tourmaline sont détritiques et se concentrent parfois en de minces lits. La proportion des minéraux détritiques varie entre 20 et 60%.

II — Les micaschistes gréseux

Ils occupent le quart NW de la cuvette micaschisteuse. De couleur grise ou noirâtre, ils sont massifs, très durs (escarpements dans la vallée de l'Azibo) et pauvres en phyllites.

Leur composition minéralogique est la suivante:

quartz	grenat
albite	apatite
muscovite	ilménite
biotite	tourmaline

La structure est granolépidoblastique. Au quartz fortement engrené s'ajoutent l'albite et les phyllites, biotite seule ou biotite et muscovite. Ces minéraux forment la paragenèse métamorphique tandis que le grenat, millimétrique, est un élément détritique riche en schistosités internes matérialisées par du sphène et sans rapport avec la schistosité de la roche.

III — Les micaschistes grésopéolitiques

Ils dominent dans le quart SW de la cuvette micaschisteuse. Dans ces roches foncées à reflets argentés alternent les lits gréseux et micacés.

Composition minéralogique:

quartz	séricite
albite	chlorite
biotite	ilménite
grenat	tourmaline
apatite	graphite

Quartz, séricite et chlorite forment, en une association très fine, l'essentiel de la roche. Les lits quartzeux et phylliteux alternent en bancs de puissance millimétrique. Sur ce fond recristallisent poecilitiquement de grandes lamelles de biotite non orientées et des grenats.

IV — Les micaschistes alumineux

Puissants de quelques mètres, ces micaschistes s'intercalent entre les gneiss oeilés et les micaschistes grésopéolitiques dans la terminaison périscynclinale SW de la

CHAPITRE III — LE COMPLEXE DE BRAGANÇA

INTRODUCTION

Le complexe de Bragança (Pl. B), quarante kilomètres au Nord de celui de Morais, couvre un surface d'environ 800 km² et ses contours dessinent une ellipse allongée (grand axe NW-SE une trentaine de kilomètres, petit axe une quinzaine). Il est composé de formations de haut degré métamorphique (surtout mésozonal et catazonal) avec faciès basiques et ultrabasiques au Sud et faciès acides au Nord.

Les schistes épimétamorphiques du groupe transmontain cernent le complexe et affleurent aussi dans sa partie médiane à la faveur d'axes anticlinaux de direction NW-SE. L'un d'eux, l'anticlinal de Ladeiro, traverse tout le complexe.

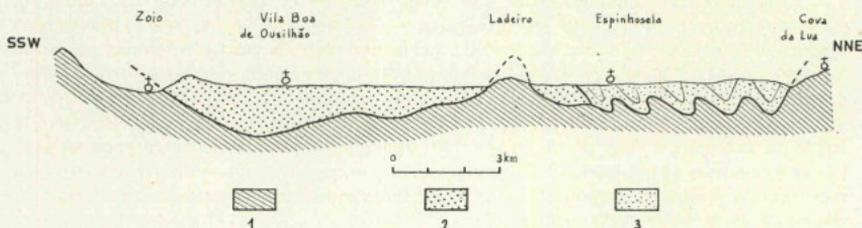


Fig. 11 — Coupe schématique de Cova da Lua à Zoio dans le complexe de Bragança. 1. — Série transmontaine. 2. — Série métamorphique basique et ultrabasique. 3. — Série métamorphique acide.

Une coupe générale de direction NNE-SSW (fig. 11) met en relief les traits principaux de ce complexe.

Sur la bordure septentrionale du complexe, à Cova da Lua (Vila Verde), les schistes épimétamorphiques sont redressés à la verticale ou plongent fortement vers le Sud-Ouest. Leur contact avec les formations du complexe est masqué par les alluvions de l'Ornal mais plus au Sud et sur une largeur de 3 kilomètres affleure la série métamorphique acide avec micaschistes à deux micas et niveaux de gneiss oeilés. L'ensemble est déformé par des plis d'ampleur métrique, d'axe NW-SE, serrés et déversés vers le Sud-Ouest.

A ces micaschistes font suite, par l'intermédiaire d'une zone broyée, des amphibolites à grenat avec faible plongement N-E et en repos sur l'axe anticlinal de Ladeiro.

Cette structure très pincée fait affleurer, dans la zone submédiane du complexe, les schistes épimétamorphiques du groupe transmontain.

Au Sud de cet axe se trouve une puissante série métamorphique basique et ultrabasique disposée en un synclinorium très surbaissé et dissymétrique (flanc N-E peu incliné, flanc S-W redressé à 45°). Des métapéridotites en occupent le coeur tandis que les flancs sont composés d'amphibolites et de pyroxénites à grenat variées.

La bordure S du complexe repose sur les schistes du groupe transmontain.

Cette coupe met en relief:

— la structure synclinoriale d'ensemble du complexe, simplement architecturé en deux mouvements synformes de part et d'autre d'un axe antiforme pincé;

— le comportement différentiel des séries métamorphiques acides et basiques vis à vis du plissement — larges ondulations dans celle-ci, petits plis serrés dans celle-là.

Le complexe de Bragança est morcelé par les fractures dont les plus importantes sont reliées au cortège régional NNE-SSW: faille de Bragança décrochant latéralement les formations selon un mouvement sénestre d'une ampleur de 2 kilomètres, faille de Gimonde tronquant l'extrémité orientale du complexe.

DESCRIPTION

§ I — La série métamorphique basique et ultrabasique

Occupant un domaine limité aux zones centrale et méridionale de l'unité, la série métamorphique basique et ultrabasique est disposée en un vaste mouvement synforme dont l'axe, de direction NW-SE, horizontal dans la partie orientale, se relève légèrement vers l'Ouest. Les accidents tectoniques la découpent en quatre surfaces d'importance inégale (fig. 12):

— le panneau de Samil à l'Est, limité par la faille de Bragança, au Nord par la vallée du Estripão, à l'Est par le village d'Alfaião, par São Pedro de Serracenos au Sud. Les amphibolites et pyroxénolites à grenat qui le composent sont subhorizontales et en repos sur le groupe transmontain dans la partie orientale mais plongent vers l'Ouest au voisinage de la faille de Bragança;

— immédiatement à l'Ouest, le graben de Coxa, formant une bande longue de 8 kilomètres, orientée N-S et bordée de failles. Large de 3 kilomètres au Nord, il se termine en biseau à son extrémité méridionale;

— le synclinal de Vila Boa de Ousilhão, comprenant l'essentiel de la série. Il est limité au Nord par l'axe anticlinal de Ladeiro. Sa terminaison orientale, érodée, dessine une demi-menêtre, (Nogueira) où affleure le groupe transmontain. La bordure S suit approximativement la route de Nogueira à Torre de D. Chama. La terminaison occidentale, périsynclinale, est compliquée par un réseau de failles;

— la bande de Gondosende (Vila Verde) isolée sur le flanc N de l'anticlinal de Ladeiro et jouxtant la série métamorphique acide.

Dans le synclinal de Vila Boa de Ousilhão, la série métamorphique basique et ultrabasique est la plus complexe du point de vue des types pétrographiques et des associations minéralogiques. Aux amphibolites banales de la base font suite des amphibolites à grenat avec enrichissement progressif en pyroxène et augmentation de la taille des minéraux. La série s'achève par des pyroxénites et amphibolites à grenat et des métapéridotites.

Du point de vue des faciès pétrographiques, trois ensembles se dégagent (fig. 12):

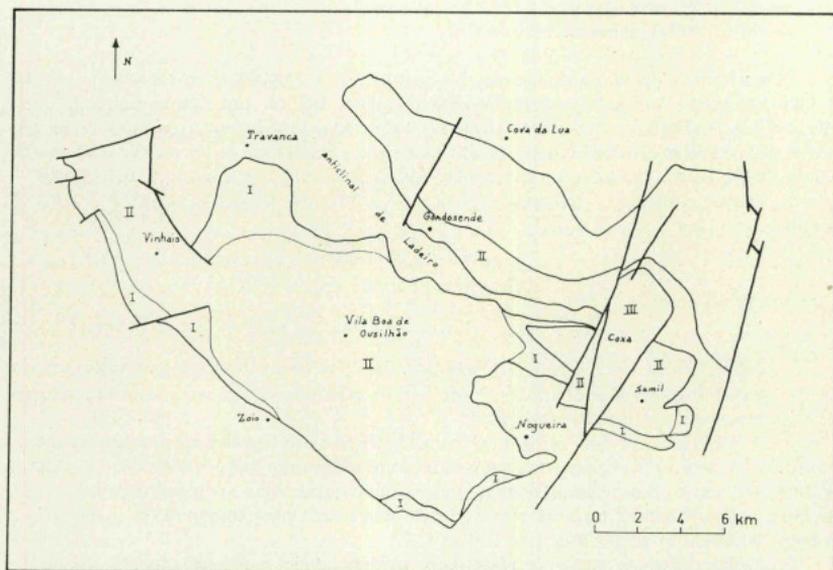


Fig. 12 — Extension des subdivisions pétrographiques dans la série métamorphique basique et ultrabasique de Bragança. I. — Amphibolites. II. — Domaine blastomylonitique. III. — Granulites

- des amphibolites banales à la base;
- un domaine blastomylonitique;
- des granulites au sommet;

auxquels il faut adjoindre des gneiss et migmatites et des enclaves variées.

I — Les amphibolites

Elles occupent une position périphérique dans la série métamorphique basique et ultrabasique (fig. 12): Est et Sud du panneau de Samil, bordures du synclinal de Vila Boa de Ousilhão. Ces amphibolites se séparent en deux types: des amphibolites banales sur la bordure méridionale de la série, des amphibolites fines.

I — Les amphibolites banales

Dans ces amphibolites, en tous points comparables à celles du complexe de Mo-rais, le feldspath laiteux tranche sur un fond vert sombre. Les aiguilles d'amphibole, 1 à 3 mm, s'alignent sur le plan de schistosité.

Au microscope, les associations minéralogiques suivantes ont été reconnues:

- hornblende-plagioclase
- hornblende-plagioclase-clinozoïsite

La structure est nématoblastique. La hornblende a cristallisé en aiguilles allongées et bien colorées, avec pléochroïsme accusé: ng vert beulté, nm jaune pâle, np vert. $2V_x = 60^\circ$ à 70° , $ng/C = 17^\circ$, $ng = 0,023$. Le plagioclase est obscurci par des amas noirâtres de nature zoïsitique (cloudy plagioclase). La proportion de la clinozoïsite atteint jusqu'à 20 %. Le clinocllore, rare, est disposé en rosettes. Les minéraux accessoires — quartz, sphène, ilménite magnétite, pyrite — sont granulaires et uniformément répartis.

II — Les amphibolites fines

Elles diffèrent des précédentes par la finesse du grain et la couleur plus sombre. Les prismes d'amphibole sont trapus (1 mm) et le plagioclase, en «yeux» millimétriques, se cantonne dans des lits discontinus.

Les associations minéralogiques sont identiques à celles des amphibolites banales mais les caractères optiques des minéraux sont différents. La hornblende n'a plus un habitus aciculaire. Les prismes, courts, voire isométriques, ont un pléochroïsme accusé: ng vert, nm vert jaune, np vert olive. L'angle d'axes est plus faible ($2V_x = 56^\circ$ à 58°), l'angle d'extinction plus élevé ($ng/C = 27^\circ$).

Le plagioclase se présente sous deux formes: amas nuageux répartis en petites masses noirâtres entre les amphiboles, grains très frais (oligoclase An 20, andésine An 30).

Le quartz et l'épidote sont rares, de même que les minéraux accessoires — sphène, ilménite, pyrite.

Dans les amphibolites fines affleurant au Sud de Travanca (Vila Verde), la magnétite (en poussière) et le rutile (en baguettes) obscurcissent les prismes amphiboliques.

2 — Les blastomylonites

Toutes les roches de la série basique et ultrabasique du complexe de Bragança, à l'exception des amphibolites et des granulites, présentent une structure blastomylonitique du même type que celle entrevue dans les formations catazonales du complexe de Morais (gisements de Caminho Velho et de Vinhas). Le phénomène, prenant ici une ampleur considérable, intéresse 400 m de formations. Les blastomylonites brigantines, comme celles de Morais, sont composées de deux fractions: des phénocristaux résiduels (taille millimétrique à centimétrique), une mésostase finement recristallisée.

La subdivision du domaine blastomylonitique en deux zones (fig. 19) est déterminée par la nature des associations résiduelles dans le faciès basique, la composition de la mésostase y restant uniforme.

Zone I

Cette zone, occupant la base du domaine blastomylonitique, repose sur les amphibolites ou sur le substratum du complexe. Elle est composée de blastomylonites basiques uniquement.

I — Les blastomylonites basiques sombres

Le type en sera défini dans la région de Vila Verde, 1 km à l'Ouest de ce village. Les carrières surplombant la route de Vila Verde à Paço (flanc W de la butte de Navaho) offrent une roche vert foncé, massive, rubanée, à grain fin et débit irrégulier. Le fond finement cristallisé est semé de cristaux millimétriques d'amphibole nombreux et de quelques grenats.

Composition minéralogique:

<i>Résidus</i>	<i>Mésostase</i>
hornblende verte	hornblende verte
grenat	oligoclase
	clinozoïsite
	sphène

La structure est blastomylonitique à résidus. La fraction résiduelle, hornblende seule ou hornblende et grenat, occupe entre 25 et 30% de la roche en volume. Les cristaux de hornblende (0,5 à 2,5 mm) ont les propriétés optiques suivantes: pléochroïsme accusé avec ng vert, nm jaune pâle, np vert brun, $2V_x = 68^\circ$ à 78° , $ng/C = 17^\circ$ à 19° , $ng-np=0,029$. Les inclusions, peu nombreuses, consistent en sphène et en plagioclase. L'extinction est onduleuse et les lignes de clivage courbées. La bordure des cristaux est irrégulière et dentelée.

Le grenat (1 à 2 mm) rose pâle, contient en abondance du sphène microscopique, parfois de l'amphibole et du plagioclase.

Les phénocristaux résiduels sont noyés dans un fond très fin (grains de 0,05 à 0,1 mm) composé de hornblende verte, plagioclase et clinozoïsite.

La hornblende en courts prismes orientés est légèrement bleutée. Le plagioclase (oligoclase An 25) est très frais mais possède une extinction onduleuse. La clinozoïsite se surimpose aux minéraux précédents. Le sphène est uniformément réparti. Le plagioclase nuageux en petits grains détermine des lits minces et discontinus.

Le rubanement de la roche résulte d'une alternance de lits sombres (concentration des résidus amphiboliques) et clairs (abondance de clinozoïsite).

Dans la zone I, les variations observées à partir de ce type portent sur les points suivants:

- proportion volumétrique des résidus étalée entre 20 et 50%;
- présence locale de clinozoïsite résiduelle;
- proportion du quartz, jusqu'à 10 %, dans la mésostase.

II — Les blastomylonites basiques claires

Constrastant avec le type sombre, ces roches montrent de grands résidus amphiboliques dans un fond vert clair (tranchée de la route de Vinhais à Chaves, km 236,6).

Les résidus, hornblende seule, sont clairsemés. Le fond est constitué de plagioclase et de quartz avec un peu d'amphibole en petits prismes (0,01 mm).

Ce type clair s'intercale en bancs plus ou moins puissants à tous les niveaux de la zone I.

En résumé, les faciès pétrographiques des blastomylonites basiques de la zone I sont peu variés. La fraction résiduelle, cataclasée, comporte de la hornblende surtout, un peu de grenat et de clinzoïsite (le plagioclase nuageux appartient sans doute à cette fraction). Parmi les minéraux de la mésostase, de taille 10 à 20 fois inférieure à celle des résidus, les uns sont syntectoniques (plagioclase), d'autres franchement posttectoniques (clinzoïsite).

Zone II

S'étendant au reste du domaine blastomylonitique, cette zone est caractérisée par la diversité des faciès pétrographiques (acides, basiques, ultrabasiques) et la présence constante du grenat et du diopside résiduels dans les types basiques.

A — LES BLASTOMYLONITES BASIQUES

Dans le synclinal de Vila Boa de Ousilhão, elles occupent les régions inférieure et moyenne de la zone II et s'intercalent aussi dans les métapéridotites au coeur du synclinal. Elles intéressent le panneau de Samil dans sa presque totalité.

I — L'amphibolite à pyroxène et grenat de Castrelos

Cette roche vert jaune, massive, à grain fin, affleure dans une carrière à la sortie W du village de Castrelos (Vila Verde), en bordure de la route de Conlelas. La foliation est soulignée par une alternance de lits clairs (0,5 à 1 mm) et sombres (millimétriques à centimétriques). Seuls l'amphibole et le grenat s'identifient à l'oeil nu.

La composition minéralogique est la suivante:

<i>Résidus</i>	<i>Mésostase</i>	
hornblende vert brun	plagioclase	ilménite
grenat	quartz	sphène
diopside	hornblende	calcite

La structure est blastomylonitique à résidus. La taille des phénocristaux est ici très faible. La hornblende (0,5 mm) présente un pléochroïsme accusé: ng vert brun, nm jaune, np brun vert. Le grenat (0,5 mm), rose, contient de nombreuses inclusions — plagioclase, diopside, hornblende, quartz, sphène, ilménite, calcite. Le diopside (0,5 mm) est concentré dans de minces lits ou disséminé. Vert pâle, à peine pléochroïque, il possède pour caractères optiques $2V_z = 64^\circ$ à E° , $ng/C = 49^\circ$. Diopside et hornblende résiduels sont déformés.

La mésostase est surtout composée par une fine association (0,05 mm) de hornblende verte prismatique, plagioclase, quartz et clinozoisite. Il s'y ajoute aussi de fins débris de hornblende brun vert et de diopside provenant de la microgranulation périphérique des résidus. La concentration du quartz, du plagioclase et de la clinozoisite en de minces lits détermine le rubanement macroscopique de la roche.

L'amphibolite de Castrelos diffère assez peu des blastomylonites basiques sombres de la zone I, s'en séparant toutefois par la coloration brune plus accentuée de l'amphibole résiduelle et surtout par la présence du diopside.

II — La pyroxénite à amphibole et grenat de Nunes

A 300 mètres au Nord du village de Nunes (Rebordelo), le long du chemin qui monte à Ranhadouro, affleure une belle roche constituée par une alternance répétée de lits centimétriques vert clair et noirs soulignés de minces filets blancs. Les phénocristaux résiduels — diopside, hornblende, grenat — se reconnaissent aisément.

Composition minéralogique:

<i>Résidus</i>	<i>Mésostase</i>	
hornblende brun vert	hornblende verte	
diopside	clinzoisite	
grenat	quartz	ilménite
	plagioclase	sphène

La structure est blastomylonitique à résidus.

La hornblende résiduelle (0,5 à 4 mm), très colorée, présente les propriétés optiques suivantes: ng vert bouteille, nm jaune vert np brun vert foncé, $2V_x = 78^\circ$ à 82° , $ng/C = 14^\circ$. Elle possède les caractères de corrosion et de déformation habituels aux résidus.

Le pyroxène est un diopside faiblement pléochroïque avec ng vert tendre, nm jaune pâle, np vert très pâle, $2V_z = 59^\circ$ à 64° , $ng/C = 42^\circ$ et encerre des inclusions de hornblende et de plagioclase.

Le grenat, de teinte rose soutenue, est riche en inclusions de sphène et diopside. Fait exceptionnel, il est ici aurolé par une couronne composée de clinzoisite et de hornblende verte en fibres à disposition radiée. Cette couronne peut être mince (0,1 mm) ou s'étendre jusqu'au coeur des cristaux.

Les phénocristaux résiduels représentent volumétriquement 40% de la roche. La hornblende est concentrée dans les lits sombres, le diopside dans les lits clairs. Le grenat est uniformément réparti.

La mésostase est composée de quartz, plagioclase, hornblende et surtout clinzoisite. Les minéraux accessoires sont l'ilménite et le sphène.

Dans cette roche, située dans la partie moyenne de la zone II, les proportions de l'amphibole, du clinopyroxène et du grenat sont à peu près égales.

III — La pyroxénite à grenat de Portela

Cette roche vert clair, riche en grenat, s'observe dans une carrière 800 mètres à l'WNW du village de Samil (Bragança), au lieu-dit Portela et s'intercale en minces bancs (5 à 10 cm) dans des pyroxénites à amphibole et grenat de type Nunes.

Composition minéralogique:

<i>Résidus</i>	<i>Mésostase</i>
grenat	diopside
diopside	sphène
plagioclase	ilménite

Dans une structure blastomylonitique à résidus, le diopside (0,2 à 1 mm) présente les mêmes propriétés optiques que celui de la pyroxénite de Nunes. Le plagioclase est totalement obscurci par des amas nuageux. Le grenat, rose orangé, craquelé, automorphe, ne contient aucune inclusion sauf un peu de plagioclase.

Diopside, plagioclase et grenat baignent dans une purée de diopside (0,01 mm) provenant de la microgranulation des phénocristaux.

Dans cette roche, dépourvue de hornblende, le plagioclase apparaît pour la première fois comme une phase résiduelle abondante.

Les roches de Castrelos et de Portela représentent des types extrêmes à mi-chemin desquels se place celui de Nunes. Dans la surface couverte par les blastomylonites basiques de la zone II, tous les intermédiaires existent entre ces trois pôles. Les distinctions ne portent que sur la nature et la proportion des résidus car la composition de la mésostase est homogène.

A l'échelle de la zone II s'esquisse une polarité métamorphique déterminée par la proportion des résidus et l'évolution de leurs caractères optiques:

— la hornblende, vert brus à la base de la zone II, passe à une hornblende brun vert et même parfaitement brune (cas d'amphibolites à pyroxène et grenat intercalées dans les métapériodites au coeur du synclinal de Vila Boa de Ousilhão);

— le diopside conserve des propriétés optiques constantes. Sa proportion, faible à la base, égale celle de l'amphibole dans le type de Nunes. Le type Portela n'est composé que de minéraux anhydres;

— le grenat, clairsemé à la base, représente 20 à 30% en volume dans le type Nunes et 50 à 60% dans le type Portela tandis que sa coloration passe du rose pâle au rose soutenu puis au rose orangé;

— parmi les minéraux accessoires, le rutile tend à remplacer le sphène dans les termes les plus élevés de la zone II.

B — LES BLASTOMYLONITES ULTRABASIQUES

La masse principale des blastomylonites ultrabasiques de Bragança se trouve au coeur du synclinal de Vila Boa de Ousilhão, en couches puissantes associées à des blastomylonites basiques et à quelques minces niveaux gneissiques. Plus à l'Ouest, de nombreux gisements de faibles dimensions affleurent dans les régions de Vinhais, Nunes (Rebordelo) et Soutelo (Vinhais) avec toujours pour contexte les blastomylonites basiques. Il en est de même des gisements affleurant au Nord de Samil (Bragança). Ceux du panneau de Coxa sont par contre associés à des granulites.

Le type le plus courant en sera défini dans la tranchée de la piste de Zoio à Vila Boa de Ousilhão (Rebordãos), 2 km au SSW de ce village. La roche, gris noirâtre, à grain fin, présente une texture planaire soulignée par des bancs centimétriques plus ou moins sombres.

Composition minéralogique:

<i>Résidus</i>	<i>Mésostase</i>	
pargasite	pargasite	antigorite
	olivine	magnétite

Les phénocristaux de pargasite sont parfaitement incolores, de petite taille (0,5 à 1,5 cm), avec pour caractères optiques $2V_z = 60^\circ$, $ng/C = 25^\circ$ et montrent une extinction onduleuse, une torsion des plans de clivage avec microglissements.

Représentant 55% de la roche en volume, la pargasite résiduelle baigne dans une fine mésostase (0,1 mm) composée de pargasite, olivine granulaire et magnétite. Ce dernier minéral est concentré dans des lits serpentinisés (bancs macroscopiques sombres).

Un autre type, moins répandu, affleure dans la carrière de Rica Fé (Aveleda), 2,5 km au Nord de Bragança. La roche est de couleur noire avec pour seul minéral visible à l'oeil nu le pyroxène en grains millimétriques dispersés. La schistosité est là parfaitement horizontale.

La composition minéralogique est la suivante:

<i>Résidus</i>	<i>Mésostase</i>
olivine	olivine
orthopyroxène	orthopyroxène
clinopyroxène	magnétite
magnétite	antigorite
picotite	

La structure habituelle des blastomylonites s'observe assez mal par suite d'une serpentinitisation avancée de l'olivine. Toutefois, dans les échantillons mieux conservés, olivine, pyroxène et magnétite en phénocristaux sont noyés dans une fine mésostase riche surtout en olivine granulaire (Pl. IV, fig. 3) et parcourue de réseaux d'antigorite soulignée de magnétite.

Dans un troisième type, plus rare (graben de Coxa), les phénocristaux résiduels (0,5 à 4 mm) sont composés uniquement de clinopyroxène représentant 58% de la roche en volume.

Dans les blastomylonites ultrabasiques de Bragança, l'occurrence de grenat est un accident minéralogique. Deux individus ont été recueillis: l'un d'un rouge profond mesure 7 cm de long, l'autre, de dimensions plus modestes (1 cm) est ceinturé par une double auréole, interne d'amphibole, externe de chlorite, chacune atteignant 3 mm d'épaisseur.

En général, l'association résiduelle des blastomylonites ultrabasiques comporte à la fois olivine, pyroxène et amphibole et, selon leurs proportions, se rapproche de l'un des types pris pour exemple.

C — LES BLASTOMYLONITES ACIDES

Ce sont des gneiss disposés en bandes peu puissantes (une vingtaine de mètres au plus) associées aux blastomylonites basiques et ultrabasiques (coeur du synclinal de

Vila Boa de Ousilhão) ou des structures plus importantes: niveau de Nunes (Rebordelo), synforme de Lagarelhos (Vinhais) et ses annexes de Vilar de Ossos (Vinhais).

I — Les bands gneissiques associées aux métapéridotites

— la bande d'Alimonde (Rebordãos), puissante de 20 mètres, s'étend au Sud de ce village sur une distance de 1,5 km en direction NNW-SSE et s'intercale entre les métapéridotites (blastomylonites ultrabasiqes) à la base et les amphibolites à grenat;

— la bande de Conlelas (Rebordãos), puissante d'une dizaine de mètres, dessine un demi-cercle de 4 km de long de part et d'autre de ce village. En repos sur les blastomylonites basiques, elle est séparée des métapéridotites sus-jacentes par une mince couche amphibolitique;

— la bande de Vila Boa de Ousilhão, en forme d'U aux branches (1 km) dirigées vers le Nord.

Il existe aussi de petits gisements: Alto dos Côtos, 1 km au N-E de Ousilhão (Rebordãos), Piolheira, 1,5 km au SSW de Vila Verde, Carrazedo (Rebordãos).

A — Les gneiss de Vila Boa de Ousilhão

Le gisement (fondement de la chapelle de ce village) montre des gneiss fins sous deux aspects.

a — Le gneiss blanc oillé

C'est une roche à grain très fin avec des «yeux» feldspathiques (0,2 à 1,5 cm), lamelles de muscovite et petits grenats. La foliation est soulignée par de minces filets quartzeux gris.

Composition minéralogique:

<i>Résidus</i>	<i>Mésostase</i>
microcline	quartz
plagioclase	plagioclase
muscovite	muscovite
grenat	apatite
	zircon

Les phénocristaux, très frais sauf le grenat légèrement chloritisé, sont étroitement moulés par la mésostase et intensément déformés (microcline brisé avec déplacement des fragments).

La mésostase comporte une association cataclastique de quartz et plagioclase (0,02 mm) parcourue de lits quartzeux composés de files de plaquettes (0,2 mm) en une ou plusieurs couches (cf. Pl. VII, fig. 1).

b — *Le gneiss à disthène*

Associé au gneiss blanc oeilé, cette roche à grain fin, gris brunâtre, montre la composition minéralogique suivante:

<i>Résidus</i>	<i>Mésostase</i>	
plagioclase	quartz	zircon
grenat	plagioclase	rutile
muscovite	biotite	ilménite
disthène	chlorite	limonite

La taille des résidus est faible (moins de 1 millimètre). Il faut noter ici la richesse en biotite et la présence de disthène en petits prismes (0,1 à 0,2 mm) déformés et ceinturés par un liseré sériciteux.

Dans les autres gisements, les gneiss blastomylonitiques (Pl. IV, fig. 4) présentent les mêmes caractères que ceux de Vila Boa de Ousilhão, à l'exception du gisement de Píolheira.

B — *Le gneiss de Píolheira*

Disposé en une mince couche de 300 mètres d'extension sur la bordure septentrionale des métapéridotites de Píolheira (1,5 km au SSW de Vila Verde), ce gneiss massif, gris foncé ou blanc rosé, siliceux, rubané et riche en grenat, présente la composition minéralogique suivante:

<i>Résidus</i>	<i>Mésostase</i>	
grenat	quartz	rutile
diopside	plagioclase	sphène
microcline	ilménite	leucosène

Dans une structure blastomylonitique, les résidus de grenat, à contours nets et arrondis sont riches en inclusions: rutile, plagioclase, ilménite, quartz. Le diopside, incolore, est concentré dans certains horizons, de même que l'ilménite. Le microcline est rare, intensément étiré et un peu altéré.

La mésostase est composée par une fine association quartzofeldspathique fortement engrenée et parfois un peu étirée.

II — *Les structures gneissiques occidentales*

Les deux principales sont le niveau de Nunes (Rebordelo) et le synforme de Lagarelhos: le premier, long de 9 kilomètres sur la bordure S du synclinal de Vila Boa de Ousilhão, au Sud de Vinhais, le second, d'axe N-S (4 km), au Sud de Vilar de Ossos (Vinhais). Annexes du synforme de Lagarelhos, d'étroites bandes gneissiques limitées par un réseau de failles se trouvent entre Vilar de Ossos et Salgueiros (Vinhais).

Les gneiss composant ces structures présentent les mêmes caractères que ceux des bandes associées aux métapéridotites. Le gisement le plus remarquable (carrière en bordure de la route Vilar de Ossos — Salgueiros, 500 mètres au S de Salgueiros)

montre de beaux gneiss linéaires blastomylonitiques à gros résidus de microcline (0,3 à 1 cm) et de muscovite (0,1 à 2 cm) et mésostase composée d'une fine association quartzfeldspathique engrenée et lardée de lits quartzeux (Pl. VII, fig. 1, 2 et 3).

Quelques faciès migmatitiques sont associés à ces gneiss, comme au Pont da Panca (2 km au Sud de Vinhais) par exemple.

3 — Les granulites

Les granulites n'affleurent que dans le graben de Coxa (fig. 12) où elles sont associées à des métapéridotites. Se présentant sous des aspects divers, elles sont très riches en grenat.

I — Les granulites acides

Ces belles roches se trouvent au lieu-dit Tojal de Pereiros (Bragança), autour de la cote 741 (2 km au S-W de Bragança). Elles sont massives, très dures, rubanées et montrent sur un fond blanc ou blanc-vert d'innombrables petits grenats rouge vif.

Composition minéralogique:

quartz	hornblende brune
oligoclase-andésine	zoïsite
grenat	rutile
diopside	ilménite

La structure est granoblastique. Le fond de la roche est formé par un assemblage engrené de plagioclase, quartz et diopside (0,2 mm) avec un peu de hornblende brune. Le grenat, aux contours arrondis, représente 30% de la roche environ. Un léger litage est déterminé par la concentration du diopside en de minces lits. La phase titanée est représentée par le rutile.

Dans ce type, la taille des composants, du grenat surtout, subit quelques variations, de même que la proportion du diopside parfois presque absent. Dans ce cas, la roche est simplement composée de quartz, plagioclase et grenat.

II — Les granulites basiques

Situées à l'Ouest du point précédent, les granulites basiques sont massives, sombres, avec grenat et pyroxène en grains de 1 à 3 mm et présentent la composition minéralogique suivante:

diopside	hornblende brune
grenat	rutile
plagioclase	ilménite
quartz	calcite

La structure est granoblastique. Diopside et grenat représentent 90% de la roche en volume.

Le grenat, rosé, est riche en inclusions de sphène matérialisant des structures en «boule de neige» ou des schistosités internes. Il renferme aussi du rutile et de l'ilménite.

Le clinopyroxène, un diopside bien coloré, possède les propriétés optiques suivantes: pléochroïsme ng vert, nm jaune pâle, np vert pâle, $2V_z = 66^\circ$ à 70° , $ng/C = 43^\circ$ à 50° , $ng - np = 0,030$. Il est cataclasé avec torsion des plans de clivage et légère granulation périphérique.

Diopside et grenat sont étroitement associés ou séparés par une fine mouture de diopside à laquelle s'ajoute un peu de quartz et de plagioclase.

La hornblende brune est accessoire. Rutile et ilménite sont souvent frangés de leucoxène. La calcite est rare.

Aux granulites du graben de Coxa, il faut adjoindre les pyroxénites à plagioclase et grenat de Papela (Rebordãos), 2 km au NNW de Vila Boa de Ousilhão. Au coeur du synclinal de Vila Boa de Ousilhão, ce gisement offre une roche à structure granoblastique composée de diopside, albite et grenat en égale proportion et représente sans doute la zone de passage entre blastomylonites basiques et granulites.

4 — Les enclaves d'origine ignée

Il est fréquent de rencontrer dans les blastomylonites des roches d'origine ignée indemnes ou peu transformées par le métamorphisme: gabbros, pyroxénolites variées et grenatites.

I — Les gabbros

Ces roches, disposées en masses lenticulaires ou arrondies, au plus décamétriques, s'intercalent à tous les niveaux du domaine blastomylonitique dans son faciès basique: gisement de Castro de Avelãs (Rebordãos) à la base, de Vila Boa de Ousilhão au sommet.

Les gabbros possèdent la structure et la composition minéralogique classiques de ce type de roche avec plagioclase en grandes lattes, augite et parfois olivine. Dans ce cas, se forme au contact plagioclase-olivine une auréole double, de pyroxène côté olivine, d'amphibole en disposition radiée côté plagioclase, le grenat s'intercalant parfois entre les deux.

Les actions dynamiques et métamorphiques ont modifié la structure et la composition minéralogique des gabbros à la périphérie des gisements. Les roches y sont laminées et une transformation rétomorphique touche tous les constituants qui recristallisent en agrégats de petits minéraux: l'amphibole remplace le pyroxène et l'olivine, le plagioclase primaire recristallise en innombrables individus ou s'altère en produits épidotiques.

II — Les pyroxénolites et grenatites

Ces roches originales se trouvent à 200 mètres au Nord-Est du village d'Alimonde (Rebordãos) (fig. 13), là où la piste recoupe presque perpendiculairement un contact

faiblement incliné vers l'WSW, entre métapéridotites et blastomylonites basiques. Juste au-dessus de ce contact, les blocs de pyroxénolite et de grenatite sont enveloppés dans les amphibolites blastomylonitiques et offrent la succession suivante:

— à la base, immédiatement au-dessus des métapéridotites, les grenatites sont disposées en blocs de dimensions variées (quelques centimètres à près d'un mètre), se détachant sur le fond sombre de la roche encaissante, d'autant plus que l'altération météorique les en dégage (Pl. V, fig. 1 et 2).

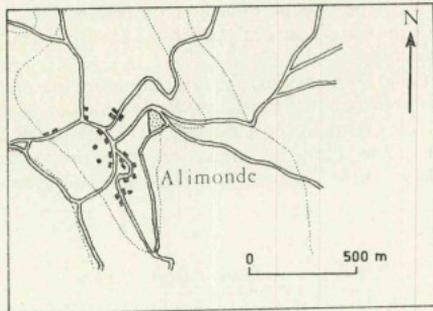


Fig. 13 — Situation du gisement des grenatites et pyroxénolites d'Alimonde

— à ce niveau, puissant de 4 à 5 mètres, succède celui des pyroxénolites disposées soit en monocristaux de 1 à 10 cm, soit en blocs métriques, sur une puissance de 5 à 6 mètres. La roche encaissante est toujours l'amphibolite blastomylonitique qui plus haut, ne renferme plus d'enclaves.

DESCRIPTION

A — Les grenatites et pyroxénolites à grenat

Ces roches massives ont une belle teinte rose dominante à laquelle s'ajoute parfois le gris violacé ou le vert des pyroxènes. La taille des grains est comprise entre 1 et 5 mm.

Dans l'étendue du gisement qui, puissant de 4 à 5 mètres, se poursuit latéralement sur une vingtaine de mètres, la composition minéralogique des grenatites n'est pas homogène. A l'un des pôles se place une grenatite à pyroxène où le grenat représente 70 à 90 % de la roche. L'autre pôle est occupé par une pyroxénolite à grenat d'un beau vert clair dans laquelle la proportion volumétrique du grenat n'est plus que de 5 à 10%. Tous les intermédiaires existent entre ces deux pôles.

Voici la composition minéralogique de cette roche:

grenat
orthopyroxène
clinopyroxène

hornblende brune
rutilé

La structure est parfaitement grenue. Le grenat, incolore, très craquelé, ne ferme pas d'inclusions. Le pyroxène, macroscopiquement gris violacé, présente les propriétés optiques — $ng/C = 42^\circ$, $2Vz = 56^\circ$, $ng - np = 0,029$ — du diopside.

A ces minéraux s'ajoutent, dans les pyroxénolites pauvres en grenat, un peu de bronzite (1 à 2%) tandis que le pyroxène, coloré en vert, présente des propriétés optiques identiques à celles du diopside gris violacé.

B — La pyroxénolite

C'est une roche monocristalline, à texture équante, hétérogranulaire (0,5 à 5 cm). L'unique composant est un pyroxène de couleur bronzée, jaune d'or sur les surfaces d'altération, aux propriétés optiques — $2Vz = 71^\circ$, $ng - np = 0,011$ — d'une bronzite.

LES CONDITIONS DE GISEMENT

Ces différentes roches du gisement d'Alimonde sont réparties en blocs dans les blastomylonites basiques sur une puissance de 10 à 15 mètres. Latéralement, le niveau des grenatites n'excède pas une vingtaine de mètres. Dans ce gisement, les bronzitites ont le même développement mais sont aussi distribuées par place dans tout le domaine ultrabasique du coeur du synclinal de Vila Boa de Ousilhão, comme d'ailleurs d'autres pyroxénolites (enstatitites, diallagites à biotite, etc....). Seules donc les grenatites sont réduites au gisement d'Alimonde.

Ces blocs résultent de la fragmentation d'une masse unique à l'origine au cours de la blastomylonitisation du matériel encaissant.

5 — Les migmatites

Les migmatites, associées à la série métamorphique basique et ultrabasique, sont réparties en trois panneaux peu étendus (2 à 5 km²) dans la région orientale du complexe de Bragança:

— panneau de Grandais (3 km à l'Ouest de Bragança), synclinal dissymétrique de 3 kilomètres de long, d'axe orienté WNW-ESE, avec terminaison périsinglinale occidentale, tronqué à l'Est par la faille de Bragança. Les migmatites, très altérées, reposent sur des amphibolitites et n'affleurent bien que dans la tranchée de la route de Bragança à Vinhais (Casa de Cantoneiros au km 267,4, Grandais au km 265);

— panneau de Quinta da Granja, 3,5 km au Nord de Bragança, bande étroite, flexurée par le jeu de failles parallèles. Les migmatites, très altérées, reposent au Nord sur les schistes du groupe transmontain (flanc méridional de l'anticlinal de Ladeiro), au Sud sur des métapéridotites. Elles n'offrent qu'un seul bon gisement, au km 40 de la route de Bragança à França, de part et d'autre de la vallée du ribeiro da Granja;

— panneau de Fontaelas, 3,5 km à l'Est de Bragança, bande allongée en direction N-S et tronquée à l'Est par la faille de Gimonde. Les vallées de l'Igrejas et du Sabor fournissent de bons affleurements continus. Les migmatites de Fontaelas admettent des lentilles d'éclotites allongées conformément à la foliation de l'encaissant. Le

panneau repose sur le groupe transmontain par l'intermédiaire d'un mince plancher de blastomylonites basiques.

Malgré la variété d'aspect, trois types se dégagent: migmatites micacées, migmatites à biotite, disthène et grenat, migmatites à grenat.

I — Les migmatites micacées

Ce type dominant est le plus sensible à l'altération météorique. Dans le panneau de Fontaelas, une carrière en bordure de la route de Bragança à Gimonde, cinquante mètres à l'Ouest du km 5,7, en offre un bon gisement. Les migmatites micacées sont claires, blanches ou roses, avec minéraux phylliteux groupés en lits tourmentés et nombreux filonnets leucocrates (fig. 14 c).

Composition minéralogique:

quartz	muscovite
microcline	grenat
oligoclase An 14	rutile
antiperthite	apatite
chlorite	magnétite

Les filons leucocrates sont composés de quartz et plagioclase en association granoblastique et renferment aussi quelques éléments des restites. Celles-ci comportent du microcline cataclaté, du plagioclase antiperthitique, de la chlorite et du grenat en partie chloritisé. L'ensemble est légèrement cataclaté.

Dans les faciès quartzitiques, les filonnets leucocrates, plus rares, ont des bords nets et frangés par un liseré sombre de minéraux ferromagnésiens (fig. 14 b).

II — Les migmatites à biotite, disthène et grenat

Ce type de roche est disposé dans la moitié orientale du panneau de Fontaelas et le meilleur gisement se trouve autour de la Quinta de Vale do Larão (700 mètres au Nord-Ouest de Gimonde). La roche, à fond sombre (biotite et grenat) est sillonnée de filets leucocrates (fig. 14 a) et présente la composition minéralogique suivante:

quartz	biotite
oligoclase	muscovite
antiperthite	ilménite
grenat	rutile
disthène	zircon

Les fractions leucocrate et mélanocrate sont ici bien séparées. Dans celle-ci, pauvre en quartz, la biotite très colorée est associée à d'innombrables prismes de disthène (0,5 à 1 mm) frais mais souvent déformés, orientés en tous sens. Il s'y ajoute du grenat (1 cm), un peu de plagioclase et de muscovite ainsi que les minéraux accessoires.

Dans la fraction leucocrate, quartz et plagioclase forment une association engrénée de grands cristaux (1 à 2 mm).

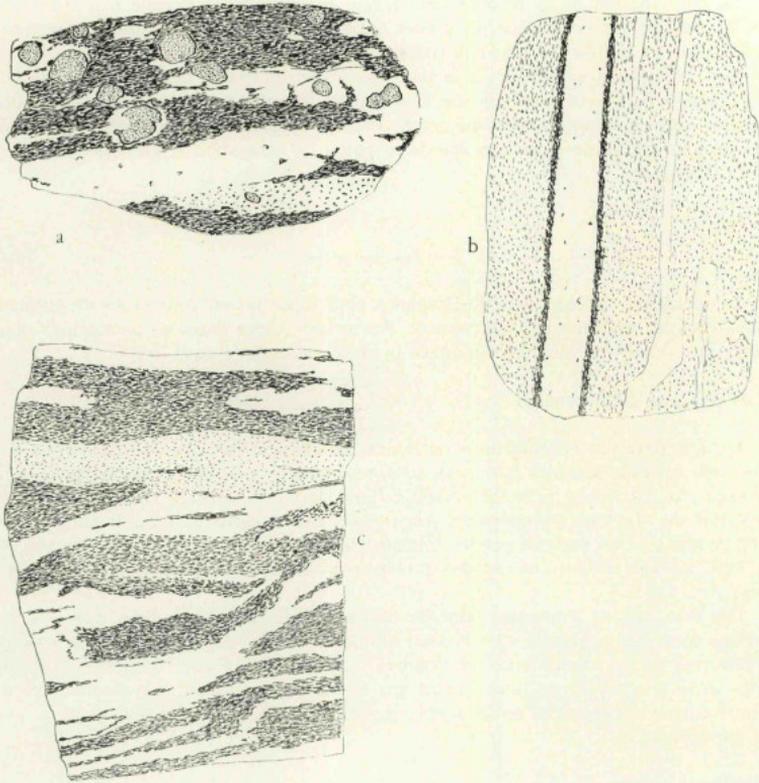


Fig. 14 — Migmatites du panneau de Montaelas (Bragança). a. — Migmatite à biotite, disthène et grenat. b. — Migmatite micacée quartzitique. c. — Migmatite micacée. Gr. nat.

III — Les migmatites à grenat

Ce type exceptionnel s'observe en un gisement unique dans le panneau de Quinta da Granja, km 4 de la route de Bragança à França. Il est caractérisé par sa richesse en grenat qui donne à la roche une teinte violacée.

Au microscope, se reconnaissent les minéraux suivants:

quartz
plagioclase
antiperthite
grenat

chloro-biotite
rutile
ilménite

La composition de la fraction leucocrate est semblable à celle des types précédents. La restite est constituée de grenat incolore, en grains millimétriques, parfois associés à de la biotite un peu chloritisée.

Les migmatites admettent, à la base des trois panneaux, des gneiss blastomylonitiques, identiques à ceux des niveaux acides dans le synclinal de Vila Boa de Ousilhão. Ces gneiss affleurent notamment au lieudit Pedaco (panneau de Fontaelas), 2,5 km au Nord-Ouest de Gimonde et au km 265 de la route de Bragança à Vinhais dans le panneau de Grandais.

6 — Les éclogites

Les éclogites du complexe de Bragança sont réparties en deux types de gisements: lentilles dans les migmatites (panneau de Fontaelas), blocs dans les formations conglo-mératiques récentes recouvrant par place la série métamorphique acide.

I — Les éclogites de Fontaelas

Dans le panneau migmatitique de Fontaelas (Bragança), les éclogites sont disposées en une suite de lentilles allongées conformément à la foliation de la roche encais-sante (fig. 15). La masse principale (500 mètres de long) affleure sur le flanc oriental de la vallée de l'Igrejas et repose sur un plancher de migmatites faiblement inclinées vers l'Est; son toit est masqué par les formations conglomératiques du plateau. Au Nord et au Sud, les autres lentilles ont des dimensions beaucoup plus modestes (50 à 100 mètres).

Les éclogites de Fontaelas sont de belles roches massives, très dures, compo-sées d'une association grenue (2 à 3 mm) d'omphazite vert clair et de grenat rose pâle. Dans d'autres types, l'amphibole en prismes trapus (0,5 à 5 cm) disposés de manière isotrope et le plagioclase se développent sur le fond éclogitique. A l'extrême, ces deux minéraux forment l'essentiel de la roche, pyroxène et grenat ne subsistant plus que de façon sporadique.

I — L'éclogite saine

Cette belle roche s'observe au pied de la lentille de Fontaelas en bordure de l'Igrejas, sous forme de blocs éboulés. A l'oeil nu, seuls sont visibles le grenat et l'om-phazite, en grains millimétriques.

L'examen microscopique permet de reconnaître:

omphazite	quartz
grenat	rutile
disthène	ilménite
	plagioclase

Ces minéraux forment une association granoblastique (fig. 16) dans laquelle gre-nat et omphazite représentent 90% en volume.

L'omphazite est incolore ou très faiblement colorée en vert, à réfringence élevée, $ng/C = 39^\circ$, $2Vz = 58^\circ$ à 70° , $ng - np = 0,025.25$. Les prismes sont peu allongés (0,5 à 3 mm) et à contours arrondis.

Le grenat est parfaitement incolore. Son diamètre, compris entre 0,5 et 5 mm, reste bien qualibré à l'échelle de l'échantillon. Outre le rutile, il renferme, dans son coeur seulement, de fines inclusions aciculaires, du sphène semble-t-il.

Le disthène, en petits prismes (0,1 mm), aux contours arrondis, est réparti en prismes isolés ou en groupements de quelques individus. Le rutile est granulaire. Un peu de plagioclase se développe autour de l'omphazite.

Les traits essentiels de cette éclogite sont la structure parfaitement granoblastique et la composition, minéraux primaires uniquement.

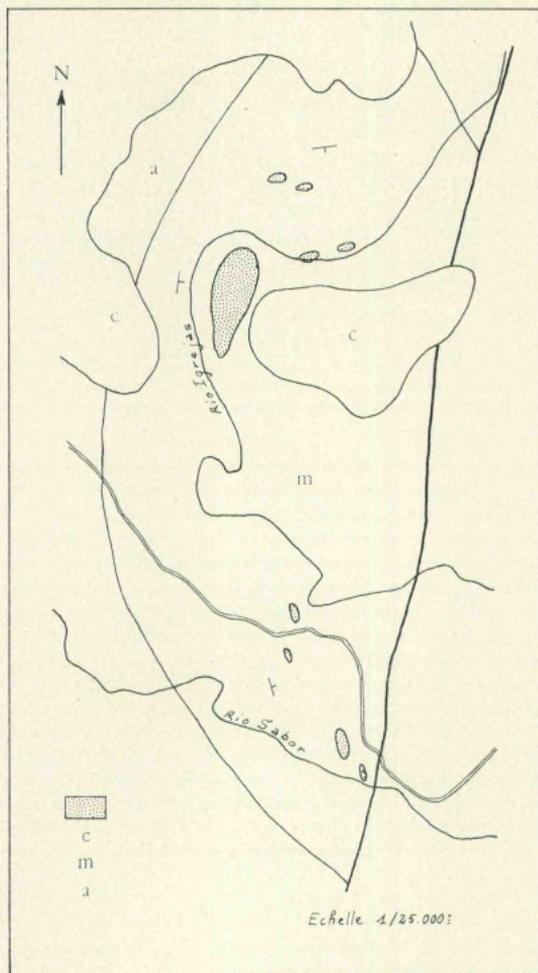


Fig. 15 — Situation des lentilles éclogitiques dans le panneau migmatitique de Fontaelas (Bragança)

II — Les dérivés rétro-morphiques

Tous les autres faciès dérivent du type précédent à la suite de transformations minéralogiques plus ou moins accomplies, conduisant en dernière extrémité à une roche de composition minéralogique et structure dioritique. Tous les intermédiaires existent entre ces deux pôles, permettant de suivre le processus de transformation dont le caractère original réside dans la taille et la composition des produits de remplacement — amphibole et plagioclase. La taille de ces deux minéraux est toujours élevée, 1 à 2 mm pour le plagioclase, 0,3 à 5 cm pour l'amphibole (Pl. V, fig. 3) et leur disposition absolument isotrope.

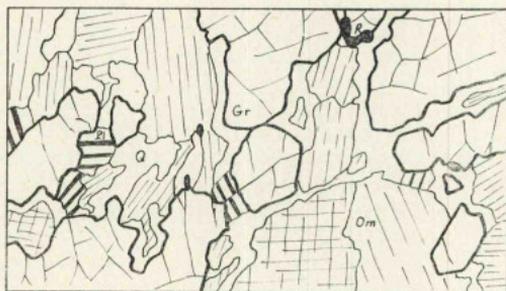


Fig. 16 — Structure granoblastique de l'éclogite de Fontaelas. Gr. grenat. Pl. plagioclase. Q quartz. Om omphazite. R rutile. X 10. Comparer avec la figure 18.

Le mode d'altération rétro-morphique des éclogites de Fontaelas s'éloigne donc considérablement du schéma classique de diaphtorèse dans ce type de roche: symplectitisation de l'omphazite, kéliphytisation du grenat.

Macroscopiquement, la rétro-morphose se manifeste tout d'abord par le développement de phénocristaux presque isométriques d'amphibole. Dans la roche ainsi mouchetée, le plagioclase commence à se former à la périphérie de l'omphazite.

Dans un stade plus avancé, la taille et la densité de l'amphibole s'accroissent, de même que la proportion du plagioclase. Cette «dioritisation» s'effectue soit en masse dans la roche, soit en tache d'huile à partir d'un centre, soit de part et d'autre d'un plan. Ces deux derniers modes n'intéressent qu'un petit volume de roche (1 dm³ au maximum) mais, relativement, la «dioritisation» s'y effectue plus vite.

Enfin, dans un stade ultime, la roche n'est plus composée que d'amphibole et de plagioclase (épidiorite) avec par place quelques résidus de grenat et d'omphazite.

Au cours de cette transformation, le minéral le plus instable est le disthène. Déjà, dans l'éclogite saine, une fraction des individus est remplacée par des amas sériciteux. Dans les faciès légèrement amphibolitisés, c'est uniquement sous cette forme qu'il subsiste. Les amas sériciteux disparaissent complètement dans les faciès les plus transformés.

L'amphibole brune ou vert foncé, à bordures très nettes, englobe poecilitiquement tous les autres minéraux.

Le plagioclase, dont la basicité est comprise entre l'oligoclase An 25 et l'andésine An 32, un peu déformé, remplace l'omphazite.

D'une manière générale, le mode de transformation des minéraux primaires en leurs produits de rétrogenèse ne s'observe jamais; les uns et les autres sont simplement au contact, quel que soit le degré de diaphorèse atteint par la roche. La recherche du processus de transformation rétrograde de l'éclotite, que ne révèle pas l'examen microscopique, a été faite à partir d'une étude modale effectuée sur des échantillons classés dans le sens d'une «dioritisation» croissante de l'éclotite. Quatre échantillons de l'éclotite saine ont d'abord été étudiés, puis cinq échantillons de plus en plus transformés (tableau III).

Le report sur un graphiote (fig. 17) du pourcentage des minéraux essentielles — omphazite, grenat, amphibole, plagioclase, disthène — appelle les remarques suivantes:

— dans l'éclotite saine, la proportion de l'omphazite évolue entre deux valeurs assez éloignées (47 à 63%), celle du grenat se maintient dans un espace plus resserré (28 à 33%), celle enfin du plagioclase reste très basse (moins de 5%);

— dans la suite «dioritisée», l'évolution des transformations s'effectue en deux temps. Dans un premier temps, l'omphazite seule est touchée, remplacée pour plus de moitié par de la hornblende et du plagioclase. La proportion du grenat reste celle de la roche initiale. Dans un deuxième temps, le grenat, jusqu'ici chimiquement stable, entre en réaction et provoque une élévation rapide du pourcentage volumétrique de l'amphibole. Le reste de l'omphazite est lui aussi transformé.

Ainsi, l'analyse modale met en évidence ce qui n'avait pu être optiquement observé c'est à dire la suite des transformations conduisant du type écolotitique pur au type dioritique et la part revenant à chacun des minéraux primaires dans les néocristallisations.

