



Ophiolites et croûte océanique : tectonique et environnement sédimentaire : apports des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitifères du Queyras (Alpes franco-italiennes)

Yves Lagabrielle

► To cite this version:

Yves Lagabrielle. Ophiolites et croûte océanique : tectonique et environnement sédimentaire : apports des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitifères du Queyras (Alpes franco-italiennes). Pétrographie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 1982. Français. NNT : . tel-00795296

HAL Id: tel-00795296

<https://theses.hal.science/tel-00795296>

Submitted on 27 Feb 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE
BRETAGNE OCCIDENTALE



LAGABRIELLE (Y.)
TROISIÈME CYCLE : GÉOLOGIE
Océanologie et Géodynamique

CENTRE OCÉANOLOGIQUE
DE BRETAGNE



Yves LAGABRIELLE

THESES

**OPHIOLITES ET CROUTE OCEANIQUE
TECTONIQUE ET ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE :**

Apports des données océaniques à l'interprétation
géologique des séries ophiolitifères du Queyras
(Alpes franco-italiennes)

THÈSE DE DOCTORAT DE 3ÈME CYCLE

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
P 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

2

13 MAI 1983



BREST 1982



TROISIÈME CYCLE : GÉOLOGIE
Océanologie et Géodynamique



Yves LAGABRIELLE

**OPHIOLITES ET CROUTE OCEANIQUE
TECTONIQUE ET ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE :**

Apports des données océaniques à l'interprétation
géologique des séries ophiolitifères du Queyras
(Alpes franco-italiennes)

J

THÈSE DE DOCTORAT DE 3ÈME CYCLE

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

13 MAI 1983



BREST 1982

10168880

THESE
présentée pour l'obtention
du
DIPLOME DE DOCTEUR DE 3e CYCLE
à
L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Sciences de la Terre
Spécialité : Océanologie et Géodynamique

par
Yves LAGABRIELLE

OPHIOLITES ET CROUTE OCEANIQUE
TECTONIQUE ET ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE
Apport des données sous-marines à l'interprétation
géologique des séries ophiolitifères du Queyras
(Alpes franco-italiennes)

Soutenue le 25 mars 1982 devant la Commission d'Examen :

M.M. Michel GRAVELLE, Professeur, Brest	Président
René BLANCHET, Professeur, Brest	Examineur
Jean Marie AUZENDE, Chercheur C.O.B.	Examineur
Pierre TRICART, Maître de Conférences, Sfax, Tunisie	Examineur
Marcel LEMOINE, Directeur de Recherche C.N.R.S. Grenoble	Examineur
René DAME, S.N.E.A.(P)	Examineur

Je tiens à remercier les nombreuses personnes qui ont participé à la maturation ou à l'achèvement de ce travail, ainsi que les membres du Jury qui ont accepté de le juger :

R. Blanchet, M. Lemoine et P. Tricart qui ont proposé le thème de recherche, qui m'ont guidé sur le terrain et qui m'ont initié à la géologie des schistes lustrés ;

J.M. Auzende qui m'a permis de plonger en submersible, sur le Banc de Gorringe et qui a suivi la partie "océanique" de ce travail.

Les personnes précitées ainsi que C. Mével, M. Ohnenstetter, A. Nicolas, R. Caby, R. Maury, J.L. Olivet, M. Bourbon, M. Gravelle, S. Fudral, J.F. Stéphan, F. Guillocheau, grâce à qui, au cours de nombreuses discussions, mes idées et interprétations ont pu progresser ;

R. Pollino, R. Nervo et F. Dutto qui m'ont fait découvrir la géologie en Piémont ;

S. Floch qui a taillé les lames minces,

J.L. Travers qui a dessiné les cartes géologiques et qui a réalisé les planches photos,

J. Rolet qui a assuré la frappe du manuscrit,

G. Quentel qui, au cours de ces années brestoises, a résolu de nombreux problèmes d'avant-dernière minute,

Martine Lagabrielle qui a réalisé le lettrage des figures,

C. et M. Frendo qui nous ont si bien accueillis et hébergés en Queyras.

SOMMAIRE

RESUME

ABSTRACT

AVANT-PROPOS..... p. 1

PARTIE I - DEMANTELEMENT ET TRANSPORT DE GABBROS, DE SERPENTINITES ET DE BASALTES
EN DOMAINE SOUS-MARIN PROFOND : OBSERVATIONS DIRECTES PAR SUBMERSIBLE,
IMPORTANCE DANS LES OCEANS..... 3