L'histoire des écolotites de Fontaelas est plus simple que celle de son contexte. Celui-ci, composé de granulites claires, a été blastomylonitisé puis migmatisé (Troisième Partie, Chapitre I). Rien de tel dans l'écolotite dont les masses lenticulaires n'ont enregistré aucun épisode déformationnel important. Grâce à la texture équante et au mode de gisement, chaque lentille écolotitique s'est comportée comme un système clos dans lequel a régné une pression de type hydrostatique (recristallisations isotropes) au sein d'un milieu soumis au régime tangentiel. Il faut noter seulement la présence de filonnets de composition quartzofeldspathique à la périphérie des lentilles. Outre le fait que ces filonnets ne sont pas accompagnés d'amphibole néoformée, la composition du plagioclase (oligoclase An 12 à 15) est précisément celle des leucosomes dans les migmatites encaissantes. Il est clair qu'il s'agit là de produits de fusion des migmatites injectés dans les diaclases des lentilles écolotitiques.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Grenat	33,00	28,50	28,00	30,50	25,00	32,00	30,00	14,00	11,50
Omphazite	47,00	59,50	57,00	53,00	30,50	24,50	22,00	13,00	3,00
Disthène	12,00	—	5,00	3,50	—	—	—	—	—
Hornblende	—	—	—	—	21,00	23,50	19,00	42,00	45,50
Plagioclase	2,50	5,00	1,00	0,50	18,50	16,00	24,50	27,00	40,00
Quartz	5,00	5,00	3,00	2,00	4,00	—	3,50	3,00	—
Rutile	1,00	0,50	1,00	0,50	1,00	2,00	1,00	1,00	—
Biotite	—	—	—	—	—	2,00	—	—	—

TABLEAU III — Étude modale des Ecolotites de Fontaelas

Analyses 1, 2, 3, 4. Ecolotites saines. Lentille de Fontaelas (Bragança).

Analyses 5, 6, 7, 8, 9. Ecolotites rétrogenosées. Lentille de Fontaelas (Bragança).

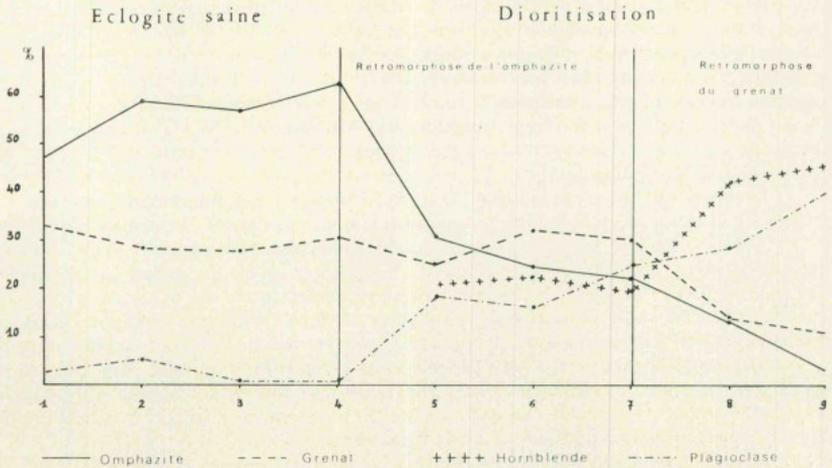


FIG. 17 — Evolution de la proportion des minéraux majeurs dans les éclogites de Fontaelas en fonction de la rétro-morphose (d'après les résultats de l'étude planimétrique, tableau III). En obcisse, suite des échantillons 1-2-3-4 éclogite saine, 5-6-7-8-9 suite dioritisée. En ordonnée, pourcentage des minéraux. Explications dans le texte

II — Les éclogites de Rabal

Ce type d'éclogite s'oppose à celui de Fontaelas tant par ses caractères macroscopiques que par les conditions de gisement, les éclogites de Rabal constituent des blocs (au maximum 20 cm) dans les formations conglomératiques superficielles récentes recouvrant localement la surface de pénéplaine. Ces recouvrements s'étendent au Sud-Ouest de Rabal (Aveleda), à l'Ouest de Carragosa, autour du mont Guerras (Vila Verde) et au Sud-Est de Gondosende (Vila Verde), au Alto de Lombo. Ces dépôts conglomératiques ne sont pas contemporains des «ranhas». Ils occupent une surface d'érosion plus élevée et la nature des éléments figurés est différente.

Les éclogites de type Rabal on été observées dans ces trois gisements mais c'est aux environs de Rabal, sur la colline de Mua (1,5 km au Sud-Est de Rabal) que les blocs éclogitiques sont particulièrement nombreux. Massifs, légèrement roulés, limités par des surfaces planes, ils sont composés de grenat (0,5 à 3 mm) aux formes cristallo-graphiques bien indiquées, rouge foncé, régulièrement réparti et calibré et d'un fond vert plus ou moins foncé, traversé de nombreuses aiguilles de zoïsite. Ces éclogites présentent un plan de schistosité sur lequel les aiguilles de zoïsite déterminent une linéation.

Parmi les échantillons recueillis dans le gisement, un seul est composé de minéraux primaires et représente l'éclogite saine.

I — L'éclogite saine

C'est une roche de cristallinité moyenne composée de grenat de couleur rose soutenu, en grains arrondis de 1 à 3 mm et de pyroxène aciculaire d'un beau vert d'herbe orienté sur le plan de schistosité.

La composition minéralogique est la suivante:

omphazite	disthène
grenat	quartz
karinthine?	muscovite
zoïsite	rutile
	pyrite

La structure est granonématoblastique. Les minéraux essentiels sont le grenat et l'omphazite (fig. 18).

Le grenat est incolore. Outre les grains de rutile, il enserme de nombreuses inclusions microscopiques et non orientées. L'omphazite est caractérisée par son habitus aciculaire et présente les caractères optiques habituels de ce minéral.

Les autres composants sont plus rares et moins régulièrement répartis. L'amphibole est groupée en lits minces et discontinus, espacés de 1 cm environ. Elle est incolore, à fort relief et léger pléochroïsme dans les bruns (karinthine?). La zoïsite possède aussi un habitus aciculaire et ses prismes sont disposés parallèlement à ceux de l'omphazite. Le disthène est rare. Le quartz, non déformé, en plages polycristallines millimétriques est présent par place. Le rutile est granulaire, interstitiel ou inclus.

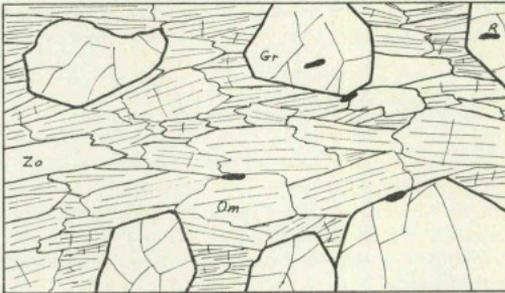


FIG. 18 — Structure planaire de l'éclogite de Rabat. Gr grenat. Om omphazite. Zo zoïsite. R rutile. $\times 10$. Comparer avec la fig. 16

Cette composition minéralogique est classique dans les éclogites mais le fait remarquable ici est l'absence complète d'altération et de déformation. Tous les minéraux sont primaires et la schistosité est contemporaine de la formation de l'éclogite.

II — Les éclogites rétrotransformées

A l'oeil nu, la différence entre l'éclogite saine et son produit diaphorétique est sensible. Le grenat est ceinturé par une mince auréole noire et plongé dans une matrice verte traversée d'aiguilles de zoïsite.

Au microscope, la rétro-morphose correspond au schéma classique mais son action s'exprime à divers degrés:

— dans certains échantillons, le grenat est entouré par une auréole kéliphytique (au plus 1 mm d'épaisseur) composée de hornblende verte, avec parfois un peu de biotite. L'omphazite est transformée, dans une proportion de 50 à 60 %, en une fine association symplectique de hornblende vert et le plagioclase;

— à l'extrême, la totalité de l'omphazite est transformée en sympléctite. L'auréole kéliphytique autour du grenat ne s'accroît pas. Au sein de ces associations microcristallines ne subsistent que le grenat, la zoïsité et le quartz. Le rutile ne subit aucune transformation.

Tous les intermédiaires existent entre l'éclogite saine et ce type extrême.

Il est difficile de préciser si la rétro-morphose des éclogites de Rabal s'est opérée dans des conditions statiques ou dynamiques. Il semble qu'un certain mouvement ait eu lieu comme l'indiquent des grenats à schistosité interne nettement oblique sur la schistosité externe et sans relation avec elle. De plus, le quartz est situé dans de petits domaines allongés dans le plan de schistosité de part et d'autre des grenats (pressure shadows). Par contre, les résidus primaires autres que le grenat ne montrent pas de déformation importante. Il n'est pas exclu qu'au début de la phase de rétro-morphose un mouvement subparallèle à la schistosité primaire des éclogites ait eu lieu, entraînant un rotation relative des grenats, la phase de diaphorèse s'effectuant dans des conditions statiques.

III — Les éclogite à disthène

Dans le gisement de Rabal, un type d'éclogite, riche en disthène, présente le même aspect macroscopique que celui des éclogites rétro-morphosées. Il s'y ajoute du disthène (15 à 20 % de la roche) en prismes sub-automorphes (1 à 4 mm) uniformément répartis et disposés en tous sens.

§ II — La série métamorphique acide

Elle occupe la région septentrionale du complexe de Bragança et s'étend en une bande large de 3 km, grossièrement orientée NW-SE, depuis Zeive (extrémité occidentale) jusqu'à la faille de Gimonde à l'Est. Une ample flexure marque le passage de la faille de Bragança dans la région de Meixedo (Aveleda).

La série est composée de schistes éctiniques variés dont les rapports avec le contexte diffèrent selon les points:

— contact direct ou par l'intermédiaire d'amphibolites avec le groupe transmontain sur la bordure N;

— repos de la terminaison périsynclinale occidentale sur le groupe transmontain par l'intermédiaire d'amphibolites;

— contact par faille de la terminaison orientale avec le contexte.

Les éctiniques acides admettent des intercalations de serpentinites: lentille de Espinhosela (Vila Verde) longue de 3 kilomètres, avec amphibolites à grenat, lentille de Serro 3° au Sud-Est de Espinhosela, longue de 3 kilomètres, bandes amphibolitiques (la plus importante au Nord de Baçal, Aveleda).

Toutes ces intercalations sont allongées en direction NW-SE.

La foliation de l'ensemble éctinique est puissamment déformée par des plis à l'échelle méso-cosmologique, d'axe NW-SE, droits ou déviés vers le Sud-Ouest (Pl. V, fig. 4).

A l'échelle de la formation, une stratigraphie d'ensemble se dégage avec gneiss oillés à la base, faciès arkosiques puis plus finement détritiques au-dessus.

I — Les gneiss oillés

Ces roches en minces bancs (quelques mètres) affleurent de façon discontinue et les différents gisements s'alignent en un niveau reconnu sur les bordures septentrionale et méridionale de la série acide, au voisinage de sa base.

Le gisement le plus caractéristique se trouve dans la région de Baçal (Aveleda), 1,8 km au NNE de ce village, sur la rive droite de la ribeira de Baçal. La roche est brun clair à grise, avec foliation moulant des «yeux» feldspathiques de taille moyenne (1 cm) mais parfois plus grande (2 à 3 cm).

Composition minéralogique:

microcline	biotite
myrmekite	pennine
quartz	grenat
plagioclase	apatite
muscovite	minerais

Les traits essentiels de cette roche:

— caractère antéschisteux des phénocristaux de microcline perthitique, cataclaté et bordé par un liseré plagioclasiqque avec myrmékites;

— microcline enserrant des plagioclases automorphes zonés et de la biotite orientée sur les faces cristallographiques du minéral-hôte;

— matrice quartzo-micacée avec minéraux détritiques;

sont ceux du gness oillé de Morais dans son faciès schisteux.

Dans les autres gisements, la taille des phénocristaux feldspathiques est plus faible et leur proportion variable, ici abondants, là clairsemés, mais le caractère propre à ce type de roche — phénocristaux de microcline dans un ciment — est toujours conservé.

II — Les micaschistes

A — Les faciès arkosiques

Les schistes superposés aux gneiss oillés sont clairs, diversement colorés (rose, jaune), assez massifs, riches en feldspath. Ils sont constitués de cristaux feldspathiques (microcline, plagioclase) tous de taille voisine (1 à 2 mm), cataclasés, au contact les uns des autres ou liés par du quartz interstitiel microgranulé et étiré en bandes flexueuses.

B — Les faciès détritiques fins

Le reste de la formation est composé de micaschistes à grain fin où l'association quartz — albite — muscovite — biotite — chlorite est fréquente. A cette paragenèse épizonale se joignent des minéraux détritiques: plagioclase (oligoclase An 20), grenat, muscovite et plus rarement hornblende brune ou pyroxène.

Ces roches sont étirées avec cataclase des minéraux résiduels.

DEUXIEME PARTIE

LE METAMORPHISME BLASTOMYLONITIQUE

L'étude générale du métamorphisme et de la tectonique dans les complexes de Morais et de Bragança ne peut être abordée qu'après examen d'un phénomène intéressant l'essentiel de la série métamorphique basique et ultrabasique de Bragança: le métamorphisme blastomylonitique.

GENERALITES

Certaines zones profondes de l'écorce terrestre ont été, au cours de leur histoire, engagées plusieurs fois dans des régions mobiles (géosynclinaux). Des séries cristallophylliennes élaborées au cours d'un premier cycle orogénique, puis reprises dans un cycle plus jeune, ont été le siège de phénomènes tels que *polymétamorphisme* et tectonique superposée.

Ces formations *polycycliques*, comme celles reconnues et décrites notamment en Bretagne méridionale [J. COGNE, 1960] et dans les Alpes [J. BELLIERE, 1967] ont une histoire complexe.

— *Premier cycle*. A la stratigraphie primitive s'est substituée une zonéographie en réponse aux conditions géophysiques dans lesquelles les séries ont été portées. Les roches composant ces séries ont acquis, outre l'assemblage minéralogique et les éléments structuraux (schistosité, linéations, plis), des caractères variant avec la position dans le bâti métamorphique:

- cristallinité (dimension des minéraux) croissant avec la profondeur;
- teneur en eau diminuant avec la profondeur;
- texture orientée dans les zones superficielles, équante dans les zones profondes où règne une pression de type hydrostatique.

— *Deuxième cycle*. Le substrat induré au cours de la phase métamorphique précédente subit un remaniement dont l'intensité dépend d'un certain nombre de facteurs parmi lesquels interviennent surtout la profondeur d'enfouissement, l'importance de la phase tangentielle jeune et l'orientation des nouveaux éléments structuraux par rapport aux anciens. Les blastomylonites s'élaborent au cours d'un tel remaniement. Ces roches, comparables aux mylonites, résultent comme elles du broyage d'un substrat mais il s'y ajoute une intense recrystallisation, les assemblages minéralogiques néoformés reflétant les conditions géophysiques du métamorphisme du second cycle.

Le métamorphisme blastomylonitique consiste donc en un *métamorphisme progressif banal* s'exerçant non pas sur une série sédimentaire mais sur un socle déjà métamorphisé.

Lorsque la réactivation du socle est incomplète, les blastomylonites contiennent en plus ou moins grande abondance des résidus minéraux témoins des paragéneses anciennes, parfois des enclaves des séries primitives. La reconstitution du substrat à

partir des «reliques» est alors possible et permet de remonter plus avant dans l'histoire de ces roches à composition minéralogique et structure complexes.

La majeure partie de la série métamorphique basique et ultrabasique du complexe de Bragança (fig. 19) est composée de blastomylonites dont le domaine, puissant de 400 mètres, en repos sur les amphibolites ou sur le groupe transmontain, se prête remarquablement à l'étude du métamorphisme blastomylonitique car:

- le faciès basique y domine et constitue un élément de référence;
- la richesse en résidus permet la reconstitution assez fidèle du substrat;
- la faible extension verticale du domaine blastomylonitique permet d'attribuer aux conditions géophysiques de la phase métamorphique jeune une valeur à peu près

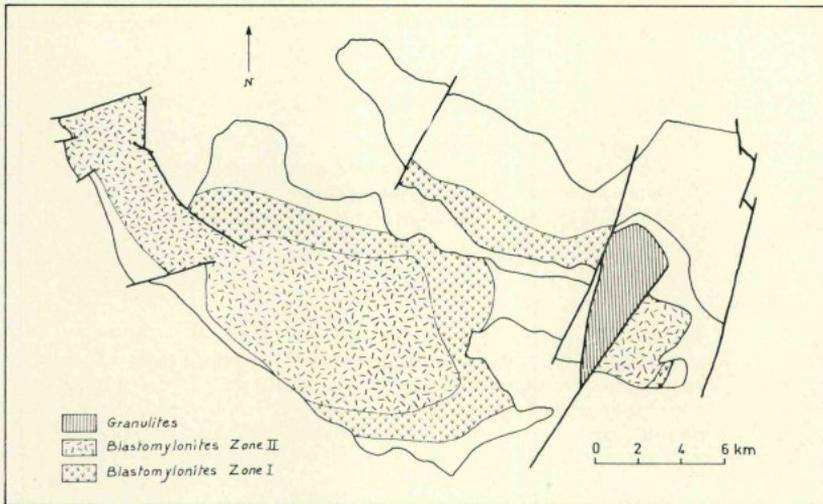


FIG. 19 — Situation des blastomylonites dans le complexe de Bragança

constante. Les variables sont alors réduites à la composition minéralogique et aux caractères acquis (cristallinité, texture, teneur en eau) des roches du substrat.

Les blastomylonites brigantines (Première partie, Chap. III) présentent à l'oeil nu une texture porphyrique: phénocristaux (0,5 à 4 mm) noyés dans un fond finement cristallisé. Au microscope, les phénocristaux, manifestement antéschisteux, portant presque tous les traces de contraintes mécaniques, baignent dans une mésostase dont les composants en association équate ou planaire ont une taille 10 à 20 fois inférieure à celle des phénocristaux.

CHAPITRE I — LE POLYMÉTAMORPHISME

I — La série cristallophyllienne ancienne

Elle a été élaborée au cours d'une première phase de métamorphisme à partir d'une série stratigraphique simple: matériel basique et ultrabasique avec faible représentation acide. Les paragenèses primaires s'y manifestent sous forme de résidus ou d'associations dans les enclaves:

Séquence basique:

Zone I*

hornblende verte-plagioclase
 hornblende verte-plagioclase-clinozoïsite
 hornblende vert brun-grenat-plagioclase
 hornblende vert brun-grenat-clinozoïsite-plagioclase

Zone II*

hornblende brun vert-grenat-diopside-plagioclase
 hornblende brun vert-grenat-diopside-clinozoïsite-plagioclase
 hornblende brune-grenat-diopside-plagioclase
 diopside-grenat-plagioclase
 diopside-grenat

Tous ces minéraux existent effectivement à l'état résiduel sauf le plagioclase conservé sous forme d'amas nuageux de composition zoïsitique;

Séquence ultrabasique:

olivine-hypersthène-(grenat)
 olivine-hypersthène-diopside
 olivine-hypersthène-pargasite
 hypersthène-diopside-pargasite

Séquence acide:

quartz-plagioclase-muscovite-grenat
 quartz-plagioclase-grenat-disthène-biotite
 quartz-plagioclase-grenat-diopside
 quartz-microcline-plagioclase-muscovite-grenat

* Zones I et II définies dans la partie descriptive du complexe de Bragança (Première Partie, Chap. III).

A ces associations, il faut ajouter celles des granulites, non ou peu blastomylonitiques:

diopside-grenat-quartz
 diopside-grenat-plagioclase-quartz
 diopside-grenat-plagioclase
 diopside-grenat-hornblende brune-plagioclase-quartz

En première approximation, le métamorphisme premier a formé, à partir du matériel primitif, une suite de paragénèses caractéristiques des faciès *amphibolite-almandin*, *granulites à hornblende* et à *pyroxène*.

Ainsi, le domaine blastomylonitique était tout d'abord composé de roches surtout basiques — amphibolites et pyroxénites à grenat — de métapéridotites et de gneiss engendrés dans des conditions mésozonales à catazonales par un métamorphisme de type barrovien [H. G. F. WINKLER, 1965, p. 65].

Au cours d'un cycle orogénique plus jeune, un métamorphisme progressif banal va radicalement transformer ce substrat dans sa minéralogie et sa structure.

II — La série métamorphique nouvelle

Les blastomylonites, termes de cette nouvelle étape, résultent de l'action de trois facteurs:

- une déformation rupturale [J. BELLIERE, 1960], microcataclase à l'échelle des minéraux et réduisant les roches en une fraction broyée et des résidus;
- une déformation souple en plis isoclinaux couchés sous régime tangentiel;
- une recristallisation du broyat sous forme d'une fine mésostase.

1 — La déformation rupturale

Cette microcataclase, analogue à celle de certaines mylonites de faille, détruit l'architecture des roches à l'échelle de leurs constituants minéraux. Ceux qui y échappent portent les traces affaiblies du broyage: torsion des clivages, extinction onduleuse, microglissements le long des plans de clivage, cassures, craquelures, kink bands nettes ou ébauchées... (Pl. VI, fig. 1 et 2).

Le mécanisme du broyage, que mettent en évidence des échantillons déformés à divers stades, consiste en une microgranulation d'abord périphérique puis plus avancée des individus cristallins.

Ainsi, certaines granulites sombres du graben de Coxa (Bragança) sont composées d'une association granoblastique de diopside et de grenat (1 à 3 mm). Les pyroxènes, avec légère extinction onduleuse, sont auréolés par une frange de fins granules (0,01 à 0,1 mm) provenant de leur bordure (fig. 20 a). Le grenat est intact. La fraction broyée de la roche n'atteint pas 10% en volume et la structure granoblastique est encore évidente.

Dans un stade plus avancé, cas des pyroxénites à grenat du mont Cabrões (Rebordões), la fraction broyée, 40 à 50% de la roche, composée de granules de diopside,

contient des résidus de diopside et de grenat. Ici, la structure originelle est détruite (fig. 20 b) avec parfois violent étirement (fig. 20 c).

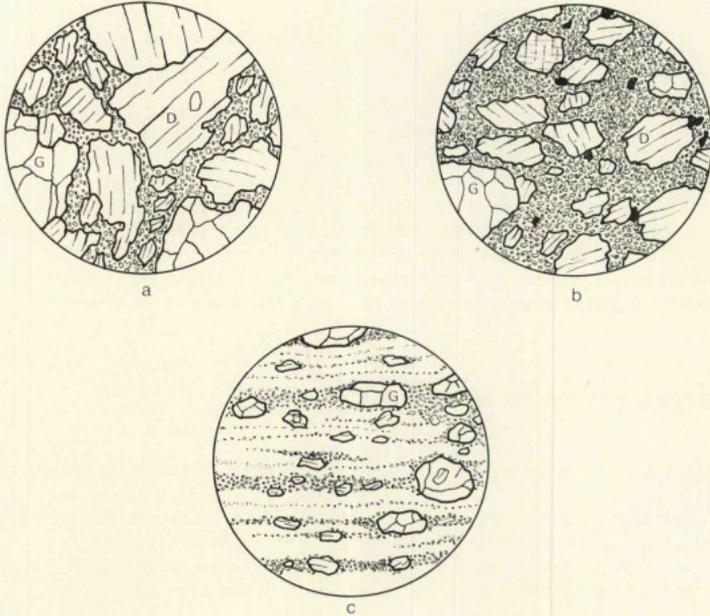


FIG. 20 — Divers stades de la déformation rupturale dans les pyroxénites à grenat. D diopside, G grenat. $\times 20$. Explication dans le texte

Le coefficient de résistance des minéraux à la microcataclase est conditionné par leur nature et celle de l'environnement. Le grenat est intégralement conservé dans tous les faciès pétrographiques, de même que le disthène et la muscovite dans les roches acides. Olivine, pyroxène et amphibole sont détruits à divers degrés. Le feldspath, conservé dans les roches acides, est altéré (plagioclase nuageux), étiré et détruit dans les roches basiques.

La taille des résidus, variant avec la cristallinité du substrat, s'accroît de la base au sommet du domaine blastomylonitique mais n'intervient pas de façon significative sur leur proportion volumétrique (fig. 21). Le volume de la fraction résiduelle, compris entre 20 et 60%, est seulement un peu plus faible dans les blastomylonites basiques de la zone I du fait de l'absence ou de la faible proportion du grenat dans l'association primaire.

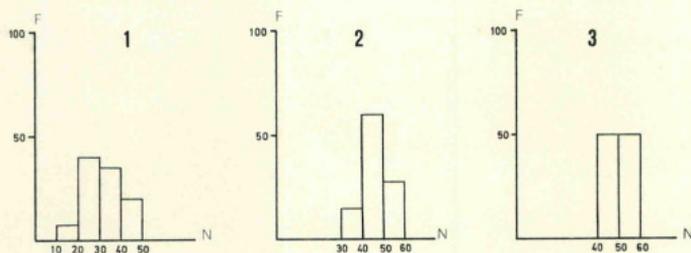


FIG. 21 — Histogramme de fréquence de la proportion des résidus dans les blastomylonites. 1) — Blastomylonites basiques, zone I (17 échantillons). 2 — Blastomylonites basiques, zone II (15 échantillons). 3 — Blastomylonites ultrabasiques (8 échantillons). N: pourcentage, F: fréquence

En résumé, la déformation rupturale intéresse, au sein de la série métamorphique basique et ultrabasique, un domaine puissant de 400 mètres et d'extension régionale, limité à la base par des amphibolites et au sommet par des granulites. A la fin de cet épisode, le substrat est divisé en deux fractions: des minéraux résiduels (20 à 60% en volume), un fin broyat (granularité moyenne 0,1 mm).

Ce matériel est alors soumis à l'action d'un métamorphisme progressif banal.

2 — La déformation souple et la recristallisation

Ces deux facteurs agissent de concert et imposent au matériel soumis à leur action son «cachet blastomylonitique» définitif.

A — La déformation souple

Elle engendre un certain nombre de structures dont les plus évidentes sont la schistosité et les plis et s'accompagne d'un étirement intense de la matière comme l'évoquent de nombreuses figures méso — et microscopiques. Ainsi, les plans de rubanement, en se rapprochant les uns des autres, moulent étroitement les inclusions solides, résidus monominéraux ou enclaves (Pl. VI, fig. 3 et 4).

Les plis sont isoclinaux, nés en milieu souple selon un régime tangentiel et accompagnés d'une schistosité de plan axial S. (fig. 22).

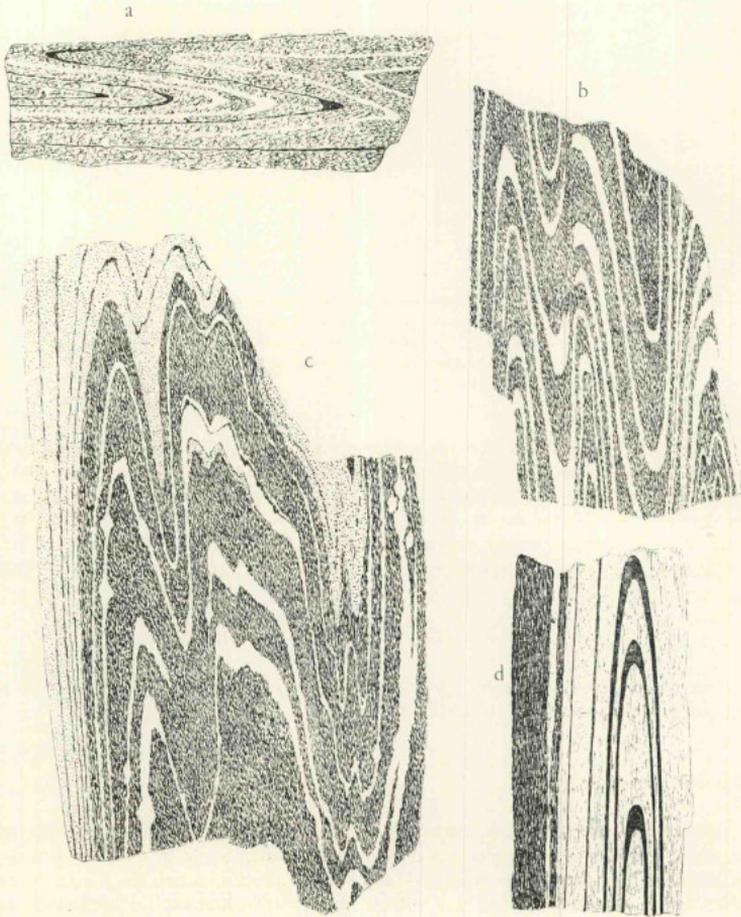


FIG. 22—*Plis engendrés par la phase souple dans les blastomyloïtes. a, b, c blastomylonites basiques, d blastomylonite ultrabasique. Gr. nat.*

L'étirement de la matière oriente les résidus monominéraux parallèlement à l'axe tectonique *b* défini par les axes des plis isoclinaux lorsque ces résidus sont nombreux et de forme allongée (amphiboles surtout)*, fig. 23 a). Lorsque les résidus, même très nombreux, sont isométriques (pyroxènes, grenat), l'orientation est nulle (fig. 23 b).

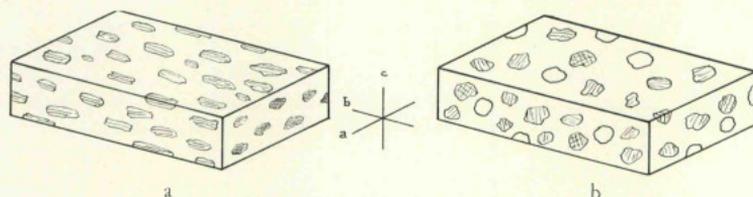


FIG. 23 — Disposition des résidus dans les blastomylonites. a) — disposition anisotrope des résidus allongés (amphibole). b) — disposition isotrope des résidus isométriques (diopside, grenat)

En résumé, la phase déformationnelle souple s'exerce sur un matériel aux propriétés mécaniques modifiées par l'action de la déformation rupturale. Elle s'accompagne de plis isoclinaux et d'une schistosité S_2 sans doute parallèle à la schistosité ancienne S_1 , comme semble l'indiquer le parallélisme à l'échelle régionale des divers plans de discontinuité (limites stratigraphiques et zonéographiques).

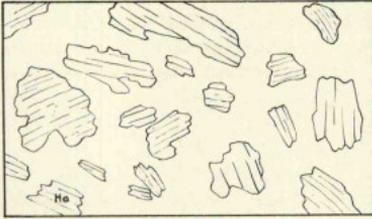
Un tel fait s'explique aisément par la reprise, en milieu profond, d'une schistosité horizontale ou peu inclinée par une nouvelle phase de plissement de style tangentiel. La superposition des deux tectoniques ne se reconnaît avec évidence que si les deux phases sont hétéroaxiales.

B — La recristallisation

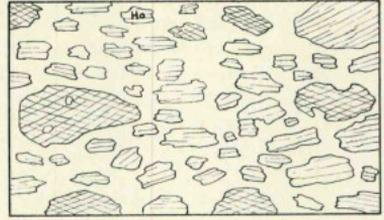
La seule fraction broyée recristallise en une fine mésostase dont la composition dépend du chimisme de la roche. Il faut d'ailleurs remarquer que le chimisme de la fraction broyée ne correspond pas tout à fait à celui de la roche globale puisque la partie du stock retenue dans les résidus n'est pas remobilisée. Dans les blastomylonites basiques, la composition de la mésostase, uniforme de la base au sommet, comporte hornblende verte, plagioclase et clinzoïsite. La disposition des minéraux est isotrope ou orientée. La hornblende (0,1 mm) a cristallisé en courts prismes. Le plagioclase néoformé, très frais, est souvent déformé (cristallisation syntectonique). La clinzoïsite (0,3 mm) présente un habitus en masses arrondies, poecilites et se surimpose à l'association hornblende-plagioclase (cristallisation posttectonique).

Dans les blastomylonites ultrabasiques, la fraction broyée recristallise peu sauf dans les faciès où la pargasite primaire est abondante.

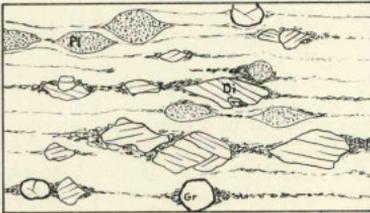
* Cette orientation, appréciable à l'oeil nu, est efficacement utilisée sur le terrain pour mesurer la direction de l'axe *b* là où les plis sont rares.



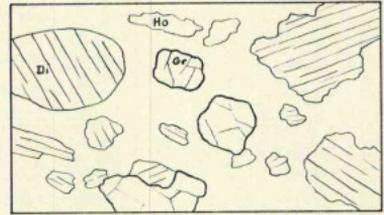
a



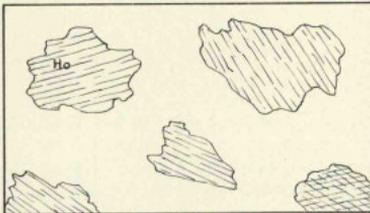
b



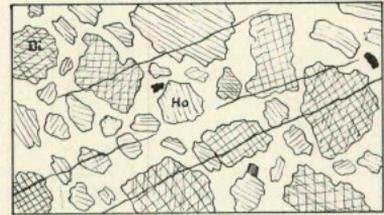
c



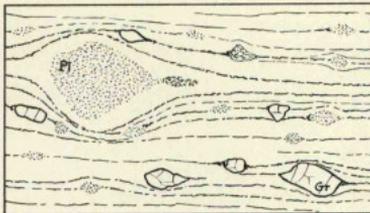
d



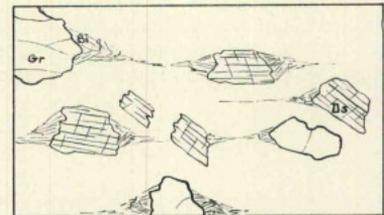
e



f



g



h

Dans les roches acides enfin, quartz, plagioclase, muscovite, biotite et chlorite constituent l'assemblage néocristallisé.

A ce stade, l'élaboration des blastomylonites est achevée. Malgré l'uniformité d'aspect macroscopique, leur structure offre une grande diversité, due surtout à la proportion, la taille et la nature des résidus. Les principaux types sont représentés en la figure suivante (fig. 24).

En résumé, deux cycles métamorphiques se sont superposés dans le domaine blastomylonitique de la série métamorphique basique et ultrabasique brigantine:

— le premier, de type barrovien, dans les conditions mésozonales et catazonales (paragénèses résiduelles);

— l'autre, de type indéterminé, dans les conditions de la mésozone superficielle (association de mésostase).

Les séries élaborées au cours du premier cycle ont été réactivées au cours du second. La réactivation consiste en une *déformation rupturale* (destruction de l'architecture des roches à l'échelle des constituants minéraux) suivie d'une *déformation souple* et d'une *recristallisation*.

CHAPITRE II — LES PHÉNOMÈNES LIÉS AU MÉTAMORPHISME BLASTOMYLONITIQUE

I — Les conditions de la recristallisation au cours du deuxième cycle métamorphique

Un certain nombre d'éléments, dans divers ordres de grandeur, n'ont pas recristallisé au cours de la phase métamorphique jeune: résidus monominéraux, enclaves d'origine métamorphique ou ignée.

FIG. 24 — Types de structures blastomylonitiques dans les divers faciès pétrographiques. Ho hornblende. Di diopside. Gr grenat. Pl plagioclase. Ds disthène. Bi biotite. La mésostase est en blanc. x 10.

- A) — Blastomylonite basique sombre. Résidus de hornblende disposés sans orientation dans la mésostase. Castrelos (Vila Verde)
- B) — Blastomylonite basique sombre. Très nombreux résidus de hornblende brune orientés parallèlement à l'axe tectonique b. Les sections transversales sont coupées dans le plan ab. Mont Cabrões. (Rebordãos).
- C) — Blastomylonite basique claire. Les résidus de hornblende, plagioclase et grenat baignent dans une mésostase riche en quartz. L'ensemble a été étiré. Salgueiros (Vinhais)
- D) — Blastomylonite basique sombre. Résidus hétérogranulaires de diopside, grenat et hornblende brune non orientée. La mésostase est peu recristallisée. Ousilhão (Rebordãos)
- E) — Blastomylonite basique claire. Gros résidus de hornblende verte non orientée dans un fond quartzofeldspathique. Vinhais
- F) — Blastomylonite ultrabasique. Très nombreux résidus hétérogranulaires de clinopyroxène et surtout d'amphibole. Le fond, composé des mêmes minéraux, est peu recristallisé. Bragança
- G) — Blastomylonite acide. Les résidus de plagioclase et de grenat sont étroitement moulés par le fond quartzofeldspathique néocristallin. L'étirement est souligné par de fins lits de minéral. Bragança
- H) — Blastomylonite acide. Grenat et disthène sont les résidus clairsemés, associés à de la biotite néoformée. Le fond est quartzofeldspathique. Carrizado (Rebordãos)

Les résidus monominéraux, bien que déformés, demeurent remarquablement frais. Plongés en milieu mésozonal superficiel, dans des conditions moins sévères que celles de leur formation, ils n'ont, à l'exception du plagioclase, subi aucune altération diaphorétique.

De même, les enclaves d'origine métamorphique ou ignée n'ont été l'objet d'aucun rajustement minéralogique dans les conditions nouvelles.

Les enclaves métamorphiques, lenticulaires ou arrondies (1 à 20 cm), fréquentes au sommet de la zone II, sont en général composées d'un assemblage minéralogique simple en association granoblastique: diopside — grenat ou diopside — plagioclase — grenat (Pl. VI, fig. 3 et 4). Ces enclaves résultent le plus souvent du boudinage de minces bancs comme le montre leur disposition en chapelet dans les blastomylonites (fig. 25).

Les enclaves d'origine ignée présentent des compositions et des dimensions variées. Les pyroxénolites et grenatites d'Alimonde (Rebordãos) ont des proportions centimétriques à métriques. Les gabbros et troctolites, en masses arrondies ou allongées, atteignent une centaine de mètres. La structure grenue et la composition minéralogique originelle de ces roches est parfaitement conservée.

Ainsi, la microcataclase apparaît comme une conditions nécessaire pour que puisse s'exercer l'action du métamorphisme second puisque les éléments intacts (résidus, enclaves) ne participent pas aux néocrystallisations. Elle n'est cependant pas suffisante

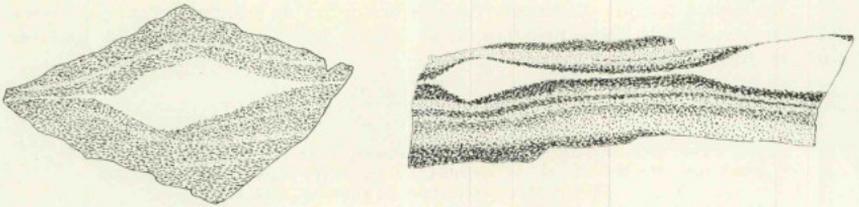


FIG. 25 — Enclaves de pyroxénite à grenat dans les blastomylonites basiques. Carrière de Portela (Bragança). Gr. nat.

car dans certaines roches mylonitisées le broyat ne recrystallise pas. Tel est le cas de pyroxénites à grenat (fig. 20 b) où le broyat, composé de fins granules de diopside, ne montre aucune recrystallisation si ce n'est celle qui maintient la cohésion de l'ensemble, le cas aussi de métapéridotites à olivine et pyroxène et en fait de toutes les roches mylonitisées composées de minéraux primaires «secs». Par contre, en présence de minéraux primaires hydroxylés — hornblende et clinozoisite — dans les faciès basiques, pargasite dans les faciès ultrabasiques — la recrystallisation a lieu. Le rôle de l'eau dans la recrystallisation est ici bien mis en évidence.

La recrystallisation du substrat mylonitisé est contrôlée par deux facteurs: *destruction cataclastique intime* des roches, *présence d'eau* en quantité suffisante.

II — Le front de blastomylonitisation

Position du problème

Les roches blastomylonitiques sont inégalement distribuées dans les deux complexes. A Bragança, le domaine blastomylonitique, puissant de 400 mètres environ, surmonté de granulites, repose sur des amphibolites fines. A Morais, les minces feuillets blastomylonitiques se trouvent au sommet d'une puissante série de schistes amphibolitiques et d'amphibolites.

Les relations entre blastomylonites et granulites sont claires, les unes et les autres étant étroitement associées. Les granulites, peu modifiées par le métamorphisme jeune (légère mylonitisation) représentent un niveau profond du substrat.

Les rapports entre blastomylonites et amphibolites sont moins évidents. Les amphibolites constituent un ensemble en apparence monométamorphique légèrement affecté par une diaphorèse. Représentent-elles une série basique élaborée au cours du métamorphisme jeune ou un niveau superficiel du substrat préservé de la destruction microcataclastique?

Les faits d'observation

A Bragança, au Sud de Travanca (Vila Verde), la continuité entre amphibolites fines et blastomylonites basiques est parfaite. Il existe entre les deux types de roche un lien structural manifeste doublé d'une continuité zonéographique (les blastomylonites superposées aux amphibolites n'en diffèrent que par la structure).

A Morais par contre, le contact entre blastomylonites et amphibolites est marqué par une surface tectonique que soulignent des mylonites (Pl. XII, fig. 3) mais les amphibolites admettent, au voisinage du sommet de la série, des gneiss à disthène et grenat dont la présence éclaire la nature des liens entre amphibolites et blastomylonites.

Le gisement, au Pont de l'Azibo (km 54,5 de la route de Lagoa au Pont de Remondes) offre une association de gneiss à disthène et grenat, de schistes à anthophyllite, staurotide et grenat intercalés dans les amphibolites ici plissées en chevron (Pl. II, fig. 1). Le gneiss est en fait une blastomylonite typique avec résidus de disthène, staurotide, grenat et muscovite. Dans la formation gneissique, une charnière de pli (fig. 26) montre un noyau d'amphibolite avec chevrons enveloppé dans le gneiss blastomylonitique étiré en pli semblable.

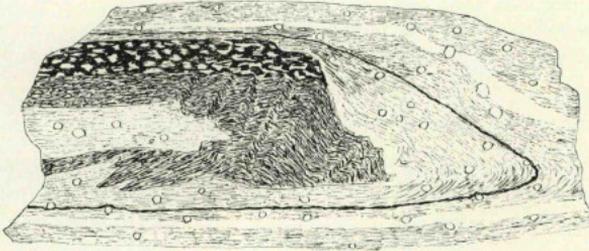


FIG. 26 — Charnière de pli dans le gneiss à disthène et grenat. Pont de l'Azibo (Peredo). Gr. nat. Explication dans le texte

De ce fait se dégagent les conclusions suivantes:

- les amphibolites, admettant des blastomylonites, représentent le *substrat non blastomylonitique*;
- il existe une avance à la blastomylonitisation dans le gneiss à disthène et grenat, incompetent, puisque l'amphibolite encaissante est indemne;
- au niveau du gisement gneissique, le matériel basique, non broyé, réagit aux sollicitations tectoniques qui entraînent la blastomylonitisation plus en profondeur par un plissement en chevron voisin du plissement semblable (fig. 27; Pl. II, fig. 1; Pl. IX, fig. 2 et 3).

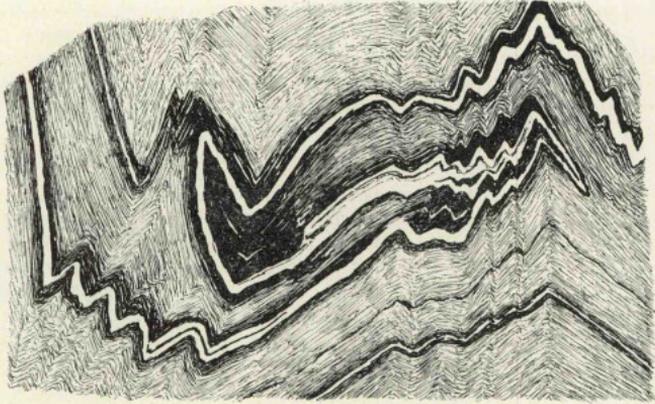


FIG. 27 — Plissement en chevron reprenant un plissement isoclinal. Amphibolite. Pont de l'Azibo (Peredo). Gr. nat.

Ainsi, à Bragança, amphibolites et blastomylonites forment un ensemble continu alors qu'à Morais elles sont séparées par une surface tectonique.

Amphibolites et blastomylonites des deux complexes représentent les fragments d'une série unique. Leur conjugaison (fig. 28) restitue une succession plus complète du substrat.

Abstraction faite du renversement des séries, ce substrat se décompose en:

- *un domaine suprablastomylonitique* offrant des amphibolites monométamorphiques et des serpentinites (substrat indemne);
- *un domaine blastomylonitique* polymétamorphique (substrat réactivé);
- *un domaine infrablastomylonitique* composé de granulites monométamorphiques (substrat indemne).

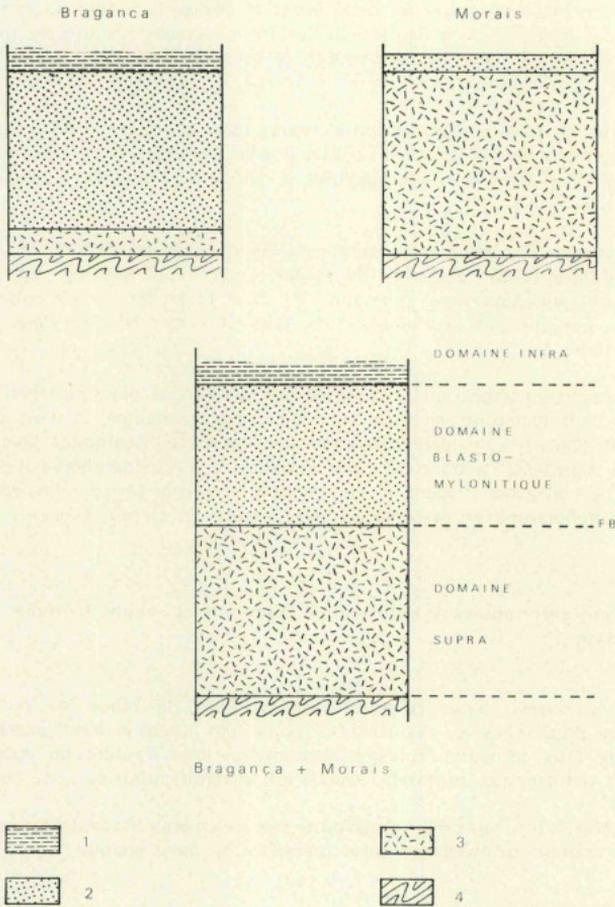


FIG. 28 — Schéma des séries métamorphiques basiques — Bragança et Morais — et leur conjugaison. 1) — Granulites. 2) — Blastomylonites. 3) — Amphibolites. 4) — Substratum. F. B. Front de blastomylonitisation

Interprétation

Si la transition entre granulites et blastomylonites est graduelle, la limite entre amphibolites et blastomylonites est nette. Ainsi se dégage la notion de *front de blastomylonitisation*, limite en-deçà de laquelle les trois facteurs propres au métamorphisme blastomylonitique (déformations rupturée et souple, recristallisation) ne s'exercent plus.

Le front de blastomylonitisation s'observe dans le complexe de Bragança, sur la bordure septentrionale du synclinal de Vila Boa de Ousilhão. Il correspond à la limite entre amphibolites fines et blastomylonites et s'étend parallèlement à la schistosité des formations.

Préservées de la destruction microcataclastique, les formations du domaine suprablastomylonitique ont, au cours du second cycle, réagi par des déformations de type structural plus superficiel (chevrons, fig 27 et Pl II, fig. 1) que celui des blastomylonites et par quelques recristallisations (chlorites discordantes dans les schistes amphibolitiques).*

Le domaine infrablastomylonitique n'a été affecté que par une légère mylonitisation. Faute d'une extension verticale importante des granulites, il n'est pas possible d'observer la poursuite du phénomène vers des zones plus profondes. Dans les limites du domaine représenté, la microcataclase s'atténue déjà considérablement et il n'est pas impossible de concevoir l'existence d'un *front inférieur de blastomylonitisation*. Le domaine blastomylonitique se présenterait alors comme un *niveau réactivé*.

III — Relations entre phases de déformation rupturée et souple. L'origine de la microcataclase

Dans les séries métamorphiques monocycliques, la phase de recristallisation s'accompagne d'une phase de déformation souple (cas le plus général) engendrant schistosité et plis. Dans le métamorphisme blastomylonitique s'ajoute un épisode supplémentaire: la déformation rupturée. Quelle est la signification de cette étape?

La déformation rupturée n'engendre pas d'éléments structuraux particuliers et se présente comme un événement bref précédant la phase souple.

* Il n'est toutefois pas exclu qu'ait existé dans le domaine suprablastomylonitique, mais dans sa partie la plus profonde, des plissements isoclinaux locaux. C'est ce que suggère la fig. 27 où plissement isoclinal et chevrons sont homoaxiaux. Mais se cas paraît s'opposer à celui de la fig. 26 où l'amphibolite plissée en chevrons constitue le noyau d'un pli isoclinal dans la blastomylonite acide, dépourvue quand à elle de chevrons. Les deux échantillons proviennent de la même localité.

Elle ne s'accompagne pas de mouvements importants comme le met en évidence l'échantillon C de la figure 22. Dans cette blastomylonite basique, de fines différenciations claires et sombres matérialisent des plis engendrés par la phase souple. Après l'épisode microcataclastique, broyant plus de 50 % en volume de la roche, les différenciations claires n'ont été ni altérées dans leur continuité ni mélangées au matériel des différenciations sombres. La phase souple, en les étirant, a réduit leur puissance et mis en évidence les résidus feldspathiques («yeux») dans les bancs clairs).

La microcataclase ne matérialiserait donc pas un épisode tectonique indépendant mais exprimerait le jeu des forces tangentielles génératrices des structures souples au tout début de son action. Considérons le substrat métamorphique replongé en milieu mésozoal. Le matériel induré possède un coefficient de résistance à l'écrasement élevé. Il est soumis à l'action de la pression de charge P_c dont la valeur s'accroît avec la profondeur et à celle des forces tangentielles sous forme d'une pression orientée P_o . La montée progressive du flux thermique, en réchauffant le matériel, a pour effet d'abaisser la valeur de r . Lorsque $P_c + P_o > r$, la microcataclase s'effectue alors mais pendant un temps très bref. Dès que la désolidarisation des constituants minéraux est amorcée, la valeur de r subit une chute brutale et la déformation souple s'exerce en continuité dans le temps. Dans les zones superficielles, où $P_c + P_o$ reste inférieure à r , le seuil de rupture n'est pas franchi mais le réchauffement permet dans certaines limites l'étirement et la déformation du matériel avec une ampleur moindre que dans les zones profondes. Entre ces deux domaines, la limite $P_c + P_o = r$ correspond au front de blastomylonitisation (fig. 29).

Cette interprétation, nécessitant une seule phase tectonique pour les deux épisodes déformationnels, concilie la position géométrique des blastomylonites et le style des éléments structuraux dans les différents étages du bâti métamorphique (chevrons du domaine suprablastomylonitique, plis semblables du domaine blastomylonitique limite supérieure de réactivation du substrat).

La déformation rupturelle, ici particulièrement bien mise en évidence grâce à la persistance de nombreux résidus, se place en début de cycle métamorphique. Dans cette optique, elle devrait précéder la phase souple dans les séries monocycliques.

Ces séries sont composées surtout de matériel sédimentaire. La recristallisation, complète, efface les traces de l'épisode mylonitique, sauf lorsqu'existent des intercalations de roches ignées ou des bancs sédimentaires à structure particulière (conglomérats par exemple) capables de fossiliser la déformation rupturelle. Celle-ci s'inscrit alors comme un fait général à l'aube de tout cycle métamorphique.

IV — Blastomylonitisation et migmatitisation

Malgré un processus de formation différent, blastomylonites et migmatites présentent d'étroites analogies.

Rappelons que la migmatitisation résulte [K. R. MEHNERT, 1967] du remaniement thermique d'un substrat. Les produits de fusion recristallisent en un néosome tandis que la partie réfractaire constitue la restite. A ce stade, la migmatite n'a plus que de vagues relations morphologiques avec la roche ancienne (paléosome) dont elle provient.

La terminologie descriptive de K. R. MEHNERT pour les migmatites pourrait s'appliquer aux blastomylonites qui, formées à partir d'une roche ancienne, offrent une fraction recristallisée (mésostase) et des reliques (résidus).

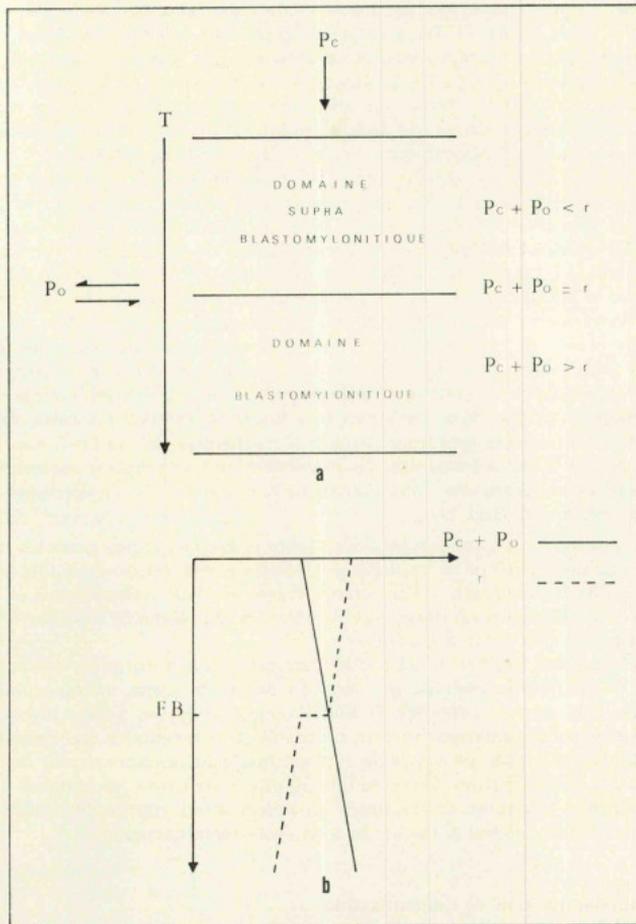


FIG. 29 — Schéma relatif au domaine blastomylonitique. a) — Position du domaine blastomylonitique dans un bâti métamorphique en fonction de la pression et de la température. b) — Variations de $P_c + P_o$ et de r avec la profondeur. L'intersection des deux courbes marque la position du front de blastomylonitisation F. B. P_c pression de charge. P_o pression orientée. r coefficient de résistance à l'écrasement. T température

En définitive, les phénomènes de migmatisation, faisant intervenir les *effets thermiques* et de blastomylonitisation, contrôlé par les *agents dynamiques*, s'exercent en milieu profond à une échelle régionale. Ils engendrent des roches absolument nouvel-

les par remaniement d'un substrat induré qu'il est parfois possible de reconstituer grâce à la persistance de constituants primaires indemnes.

Il n'est donc pas exagéré de parler d'une *convergence entre blastomylonitisation et migmatitisation* puisque leurs produits, engendrés par des causes différentes, suivent une évolution morphologique comparable (tableau IV).

Les conditions exceptionnelles d'observation réunies dans le complexe de Bragança ont permis de préciser le mécanisme et l'évolution d'un phénomène reconnu dans d'autres régions, notamment dans les Alpes [J. BELLIERE, 1958]: en Bretagne méridionale [J. COGNE 1960], en Galice [E. Den TEX, 1961, Den TEX et D. E. VOGEL

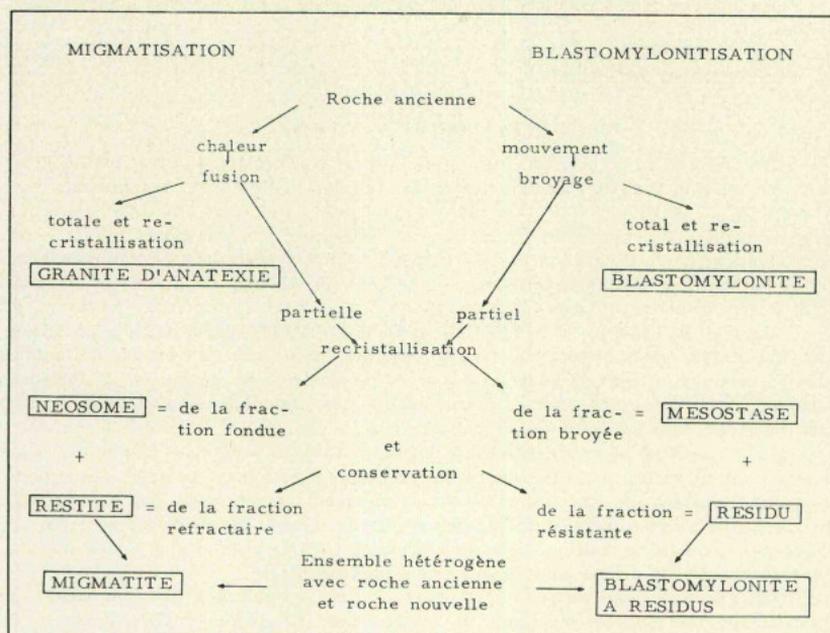


TABLEAU IV — Schéma comparatif d'évolution des migmatites et des blastomylonites

1962, D. E. VOGEL, 1966]. En Bretagne, J. COGNE a mis en évidence une série polycyclique surtout acide et énoncé à son propos les facteurs essentiels du métamorphisme blastomylonitique: «destruction microcataclastique systématique des édifices cristallins anciens préalablement à la re-cristallisation... développement du processus à l'échelle régionale... nécessité de deux cycles orogéniques.

CHAPITRE III — A PROPOS DE LA «STRUCTURE GRANULITIQUE»

Les auteurs européens désignent sous le nom de «structure granulitique» une disposition spéciale des minéraux, du quartz notamment, dans les roches acides appartenant au faciès métamorphique granulites. Cette structure a d'abord été décrite dans les granulites constituant les massifs de Saxe-Thuringe, Allemagne (Granulitgebirge, Erzgebirge...).

D'autre part, les blastomylonites acides engendrées en milieu profond (mésozone) présentent une structure particulière dans laquelle le quartz est disposé en bandes discordantes.

En fait, ces deux structures n'en font qu'une, régie par le métamorphisme blastomylonitique.

I — POSITION DU PROBLEME

A — La «structure granulitique»

Les références à la «structure granulitique» concernent les granulites décrites dans les massifs saxo-thuringiens, par K. H. SCHEUMANN [1961] notamment.

H. G. F. WINKLER [1965, p. 103], citant l'auteur précédent, les décrit de la manière suivante: «Les granulites claires ont une structure caractéristique: quartz lamellaire (Plattenquartz, Diskenquartz); les lamelles sont disposées dans le plan de schistosité, délimitant de petites couches constituées par un mélange de grains de feldspath et de quartz disposés de façon quelconque».

Pour H. WILLIAMS, F. J. TURNER et C. M. GILBERT [1958, p. 236], «les granulites présentent une schistosité plane régulière déterminée par l'alternance de lentilles parallèles et très étirées de quartz grossier et de couches de quartz et de feldspath finement cristallins... Les prismes de disthène et de sillimanite sont couchés dans le plan de schistosité».

F. J. TURNER et J. VERHOOGEN [1960, p. 635] écrivent: «les granulites, selon l'usage courant en Europe, sont des roches quartzofeldspathiques de haut degré métamorphique, pauvres ou sans micas, et structurellement caractérisées par un seul plan de schistosité mégascopique d'une grande régularité déterminé principalement par l'orientation parallèle de lentilles de quartz grossier (quartz granulitique) dans une matrice quartzreuse de grains équidimensionnels plus petits».

On s'accorde pour penser que la genèse de ces granulites s'est accompagnée de mouvements mécaniques puissants. H. et G. TERMIER [1956, p. 320], citant K. H. SCHEUMANN, parlent du malaxage mécanique en catazone ou *phyrasis*.

B — La structure a «quartz discordant»

Dans les blastomylonites acides élaborées en milieu profond, monominéraux résiduels et fraction recristallisée réalisent une structure spéciale dans laquelle le quartz forme de longues bandes que P. MICHOT [1938] a nommées «quartz discordant». J. BELLIERE [1958, p. 82-83] a retrouvé cette structure dans les blastomylonites des Aiguilles Rouges (Alpes françaises). Décrivant le quartz discordant, il écrit: «Il s'agit de lentilles plus ou moins irrégulières, très allongées, apparaissant en section sous forme de longues bandes plus ou moins ramifiées: elles sont constituées d'individus beaucoup plus grands que les autres minéraux et présentant entre eux une structure d'imbrication très marquée. Ces quartz, eu égard à leur grande taille relative, recourent les

agrégats des autres minéraux, d'où le terme de discordants». J. BELLIERE nomme ce quartz «imbriqué, discordant et lamellaire».

En Norvège, J. TOURET a décrit récemment [1967] des gneiss oeilés à filonnets de quartz discordant, polymétamorphiques et présenté une photographie montrant une structure blastomylonitique typique.

Cette distinction entre «structure granulitique» dans les granulites acides et «structure à quartz discordant» dans certaines blastomylonites est injustifiée.

II — ETUDE COMPARATIVE

A — Les blastomylonites à quartz discordant de Bragança

A Bragança, les gneiss blastomylonitiques à quartz discordant s'observent en divers points: base des panneaux migmatitiques (Fontaelas, Grandais, Quinta da Granja), Vila Boa de Ousilhão (fondement de la chapelle). La carrière de Salgueiros, 500 mètres au Sud de ce village, en bordure de la route Vinhais-Salgueiros offre le gisement le plus remarquable. Là affleure un beau gneiss linéaire blanc, à plans de schistosité feu-trés de muscovite et moulant des phénocristaux de feldspath, muscovite (0,3 à 2 cm) et grenat. Sur la tranche, parallèlement à la linéation, le matériel laiteux est strié de fins lits quartzeux gris, continus, s'écartant autour des phénocristaux. Perpendiculairement à la linéation, ces lits sont discontinus.

Les phénocristaux sont plongés dans une matrice composée de deux éléments: lits quartzeux et agrégats feldspathiques.

— les lits quartzeux.

Sur une section parallèle aux axes tectoniques b et c (Pl. VII, fig. 1), ces lits se présentent en couches monocristallines de quartz en plaquettes (longueur moyenne 0,2 à 0,4 mm, épaisseur 0,07 à 0,2 mm). La distance séparant chaque file est inférieure au millimètre. Les plaquettes sont en général juxtaposées mais parfois imbriquées (deux plaquettes au maximum). Il y a parfois légère extinction onduleuse mais le plus souvent absence complète de déformation. Ces couches quartzieuses sont continues à l'échelle de la lame mince.

Sur une section parallèle aux axes tectoniques a et c (Pl. VII, fig. 2), les lits quartzeux sont discontinus, chacun étant composé de quelques plaquettes.

Enfin, sur une section parallèle aux axes a et b (Pl. VII, fig. 3), le quartz forme des bandes continues, larges de 2 à 4 individus, avec grains isométriques et fortement grenés.

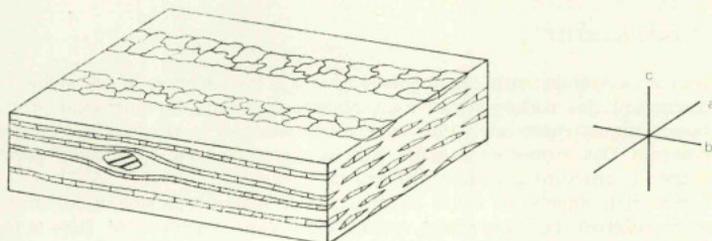


FIG. 30 — Schéma récapitulatif montrant la position dans l'espace du quartz discordant

— les agrégats feldspathiques.

Les bancs séparant les litz quartzeux sont composés d'un agrégat feldspathique en association granoblastique (0,01 mm).

En résumé, le quartz discordant est disposé en bandes larges (2 mm au maximum), très plates (moins de 1 mm) et extrêmement longues (fig. 30) et composées de disques plats à contours irréguliers.

La pétrofabrication du quartz discordant (fig. 31) montre que l'axe cristallographique *c* se tient dans le plan de schistosité et tend à se paralléliser à l'axe tectonique *a*, disposition commune dans les mylonites [F. J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960, p. 634-635].

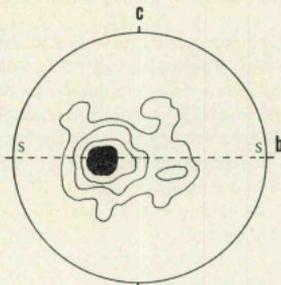


FIG. 31 — Diagramme d'orientation du gneiss de Salgueiros. Quartz discordant, axes optiques de 100 grains dans une section parallèle au plan des axes tectoniques *b* et *c*. SS trace du plan de schistosité. Contours 10%, 7,5%, 5%, 2,5

B — Les granulites de Saxe-Thuringe

Des granulites claires de l'Erzgebirge (Saxe-Thuringe) offrent la «structure granulitique», en fait une structure blastomylonitique (Pl. VII, fig. 4) avec résidus de grenat et de disthène microgranulé. La mésostase est composée de fins lits de quartz discordant identiques à ceux du gneiss de Salgueiros et séparant des couches riches en petits plagioclases. Ces roches, primitivement des granulites claires, sont dans leur état actuel des blastomylonites à résidus élaborées à un niveau profond.

III — INTERPRÉTATION

Comme l'a montré BELLIERE [1958, p. 163], la structure blastomylonitique à quartz discordant des roches acides n'est réalisée qu'à partir d'un niveau profond du bâti métamorphique (mésozone). Plus haut, microcataclase et recristallisation prennent un autre aspect. Des termes de passage, tels les gneiss ocellés de Morais, permettent d'interpréter la structure à quartz discordant.

Ce matériel, élaboré au cours d'une phase de métamorphisme, a été ensuite tectoniquement réactivé. Le mouvement, parallèle au plan de schistosité, étire le matériel gneissique. Le quartz est disposé en longues bandes flexueuses résultant manifestement de l'étirement et de la microgranulation d'individus de grande taille.

A ce stade, la structure à quartz discordant est préparée. Il n'y a pas encore de recristallisation importante et la phase mylonitique engendre seule une *ségrégation mécanique* du matériel quartzeux sous forme de longues bandes cataclastiques entre lesquelles est disposé le matériel feldspathique en couches.

L'évolution de cette structure dans un niveau plus profond comportera un étirement encore plus intense et une recristallisation effaçant les effets cataclastiques, avec pour conséquence la finesse extrême des lits quartzeux et leur caractère posttectonique.

Cette interprétation s'éloigne de celle proposée par J. BELLIERE [1958, p. 103] pour qui la ségrégation du quartz est d'origine métasomatique.

En résumé, *quartz en plaquette* (Plattenquartz, Diskenquartz) des granulites claires et *quartz discordant* des blastomylonites acides *représentent un même phénomène* engendré par une cause unique: *le métamorphisme blastomylonitique*. Il y a lieu de considérer les granulites présentant cette structure comme des roches polycycliques.

TROISIEME PARTIE

METAMORPHISME ET TECTONIQUE

INTRODUCTION

Les incidences du métamorphisme blastomylonitique sur la structure et la composition minéralogique des roches étant maintenant connues, il est possible de définir avec plus de précision les deux grandes phases de recristallisation qui ont affecté les formations des complexes.

Toutefois, des discontinuités de nature tectonique entre les différentes séquences, parfois à l'intérieur d'une même séquence, fractionnent le bâti cristallophyllien et ajoutent à la difficulté d'interprétation causée par la superposition des phases de métamorphisme. Les caractères microstructuraux associés à chaque phase de recristallisation interviennent alors pour corréler les événements métamorphiques dans les différentes sous-unités tectoniques.

Il est en effet admis que chaque phase majeure de métamorphisme général est accompagnée d'une phase tectonique créant dans les roches en cours d'élaboration des microstructures (linéations, axes de plis) qui conservent une homogénéité directionnelle à l'échelle régionale (grille des linéations de F. ELLENBERGER et P. COLLOMB, [1966]). Cette constance directionnelle des structures linéaires synmétamorphiques permet en particulier de vérifier ici que seule la série métamorphique basique et ultrabasique des complexes est polycyclique.

CHAPITRE I — LE MÉTAMORPHISME

§ I — Le complexe de Morais

I — Le métamorphisme ancien

Ne concernant que la série métamorphique basique et ultrabasique, le métamorphisme ancien y a réalisé des associations minéralogiques se manifestant maintenant sous deux aspects:

— elles constituent la paragenèse des roches situées au-dessus du front de blastomylonitisation, c'est à dire l'essentiel de la série (schistes amphibolitiques et amphibolites);

— elles subsistent sous forme de résidus dans les blastomylonites (gisements catazonaux de Caminho Velho et de Vinhas).

A l'exception de quelques niveaux acides intercalés, la série métamorphique basique est composée de roches au chimisme uniforme de type basaltique (Quatrième Par-

tie). L'étude du métamorphisme consiste alors à suivre l'évolution de composition minéralogique d'un matériel homogène en fonction de la pression et de la température. Or, les paragenèses des roches basiques, demeurant stables dans un vaste domaine de P et T, se prêtent mal à des subdivisions fines. La puissance de la série est insuffisante pour montrer des modifications importantes mais il est possible d'évaluer les conditions de recristallisation et de déterminer la polarité du métamorphisme.

1 — L'épizone

Elle est représentée par les schistes amphibolitiques dans lesquels la paragenèse:

hornbiend verte-albite-épidote-(quartz)

est stable dans les conditions du sous-faciès quartz-albite-épidote-almandin, faciès schistes verts [F. J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960, p. 540] (fig. 32). L'albite, riche à 5 % d'anorthite, y est le plagioclase normal. La cristallinité des minéraux est faible, les composants se distinguant à peine à l'oeil nu.

Les conditions de P et T sont encore insuffisantes pour que la recristallisation efface en totalité les structures primaires des roches porphyriques ignées intercalées dans les schistes amphibolitiques (amphibolites à résidus). Leurs phénocristaux sont simplement rétromorphosés (ouralitisés des pyroxènes, zoïsitisés des plagioclases.

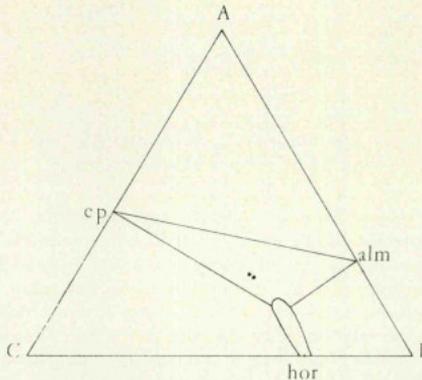


FIG. 32 — Diagramme ACF. Projection de deux schistes amphibolitiques. Sous-faciès quartz-albite-épidote-almandin, faciès schistes verts

2 — la mésozone

Elle s'étend au reste de la série basique non blastomylonitique. La transition entre schistes amphibolitiques et amphibolites est insensible. La limite entre épizone et mésozone est conventionnellement fixée par la basicité du plagioclase, l'albite cessant d'être stable dans les conditions du faciès amphibolite-almandin [F. J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960, p. 544. H. G. F. WINKLER, 1967, p. 106].

Dans les amphibolites, les paragénèses suivantes ont été reconnues:

- (1) hornblende verte-épidote-oligoclase
- (2) hornblende verte-andésine
- (3) hornblende verte-andésine-épidote
- (4) hornblende verte-andésine-grenat-épidote

Ces paragénèses sont stables dans les conditions du sous-faciès staurotide-almandin (fig. 33) mais n'en sont pas toutes caractéristiques. En particulier la paragénèse (2) et les paragénèses (3) et (4) où l'épidote est un produit secondaire.

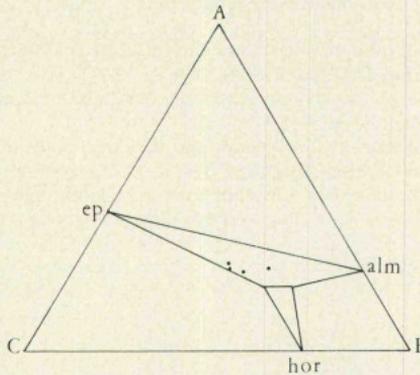


FIG. 33 — Diagramme ACF. Projection de 4 amphibolites. Sous-faciès staurotide-almandin du faciès amphibolite-almandin

Dans les roches métamorphiques à chimisme basaltique, l'association hornblende-plagioclase peut demeurer stable dans les trois sous-faciès de la mésozone: staurotide-almandin, disthène-almandin et sillimanite-almandin-orthose. Pour cette raison, seule la limite épizone-mésozone peut ici être établie avec précision (basicité du plagioclase). Les conditions géophysiques ayant régné à son sommet demeurerait assez imprécises si n'existait l'intercalation acide du Pont de l'Azibo (Peredo) (Première Partie, Chap. 1), montrant que là les conditions du sous-faciès disthène-almandin ont été réalisées. En effet, les gneiss de cette intercalation présentent une association:

Quartz-plagioclase-disthène-staurotide-almandin-muscovite avec staurotide en quantité subordonnée, de sorte que la réaction:

Staurotide + quartz \rightarrow disthène + almandin est largement amocée.

Malgré l'importance de son étendue, le territoire mésozonal basique présente une grande uniformité du point de vue minéralogique avec seulement, de la base au sommet, les variations de détail suivantes:

— la cristallinité des minéraux, l'amphibole surtout, croît sensiblement quoiqu'avec irrégularité. Les hornblendes aciculaires très fines à la base deviennent prismatiques tandis que leur longueur s'accroît, et peut atteindre 0,5 à 1 cm.;

— la basicité du plagioclase évolue depuis l'oligoclase acide à la base jusqu'à l'andésine dans les termes les plus élevés de la série;

— la recristallisation des roches ignées intercalées en bancs dans les amphibolites (amphibolites à résidus) est plus prononcée que dans l'épizone. Ici, l'ouralite est lardée d'amphiboles aciculaires néoformées tandis que le plagioclase primaire basique recristallise en un plagioclase plus acide.

Dans les roches ultrabasiques associées, l'olivine primaire est partiellement ou totalement transformée en antigorite, l'orthopyroxène est remplacé par de la bastite tandis que se développent talc, trémolite et chlorites variées.

3 — la catazone

Les associations de type catazonal dues au métamorphisme ancien s'observent sous forme de résidus dans les blastomylonites des gisements de Caminho Velho et de Vinhas, minces lentilles intercalées entre les amphibolites mésozonales et les gneiss oillés de la série acide. Ces associations sont caractérisées par la présence de grenat, clinopyroxène et hornblende brune dans les roches de la séquence basique.

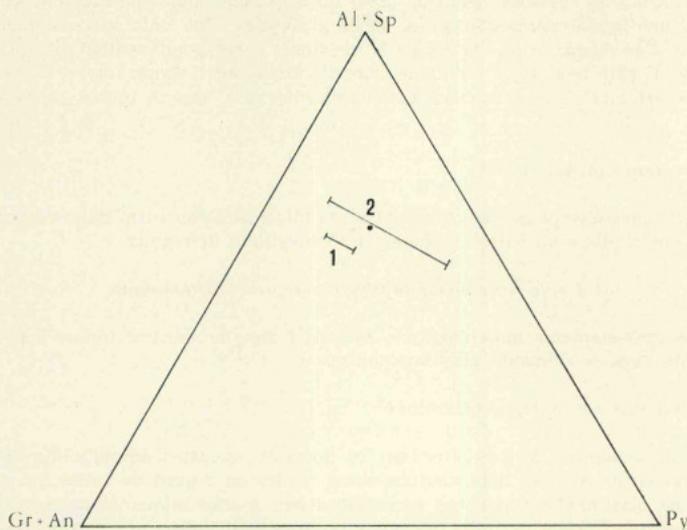


FIG. 34 — Diagramme triangulaire $Al + Sp - Py - Gr + An$ 1. — Grenats des amphibolites. 2. — Grenats des granulites et des charnokites (d'après TROGER E. [1959]). Point: projection d'un grenat résiduel des blastomylonites à diopside et grenat de Vinhas

La reconstitution des paragénèses primaires à partir des résidus s'établit de la façon suivante:

Séquence ultrabasique:

olivine-orthopyroxène-pargasite-picotite

Séquence basique:

- (1) hornblende verte-plagioclase-grenat-(diopside)
- (2) hornblende brune-plagioclase-grenat
- (3) diopside-plagioclase-grenat

Dans la séquence basique, si les paragéneses (1) et (2) sont stables dans les conditions du sous-faciès le plus profond de la mésozone (sous-faciès sillimanite-almandin-orthose), elles sont ici associées à la paragéneses (3) qui, elle, n'est stable que dans les conditions du faciès granulites. Elle se compose en effet uniquement de minéraux anhydres et la composition de son grenat:

Pyr 20 %, Alm 55,7 %, Spess. 5 % Gros 12 %, Andr. 7 % est de type catazonal [E. TROGER 1959] (fig. 34).

En définitive, le métamorphisme ancien, s'exerçant sur une série basique et ultrabasique, est de *type barrovien* [H. G. F. WINKLER, 1967, p. 89].

Dans l'étendue du bâti cristallophyllien aujourd'hui accessible à l'observation, la série métamorphique, incomplète, comporte une suite continue depuis le sous-faciès le plus profond de l'épizone jusqu'au début du sous-faciès disthène-almandin de la mésozone et une faible représentation du faciès granulites. Une telle succession implique l'existence d'un hiatus entre mésozone et catazone, correspondant d'ailleurs à une discontinuité d'ordre tectonique (soulignée par des mylonites). Enfin, la succession zono-graphique est inverse avec schistes amphibolitiques à la base et roches catazonales au sommet.

II — Le métamorphisme jeune

Cette nouvelle phase de recristallisation intéresse le substrat déjà métamorphisé au cours de la phase ancienne et une série sédimentaire détritique.

1 — la série métamorphique basique et ultrabasique

Les réajustements minéralogiques s'opérant dans le substrat induré sont surtout importants dans le domaine blastomylonitique.

A — Le domaine suprablastomylonitique

Ayant échappé à la mylonitisation, ce domaine (schistes amphibolitiques et amphibolites) enregistre des déformations assez faibles en regard de celles qui affectent le domaine blastomylonitique. Les recristallisations y sont mineures et se manifestent par une rétomorphose partielle des amphibolites (zoïsitation des plagioclases, épido-tisation et chloritisation partielle des amphiboles, transformation incomplète de l'il-ménite et du rutile en leucoxène) et des nécrystallisations limitées aux schistes amphibolitiques (chlorites discordantes).

Ces quelques modifications n'entraînent pas une altération sensible des caractères acquis au cours du métamorphisme ancien de sorte que le domaine suprablastomylonitique est presque monométamorphique.

B — Le domaine blastomylonitique

Dans les gisements de Caminho Velho et de Vinhas, les paragéneses nouvelles sont formées à partir de la fraction broyée des blastomylonites. Ce sont:

— dans les amphibolites et pyroxénites à grenat-hornblende verte-plagioclase-clinozoïsite
indiquant approximativement les conditions géophysiques de la mésozone superficielle;

— dans les roches ultrabasiques
amphibole-chlorite

Ici, les caractères acquis du substrat sont effacés, à l'exception des résidus et c'est le métamorphisme jeune qui imprime sa marque.

Dans les deux domaines, les conditions de recristallisation ayant régné au cours de la phase jeune sont en retrait par rapport à celles de la phase ancienne.

2 — la série métamorphique acide

La recristallisation de la série métamorphique acide se décompose en deux épisodes: l'un, principal, imprime aux roches son cachet, l'autre consiste en recristallisations phénoblastiques.

A — La phase métamorphique principale

Le matériel composant la série acide est hétérogène, ici, riche en minéraux détritiques, là, finement grésopélitique. C'est dans ce dernier faciès pétrographique que la recristallisation est la plus complète et sa paragenèse:

quartz-albite-séricite-chlorite

indique les conditions géophysiques de l'épizone superficielle.

Dans les autres faciès, des minéraux détritiques variés (microcline, plagioclase, grenat, ilménite, tourmaline...) composent une partie de la roche et demeurent stables au cours du métamorphisme. Dans la matrice pélitique à grésopélitique recristallisent quartz, albite, muscovite et biotite.

C'est donc en définitive dans des conditions de recristallisation épizonales que la série acide de Morais a été portée.

B — Les recristallisations phénoblastiques

En liaison avec une phase tectonique mineure, un nouvel épisode de recristallisation intéresse une partie de la série acide et s'exerce sur le matériel métamorphisé au cours de la phase principale.

Le phénomène s'étend à la moitié méridionale de la série micaschisteuse superposée aux gneiss ocellés (fig. 35). A l'oeil nu, les recristallisations se manifestent par le développement isotrope de biotite millimétrique (Pl. VIII, fig. 1) et de grenat.

Les minéraux néoformés se subdivisent en deux groupes:

— *les minéraux syncinématiques*. Ce sont les grenats (1 à 3 mm) dont la schistosité interne, en continuité avec la schistosité externe mais souplement déformée, témoigne de leur développement syncinématique (Pl. VIII, fig. 2).

Dans le détail, un petit nombre de grenats sont précoces: les plans de schistosité interne, resserrés seulement sur la bordure des cristaux, ont fossilisé l'étirement de la schistosité; d'autres sont tardifs: seule la portion centrale de la schistosité interne est syncinématique.

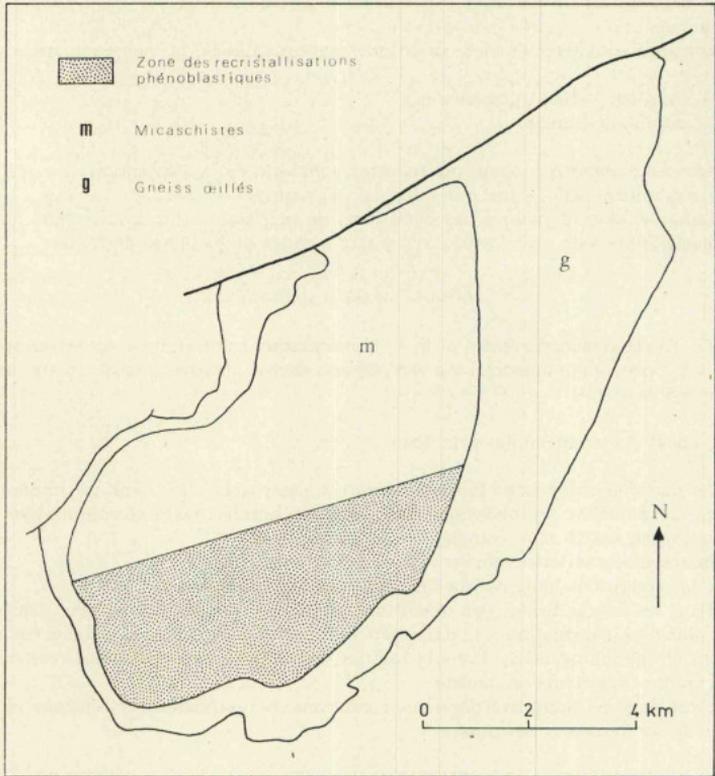


FIG. 35 — *Domaine des recristallisations phénoblastiques dans la série acide de Morais*

— *les minéraux postcinématiques.* Ce sont les minéraux phylliteux, biotite et chlorite. Les porphyroblastes de biotite, dont la taille atteint jusqu'à 3 mm, sont poecilites, à contours irréguliers. Disposés en tous sens, ils se surimposent au fond plissé de la roche et englobent des microcharnières sans montrer eux-même la moindre trace de déformation (Pl. VIII, fig. 3).

Les phénoblastes de chlorite, de taille plus faible (inférieure au millimètre) possèdent les mêmes caractères que ceux de la biotite: surimposition au fond de la roche, disposition statistiquement isotrope.

Tous ces minéraux ne sont pas également répartis dans la zone recristallisée. Le grenat est cantonné à sa base (bordure méridionale). La biotite, abondamment développée dans la partie S, voit sa proportion diminuer régulièrement vers le Nord où elle est finalement remplacée par de la chlorite.

La phase de recristallisation phénoblastique présente les caractères suivants:

— elle est limitée à la série acide et n'en n'intéresse qu'une partie;

— les conditions de recristallisation sont plus sévères que celles de la phase métamorphique principale. La formation de biotite et de grenat correspond au moins aux conditions de l'épizone profonde (sous-faciès quartz-albite-épidote-almandin) alors que l'association primaire se range dans le sous-faciès quartz-albite-muscovite-chlorite.

Bien que la série métamorphique acide soit détachée de son contexte (Cinquième Partie), l'origine de ces recristallisations est assez claire. Etant donné leur lien évident avec une phase tectonique, ces néocristallisations participent d'un épisode tardif de la phase orogénique principale (métamorphisme jeune et tectonique associée). En ce sens, la série acide est *plurimétamorphique pro parte*. Seule en demeure problématique la répartition spatiale, faisant sans doute intervenir un dôme thermique local.

En définitive, trois épisodes de métamorphisme sont mis en évidence dans le complexe de Morais:

— *métamorphisme ancien, de type barrovien, limité à la séquence basique et ultrabasique*. La série présente une suite incomplète comprenant une partie de l'épizone, de la mésozone et une mince représentation de la catazone avec *succession zonéographique inverse*;

— *métamorphisme jeune réactivant la série précédente et édifiant la série métamorphique acide*. La polarité métamorphique est normale dans la série acide, indéterminée dans la série basique et ultrabasique;

— *recristallisation phénoblastique, épisode local limité à une partie de la série acide*.

§ II — Le complexe de Bragança

I — Le métamorphisme ancien

Ici, comme à Morais, la série basique et ultrabasique est polymétamorphique mais, à l'inverse, surtout composée de roches blastomylonitiques. La part revenant à la reconstitution du bâti métamorphique ancien à partir des résidus y est donc très importante. Les zones intactes du substrat sont limitées aux amphibolites de base et aux granulites.

1 — la mésozone

Les amphibolites banales de la base de la série basique et ultrabasique présentent la paragenèse suivante:

hornblende verte-plagioclase-épidote

La basicité du plagioclase évolue entre l'oligoclase An 20 et l'andésine An 40. Les conditions du métamorphisme générateur de cette association doivent correspondre à peu près à celles ayant régné au sommet de la série mésozonale basique de Morais, c'est à dire celles du sous-faciès disthène-almandin dans le faciès amphibolite-almandin.

2 — le domaine blastomylonitique

Les paragenèses reconstituées dans les différentes séquences composant ce domaine (Deuxième Partie, Chap. I) montrent, de la base au sommet, l'évolution suivante:

a) — *dans les roches basiques*:

La hornblende est présente partout. Ses caractères optiques évoluent très progressivement depuis la hornblende verte commune de mésozone jusqu'à la hornblende brune.

Le grenat n'est pas représenté à la base. Sa proportion s'accroissant ensuite, il devient rapidement un composant essentiel. De plus, sa coloration varie: incolore dans les niveaux inférieurs, rose, rose soutenu puis rose orangé au sommet.

Comme le grenat, le clinopyroxène entre progressivement dans la composition minéralogique et, dans les niveaux les plus élevés, l'emporte nettement sur l'amphibole.

Le plagioclase, toujours altéré, ne fournit aucune indication.

b) — *dans les roches acides* en minces intercalations dans les niveaux supérieurs du domaine blastomylonitique, les résidus sont représentés par le microcline, le plagioclase, le disthène, l'almandin et la muscovite.

c) — *dans les roches ultrabasiqes* enfin s'observent olivine, orthopyroxène, pargasite et parfois grenat.

Dans le faciès basique, la formation du grenat, puis du diopside, indique des conditions géophysiques sévères, celles de la mésozone profonde. En effet, à Morais, ni le grenat ni le diopside ne se sont développés dans les amphibolites au niveau du sous-faciès disthène-almandin (sommet de la série amphibolitique du secteur de Lagoa). De plus, la présence de septas (Papela) et d'enclaves aux paragenèses de type catazonal (diopside-grenat ou diopside-plagioclase-grenat) au sommet du domaine blastomylonitique brigantin manifestent que là les conditions du faciès granulites ont été réalisées.

Le domaine blastomylonitique de Bragança représente donc la mésozone profonde et le sommet de la catazone.

3 — la catazone

Les roches appartenant à cette zone s'observent soit sous forme d'enclaves, parfois minuscules (1 cm) ou de septa dans les amphibolites du sommet du domaine blastomylonitique, soit en affleurements continus au-dessus des blastomylonites (graben de Coxa).

Selon les types, les associations minéralogiques sont les suivantes:

Granulites claires:

quartz-grenat-diopside-plagioclase
quartz-grenat-diopside-plagioclase-(hornblende)
quartz-grenat diopside-plagioclase-(biotite)

Granulites sombres:

diopside-grenat
diopside-grenat-plagioclase
diopside-grenat-plagioclase-hornblende

La phase titanée est représentée par le rutile.

Sur le terrain, il n'y a pas individualisation spatiale, mais intrication des associations avec minéraux hydroxylés (hornblende, biotite) et de celles ne comportant que des minéraux secs.

Du point de vue pétrographique, la subdivision des granulites en sous-faciès granulites à hornblende et granulites à pyroxène [F. J. TURNER et J. VERHOOGEN,

1960, p. 554] n'explique pas les paragenèses observées. En particulier, dans les granulites claires comme dans les granulites sombres, l'orthopyroxène ne se forme pas.

De WAARD D. [1965, 1967], proposant de nouvelles subdivisions du faciès granulites, fait remarquer que, dans les roches à excès de silice, l'association catazonale typomorphe:

orthopyroxène-plagioclase

est remplacée par l'association plus dense:

clinopyroxène-almandin quartz

Les sous-faciès orthopyroxène-plagioclase et clinopyroxène-almandin sont contrôlés par la température et la pression de charge tandis que les sous-faciès granulites à hornblende et granulites à pyroxène dépendent de la température et de la pression de vapeur d'eau [W. FYFE, F. J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1958].

Tel est le cas des granulites à excès de silice de la série brigantine, granulites claires et certaines granulites sombres, composées essentiellement de clinopyroxène et de grenat mais avec quartz minéralogiquement exprimé. Ces roches se rangent dans le sous-faciès clinopyroxène-almandin du faciès granulites (fig. 36).

Par contre, dans les roches déficitaires en silice, c'est l'assemblage clinopyroxène-plagioclase-grenat qui se forma dans le sous-faciès granulites à pyroxène [F. J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960, p. 555]. C'est le cas des granulites sombres en septa ou en enclaves dans les blastomylonites (pyroxénites à grenat de Papela).

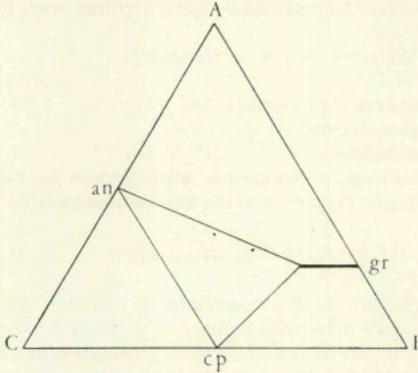


FIG. 36 — Diagramme ACF. Projection de deux granulites. Sous-faciès clinopyroxène-almandin, d'après DE WAARD D., [1965].

Les roches catazonales au sommet de la série basique et ultrabasique brigantine forment dans l'espace un mince niveau (graben de Coxa). Les assemblages minéraux qui les composent caractérisent les sous-faciès clinopyroxène-almandin et hornblende-clinopyroxène-almandin du faciès granulites.

II — Le métamorphisme jeune

Comme à Morais, la phase métamorphique jeune intéresse une partie de la série édiflée au cours de la phase précédente et une série sédimentaire acide.

1 — la série basique et ultrabasique

L'action du métamorphisme jeune n'est évidente que dans le domaine blastomylonitique.

A — Le domaine extrablastomylonitique

Le retentissement du métamorphisme jeune se manifeste sous forme d'une légère rétromorphose dans les amphibolites (saussuritisation des plagioclases) et ne modifie pas les granulites.

B — Le domaine blastomylonitique

Les conditions de recristallisation du métamorphisme jeune sont exprimées par les paragénèses composant la mésostase des blastomylonites:

— *faciès basique*. De la base au sommet du domaine, la mésostase est constituée par l'association minéralogique suivante:

hornblende verte-plagioclase-clinozoïsite

lorsque sa recristallisation est parfaitement élaborée;

— *faciès ultrabasique*. La recristallisation s'exprime sous forme d'amphibole;

— *faciès acide*. Dans ces roches recristallisent:

quartz-plagioclase-muscovite-biotite

quartz-plagioclase-muscovite

quartz-plagioclase-biotite

Dans l'ensemble il s'agit de conditions géophysiques de caractère mésozonal superficiel, en net retrait par rapport à celles du métamorphisme premier.

2 — la série acide

Cette série est pelliculaire. Ses conditions de recristallisation sont celles de l'épizone profonde (quartz-albite-muscovite-biotite) et il ne s'y produit pas de recristallisations phénoblastiques. Par contre, une importante mylonitisation l'affecte, comme il en est des gneiss oillés de Morais. Elle consiste en un étirement puissant, parallèle à la schistosité première et réalisant une ébauche de structure blastomylonitique avec recristallisation du quartz et formation de filets de quartz discordant irréguliers et grossiers.

En résumé, la superposition de deux phases métamorphiques majeures dans la série basique et ultrabasique se traduit sous diverses formes:

— dans les roches non réactivées (schistes amphibolitiques, amphibolites), il y a légère rétromorphose mais les caractères subsistent intégralement;

— dans les roches puissamment réactivées (blastomylonites), c'est le métamorphisme second qui impose son cachet.

Les conditions géophysiques secondes étant en net retrait par rapport aux premières, il existe une *hétérozonalité* assez forte entre les deux phases majeures de recristallisation (les niveaux catazonaux ont été replacés dans les conditions de la mésozone superficielle).

§ III — Histoire métamorphique des migmatites

Trois évènements importants ont présidé à l'élaboration des migmatites brigantines.

I — La première étape

Elle correspond au métamorphisme ancien, au cours duquel se sont constitués des gneiss variés à partir de formations acides. Les minéraux témoins de leur paragenèse primaire subsistent maintenant sous forme de résidus dans les restites. Ces minéraux sont le grenat, le disthène et le plagioclase.

Il est possible d'évaluer les conditions de formation de ces gneiss à partir des faits suivants:

— *la composition du grenat.* Ce minéral est particulièrement abondant dans les migmatites du panneau de Quinta da Granja (km 4,0, route de Bragança à França) où il forme jusqu'à 60 à 70 % de la roche. Par sa richesse en pyrope (tableau V) ce grenat est de type catazonal [W. E. TROGER, 1959];

— *le plagioclase antiperthitique.* La présence d'antiperthite dans les plagioclases d'origine métamorphique est considérée comme indicatrice de conditions de formation catazonales [F. J. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960, p. 555, L. H. G. F. WINKLER, 1967, p. 135].

	1		2		3
Sio ₂	37,40	Si	5,451	} 6,00	Pyr 41 %
Al ₂ O ₃	23,50	Al	0,549		Alm 38 %
Fe ₂ O ₃	19,50				Spess —
FeO	—	Al	3,441	} 4,00	Ugr 31 %
MgO	11,47	Fe ^{'''}	0,585		
CaO	8,12	Ti	0,026	} 6,10	
Na ₂ O	—				
K ₂ O	—	Mg	2,493		
TiO ₂	0,22	Fe ^{'''}	2,315		
MnO	0,32	Mn	0,035		
Total	100,53	Ca	1,260		

TABLEAU V. — Composition du grenat des migmatites de Quinta da Granja.

1. — Composition chimique. 2. — Nombre d'ions sur la base de 24 oxygènes.

3. — Proportion des composants Pyrope, almandin, spessartite, ugrandites

Les plagioclases résiduels antiperthitiques (Pl. VIII, fig. 4) sont fréquents dans les trois types migmatitiques de Bragança.

Ainsi, ces minéraux résiduels se sont formés dans des conditions catazonales et le gneiss ancien, support de la migmatisation, était une granulite claire. Les écoligites associées (Fontaelas) s'intègrent parfaitement dans ce contexte, favorable à leur formation à partir d'un matériel de composition chimique adéquate.

II — La deuxième étape

Elle se relie aisément à la phase métamorphique jeune puisqu'il s'agit d'une étape de blastomylonitisation dont les traces s'expriment sous deux formes:

— il existe à la base de tous les panneaux migmatitiques de minces septa de gneiss blatomylonitique offrant la même structure que ceux de Salgueiros (Deuxième Partie, Chap. III). Les minéraux résiduels y sont le plagioclase et le grenat.

— dans les migmatites bien élaborées, les résidus de disthène, cataclases et courbés, témoignent de l'existence d'une déformation antérieure à la cristallisation des leucosomes et à rattacher à la phase blastomylonitique.

III — La troisième étape

Elle consiste en une migmatisation du matériel acide blastomylonitique. Par fusion différentielle se forment des leucosomes de composition quartzofeldspathique et ces migmatites sont, selon la terminologie de K. R. MEHNERT [1967], des métatexites.

Signalons que, dans les blastomylonites acides associées à la série basique et ultrabasique (synforme de Lagarelhos bande de Nunes), il existe des «taches» de migmatisation avec leucosome de composition quartzofeldspathique et mélanosome à biotite et hornblende.

Y a-t-il lieu d'individualiser cette étape, de définir une troisième phase majeure de recristallisation engendrant des migmatites, alors qu'on ne constate pas d'équivalent dans les formations des autres séries? Il est plus logique de considérer la migmatisation comme une expression de la phase métamorphique jeune où le matériel granulitique a été replacé dans des conditions plus superficielles (mésozone profonde). Le broyage fin du matériel facilitant la remobilisation et les échanges chimiques, la fusion différentielle a pu intervenir à une température inférieure à celle qui aurait prévalu en l'absence de mylonitisation. Au même niveau, l'anatexie n'a pu affecter le matériel basique dont le point de fusion est plus élevé.

Les panneaux de migmatites pourraient aussi représenter des «coins» d'infrastructure ayant percé la superstructure [C. E. WEGMANN, 1935] mais les relations structurales des migmatites avec leur contexte ne sont pas clairement définies et cette hypothèse ne peut être suffisamment étayée.

En conclusion, deux phases essentielles de recristallisation appartenant à deux phases orogéniques distinctes intéressent les formations des complexes de Bragança et de Morais:

— la première, associée à une tectonique d'axe EW (Troisième Partie, Chap. II) affecte une série basique et ultrabasique. *Le métamorphisme, de type barrovien, y est représenté par la base de l'épizone, une partie de la mésozone et de la catazone.*

— la seconde, accompagnée, d'une tectonique d'axes NS, réactive la série élaborée au cours de la première phase et métamorphise une série acide dans des conditions épizonales.

CHAPITRE II — LA TECTONIQUE

L'étude tectonique des complexes aux divers ordres de grandeur suivra, comme celle du métamorphisme, un ordre chronologique. Le problème de leur mise en place sera traité séparément (Cinquième Partie)

§ I — Le complexe de Morais

I — La phase tectonique EW.

Son domaine d'observation est réduit aux zones intactes du substrat (domaine suprablastomylonitique). C'est une phase de style tangentiel souple associée au métamorphisme premier et engendrant des structures linéaires et planaires.

A — les structures linéaires

Elles sont réduites à une linéation d'alignement de minéraux, en fait de l'amphibole uniquement, avec les restrictions suivantes:

- dans les schistes amphibolitiques, la taille des minéraux est en général insuffisante pour permettre l'observation macroscopique de la linéation;
- dans les amphibolites, l'amphibole n'est pas systématiquement orientée. Il est plus fréquent d'observer ce minéral couché dans le plan de schistosité et disposé de manière statistiquement isotrope (Pl. IX, fig. 1). L'alignement des amphiboles n'est convenablement réalisé que dans la région située immédiatement à l'Ouest du massif ultrabasique des Montes de Morais (secteur de Limãos) ainsi qu'à l'Est de Castro Vicente (secteur de Lagoa).

Dans les amphibolites de ces régions, la linéation d'alignement de l'amphibole, L_1 , définit une direction EW. Les axes de rares plis synschisteux ont aussi cette direction.

B — les structures planaires

Il s'agit surtout d'une schistosité de plan axial S_1 , contenant L_1 .

Il existe aussi une structure planaire héritée S_2 parallèle à la précédente et matérialisée par les plans limitant amphibolites à gros grain et à grain fin.

Enfin, il faut rapporter à cette phase tectonique les schistosités internes des grenats dans les blastomylonites.

Cette phase tectonique, accompagnant le métamorphisme ancien, offre une direction structurale EW et aucune macrostructure n'est visible dans les limites dudomaine envisagé.

II — La phase tectonique NS.

Dans la série basique et ultrabasique, le style des structures engendrées au cours de cette phase, contemporaine du métamorphisme jeune, varie avec le niveau de déformation et le degré de réactivation du matériel affecté.

Dans la série acide se forment des structures classiques, schistosité et plis isoclinaux.

A — Série métamorphique basique et ultrabasique

a. — *Le domaine suprablastomylonitique.* La phase NS s'y exprime par des plis déformant S_1 dont le style est l'ampleur varient avec la position dans le bâti métamorphique.

— dans toute la partie basale ainsi qu'à différentes hauteurs et jusqu'au sommet de la série basique, S_1 est déformée par un gaufrage. Le modèle élémentaire de cette crénelation grossière est un décrochement long d'une dizaine de centimètres, simple ou ramifié (fig. 37). Les extrémités meurent doucement ou sont relayées par un nouvel élément. Cette structure définit une linéation L_1 orientée NS et un plan S_2 à peu près perpendiculaire à S_1 .

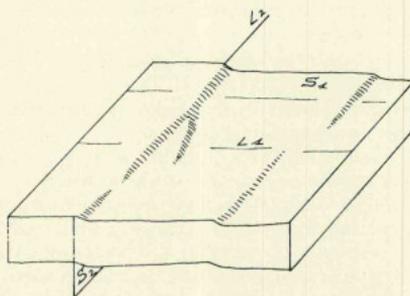


FIG. 37 — Schéma des relations entre phase EW et NS dans le cas du gaufrage (domaine suprablastomylonitique)

— l'exagération du gaufrage conduit insensiblement à la réalisation de plis en chevron (Pl. IX, fig. 2) aux axes toujours orientés NS. Les régions où ce type de plissement est le plus développé s'étendent le long de la bordure occidentale du massif ultrabasique des Montes de Morais (Macedo de Cavaleiros), dans la région comprise entre Izeda et Gralhós (Morais), à l'Est de Peredo etc...

Ces chevrons sont symétriques ou dissymétriques, avec longueur des flancs comprise entre 1 et 5 cm. Le plan ax'ial est voisin de la vertical ou fortement plongeant vers l'Ouest.

Au sommet de la série basique (Pont de l'Azibo), le plissement en chevron passe insensiblement au plissement semblable sans modification des autres caractéristiques (direction axiale, pendage du plan axial, dimensions) (Pl. IX, fig. 3).

Certaines régions (Est de Peredo) montrent les plis en chevrons groupés en structures mésostructurales, métriques à décimétriques. Là, les chevrons forment des plis parasites de grands plis à flanc occidental peu incliné et flanc oriental voisin de la verticale.

Dans le matériel induré du domaine suprablastomylonitique, la phase tectonique NS réalise un plissement évoluant du simple gaufrage au chevron puis au pli semblable. En l'absence de critères de polarité, le sens du déversement est indéterminé.

b. — Le domaine blastomylonitique. Après une intense mylonitisation, amphibolites et pyroxénites à grenat sont souplement déformées. Les structures planaires S_1 (minces bancs différenciés) matérialisent des plis isoclinaux d'axe NS admettant pour plan axial le plan de schistosité S_2 , confondu alors avec S_1 .

Les résidus monominéraux allongés (amphibole surtout) tendent à disposer leur grand axe parallèlement à l'axe des plis isoclinaux et déterminent une linéation fruste L_2 orientée NS.

Ainsi, selon le degré de réactivation, la superposition des phases tectoniques EW et NS engendre deux modèles tectoniques (fig. 38).

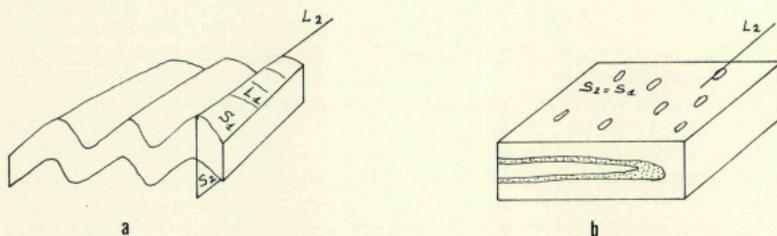


FIG. 38 — Les deux modèles tectoniques dans la série basique de Morais. a. — dans les amphibolites suprablastomylonitiques. S_2 est perpendiculaire à S_1 . b — dans les blastomylonites basiques. S_2 est confondue avec S_1 .

B — Série métamorphique acide

Dans la série acide se sont formés des plis isoclinaux d'axe NS (1.) et une schistosité s_2 parallèle aux structures planaires héritées s_1 d'origine sédimentaire.

III — La deuxième phase tectonique NS

Elle accompagne l'épisode des recristallisations phénoblastiques dans la série métamorphique acide et développe une schistosité s_3 dont la position par rapport à s_2 varie selon la hauteur dans la série:

- à la base, dans les gneiss ocellés, s_3 est parallèle à s_2 . Il y a réactivation assez peu prononcée des gneiss ocellés sous forme d'un étirement;
- au-dessus, dans les micaschistes, s_3 se redresse progressivement. La linéation d'intersection $s_3 - s_2$ résultante (1.) est orientée en direction NS.

IV — La phase tectonique NW-SE

Cette phase n'a été reconnue que dans le gisement catazonal synforme de Vinhas, mince lame de matériel blastomylonitique basique et ultrabasique intercalée entre la puissante série amphibolitique et la série métamorphique acide. La surface structurale de sa base dessine une petite structure périsynclinale d'axe NW-SE à convexité SE.

La discrétion des structures liées à cette phase dans le complexe de Morais est due à la position centrale de ce dernier dans la structure synclinoriale d'ensemble du Trás-os-Montes oriental, là où les plis sont amples.

V — La phase tectonique NE-SW.

Les structures se rapportant à cette phase sont surtout d'ampleur macroscopique. Il s'agit de plis synformes autour d'axes d'orientation NE-SW.

Ainsi, la série métamorphique acide est plissée en un brachysynclinal dissymétriques. Le flanc NW en est long et peu incliné, le flanc SE, redressé, est compliqué de plis mineurs en «genoux».

Dans la série basique et ultrabasique, cette phase est moins bien indiquée. Cependant, alors que les bords NE et SW de cette série sont peu inclinés (moins de 45°),

les bords NW (pied oriental de la Serra de Bornes) et SE (région d'Azinhoso) sont redressés à la verticale et déterminent approximativement un synclinal coiffé.

Ce plissement bascule les structures issues des phases précédente et principalement les structures NS.

Ces diverses phases tectoniques sont résumées en la figure 39.

VI — La tectonique cassante.

Le seul accident important correspondant à ce style est la faille de Morais, au tracé approximativement rectiligne d'orientation ENE WSW.

A l'Ouest, près du village de Chacim (Macedo de Cavaleiros), cette faille affectant le flanc E de la Serra de Bornes y est soulignée par des schistes écrasés (groupe transmontain) et des filons de quartz (Seixo). Vers l'Est, le groupe transmontain (compartiment S) butte contre les amphibolites du complexe et les domine d'une centaine de mètres par un abrupt se suivant sur 7 kilomètres (jusqu'à la vallée de l'Azibo).

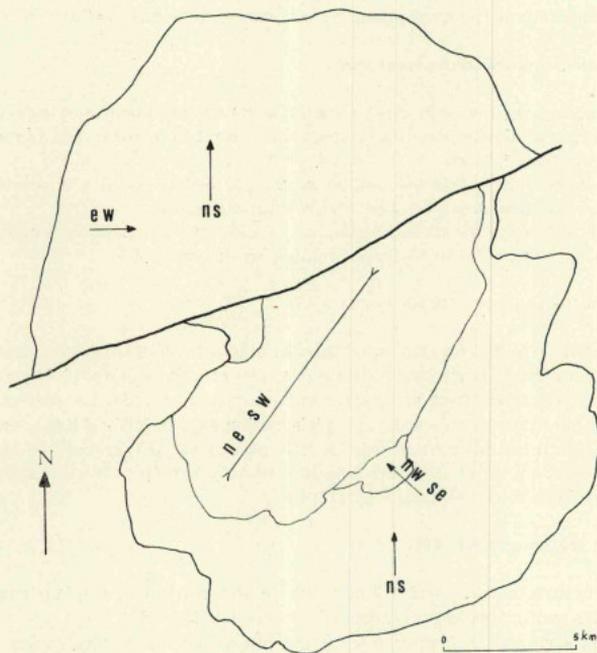


FIG. 39 — Complexe de Morais. Résumé des principales phases tectoniques. Explication dans le texte. Les flèches indiquent le sens du plongement des axes associés aux diverses phases

Au-delà et jusqu'à village de Morais, la faille, marquée par une profonde vallée, est jalonnée de brèches quartzieuses à ciment dolomitique et de mylonites d'amphibolite qui, par leur dureté, forment relief.