PARTIE II - LES OPHIOLITES DU QUEYRAS ET LEURS COUVERTURES : ANALYSE TECTONIQUE ET
CONTEXTE METAMORPHIQUE (MASSIFS DU BRIC BOUCHET, DU PELVAS ET DE
ROCCA BIANCA)..... 47

PARTIE III - ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DETAILLEE DES COUVERTURES SEDIMENTAIRES
DES OPHIOLITES DU QUEYRAS : COMPARAISONS REGIONALES ET ACTUALISTES,
SIGNIFICATIONS, IMPORTANCE POUR LE PALEOENVIRONNEMENT DE L'OCEAN
PIEMONTAIS..... 125

CONCLUSIONS GENERALES..... 177

BIBLIOGRAPHIE, TABLE DES MATIERES, LISTE DES FIGURES, PLANCHES et TABLEAUX..... 179

18 AOÛT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F-38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

RESUME

Ce travail contient les résultats d'une analyse comparative menée entre des séries ophiolitifères de la nappe des schistes lustrés dans la région du Queyras et des données sous-marines. Ces dernières comprennent :

1) Une observation de la croûte océanique du Banc de Gorringe (SW Portugal) effectuée par l'auteur lors d'une plongée du submersible CYANA.

2) Une revue des dragages, carottages et forages réalisés dans diverses provinces des océans actuels et concernant toutes les manifestations du démantèlement et du transport de matériaux de la croûte et du manteau océaniques.

Le mémoire comporte trois parties distinctes qui peuvent être abordées séparément. Les deux premières sont avant tout descriptives. Elles rendent compte :

1. Des données sous-marines (première partie). L'observation directe d'affleurements sous-marins révèle l'existence, jusqu'alors mésestimée, des processus de démantèlement et de transport de basaltes, de gabbros et de serpentinites. Ces processus produisent un volume important de matériel détritique ophiolitique dispersé dans les sédiments, tant sur le Banc de Gorringe que dans les fractures océaniques, les zones d'accrétion, certaines zones de subduction, les bassins marginaux, etc...
2. De l'analyse structurale de 3 secteurs du Queyras (deuxième partie). L'étude des déformations et des métamorphismes superposés permet, en les effaçant successivement, de remonter à la disposition primitive des séries sédimentaires sur le substratum océanique. Cette partie, permet en outre de préciser la géométrie initiale que présentait le plancher océanique avant le dépôt des premiers sédiments.

La troisième partie utilise ces résultats pour dégager plusieurs caractères relatifs au paléoenvironnement d'un secteur de l'Océan piémontais. Ces caractères sont les suivants :

1. L'existence d'une série pélagique comparable à celle de Chabrière reposant sur un substratum océanique tectonisé avant le Jurassique supérieur et constitué à l'affleurement, de basaltes, de serpentinites, de gabbros foliés et de brèches mono ou polygéniques de matériel ophiolitique. Cette discordance intra-océanique ainsi caractérisée scelle un épisode de déformation qui a permis à des roches d'origine profonde (péridotites serpentinisées, gabbros foliés) de parvenir au toit du substratum océanique. Cette tectonique précoce majeure aurait pu être contemporaine de l'expansion océanique.
2. Le développement important, à plusieurs niveaux de la couverture sédimentaire, d'horizons de matériel ophiolitique détritique de granulométrie variée (sable, graviers, blocs...). Ces niveaux sont interprétés comme les témoins d'événements tectoniques affectant le bassin au Crétacé inférieur et provoquant la réactivation d'escarpements sous-marins constitués de gabbros, de basaltes ou de serpentinites, dans une tectonique compressive ou distensive.
3. Une variété dans les successions lithostratigraphiques des séries supraophiolitiques a été observée. Elle est à mettre en relation avec les affinités paléogéographiques différentes des domaines de dépôt. Ces faits permettent de proposer un schéma paléogéographique dans lequel on replace les séries concernées.
4. Par comparaison avec des données disponibles sur les zones de fracture, les dorsales et les bassins marginaux, et surtout grâce aux observations directes effectuées en submersible sur le Banc de Gorringe, le paysage et le cadre des dépôts sur l'ancien fond océanique ont pu être précisés. L'analyse lithostratigraphique détaillée permet de trouver, sur des massifs océaniques du type Banc de Gorringe, des modèles sédimentaires applicables aux terrains alpins étudiés.