La faille passe à Morais même où les gneiss oillés du compartiment S buttent contre les amphibolites et les serpentinites et s'achève au-delà de la terminaison périsynclinale NE des gneiss oillés.

L'âge de cet accident à plan subvertical est indéterminé mais a joué à une époque récente puisque les dépôts conglomératiques villafranciens du compartiment N sont brutalement interrompus au niveau de la faille dans la région de Talhas (Morais). D'ailleurs le relief du secteur de Lagoa (compartiment S), accidenté, entaillé par des vallées profondes, est considérablement rajeuni par rapport à celui du compartiment N aux formes adovoies.

§ II — Le complexe de Bragança

I — La phase tectonique EW.

L'essentiel de la série métamorphique basique et ultrabasique ayant été réactivé, la plupart des structures correspondant à la phase tectonique EW ont été effacées. Subsistent seulement quelques plis d'axes orientés EW.

La schistosité S_1 , contemporaine de cette phase est représentée dans les amphibolites de base des blastomylonites.

II — La phase tectonique NS.

A — Série métamorphique basique et ultrabasique

Cette phase majeure accompagnant le métamorphisme blastomylonitique engendre des plis isoclinaux d'axe NS. La schistosité S_2 , plan axial de ces plis, est probablement parallèle à S_1 (cf fig. 38). Sur S_2 , les résidus de pyroxène et d'amphibole définissent une linéation fruste d'alignement de minéraux L_2 .

Les plis isoclinaux d'axe NS présentent un degré d'étirement variable dans de larges limites et indépendamment de leur position dans le bâti métamorphique. Les charnières sont ici rares, épaisses et arrondies, là nombreuses (une dizaine sur une puissance de 1 mètre), extrêmement longues et effilées avec flancs presque confondue.

Le plus souvent, les charnières ne dépassent pas les dimensions de l'échantillon (fig. 22) mais parfois atteignent des dimensions mésoscopiques (Pl. IX, fig. 4 et Pl. X, fig. 5).

B — Série métamorphique acide

Le matériel sédimentaire métamorphisé au cours de la phase jeune constitue une série cristallophyllienne avec schistosité s_2 et linéation l_2 orientée NS.

III — La phase tectonique NW-SE.

Il n'est pas rare d'observer dans les métapéridotites au cœur du synclinal de Vila Boa de Ousilhão, des plis droits d'axe NW-SE, d'ampleur mésoscopique, replissant la schistosité S_2 et correspondant à un serrage en direction NE-SW.

Cette phase a eu un retentissement important sur la série acide où elle a donné lieu à la formation de plis mésostructuraux d'axe ou déversés vers le SW (Pl. V, fig. 4), en général très serrés, de sorte que la série semble être redressée à la verticale.

À l'échelle mégascopique, cette phase est responsable de la structure cyclinoriale du complexe.

IV — La phase tectonique NE-SW

Elle ne fournit pratiquement aucune structure micro — ou mésostructurale et seule l'étude statistique de S_2 permet de la mettre en évidence et d'en apprécier l'ampleur.

A — Cœur du synclinal de Vila Boa de Ousilhão (Pl. C)

La carte tectonique de cette région en montre la structure brachysynclinale. Les axes principaux, d'orientation NW-SE, sont relevés à leurs extrémités sous l'influence de la phase NE-SW.

B — Série basique et ultrabasique (Pl. D)

La série a été divisée en 12 surfaces et pour chacune d'elles a été construit un diagramme statistique d'analyse de la schistosité S_2 . Chaque diagramme indique l'orientation et le plongement axial de la phase tectonique dominante (NW-SE ou NE-SW). Cette analyse structurale macroscopique appelle les remarques suivantes:

— la déformation de S_2 est principalement le fait de la phase NW-SE. D'une manière générale, l'axe NW-SE est presque horizontal, légèrement relevé aux extrémités (phase NE-SW);

— dans les régions où S_2 est subhorizontale (Nord du synclinal de Vila Boa de Ousilhão), phases NW-SE et NE-SW ont à peu près la même intensité. Leur interférence provoque la formation de dômes et de cuvettes surbaissés à l'intersection des axes antiformes et synformes de chaque phase. Dans les sous-surfaces V, IX et XI, la phase NE-SW est prédominante.

V — La tectonique cassante.

Les failles qui morcellent le complexe de Bragança sont nombreuses et d'inégale importance. Le système principal, orienté en direction NNE-SSW se rattache au cortège régional; d'autres, diversement orientés, influent peu sur la morphologie du complexe.

La faille de Bragança, affectant la partie orientale du complexe, participe du grand système qui traverse tout le Tras-os-Montes. Rappelons que, plus au Sud, ce système est défini [A. RIBEIRO et al. 1960, 1965] comme un accident sénestre avec jeu latéral de 6 kilomètres; souvent dédoublé, il provoque la formation de graben. Vers le Nord, l'ampleur du décrochement s'atténue et, à Bragança, n'est plus que de 2 kilomètres. En traversant le complexe, cet accident se dédouble (graben de Coxa). L'extrémité N de la faille orientale vient mourir à Bragança même, tandis que la faille occidentale se poursuit vers le Nord. À hauteur du panneau migmatitique de Grandais, une faille-satellite s'en détache vers le SW. L'ensemble a joué jusqu'à une époque récente puisque

les dépôts conglomératiques villafranciens, à l'Est de Castro de Avelãs (Rebordãos), se sont effondrés dans le graben de Coxa.

La faille de Gimonde, à l'Est de la précédente, limite le complexe qui, effondré, butte contre les formations siluriennes.

Dans la région occidentale du complexe, un certain nombre de failles possèdent aussi la direction NNE-SSW. La plus importante, passant à Paramio (Vila Verde) affecte l'extrémité occidentale de la série métamorphique acide.

Les autres systèmes, de moindre importance, morcellent le complexe dans sa terminaison occidentale notamment. Citons aussi, au Sud-Est du brachysynclinal ultrabasique de Vila Boa de Ousilhão, le double système NNE-SSW et NW-SE délimitant un horst qui remonte la base du domaine blastomylonitique au niveau des métapéridotites.

§ III — Age relatif des événements métamorphiques et tectoniques

L'étude précédente montre que les mêmes événements essentiels, la même histoire métamorphique et structurale ont intéressé les séries composant les complexes de Bragança et de Morais. Il faut maintenant, dans un premier temps, corrélérer ces événements avec ceux qui, bien datés, ont affecté les formations périphériques.

D'après les travaux de A. RIBEIRO *et al.* [1965] et ceux de V. P. FERREIRA [1966], la série transmontaine est intéressée par un métamorphisme peu intense (épizonal) d'âge hercynien. Cet épisode majeur s'est accompagné d'une phase tectonique de direction NW-SE, de style souple en régime tangentiel. Ensuite est intervenue une phase tectonique NW-SE développant des mégastuctures à symétrie orthorombique puis une phase tectonique NE-SW, toutes deux d'âge hercynien.

Les seuls événements communs aux complexes et à la série transmontaine sont les deux dernières phases tectoniques hercyniennes (Tableau V). Les formations des complexes ne sont concernées ni par le métamorphisme hercynien ni par la phase souple qui l'accompagne.

Phases tectoniques EW et NS et métamorphismes associées, représentés seulement à Bragança et à Morais, sont antéhercyniens.

A l'échelle régionale, en l'absence de toute orogénèse importante antérieure à l'Hercynien pendant le Primaire, les événements antéhercyniens des complexes sont probablement d'âge antécambrien.

	Métam. ancien	Métam. jeune	Métam. phén.	Métam. Herc.	Phase tect. NW-SE	Phase tect. NE-SW
	Phase tect. EW	Phase tect. NS	Phase tect. NS	Phase tect. NW-SE		
Morais	+	+	+		+	+
Bragança	+	+			+	+
Série transmontaine				!	+	+

TABLEAU VI — Age relatif des événements métamorphiques et tectoniques dans les complexes de Bragança et de Morais et dans la série transmontaine

QUATRIEME PARTIE

ORIGINE DES FORMATIONS

CHAPITRE I — ORIGINE DE LA SÉRIE MÉTAMORPHIQUE BASIQUE ET ULTRABASIQUE

Séries métamorphiques basiques et ultrabasiques de Morais et de Bragança représentent manifestement les éléments fractionnés d'un ensemble unique à l'origine. Leur étude pétrographique et métamorphique met en relief un certain nombre de faits essentiels pour l'interprétation génétique:

— les séries, incomplètes (limitées par des surfaces tectoniques), ont une puissance comprise entre 600 et 800 mètres;

— la majeure partie des formations est composée de roches basiques mais à certains niveaux existe une représentation importante de roches ultrabasiques;

— les témoins d'origine ignée sont nombreux à tous les niveaux (pyroxénolites variées dans les parties profondes, filons-couche doléritiques dans les niveaux supérieurs);

— l'ensemble a été soumis aux conditions souvent sévères du métamorphisme et de la tectonique, c'est à dire dans un milieu mobile (géosynclinal).

Ces quelques faits conduisent à penser que la série métamorphique basique et ultrabasique représente le produit d'un volcanisme initial basique et ultrabasique en milieu géosynclinal, couramment désigné *cortège ophiolitique*.

RAPPEL HISTORIQUE

C'est G. STEIMANN [1926] qui le premier a fait ressortir l'association des serpentinites, des spilites et des cherts dans les systèmes montagneux de type alpin (*Trinité de STEIMANN*). Les serpentinites et spilites étaient jusque là regroupées sous le nom de *spilites*, terme dû à CH. BRONGNIART [1813] et désignant à l'origine les seules serpentinites.

W. N. BENSON [1926], dans sa remarquable étude des roches basiques et ultrabasiques du globe terrestre, distingue 4 types de gisements:

— type laccolitique;

— type batholitique;

— type alpin comprenant les roches ophiolitiques où serpentinites et gabbros sont intimement associés à des amphibolites et à des diabases;

— intrusions lenticulaires dans les schistes et les gneiss.

Le troisième type, correspondant à celui des complexes nord-portugais, a fait l'objet de nombreux travaux et récemment G. VAN DER KAADEN [1963] a résumé les différentes conceptions sur la genèse des roches ultrabasiques de type alpin et leur mise en place:

— *mise en place d'un matériel périclinitique solide* provenant d'un substratum périclinitique avec linéations et foliations d'origine métamorphique [W. P. de ROVER, 1957-1961, F. ROST, 1959];

— *mise en place d'un magma périclinitique réactivé* provenant du substratum sous forme de mousse de cristaux [W. N. BOWEN et O. F. TUTTLE, 1949, W. G. STOLL, 1958, F. C. PHILIPS, 1938];

— *mise en place d'un magma périclinitique*. Après mise en place du magma et des concentrations de chromite incluses, de nouvelles concentrations et cristallisations se produisent à petite échelle à cause de la viscosité élevée du magma [G. HEISSLEITNER, 1951-1952, H. H. HESS, 1955, J. F. G. WILKINSON, 1953, J. A. NOBLE et H. P. TAYLOR, 1960, W. J. SCHMIDT, 1954];

— *intrusion ou même extrusion d'un matériel basaltique* ayant son origine sous la discontinuité de Mohorovicic et différencié en masses laccolitiques. Les dépôts de chromite sont formés par cristallisation gravitationnelle et fractionnelle sur place [MAC CALLIEN, 1953, E. KUNDIG, 1954, J. H. BRUNN, 1954-1960, L. DUBERTRET, 1955, W. E. PETRASCHKEK, 1959, H. BORCHERT, 1960-1961];

— *intrusion de matériel basaltique formant des complexes stratiformes en profondeur* [A. HELKE, 1962, M. DONATH, 1962];

— *les complexes ultrabasiques sont formés par un effet de basification locale et d'une mobilisation rhéomorphique de roches dans le complexe de base d'un front montant d'acidification et d'anatexis* [R. W. VAN BEMMELLEN, 1960, P. FERRIN, et al., 1960].

VAN DER KAADEN critique ces diverses conceptions de la manière suivante: «Les trois premières conceptions sont voisines et ne diffèrent seulement que dans l'état cristallin du magma ultrabasique. L'absence d'un métamorphisme de contact de haute température exclut l'hypothèse d'une intrusion de magma essentiellement liquide. Par contre, elle explique bien les phénomènes de foliation, litage et linéations observés dans les dépôts de chromite, les roches ultrabasiques et leurs inclusions gabbroïques.

La quatrième et la cinquième conception n'expliquent pas de manière satisfaisante si le magma était basaltique et différencié sur place. D'autre part, dans le cas d'une extrusion basaltique non différenciée au fond de la mer avec formation d'ultrabasites à gros grain à la base et de matériel spilitique et doléritique au sommet, le refroidissement serait trop rapide pour qu'une telle différenciation se produise. On devrait trouver à la base de ces complexes un feuillet de matériel basaltique non différencié, ce qui n'est pas le cas».

Les quatrième et cinquième conceptions retiennent particulièrement notre attention. Leurs défenseurs conçoivent le cortège ophiolitique comme une unité dans l'espace et dans le temps avec épanchement en milieu sous-marin, ce qui rend le mieux compte de l'association roches ultrabasiques — roches grenues basiques.

Telle est l'opinion de J. H. BRUNN [1954-1960] pour les ophiolites de Grèce (régions de la Macédoine et du Pinde) et de L. DUBERTRET [1955] pour celles de Syrie.

En Grèce, les masses ophiolitiques sont disposées selon le schéma suivant: «Les grosses masses de périclinitite se trouvent à la base de l'ensemble avec tendance à la stratification... On passe ensuite à des troctolites, à des gabbros stratifiés présentant des variations importantes de grain, les faciès pegmatitiques alternant avec les faciès fins. Des passages entre gabbros doléritiques et dolérites peuvent également avoir

lieu. Les passages graduels, fréquents, ne sont pas toujours présents. On peut observer par exemple des passages brusques entre des troctolites et des gabbros et dolérites. La série s'achève par des roches microlitiques avec pillow-lavas que surmontent des radiolarites».

En Syrie, les roches vertes montrent une disposition semblable avec pseudos-tratifications particulièrement marquées dans les gabbros.

Récemment, J. AUBOUIN [1961-1965] a précisé la question des émissions ophiolitiques en prenant pour exemple celles de Grèce.

Dans l'organisation géosynclinale, l'émission est située de manière caractéristique sur la marge interne du sillon eugéosynclinal. Sa puissance peut atteindre un millier de mètres et son extension latérale (parallèlement à l'axe du sillon eugéosynclinal) dépasser parfois plusieurs centaines de kilomètres.

Dans la masse ophiolitique, enveloppée d'une carapace de roches à caractère effusif, s'observe une suite différenciée comportant à la base les termes les plus basiques (péridotites, pyroxénolites) et au sommet des termes moins basiques (gabbros, basaltes, dolérites...). Les différenciations aux diverses échelles de grandeur (différenciation générale de la masse ophiolitique, séquences stratifiées...) seraient le fait de divers processus tels que gravité, cristallisation fractionnée...

INTERPRÉTATION

Malgré l'intensité du métamorphisme et le jeu de tectoniques superposées, l'ensemble basique nord-portugais offre d'étroites analogies avec les cortèges ophiolitiques: associations pétrographiques, différenciations aux divers ordres de grandeur, témoins d'origine ignée...

I — Les critères pétrographiques et structuraux

A — Les différenciations

Elles concernent la répartition des faciès pétrographiques à l'échelle des séries, les stratifications rythmiques locales, etc.

a — *Répartition des ultrabasites*. Il faut distinguer les ultrabasites en place, disposées en sills puissants (métapéridotites du cœur du synclinal de Vila Boa de Ousilhão) associées aux formations basiques et les masses lenticulaires de serpentinites (Montes de Morais, Azinhoso...) qui, toutes très probablement, jalonnent des accidents tectoniques en raison de leur pouvoir rhéomorphique élevé.

Abstraction faite du renversement tectonique qu'induit l'inversion zonéographique, deux ensembles se dégagent:

— un niveau profond comprenant les ultrabasites en sills (métapéridotites) et surmonté par les amphibolites blastomylonitiques;

— un niveau plus superficiel composé de serpentinites en masses lenticulaires aux dimensions variées (0,1 à 10 km) pouvant représenter une couche ultrabasique ultérieurement disloquée.

b — *Différenciation dans les serpentinites*. Le massif des Montes de Morais est composé de serpentinites métamorphisées dans les conditions de la mésozone supérieure (serpentinisation intense). D'après la répartition des résidus minéraux primaires ou de leurs produits d'altération s'esquisse une succession verticale de faciès comportant des dunites à la base, des péridotites à pyroxène (harzburgites) dans les parties

moyenne et supérieure. Il faut enfin ajouter les gabbros de Morais, superposés à l'ensemble.

c — *La stratification rythmique dans les amphibolites.* A Morais, il est fréquent d'observer, à divers niveaux de la série amphibolitique mésozonale, une stratification rythmique consistant en une alternance répétée de bancs clairs et sombres.

Les bancs sombres, à grain fin, sont composés d'amphibolites à structure typiquement granonématoblastique.

Les bancs clairs (Pl. X, fig. 2) ont un grain beaucoup plus grossier (3 à 5 mm) avec plagioclase étiré en amande dans le plan de schistosité. Les plages feldspathiques sont encombrées de prismes d'épidote et de nuages zoïsitiques. La hornblende se présente en gros prismes d'ouralite lardés d'amphibole aciculaire.

Les bancs clairs ont une puissance comprise entre 10 et 20 cm tandis que les bancs sombres sont en général plus puissants (1 mètre). La limite entre les uns et les autres est toujours très tranchée, plane, parallèle à la schistosité (Pl. X, fig 3).

Il est aisé de reconnaître dans les roches composant les bancs clairs des gabbros tout à fait identiques à ceux qui surmontent les serpentinites des Montes de Morais, mais déformées et partiellement recristallisées (flaser gabbros). Ce sont les stricts équivalents, du point de vue minéralogique et textural, des gabbros laminés de Vale de Chacim (Morais).

Le métamorphisme a respecté ici une *différenciation primaire comportante une succession rythmique de couches gabbroïques dans un matériel basique plus fin*, probablement basaltique.

B — Les témoins d'origine ignée

a — *Les gabbros.* Ils sont représentés à presque tous les niveaux des séries: en lentilles dans les blastomylonites basiques, en masses importantes au voisinage ou dans les serpentinites, en sills nombreux dans les amphibolites, plus rares dans les métapéridotites.

b — *Les métadolérites.* Les schistes amphibolitiques de Morais admettent des sills puissants (10 à 20 mètres) de métadolérites, les amphibolites grossières de Chacim, Olmos, São Francisco (Première Partie, Chap. I). Ces métadolérites occupent un niveau plus élevé que celui des sills gabbroïques et en représentent les équivalents de simi-profondeur.

c — *Les pyroxénolites.* Ces roches igrées ont échappé à l'action du métamorphisme et de la tectonique en raison de leur texture et de leur mode de gisement, en petites masses lenticulaires.

Témoins intacts du matériel primitif, elles ne se retrouvent que dans la série de Bragança, en liaison intime avec les métapéridotites. Leur composition minéralogique est des plus variée: enstatites, bronzites, enstatites à hornblende, bronzites à hornblende, diallagites à biotite.

En résumé, bien que la série métamorphique basique et ultrabasique des complexes de Bragança et de Morais soit incomplète et malgré l'action du métamorphisme et de la tectonique, un schéma d'ensemble (fig. 40) comparable à celui des émissions ophiolitiques se dégage, décomposé en deux parties:

— *un cortège ophiolitique supérieur* comportant, de la base au sommet, des serpentinites, des gabbros, une suite pseudostratifiée avec sills gabbroïques dans un matériel basique fin, une suite surtout composée de matériel basique fin et admettant quelques sills doléritiques puissants;

— un cortège ophiolitique inférieur composé d'un niveau ultrabasique (métapéri-dotites) renfermant de nombreuses roches grenues (pyroxénolites) et surmonté d'une puissante série basique avec masses gabbroïques.

L'un et l'autre présentent une suite différenciée avec pôle ultrabasique profond et pôle basique — association globale de roches grenues en petites masses réparties dans un matériel basique fin, roches ignées de profondeur et de semi-profondeur — somme toute une association de roches et une disposition conformes à celles des émissions ophiolitiques classiques.

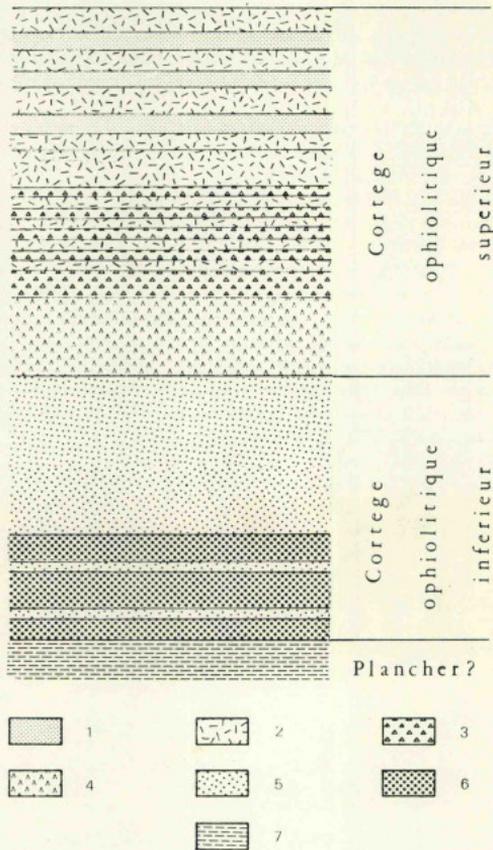


FIG. 40 — Schéma des cortèges ophiolitiques. 1. Sills doléritiques. 2. Matériel basique fin. 3. Sills gabbroïques. 4. Serpentinites. 5. Matériel basique. 6. Ultrabasites. 7. Granulites (plancher?)

Ces deux cortèges représentent-ils les produits d'une seule émission ophiolitique transformée à divers degrés ou deux émissions superposées? Leur position actuelle ne permet pas de répondre à cette question. Tout au plus peut-on considérer que les conditions tectoniques ont favorisé la superposition de séries primitivement distantes dans l'espace.

L'étude chimique va préciser les caractères de ce volcanisme géosynclinal.

II — Les critères chimiques.

L'étude chimique repose sur 25 analyses d'amphibolites, les unes nouvelles et concernant surtout le complexe de Morais, les autres empruntées aux travaux de J. M. COTELO NEIVA [1948] et de V. P. FERREIRA [1966]. Les résultats en sont exposés dans les tableaux VII à XVI.

Les metabasites analysées sont situées à tous les niveaux des deux séries. Ce sont des schistes amphibolitiques, des amphibolites, des métadolérites, des amphibolites et pyroxénites à grenat, des granulites sombres.

Le chimisme de ces roches, de type basaltique, est dans l'ensemble assez homogène. Sur un diagramme Fe-Mg-ALK, les différentes roches tombent dans le champ des basaltes tel qu'il a été défini par H. KUNO *et al.* [1957], dans les îles Hawaï (fig. 41).

La norme C. I. P. W. fait apparaître une légère différence entre les metabasites de Bragança et de Morais. A Bragança en effet, l'orthopyroxène normatif n'est pas formé tandis que l'olivine et la néphéline sont presque constamment présents, indice d'une tendance vers les basaltes alcali-oliviniques. A Morais au contraire, la néphéline n'apparaît pas dans la norme, l'olivine n'est pas toujours présente, l'hypersthène est constant, ce qui, s'ajoutant à une teneur élevée en Si_2O et une faible teneur de Na-O et K_2O , confère aux roches à chimisme basaltique de Morais une affinité avec les tholéites [F.J. TURNER *et* J. VERHOOGEN, 1960, p. 209].

I. KUSHIRO et H. KUNO [1963] préconisent de rechercher l'origine du magma ayant engendré les roches volcaniques basiques en calculant une *norme du manteau*. Cette méthode consiste à former des minéraux dans la succession suivante:

Na Fe Si_2O_6	Acmite
Na Al Si_2O_6	Jadéite
Ca Ti Al_2O_6	Pyroxène Ca Ti
Ca Al_2SiO_6	Mole de Tschermack Ca
Mg Al_2SiO_6	Enstatite Al
Ca SiO_3	Wollastonite
Mg SiO_3	Enstatite
Fe SiO_3	Ferrosilite
Mg_2SiO_4	Forstérite
Fe_2SiO_4	Fayalite

Ces minéraux ont été choisis en tenant compte du fait que les basaltes contiennent plus souvent des enclaves de péridotite que des enclaves d'éclogite. En conséquence, les basaltes dériveraient d'un magma de composition péridotitique et non de composition éclogitique.

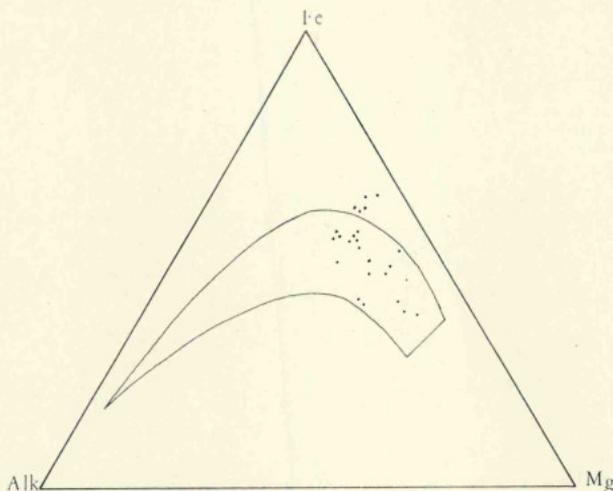


FIG. 41 — Diagramme Fe-Mg-Alk. Le champ circonscrit est celui des basaltes des îles Hawai [H. KUNO, et al., 1957]

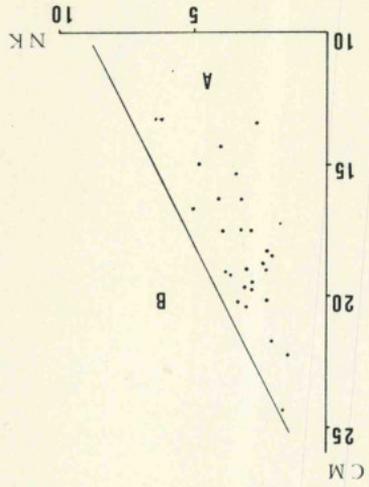
La norme du manteau met en évidence trois groupes:

- groupe A. — Roches dont la norme du manteau est dépourvue de forstérite et de fayalite;
- groupe B. — Roches dont la norme du manteau comporte forstérite et fayalite;
- groupe C. — Roches avec enstatite et forstérite ou déficitaires en silice.

D'après I. KUSHIRO et H. KUNO, le groupe A est engendré dans la partie supérieure du manteau tandis que les groupes B et C proviennent des parties moyenne et inférieure.

Les amphibolites de Bragança et de Morais se rangent toutes dans le groupe A (fig. 42). Ces résultats indiquent que le magma basaltique dont elles proviennent tireait son origine de la partie supérieure du manteau et s'accordent avec la conception actuelle de l'origine du volcanisme basique et ultrabasique en milieu géosynclinal: émission fissurale du sima à la faveur d'une déchirure de la croûte sialique, mince dans le fond des géosynclinaux [J. AUBOUIN, 1965, A. RITTMANN, 1963].

FIG. 42—Diagramme $K_2O + Na_2O - CaO + MgO$ d'après I. KUSHIRO et H. KUNO, [1957]. A. Champ du groupe A. B. — Champ du groupe B. Pro-
jection de 25 metabasites de Morais et de Bragança



LISTE DES MÉTABASITES ANALYSÉES

1. — Amphibolite. Km 36,8 route de Peredo à Mogadouro (Morais).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1965.
2. — Amphibolite à épidote. Pont de l'Azibo (Morais).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1964.
3. — Schiste amphibolitique. Pont de la Ribeira de Salselas.
Morais. An. C. AUGAS, Poitiers, 1963.
4. — Schiste amphibolitique. Veiga da Dona (Morais).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1965.
5. — Amphibolite. Pont de Remondes (Morais).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1964.
6. — Amphibolite. João Vaqueiro (Morais).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1965.
7. — Amphibolite. Km 28,0 route de Peredo à Mogadouro (Morais).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1963.
8. — Amphibolite. Km 29,0 route de Peredo à Mogadouro (Morais).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1963.
9. — Amphibolite. Km 37,8 route de Peredo à Mogadouro (Morais).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1964.
10. — Amphibolite à grenat. Balsemão (Morais).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1964.
11. — Pyroxénite à grenat. Km 60,4 route de Morais à Mogadouro.
An. C. AUGAS, Poitiers, 1964.
12. — Pyroxénite à grenat. Coxa (Bragança).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1967.
13. — Pyroxénite à grenat. Coxa (Bragança).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1965.
14. — Pyroxénite à plagioclase et grenat. Papela (Bragança).
An. C. AUGAS, Poitiers, 1968.
15. — Granulite zoisitique. In V. P. FERREIRA, 1966.
16. — Pyroxénite à grenat (Bragança). In V. P. FERREIRA, 1966.
17. — Amphibolite à grenat (Bragança). In V. P. FERREIRA, 1966.
18. — Amphibolite à grenat (Bragança). In V. P. FERREIRA, 1966.
19. — Amphibolite (Bragança). In V. P. FERREIRA, 1966.
20. — Schiste amphibolitique (Bragança). In V. P. FERREIRA, 1966.
21. — Amphibolite (Bragança). In V. P. FERREIRA, 1966.
22. — Amphibolite (Bragança). In V. P. FERREIRA, 1966.
23. — Amphibolite (Bragança). In V. P. FERREIRA, 1966.
24. — Amphibolite (Bragança). In J. M. COTELO NEIVA, 1948.
25. — Amphibolite (Bragança). In J. M. COTELO NEIVA, 1948.

Composition chimique

	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,50	47,00	47,40	47,40	48,36
Al ₂ O ₃	13,70	20,75	18,94	18,10	16,90
Fe ₂ O ₃	1,75	2,63	2,30	3,00	4,23
FeO	8,64	5,74	7,39	8,80	6,25
MgO	8,30	7,25	8,30	6,80	8,00
CaO	11,20	11,90	11,03	9,50	11,00
Na ₂ O	1,64	2,20	2,10	3,10	2,50
K ₂ O	0,35	0,06	0,15	0,30	0,50
TiO ₂	1,43	1,20	0,50	2,10	1,20
P ₂ O ₅	0,30	0,04	—	0,25	—
MnO	0,17	0,14	—	0,04	0,12
H ₂ O ⁺	1,70	1,30	2,00	1,07	1,12
H ₂ O ⁻	0,15	0,70	0,10	0,12	0,20
Total	99,83	100,41	100,36	100,38	100,64

Paramètres de Niggli

si	117,4	104,8	104,2	108,0	107,9
al	18,7	27,3	14,5	24,2	22,2
fm	49,2	39,4	45,0	45,3	45,5
c	27,9	28,5	26,0	23,2	26,2
alk	4,2	4,8	4,5	7,2	6,0

TABLEAU VII

Composition chimique

	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,70	48,60	48,00	47,35	45,90
Al ₂ O ₃	19,90	17,30	19,00	24,40	10,90
Fe ₂ O ₃	3,10	3,84	3,00	4,64	4,45
FeO	6,57	5,15	3,60	4,30	10,60
MgO	10,90	7,50	9,25	4,35	7,10
CaO	8,83	12,20	12,50	9,13	15,14
Na ₂ O	2,50	2,70	1,90	2,50	1,30
K ₂ O	0,30	0,30	0,15	0,13	0,08
TiO ₂	0,50	1,10	0,65	0,40	3,25
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,05	0,05	0,04
MnO	0,10	0,05	0,15	0,20	0,24
H ₂ O ⁺	0,92	1,60	1,70	2,14	0,87
H ₂ O ⁻	0,10	0,05	0,47	0,12	0,12
Total	100,64	100,47	100,37	99,71	99,99

Paramètres de Niggli

si	100,5	53,0	107,4	117,4	97,7
al	23,5	23,0	24,5	35,6	13,5
fm	51,0	41,5	42,0	34,1	49,1
c	20,0	29,0	29,0	24,2	34,5
alk	5,5	6,5	4,5	6,1	2,8

TABLEAU VIII

Composition chimique

	11	12	13	14	15
SiO ₂	46,76	44,15	44,87	44,60	44,82
Al ₂ O ₃	16,00	13,50	12,30	15,00	14,53
Fe ₂ O ₃	3,90	6,20	4,40	6,40	3,16
FeO	8,85	8,00	10,80	9,20	8,36
MgO	6,10	6,37	7,10	7,20	5,25
CaO	12,50	18,00	13,00	12,30	10,18
Na ₂ O	2,20	1,54	1,97	2,50	3,99
K ₂ O	0,08	0,10	0,26	0,30	0,45
TiO ₂	1,50	1,64	2,00	1,77	5,10
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,13	0,04	1,06
MnO	0,20	0,56	2,80	0,24	0,12
H ₂ O ⁺	1,35	0,41	0,70	0,77	2,64
H ₂ O ⁻	0,10	—	0,15	0,22	0,49
Total	99,64	100,57	100,48	100,54	100,25

Paramètres de Niggli

si	104,9	88,0	103,5	93,0	109,0
al	21,2	15,8	16,4	18,4	20,9
fm	43,9	42,6	46,7	48,8	42,2
c	30,0	38,4	31,4	27,4	26,7
alk	4,9	3,1	5,4	5,4	10,2

TABLEAU IX

Composition chimique

	16	17	18	19	20
SiO ₂	47,94	47,46	42,07	46,23	47,35
Al ₂ O ₃	14,08	14,60	13,22	12,13	15,46
Fe ₂ O ₃	2,40	3,34	1,42	2,18	4,52
FeO	9,23	8,26	13,95	12,02	6,73
MgO	6,96	7,47	8,50	7,21	7,05
CaO	13,33	12,70	10,61	9,50	7,80
Na ₂ O	3,04	3,23	2,32	4,19	4,10
K ₂ O	—	0,07	1,33	0,29	0,76
TiO ₂	1,80	1,80	3,60	4,25	2,50
P ₂ O ₅	0,38	0,06	1,31	0,47	0,24
MnO	0,16	0,18	0,33	0,25	0,17
H ₂ O ⁺	0,38	0,70	1,35	1,28	2,84
H ₂ O ⁻	0,83	0,13	0,23	0,15	0,45
Total	100,45	100,00	100,24	100,15	99,97

Paramètres de Niggli

si	105,0	103,0	88,0	104,0	114,0
al	18,2	18,6	16,2	16,1	21,9
fm	44,2	45,0	53,6	51,3	47,3
c	31,3	29,4	23,7	23,0	20,1
alk	6,3	6,9	6,4	9,6	10,7

TABLEAU X

Composition chimique

	21	22	23	24	25
SiO ₂	46,89	48,36	44,76	49,48	50,95
Al ₂ O ₃	17,41	12,56	14,10	21,78	13,60
Fe ₂ O ₃	1,87	2,08	2,68	1,23	0,32
FeO	5,78	10,35	10,46	4,13	8,30
MgO	7,67	6,45	7,43	4,41	8,37
CaO	11,44	9,89	10,11	9,84	9,16
Na ₂ O	3,75	3,89	3,04	3,44	2,93
K ₂ O	0,09	0,16	0,14	0,53	0,99
TiO ₂	1,80	3,20	2,40	0,60	1,32
P ₂ O ₅	0,24	0,26	0,24	0,79	1,37
MnO	0,12	0,22	0,21	0,11	0,13
H ₂ O ⁺	2,57	2,09	3,27	2,78	1,86
H ₂ O ⁻	0,29	0,25	0,43	0,29	0,40
Total	99,92	99,80	99,27	99,81	99,70

	Paramètres de Niggli				
si	106,0	115,0	105,0	129,0	124,0
al	23,1	17,7	18,7	33,5	19,5
fm	40,9	47,7	50,5	29,0	48,0
c	27,7	25,3	24,5	27,5	24,0
alk	8,3	9,3	6,8	10,0	8,5

TABLEAU XI

Norme C. I. P. W.

	1	2	3	4	5	
Q	3,78	—	—	—	—	
Or	2,22	0,55	1,11	1,67	2,78	
Ab	13,62	18,34	17,81	26,20	20,96	
An	28,91	46,70	41,42	34,47	33,61	
Ne	—	—	—	—	—	
Di	Ca	10,44	4,87	5,56	4,64	8,70
	Mg	6,20	3,10	11,20	2,70	6,10
	Fe	3,63	1,19	6,86	1,71	1,85
Ol	Mg	—	4,62	—	5,20	2,50
	Fe	—	1,83	—	3,30	1,02
Hy	Mg	14,50	8,40	6,30	6,16	9,40
	Fe	8,58	3,04	3,87	4,08	2,90
Ap	0,67	0,31	—	0,67	—	
Ma	—	3,71	3,25	4,40	6,03	
Il	2,74	2,28	0,91	3,95	2,28	

Norme du manteau

Acmite	3,2	4,7	3,9	5,6	8,0
Jadéite	4,3	5,2	6,1	9,3	13,3
Pyroxène Ca, Ti	2,3	2,1	0,8	3,7	2,2
Mole Tsch Ca	12,4	23,4	21,7	16,8	15,7
Enstatite Al	—	—	—	—	—
Wollastonite	10,4	3,7	4,6	3,4	11,1
Enstatite	25,7	24,8	28,5	23,8	29,3
Ferrosilite	15,0	11,0	14,2	17,2	12,9
Silice	26,7	25,1	20,2	20,2	7,5

TABLEAU XII

Norme C. I. P. W.						
	6	7	8	9	10	
Q	—	—	—	4,92	1,62	
Or	—	1,66	—	0,56	0,56	
Ab	20,96	23,05	16,24	20,96	7,86	
An	40,03	34,19	42,53	44,48	23,35	
Ne	—	—	—	—	1,70	
Di	Ca	1,27	11,02	7,77	—	21,23
	Mg	9,80	8,19	6,00	—	12,60
	Fe	3,69	1,84	0,92	—	7,52
Ol	Mg	—	5,35	3,36	—	3,64
	Fe	—	—	0,61	—	5,30
Hy	Mg	12,18	4,70	12,30	10,80	—
	Fe	5,10	1,18	1,58	3,82	—
Ap	0,33	0,33	0,33	0,31	0,31	
Ma	4,40	5,56	4,40	6,72	6,73	
Il	0,91	2,12	5,76	0,76	6,32	
Cor	—	—	—	3,87	—	

Norme du manteau

Acmite	5,6	6,9	5,8	9,0	5,8
Jadéite	6,4	6,0	9,5	2,5	—
Pyroxène Ca, Ti	0,9	1,9	1,3	0,7	5,4
Mol. Tsch. Ca	21,1	18,4	20,9	22,2	11,1
Enstatite Al	4,2	—	—	9,4	—
Wollastonite	33,6	9,6	10,1	—	19,0
Enstatite	—	25,5	33,2	5,8	23,1
Ferrosilite	12,9	9,9	7,2	8,4	19,3
Silice	15,3	21,8	12,0	42,0	16,3

TABLEAU XIII

Norme C. I. P. W.						
	11	12	13	14	15	
Or	0,56	0,56	4,45	1,67	2,78	
Ab	18,34	13,10	16,76	18,86	29,87	
An	33,64	28,91	25,29	28,91	20,29	
Ne	—	—	—	1,14	2,27	
Di	Ca	11,48	24,82	16,00	12,99	9,86
	Mg	6,40	—	5,90	8,10	6,70
	Fe	4,62	—	15,43	4,19	2,70
Ol	Mg	2,10	6,90	11,26	6,86	4,48
	Fe	1,63	3,70	2,65	3,67	1,53
Hy	Mg	6,70	6,20	2,30	—	—
	Fe	4,36	3,03	4,09	—	—
Ap	0,33	0,31	0,31	0,31	2,69	
Ma	5,57	—	6,49	9,28	4,64	
Il	2,89	3,04	3,80	3,49	9,73	

Norme du manteau

Acmite	7,4	7,4	10,0	12,6	6,4
Jadéite	2,5	—	—	—	14,8
Pyroxène Ca, Ti	2,6	2,8	3,6	3,4	9,7
Mol. Tsch. Ca	14,1	18,9	18,1	18,2	12,0
Enstatite Al	—	—	—	—	—
Wollastonite	14,1	23,9	14,9	10,6	5,9
Enstatite	20,8	22,6	25,0	26,4	19,7
Ferrosilite	17,0	15,9	21,3	18,8	17,7
Silice	21,5	8,5	7,1	10,0	13,8

TABLEAU XIV

Norme C. I. P. W.

	16	17	18	19	20	
Or	—	0,56	7,78	1,67	4,45	
Ab	23,58	22,01	11,00	27,77	34,06	
An	25,02	25,02	21,68	13,34	21,68	
Ne	0,85	2,84	4,54	4,26	0,27	
Di	Ca	16,12	15,54	9,74	12,76	6,73
	Mg	9,00	9,60	5,00	6,80	4,70
	Fe	6,47	5,02	4,49	5,54	1,45
Ol	Mg	5,88	12,74	11,20	7,84	9,10
	Fe	4,59	7,34	11,22	6,22	3,65
Hy	Mg	—	—	—	—	—
	Fe	—	—	—	—	—
Ap	1,01	0,34	2,79	1,34	0,34	
Ma	3,48	4,87	2,08	3,25	6,50	
Il	4,59	7,50	6,84	8,21	4,71	

Norme du manteau

Acmite	4,7	6,8	3,5	5,0	9,6
Jadéite	8,9	8,2	10,2	15,9	13,3
Pyroxène Ca, Ti	3,2	3,3	6,0	7,9	4,7
Mole Tsch Ca	11,5	12,9	5,0	0,1	11,6
Wollastonite	18,2	15,8	14,4	16,7	4,7
Enstatite	23,9	26,1	28,3	26,4	26,1
Ferrosilite	17,7	16,3	26,1	24,5	14,2
Silice	11,9	10,6	6,5	3,5	16,3

TABLEAU XV

Norme C. I. P. W.

	21	22	23	24	25	
Or	0,56	1,11	0,56	2,78	6,12	
Ab	23,06	33,01	24,63	31,96	24,63	
An	30,58	16,40	24,46	41,14	20,85	
Ne	4,54	—	0,57	—	—	
Di	Ca	10,67	12,99	10,32	1,04	6,48
	Mg	7,40	7,00	5,70	0,65	4,00
	Fe	2,38	5,54	4,22	0,33	2,51
Ol	Mg	8,54	6,16	8,96	2,84	1,43
	Fe	3,06	5,10	7,14	1,57	1,43
Hy	Mg	—	0,30	—	6,30	14,85
	Fe	—	0,26	—	3,17	9,18
Ap	0,34	0,67	0,34	2,02	3,36	
Ma	2,78	3,02	3,94	1,86	0,46	
Il	3,50	6,08	4,56	1,22	2,43	

Norme du manteau

Acmite	3,8	4,5	5,9	2,5	0,8
Jadéite	14,4	13,7	8,9	14,3	14,7
Pyroxène Ca, Ti	3,4	5,6	4,4	1,2	2,1
Mole Tsch Ca	21,8	5,5	11,6	20,4	8,3
Wollastonite	4,8	13,7	10,7	3,2	11,4
Enstatite	28,0	22,4	27,4	15,3	27,7
Ferrosilite	11,9	20,1	21,8	8,0	15,5
Silice	11,9	14,5	9,3	35,1	19,5

TABLEAU XVI

CHAPITRE II. — EGLOGITES ET GRENATITES

§ I — La genèse des éclogites brigantines

Les travaux de R. COLEMAN *et al.* [1965] ont montré que les éclogites possèdent une composition chimique bien déterminée et que les caractères chimiques de leurs minéraux et les conditions de gisement permettent d'en interpréter les conditions de genèse.

I — Composition chimique

Les éclogites possèdent un chimisme de type basaltique évoluant dans un domaine assez étroit. La composition chimique des éclogites brigantines (Tableau XVII) est celle de basaltes (fig. 43).

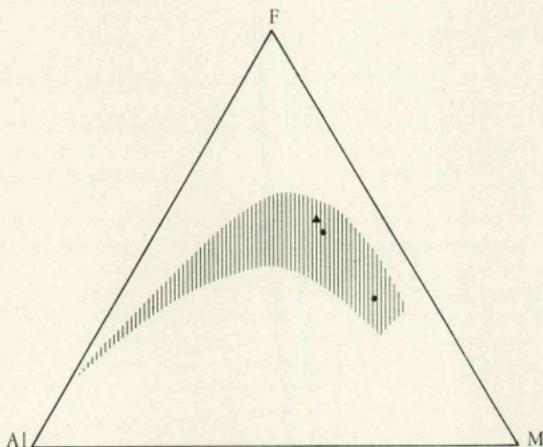


FIG. 43 — Diagramme triangulaire F-M-Al = $FeO + Fe_2O_3$, $M = MgO$ $Al = Na_2O + K_2O$. La zone hachurée correspond au champ des basaltes alcalins, tholéitiques et néphéliniques des Iles Hawaï [H. KUNO *et al.* 1957]. Points: éclogites de Fontaelas, triangle: éclogite de Rabal

	1	2	3
SiO ₂	50,60	47,40	48,93
Al ₂ O ₃	18,40	18,80	17,95
Fe ₂ O ₃	2,44	2,57	3,50
FeO	7,60	5,85	8,75
MgO	6,81	12,60	7,25
CaO	11,34	9,26	9,82
Na ₂ O	2,10	2,40	2,75
K ₂ O	0,30	0,25	0,18
TiO ₂	0,24	0,56	0,44
P ₂ O ₅	0,10	0,02	0,44
MnO	0,20	0,14	0,16
H ₂ O ⁺	0,43	0,52	0,19
H ₂ O ⁻	—	—	0,17
Total	100,56	100,35	100,13

Analyse 1. — Eclogite, Fontaelas. An. C. AUGAS, 1967.

Paramètres C. I. P. W. — Lacroix: (II) III. 5.4 (5). '5 I (2). I. '2. (2) 3.

Equivalent éruptif: norite.

Analyse 2. — Eclogite, Fontaelas. An. C. AUGAS, 1967

Paramètres C. I. P. W. — Lacroix: (II) III. 5. 4. '5 I (2). (3) 4, 1,2.

Equivalent éruptif: norite

Analyse 3. — Eclogite, Rabal. An. C. AUGAS, 1968.

Paramètres C. I. P. W. — Lacroix: (II) III. 5.4. '5 I (2). (5) 4, I. 2.

Equivalent éruptif: norite.

TABLEAU XVII — Composition chimique des éclogites brigantines

II — Les deux types d'éclogites.

Rappelons que R. COLEMANN *et al.* [1965] ont divisé les éclogites en trois groupes d'après leurs conditions de gisement:

— groupe A. — Eclogites en inclusions dans les kimberlites, les basaltes ou en couches dans les roches ultrabasiques;

— groupe B. — Eclogites en bandes ou en lentilles dans les migmatites et les gneiss;

— groupe C. — Eclogites en bandes ou en lentilles dans les séries métamorphiques des zones orogéniques de type alpin ou en blocs isolés associés à des schistes à glaucophane.

Une distinction fondée cette fois sur la teneur en pyrope des grenats des éclogites se calque remarquablement sur celle qui tient compte des conditions de gisement. C'est ainsi que dans le groupe A, la teneur en pyrope des grenats est supérieure à 60 %, dans le groupe B, elle se tient entre 30 et 55 % et dans le groupe C, elle est inférieure à 30 %.

A — Les conditions de gisement.

Les éclogites de Fontaelas sont insérées dans un contexte de migmatites dérivées d'anciennes granulites. Elles gisent en lentilles de tailles variées paraissant parfaitement en place. Au vu de ce seul critère, elles se rangeraient dans le groupe B.

Le gisement des éclogites de Rabal n'est par contre pas connu.

B — La composition du grenat.

Cinq grenats ont été analysés, 3 dans les écoligites de Fontaelas et 2 dans les écoligites de Rabal (Tableau XVIII et XIX).

Les grenats des écoligites de Fontaelas tombent dans le champ des écoligites du groupe B (fig. 44) et empiètent même dans celui du groupe A.

Quant aux grenats des écoligites de Rabal, ils se situent sans ambiguïté dans le champ des écoligites du groupe C.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	38,50	33,80	39,20	37,40	37,03
Al ₂ O ₃	19,00	18,50	21,10	22,27	23,80
Fe ₂ O ₃	3,20	8,65	13,26	26,00*	24,50*
FeO	15,00	13,15	5,68	—	—
MgO	11,00	14,50	12,35	5,96	6,62
CaO	6,80	9,00	7,70	8,30	8,96
Na ₂ O	tr.	0,06	0,13	—	—
K ₂ O	tr.	tr.	0,10	—	—
TiO ₂	0,30	0,40	0,24	0,33	0,26
MnO	4,45	0,50	0,34	0,40	0,44
H ₂ O ⁺	2,20	0,87	0,12	—	—
H ₂ O ⁻	0,02	0,02	—	—	—
Total	100,47	99,45	100,22	100,66	101,61

* Fe total exprimé en Fe₂O₃; les proportions de Fe^{II} et Fe^{III} ont été calculées de façon à satisfaire les formules cristallochimiques (tableau XIX).

Analyse 1-2-3; grenats écoligites de Fontaelas

Analyse 4-5; grenats écoligites de Rabal.

TABLEAU XVIII — Composition chimique des grenats des écoligites de Bragança

Nombre d'ions sur la base de 24 oxygènes

	1	2	3	4	5	
Si	6,284	5,411	5,813	5,526	5,376	6,00
Al	—	0,589	0,187	0,474	0,624	
Al	3,611	2,848	3,462	3,371	3,976	4,00
Fe ^{II}	0,387	1,314	0,480	0,594	—	
Ti	0,076	0,100	0,058	0,035	0,035	6,03
Mg	2,677	3,453	3,041	1,321	1,090	
Fe ^{III}	2,048	0,946	1,362	3,346	3,168	6,03
Mn	0,613	0,067	0,029	0,053	0,052	
Ca	1,185	1,534	1,219	1,312	1,392	

Composition en pourcentage moléculaire

Pyr.	41	57	58	21	23
Alm.	31	17	15	56	52
Spess.	10	1	1	2	2
Ugr.	18	25	26	21	23

Analyses 1-2-3: grenats écoligites de Fontaelas

Analyses 4-5 : grenats écoligites de Rabal.

TABLEAU XIX — Caractéristiques cristallochimiques des grenats des écoligites brigantines

	1	2	3
SiO ₂	51,64	48,97	51,60
Al ₂ O ₃	12,00	7,55	12,30
Fe ₂ O ₃	2,00	0,20	1,50
FeO	3,70	11,40	2,48
MgO	8,87	13,50	9,67
CaO	17,30	13,30	16,60
Na ₂ O	2,57	2,60	3,16
K ₂ O	0,29	0,40	0,24
TiO ₂	0,56	0,48	0,56
P ₂ O ₅	—	0,04	0,04
MnO	0,02	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	0,62	1,07	1,44
H ₂ O	0,20	0,01	—
Total	99,70	99,54	99,61

TABLEAU XX — Composition chimique de l'omphazite

Nombre d'ions sur la base de 6 oxygènes

Si	1,869	} 2,00	1,886	} 2,00	1,906	} 2,00
Al	0,131		0,134		0,094	
Al	0,376	} 1,03	0,203	} 1,34	0,437	} 1,39
Ti	0,014		0,013		0,014	
Fe ^{III}	0,055	} 0,85	0,04	} 0,75	0,039	} 0,77
Mg	0,473		0,765		0,532	
Fe	0,113	} 0,85	0,363	} 0,75	0,076	} 0,77
Mn	0,001		0,001		0,001	
Na	0,176	} 0,85	0,190	} 0,75	0,226	} 0,77
Ca	0,669		0,75		0,757	
K	0,012	} 0,85	0,018	} 0,75	0,016	} 0,77

Composition en pourcentage moléculaire

Ac	3,5	0,2	2,4
Jd	8,6	10,9	12,5
Tschm	13,7	0	12,7
Woll	35,3	28,8	34,1
Enst	30,6	40,7	34,1
Fers	30,6	19,4	5,6

1-2-3: omphazite des écoligites de Fontaelas.

TABLEAU XXI — Caractéristiques cristallographiques de l'omphazite (écoligite de Fontaelas)

C — La composition du pyroxène.

L'omphazite des écoligites de Fontaelas (Tableau XX et XXI) offre une composition classique avec teneur en jadéite assez faible.

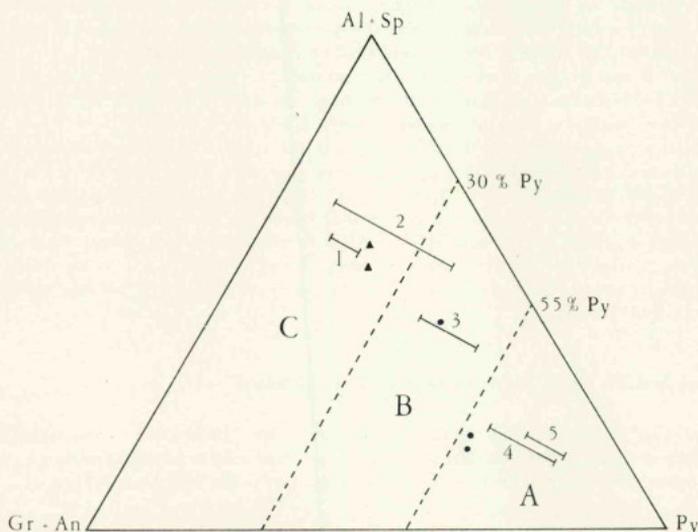


FIG. 44 — Diagramme triangulaire de composition des grenats dans les éclogites et roches voisines [R. COLEMANN et al., 1965]. Les traits représentent l'éventail de composition des grenats [E. TROGER, 1959]. 1. Grenats des amphibolites. 2. Grenats des charnockites et des granulites. 3. Grenats des éclogites associées aux migmatites et aux gneiss. 4. Grenats des éclogites associées aux kimberlites. 5. Grenats des éclogites associées aux roches ultrabasiques. Triangles: grenats des éclogites de Rabal. Points: grenats des éclogites de Fontaelas

III — Les conditions de genèse

On s'accorde actuellement pour penser que de fortes pressions sont nécessaires à la formation des éclogites à partir d'un matériel de composition chimique appropriée. En témoignent leur poids spécifique élevé (3,5), le disthène, le pyroxène jadéitique, l'absence de plagioclase, la présence occasionnelle de diamant [H. G. F. WINKLER, 1967, p. 143].

D. E. GREEN et A. E. RINGWOOD [1966] ont réalisé la transformation de basaltes en éclogites à des pressions de l'ordre de 20 kb avec des températures dépassant 1000°. Pour une température de 600°, la pression correspondante est de 10 kb.

Abstraction faite des éclogites du groupe A, qui paraissent représenter un matériel profond, issu du manteau, celles des autres groupes ont pu naître dans la limite des conditions géophysiques propres au métamorphisme.

Les conditions du faciès granulites conviennent à la formation des éclogites du groupe B puisqu'on y estime la température de l'ordre de 700° et la pression de 10 à 13 kb [E. DEN TEX, 1965]. Telles ont été les conditions de formation du contexte des éclogites de Fontaelas (granulites maintenant migmatisées). Les fortes pressions régnant à ce niveau, de type hydrostatique, expliquent la texture équate des éclogites de Fontaelas, comme il en est des granulites voisines.

Par contre, les conditions de formation des éclogites du groupe C correspondraient à des pressions tout aussi élevées mais à des températures beaucoup plus basses [H. G. F. WINKLER, 1967, p. 146]. Il faut alors envisager leur formation:

— soit à une grande profondeur dans un métamorphisme de faible degré géothermique (10° à 25° C/km), ce qui, pour une pression de l'ordre de 15 kb et une température de 700°, implique une profondeur excessive (50 km).

— soit à une profondeur beaucoup plus faible mais il faut alors faire intervenir une *surpression d'ordre tectonique*, souvent invoquée mais objet de nombreuses controverses [W. P. DE ROEVER, 1967]. D'après F. J. TURNER et J. VERHOOGEN [1960, p. 459], la valeur de cette surpression serait de l'ordre de 2 à 3 kb mais augmenterait quand la profondeur diminue. L'existence d'une pression orientée devrait avoir un retentissement sur la fabrique de l'éclogite formée dans de telles conditions, celle d'une roche métamorphique avec schistosité et linéation. Tel est précisément le cas des éclogites de Rabal dans leur faciès sain.

IV — Comparaison entre éclogites de Fontaelas et Rabal

Les éclogites de Fontaelas et de Rabal, outre les différences minéralogiques et structurales de leur faciès non altéré, suivent une voie tout à fait différente au cours de leur évolution rétro-morphique et s'opposent point par point (Tableau XXII).

Fontaelas	Rabal
	Eclogite saine
Texture équante	Texture planaire
Pas de zoïsite	Zoïsite
Pas de karinthine	Karinthine
Omphazite en prismes trapus	Omphazite aciculaire
	Eclogite rétro-morphosée
Grenat non kéliphytisé	Grenat kéliphytisé
Transformation totale de l'éclogite en un assemblage grenu composé d'amphibole et de plagioclase.	Transformation partielle de l'éclogite. Le grenat est « cuirassé » par l'auréole kéliphytique, l'omphazite est transformée en symplectite.

TABLEAU XXII — Comparaison des éclogites brigantines

Dans le type Fontaelas, les néominéraux, de grande taille, ont des contours et une orientation cristallographique *indépendants* de ceux des minéraux primaires. Ces derniers finissent par être totalement résorbés et le nouvel assemblage correspond à une roche originale (épidiorite). C'est un exemple de *diaphtorèse par recristallisation*.

Dans le type Rabal, au contraire, il s'agit d'une *diaphtorèse par pseudomorphose*, les minéraux primaires étant transformés *sur place* en de nouveaux assemblages de degré métamorphique plus faible (kéliphyte, symplectite).

V — Situation originelle des écoligites de Rabal.

La position actuelle des écoligites de Rabal, en blocs dans les dépôts conglomératiques récents, pose un problème particulier. Ces écoligites sont absolument inconnues *en place* dans les formations des complexes et il est exclu qu'elles puissent avoir été engendrées dans les formations épimétamorphiques du groupe transmontain, où elles n'ont d'ailleurs jamais été signalées.

Etant donné l'abondance des blocs et les dimensions de certains, il est difficile d'envisager leur transport sur de longues distances, de sorte que la position actuelle des écoligites de type Rabal résulterait d'une réduction de surface du complexe lui-même au cours d'une phase d'érosion récente. Ceci implique l'existence d'une série métamorphique particulière (de faible degré géothermique), différente de la série barroviennaise du complexe brigantin. L'étude systématique des dépôts conglomératiques devrait permettre de retrouver d'autres représentants de cette série, pour l'instant hypothétique.

§ II — Les grenatites

Les grenatites, dont la composition chimique est de type basaltique (Tableau XXIII, An 1), sont les équivalents hétéromorphes de gabbros, comme le sont aussi diverses pyroxénolites, les écoligites, etc... Ce sont donc semble-t-il les conditions géophysiques de cristallisation qui interviennent pour créer de telles différences de composition minéralogique à partir d'une composition chimique voisine, conditions que l'on peut rechercher en tenant compte des travaux expérimentaux.

C. ROBERTSON *et al.* [1957], P. M. BELL [1963] et I. KUSHIRO [1965] ont établi que le pourcentage de molécules de Tschermak ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) des clinopyroxènes de type diopsidique augmente avec la température tandis que celui de la jadéite augmente avec la pression. Dans les grenats, la teneur, en pyrope est un indicateur de pression.

Compte tenu de ces résultats expérimentaux, il est intéressant de comparer les grenatites (tableau XXIV) aux écoligites de Fontaelas, dont les conditions géophysiques auxquelles a été soumis le contexte sont connues. Cette comparaison (Tableau XXV) montre que :

— la proportion de pyrope dans les grenats des écoligites est supérieure à celle du grenat dans les grenatites;

— la proportion de jadéite est nettement plus forte dans les pyroxènes des écoligites que dans ceux des grenatites. Par contre, la proportion de molécules de Tschermak est équivalente, à l'exception toutefois d'un échantillon d'écoligite, trop peu alumineux.

Si donc les conditions de formation des écoligites de Fontaelas correspondent à celles de leur contexte (température de l'ordre de 700° et pression de 10 kb), celles présidant à la cristallisation des grenatites se situeraient dans un domaine de températures équivalent mais dans des conditions de pression plus faibles.

	1	2	3	4
SiO ₂	44,00	45,40	36,40	51,49
Al ₂ O ₃	16,70	13,40	22,54	0,30
Fe ₂ O ₃	3,50	1,70	18,50*	2,35
FeO	6,35	3,50	—	5,99
MgO	11,20	11,60	10,30	28,19
CaO	15,80	22,00	12,30	8,34
Na ₂ O	0,77	1,00	—	0,57
K ₂ O	0,17	0,03	—	—
TiO ₂	0,88	1,16	0,06	0,40
P ₂ O ₅	0,02	0,04	—	0,02
MnO	0,19	0,06	0,4	0,08
Cr ₂ O ₃	—	—	—	1,70
H ₂ O ⁺	0,91	0,57	—	0,58
H ₂ O ⁻	0,09	0,05	—	0,32
Total	100,58	100,51	100,23	100,33

Nombre d'ions

Si	1,997	2,00	1,867	3,00	1,867	1,88
Al	0,002		0,613		0,013	
Al	0,283	2,09	3,265	4,00	—	2,20
Ti	0,057		0,09		0,022	
Fe ^{'''}	0,049		0,726		0,065	
Mg	0,664		2,222		1,524	
Fe ^{''}	0,110	2,09	1,992	6,21	0,183	2,20
Mn	0,002		0,053		0,002	
Ca	0,887	2,09	1,947	6,21	0,325	2,20
Na	0,074		—		0,038	
K	0,074		—		—	
Cr	—		—		0,048	

Analyse 1. — Grenatite à pyroxène, Ana C. AUGAS Poitiers, 1967.

Analyse 2. — Diopside (pyroxénolite à grenat). Ana. C. AUGAS, Poitiers, 1967.

Analyse 3. — Grenat (pyroxénolite à grenat). Ana. C. AUGAS, Poitiers, 1967.

Analyse 4. — Bronzite, in COTELO NEIVA, 1948.

* Fe exprimé en Fe₂O₃.

TABLEAU XXIII. — Composition chimique de la grenatite à pyroxène d'Alimonde et de ses constituants minéraux

Composition en pourcentage moléculaire

Diopside Analyse 2, tableau XXIII

Ac	2,6 %
Jd	1,3 %
Tsch	13,7 %

Grenat Analyse 3, tableau XXIII

Al	32 %
Pyr	36 %
Sp	1 %
Vgr	31 %

TABLEAU XXIV — Composition en % moléculaire du diopside et du grenat

	Éclogite		Pyroxénolite à grenat	
	Grenat		Grenat	
Pyrope	41,0	57,0	58,0	36,0
	Omphazite		Diopside	
Jadéite	8,6	10,9	12,5	1,3
Tschm	13,7	—	12,7	13,7

TABLEAU XXV — Comparaison des teneurs en pyrope (grenat) et en jadéite et molécules de Tschermak (pyroxène) dans les éclogites et les grenatites

CHAPITRE III — ORIGINE DE LA SÉRIE MÉTAMORPHIQUE ACIDE

La série acide du complexe de Bragança est trop peu puissante, sa tectonisation trop importante pour qu'elle fournisse quelque indication utile à l'interprétation génétique. Les faciès pétrographiques représentés ont tous leur équivalent dans la série acide de Morais, puissante et peu tectonisée. C'est donc uniquement sur cette série que sera fondée l'interprétation génétique de la série acide des deux complexes.

La série acide de Morais offre les caractères d'une série sédimentaire détritique avec conglomérat de base et différenciations sédimentaires nombreuses. La faible intensité du métamorphisme qui l'affecte (épizone profonde), préservant des structures et différenciations d'ordre sédimentaire permet en particulier de reconnaître le caractère détritique d'un certain nombre de minéraux.

Après un rappel de la stratigraphie des formations, le problème des gneiss oillés sera envisagé: origine du matériel détritique grossier qui les compose, conditions de transport, situation des sources.

I — Stratigraphie de la série acide de Morais.

Cette série est composée de deux faciès pétrographiques distincts: gneiss oillés à la base, formant un niveau de puissance variable (10 à 100 mètres), micaschistes au sommet. La stratigraphie de détail fait apparaître des subdivisions, dans les gneiss oillés comme dans les micaschistes.

A — Les gneiss oillés.

Leur suite stratigraphique (fig. 45) comporte les faciès de base et les gneiss oillés proprement dits.

Les faciès de base (une dizaine de mètres de puissance) sont caractérisés par l'importance de la fraction grésopélique sur la fraction détritique grossière. La succession rapide des faciès traduit davantage l'existence d'un régime d'apport irrégulier plutôt que la sédimentation de matériaux variés puisque la nature des minéraux détritiques est la même de la base au sommet des gneiss oillés. Le niveau arkosique surmontant des schistes gréseux variés annonce des conditions de sédimentation plus régulières.

Les gneiss oillés succèdent aux faciès de base et présentent un granoclassement d'ensemble avec gneiss oillés grossiers à la base et gneiss oillés schisteux.

Les gneiss oillés grossiers, puissants d'une dizaine de mètres, sont composés de gros galets de microcline (3 à 10 cm) plongés dans une matrice grésopélique abondante (environ 50 % de la roche en volume) (Pl. III, fig. 3).

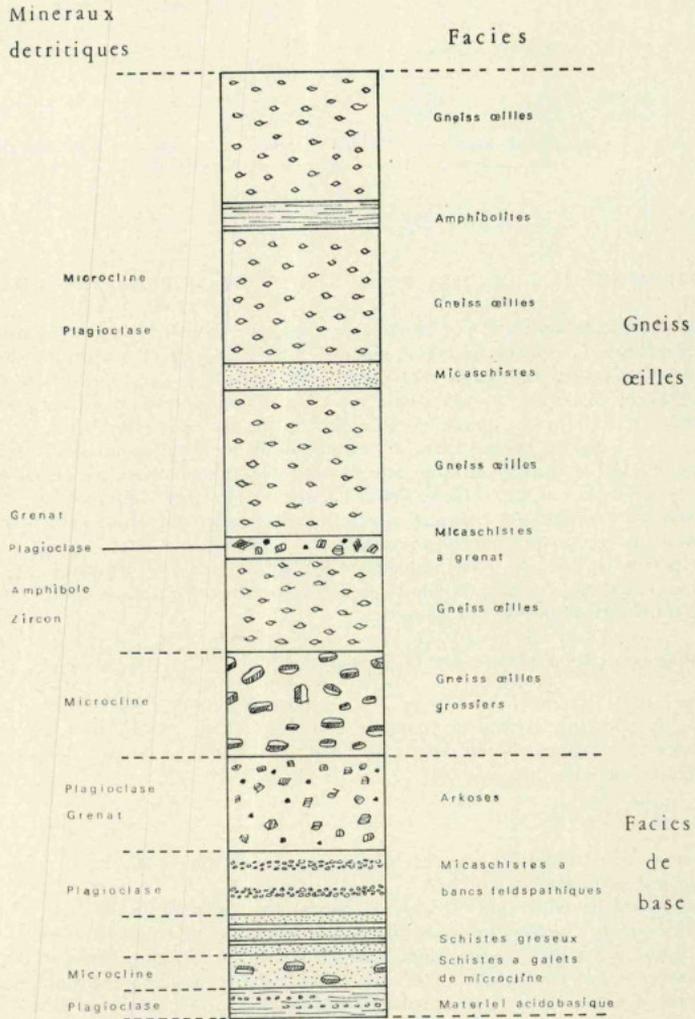


FIG. 45 — Stratigraphie schématique et synthétique des gneiss œillés

Dans les gneiss œillés schisteux, la part revenant à l'apport détritifique fin est réduite au profit des éléments figurés, microcline et plagioclase bien calibrés (0,5 à 3 mm) sur une puissance importante (jusqu'à 100 mètres) (Pl. III, fig. 4).

Les gneiss oeilés admettent des intercalations de schistes gréseux analogues à ceux des faciès de base.

Ainsi, à l'échelle de la formation oeilée, la sédimentation est anarchique à la base, faite d'une succession rapide de faciès variés et latéralement peu continus. Elle s'ordonne ensuite avec un granoclassement vertical des éléments détritiques monominéraux.

B — Les micaschistes.

Ici, la différenciation d'origine sédimentaire est surtout latérale. Dans la région orientale du domaine micaschisteux (approximativement à l'Est de la route de Morais à Lagoa), les micaschistes sont riches en éléments détritiques de petite taille. La région médiane est composée de micaschistes gréseux. Ce sont des micaschistes grésopélitiques qui couvrent la région occidentale avec, à leur base, un mince niveau de micaschistes pélitiques.

En définitive, la série acide de Morais représente une série sédimentaire d'origine détritique comportant à sa base un conglomérat où les éléments figurés sont des galets monominéraux (microcline et plagioclase).

II — Origine de la série acide.

L'origine de la série acide, au conglomérat si particulier, ne peut être trouvée à Morais même puisque la formation détritique est détachée de son contexte. A une soixantaine de kilomètres au NNE des complexes transmontains, en Galice (Espagne), dans la Sierra Segundera, s'observent des formations analogues.

Dans cette région, notamment entre Viana del Bollo et Zamora, existe une formation porphyroïde connue sous le nom d'«Ollo de Sapo» * [I. PARGA PONDAL, *et al.*, 1964] et composée d'éléments grossiers, quartz et microcline, dans une matrice fine. L'«Ollo de Sapo» présente une polarité d'ensemble avec éléments figurés grossiers à la base, plus fins au sommet. Il est en repos sur les formations qui lui ont donné naissance, des orthogneiss ayant pour origine des granites porphyroïdes et formant l'armature de la Sierra Segundera [P. M. ANTHONIZ *et* A. FERRAGNE, 1967]. Localement, l'«Ollo de Sapo» offre les caractères d'une arène granitique légèrement remaniée.

Les relations entre «Ollo de Sapo» et orthogneiss galiciens d'une part et gneiss oeilés de Morais d'autre part sont étroites:

- les galets de microcline des gneiss oeilés possèdent les mêmes caractères que ceux des orthogneiss (dimensions, inclusions, structure rapakiwi en particulier);
- la basicité des plagioclases est la même dans l'une et l'autre roche;
- le grenat détritique des gneiss oeilés de Morais a été retrouvé dans certains gneiss oeilés galiciens;
- l'une des enclaves orthogneissiques des faciès de base des gneiss oeilés est en tous points comparable à certains orthogneiss de la Sierra Segundera;
- la même stratigraphie d'ensemble (éléments figurés grossiers à la base, fins au sommet) et la même nature des minéraux détritiques caractérisent gneiss oeilés et «Ollo de Sapo».

* Oeil de crapaud.

La différence essentielle entre porphyroïdes galiciennes et gneiss ocellés de Morais est l'absence d'«yeux» de quartz dans ces derniers. Ils y ont probablement existé (quelques-uns ont été observés dans la partie tout à fait supérieure de la formation) mais, au cours de la réactivation mylonitique des gneiss ocellés, ces «yeux» de quartz conservés dans l'«Ollo de Sapo» (repris dans des conditions de métamorphisme épizonales superficielles) seraient à l'origine des bandes flexueuses qui lardent les gneiss ocellés.

En définitive «Ollo de Sapo» et gneiss ocellés sont des formations conglomératiques formées dans des conditions de sédimentation voisines et à partir d'un matériel identique.

La fraîcheur des galets feldspathiques s'explique par la proximité des sources. Deux exemples régionaux actuels permettent d'apprécier le degré de résistance des feldspaths à l'altération et au transport.

Sur la surface de pénéplaine qui s'étend à l'Est de Puebla de Sanabria (Espagne), à l'Est de la Sierra Segundera, l'arène formée à partir de granites à mégacristsaux contient des phénocristsaux de microcline parfaitement intacts, simplement dégagés de leur matrice par altération; leurs plus petites faces sont conservées et les arêtes sont vives.

Plus à l'Ouest, dans la Sierra Segundera, la vallée du Bibey traverse les mêmes granites porphyroïdes. Les alluvions renferment de nombreux galets de microcline, souvent de grande taille (6 à 12 cm), si usés et si arrondis qu'il est difficile de les distinguer de galets ordinaires.

Un faible transport suffit donc pour modifier l'aspect extérieur des galets feldspathiques. Est vers le Sud-Ouest.

Dans le gneiss ocellé de Morais, les phénocristsaux de microcline montrent un degré d'usure extrêmement faible (Pl. X, Fig. 4). Ce fait, de même que la dimension des blocs diaté des sources de ce conglomérat.

La structure anticlinale de l'axe orthobase, milite en faveur d'une proximité immédiate de l'évolution latérale (perpendiculairement à l'axe) superposés, de l'«Ollo de Sapo» en particulier. Ce fait, de même que la dimension des blocs diaté des sources de ce conglomérat.

C'est en tout cas ce que suggère la répartition des sources au profit d'une sédimentation dans la série acide de Morais (fig. 46) Dupartition verticale et horizontale des faciès gneiss ocellés décroît depuis une centaine de mètres Nord-Est au Sud-Ouest, la puissance des faciès micaschisteuse, il existe mètres jusqu'à 10 mètres.

Dans la série micaschisteuse, il existe mètres jusqu'à 10 mètres. tant, d'Est en Ouest, des micaschistes riches un classement horizontal des faciès comparables, des micaschistes grésopélitiques ou en minéraux détritiques, des micaschistes détritiques plus fine.

Au classement vertical s'ajoute un clais alumineux. sens de dérive de la sédimentation du Nord-sud, l'ensemble indiquant un

Ces données, fournies par les conditions de sédimentation et le transport, s'intègrent dans une interprétation générale où les formations des complexes étaient primitivement situées dans la région de la Sierra Segundera, donc au voisinage des orthogneiss, bloc nourricier de la série détritique acide (Cinquième Partie).

En résumé, la série métamorphique acide des complexes de Bragança et de Morais représente un matériel sédimentaire détritique. A sa base est situé un conglomérat puissant où les galets sont des monocristaux feldspathiques. Ce conglomérat tire son origine de l'érosion et du bref transport d'une arène granitique formée à partir de granites à mégacristsaux. Les témoins actuels en sont des orthogneiss situés en Galice méridionale.

CINQUIEME PARTIE

LES PROBLÈMES STRUCTURAUX

INTRODUCTION

La position structurale des complexes de Bragança et de Morais représente l'un des problèmes les plus importants de la géologie du Tras-os-Montes oriental. A ce sujet, deux explications peuvent être proposées:

- une explication autochtoniste où les deux complexes sont des extrusions d'un socle sous-jacent;
- une explication allochtoniste où ils représentent des masses charriées en repos anormal sur un substratum.

Ces deux explications s'opposent tant dans leur principe que dans la nature des mécanismes mis en jeu; mouvement vertical dans un sens opposé à celui de la pesanteur pour la première, mouvement subhorizontal, avec ou sans intervention d'une poussée latérale, pour la seconde.

Pour tenter de résoudre ce problème, il convient de décrire schématiquement la structure du Tras-os-Montes oriental telle qu'elle est connue d'après les travaux de A. RIBEIRO et al. [1965].

D'après ces auteurs, le Tras-os-Montes oriental est composé de deux grands ensembles (fig. 47).

- une unité inférieure en repos sur le Complexe Schistograuawacke et comportant les séries stratigraphiques de l'Ordovicien et du Silurien;
- une unité supérieure composée de schistes variés (série transmontaine), d'âge pour l'instant difficile à préciser, et chevauchant la série précédente.

La structure de l'ensemble est synclinoriale; l'axe majeur, de direction NW-SE, se relève vers le Sud-Est et détermine une fermeture périsinglinale.

Les complexes de Bragança et de Morais surmontent l'unité supérieure.

L'histoire tectonique du Tras-os-Montes, d'âge hercynien est la suivante:

- phase I. — Contemporaine du métamorphisme épizonal de la série transmontaine, elle y détermine des plis monoclinaux et des plis couchés de grande amplitude (jusqu'à 5 km de flanc), tous d'axe NW-SE, ainsi qu'une schistosité plan-axiale:

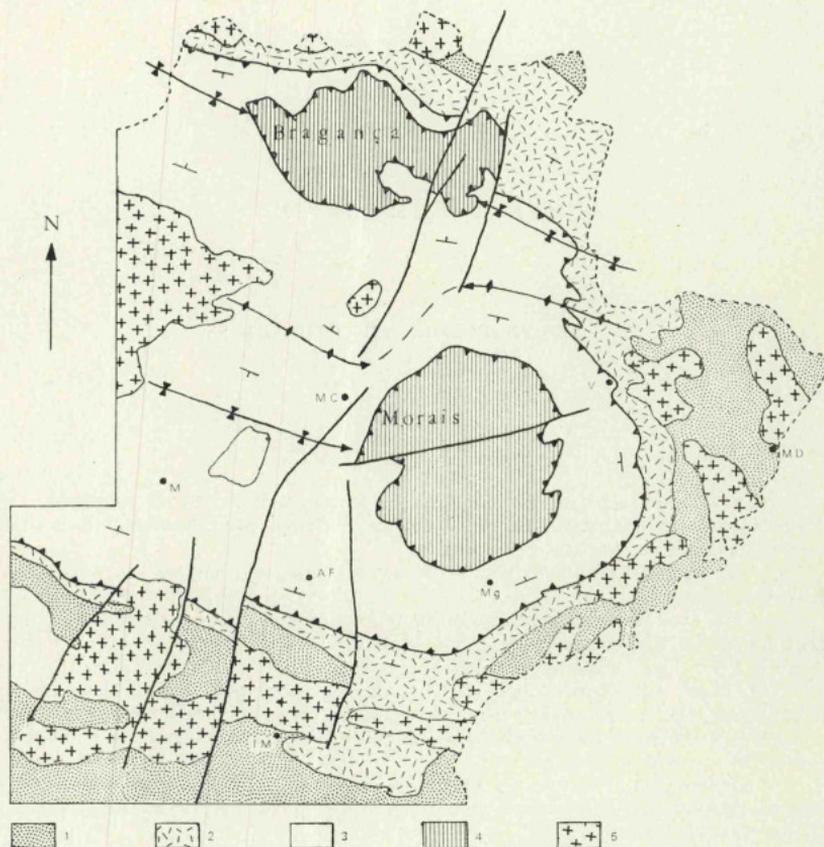


FIG. 47 — Les grands traits structuraux du Trás-os-Montes oriental [d'après A. RIBEIRO et al., 1965].
 1. Complexe Schistograuwaacke. 2. Ordovico-Silurien. 3. Série transmontaine. 4. Série de Morais-Bragança.
 5. Granites

AF Alfandega da Fé. M Mirandela. MC Macedo de Cavaleiros. M. D. Miranda do Douro. MG Mogadouro. TM Torre de Moncorvo

— phase II. — C'est une phase de serrage engendrant des plis à grand rayon de courbure, en général orthorhombiques, et une crénulation de la schistosité de phase I. C'est à la phase II, homoaxiale de la précédente, qu'est due la structure synclinoriale d'ensemble du Trás-os-Montes oriental;

— phase III. — D'axe NE-SW, elle affecte les plongements axiaux de la phase précédente et détermine la fermeture périsynclinale sud-orientale du synclinorium du Trás-os-Montes.

Les complexes de Bragança et de Morais, disposés dans le fond des synclinaux majeurs de la structure synclinoriale transmontaine, ont été affectés par les phases II et III hercyniennes (Troisième Partie, Chap. II).

Avant d'aborder le problème du mode de mise en place des complexes, nous allons étudier leur géométrie d'après les renseignements qu'apporte l'analyse de leur surface structurale.

CHAPITRE I — POSITION STRUCTURALE DES COMPLEXES

§ I — Géométrie des complexes

I — Morais.

Abstraction faite de la faille de Morais, accident tardif à jeu vertical, la structure du complexe est celle d'un bassin occupant le fond du synclinal médian de la structure synclinoriale régionale dans sa terminaison périsynclinale.

D'une manière générale, schistosité des formations du complexe et des schistes du substratum sont toujours, à peu de choses près, parallèles. La discordance angulaire n'est jamais supérieure à 10° ou 20°, quelle que soit la position, subhorizontale ou subverticale, de la schistosité.

A la périphérie du complexe, le pendage de la surface basale est très fort sur les bordures NW et SE. Au Nord-Ouest (pied oriental de la Serra de Bornes), les schistosités sont redressées à la verticale. Le substratum épimétamorphique s'élève jusqu'à 1200 mètres et domine les schistes amphibolitiques de la plaine de Chacim. Il en est de même sur la bordure SE (région d'Azinhoso), mais là, amphibolites et schistes épimétamorphiques sont tranchés à la même altitude par la surface d'érosion.

Sur les bords NE et SW par contre, le pendage de la surface basale du complexe est plus faible: au Sud-Ouest (coupe de la vallée du Sabor), il est d'une cinquantaine de degrés vers le Nord-Est, sur le bord NE (régions d'Izeda et de Vinhas), il ne dépasse pas 20° à 30°.

La structure en bassin est donc irrégulière, présentant deux bords fortement relevés autour d'un axe de direction NE-SW.

La surface structurale* de la base du complexe (fig. 48) (construite seulement dans le secteur de Lagoa, où les différences d'altitude sont suffisamment importantes) dessine une cuvette dont le fond atteindrait la cote — 1000 mètres; les bords sont compliqués de replis dont les axes convergent vers le fond.

* Les surfaces structurales présentées ici ont été construites selon la méthode préconisée par A. BERTHELSEN [1960] en utilisant la direction et le pendage de la schistosité tels qu'ils se présentent au voisinage et au-dessus de la surface construite. En l'absence de niveaux-repère, la schistosité constitue le meilleur élément pour la construction des surfaces structurales.

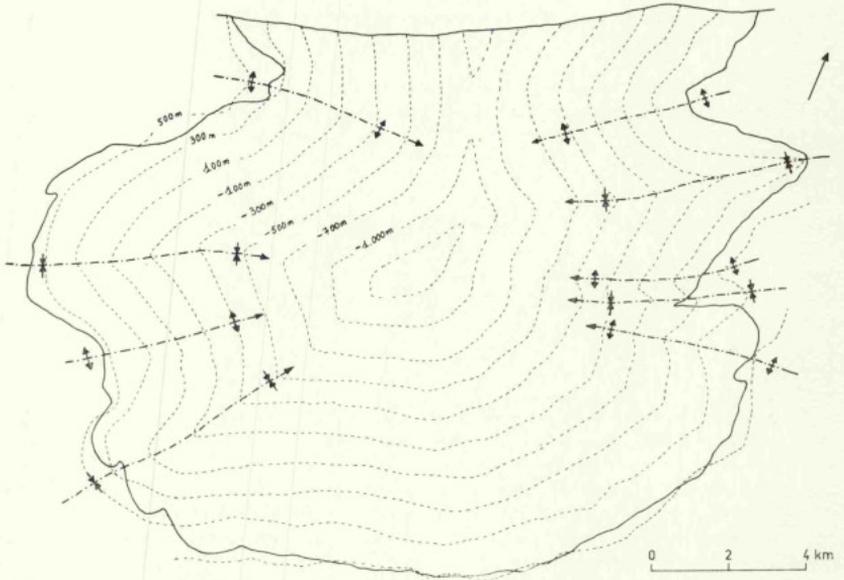


FIG. 48 — Surface structurale de la base du complexe de Morais (moitié méridionale)

La surface structurale de la base des gneiss ocellés (fig. 49) présente les mêmes dispositions et la direction axiale NE-SW y est nettement indiquée.

Les blocs-diagramme des planches VI et VII représentent la structure d'ensemble du complexe de Morais.

La puissance maxima des formations, déduite de cette construction, atteindrait 1000 à 1500 mètres, à moins que le fond de la cuvette soit beaucoup plus plat et dans ce cas la puissance serait réduite à 500 à 700 mètres.

II — Bragança

Ce complexe occupe le fond d'un synclinal situé en position marginale dans la structure régionale précédemment décrite et sa forme générale est celle d'une ellipse allongée parallèlement à la direction axiale de cette structure.

La bordure N apporte peu de renseignements quant aux relations de la série acide avec l'encaissant. Le contact entre les deux ensembles est très redressé, voisin de la verticale. Toutefois, la terminaison occidentale de la série métamorphique acide est périsynclinale et en repos sur la série transmontaine.

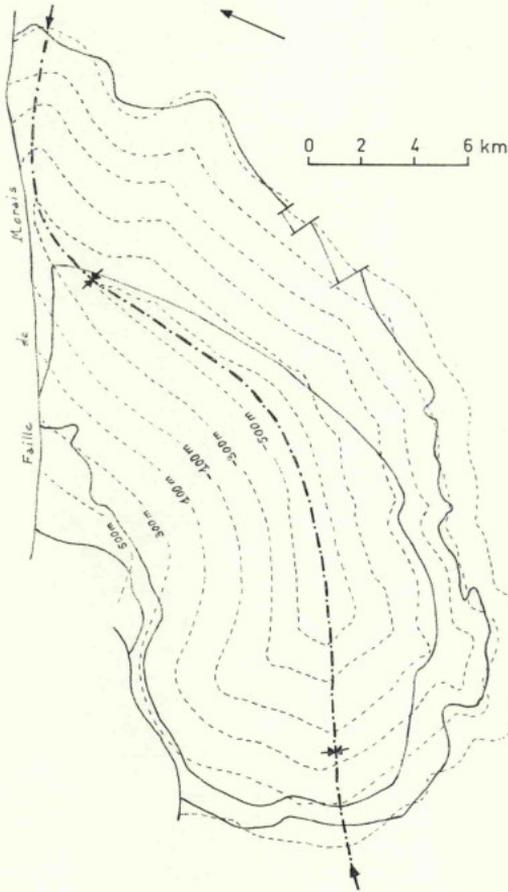


FIG. 49 — Surface structurale de la base de série métamorphique acide dans le complexe de Morais

Les bordures de la série basique et ultrabasique sont par contre beaucoup plus intéressantes. Comme à Morais, le parallélisme entre schistosités des formations du substratum et du complexe est toujours réalisé.

Dans le panneau de Samil, les blastomylonites du bord N sont redressées à la verticale, comme les schistes verts sous-jacents. Sur les bordures E et S par contre, les amphibolites sont peu inclinées parfois même strictement horizontales comme c'est le cas des amphibolites couronnant le mont Abrens (2 km à l'Est de Samil) et qui dominent 250 mètres de schistes de la série transmontaine (Pl. XI, fig. 1).

Les amphibolites du mont Lombo, 1 km au SSE de Nogueira (Rebordãos), dans l'extrémité sud-orientale du synclinal de Vila Boa de Ousilhão, offrent une disposition analogue à celles du mont Abrens.

Tout le long de la bordure S du synclinal de Vila Boa de Ousilhão, le contact basal est peu incliné (au maximum 45°). Côté N, les amphibolites sont en position sub-horizontale depuis le Nord de Vinhais jusqu'à la région de Soeira. La vallée du Tuela met bien en évidence cette faible inclinaison; recoupant perpendiculairement le contact des blastomylonites basiques avec le substratum, 1 km à l'Ouest de Soeira, elle l'échancre sur une profondeur de 1 km.

La terminaison sud-orientale du synclinal de Vila Boa de Ousilhão est attaquée par l'érosion qui y a découpé une demi-fenêtre (Nogueira) faisant affleurer la série transmontaine. Cette série affleure aussi sous forme d'un anticlinal pincé traversant longitudinalement le complexe: l'anticlinal de Ladeiro.

La surface structurale de base de la série métamorphique basique et ultrabasi- que (fig. 50) montre qu'à la demi-fenêtre de Nogueira correspond un mouvement antiforme d'axe NW-SE. Cet axe est relayé au Sud-Ouest par une cuvette synforme dont le

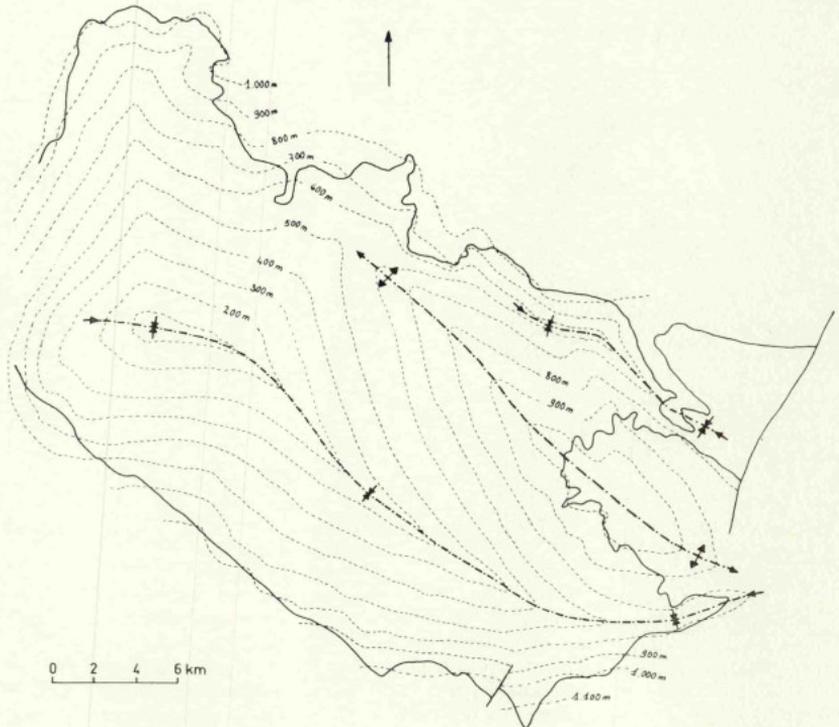


FIG. 50 — Surface structurale de la base du complexe de Bragança (synclinal de Vila Boa de Ousilhão)

fond, situé à peu près à la verticale de Vinhais, atteindrait la cote + 100 mètres. Ici, contrairement à Morais, la zone extrapolée de la surface structurale est réduite, grâce à la disposition très surbaissée de la structure synclinoriale et à la différence d'altitude entre les points extrêmes (600 mètres). Le bloc-diagramme en la planche VIII complète la figure 50.

En conclusion, les complexes de Bragança et de Morais occupent les foies synclinaux d'un synclinorium et se présentent en structures concaves, en bassin pour celui-ci, en synclinal pour celui-là. Les formations de Bragança, telles qu'elles se présentent ici, reposent en tous points sur le substratum (série transmontaine), cette conclusion devant logiquement s'appliquer à celles de Morais.

§ II — L'explication autochtoniste

Rappelons tout d'abord que, quelle que soit l'explication retenue pour le mode de mise en place des complexes, cet événement se situe dans le temps avec une certaine précision. D'âge hercynien, il est postérieur à la phase I, dont le style n'a pas son équivalent dans les complexes, mais antérieur ou contemporain de la phase tectonique II (phase de serrage sur axes NW-SE) puisque celle-ci affecte les formations des complexes (Troisième Partie, Chap. II).

L'explication autochtoniste consiste à voir dans les complexes des extrusions d'un socle sous-jacent.

Le mécanisme de l'extrusion consiste en l'ascension d'un fragment de socle, tête percante (pli en champignon) ou lame, à travers une couverture. Les formes que peut revêtir ce modèle tectonique sont multiples, en relation avec les dimensions de l'extrusion, sa forme, l'intensité de la tectonique responsable, la persistance de relations avec le socle (racines) ou leur suppression.

Dans le présent cas, l'hypothèse de l'extrusion des complexes à travers une couverture présente le principal avantage de supprimer les problèmes d'origine inhérents à l'explication allochtoniste. Il est en effet toujours possible, et le plus souvent justifié, d'imaginer la présence, en profondeur, d'un socle quand celui-ci n'apparaît pas en surface. Telle est l'opinion de P. MATTE et A. RIBEIRO [1967] qui optent pour l'explication autochtoniste et placent l'extrusion sous le contrôle de la deuxième phase tectonique hercynienne. Ils voient dans les gneiss oeilés de Morais l'équivalent de l'«Ollo de Sapo» galicien, d'âge antéordovicien, remonté au-dessus du Silurien par le jeu de l'extrusion. Cette interprétation se heurte à d'importantes objections.

Les gneiss oeilés de Morais ne sont pas l'équivalent de l'«Ollo de Sapo» [P. M. ANTHONIOZ et A. FERRAGNE, 1969]. Si les deux types de roches présentent d'étroites analogies dans leurs faciès pétrographiques, rien n'indique qu'ils soient contemporains. En particulier, les séquences qui les surmontent, quartzites et schistes noirs pour l'«Ollo de Sapo», micaschistes gréseux et grésopélitiques pour les gneiss oeilés diffèrent considérablement.

L'homologie entre gneiss oeilés de Morais et de Miranda do Douro [PH. MATTE et A. RIBEIRO, 1967] est également injustifiée.

A Miranda do Douro (frontière luso-espagnole, fig. 47), dans la terminaison périsynclinaline du Tras-os-Montes, les schistes du Complexe Schistograuacke, voisins de la verticale, reposent sur des formations très métamorphisées: migmatites oeilées ou non.

Les migmatites oeilées sont des roches claires, rubanées, avec «yeux» peu abondants de microcline centimétrique orientés et moulés par la schistosité. En première

approximation, ces roches pourraient être rapprochées des gneiss ocellés de Morais dans leur faciès grossier.

Les migmatites associées sont massives, dépourvues de foliation et comportent une matrice claire, de composition granitique, enserrant des nodules centimétriques riches en andalousite, sillimanite, cordiérite, biotite ainsi que de petites enclaves gneissiques. Il s'agit là d'un faciès d'agmatite.

Mis à part les phénocristaux de microcline, ces roches n'ont rien de commun avec les gneiss ocellés de Morais. Elles appartiennent à une infrastructure localement conservée au sein de granites intrusifs hercyniens et représentent probablement le socle du Complexe Schistograuacke.

Les faciès ocellés régionaux ne doivent donc pas être systématiquement réunis sous un même vocable et leur présence à Morais n'étaye pas l'hypothèse de l'extrusion.

Dans l'explication autochtoniste, les extrusions ne peuvent être considérées comme des lames perçantes, étant donné leur position subhorizontale et c'est le modèle en pli-champignon qui conviendrait le mieux.

- les formations des complexes sont formées de roches indurées et denses;
- les complexes sont dépourvus de racines;

— la puissance de la couverture (Complexe Schistograuacke, Ordovicien, Silurien, série transmontaine) est pour le moins de 4000 mètres [A. RIBEIRO, et al., 1965].

Dans ces conditions, les masses de socle soulevées et le contexte épimétamorphique immédiat devraient porter des marques substantielles du mouvement, en particulier:

— l'extrusion aurait dû provoquer un renversement des séries adjacentes ou la formation de dômes;

— la tectonique responsable de l'extrusion des complexes à travers 4000 mètres de couverture aurait dû être très puissante.

— la constriction des racines aurait dû engendrer dans les complexes une tectonique cassante particulière.

En réalité:

— les séries adjacentes aux complexes ne sont pas renversées;

— la phase tectonique II hercynienne, peu puissante ici, provoque simplement la formation d'amples structures orthorhombiques à grand rayon de courbure et la crénulation de la schistosité;

— la seule tectonique cassante affectant les complexes, est reliée à celle régionale du contexte;

— les complexes sont situés systématiquement dans les fonds synclinaux de phase II et leur surface structurale, peu inclinée, est replissée par cette phase.

En conséquence, l'explication autochtoniste n'est concevable ni dynamiquement ni temporellement.

§ III. — L'explication allochtoniste

Tout d'abord envisagée à titre d'hypothèse, l'explication allochtoniste s'est trouvée confirmée au fur et à mesure que progressait la connaissance de la géologie régionale (Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique). Dans cette interprétation, les complexes de Bragança et de Morais représentent des fragments de socle charriés sur une couverture épimétamorphique, ce qui implique leur superposition à cette couverture, la présence, dans les surfaces basales pour le moins, de traces de mouvement justifiant ce charriage, l'existence, à proximité, d'une zone de socle, «patrie» des masses charriées.

LA SUPERPOSITION DES COMPLEXES AU SUBSTRATUM.

Les surfaces structurales de la base des complexes fournissent les meilleures indications à ce sujet.

Par sa position marginale dans la structure synclinoriale du Tras-os-Montes, le complexe de Bragança offre une structure synclinoriale secondaire très surbaissée, laissant affleurer le substratum en divers points à l'intérieur du complexe lui-même. De plus, sa surface structurale basale (fig. 50), déformée par la phase tectonique II hercynienne, s'ordonne en un axe anticlinal flanqué de deux axes synclinaux. *Sa superposition à la série transmontaine est évidente.*

Le complexe de Morais, situé dans la terminaison périsynclinale régionale, présente une structure en bassin. Pour cette raison, sa superposition à la série transmontaine ne peut être affirmée. Il est toutefois douteux que sa position par rapport au substratum diffère de celle du complexe de Bragança. La structure en bassin résulte de la superposition de deux phases tectoniques orthogonales (phases II et III hercyniennes) postérieures à la mise en place des complexes. Les replis de la surface structurale basale (fig. 48) manifestent l'adaptation des formations du complexe à cette structure (à la manière d'un papier-filtre adapté à un entonnoir).

Ainsi, les complexes sont superposés à la série transmontaine et la déformation de leur surface basale est le fait des phases tectoniques hercyniennes II et III.

LES TRACES DE MOUVEMENT.

Les complexes reposent sur le substratum par l'intermédiaire d'une surface de contact anormal jalonnée de produits mylonitiques: brèches tectoniques et phyllonites. Ces produits s'observent aussi dans les surfaces de contact anormal délimitant des sous-unités tectoniques à l'intérieur des formations charriées.

I — LES PHÉNOMÈNES MYLONITIQUES DANS LES SURFACES DE CONTACT ANORMAL BASALES

A — LES BRÈCHES TECTONIQUES

Les brèches tectoniques jalonnant la surface de contact anormal sont peu puissantes et il faut des conditions exceptionnelles d'affleurement pour les observer, par exemple celles où les amphibolites en position subhorizontale affleurent près du sommet de collines aux flancs abrupts. Telle se présente la bordure N du synclinal de Vila Boa de Ousilhão à Bragança, où les premières évidences de brèches tectoniques ont été relevées (P. M. ANTHONIOZ, 1967).

I — Bragança.

A — Les brèches de type Travanca.

a. — *Le gisement de Travanca* (2 km à l'ESE de Travanca, Vinhais). Dans cette région, les amphibolites banales de la base de la série métamorphique basique et ultrabasique couronnent les monts dominant la dépression de Santa Cruz (Vila Verde) au Nord-Est. Elles reposent sur un substratum de schistes à séricite et chlorite avec, dans le voisinage du contact, des intercalations de serpentinites et de gabbros. Amphibolites et schistes sont faiblement inclinés (10° à 20°) vers le Sud. A mi-distance entre les

lieuxdits Amentinha (Vila Verde) et Malhada (Vinhais), le contact entre les deux formations, orienté EW, recoupé verticalement par la surface topographique, est marqué par une brèche monogénique puissante de 5 à 6 mètres et formée aux dépens des amphibolites banales.

Lataille des éléments figurés est variable. Les plus gros atteignent jusqu'à 1 mètre de long mais la plupart ont des dimensions comprises entre 1 et 20 cm (fig. 51). Ils sont directement au contact les uns des autres ou séparés par une purée de fragments esquilleux. Leur forme est quelconque. Toujours anguleux, ils sont isométriques, parallélépipédiques, en lames allongées, courbées, flexurées, parfois plissées.

L'amphibolite banale présente une schistosité soulignée par l'alternance répétée de lits clairs riches en plagioclase et de lits sombres à composants amphiboliques dominants. Cette structure planaire permet de reconnaître la disposition statistiquement isotrope des éléments de la brèche.

Le fait le plus remarquable est l'absence de ciment. Les éléments sont simplement juxtaposés et l'examen microscopique ne montre aucune recristallisation si ce n'est celle

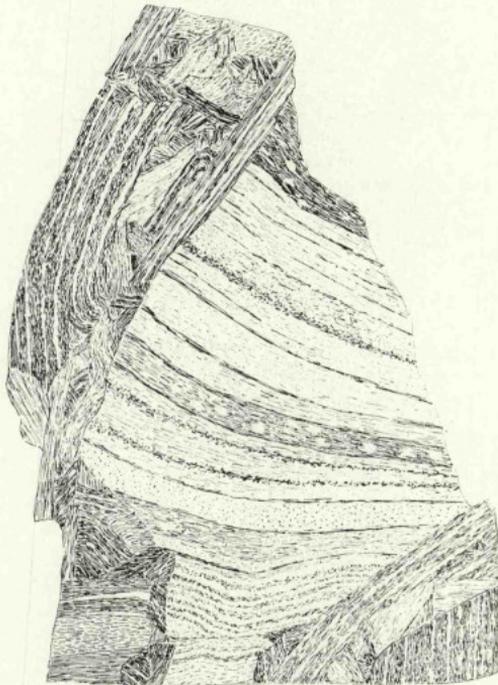


FIG. 51 — Brèche tectonique de Travanca. $\times 1/2$

qui maintient la cohésion de l'ensemble *. De plus, le rubanement différencié de l'amphibolite montre que les éléments juxtaposés ne se correspondent pas. Ce fait indique qu'après fragmentation de la roche il y a eu un déplacement relatif important des éléments figurés, suffisant pour altérer la continuité originelle des bancs.

L'extension latérale du gisement atteint une cinquantaine de mètres.

En résumé, le gisement de Travanca offre une *brèche tectonique monogénique dépourvue de ciment, située le long de la surface de contact anormal entre série transmontaine et série basique et ultrabasique*. La brèche s'est formée aux dépens des amphibolites de l'unité recouvrante.

b. — *Le gisement de Paço*. La piste conduisant de la route de Bragança-Vinhais au village de Paço (Vila Verde) recoupe la surface de contact anormal immédiatement à l'Ouest de ce village. La tranchée de la piste montre un peu de brèche de type Travanca passant à l'amphibolite banale. La puissance de la zone bréchique n'excède pas 3 mètres. La base du complexe est masquée par des alluvions.

c. — *Le gisement de Soeira*. 1,3 km à l'Est de Soeira (Vila Verde), le contact anormal de base du complexe dessine un angle droit dont la pointe est occupée par une petite structure synforme d'axe NS (fig. 54). A la base des amphibolites, 1 à 2 mètres de brèches de type Travanca reposent sur les schistes épimétamorphiques du substratum.

d. — *Le gisement de Nogueira*. Il est situé dans la demi-fenêtre de Nogueira, où les conditions d'observation du contact anormal basal sont mauvaises. Les flancs de la cuvette de Nogueira sont en général peu inclinés, les recouvrements importants. Toutefois, un gisement de brèches de type Travanca a été mis en évidence au flanc méridional de la demi-fenêtre, 1,2 km au Sud-Ouest de Nogueira. La brèche caractéristique n'est ici développée que sur une vingtaine de centimètres au-dessus du contact. Les éléments figurés sont assez peu déplacés (conséquence du faible développement de la brèche) et enrobés dans un ciment peu abondant, vert clair, très fin, composé surtout d'amphibole et de plagioclase.

Quelques occurrences de brèches ont été observées sur la bordure S du synclinal de Vila Boa de Ousilhão, entre les villages de Zoio et de Edrosa (Rebordãos).

Enfin, 2 km à l'Ouest de Vila Verde, la route de Bragança à Vinhais recoupe la surface de contact anormal (km 248,5). Là, les amphibolites basales ne montrent pas de signes de tectonisation particuliers, si ce n'est un nombre accru de diaclases.

Ainsi, la surface de base du complexe de Bragança, contact anormal entre des formations très métamorphisées et un substratum épimétamorphique, est jalonnée d'indices de tectonisation formés à partir du matériel compétent, les amphibolites mésozonales. Les gisements sont répartis sur toute la périphérie du complexe, inégalement développés (0,20 m à 6 mètres), en position probablement lenticulaire. Partout où les conditions d'affleurement en ont permis l'observation, les brèches tectoniques offrent une disposition stratiforme, allongée dans le plan du contact anormal de base; elles témoignent de l'existence de mouvements tangentiels le long de ce plan.

* Cette cohésion est d'ailleurs assez faible. Lorsque l'altération météorique est importante, les éléments figurés se disjoignent dans difficulté. La brèche saine est par contre très résistante et les blocs éboulés au pied de la falaise bréchique constituent la meilleure source d'échantillons.

B — Les brèches de type Bragança.

Il s'agit là encore de brèches monogéniques formées à partir d'amphibolites. Les éléments figurés, noirs, anguleux, de petite taille (0,1 à 2 cm) baignent dans un ciment abondant, finement cristallisé, de couleur vert lair (Pl. XI, fig. 2). Ce ciment est composé d'amphibole microscopique (0,01 mm) en baguettes entrecroisées auxquelles se mêlent le plagioclase et la calcite. La préhnite est fissurale.

Le mode de gisement de cette brèche est filonien*. Les filons (jusqu'à 30 cm de puissance) ont des bords nets avec l'amphibolite encaissante.

A Paço (Vila Verde), des brèches tectoniques de type Travanca, en position subhorizontale, sont recoupées de brèches de type Bragança en filons verticaux de quelques centimètres de puissance (Pl. XI, fig. 3). L'âge tardif de ces brèches, postérieures à celles de type Travanca, est ici démontré.

La genèse de ces brèches a pu être déterminée grâce à l'existence de termes intermédiaires. Tout d'abord, un système de fines diaclasses se développe entre deux plans principaux constituants les épontes du filon. Ces diaclasses s'élargissent ensuite et isolent des fragments d'amphibolite. La disposition isotrope de ces fragments et l'absence de correspondance entre les différenciations de l'amphibolite de part et d'autre du filon montrent qu'il y a eu mouvement dans le plan du filon.

Ces brèches filoniennes résulteraient de rajustements verticaux des masses charriées, un fois le transport achevé.

II — Morais.

Les conditions d'affleurement de la surface de contact anormal basale du complexe de Morais sont très défavorables. Du fait de la structure en bassin, cette base n'apparaît pas à la faveur de contrepenes. Toutefois, un gisement de brèches de type Travanca a été localisé dans la région de Talhinhos (Morais).

Les schistes amphibolitiques s'étendant au Sud d'Izeda, en position subhorizontale, ont été repris par d'amples ondulations d'axe NE-SW déterminant une suite de structures synformes et antifformes. La base du complexe affleure au lieu-dit Rodo (1,6 km au Nord du village de Talhinhos, Fig. 94) à la faveur de l'un de ces mouvements antifformes. Dans cette zone, à recouvrements superficiels importants, la brèche affleure sous forme de blocs dégagés par l'érosion et leur rapport exact avec les schistes amphibolitiques et le substratum n'apparaît pas. Cependant, les caractères de la brèche, identiques à ceux de la brèche de Travanca, ne laissent aucun doute sur sa position et ses conditions de genèse. Les éléments figurés y sont toujours de petite taille (quelques centimètres), parallélipipédiques, disposés en tous sens, en contact les uns avec les autres ou reliés par un peu de ciment.

Au microscope, les éléments sont constitués de schiste amphibolitique absolument identique à celui de la région. Le ciment est composé d'une pulvérisation des minéraux du schiste et de quelques néocrystallisations fissurales de calcite et de préhnite.

* Cette brèche a été observée dans les blocs constituant des murs au pied du château de Bragança, en bordure du Fervença.

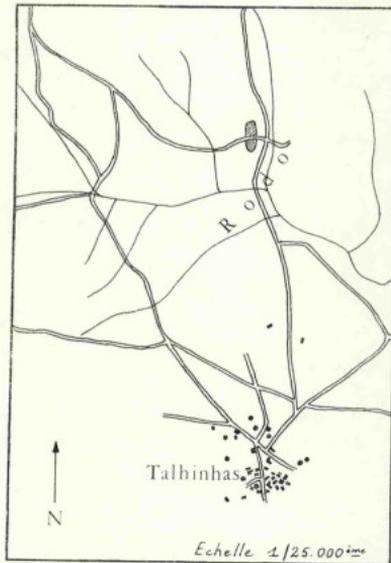


FIG. 52 — Situation du gisement des brèches de type Travanca dans le complexe de Morais

B — LES NIVEAUX DE PHYLONITISATION

Ces traces de mouvement sont situées au voisinage de la base de la série basique du complexe de Bragança, notamment dans les amphibolites banales au Nord du village d'Edrosa (Rebordãos), au lieudit Zibreiros.