ABSTRACT

The purpose of this study is a comparison between field observations on the ophiolite-bearing "nappe des schistes lustrés" in the Queyras area (French-Italian Alps) and two kinds of submarines data coming from :

1. A submersible (SP 3000 CYANA) survey of the oceanic crust and mantle out-cropping on the flanks of the Gorringe Bank (SW Portugal, Atlantic Ocean).
2. A review of the main ocean dredging and coring in which disaggregation and reworking of oceanic crust and mantle has been documented.

This work is subdivided into three independent and distinct parts.

- 1) *Submarine data (first part)*. Observations made from the submersible CYANA on the Gorringe Bank have shown that processes of alteration, disintegration and transport of basalts, gabbros and serpentinites are very active on the ocean bottom. These processes supply a significant volume of detritic material then scattered in pelagic sediments. They are not only active on the Gorringe Bank, but also in fracture zones, medio-oceanic ridges, marginal basins, etc...
- 2) *Structural and tectonic analysis of three ophiolitic massives and their sedimentary cover (Queyras) (Second part)*. A detailed study of the superimposed deformation and metamorphisms in those alpine massives allows us to reconstruct the former intraoceanic geometry of the basement and its original sedimentary cover.

In the third part, using a comparison between field and oceanic observations, we discuss some characteristics of the ancient "Piemontais" Ocean. Those characteristics are the following :

- a) The existence of Late Jurassic to Cretaceous, pelagic sequences lying unconformably on a tectonized oceanic basement made of pillows, brecciated pillows, serpentinites, foliated gabbros, monogenic or polygenic ophiolitic breccias. This intraoceanic major discontinuity means that tectonic events occurred in the oceanic basement. Such events could have been contemporaneous with the initial sea floor spreading.
- b) The presence in the sedimentary cover of the ophiolites of ophiolitic clasts ranging in size from millimetric grains to metric olistoliths. This kind of detritism can be interpreted as the result of tectonic activity during the Lower Cretaceous sedimentation.
- c) The variability of supraophiolitic sequences reflect different types of original physiographic environments such as fracture zones or Gorringe type massives and surrounding areas.

Our field studies have led us to elaborate in a first step sedimentologic and phenomenologic models. These models have then been verified and improved with the help of the submarine observations made on the Gorringe Bank. Lastly, such refined models can be used in a feed-back way, to the study of various alpine ophioliteiferous units.

AVANT-PROPOS

Ce travail présente les résultats d'analyses à plusieurs échelles menées parallèlement sur le terrain (dans les séries ophiolitiques du Queyras) et dans l'océan (directement sur la croûte océanique affleurant au Banc de Gorringer et indirectement par les nombreuses données bibliographiques).

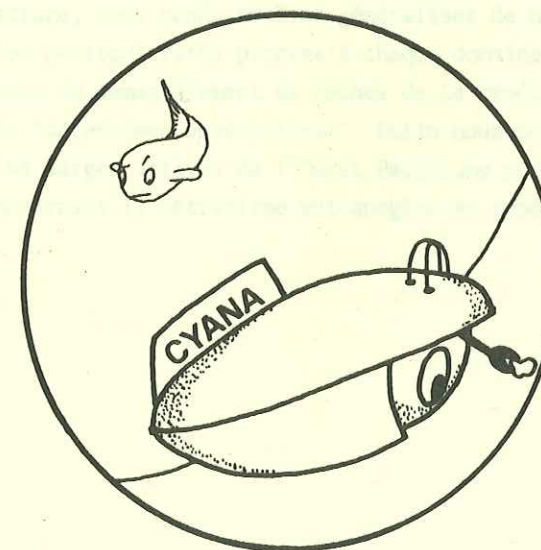
Sur le terrain, l'observation en grand détail des ophiolites et de leurs couvertures, replacées dans un cadre tectono-métamorphique régional, a conduit à décrire une succession de processus sédimentaires liés à une tectonique intra-océanique.

Dans l'océan, l'existence de ces processus est maintenant confirmée ; leur déroulement est mieux compris et se trouve précisé.

Cette démarche n'est pas un aller simple du continent vers l'océan. C'est une succession d'allers-retours de plus en plus fructueux à mesure qu'ils deviennent plus nombreux. Rendre compte par écrit, de cette démarche et de ses hésitations est difficile. Aussi, après avoir d'abord présenté les données océaniques, nous montrerons simplement qu'elles permettent de résoudre, dans le cadre d'une même logique générale, des problèmes que présentent des affleurements d'ophiolites dans les chaînes de montagnes.