Dans cette région, les amphibolites banales sont puissantes d'une quarantaine de mètres et faiblement inclinées vers le Nord-Est. Elles s'intercalent entre les bastomylonites basiques et le substratum épimétamorphique. A une quinzaine de mètres au-dessus de leur base, ces amphibolites sont transformées en phyllonites basiques selon deux niveaux peu puissants (quelques mètres) et stratiformes. La phyllonitisation de l'amphibolite consiste en un développement de deux systèmes de plans de clivage faisant entre eux un très petit angle, le plan de schistosité des amphibolites en étant bissecteur. Ces deux systèmes de plans découpent la roche en fines amandes tapissées de chlorite néoformée. Par place, subsistent des amandes plus importantes (1 à 10 cm) de l'amphibolite primitive.

Ces niveaux de phyllonitisation sont disposés dans un plan parallèle à celui du contact anormal de base du complexe et traduisent l'existence de mouvements tangentiels.

II — LES DISCONTINUITÉS TECTONIQUES A L'INTÉRIEUR DES COMPLEXES

Outre les surfaces de base, d'autres discontinuités importantes, de nature tectonique, subdivisent les complexes en sous-unités. Elles sont accompagnées de traces de mouvement liées de près ou de loin au charriage des complexes.

A — MORAIS

Le complexe est divisé en trois sous-unités tectoniques par deux surfaces tectoniques:

- base de la série acide;
- base des gisements catazonaux (Vinhas et Caminho Velho).

I — Le contact anormal à la base des gneiss oeilés.

La base de la série métamorphique acide présente une double originalité:

— par son conglomérat de base, elle correspond à une discordance stratigraphique;

— par la nature des éléments figurés de ce conglomérat, elle n'offre aucun rapport avec son substratum, la série métamorphique basique et ultrabasique.

L'examen des relations entre base des gneiss oeilés et série basique et ultrabasique montre que le contact est de nature tectonique.

Partout où la base des gneiss oeilés affleure avec netteté, des traces de mouvement d'intensité variable la jalonnent, affectant surtout le substratum amphibolitique.

Au Pont de l'Azibo (affleurement 4, fig. 10), les gneiss oeilés reposent sur les amphibolites banales. Ces dernières sont transformées, sur une puissance de 10 à 30 cm, en schistes magnésiens composés de talc, trémolite et chlorite. Ces roches, verdâtres à vert-clair, couvertes d'une pellicule d'altération blanche, sont déformées et plissées (Pl. XI, fig. 4 et Pl. XII, fig. 1). Elles renferment par place des «pseudo-galets» d'amphibolite intacte. La transition entre schistes magnésiens et amphibolite est graduelle.

Des schistes magnésiens identiques aux précédents s'observent aussi en d'autres points de la base des gneiss oeilés (affleurements 1 et 3, fig. 10).

Dans les affleurements 5 et 6 (fig. 10), les gneiss oeilés reposent sur les pyroxénites à grenat du gisement catazonal de Vinhas. Ces roches, très résistantes, ne subissent pas de déformation dans la zone du contact; par contre, le gneiss oeilé est broyé sur une puissance de 30 cm (Pl. XII, fig. 2).

A l'affleurement 3 (fig. 10) ainsi qu'au Pont das Milhas (km 31,3 de la route de Peredo au Pont de Remondes), dans la zone de contact entre amphibolites banales et gneiss oeilés, les amphibolites sont intensément broyées et hachées de plans de glissement. Au Pont das Milhas, la puissance de la zone amphibolitique broyée atteint 300 mètres; le contact avec les gneiss oeilés est occupé par une masse argileuse (plus d'un mètre).

Ainsi, la base des gneiss oeilés est jalonnée de traces de tectonisation affectant surtout le substratum, plus compétent. Ces traces de mouvement, situées dans le plan de contact entre séries acide et basique, témoignent de l'existence de mouvements tangentiels importants. Si donc la base de la série acide présente bien les caractères d'une *discordance stratigraphique*, elle est doublée par une *discontinuité tectonique*.

II — Le contact anormal à la base des gisements catazonaux

La discontinuité d'ordre métamorphique constatée entre les roches catazonales (Caminho Velho, Vinhas) et les amphibolites mésozonales (Troisième Partie, Chap. I) est aussi marquée de mylonites soulignant la présence d'un contact tectonique.

Sur la bordure S du gisement de Vinhas, 800 mètres au Sud-Ouest du mont Vinhas, la base des serpentinites formant la semelle des pyroxénites et amphibolites à grenat est transformée en mylonites sur quelques mètres. La structure mylonitique est apparente sur les surfaces d'altération. La roche est composée d'amandes vert clair, au plus centimétriques, séparées les unes des autres par de fins lits noirs dessinant parfois des plis irréguliers (Pl. XII, fig. 3). Chaque amande, composée d'antigorite au réseau maillé intact, est moulée par de l'antigorite fibreuse en longs amas flexueux associés à de la magnétite.

Le gisement catazonal de Vinhas, enveloppé par deux surfaces de contact anormal, constitue une *sous-unité tectonique* disposée en *écaille* entre les séries métamorphiques basique et acide. Cette conclusion doit s'étendre au gisement de Caminho Velho dont le contact basal est masqué.

B — BRAGANÇA

La bordure méridionale de la série basique et ultrabasique est jalonnée d'écailles, surtout composées d'amphibolites banales, disposées en chapelet depuis São Pedro de Serracenos à l'Est jusqu'à la terminaison occidentale du complexe.

Deux kilomètres à l'WSW de Vinhais, les blastomylonites basiques reposent sur le substratum par l'intermédiaire d'une écaille plus complète comportant des formations acides et basiques, avec, de haut en bas, la succession suivante:

- des amphibolites banales;
- des micaschistes, parfois à grenat;
- des gneiss ocellés.

Des faciès acides sont également associés à l'écaille basique et ultrabasique de São Pedro de Serracenos (Bragança).

CHAPITRE II — L'ORIGINE DES MASSES CHARRIÉES

Dans l'Ouest de la Péninsule Ibérique, la chaîne hercynienne se présenterait comme un système à double déversement [J. AUBOUIN, 1961], son axe, de direction NW-SE, passant dans la région de Porto. Au Nord de cet axe, les mégasstructures sont déversées vers l'Est et le Nord-Est. La direction axiale majeure hercynienne subit une inflexion en direction méridienne dans le Nord de la Galice (Espagne) et devient même transméridienne au voisinage de la côte nord-atlantique. Cette structure arquée atteint son paroxysme plus à l'Est (arc asturien).

Dans le détail, provinces du Minho et du Tras-os-Montes au Portugal, de Galice et du Léon en Espagne, forment un ensemble qui, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, présente les caractères suivants (fig. 53):

— dans le Nord du Portugal et en Galice occidentale dominent les formations métamorphiques et les granites. Il s'y ajoute, dans la région la plus externe (Tras-os-Montes et Sud de la Galice), une extension notable du Complexe Schistograuwaacke, de l'Ordovicien et du Silurien. Dans le Nord de la Galice occidentale se trouvent des complexes analogues à ceux du Tras-os-Montes: Cap Ortegal, bassins d'Ordenes et de Lalin;

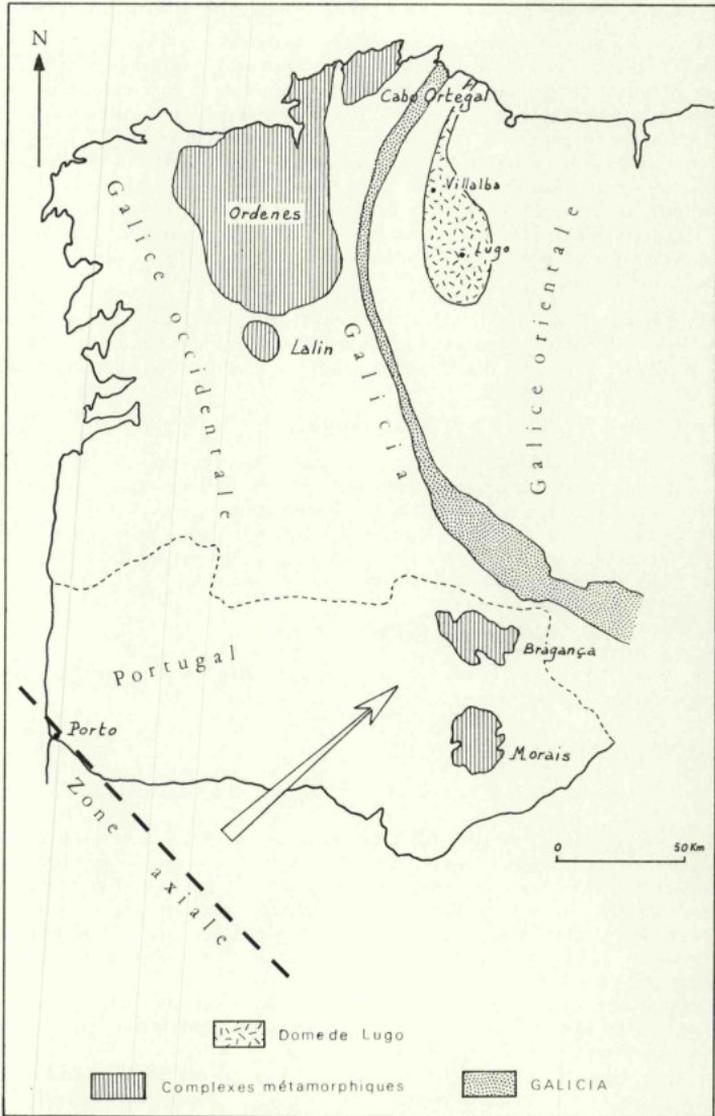


FIG. 53 — Les traits structuraux majeurs du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique

— la Galice orientale et le Léon comportent surtout des formations sédimentaires dont l'âge va du Cambrien du Carbonifère mais aussi des métamorphites et des granites;

— entre ces deux domaines, l'étroite bande de Galice moyenne forme un anticlinal pincé.

D'après les travaux effectués dans ces régions [H. U. NISSEN, 1959, W. RIEMER, 1963, I. PARGA PONDAL et al., 1964], toutes les structures hercyniennes majeures (plissements de phase I) sont déversées vers l'Est et le Nord-Est. Les plus remarquables sont les plis couchés affectant la couverture cambro-silurienne de Galice orientale. Dans l'ensemble, la polarité orogénique est normale, des zones internes vers les zones externes.

Dans un tel contexte, il est tentant de considérer les complexes transmontains comme des coeurs de nappes de style pennique poussées vers l'avant-pays, selon un schéma reconnu dans d'autres orogènes [J. AUBOUIN, 1961]. Cependant, le style des plis de couverture en Tras-os-Montes ne correspond pas à une tectonique de ce style et la distance qu'auraient du franchir les masses charriées serait excessive. La distance actuelle de 150 kilomètres entre la zone radicale possible (région de Porto) et le Tras-os-Montes oriental ne tient pas même compte des raccourcissements par plissement de deuxième phase, nombreux entre ces deux points.

J. WATSON [1967] rappelle que: «des motifs semblables à ceux qui résulteraient d'une déformation continue peuvent être produits par le déplacement passif de masses de socle le long de fractures; par exemple, de minces coins de socle charriés sur des roches de couverture le long de plans de charriage peuvent au premier abord ressembler à des coeurs de nappes.»

La découverte de la polarité du mouvement des masses charriées nord-portugaises conduit à rechercher leur «patrie» ailleurs que dans la zone axiale de Porto.

I — La polarité du mouvement.

Sous la base des complexes, le substratum est en général peu tectonisé. Les schistes épimétamorphiques sont rétomorphosés sur une puissance de 1 à 2 mètres. Cette altération d'origine mécanique est accentuée par une intense circulation d'eau. Le contact avec les séries superposées est le plus souvent masqué.

A Bragança, la polarité du mouvement des masses déplacées a pu être déterminé grâce à la présence d'un clivage de charriage dans les schistes du substratum.

Dans la région de Soeira, là où une évidence de brèche a été reconnue, les amphibolites banales, en position subhorizontale, forment un diverticule en repos sur les

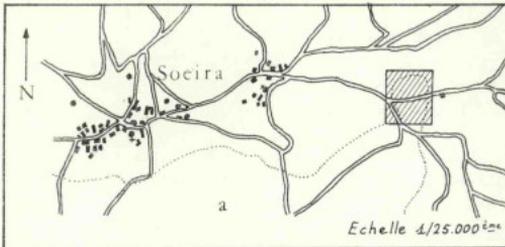


FIG 54 — Position du gisement de brèche et du clivage de charriage de Soeira (Vila Verde)

schistes micacés du substratum (fig. 54). La base des amphibolites est constituée de brèches de type Travanca sur une puissance de 1 à 2 mètres.

Dans le substratum, les schistes à muscovite et chlorite possèdent un plan de schistosité bien développé et exempt de toute déformation, sauf sous la zone de contact. Là, le plan de schistosité est puissamment replissé (fig. 55).

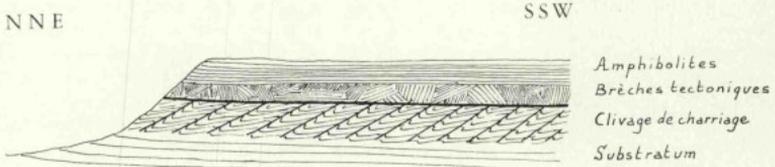


FIG. 55 — Coupe schématique dans le gisement bréchique de Soeira. (Vila Verde)

Les plis sont de petite taille, dissymétriques, déversés vers le Sud. La longueur des flancs N (10 à 20 cm) est à peu près double de celle des flancs S. Les axes ont une direction N 270° à N 300°. Les plans axiaux, matérialisés par des plans de clivage grossiers, plongent vers le Nord et font avec la surface de contact anormal un angle d'une trentaine de degrés.

Ces microstructures tardives, strictement localisées au substratum sous le contact anormal, ne peuvent être associées qu'au mouvement générateur des brèches sus-jacentes, c'est à dire le charriage de l'unité superposée.

Remarquons en effet que toutes les microstructures du substrat des complexes présentant quelque analogie avec celles de Soeira sont de style chevron. Si leur direction axiale est NW-SE, le plan axial plonge toujours vers le SW. Elles ne sauraient donc être assimilées aux microstructures de Soeira.

Ces dernières, interprétées comme des plis et clivage de charriage, indiquent un sens de déplacement de l'allochtone du NNE vers le SSW. La « patrie » des masses charriées doit donc être recherchée au Nord des complexes.

II — La patrie des masses charriées: La cordillère de Galice Moyenne.

La zone anticlinale de Galice moyenne, longue et mince structure allongée parallèlement à la direction hercynienne majeure, constitue une limite naturelle entre Galice occidentale cristalline et Galice orientale surtout sédimentaire [I. PARGA PONDAL, 1963]. Mais son rôle le plus important s'affirme dans les domaines de la tectonique et de la paléogéographie.

L'anticlinal de Galice moyenne (fig. 53) décrit par I. PARGA PONDAL et al. [1964], débute sur la côte N de Galice, dans la région de El Barquero. D'abord très étroit et de direction NNE-SSW puis NS, il s'élargit beaucoup à partir de Viana del Bollo où il prend la direction NW-SE. A Zamora, il disparaît sous les recouvrements tertiaires.

Les roches composant cet axe ont été décrites comme des porphyroïdes d'origine détritique (« Ollo de Sapo »), riches en galets monocristallins de quartz bleuté (quelques millimètres), de microcline en grands cristaux (jusqu'à 10 cm) et de plagioclase. L'ensemble était structuralement interprété comme un anticlinal, de sorte que le substratum des porphyroïdes demeurait inconnu. D'autre part, l'origine du matériel détritique de l'« Ollo de Sapo » restait hypothétique.

En fait, la Sierra Segundera, région de l'axe de Galice moyenne comprise entre Viana del Bollo et Puebla de Sanabria (20 km au Nord de Bragança), est composée d'une armature orthogneissique, source du matériel des porphyroïdes superposés [P. M. ANTHONIOZ et A. FERRAGNE, 1967].

L'orthogneiss se présente sous de nombreux aspects, selon la nature du granite porphyroïde originel et l'intensité des transformations ultérieures. Certaines parties ont en effet été reprises en milieu migmatitique tandis que d'autres sont restées au niveau de l'épizone.

D'une manière générale, les orthogneiss sont caractérisés par la présence de phénocristaux de microcline, souvent de grande taille (5 à 10 cm), et de quartz bleuté en grains presque centimétriques.

Les orthogneiss migmatisés ont le mieux conservé leur structure granitique. A peine schistosés, ils sont simplement traversés de filons pegmatitiques et aplitiques.

Les orthogneiss épizonaux ont été davantage transformés: schistosité fruste mais plus développée que dans le type précédent, altération partielle des minéraux primaires.

Des migmatites très micacées, parfois riches en sillimanite, sont associées aux orthogneiss de la Sierra Segundera ainsi que les éléments d'une série d'ectinites.

De ce fait, la formation porphyroïde est ramenée à des proportions plus modestes et à une position marginale par rapport à l'axe orthogneissique.

La base de la formation porphyroïde représente une discordance stratigraphique majeure. Les orthogneiss, source du matériel détritique superposé, les migmatites et ectinites associées, sont les témoins d'une zone de socle. L'axe de Galice moyenne, replacé dans le contexte géosynclinal régional, est un élément structural précoce, la *cordillère de Galice moyenne ou Galicia*.

La Galicia est bordée de deux bassins, celui de Galice orientale au Nord-Est, celui du Tras-os-Montes au Sud-Ouest. Les termes inférieurs de la sédimentation dans chaque bassin diffèrent notablement.

Ainsi, le Complexe Schistograuawacke du bassin transmontain, dont l'âge, précambrien ou cambrien, est incertain, n'est pas représenté à l'Est de la cordillère où le Cambrien présente un tout autre cachet. Dans l'organisation géosynclinale, la cordillère a fonctionné comme une barrière à la sédimentation (effet de barrière en creux, J. AUBOUIN [1961]. Ce rôle a cessé à partir de l'Ordovicien (uniformité des faciès de part et d'autre de l'axe).

Du point de vue tectonique, la structure anticlinale de la Galicia a contrôlé le style et la répartition des déformations de première et deuxième phases hercyniennes.

La tectonique de première phase est responsable d'une déformation de la couverture en grands plis couchés vers le NE et l'Est. Ces structures sont particulièrement évidentes au Nord, à l'Est et au Sud de Lugo (Galice orientale) [H. U. NISSEN, 1959, W. RIEMER, 1963]. Le relèvement axial de ces plis au voisinage de la côte nord-atlantique (pli couché de Mondoñedo) montre des flancs de 20 kilomètres. En Tras-os-Montes oriental, la série transmontaine est déformée en plis couchés de moindre ampleur, déversés vers le Nord-Est.

En définitive, l'axe de Galice moyenne et ses régions limitrophes constituent un ensemble socle-couverture impliqué dans le métamorphisme et la tectonique hercyniens. Si le style tectonique de la couverture est bien connu (plis couchés), celui du socle l'est moins, étant donné sa faible surface d'affleurement, mais doit correspondre à un raccourcissement le long d'accidents cassants.

Dans un tel contexte, dont l'histoire paléogéographique et tectonique vient d'être esquissée, les complexes transmontains représentent des lames de socle charriées sur une couverture. Le schéma des événements aboutissant à ce charriage serait le suivant (fig. 56):

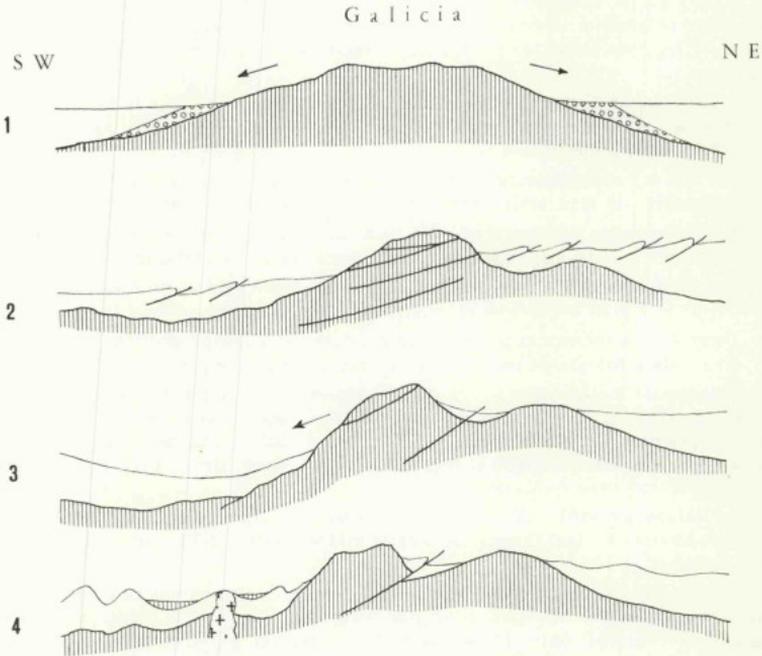


FIG. 56 — Schéma d'évolution de la Galícia. 1. — Socle émergé nourrissant la sédimentation dans les bassins latéraux. 2. — Première phase tectonique hercynienne. Plissement souple de la couverture, raccourcissement du socle. 3. — Deuxième phase hercynienne. Bombement de la Galícia et déséquilibre de lames de socle. 4. — Fin de la deuxième phase. Plissement orthorhombique de la couverture

1. — Très tôt, la zone de Galice moyenne constitue une cordillère importante alimentant de part et d'autre une sédimentation détritique d'abord grossière («Ollo de Sapo») puis plus fine. La cordillère est submergée à partir de l'Ordovicien;

2. — Au cours de la phase paroxysmale hercynienne (phase I), au raccourcissement du socle le long de plans de cisaillement subhorizontaux correspond un plissement tangentiel de la couverture. Le territoire de la Galícia est considérablement restreint.

3. — La seconde phase tectonique hercynienne, de serrage, accentue le bombement de la cordillère et provoque le déséquilibre de lames de socle qui, par gravité, se déplacent vers le bassin transmontain.

4. — En fin de seconde phase, la mise en place de la structure synclinaliale du Tras-os-Montes est achevée, couverture et lames de socle étant replissées ensemble.

Les éléments d'observation appuient ce schéma théorique:

— le socle, indubitablement présent dans la cordillère de Galicia [P. M. ANTHONIOZ et A. FERRAGNE, 1967, A. FERRAGNE, 1968] est précisément située (Sierra Segundera) au Nord des complexes transmontains, comme l'indiquait la polarité des microstructures développées dans le substratum des masses charriées, la distance du transport étant inférieure à 100 kilomètres;

— la dénudation du socle fournit le matériel sédimenté dans les bassins latéraux avec, à la base, la formation porphyroïde. Cette importante érosion rapproche de la surface les zones profondes du socle (niveaux mésozonaux et catazonaux édifiés au cours d'une orogénèse plus ancienne);

— la raccourcissement du socle selon des plans subhorizontaux est déduit du style tectonique de la couverture. Il est également prouvé par l'observation directe car dans sa partie aujourd'hui accessible une tectonique cassante dans le socle épimétamorphique (superstructure WEGMANN sensu) et une tectonique souple dans le socle migmatisé (infrastructure) [A. FERRAGNE, 1968].

Le territoire de la cordillère est réduit à une dorsale à la suite de ce raccourcissement.

Les contacts tectoniques à l'intérieur des complexes fournissent la preuve de l'existence de cisaillements subhorizontaux dans le socle. La superposition anormale des séries acide et basique n'a pu en effet être acquise au cours du charriage, mouvement passif dépourvu d'impulsion initiale violente, ni après. Ce n'est donc qu'au cours du cisaillement du socle, quand les formations des complexes étaient en position subautochtone, que cette superposition a pu être réalisée.

Le déplacement par gravité implique la mise en déséquilibre des lames de socles préparées au cours du cisaillement, l'existence d'une pente entre la «patrie» et la zone de réception, un niveau de décollement favorable au charriage:

— la mise en déséquilibre peut être attribuée à deux causes. Ce peut être un évènement terminal de la première phase puisque déjà toutes les conditions du charriage sont réunies (écaillage du socle, pente). Plus probablement, le déséquilibre intervient en début de seconde phase. En effet, les lames charriées reposent sur une série épimétamorphique formée nécessairement sous charge et il a fallu une période d'érosion pour qu'elle parvienne au jour, c'est à dire l'inter-phase I-II. Le déséquilibre est alors provoqué par le bombardement de la cordillère (phase II);

— la pente. Actuellement, la zone axiale de Galice moyenne culmine à des altitudes dépassant 2.000 mètres. Au Nord-Est, la couverture atteint des altitudes analogues (Sierra de Caurel) mais au Sud-Ouest les altitudes décroissent rapidement, le Silurien n'étant plus qu'à 1.200 mètres dans le bassintransmontain. Cette disposition est très ancienne car aucune tectonique post-hercynienne n'a joué de façon importante dans cette région. Ainsi peut-on être assuré que la pente nécessaire au cheminement des «nappes» depuis l'axe de Galicia jusqu'à la zone dépressionnaire transmontaine a bien existé à ce moment-là. Le sens du déplacement a été conditionné par le relief (un anticlinal se déverse vers le plus bas situé des deux synclinaux qui l'encadrent, J. AUBOUIN [1965]. Dans le cas présent, ce sens est opposé à celui de la polarité géosynclinale régionale;

— le niveau de décollement. Il correspond à un plan de cisaillement subhorizontal préparé au cours du raccourcissement du socle. Il est probable que plusieurs de ces plans étaient capables de jouer le rôle de surface basale pour les lames de socle charriées. Cependant, le décollement s'est effectué au niveau des formations basiques en raison de la présence de nombreux corps ultrabasiques lubrifiants dont les témoins forment des «poissons tectoniques» dans le contact anormal basal des complexes.

A ces arguments d'ordre géométrique et mécanique s'ajoutent des liens stratigraphiques entre formations charriées et socle de Galicia.

Les gneiss oillés des complexes n'ont pu se développer (Quatrième Partie, Chap II) qu'au voisinage immédiat du socle granitique, source du matériel détritique, c'est à dire sur les flancs de la cordillère. A Morais, la polarité sédimentologique de la série acide indique un sens de transport des sédiments du Nord-Est vers le Sud-Ouest (fig. 46). Dans cette optique, la série acide ne peut provenir que du flanc Sud-Ouest de la cordillère.

A l'Est de la dorsale galicienne se trouve une structure en dôme (région de Lugo, fig. 53) faisant affleurer la série de Villalba-Lugo [R. CAPDEVILLA, 1965], *d'âge rapporté au Précambrien*. Les micaschistes qui la composent présentent de grandes analogies avec ceux de Lagoa à Morais. Outre les similitudes de faciès, il existe une identité parfaite entre certains détails, tels les niveaux calcaro-magnésiens visibles à Rabade (27 km au NNW de Lugo). Par leur composition minéralogique et leur structure, ils sont absolument identiques à ceux de la série micaschisteuse de Lagoa. Il est hors de doute qu'il s'agit là de la même série et pour la première fois s'observent *en place* des formations analogues à celles des complexes charriés. Malheureusement, le substratum de la série de Villalba-Lugo n'affleure pas.

Les formations de la série basique et ultrabasique n'ont jusqu'à présent été observées en place ni en Galice moyenne ni en Galice orientale. Ces formations profondes nécessitent une dénudation importante pour parvenir en surface et la tectonique de socle dans la Sierra Segundera paraît avoir définitivement obturé leur point d'émergence.

En résumé, la cordillère de Galicia présente les caractères d'une ride géanticlinale [J. AUBOUIN, 1961]:

- c'est une zone de socle;
- elle est bordée à l'Est par un sillon comportant des plis de couverture poussés vers l'avant-pays;
- la tectonique de socle comporte un raccourcissement important et le charriage de lames de socle.

Dans l'interprétation proposée, le charriage s'intègre à l'histoire tectonique régionale sans intervention de phases tectoniques ou de mécanismes autres que ceux déjà reconnus.

CHAPITRE III — LE CAS DES COMPLEXES GALICIENS

En toute logique, l'interprétation du charriage des complexes transmontains devrait aussi s'appliquer aux complexes galiciens — Cap Ortegal, bassins d'Ordenes et de Lalin — comparables à tous points de vue à ceux du Portugal et placés dans la même position géométrique par rapport aux éléments structuraux majeurs de la région (fig. 53).

Ces complexes, étudiés par les géologues de Leiden (Hollande) ont fait l'objet de nombreuses publications [I. PARGA PONDAL, 1953, E. Den TEX, 1961, E. Den TEX, et D. E. VOGEL, 1962, E. Den TEX, 1966, D. E. VOGEL, 1966, H. KONING, 1966 F. W. WAARNARS, 1966-67, D. E. VOGEL, 1967].

I — Le Cap Ortegal.

Il borde le flanc occidental de la cordillère galicienne à son extrémité septentrionale. Allongé selon la direction régionale majeure NNE-SSW sur une longueur de 30 kilomètres, ce complexe est tranché par la côte atlantique. Sa forme est celle d'un V à pointe dirigée vers le Sud. Il est surtout composé de roches catazonales (Granulitege-

birge de E. Den TEX et D. E. VOGEL, [1962]: olivinites, pyroxénites à grenat, éclogites, granulites à pyroxène, à amphibole, à grenat, à clinzoisite. Il existe aussi des roches mésozonales: amphibolites variées, gneiss à grenat, staurotide et disthène, serpentinites. Dans l'ensemble, les séries sont très voisines de celles du complexe de Bragança mais avec une extension plus importante de la catazone. La zonéographie de la série métamorphique basique et ultrabasique est inverse.

Le massif granulitique du Cap Ortegal, aux flancs très redressés, est entouré de schistes épimétamorphiques. La mise en place du complexe a été interprétée à titre d'hypothèse comme une extrusion en champignon. Toutefois, la verticalité des flancs s'interprète aussi bien avec l'explication allochtoniste car l'intensité de la phase II hercynienne est précisément maxima dans cette région, y déterminant des mouvements antiformes et synformes très serrés. Il faut donc remarquer que:

- le complexe est allongé parallèlement à la direction axiale de première et seconde phases hercyniennes;
- les flancs (occidental et oriental) sont très redressés, conséquence de l'intensité de la seconde phase;
- la terminaison méridionale, seule accessible, est subhorizontale, ce qui s'accorde mieux avec une structure synforme (lame charriée et plissée) qu'avec une structure en dôme (pli-champignon).

II — Le bassin d'Ordenes.

Ce bassin est composé de deux séries métamorphiques. La série basique et ultrabasique comporte de bas en haut des amphibolites variées, des serpentinites et des roches catazonales (pyroxénites à grenat et métapéridotites). Elle supporte une série acide composée de gneiss ocellés et de schistes flyschoides.

Au Sud-Ouest, du Cap Ortegal s'étend un complexe géant (100 km du Nord au Sud, 60 km d'Est en Ouest) centré sur le village d'Ordenes.

Du point de vue structural, la disposition de l'ensemble est celle d'un bassin surbaissé. L'importante couverture végétale de cette région gêne considérablement l'observation des rapports du bassin avec les formations sous-jacentes mais il semble bien qu'il y ait repos du bassin sur une série épimétamorphique, dans la partie méridionale tout du moins.

Le bassin d'Ordenes est comparable à celui de Morais. La même succession stratigraphique s'y observe, avec beaucoup de faciès pétrographiques communs et la zonéographie de la série métamorphique basique et ultrabasique est inverse. Toutefois, le massif gabbroïque de Monte Castelo [F. W. WAARNARS, 1967], à l'Ouest de Saint Jacques de Compostelle, est original.

Là encore, rien ne s'oppose à une mise en place du bassin d'Ordenes par charriage, si ce n'est la dimension de cette unité. A plus forte raison, l'extrusion de cette lame subhorizontale, affirmée par certains auteurs [P. MATTE et A. RIBEIRO, 1967] n'appartient pas au domaine de la vraisemblance.

III — Le bassin de Lalin.

Cette petite unité (fig. 53) se trouve dans le prolongement de l'axe synclinal N-S du bassin d'Ordenes et en représente un appendice.

Sans rejeter définitivement une explication mixte, extrusion ici, charriage là, il est plus logique d'admettre une unicité d'interprétation de la position structurale de tous ces complexes, en tenant compte de leur situation commune dans la structure régionale(sur la bordure occidentale de l'axe de Galicia).

SIXIÈME PARTIE

ÂGE DES FORMATIONS

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

INTRODUCTION

Les formations des complexes de Morais et de Bragança sont marquées par deux faits essentiels:

- une histoire géologique compliquée comportant plusieurs cycles géologiques;
- une position structurale originale, lames de socle en repos sur des roches de couverture.

Le point le plus difficile à élucider en reste maintenant la datation.

Les complexes eux-mêmes fournissent peu d'indications. Ils sont détachés de leur contexte et celui-ci n'affleure que très peu dans la zone où il est représenté (Galicia). De plus, les séries qui les composent sont incomplètes et n'étaient pas primitivement superposées.

Ainsi, la succession stratigraphique naturelle, sur quoi repose habituellement la *chronologie relative* la plus sûre, n'est pas respectée et l'âge relatif des séries ne peut être établi qu'en utilisant les données d'ordre métamorphique et microstructural.

En ce qui concerne *l'âge exact*, les formations des complexes doivent être comparées à leurs équivalents *en place*, dans le contexte régional (Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique) ou plus loin.

Malgré l'incertitude qui découle de l'emploi de cette méthode comparative (certaines régions de référence sont elles mêmes encore insuffisamment connues), il est nécessaire de présenter un schéma historique à *caractère provisoire* (Pl. E), qui pourra être précisé ou modifié lorsqu'une connaissance plus approfondie de l'histoire géologique régionale le permettra.

Rappelons tout d'abord brièvement les faits acquis au cours de l'étude pétrologique et structurale des complexes dans leur succession relative.

Première étape.

Le matériel le plus ancien édifié en série cristallophyllienne est constitué surtout de produits d'une émission ophiolitique (série basique et ultrabasique) mais il existe aussi une représentation d'origine probablement sédimentaire ayant valeur de

plancher de l'émission (granulites claires et migmatites). Le métamorphisme de type barrovien (faciès métamorphiques schistes verts, amphibolite-almandin, granulites), auquel est associée une tectonique d'axe E-W, donne naissance à des schistes amphibolitiques, amphibolites, amphibolites à grenat, pyroxénites à grenat, métapéridotites, gneiss staurotide, disthène, grenat, granulites claires et sombres, éclogites. La série superposée à l'émission ophiolitique n'est pas représentée.

Deuxième étape

La série cristallophyllienne précédemment édiflée représente un socle tandis qu'une couverture sédimentaire détritique avec conglomérat de base se dépose au voisinage d'une zone émergée composée surtout de granites épéirogéniques (première étape). Couverture et socle sont repris dans une nouvelle étape. Dans la couverture, monométabolique, se forment des gneiss ocellés et des micaschistes variés. Le socle induré est remobilisé en partie, donnant lieu à la formation de roches blastomylonitiques à partir des termes les plus profonds du premier bâti cristallophyllien (amphibolites et pyroxénites à grenat, gneiss à disthène et almandin, granulites, métapéridotites et à une migmatisation des termes acides profonds (granulites et gneiss). La tectonique associée à cette deuxième étape est orientée en direction N-S.

Troisième étape.

Ici interviennent des événements d'ordre tectonique avec charriage de fragments de socle sur le Paléozoïque à partir de la cordillère de Galicia puis reprise de l'ensemble socle-couverture dans une tectonique de serrage d'axe NW-SE puis NE-SW.

Dans les limites des complexes, aucune de ces étapes ne représente à elle seule un cycle géologique complet mais correspond à des éléments de cycle. En particulier, la granitisation n'est pas représentée.

Les événements métamorphiques et tectoniques définis dans les complexes laissent prévoir *l'existence d'au moins deux étapes métamorphiques et tectoniques importantes*. D'autre part, *la série métamorphique basique et ultrabasique est plus ancienne que la série métamorphique acide*.

La géologie du contexte régional proche [A. RIBEIRO et al, 1965 V. P. FERREIRA, 1966] ou plus lointain [P. MATTE, 1967, E. Den TEX, 1965, P. FLOOR, 1967] permet de dater avec précision l'âge des phases tectoniques de la troisième étape. La phase NW-SE correspond à la deuxième phase tectonique hercynienne et la phase NE-SW à la troisième.

En Tras-os-Montes, la phase tectonique majeure accompagnant le métamorphisme hercynien est orientée en direction NW-SE mais n'intéresse pas les formations des complexes.

En remontant du connu (tectonique hercynienne de la troisième étape) vers l'inconnu (deuxième et première étape), et sachant qu'entre le Cambrien et le Carbonifère aucune orogénèse puissante ne s'est manifestée à l'échelle régionale, deux explications peuvent être proposées:

- les deux premières étapes seraient précambriennes;
- la deuxième étape correspondrait à la phase majeure hercynienne et se rattacherait à ce cycle; seule la première étape serait précambrienne.

Ces deux explications seront discutées à l'aide des données fournies par l'étude du contexte régional. Auparavant, d'utiles et nécessaires comparaisons doivent être établies entre les complexes nord-portugais, certaines régions de Galice en Espagne et le Massif Armoricain en France.

COMPARAISON AVEC LES FORMATIONS ANCIENNES DU NORD-OUEST DE LA PÉNINSULE IBERIQUE.

I — Les complexes galiciens: Cap Ortegal et bassin d'Ordenes

Dans ces complexes, semblables à ceux du Tras-os-Montes (Sixième Partie), les géologues hollandais ont mis en évidence deux cycles orogéniques, l'un précambrien, l'autre hercynien. Dans le cycle précambrien, deux directions tectoniques majeures se font jour, la plus ancienne orientée E-W, l'autre N-S. La direction locale de la tectonique majeure hercynienne est aussi N-S.

Somme toute, les directions structurales majeures des complexes galiciens sont identiques en direction à celles qui s'observent à Morais et à Bragança, de même qu'il existe dans les uns et les autres deux phases majeures de recristallisation.

II — L'axe de Galice moyenne.

Il est surtout composé d'orthogneiss formant l'ossature de cette étroite structure anticlinale. Dans la Sierra Segundera (20 km au Nord de Bragança), où le socle affleure plus largement, se trouvent les éléments d'une série métamorphique complexe offrant des migmatites principalement mais aussi des paragneiss, les uns et les autres riches en disthène, sillimanite et grenat. L'âge de cette série métamorphique est précambrien [A. FERRAGNE, 1968].

La stratigraphie des séries superposées à l'axe orthogneissique comporte [I. PAR-GA PONDAL, R. CAPDEVILA et P. MATTE, 1964] un niveau de psophyroïdes auxquelles font suite une série de quartzites et schistes noirs, l'Ordovicien et le Silurien. Les auteurs précités attribuent à la formation porphyroïde («Ollo de Sapo») un âge infracambrien et placent les quartzites et schistes noirs dans le Cambrien.

III — Le dome de Lugo.

En Galice orientale, la région comprise entre Villalba au Nord et Lugo au Sud (fig. 53) constitue une structure très surbaissée, allongée en direction N-S. Cette unité pétrographique et structurale se prolonge vers le Nord jusqu'à la côte atlantique et se ferme vers le Sud (région de Sarria) par suite du plongement axial de la structure.

Les formations composant ce dôme sont surtout des micaschistes de degré métamorphique mésozonal (série Villalba) [R. CAPDEVILLA, 1965]. Du point de vue structural, le dôme de Lugo n'est pas impliqué dans la tectonique en plis couchés de la couverture cambro-silurienne. Il semble au contraire qu'il ait joué le rôle d'un môle de résistance sur lequel se sont moulés les plis de couverture.

A la série de Villalba font suite, en apparente concordance, des séries peu métamorphiques à la base desquelles R. WALTER [1963] a identifié le Cambrien inférieur. *L'âge précambrien de la série de Villalba est ici bien daté*, d'autant plus que, du point de vue métamorphique, il existe une discontinuité marquée entre le degré de transformation de la série de Villalba et celui de la série cambrienne superposée. La base du Cambrien épimétamorphique peut en effet reposer sur des faciès migmatitiques de la série de Villalba. Cette dernière montre des particularités microstructurales — tectonique superposée, boudinage — indices d'une évolution complexe, inconnue dans le Cambrien superposé. * Cette discontinuité métamorphique et tectonique à la base du Cambrien marque l'existence d'une discordance stratigraphique majeure, d'ailleurs soulignée de conglomérats [R. WALTER, 1963] mais peu visible dans une observations ponctuelle car noyée dans la tectonique tangentielle hercynienne qui parallélise les schistosités de part et d'autre.

La série de Villalba (Précambrien schisto-gréseux) est l'équivalent en Galice de la série de Lagoa à Morais (Cinquième Partie). Sa base n'est malheureusement pas visible mais il est probable qu'elle repose sur un socle, directement ou par l'intermédiaire d'un niveau détritique correspondant aux gneiss oeilés de Morais. Cette succession série détritique grossière série schisto-gréseuse paraît en effet assez constante à l'échelle régionale; elle se retrouve dans le précambrien de la Sierra Morena, au Sud de l'Espagne [F. LOTZE, 1966].

En conclusion, la comparaison des séries des complexes transmontains avec les formations les plus anciennes du contexte régional (Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique) ne permet pas d'en régler tous les problèmes de datation.

La série acide de Lagoa, équivalent de la série de Villalba, *représente le Précambrien* dans un faciès schisto-gréseux et conglomératique.

L'existence d'au moins un cycle précambrien est confirmée.

L'âge de la série métamorphique basique et ultrabasique et ses rapports avec la série acide plus récente ne peuvent être précisés.

C'est pourquoi il est nécessaire de comparer le Précambrien ouest-ibérique avec le Précambrien du Massif Armoricaïn en France [E. DEN TEX, 1965].

COMPARAISON AVEC LE MASSIF ARMORICAÏN

L'histoire géologique du Précambrien (Briovérien) dans le Massif Armoricaïn est bien connue après les travaux récents de J. COGNE [1960, 1962, 1965, 1966, 1967]. Le Briovérien, dans ses grandes lignes, se décompose en trois parties:

— Le Briovérien inférieur comportant une sédimentation terrigène suivie d'une puissante émission ophiolitique;

— Le Briovérien moyen avec sédimentation pélagique et apports terrigènes;

— Le Briovérien supérieur représenté par des porphyroïdes ou des gneiss oeilés à la base et une série schisto-gréseuse.

Cet ensemble repose sur un socle plus ancien, le Pentévrien.

* C'est pourquoi il ne convient pas d'attribuer en bloc un âge hercynien au métamorphisme et à la tectonique des formations du dôme de Lugo, comme on l'a fait jusqu'à présent [R. CAPDEVILA, 1967, 1968] mais de tenir compte du rôle important joué par un métamorphisme et une tectonique précambriens [DE SITTER L. U., 1968].

Du point de vue métamorphique et structural, une phase orogénique précambrienne, la phase cadomienne, affecte le Briovérien inférieur et moyen tandis que le Briovérien supérieur et les séries superposées seraient seulement intéressés par la phase hercynienne. Ces faits se traduisent par l'évolution *polycyclique* des termes inférieurs du Briovérien, *monocyclique* des termes supérieurs. Toutefois, J. COGNE [1966] a fait entrer récemment le Briovérien supérieur dans la phase terminale du cycle cadomien.

De façon schématique, un parallèle s'établit assez bien entre la stratigraphique du Briovérien et celle du Précambrien lusitanien (Tableau XXVI).

	Bretagne	Portugal
Briovérien supérieur	Série schisto-gréseuse Porphyroïdes	Série schisto-gréseuse Gneiss oeilés
Briovérien moyen	Série pélitique Phanites	
Briovérien inférieur	Emission ophiolitique Sédiments terrigènes	Emission ophiolitique Sédiments terrigènes

TABLEAU XXVI — Relations stratigraphiques entre séries précambriennes de Bretagne et du Portugal

Seul manque au Portugal l'équivalent de la série pélitique du Briovérien moyen. Par contre, l'évolution métamorphique est comparable avec série basique et ultrabasique polycyclique. Dans l'une et l'autre région, deux cycles orogéniques au moins sont impliqués dont le plus ancien est précambrien.

Par comparaison avec l'histoire géologique armoricaine, l'émission ophiolitique portugaise (série basique et ultrabasique) est mieux située; elle s'intègre dans un cycle de sédimentation géosynclinale du Précambrien.

L'ÂGE DE LA DEUXIÈME ÉTAPE.

Si l'âge des séries composant les complexes transmontains peut être rapporté au Précambrien, de même que l'âge de la première étape (cycle cadomien en Bretagne), celui de la deuxième étape reste difficile à établir, précambrien ou plus récent.

Ce problème est posé avec acuité en Tras-os-Montes. La phase tectonique E-W accompagnant la première étape est sûrement précambrienne mais la phase N-S de la deuxième étape n'a pas d'équivalent dans le substratum où la phase hercynienne majeure présente une orientation NW-SE. Ainsi, la phase N-S ne peut être rattachée d'emblée à la phase hercynienne. Lui attribuer un âge précambrien soulève de nouvelles difficultés*.

La synthèse des faits stratigraphiques, métamorphiques et structuraux dans le Précambrien et le paléozoïque, en Bretagne comme en Galice, aboutit au schéma suivant:

* Pour des raisons de commodité, nous conviendrons de nommer Précambrien de couverture l'association niveau détritique grossier-série schisto-gréseuse et Précambrien de socle les séries plus anciennes.

— lorsqu'en place, le Précambrien de couverture repose en discordance sur une série polycyclique plus ancienne.

En Bretagne, les porphyroïdes et gneiss oillés de la base du Précambrien de couverture sont discordants sur les séries polymétamorphiques du Précambrien de socle (gneiss de Langidou dans la baie d'Audierne, [J. COGNE, 1965];

— lorsqu'une discontinuité tectonique sépare Précambriens de couverture et de socle, le second offre toujours une évolution métamorphique et structurale plus complexe que le premier (complexes transmontains);

— le Paléozoïque de degré métamorphique épizonal, repose en discordance sur le Précambrien de couverture.

Cette discordance stratigraphique, clairement indiquée dans le Nord du Massif Armoricaïn, est plus floue en Bretagne méridionale car là, la tectonique tangentielle précambrienne et le métamorphisme épizonal hercynien contribuent à la masquer.

En Galice orientale, la coupure entre Précambrien de couverture et Paléozoïque est nette. Dans le dôme de Lugo, elle est marquée par une discordance stratigraphique [R. WALTER, 1963] et une importante discontinuité d'ordre métamorphique et structural. Le Cambrien repose sur les faciès mésozonaux et migmatitiques de la série de Villalba, soulignant l'existence d'une importante érosion.*

Ainsi, le Précambrien de couverture, encadré par deux coupures nettes, paraît s'individualiser en une étape comportant une sédimentation, un métamorphisme et une tectonique.

Dans le Précambrien de couverture des complexes transmontains, cette étape comporte le dépôt de la série acide, son métamorphisme (induisant la blastomylonitisation de la série basique et ultrabasique plus ancienne) et une tectonique d'axe NS (Tableau XXVII).

	Métamorphisme	Tectonique
Paléozoïque	Monocyclique	NW-SE
Précambrien de couverture	Monocyclique à polycyclique	N-S
Précambrien de socle	Polycyclique	E-W

TABLEAU XXVII — Succession des étapes dans le Précambrien et le Paléozoïque du Nord du Portugal

Dans cette interprétation, l'ensemble précambrien nord-portugais aurait échappé à l'action du métamorphisme et de la tectonique hercyniens ou encore, ce dernier, de

* H. H. READ [1957] souligne que: «L'un des faits les mieux établis de la géologie du métamorphisme est l'association intime sur le terrain de roches de haut degré de métamorphisme avec les migmatites.» Il convient donc de remarquer que lorsqu'une série de faciès métamorphique schistes verts repose sur des migmatites, cet ensemble ne peut être interprété comme un «front de migmatitisation» dans l'épizone mais comme une discordance stratigraphique avec dépôt d'une série de couverture sur un socle érodé au niveau des migmatites, l'ensemble ayant été ensuite porté dans des conditions de métamorphisme épizonales.

degré épizonal, n'aurait pas imprimé de marques sensibles dans les formations précambriennes indurées (peut-être faut-il voir dans la réactivation tectonique des gneiss oeilés de Morais un écho affaibli de la phase tectonique hercynienne majeure).

Une autre explication consisterait à assimiler la deuxième étape à la phase majeure hercynienne. Dans ce cas, l'orientation N-S des axes serait due à un mouvement de rotation horizontale dextre de 45° s'ajoutant au mouvement de translation des lames de socle au cours de leur charriage. Une telle rotation n'est pas a priori impossible à concevoir mais outre la difficulté de la justifier, il y aurait une coïncidence extraordinaire dans le fait que cette rotation paralléliserait la direction structurale ancienne (E-W) des complexes transmontains avec celle des complexes galiciens (Cap Ortegal et bassin d'Ordenes). Mais surtout, cette explication présente le grave inconvénient de ne pas expliquer la discontinuité métamorphique et structurale entre Précambrien de couverture et Paléozoïque en Galice. C'est pourquoi elle ne sera pas retenue.

L'ÂGE DU RENVERSEMENT DE LA SÉRIE BASIQUE ET ULTRABASIQUE

D'une façon systématique, la série métamorphique basique et ultrabasique des complexes galiciens et transmontains est zonéographiquement inverse et, selon toute vraisemblance, renversée.

Une explication suffisamment générale de ce phénomène de grande ampleur consisterait à interpréter les séries renversées comme les flancs inverses de grands plis couchés, disséqués ensuite par le cisaillement au cours du raccourcissement du socle.

De tels plis couchés, intéressant plusieurs milliers de mètres de formations peuvent se produire, même sous faible couverture (nappe de Champtoceaux, [J. COGNE, 1966]).

Ce renversement n'est lié ni à la phase majeure hercynienne qui n'intéresse pas le socle, ni au charriage (mouvement passif de lames de socle le long d'un plan). Il se situerait au cours de la deuxième étape, en même temps que le métamorphisme blastomylonitique.

Curieusement, le pli de Champtoceaux, replissant le Briovérien armoricain, s'est formé tardivement dans l'orogénèse cadomienne, c'est à dire dans la même situation temporelle relative que nos plis hypothétiques.

En résumé, un certain nombre de faits ne s'intègrent ni dans le cycle hercynien ni dans la première étape précambrienne:

— le Précambrien de couverture, offrant un métamorphisme et une tectonique propres, est marqué à sa base par une discordance stratigraphique;

— la discontinuité métamorphique et structurale entre Précambrien de couverture et Paléozoïque implique l'existence d'une coupure importante entre ces deux ensembles.

Ces faits s'ordonnent d'une façon logique si l'on retient pour la deuxième étape un âge précambrien.

CONCLUSION

Les complexes de Bragança et de Morais sont des écailles de socle précambrien superposées à une couverture paléozoïque. Les séries métamorphiques qui les compo-

sent illustrent un certain nombre de phénomènes, aujourd'hui objets d'actives recherches. Ces phénomènes permettent une interprétation plus précise de la géologie des terrains anciens: rapport socle-couverture dans les géosynclinaux, évolution de ce couple au cours d'un cycle orogénique.

Dans un géosynclinal, le socle, composé de roches cristallisées, éruptives et métamorphiques élaborées et plissées au cours d'un cycle orogénique plus ancien, supporte une couverture de roches supracrustales peu déformées et restées dans le domaine de la diagénèse. L'un et l'autre, repris dans un nouveau cycle orogénique, réagissent de manière différente.

C. E. WEGMANN [1935], ouvrant la voie à de telles recherches, a ajouté à la notion de *socle* et de *couverture* celle d'*infrastructure* et de *superstructure*.

Au cours d'un cycle de métamorphisme, la zone superficielle de la couverture ou superstructure, réagit selon un style tectonique propre tandis que la zone profonde de la couverture et le socle sont intéressés par le métamorphisme et la migmatitisation. La migmatitisation s'éleve dans la couverture et le domaine qu'elle couvre constitue l'infrastructure. Il s'y produit là aussi des déformations, d'un style différent de celui de la superstructure. Le domaine du métamorphisme éctinique (zone intermédiaire) assure la liaison entre infrastructure et superstructure (fig. 57).

A partir de ce schéma général, source de belles interprétations, J. WATSON [1967] s'est intéressée à l'histoire de la discontinuité socle-couverture là où celle-ci n'est pas intégrée à l'infrastructure. Dans certaines zones d'un segment orogénique (zones externes en général), la migmatitisation ne s'éleve pas autant que dans les zones internes. De la sorte, socle et couverture demeurent dans le zone intermédiaire, celle du métamorphisme éctinique. Là, la réactivation du socle obéit à d'autres lois que dans l'infrastructure des zones internes où cette discontinuité est noyée.

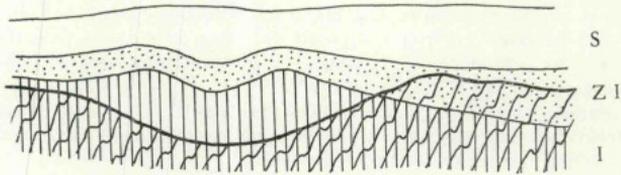


FIG. 57 — Schéma des relations socle-couverture, infrastructure-superstructure (d'après C. E. WEGMANN, 1935. Traits verticaux: infrastructure I. Pointillés: zone intermédiaire Z1. En blanc: superstructure S. La limite socle-couverture est indiquée par un gras. Dans la partie droite du schéma, la limite socle-couverture est située dans la zone intermédiaire.

Au cours de l'orogénèse et dans des conditions voisines de la surface, la couverture se plisse indépendamment du socle qui, lui, réagit par fractures.

Par contre, dans des conditions plus profondes (celles de la mésozone), le socle subit une réactivation tectonique et chimique capable de le modifier profondément (métamorphisme blastomylonitique).

Comme le fait remarquer J. WATSON [1967]: «Le fait que le socle cristallin demeure inerte dans les conditions de surface est en lui-même un avantage puisque le passage de l'inertie à la mobilité prend parfois place dans une zone de transition étonnamment étroite, dans laquelle les effets de la reconstitution progressive peuvent être aisément reconnus».

Cette étroite zone de transition correspond manifestement au front de blastomylonitisation, limite entre la zone de socle réactivée et celle qui est restée inerte. Le passage de l'une à l'autre s'effectue en quelques mètres.

A l'opposé, la transition entre le domaine de la diagénèse et celui du métamorphisme ectinique dans le cas d'une couverture sédimentaire est assuré par une zone large et aux limites floues (anchimétamorphisme, [B. KUBLER, 1966]).