PARTIE I

DEMANTELEMENT ET TRANSPORT DE GABBROS, DE SERPENTINITES ET DE BASALTES
EN DOMAINE SOUS-MARIN PROFOND : OBSERVATIONS DIRECTES PAR SUBMERSIBLE,
IMPORTANCE DANS LES OCEANS.



PARTIE I

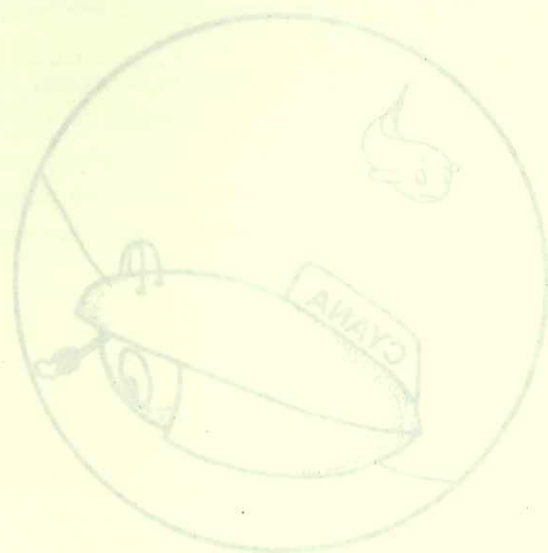
DEMANTELEMENT ET TRANSPORT DE GABBROS, DE SERPENTINITES ET DE BASALTES
EN DOMAINE SOUS-MARIN PROFOND : OBSERVATIONS DIRECTES PAR SUBMERSIBLE,
IMPORTANCE DANS LES OCEANS.

INTRODUCTION

Lors d'une plongée effectuée en soucoupe SP 3000 CYANA, sur le Banc de Gorringe, sont apparus des éléments de réponse à une question née sur le terrain.

L'altération sous-marine profonde peut-elle créer des sables, graviers et blocs de gabbro en quantité suffisante pour être dispersés dans les sédiments ambiants ?

Cette première partie développe d'abord les éléments de la réponse et les élargit à d'autres roches du cortège ophiolitique. Un regard sur d'autres secteurs océaniques, les rides et les zones de fracture, nous conduira à en généraliser de nombreux aspects, tout en s'attachant à dégager les particularités propres à chaque domaine. L'analyse des produits détritiques océaniques issus du démantèlement de roches de la croûte et du manteau permet que l'on utilise le terme de "*détritisme ophiolitique*". Enfin nous considérerons d'autres domaines océaniques, notamment les marges actives de l'Ouest Pacifique pour compléter ces chapitres par un bilan des données concernant le détritisme volcanogène en général.



CHAPITRE I

OBSERVATIONS PAR SUBMERSIBLE DU DEMANTELEMENT DE GABBROS ET DE SERPENTINITES
EN DOMAINE SOUS-MARIN PROFOND (800-3000 m)

RESULTATS DE LA CAMPAGNE CYAGOR II SUR LE BANC DE GORRINGE

A - CADRE GEOLOGIQUE DES PLONGEES : LE BANC DE GORRINGE

Le Banc de Gorringe est une structure intraocéanique d'axe NE-SW de 200 km de long, située au large du Portugal (Auzende *et al.*, 1979 ; Groupe CYAGOR II, 1982). Elle est constituée par deux reliefs d'ampleur égale, le Mont Gettysburg au SW et le Mont Ormonde au NE (fig. 1).

La campagne CYAGOR II confirme et apporte des éléments nouveaux au modèle de structure et d'évolution proposé à l'issue de la campagne CYAGOR I (1977) (Auzende *et al.*, 1979).

Le Mont Gettysburg est constitué de péridotites mantelliques et le Mont Ormonde essentiellement de gabbros. Le contact entre péridotites et gabbros, d'orientation E-W, a été observé sur le flanc NE du Mont Gettysburg. Des travaux pétrographiques en cours permettent d'avancer que ce contact est très probablement anormal (Mevel, communication orale).

Le Mont Ormonde est recouvert de produits volcaniques alcalins d'âge plus récent (70-50 MA) que les gabbros de la croûte océanique (135-110 MA) (Feraud *et al.*, 1977).

La situation topographique élevée du banc résulte d'une succession d'événements tectoniques à mettre en relation avec sa position à la frontière des plaques Afrique et Europe durant l'ouverture de l'Atlantique Nord. Cette situation topographique anormale et la nature des roches qui constituent le banc l'apparentent étroitement à un massif ophiolitique encore "enraciné" en milieu océanique.

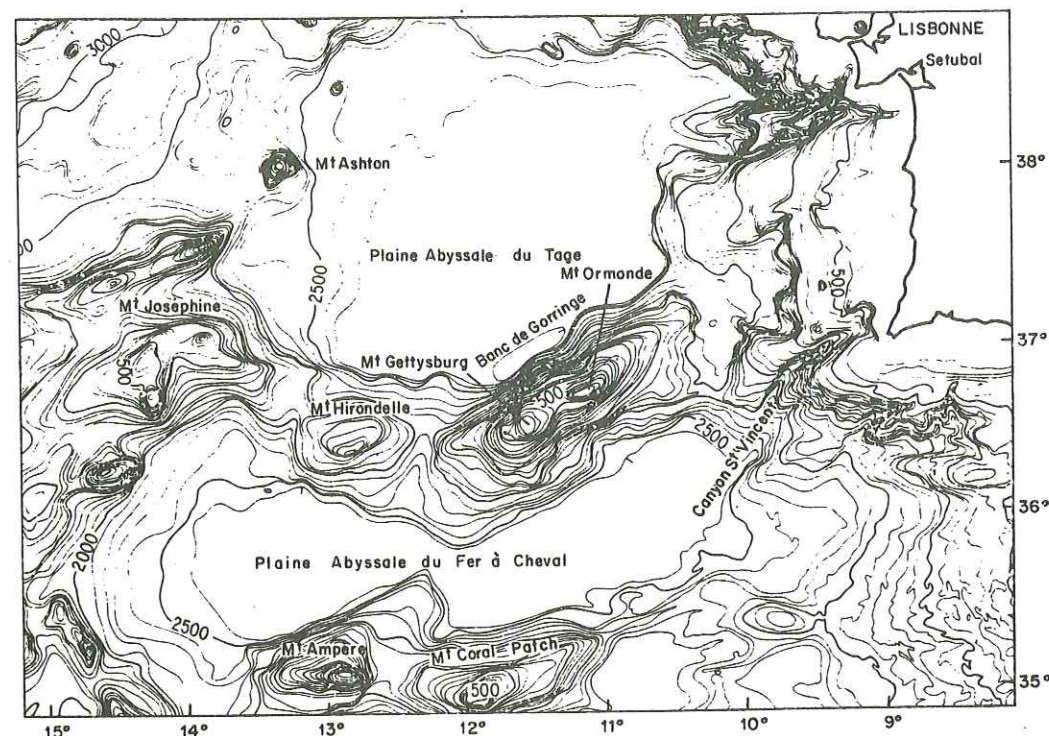


FIG. 1(a) .- Localisation du banc de Gorringe

Le Banc de Gorringe serait un relief de faille transformante océanique né au cours de la distension triasico-liasique (Olivet *et al.*, 1981). Un premier basculement vers le NE provoque la mise à l'affleurement de serpentinites sur lesquelles se déposent des sédiments barrémo-aptien. L'ampleur de cette phase anté barrémo-aptien est telle que les sédiments se déposent sur du manteau océanique. Le banc est soumis ensuite à des jeux soit cisailants, soit compressifs, au cours de l'évolution de l'Atlantique Nord. En effet, au Crétacé supérieur et à l'Eocène, et durant le Miocène moyen et supérieur, le mouvement entre les plaques Europe et Afrique, dont le Banc de Gorringe forme une partie de la frontière, est essentiellement du raccourcissement. La position frontalière du Banc lui permet d'enregistrer, dans sa structure, les événements consécutifs aux mouvements des plaques considérées.

Le modèle que l'on peut présenter pour le Banc de Gorringe est donc celui d'un panneau de croûte océanique, basculée et tectonisée dont la surrection est le résultat d'une histoire polyphasée où les événements compressifs prennent une part importante.

Lors des 12 plongées de la campagne CYAGOR II (fig. 1), ont été observés des phénomènes liés à la désagrégation sous-marine de roches du cortège ophiolitique : gabbros, serpentinites, dolérites. Nous détaillerons les observations de la plongée CY 14-81 effectuée dans une zone où, sur le Mont Ormonde (fig. 1), affleurent des gabbros traversés par quelques filons doléritiques (Lagabrielle *et al.*, 1982). Nous généraliserons nos conclusions en faisant appel aux descriptions rapportées par d'autres participants à cette campagne.