Le mécanisme de la réactivation du socle, expression d'un métamorphisme général appliqué à un matériel déjà cristallin, met en relief l'importance de la microcataclase qui, dans les blastomylonites, peut être observée à divers stades. C'est encore là un avantage du socle réactivé de montrer les étapes progressives des phénomènes dynamiques accompagnant le métamorphisme alors que dans les séries monocycliques ces étapes préliminaires sont en général masquées ou effacées par la recristallisation, seuls demeurant visibles les mouvements tardifs (schistosité, plis).

La phase de mylonitisation précédant la recristallisation consiste en une trituration du matériel dont la majeure partie, finement broyée, se présente dans un état éminemment favorable aux réactions à l'état solide par multiplication des surfaces de contact. Dans un tel climat, les masses de roches qui, en raison de leur forme ou de leur architecture, ont échappé à la microcataclase, restent chimiquement et tectoniquement inertes.

La réactivation d'un socle avec métamorphisme blastomylonitique s'oppose en tous points à la rétro-morphose. Celle-ci consiste en un réajustement d'associations minérales réalisées dans certaines conditions de P et T puis portées en déséquilibre dans des conditions moins sévères. Ce réajustement est en général atectonique. La recristallisation consiste en un remplacement partiel ou total des minéraux préexistants en minéraux de degré métamorphique plus faible et s'accompagne d'une forte hydratation. C'est ce type de transformation qui se produit dans la partie non réactivée du socle de Bragança et de Morais.

De nombreux exemples de réactivation avec métamorphisme blastomylonitique s'observent dans les zones de socle. Parmi ceux-ci nous citerons, outre le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique et le Massif Armoricain, les massifs granulitiques de Saxe-Thuringe en Allemagne, le socle cristallin des Alpes [J. BELLIERE, 1958], le socle de la chaîne numidique en Algérie [M. DURAND DELGA, 1955].

Ces quelques exemples montrent l'ampleur d'un phénomène dont l'étude s'avère passionnante et qu'il faut s'attendre à rencontrer chaque fois qu'un socle, repris dans un métamorphisme général, est porté dans des conditions comprises entre celles de la mésozone et celle de l'anatexie.

RESUMÉ

Les complexes de Bragança et de Morais (Trás-os-Montes oriental, Portugal) forment deux unités pétrographiques et structurales composées de roches de haut degré métamorphique au sein d'un vaste domaine épizonal.

Le complexe de Morais, de forme circulaire, est composé d'une série métamorphique basique et ultrabasique offrant des schistes amphibolitiques et des amphibolites surtout ainsi que des amphibolites et pyroxénites à grenat, serpentinites, métapéridoti-

tes et une série métamorphique acide avec gneiss oeilés et micaschistes. La structure générale est celle d'un bassin traversé par une faille ENE-WSW.

Le complexe de Bragança, en forme d'ellipse allongée en direction NW-SE, présente aussi deux séries métamorphiques. La série basique et ultrabasique montre surtout des amphibolites et pyroxénites à grenat et des métapéridotites mais aussi des amphibolites, serpentinites, granulites, éclogites, gabbros, pyroxénolites et, en association, des gneiss et des migmatites. La série acide comporte des micaschistes et des gneiss oeilés.

Les formations des séries basiques et ultrabasiques sont polycycliques. Dans le premier cycle, le métamorphisme, de type barrovien, est représenté par les faciès schistes verts, amphibolite-almandin et granulites en succession inverse; il est accompagné par une tectonique E-W. Le second cycle réactive une partie de ces séries (blastomylonitisation), la tectonique étant orientée N-S.

Les formations des séries acides sont monométamorphiques (second cycle).

Le métamorphisme blastomylonitique est l'expression d'un cycle orogénique complet (métamorphisme et tectonique) appliqué à un matériel déjà métamorphisé au cours d'un cycle plus ancien.

La remobilisation du substrat métamorphique s'exprime par un broyage préalable à la recristallisation. Les blastomylonites qui en résultent sont composées de deux fractions: une fraction résiduelle comportant des minéraux témoins des paragénèses du premier cycle, une fraction recristallisée indiquant les conditions géophysiques du cycle jeune. Ces roches offrent une composition minéralogique et une structure complexes mais l'abondance des résidus permet de reconstituer avec une bonne approximation la composition des assemblages minéralogiques primitifs.

Dans les roches acides, la blastomylonitisation développe une structure spéciale à «quartz discordant». La «structure granulitique» des auteurs allemands est en fait une structure blastomylonitique.

Le matériel composant la série basique et ultrabasique des complexes est celui d'une émission ophiolitique en milieu géosynclinal. Il offre des différenciations à diverses échelles — pôle ultrabasique en profondeur, pôle basique en superposition, pseudostratifications de couches gabbroïques dans du matériel basique fin, roches de semi-profondeur (dolérites) vers le sommet de l'émission — et de nombreuses enclaves de pyroxénolites, troctolites, gabbros.

La série acide représente un matériel sédimentaire détritique avec conglomérat de base à galets monominéraux (microcline) de grande taille. Ce matériel détritique a été fourni par l'érosion de granites épirogéniques à mégacristaux, très répandus en Galice (Nord-Ouest de l'Espagne) et formant l'armature d'une axe anticlinal situé 20 km au Nord du complexe de Bragança (orthogneiss de la Sierra Segundera).

Les complexes de Bragança et de Morais sont des lames de socle en repos sur des roches de couverture. Leur surface basale est jalonnée de brèches tectoniques formées à partir de la base des amphibolites charriées. Ce charriage développe dans le substratum un clivage et des microplis indiquant un sens de déplacement du NNE vers le SSW.

C'est précisément au NNE des complexes qu'affleure une zone de socle, la Sierra Segundera, «patrie» des lames charriées. Le charriage s'est effectué par gravité depuis cette zone surélevée jusqu'à la région dépressionnaire du Tras-os-Montes.

L'âge des formations des complexes est Précambrien et offre d'étroites analogies pétrographiques, métamorphiques et structurales avec le Briovérien du Massif Armoricain (France).

BIBLIOGRAPHIE GENERALE

- AUBOUIN, J. (1961) — a — Propos sur l'orogénèse. 1. Propos statique. *Bull. Serv. Inform. Géol. Bur. Rech. Géol. Minière*, 1961, N.° 52, pp. 1-21.
b — Propos sur les géosynclinaux. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1961, t. 3, n.° 7, pp. 629-711.
- AUBOUIN, J. (1965) — a — Geosynclines. Elsevier Publ. Cie, Amsterdam, 1965, 335 p.
b — Réflexion sur le problème du raccourcissement en géologie. *Bull. Serv. Inform. Géol. Bur. Rech. Géol. Minière*, 1965, n.° 68, pp. 1-19.
- AUBOUIN, J. (1967) — Quelques problèmes de tectonique et d'orogénèse. *M. Geopaleont. Univ. Ferrara*, 1967, vol. 1, fasc. 3, pp. 229-250.
- BATTEY, M. H. (1960) — Observations on the peridotites and the pyroxenites of the Jothuneim complex in Norway. *Intern. Geol. Congr.*, Copenhagen, 1960, vol. 13, pp. 198-207.
- BELLIERE, J. (1958) — Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du Massif des Aiguilles Rouges (Huvate-Savoie), *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 1958, vol. 81, pp. 1-198.
- BELLIERE, J. (1960) — Déformation plastique et déformation rupturale. *Congr. Géol. Intern.*, Copenhague, 1960, sect. 18, pp. 257-260.
- BELLIERE, J. (1967) — Le métamorphisme blastomylonitique: source possible de jus pegmatitique migrant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 1967, vol. 90, fasc. 1-3, pp. 185-199.
- BELOUSOV, V. V. (1966) — The crust and upper mantle of continents. *Intern. Géol. Rev.*, 1966, vol. 8, n.° 3, pp. 317-330.
- BEMMELEN, R. W. van (1960) — New views on the east-alpine orogene sis. *Intern. Geol. Congr.*, 21 session, Norden, 1960, vol. 18, pp. 99-116.
- BENSON, W. N. (1918) — The origin of serpentinites. *Amer. J. Sci.*, 1918, vol. 46, pp. 693-731.
- BENSON, W. N. (1926) — The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic plutonic rocks. *Nat. Acad. Sc. Mém.* 1926, t. 19, vol. 1, fasc. 19, pp. 1-89.
- BERTHELSEN, A. (1960) — Structural contour maps applied to the analysis of double fold structures. *Geol. Rund.*, 1960, vol. 49, pp. 459-466.
- BORCHERT, H. (1961) — Zusammenhaege zwischen Lagerstaettenbildung, Magmatismus und Geotektonik. *Geol. Rund.*, 1961, vol. 50, pp. 113-165.
- BOWEN, W. N. et TUTTLE, O. F. (1949) — The system MgO-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1949, vol. 60, pp. 439-460.
- BRUNN, J. H. (1954) — Les éruptions ophiolitiques dans le N-W de la Grèce, leurs relaions avec l'orogénèse. *Intern. Geol. Congr. Alger*, 1954, sect. 15, pp. 19-27.

- BRUNN, J. H. (1960) — Mise en place et différenciation de l'association plutovolcanique du cortège ophiolitique. *R. Geogr. Phys. Géol. dyn.*, 1960, fasc. 3, pp. 115-132.
- CHRISTIE, J. M. (1960) — Mylonitic rocks of the Moine thrust zone in the Assynt region, North West Scotland, *Trans. Edim. Geol. Soc.*, 1960, vol. 18, pp. 79-93.
- COGNÉ, J. (1959) — a. — Comparaisons entre le Précambrien de Normandie et de Bretagne. *C. R. S. S. Soc. Géol. Fr.*, 1959, fasc. 7, pp. 269-270.
b. — Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'Ouest de la France: le Pontévrien et Briovérien en baie de Saint Brieuc (Côtes du Nord). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1959, fasc. 7, pp. 112-118.
- COGNÉ, J. (1960) — a. — Sur l'origine sédimentaire des prophyroïdes de Belle-Ile (Morbihan). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1960, t. 250, pp. 3350-3352.
b. — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. *M. Carte Géol. Fr.*, 1960, Paris, 382 p.
- COGNÉ, J. (1962) — Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, structuraux et paléontologiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1962, fasc. 4, pp. 413-430.
- COGNÉ, J. (1965) — Les gneiss oillés de Langidou (Sud-Finistère): un jalon nouveau de la base de Briovérien supérieur dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1965, t. 261, pp. 3849-3852.
- COGNÉ, J. (1966) — Une nappe cadomienne de type pennique: la série cristallophyllienne de Champceaux en bordure méridionale du synclinal d'Ancenis. *Bull. Serv. Carte Géol. Als Lorr. Strasbourg*, 1966, t. 19, N° 2, pp. 107-136.
- COGNÉ, J. (1967) — Age et signification des plis couchés au sein des schistes cristallins de Bretagne méridionale par rapport aux principales phases de l'orogénèse cadomienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1967, t. 264, pp. 552-555.
- COLEMANN, R., LEE, D., BEATTY, L., BRANNOCK, W. (1965) — Eclogites and eclogites; their differences and similarities. *Geol. Amer. Bull.*, t. 76, pp. 483-508.
- COLLOMB, P. et ELLENBERGER, F. (1966) — a. — La grille des linéations: un phénomène tectonique, régional autonome. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1966, t. 262, pp. 1832-1835.
b. — Signification tectonique de la linéation régionale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1966, t. 262, pp. 1921-1924.
- COLLOMB, P. et ELLENBERGER, F. (1967) — La schistosité régionale, structure d'arrêt de la déformation tectonique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1967, t. 264, pp. 2970-1973.
- DUBERTRET, L. (1963) — Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). *Notes M. Moyen-Orient*, 1963, vol. 6, pp. 1-81.
- DURAND DELGA, M. (1955) — Étude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 1955, 2me sér., n° 24, 533 p.
- ELLENBERGER, F. et COLLOMB, P. (1966) — a. — Signification tectonique de la linéation régionale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1966, t. 262, pp. 1832-1835.
- ENGEL, A. E. J. et ENGEL, C. G. (1962) — Hornblends formed during progressive metamorphism of amphibolites, North West Adirondacks Mountains, New York. *Geol. Amer. Soc. Bull.*, 1962, vol. 73, pp. 1499-1514.
- ESKOLA, P. (1921) — a. — On the eclogites of Norway. *Vid. Skr. I. Mat. Naturv. Kristiania*, 1921, t. 8, pp. 94.
b. — The mineral facies of rocks. *Norsk Geol. T.* 1921, t. 6, pp. 143-194.

- ESKOLA, P. (1952) — On the granulites of Lapland. *Amer. J. Sci. Bowen* vol., 1952, pp. 133-171.
- FRISTSCH, R. (1957) — Determination of the composition of garnets without chemical analysis. *Geol. Fören. Förh.* t. 79, n.° 3, pp. 43-51.
- FYFE, W., TURNER, F. J. et VERHOOGEN, J. (1958) — Metamorphic reactions and metamorphic facies. *M. Geol. Soc. Amer.*, 1958, t. 73, a59p.
- GIROT, M. (1967) — Données stratigraphiques sur les pyroxénolites à grenat en enclaves dans les basaltes du Hoggar (Sahara Central). *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, 1967, t. 90, n.° 2, pp. 203-213.
- HELKE, A. (1962) — The metallurgy of the chromite deposits of the Guelman district, Turkey. *Econ. Geol.*, 1962, t. 57, pp. 954-962.
- HESS, H. H. (1938) — A primary peridotite magma. *Amer. J. Sci.*, 1938, t. 5, pp. 321-344.
- HESS, H. H. (1955) — Serpentinites, orogeny and epeirogeny. *Geol. Soc. Amer.*, 1955, pp. 391-408.
- HISSLLEITNER, G. (1951) — Serpentine und Chromer-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. B. 1, 2.
- HIMMELBERG, G. R. et PHINNEY, W. C. (1967) — Granulite facies metamorphism. Granite Falls, Montevideo. *J. Petr. G. B.*, 1967, vol. 8, pp. 325-347.
- JEANNETTE, D. et COGNÉ, J. (1968) — Une discordance majeure au sein du Briovérien au flanc Ouest de la baie de Saint Brieuc. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1968, t. 266, pp. 2211-2214.
- JOHNSON, M. R. W. (1961) — Polymetamorphism in movement zones in the Caledonian thrust belt of Northwest Scotland. *J. Geol.*, 1961, vol. 69, pp. 417-432.
- JOHNSON, M. R. W. (1967) — Mylonite zones and mylonite banding. *Nature G. B.*, 1967, pp. 246-248.
- JUNG, P. et BROUSSE, R. (1959) — Classification mdoale des roches éruptives en utilisant les données fournies par le compteur de points. *Masson et Cie*, 1959, Paris, 122 p.
- KUNDIG, E. (1956) — The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenic metamorphism. *Geol. Mijnb.*, 1956, vol. 18, pp. 106-114.
- KUNO, H., YAMASAKI, N. et KOZO, I. (1962) — Differentiation of Hawaiian magmas. *Jap. J. Geol. Geogr.*, 1962, vol. 28, pp. 179-218.
- KUSHIRO, I. (1962) — Clinopyroxenes solid solutions. *Jap. J. Geol. Geogr.*, 1962, vol. 33, pp. 213-220.
- KUSHIRO, I. et KUNO, H. (1963) — Origin of primary basalt magmas and classification of basalts. *J. Petrology*, vol. 4, pp. 121-145.
- LOTZE, F. (1945) — Zur Gleiderung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch. Hft, zur Geol. der Iber. Meseta*, 1945, n.° 1, pp. 78-92.
- MEHNERT, K. R. (1957) — La pétrographie et l'ordre de succession de la granitisation dans la Forêt Noire. *Neus Jb. Min. Abh. Dtsch.*, 1957, t. 90, n.° 1, pp. 39-90. Trad. n.° 4506 M. DEL MEDICO, Bur. Rech. Geol. Minières.
- MEHNERT, K. R. (1962) — La pétrographie et la succession de la granitisation dans la Forêt Noire. *Neues Jb. Mineral Abhdlg. Dtsch.*, 1962, t. 98, n.° 2, pp. 208-249. Trad. n.° 4472, M. DEL MEDICO, Bur. Rech. Géol. Minières.
- MEHNERT, K. R. (1968) — Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier Publishing Company*, Amsterdam, 1968, 393 p.

- MICHOT, P. (1938) — Étude étrographique et géologique du Ruwenzori septentrional. *M. Inst. col. Belge*, 1938, t. 8.
- MICHOT, P. (1952) — a. — Essai sur la géologie de la catazone. *Bull. Acad. roy Belg.*, Classe Sci, 1952, 5ème sér., t. 37, pp. 260-276.
b. — Essai sur la géologie de la catazone (2me note). *Bull. Acad. roy Belg.*, Classe Sci., 1952, 5me sér., t. 38, pp. 495-500.
- MICHOT, P. (1956) — La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. *Ann Soc. Géol. Belg.*, 1956, t. 90, pp. 19-59.
- MIYASHIRO, A. (1961) — Evolution of metamorphic belts. *J. Petrology*, 1961, t. 2, pp. 276-311.
- MIYASHIRO, A. (1966) — Some aspects of peridotites and serpentinites in orogenic belts. *Jap. J. Geol. Geogr.*, 1966, t. 1, pp. 45-61.
- MOURATOV, M. V. (1960) — Tectonic structures of the alpins geosynclinal area in eastern Europe and Asia minor and the history of their development. *Intern. Geol. Congr.*, Rep. of the 21 Session Norden, 1960, t. 17, pp. 137-148.
- NISSEN, H. U. (1959) — Deformation und Kristallisation in Nordwest Spanischen Küstengebirge der Vivero. *Dissert. d. Math. Natur.*, Fak. D. Westf. Wilh. Univ., 1959, 300 p.
- NOBLE, J. A. et TAYLOR, H. P. (1960) — Correlation of the ultramatic complexes of southastern Alaska with those of other parts of America and the world. *Intern. Geol. Congr.*, Norden, 1960, vol. 17, pp. 176-197.
- PERRIN, P., ROUBAULT, M., AVIAS, J., BILJON, S. V. (1955) — Colloques Internationaux (*Nouvelle Calédonie, Buchveld complex, N. Afrique*), Nancy, 1955.
- PETRASCHEK, W. E. (1959) — Intrusiver und Extrusiver Peridotitmagmatismus im Alpyntypen Bereich. *Geol. Rundsch.*, Bd., 1959, t. 48, pp. 205-217.
- RAMSAY, J. G. (1960) — The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. *J. Geol.*, 1960, t. 63, pp. 75-93.
- RAMSAY, J. G. (1961) — The effect of foilding upon the orientation of sedimentation structures. *J. Geol.*, 1961, t. 69, pp. 84-101.
- RAMSAY, J. G. (1962) — Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *J. Geol.*, 1962, t. 70, pp. 446-481.
- RAST, N. (1962) — The relationship between deformation and regional metamorphism. *Proc. Geol. Soc.*, London, 1962, pp. 25-26.
- READ, H. H. (1957) — The granite controversy. *Intersci. Publishers*, New York, 1957.
- RINGWOOD, A. E. et GREEN, D. H. (1966) — An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geosynclinal implications. *Tectonophysics*, 1966, vol. 3, n.° 5, pp. 382-427.
- RITTMANN, A. (1963) — Les volcans et leur activité. *Masson et Cie*. Paris, 1963, 461 p.
- RODGERS, J. (1960) — L'emploi pratique de la schistosité. Livre à la mémoire du Prof. P. FALLOT, Paris, 1960-1962, t. 1, pp. 83-96.
- ROEVER, W. P. de (1960) — Beitrage der Petrographie zur Kenntnis des tieferen Teile der Erde *Verh. Geol. Bundesanstal*, 1960, t. 1, pp. 137-146.
- ROEVER, W. P. de (1967) — Overdruk van Tektonische Oorsprong of diepe Metamorphise? *Kon Ned. Akad. van wet.*, Amsterdam, 1967, t. 76, n.° 4, pp. 69-74.

- ROQUES, M. (1941) — Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français. M. explic. *Carte Géol. Fr.* 1941, 530 p.
- ROSS, J. V. (1962) — The folding of uncomformable angular sequences. *J. Geol.*, 1962, t. 70, pp. 294-309.
- ROST, F. (1959) — Probleme ultrabasicher Gesteine und ihrer Lagerstätten. *Freig. Forsch. H.*, 1959, t. 58, pp. 28-64.
- SCHMIDE, W. J. (1954) — Chromitorkommen in Zentralanatolie n. *Monat. Runds.*, 1954, t. 10, pp. 258-261.
- SOBOLEV, V. S. (1960) — Role of high pressure in metamorphism. *Intern. Gel. Congr.*, Norden, 1960, vol. 14, pp. 72-81.
- STEIMANN, G. (1926) — Die Ophiolitischen Zonen im dem mediterranen Kettengebirge. *Congr. Intern.*, Madrid, 1926, vol. 2, pp. 636-638.
- STOLL, W. G. (1958) — Geology and petrology of the Masinloc chromite deposit Zambales, Luzon, Philippine Islands. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1958, t. 69, pp. 419-448.
- TERMIER, H. et TERMIER, G. (1956) — L'évolution de la lithosphère. 1. — Pétrogénèse. *Masson et Cie.*, Paris, 1956, 653 p.
- TEX, E. den (1963) — A commentary on the correlation of metamorphism and deformation in space and time. *Geol. en Mijnb.*, 1963, vol. 42, pp. 170-176.
- TEX, E. den (1965) — Metamorphic lineage of orogenic plutonism. *Geol. en Mijnb.*, 1965, vol. 44, pp. 105-132.
- TOURET, J. (1967) — Les gneiss ocellés de la région de Vegarshei-Gjerstad (Norfège méridionale). 1. — Étude pétrographique. *Norsk Geol. T.*, 1967, vol. 47, fasc. 2, pp. 131-138.
- TROGER, W. E. (1959) — Die Granatgruppe. Beziehungen zwischen Mirenalchemismus und Gesteinsart. *Neue Jb. Mineral. Abh.*, 1959, vol. 93, pp. 1-44.
- TURNER, F. J. (1968) — Metamorphic petrology. *Mc Graw Hill, Inc.*, 1958, 403 p.
- TURNER, F. J. et VERHOOGEN, J. (1960) — Igneous and metamorphic petrology. *Mc Graw Hill, Inc.*, 1960, 694 p.
- TURNER, F. J. and WEISS, L. E. (1963) — Structural analysis of metamorphic tectonites. *Mc Graw Hill, Inc.*, 1963 545 p.
- VAN DER KAADEN, G. (1963) — The different concepts of the genesis of alpine emplaced ultrabasic rocks and their implication in chromite prospection. *Explor. Inst. Turkey*, 1963, vol. 61, pp. 41-56.
- WAARD, D. de (1965) — a. — The occurrence of garnets in the granulite facies terranes of the Adirondack Highlands. *J. Petrology G. B.*, 1965, vol. 6, pp. 165-191.
b. — A proposed subdivision of the granulite facies. *Amer. J. Sci.*, 1965, t. 268, pp. 455-461.
- WAARD, D. de (1967) — The occurrence of garnets in the granulite facies terranes of the Adirondack Highlands and elsewhere. *J. Petrology G. B.*, 1967, vol. 8, n.° 2, pp. 210-232.
- WATSON, J. (1967) — Evidence of mobility in reactivated basement complexes. *Proc. Geol. Ass. G. B.*, 1967, vol. 78, n.° 1, pp. 211-235.
- WEGMANN, C. E. (1935) — Zur Deutung des Migmatite. *Gel. Runds.*, 1935, t. 26, pp. 305-350.

- WEGMANN, C. E. (1951) — L'analyse structurale en géologie. *Actualité sci., Sci. de la Terre*, 1951, pp. 55-64.
- WEGMANN, C. E. (1966) — Evolution cycliques des infrastructures continentales. *Tschermaks Mineral. Petr. Mitt.*, 1966, vol. 11, fasc. 3, pp. 223-245.
- WILKINSON, J. F. G. (1953) — Some aspects of alpine-type serpentines of Queensland. *Geol. Mag.*, 1953, vol. 40, n° 5, pp. 305-321.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J., GILBERT, C. M. (1968) — Petrography. Freeman et Cie., 1958, 406 p.
- WILSON, G. (1961) — The tectonic significance of small scale structures and their importance for the geologist in the field. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, vol. 94, pp. 432-458.
- WINKLER, H. G. F. (1967) — Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag*, Berlin, 1967, 237 p.
- ZWART, H. J. (1962) — On the determination of polymetamorphic minerals and associations and its application to the Bosost area. (Central Pyrenees). *Geol. Rundsch.*, vol. 52, pp. 38-65.
- ZWART, H. J. (1963) — Some examples of the relation between deformation and metamorphism from the Central Pyrenees. *Geol. en Mijnb.*, 1962, vol. 42, pp. 143-154.
- ZWART, H. J. (1967) — The duality of orogenic belts. *Geol. en Mijnb.*, 1967, vol. 8, pp. 283-309.

BIBLIOGRAPHIE RÉGIONALE

- ANTHONIOZ, P. M. (1965) — Géologie sommaire de la région de Morais (Tras-os-Montes, Portugal). *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1966, vol. 36, pp. 301-304.
- ANTHONIOZ, P. M. (1966) — Note préliminaire sur la géologie de l'unité de Bragança. Ses relations avec l'unité de Morais et le contexte régional. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 1968, vol. 16, pp. 221-226.
- ANTHONIOZ, P. M. (1967) — a. — Les brèches tectoniques dans les unités de Bragança et de Morais (province de Tras-os-Montes, Nord-Est du Portugal). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 1967, t. 264, pp. 233-236.
b. — L'unité de Bragança (Tras-os-Montes, Portugal): métamorphisme et tectonique. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 1967, t. 264, pp. 540-543.
- ANTHONIOZ, P. M. (1968) — Considérations sur le métamorphisme blastomylonitique dans l'unité de Bragança (Tras-os-Montes, Portugal). Position tectonique des complexes granulitiques nord-portugais. *A. Univ. et Ass. Région. Et. Rech. Sci.*, Reims, 1968, vol. 6, pp. 71-76.
- ANTHONIOZ, P. M. et FERRAGNE, A. (1967) — Sur la présence d'orthoigneiss en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci., Paris*, 1967, t. 265, pp. 848-851.
- ANTHONIOZ, P. M. et FERRAGNE, A. (1969) — Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations ocellées dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *C. R. Acad. Sci., Paris*, (sous presse).
- BIROT, P. (1964) — La Méditerranée et le Moyen-Orient. *Presses Universitaires de France, Paris*, 550 p.
- CAPDVEVILA, R. (1965) — Sur la géologie du Paléozoïque dans la région de Lugo et la question des plissements assynctiques et sardes en Espagne. *Not. Comm. Inst. Geol. Min. España*, 1965, vol. 80, pp. 157-174.

- CAPDEVILLA, R. (1967) — Extension dumétamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, Léon). *C. R. S. S. Géol. Fr.*, Paris, 1967, t. 7, pp. 277-279.
- CAPDEVILLA, R. (1968) — Les types de métamorphisme «intermédiaire de basse pression» dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1968, t. 266, pp. 1924-1927.
- CAPDEVILA, R., MATTE, Ph et PARGA PONDAL, I. (1964). — Sur la présence d'une formation porphyroïde infracambrienne en Espagne. *C. R. S. S. Soc. Geol. Fr.*, Paris, 1964, t. 7, pp. 249-250.
- COTELO NEIVA, J. M. (1948) — Rochas e minerais da região Bragança-Vinhais. Thèse, Porto, 1948, 231 p.
- ENGELS, J. P. et VOGEL, D. E. (1966) — Garnet reaction-rims between plagioclase and hypersthene in a metanorite from Cabo Ortegal (N-W Spain). *N. Jb. Min. Mr.*, 1966, vol. 1, pp. 13-19.
- FABRIÈS, J. (1963) — Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Séville (Espagne). Thèse, Nancy, 1963, 267 p.
- FERRAGNE, A. (1968) — Sur l'existence d'un socle précambrien dans la région de Viana del Bollo (Galice méridionale, Nord-Ouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1968, t. 266, pp. 2376-2379.
- FERREIRA, V. P. (1965) — Geologia e petrologia da região Rebordelo-Vinhais. Thèse, Coimbra, 1965, 287 p.
- FLOOR P. (1966) — Petrology of an aegyrine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: The Galneiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1966, vol. 36, pp. 1-203.
- GEUL, J. J. G. (1964) — The petrology of the region between Lage and Carballo (N-W Galicia, N-W Spain). *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1964, vol. 33, pp. 103-120.
- KONING, H. (1965) — Les types de roches basiques et ultrabasiques qu'on rencontre dans la partie occidentale de la Galice (Espagne). *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1966, vol. 36, pp. 235-242.
- LALLEMENT, H. G. A. (1965) — Petrology, petrofabric and structural geology of the Sierra de Outes — Muros région (Prov. de la Coruña, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1965, vol. 33, pp. 147-175.
- MATTE, Ph. (1966) — La schistosité dans l'arc hercynien de Galice: variation de son pendage parallèlement et perpendiculairement aux structures et rôle des phases de déformation ultérieures. In «Etages tectoniques», 70me anniversaire de C. E. WEGMANN, Neuchâtel, pp. 243-251.
- MATTE, Ph. (1967) — Le Précambrien schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1967, t. 264, pp. 1769-1772.
- MATTE, Ph. (1968) — La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Extr. Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble*, 1968, t. 44, 128 p.
- NERY DELGADO, J. F. (1907) — Contribuição para o estudo dos terrenos paleozoicos. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 1907, vol. 6, pp. 56-122.
- NERY DELGADO, J. F. (1908) — Le système silurien. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 1908.

- PARGA PONDAL, I. (1963) — Mapa petrographico estructural de Galicia. *Inst. Geol. Min. España*, Madrid, 1963.
- PARGA PONDAL, I., CAPDEVILA, R. et MATTE, Ph. (1964) — Introduction à la géologie de l'«Ollo de Sapo», formation porphyroïde antésilurienne du nord-ouest de l'Espagne. *Not. Comm. Inst. Geol. Min. España*, Madrid, 1964, vol. 76, pp. 119-154.
- PILAAAR, W. H. F. (1964) — The geology of the area between Corme and Buno (Galicia). *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1964, vol. 33, pp. 131-139.
- RIBEIRO, A., CRAMEZ, C. et REBELO, J. (1964) — Sur la structure de Trás-os-Montes oriental. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 1964, t. 258, pp. 263-265.
- RIBEIRO, A., REBELO, J. et COELHO, F. A. (1960) — O Ordovícico de Vila Flor e a linha de fractura de Vilarica. O Ordovícico de Abreiro-Murça e a linha de fractura de Torre de D. Chama-Meireles. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Facul. Sci.*, Lisbonne, 1960, vol. 8, pp. 127-137.
- RIBEIRO, A., MARQUES, M. M. et REBELO, J. (1963) — Notas prévias sobre a geologia de Trás-os-Montes oriental. 3. — Alguns aspectos da região de Mogadouro. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisbonne, 1963, t. 15, pp. 63-74.
- RIBEIRO, A., MEDEIROS, A. et REBELO, J. (1965) — Estado actual dos conhecimentos sobre a geologia de Trás-os-Montes oriental. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisbonne, 1965, t. 16, pp. 93-110.
- RIEMER, W. (1963) — Entwicklung des Paläozoikums in der Südlichen Provinz Lugo (Spanien), *N. Jb. Geol. Paläont.* Bd., 1963, t. 117, pp. 273-285.
- SITTER, L. U. de (1965) — Hercynian and alpine orogenesis in Northern Spain. *Geol. en Mijnb.*, 1965, vol. 44, pp. 373-383.
- SITTER, L. U. de (1968) — Observations sur l'article de R. Capdevila sur le métamorphisme régional dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *C. R. S. S. Soc. Geol. Fr.*, 1968, fasc. 2, pp. 52-53.
- TEIXEIRA, C. (1954) — a. — Os conglomerados do Complexo xisto-grauvaquico ante-silurico. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, Porto, 1954, vol. 35, pp. 33-60.
b. — Notas sobre a geologia de Portugal: O complexo cristalofilino antigo. Lisbonne, 1954, 20 p.
- TEIXEIRA, C. (1955) — Notas sobre a geologia de Portugal: O Complexo schisto-grauvaquico ante-ordovícico, Lisbonne, 1955.
- TEIXEIRA, C. (1959) — L'évolution du territoire portugais pendant les temps antémésozoïques. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisbonne, 1959, vol. 13, pp. 229-255.
- TEIXEIRA, C., RIBEIRO, A. et DA SILVA, L. C. (1964) — La faune de *Lingulellinae* des formations antéordoviciennes de Marão. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisbonne, 1964, vol. 15, pp. 117-122.
- TEX, E. den (1961) — Some preliminary results of petrological work in Galicia (N-W Spain). *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1961, vol. 26, pp. 75-91.
- TEX, E. den (1965) — Aperçu pétrographique et structural de la Galice cristalline. *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1966, vol. 36, pp. 211-222.
- TEX, E. den et FLOOR, P. (1966) — A blastomylonitic and polymetamorphic «graben» in western Galicia (N-W Spain). In Etages tectoniques, 70me anniversaire de C. E. WEGMANN, Neuchâtel, pp. 169-178.

- TEX, E. den et VOGEL, D. E. (1962) — A «Granulitegebirge» at Cabo Ortegal (N-W Spain). *Geol. Runds.*, 1962, vol. 52, pp. 95-112.
- VOGEL, D. E. (1965) — Las rocas catazonales de la region de Cabo Ortegal. *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1966, vol. 36, pp. 243-254.
- VOGEL, D. E. (1967) — Excursions in the catazonal rocks complexes of the polyorogenic terrains of the Cabo Ortegal (N-W Spain). *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1967, vol. 40, pp. 75-78.
- VOGEL, D. E. (1967) — Petrology of an eclogite — and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal (N-W Spain). *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1967, vol. 40, pp. 121-213.
- WALTER, R. (1963) — Beitrag der Stratigraphie des Kambriums in Galicien (Norwest Spanien). *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 1963, vol. 117, pp. 360-371.
- WAARNARS, F. W. (1965) — Las rocas basicas de Monte Castelo (La Coruña). *Leidse Geol. Meded.*, Leiden, 1966, vol. 36, pp. 115-260.
- WAARNARS, F. W. (1967) — Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain). Thèse. Leiden, 1967, 208 p.

SOMMAIRE

	Page
Introducion	7
I — Présentation régionale	7
II — Aperçu géologique du Tras-os-Montes oriental	11
III — Aperçu sur la géologie des complexes transmontains	12
IV — Structure du Tras-os-Montes oriental	12

PREMIERE PARTIE

LES COMPLEXES DE MORAIS ET DE BRAGANÇA

Chapitre I — Description pétrographique des formations adjacentes aux complexes	14
Chapitre II — Le complexe de Morais	15
§ I — Le secteur de Limãos	17
A— Les formations basiques	17
B— Les formations ultrabasiques	26
§ II — Le secteur de Lagoa	28
A— Les formations basiques	29
B— Les formations ultrabasiques	39
C— Les formations acides	40
Chapitre III — Le complexe de Bragança	47
§ I — La série métamorphique basique et ultrabasique	48
1 — Les amphibolites	49
2 — Les bastomylonites	50
3 — Les granulites	58
4 — Les enclaves d'origine ignée	59
5 — Les migmatites	61
6 — Les éclogites	64
§ II — La série métamorphique acide	70

DEUXIEME PARTIE

LE METAMORPHISME BLASTOMYLONITIQUE

Chapitre I — Le polymétamorphisme	74
I — La série cristallophyllienne ancienne	74
II — La série métamorphique nouvelle	75
1 — La déformation rupturale	75
2 — La déformation souple et la recristallisation	77

	Page
Chapitre II — Les phénomènes liés au métamorphisme blastomylonitique . . .	81
I — Les conditions de recristallisation au cours du deuxième cycle métamorphique	81
II — Le front de blastomylonitisation	83
III — L'origine de la microcataclase	86
IV — Blastomylonitisation et migmatisation	87
Chapitre III — A propos de la «structure granulitique»	90
I — Position du problème	90
II — Étude comparative	91
III — Interprétation	92

TROISIEME PARTIE

METAMORPHISME ET TECTONIQUE

Chapitre I — Le métamorphisme	94
§ I — Le complexe de Morais	94
I — Le métamorphisme ancien	94
II — Le métamorphisme jeune	98
§ II — Le complexe de Bragança	101
I — Le métamorphisme ancien	101
II — Le métamorphisme jeune	103
§ III — Histoire métamorphique des migmatites	105
Chapitre II — La tectonique	106
§ I — Le complexe de Morais	107
§ II — Le complexe de Bragança	111
§ III — Age relatif des événements métamorphiques et tectoniques	113

QUADRIEME PARTIE

ORIGINE DES FORMATIONS

Chapitre I — Origine de la série métamorphique basique et ultrabasique	115
Rappel historique	115
Interprétation	117
Chapitre II — Eclogites et grenatites	129
§ I — La genèse des éclogites brigantines	129
§ II — Les grenatites	135
Chapitre III — Origine de la série métamorphique acide	137
I — Stratigraphie de la série acide	137
II — Origine de la série acide	139

CINQUIEME PARTIE

LES PROBLEMES STRUCTURAUX

Chapitre I — Position structurale des complexes	145
§ I — Géométrie des complexes	145
§ II — L'explication autochtoniste	149

	Page
§ III — L'explication allochtoniste	150
I — Les phénomènes mylonitiques dans les surfaces de contact anormal basales.	151
A — Les brèches tectoniques	151
B — Les niveaux de phyllonitisation	155
II — Les discontinuités tectoniques à l'intérieur des complexes	156
Chapitre II — L'origine des masses charriées	157
I — La polarité du mouvement	159
II — La patrie des masses charriées: la cordillère de Galicia	160
Chapitre III — Le cas des complexes galiciens	164
I — Le Cap Ortegal	164
II — Le bassin d'Ordenes	165
III — Le bassin de Lalin	165

SIXIEME PARTIE

AGE DES FORMATIONS. HISTOIRE GEOLOGIQUE

Introduction	167
Comparaison avec les formations anciennes du nord-ouest de Peninsule Ibe- rique	
I — Les complexes galiciens	169
II — L'axe de Galice moyenne	169
III — Le dôme de Lugo	169
Comparaison avec le massif armoricain	170
L'âge de la deuxième étape	171
L'âge du renversement de la série basique et ultrabasique	173
 Conclusion	
Resume	175
Bibliographie generale	177
Bibliographie regionale	182

TABLE DES FIGURES

Fig. 1	— Situation des régions étudiées dans le Portugal du Nord	8
Fig. 2	— Subdivisions de la Meseta Ibérique	9
Fig. 3	— Coupe schématique du Tras-os-Montes oriental	12
Fig. 4	— Schémas originaux illustrant les interprétations proposées de la structure du Tras-os-Montes	13
Fig. 5	— Clivage de fracture recoupant la schistosité	15
Fig. 6	— Coupe schématique de Vinhas à Fragas de Mosqueiro	15
Fig. 7	— Amphibolite à résidus	21
Fig. 8	— Aire de dispersion des gabbros à olivine de Pontes	37
Fig. 9	— Transformation du gabbro à olivine de Pontes	38
Fig. 10	— Position des affleurements montrant la base des gneiss ocellés	41
Fig. 11	— Coupe schématique de Cova da Lua à Zoio	47
Fig. 12	— Extension des subdivisions pétrographiques dans la série métamorphique basique et ultrabasique de Bragança	49
Fig. 13	— Situation du gisement des grenatites d'Alimonde	60
Fig. 14	— Migmatites du panneau de Fontaelas	63
Fig. 15	— Situation des lentilles écolitiques	65
Fig. 16	— Structure granoblastique de l'éclogite de Fontaelas	66
Fig. 17	— Evolution de la proportion des minéraux dans les éclogites de Fontaelas	68
Fig. 18	— Structure planaire de l'éclogite de Rabal	69
Fig. 19	— Situation des blastomylonites dans le complexe de Bragança	73
Fig. 20	— Divers stades de la déformation rupturale dans les pyroxénites à grenat	76
Fig. 21	— Histogrammes de fréquence de la proportion des résidus dans les blastomylonites	77
Fig. 22	— Plis engendrés par la phase souple dans les blastomylonites	78
Fig. 23	— Disposition des résidus dans les blastomylonites	79
Fig. 24	— Types de structures blastomylonitiques	80
Fig. 25	— Enclave de pyroxénite à grenat	82
Fig. 26	— Charnière de pli dans le gneiss à disthène et grenat	83
Fig. 27	— Plissement en chevron reprenant un plissement isoclinal	84
Fig. 28	— Schéma des séries métamorphiques basiques	85
Fig. 29	— Schémas relatifs au domaine blastomylonitique	88
Fig. 30	— Schéma récapitulatif de la position dans l'espace du quartz discordant	91
Fig. 31	— Diagramme d'orientation du gneiss de Salgueiros	92
Fig. 32	— Diagramme ACF	95
Fig. 33	— Diagramme ACF	96
Fig. 34	— Diagramme triangulaire Al+Sp — Py — Gr+An	97
Fig. 35	— Domaine des recristallisations phénoblastiques	100
Fig. 36	— Diagramme ACF	103
Fig. 37	— Schéma des relations entre phases EW et NS dans le cas du gaufrage	108
Fig. 38	— Les deux modèles tectoniques dans la série basique de Morais	109
Fig. 39	— Complexe de Morais. Résumé des principales phases tectoniques	110
Fig. 40	— Schéma des cortèges ophiolitiques	119

	Page
Fig. 41	— Diagramme Fe — Mg — Alk 121
Fig. 42	— Diagramme (K ₂ O+Na ₂ O) — (CaO+MgO) 122
Fig. 43	— Diagramme triangulaire F — M — Al 129
Fig. 44	— Diagramme triangulaire de composition des grenats 133
Fig. 45	— Stratigraphie schématique et synthétique des gneiss oeilés 138
Fig. 46	— Classement des sédiments dans la série métamorphique acide de Morais 141
Fig. 47	— Les grands traits structuraux du Tras-os-Montes oriental 144
Fig. 48	— Surface structurale de la base du complexe de Morais 146
Fig. 49	— Surface structurale de la base de la série métamorphique acide dans le complexe de Morais 147
Fig. 50	— Surface structurale de la base du complexe de Bragança 148
Fig. 51	— Brèche tectonique de type Travanca 152
Fig. 52	— Situation du gisement des brèches de type Travanca 155
Fig. 53	— Les traits structuraux majeurs du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique 158
Fig. 54	— Position du gisement de brèches et du clivage de charriage 159
Fig. 55	— Coupe schématique dans le gisement bréchu de Soeira 160
Fig. 56	— Schéma d'évolution de la Galicia 162
Fig. 57	— Schéma des relations socle-couverture, infrastructure-supers-structure 174

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux I	— Analyse planimétrique du gabbro de Pontes 36
Tableaux II	— Analyse chimique du gabbro à olivine de Pontes 37
Tableaux III	— Etude modale des éclogites de Fontaelas 67
Tableaux IV	— Schéma comparatif d'évolution des migmatites et des blastomylonites 89
Tableaux V	— Composition du grenat des migmatites de Quinta da Granja 105
Tableaux VI	— Age relatif des événements métamorphiques et tectoniques dans les complexes de Bragança et de Morais et dans la série transmontaine 113
Tableaux VII	— Composition chimique des amphibolites 124
Tableaux VIII	— Composition chimique des amphibolites 124
Tableaux IX	— Composition chimique des amphibolites 125
Tableaux X	— Composition chimique des amphibolites 125
Tableaux XI	— Composition chimique des amphibolites 126
Tableaux XII	— Norme C. I. P. W. et norme du manteau 126
Tableaux XIII	— Norme C. I. P. W. et norme du manteau 127
Tableaux XIV	— Norme C. I. P. W. et norme du manteau 127
Tableaux XV	— Norme C. I. P. W. et norme du manteau 128
Tableaux XVI	— Norme C. I. P. W. et norme du manteau 128
Tableaux XVII	— Composition chimique des éclogites brigantines 130
Tableaux XVIII	— Composition chimique des grenats des éclogites de Bragança 131
Tableaux XIX	— Caractéristiques cristalochimiques des grenats des éclogites de Bragança 131
Tableaux XX	— Composition chimique de l'omphazite 132

	Page
Tableaux XXI — Caractéristiques chimiques de l'omphazite	132
Tableaux XXII — Comparaison des écloğites brigantines	134
Tableaux XXIII — Composition chimique de la grenatite à pyroxène d'Alimonde et de ses constituants minéraux	136
Tableaux XXIV — Composition en % moléculaire du diopside et du grenat	136
Tableaux XXV — Comparaison des teneurs en pyrope (grenat) et en jadéite et moles de Tschermack (pyroxène) dans les écloğites et les grenatites	137
Tableaux XXVI — Relations stratigraphiques entre séries précambriennes de Bretagne et du Portugal	171
Tableaux XXVII — Succession des étapes dans le Précambrien et le Paléozoïque du Nord du Portugal	172

PLANCHES HORS TEXTE

- A — Carte géologique du complexe de Morais.
- B — Carte géologique du complexe de Bragança.
- C — Carte tectonique du synclinal de Vila Boa de Ousilhão (Bragança).
- D — Analyse macroscopique de la série brigantine.
- E — Tableau des événements géologiques dans les complexes de Morais et de Bragança.
- F — Bloc-diagramme. Complexe de Morais (moitié septentrionale).
- G — Bloc-diagramme. Complexe de Morais (moitié méridionale).
- H — Bloc-diagramme. Complexe de Bragança (synclinal de Vila Boa de Ousilhão)

PLANCHE I

Fig. 1 — Schiste amphibolitique à chlorite discordante. Pont de la Ribeira de Salselas (Macedo de Cavaleiros). L. N. x 10.

Fig. 2 — Albitite. Très nombreux cristaux d'albite liés par du quartz microgranulé. Chacim (Macedo de Cavaleiros). L. P. x 10.

Fig. 3 — Clinzoïsite poecilitique. Gabbro de Morais. L. P. x 60.

Fig. 4 — Amphibolite de João Vacqueiro (Peredo). L. P. x 30.



1-2



1-4



1-1



1-3

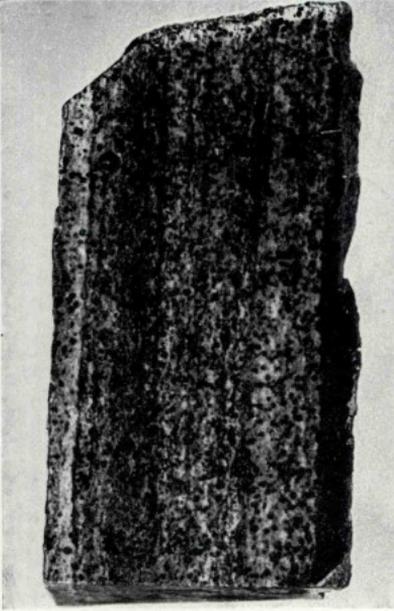
PLANCHE II

Fig. 1 — Amphibolite à lits d'épidote. Carrière du Pont do Azibo (Peredo). Gr. nat.

Fig. 2 — Pyroxénite à grenat. Région du mont Vinhas (Lagoa) Gr. nat.

Fig. 3 — Enclave pyroxénique dans les bancs calciques. Région du mont Vinhas (Lagoa). Gr. nat.

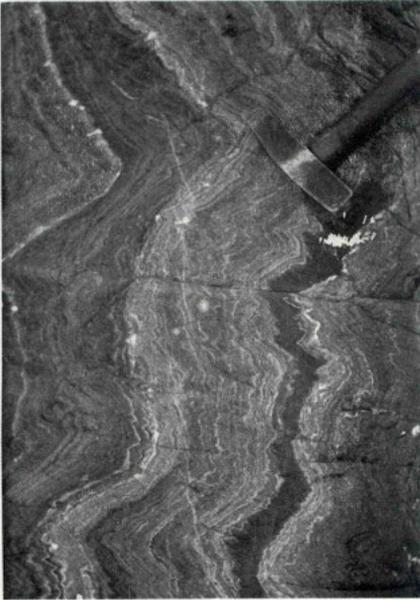
Fig. 4 — Gabbro à olivine de Pontes. Auréole réactionnelle entre olivine (en haut) et plagioclase (en bas). Pontes (Macedo de Cavaleiros). L. N. x 60.



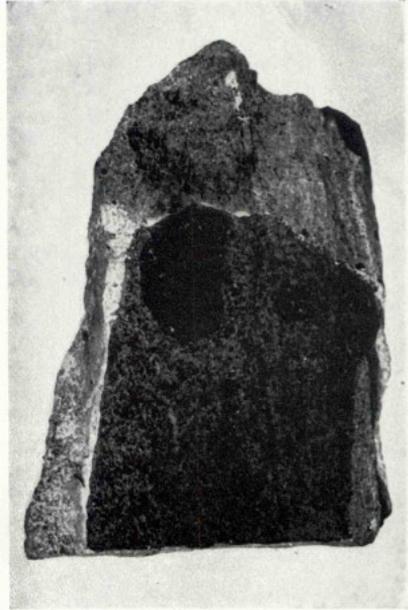
2-2



2-4



2-1



2-3

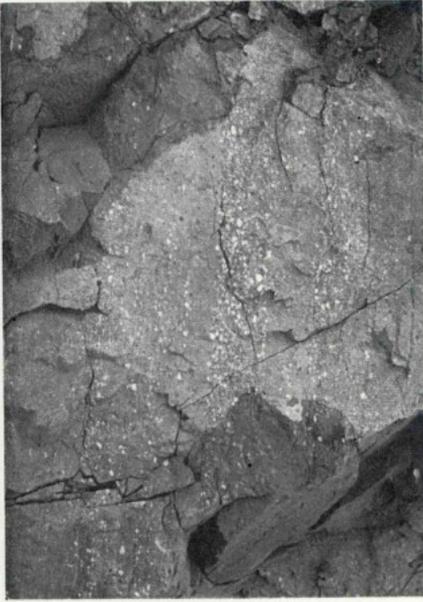
PLANCHE III

Fig. 1 — Diallage poecilitique avec «gouttes» d'olivine. Gabbro à olivine de Pontes (Macedo de Cavaleiros). L. N. x 30.

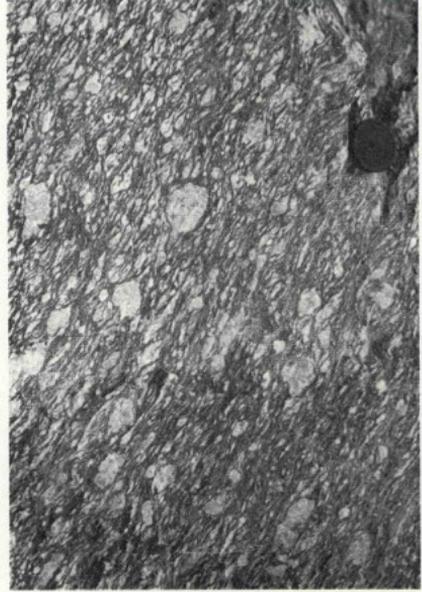
Fig. 2 — Figures de classement dans les faciès de base des gneiss oillés. Route de Peredo à Mogadouro, km 42,3. x 1/2.

Fig. 3 — Gneiss oillé grossier. Remarquer le cristal central disposé perpendiculairement à la schistosité. Pont de l'Azibo (Peredo) x /44.

Fig. 4 — Gneiss oillé schisteux. Route de Peredo au Pont de Remondes, km 37,0 x 1/2.



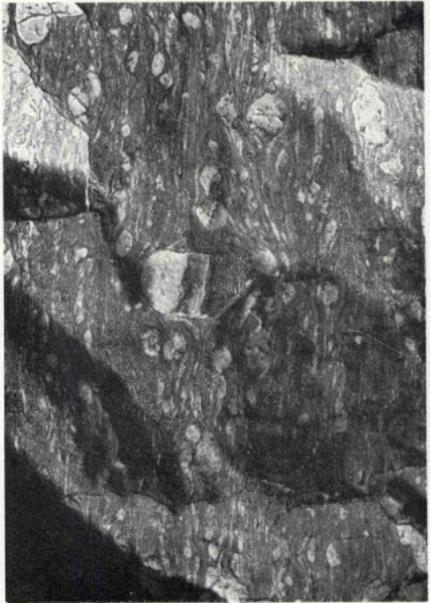
3-2



3-4



3-1



3-3

PLANCHE IV

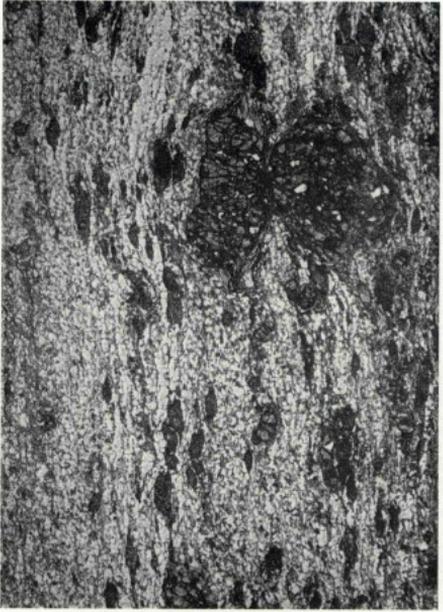
Fig. 1-2 — Galets de microcline déformés, Gneiss ocellés grossiers. Pont de l'Azibo (Peredo). Gr. nat.

Fig. 2 — Blastomylonite ultrabasique. Phénocristaux d'olivine et de magnétite (en haut), de pyroxène (en bas) dans une fine mésostase parcourue de canaux serpentineux. Rica Fé (Aveleda). L. N. x 30.

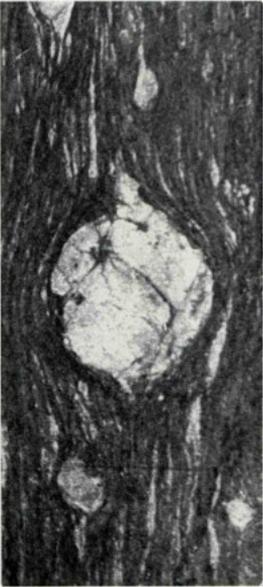
Fig. 4 — Gneiss blastomylonitique de Carrazedo (Rebordãos). Résidus de disthène et de grenat dans une mésostase quartzofeldspathique. L. N. x 10.



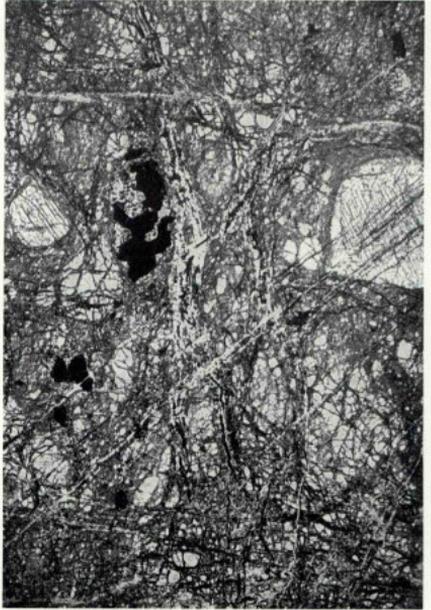
4-2



4-4



4-1



4-3

PLANCHE V

Fig. 1 — Les grenatites d'Alimonde en blocs à moitié dégagés par érosion. Le marteau (centre de la photo) donne l'échelle.

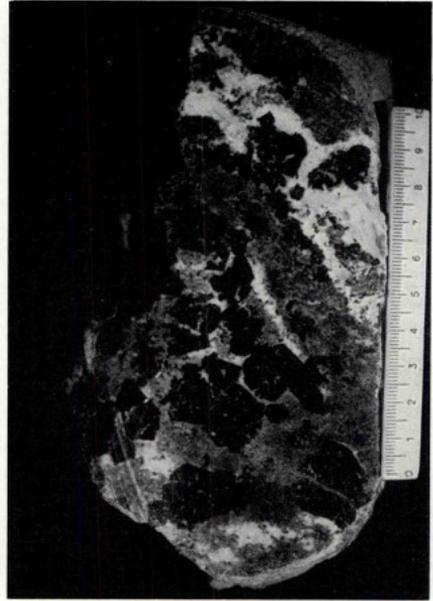
Fig. 2 — Une enclave de grenatite allongée parallèlement à la schistosité de la roche encaissante.

Fig. 3 — Eclogite rétomorphosée de Fontaelas, Remarquer les grosses amphiboles automorphes surimposées au fond écolitique.

Fig. 4 — Plis dans la série métamorphique acide de Bragança, 1,8 km au SW de Meixedo (Aveleda). Le marteau donne l'échelle.



5-2



5-4



5-1



5-3

PLANCHE VI

- Fig. 1—Cristal de disthène résiduel tordu. Gneiss à disthène et grenat de Carrazedo (Rebordãos). L. N. x 30.
- Fig. 2—Résidu de hornblende déformé. Remarquer la finesse de la mésostase. Blastomylonite basique. Bragança. L. P. x 30.
- Fig. 3—Etirement du matériel basique autour d'une enclave de pyroxénite à grenat. Bragança. x 1/4.
- Fig. 4—Enclave de pyroxénite à grenat et plagioclase. Grenat en blanc, diopside en gris, plagioclase zoïsitisé en noir. L'enclave et moulée par une blastomylonite basique à nombreux résidus de diopside (en bas à droite) et d'amphibole (en haut). Portela (Bragança). L. N. x 3.



6-2



6-4



6-1



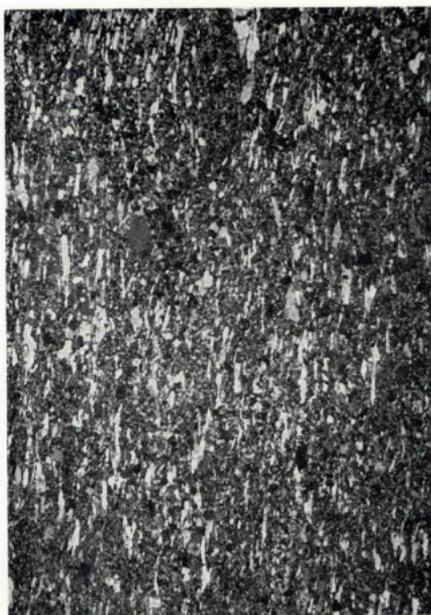
6-3

PLANCHE VII

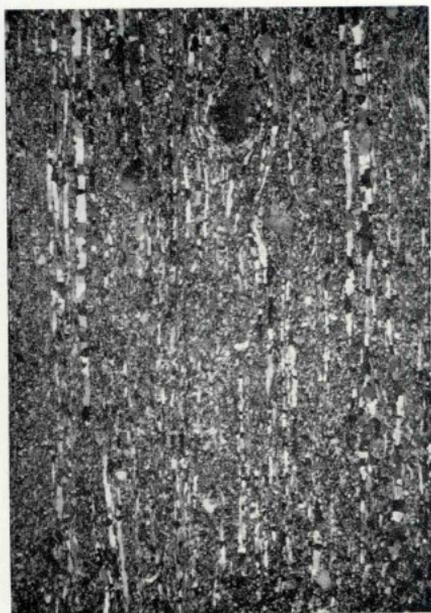
- Fig. 1—Gneiss de Salgueiros. Seticon bc. Le quartz discordant est disposé en longues files de plaquettes juxtaposées. L. P. x 20.
- Fig. 2—Gneiss de Salgueiros. Section ac. Le quartz discordant est disposé en files de plaquettes discontinues. L. P. x 20.
- Fig. 3—Gneiss de Salgueiros. Section ab. Le quartz discordant apparait sous forme de bandes composées d'individus isométriques et engrenés. L. P. x 20.
- Fig. 4—Gneiss à disthène et grenat (granulite). Erzgebirge, Saxe-Thuringe. Section ac. Le quartz discordant forme des lits discontinus (cf. fig. 2). L. P. x 20.



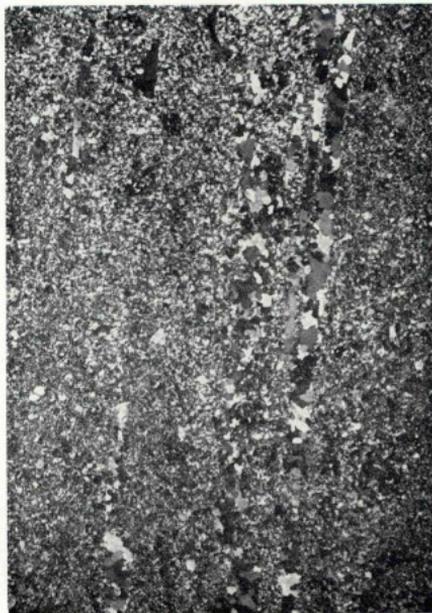
7-2



7-4



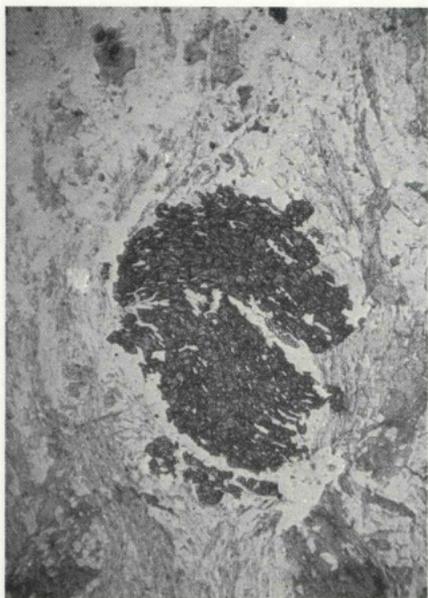
7-1



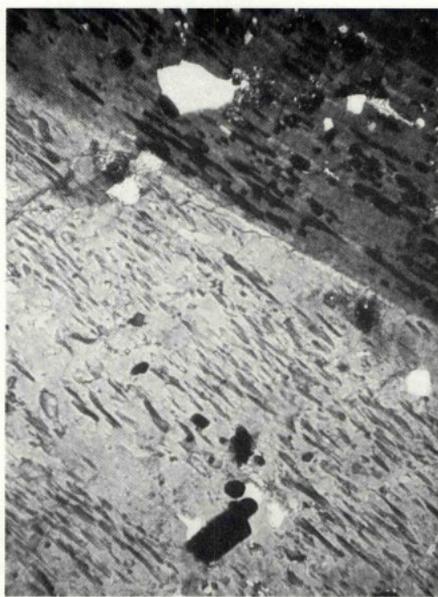
7-3

PLANCHE VIII

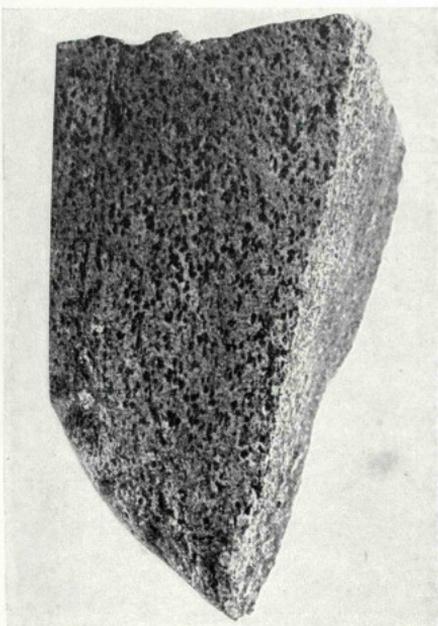
- Fig. 1 — Micaschiste gréseux avec biotite secondaire. Gr. nat.
- Fig. 2 — Grenat syncinématique dans un micaschiste à séricite et chlorite. Extrémité SW des micaschistes de la série acide de Morais. L. N. x 30.
- Fig. 3 — Phénoblastes de biotite à développement postcinématique dans un micaschiste à séricite et chlorite. Extrémité SW de la série acide de Morais. L. N. x 15.
- Fig. 4 — Antiperthite dans les plagioclases résiduels des migmatites de Bragança. L. P. x 60.



8.2



8.4



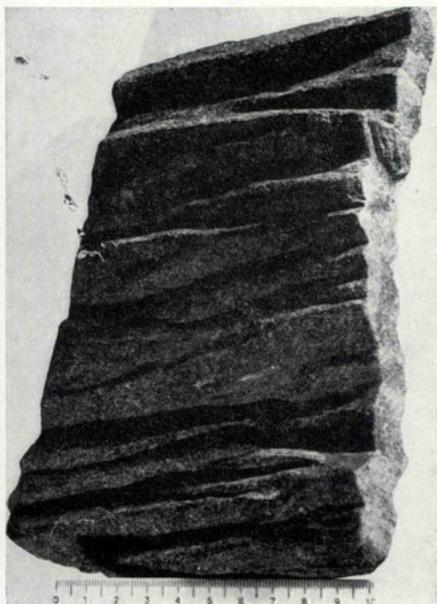
8.1



8.3

PLANCHE IX

- Fig. 1 — Disposition isotrope de l'amphibole dans le plan de schistosité. Amphibolite banale. Pont de Remondes (Peredo). Gr. nat.
- Fig. 2 — Plissement en chevron dans les amphibolites. Région au Nord de Gralhós (Morais). x 0,5.
- Fig. 3 — Plis en chevron passant aux plis semblables. Amphibolites à lits d'épidote. Pont de l'Azibo (Peredo). Gr. nat.
- Fig. 4 — Pli isoclinal d'axe NS dans les blastomylonites basiques. Le coeur du pli est composé de marbre. Route de Bragança-Vinhais, km 241.



9-2



9-4



9-1



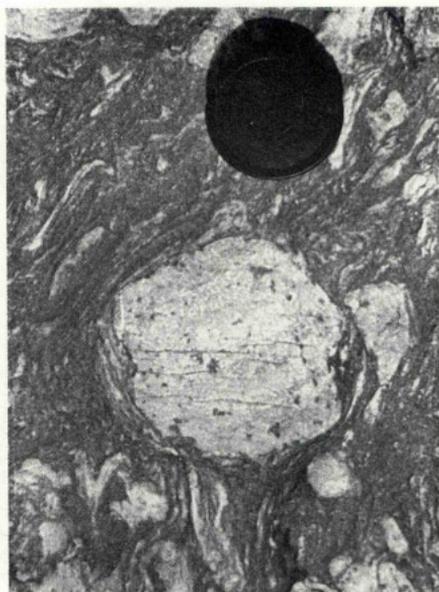
9-3

PLANCHE X

- Fig. 1 — Pli à charnière arrondie dans les blastomylonites basiques. L'axe du pli est orienté en direction NS. 1 km au Sud de Vila Boa de Ousilhão (Rebordãos).
- Fig. 2 — Alternance de bancs clairs et sombres dans les amphibolites mésozonales de Morais. Peredo.
- Fig. 3 — Contact entre banc clair et banc sombre dans les amphibolites mésozonales de Morais.
- Fig. 4 — Galet de microcline peu usé dans le gneiss oeilé grossier. Pont de l'Azibo (Peredo). x 1/2.



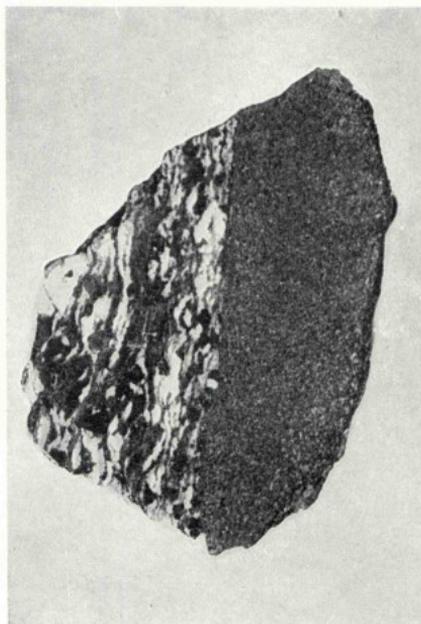
10-2



10-4



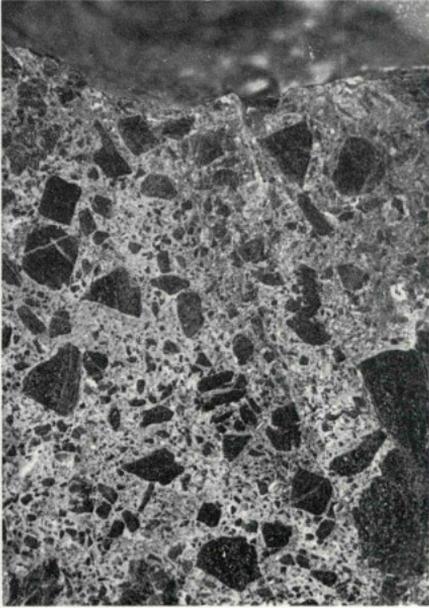
10-1



10-3

PLANCHE XI

- Fig. 1—Amphibolites du mont Abrens (Bragança) en position subhorizontale. Au fond, la vallée du Fervença. La base du complexe est située à quelques mètres sous l'affleurement du premier plan.
- Fig. 2—Brèche de type Bragança. Gr.. Nat.
- Fig. 3—Filon de brèche de type Bragança recoupant les amphibolites de Paço (Vila Verde).
- Fig. 4—Contact amphibolites gneiss ocellés. Pont de l'Azibo (Peredo). La base des gneiss ocellés (au-dessus du fer du marteau) comporte du matériel acido-basique et un banc à gros galets feldspathiques. Le fer du marteau repose sur les schistes magnésiens issus de la rétro-morphose des amphibolites sous-jacentes.



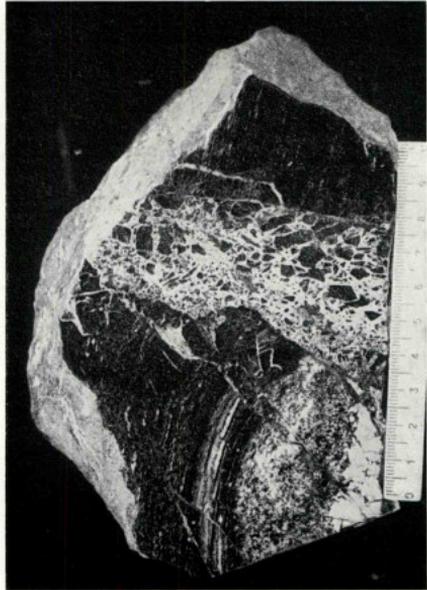
11-2



11-4



11-1



11-3

PLANCHE XII

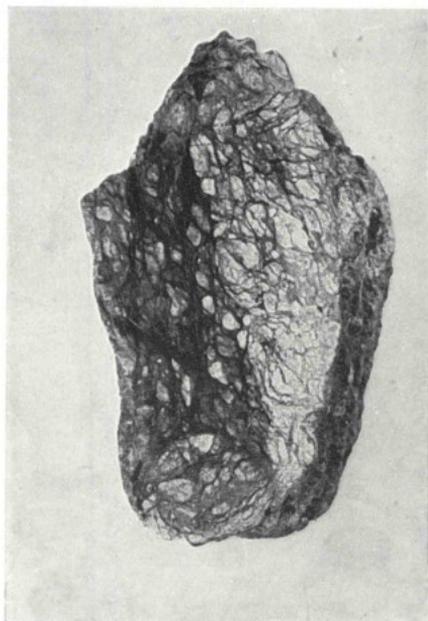
- Fig. 1 — Contact amphibolites-gneiss oillés (détail de la fig. 4, Pl. XI). Les schistes magnésiens diaclasés et plissés sont surmontés par le matériel acido-basique de la série sus-jacente.
- Fig. 2 — Contact gneiss oillés-pyroxénites à grenat (km 60,4, route de Lagoa au Pont de Remondes). La base des gneiss oillés est broyée sur une trentaine de centimètres (derrière le marteau).
- Fig. 3 — Serpentinite mylonitisée. Gisement de Vinhas (Lagoa).



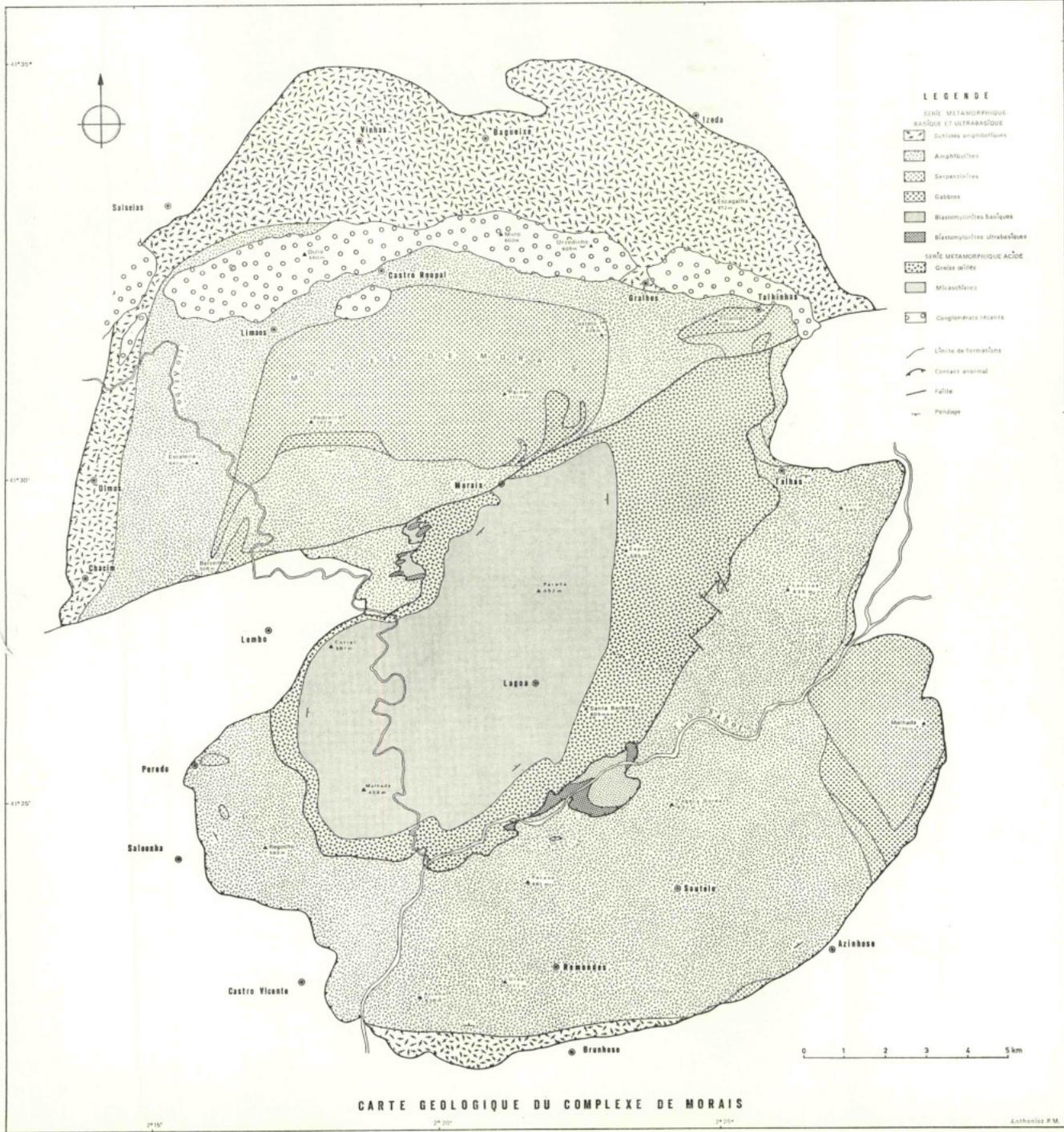
12 - 2



12 - 1



12 - 3





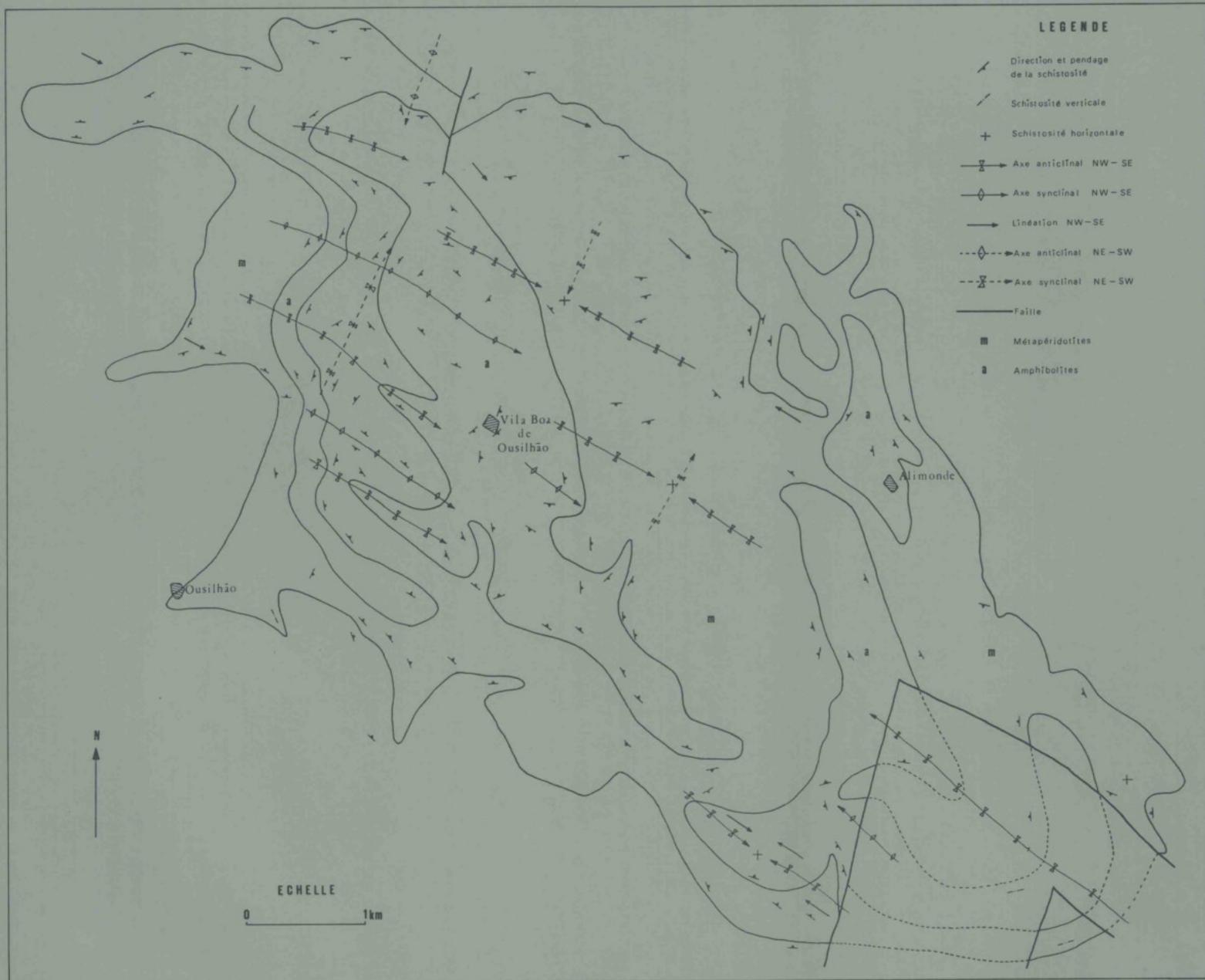
LEGENDE

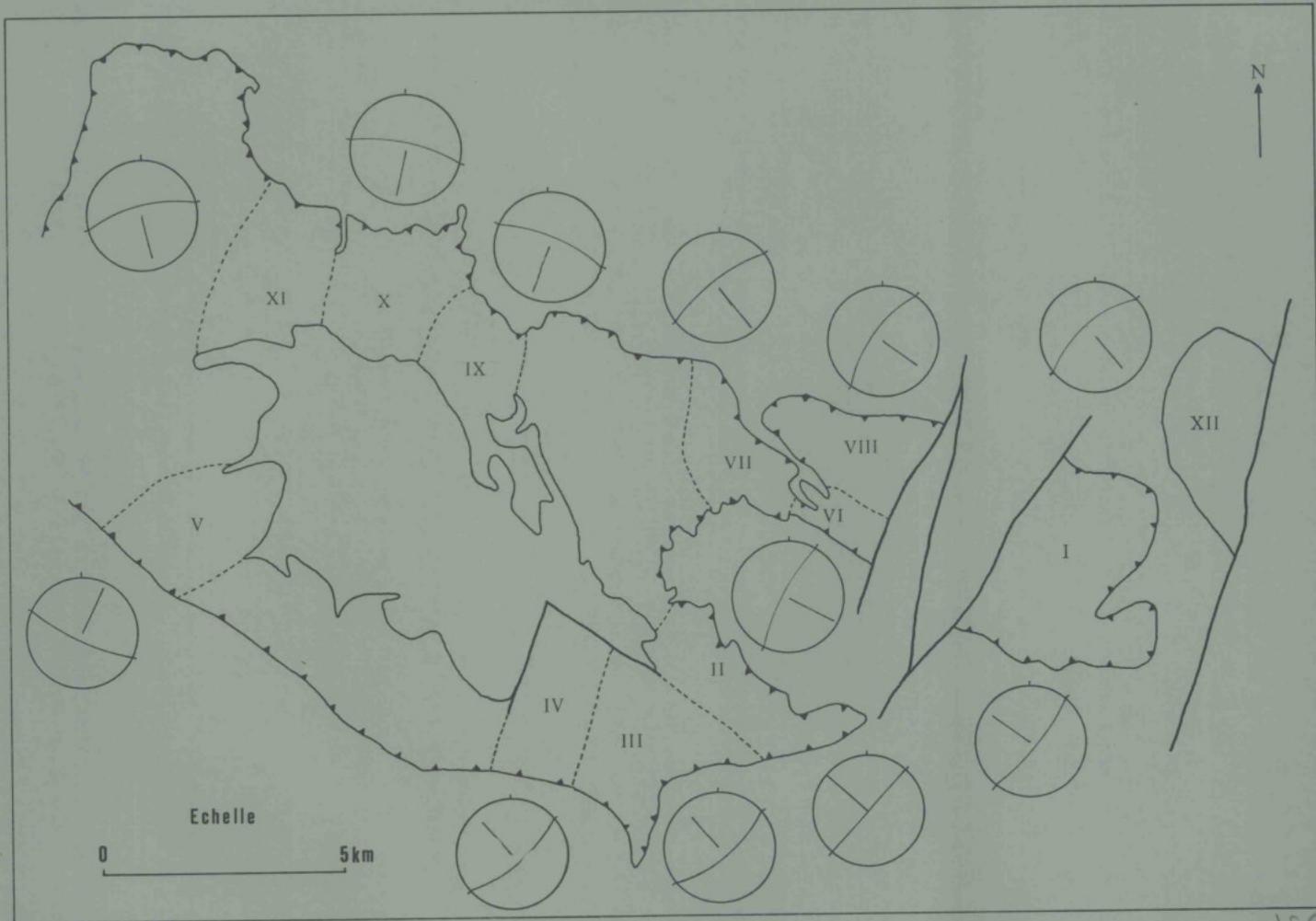
- SERIE METAMORPHIQUE BASIQUE ET ULTRABASIQUE
- Granulites
- Migmatites
- Blastomylonites basiques
- Blastomylonites ultrabasiques
- Amphibolites
- Serpentinizes
- Ecolites
- SERIE METAMORPHIQUE ACIDE
- Micaschistes
- Gneiss
- Conglomerats recentes
- Limite de formations
- Contact anormal
- Falhe
- Falhe mascarado
- Pendage

CARTE GEOLOGIQUE DU COMPLEXE DE BRAGANCA

0 1 2 3 4 5 km

186
1





186
3

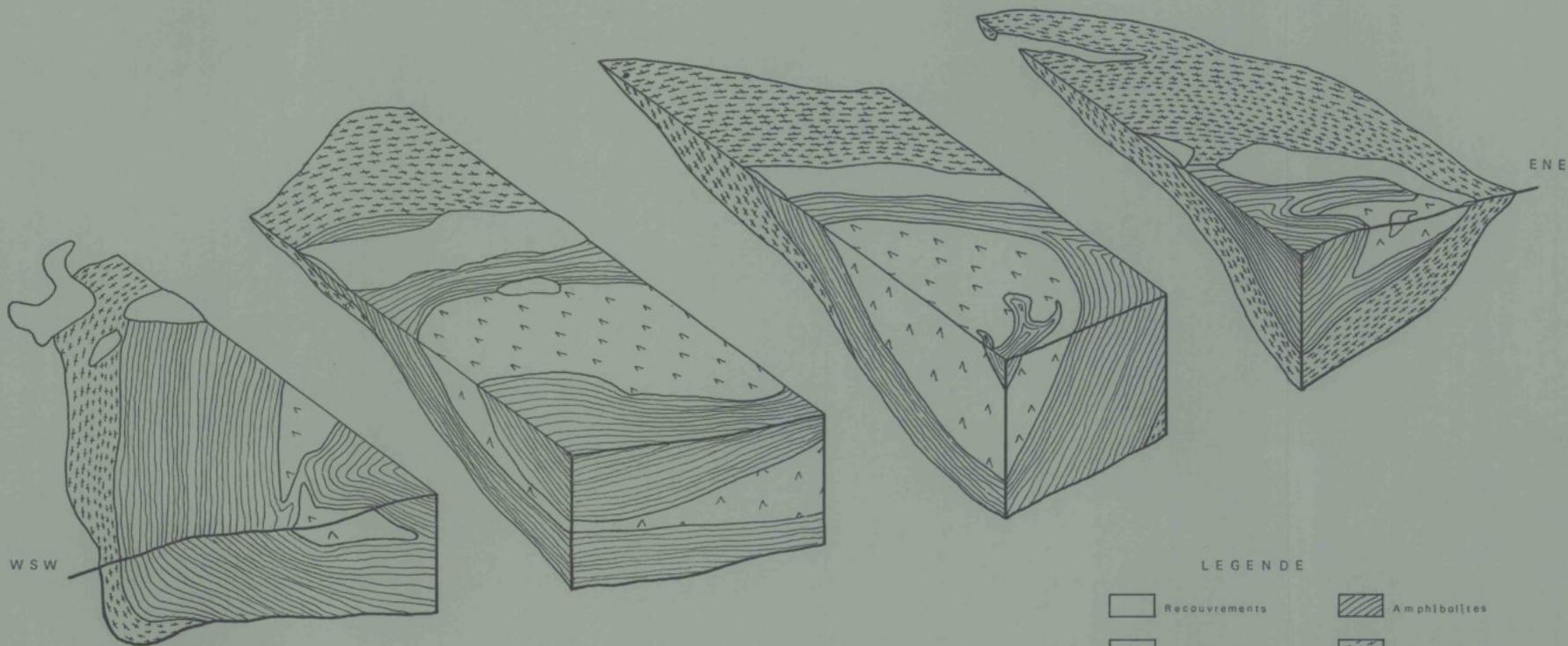
Tableau des evenements geologiques dans les complexes de Bragança et de Morais

PI.E

PREMIER CYCLE ANTEHERCYNIEN				DEUXIEME CYCLE ANTEHERCYNIEN			CYCLE HERCYNIEN	
stratigraphie	roches métamorphiques	faciès métamorphiques	tectonique	Couverture	Roches métamorphiques	faciès métamorphiques	tectonique	Métamorphisme tectonique
<p>Magmaisme initial basique et ultrabasique Dolérites basaltiques gabbros, troctolites pyroxénolites, ultrabasites</p> <p>Intercalations sédimentaires acides</p> <p>Sédiments péliitiques</p>	<p>Schistes amphibolitiques Serpentinites</p> <p>Amphibolites Serpentinites Amphibolites a résidus Gneiss a staurotite disthène et grenat Amphibolites a grenat Pyroxénites a grenat</p> <p>Granulites claires et sombres Métaperidotites Eclogites</p>	<p>Schistes verts</p> <p>Amphibolite almandin</p>	<p>Phase F₁ tangentielle sur axes E-W Schistosité S₁</p>	<p>Conglomérat de base et série schisto-gréseuse de type flysch</p>	<p>Micaschistes à séricite et chlorite avec recristallisations phénoblastiques (grenat biotite)</p> <p>Gneiss œillés</p>	<p>Schistes verts</p>	<p>Phase F₂ tangentielle sur axes N-S Schistosité S₂ = S₁ Phase F₃ (série acide seulement) Schistosité de fracture S₃</p>	<p>MÉTAMORPHISME HYDROTHERMAL</p> <p>Charriage des complexes à partir de la cordillère de Galice moyenne</p> <p>Deuxième phase tectonique hercynienne sur axes NW-SE (F₄)</p> <p>Troisième phase tectonique hercynienne sur axes NE-SW (F₅)</p>
				<p>Socié</p>	<p>Schistes amphibolitiques amphibolites rétro-morphosés (chlorite épidote)</p> <p>FRONT DE BLASTOMYLONITISATION</p> <p>Blastomyonitisation des amphibolites et pyroxénites a grenat des métaperidotites des granulites</p> <p>Rétromorphose des éclogites</p> <p>Migmatisation des granulites acides</p>			

Bloc diagramme. Complexe de Morais "moitié septentrionale"

Pl.F



WSW

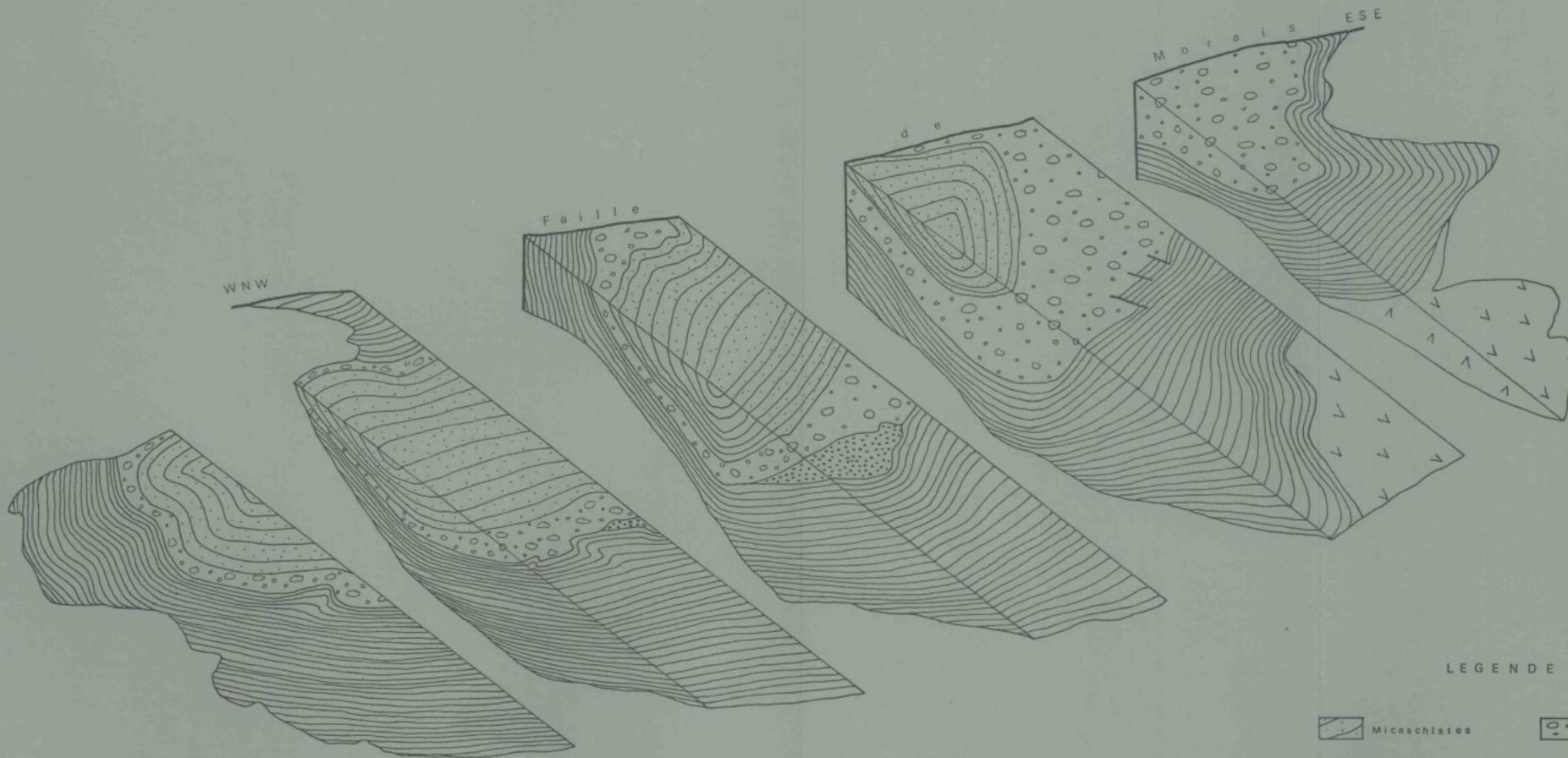
ENE

LEGENDE

- | | |
|---|--|
|  Recouvrements |  Amphibolites |
|  Ultrabasites |  Schistes |

ECHELLE: 1 / 100.000

186
5



LEGENDE

- | | |
|---|--|
|  Micaschistes |  Gneiss à lites |
|  Granulites |  Amphibolites |
|  Serpentinites | |

ECHELLE: 1 / 100.000

Bloc diagramme. Complexe de Bragança

Synclinal de Vila Boa de Ousilhao

PI.H



LEGENDE

- | | |
|---|--|
|  Pyroxénites |  Gneiss |
|  Métapériodites |  Amphibolites |
|  Blastomylonites | |

ECHELLE: 1/100.000

186
F

MEMÓRIAS DA COMISSÃO GEOLÓGICA DE PORTUGAL (1857-1869)

- 1865 — GOMES, B. A. — *Vegetais fósseis; — Flora fóssil do terreno carbonífero das vizinhanças do Porto, Serra do Bussaco e Molinho d'Ordem, próximo de Alcaer do Sal*. 46 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1865 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Da existencia do homem em epochas remotas no valle do Tejo; — Notícia sobre os esqueletos humanos descobertos no Cabeço da Arruda*. 40 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1866 — RIBEIRO, C. — *Estudos geológicos; — Descrição do terreno quaternário das bacias dos rios Tejo e Sado*. 164 p., 1 carta (com versão francesa por Dalhuny). Esgotada.
- 1866-67 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Molluscos fósseis; — Gasteropodes dos depósitos terciários de Portugal*. 2 fasc. 263 p., 28 est. (Com versão francesa por Dalhuny). Esgotada.
- 1867 — NERY DELGADO, J. F. — *Estudos geológicos; — Da existencia do homem no nosso solo em tempos mui remotos provada pelo estado das cavernas; — Notícia acerca das grutas de Cesareda*. 133 p., 3 est. (Com versão francesa por Dalhuny). Esgotada.
- 1867 — RIBEIRO, C. — *Estudos geológicos; — Memória sobre o abastecimento de Lisboa com águas da nascente e água do rio*. 119 p. Esgotada.
- 1868 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Monumentos pré-históricos; — Descrição de alguns dolmens ou antas de Portugal*. 97 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotada.

MEMÓRIAS DA SECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1869-1886)

- 1871 — RIBEIRO, C. — *Descrição de alguns sílex e quartzites lascados encontrados nas camadas dos terrenos terciário e quaternário das bacias do Tejo e Sado*. 57 p., 10 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1876 — NERY DELGADO, J. F. — *Terenos paleozóicos de Portugal; — Sobre a existencia do terreno siluriano no Baixo Alentejo*. 35 p., 2 est., 1 carta (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1878 — RIBEIRO, C. — *Estudos pré-históricos em Portugal; — Notícia de algumas estações e monumentos pré-históricos*, 1.º vol. 72 p., 21 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1880 — Idem — *Idem*, 2.º vol. 86 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1880 — CHOFFAT, P. — *Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal; — Le Lias et le Dogger au Nord da Tage*. (XII + 72) p.
- 1881 — VASCONCELOS PEREIRA CABRAL, F. A. DE — *Estudos de depósitos superficiais da bacia do Douro*. 88 p., 3 est.
- 1881 — HEER, O. — *Contribution à la flore fossile du Portugal*. 51 p., 29 est. Esgotada.
- 1885 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. Première étude; — Contrées de Cintra, Belas et de Lisbonne*, 76 p., 3 est. Esgotada.
- 1885 — NERY DELGADO, J. F. — *Terenos paleozóicos de Portugal; Estudo sobre os Bilobites e outros fósseis das quartzites da base do sistema silurico de Portugal*. 111 p., 43 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1886 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I; — Espèces nouvelles ou peu connues*. 1.ª série, 40 p. 18 est. Esgotada.

MEMÓRIAS DA COMISSÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1886-1892)

- 1885-88 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal; — Mollusques lamelibranches. Deuxième ordre. Asiphonidae*. 1.ª e 2.ª livraison, 76 p., 19 est. Esgotada.
- 1887-88 — LORIOI, P. DE — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. II; — Description des Echinodermes*. 2 fasc., 124 p., 22 est. Esgotada.
- 1887-88 — NERY DELGADO, J. F. — *Terenos paleozóicos de Portugal; — Estudo sobre os Bilobites e outros fósseis das quartzites da base do sistema silurico de Portugal*. Suplemento — 76 p., 12 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1888 — LIMA, W. DE — *Flora fóssil de Portugal; — Monographia do género Dicranophyllum (Sistema Carbonico)*. 14 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1889 — CHOFFAT, P. — *Étude géologique du tunnel du Roccio. Contribution à la connaissance du sous-sol de Lisbonne. Avec un article paléontologique par J. C. BERKELEY COTTER et un article zoologique par ALBERT GIRARD*. 106 p., 7 est. Esgotada.
- 1890-91 — LORIOI, P. DE — *Description de la faune jurassique du Portugal; — Embranchement des Echinodermes*. 179 p., 29 est. Esgotada.
- 1892 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silurica de Portugal; — Descrição de uma forma nova de Trilobite, Lichas (Uralichas) ribeiro*. 31 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotada.

MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1892-1899)

- 1898 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal; — Classe des Cephalopodes. 1^{re} série. Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras.* 82 p., 20 est. Esgotada.
- 1893 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal; — Mollusques lamellibranchés. Premier ordre. Siphonida.* 1^{re} livraison, 30 est. Esgotada.
- 1894 — SAPORTA, M. — *Flore fossile du Portugal; — Nouvelles contributions à la flore mésozoïque.* Accompagnés d'une notice stratigraphique par PAUL CHOFFAT. 238 p., 40 est. Esgotada.
- 1896 — LORICL, P. DE — *Description des Echinodermes tertiaires du Portugal.* Accompagnée d'un tableau stratigraphique par J. C. BERKELEY COTTER. 50 p., 13 est. Esgotada.
- 1897 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silurica de Portugal; — Novas observações acerca de Lichas (Uralichas) ribeiroi.* 85 p., 4 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1897-98 — SAUVAGE, H. E. — *Vertébrés fossiles du Portugal; — Contributions, à l'étude des poissons et des reptiles du Jurassique et du Crétacique.* 48 p., 10 est. Esgotada.
- 1898 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal; — Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues. 2^{me} série: — Les Ammonées du Bellasien des couches à Neolobites Vibrayeanus, du Turonien et du Sénonien.* 46 p., 20 est. Esgotada.

MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1899-1901)

- 1900 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal; — Deuxième étude; — Crétacique supérieur au Nord du Tage.* 287 p., 11 est. Esgotada.

MEMÓRIAS DA COMISSÃO DO SERVIÇO GEOLÓGICO DE PORTUGAL (1901-1918)

- 1901-1902 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal, Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues. 3^{me} série: — Mollusques du Sénonien à facies fluviomarín. 18 p., 2 est.; 4^{me} série — Espèces diverses et table des quatre séries. 67 p., 16 est. Esgotada.*
- 1908 — CHOFFAT, P. — *Contributions à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. I; — Le Crétacique Conducta.* 81 p., 9 est. Esgotada.
- 1908-1904 — DOLLFUS, G. F., BERKELEY COTTER, J. C. & GOMES, J. P. — *Mollusques tertiaires du Portugal; — Planches de Céphalopodes, Gastéropodes et Pélécyopodes, taissées par F. A. PEREIRA DA COSTA, accompagnés d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique.* 120 p., 1 quadro estratigráfico, 1 retrato e 27 est.
- 1904-1905 — KOBY, F. — *Description de la faune jurassique du Portugal; — Polypiers du Jurassique supérieur.* Avec notice stratigraphique par P. CHOFFAT. 168 p., 30 est. Esgotada.
- 1905 — CHOFFAT, P. — *Contribution à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. II; — Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola.* 48 p., 4 est. Esgotada.
- 1907 — ROMAN, F. & TORRES, A. — *Le Néogène continental dans la basse vallée du Tage (rive droite).* Avec une note sur les empreintes végétales de Pernes par M. FLICHE. 109 p., 6 est. Esgotada.
- 1908 — CHOFFAT, P. — *Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrabida.* 89 p., 10 est. Esgotada.
- 1908 — NERY DELGADO, J. F. — *Système silurique du Portugal; — Étude de stratigraphie paléontologique.* 247 p., 8 est. 1 quadro estratigráfico. Esgotada.
- 1909 — DOLLFUS, G. & BERKELEY COTTER, J. C. — *Mollusques tertiaires du Portugal: — Le Pliocène au Nord du Tage (Platanien).* 1^{re} partie, Pélécyopoda Précédé d'une notice géologique. 103 p., 9 est. Esgotada.
- 1910 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrains paléozoïques du Portugal: — Étude sur les fossiles des schistes à Néréites de San Domingos et des Schistes à Néréites et à Graptolites de Barrancos.* (Obra póstuma). 68 p., 51 est. Esgotada.
- 1911 — CHOFFAT, P. & BENSÁUDE, A. — *Études sur le séisme du Ribatejo du 23 avril 1909.* 146 p., 4 est. 2 cartas. Esgotada.
- 1912 — CHOFFAT, P. & BENSÁUDE, A. — *Estados sobre o sismo do Ribatejo de 23 de Abril de 1909.* (Versão do original francês). Esgotada.

MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1918-1952)

- 1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *O terramoto do 1.º de Novembro de 1755 em Portugal e um estado demográfico. Vol. I. Distritos de Faro, Beja e Évora.* p. 1 a 278, 7 est. Esgotada.
- 1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem, Vol. II. Distritos de Santarém e Portalegre.* p. 279 a 474, 5 est. Esgotada.
- 1928 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. III. Distrito de Lisboa.* p. 475 a 950, 5 grav. e 6 est.
- 1932 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. IV. Distritos de Leiria, Castelo Branco, Coimbra, Guarda, Aveiro e Viseu.* p. 951 a 1014 (Com uma notícia necrológica sobre o autor).

- 1937-38 — FREIRE DE ANDRADE, C. — *Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura*. 249 p., 7 esb. geol., 1 carta tectónica na escala de 1:1 000 000. (Com um sumário em inglês à parte).
- 1945 — TEIXEIRA, C. — *Nymphéacées fossiles do Portugal*. 13 p., 4 est.
- 1947 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal: — Brachiopodes*. 46 p., 19 est. Publicação póstuma. (Coordenação e preâmbulo por C. TEIXEIRA).
- 1948 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa, I.ª parte*. 119 p., 45 est.
- 1949 — RIBEIRO, C. — *Vues de la côte portugaise entre l'estuaire de la rivière de Maceira et Pedra do Frade à l'Ouest de Cezimbra*, 3 p., 18 est. Publicação póstuma. (Coordenação e texto de G. ZBYSZEWSKI). Esgotada.
- 1949 — ZBYSZEWSKI, G. — *Les vertébrés du Burdigalien supérieur de Lisbonne*. 77 p., 22 est.
- 1949 — MENDES CORREIA, A. & TEIXEIRA, C. — *A jazida pré-histórica de Eira Pedrinha (Condexa)*. 65 p., 16 est.
- 1950 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa, II.ª parte*. 33 p., 13 est.
- 1951 — CHOFFAT, P. — *Planches et coupes géologiques de la région éruptive au Nord du Tage*. 3 p., 23 est. 1 carte. Publicação póstuma. (Coordenada e apresentada por A. DE CASTELO BRANCO).
- 1952 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Esboços geológicos da parte ocidental de Angola*. Publicação póstuma. (Texto explicativo por M. MONTEGRO DE ANDRADE). 12 p., 8 est., 2 cartas.

MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (Nova Série)

- 1953 — BERGOUNIOUX, F. M., ZBYSZEWSKI, G. & CROUZEL, F. — *Les Mastodontes miocènes du Portugal*. 139 p., 60 est. (Mem. n.º 1).
- 1957 — LAPPARENT, A. F. DE & ZBYSZEWSKI, G. — *Les Dinosauriens du Portugal — 64 p., 36 est. (Mem. n.º 2).*
- 1959 — ZBYSZEWSKI, G. — *Étude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha*. 184 p., 11 est., 1 carta geológ. (Mem. n.º 3).
- 1959 — CASTELO BRANCO, A. DE, ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., VEIGA FERREIRA, O. DA, TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F., MACHADO, F., NASCIMENTO, J. M., DENIZ, A. F. & TAZIEFF, H. — *Le Volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos*. 104 p., 5 quadros, 2 cartas geológ. (Mem. n.º 4). Contém, em carteira, *Notícia explicativa da folha Faial (Açores) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1:25 000* por G. ZBYSZEWSKI, F. MOITINHO DE ALMEIDA, O. DA VEIGA FERREIRA & C. TORRE DE ASSUNÇÃO.
- 1959 — REAL, F. — *Intrusões Kimberlíticas da Lunda. Contribuição para o conhecimento do Karroo de Angola*. 118 p., II fig., 36 est. Contém, em carteira, 3 esboços geológicos. (Mem. n.º 5).
- 1960 — SUNAGAWA, I. — *Growth and etch features of hematite crystals from the Azores Islands, Portugal*. 47 p., 17 fig., 21 est. (Mem. n.º 6).
- 1961 — RUGET-PERROT, CH. — *Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage*. 197 p., 11 est., 3 cartas. (Mem. n.º 7).
- 1961 — LEISNER, V., ZBYSZEWSKI, G. & VEIGA FERREIRA, O. DA — *Les grottes artificielles de Casal Pardo (Palmela) et la culture du vase campaniforme*. 62 p., 22 est. (Mem. n.º 8).
- 1962 — CUNHA, J. C., MACHADO, F., RICHARDS, A. F., HERSEY, J. B., MC GUINNESS, W. T., ZBYSZEWSKI, G., VEIGA FERREIRA, O. DA, CAMPOS, V. S. & GARCIA, J. A. S. — *Le Volcanisme de l'île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos (Deuxième partie)*, 54 p., 11 fig., 13 est. (Mem. n.º 9).
- 1962 — ASSUNÇÃO, C. F. TORRE DE — *Rochas graníticas do Minho e Douro. Novos elementos para o seu conhecimento*. 73 p., 12 est. (Mem. n.º 10).
- 1965 — CARVALHOSA, A. BARROS — *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo)*. 132 p., 9 fig., 1 carta, 9 est. (Mem. n.º 11).
- 1966 — FERREIRA, O. DA VEIGA — *La culture du vase campaniforme au Portugal*. 123 p., 16 fig., 24 est. (Mem. n.º 12).
- 1967 — ANTUNES, M. TELLES — *Um Mesosauquiano do Liásico de Tomar (Portugal). Considerações sobre a origem dos Crocodilos*. 66 p., 10 fig., 6 est. (Mem. n.º 13).
- 1968 — KÖHNE, W. G. & KREBS, B. — *Contribuição para a fauna do Kimeridgiano da mina de lignito Guimaraota (Leiria, Portugal)*. I Parte 53 p., 25 fig. (Mem. n.º 14).
- 1968 — CARVALHO, A. M. GALOPIM DE — *Contribuição para o conhecimento geológico da bacia terciária do Tejo*. 217 p., 26 fig., 20 est. (Mem. n.º 15).
- 1969 — LEISNER, V., ZBYSZEWSKI, G., FERREIRA, O. V. — *Les Monuments préhistoriques de Prata das M'ças et de Casainhos*. 100 p., 36 est. (Mem. n.º 16).
- 1971 — HAHN, G., HELMDACH, F. F. — *Contribuição para o conhecimento da fauna do Kimeridgiano da mina de lignito Guimaraota (Leiria, Portugal)*. II Parte. III — *The dentition of the Paulchoffatidae (Multituberculata, Upper Jurassic)*. IV — *Stratigraphy and Ostracod — Fauna from the Coal Mine Guimaraota (Upper Jurassic)*. (88 p., 43 fig., 4 est., 4 estend. (Mem. n.º 17).
- 1971 — GONÇALVES, FRANCISCO — *Subsídios para o Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano*. 62 pag., 4 fig., 2 estend., VII est. (Mem. n.º 18).
- 1971 — RAMALHO, MIGUEL M. — *Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal)*. 218 p., 11 fig., 7 estend., 39 est. (Mem. n.º 19).