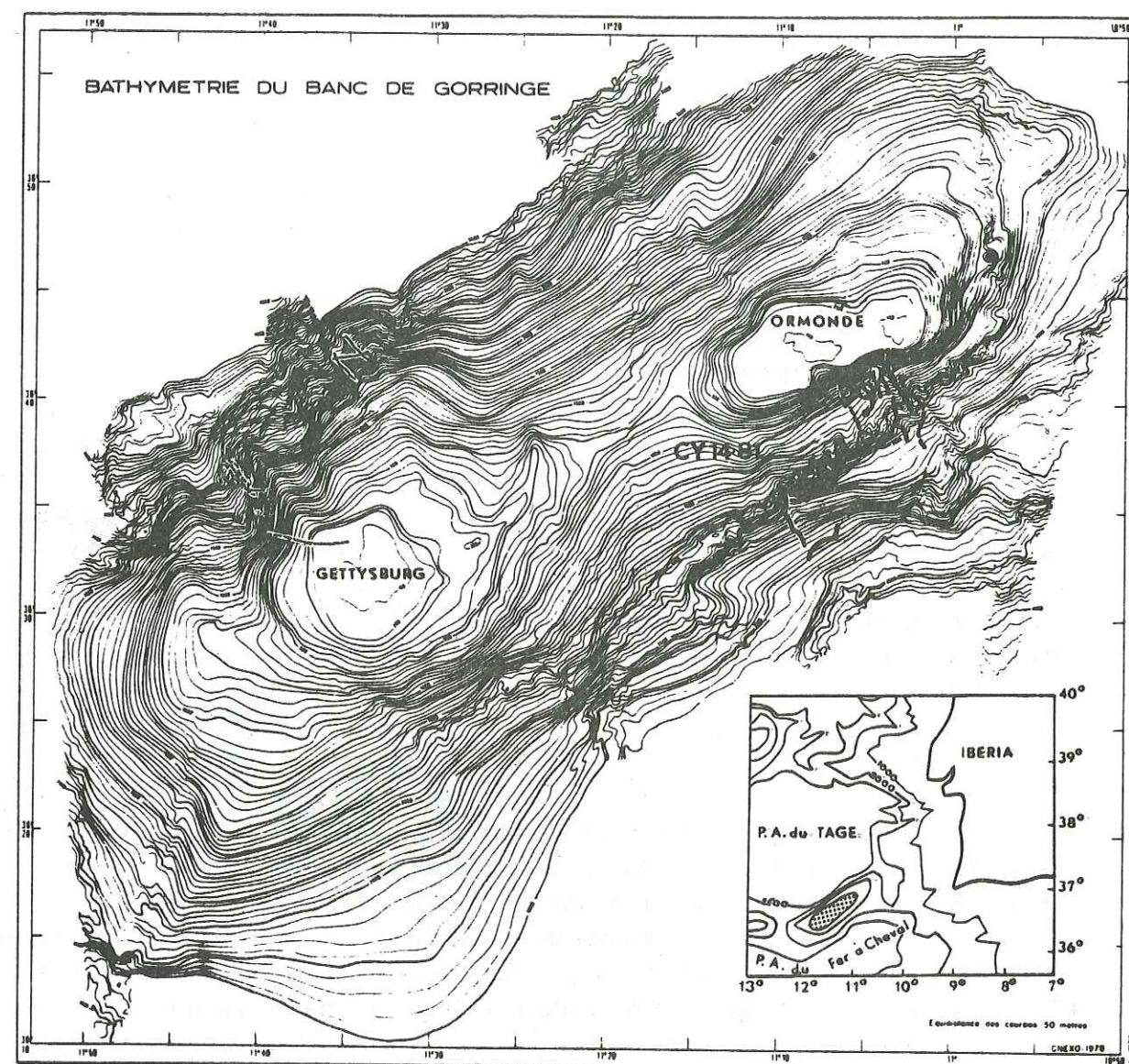


FIG. 1(b) .- Trajet des plongées de la campagne CYAGOR II (en traits continus) (en tiretés, campagne CYAGOR I).

B - DEMANTELEMENT DES GABBROS : LES RESULTATS DE LA PLONGEE CY 14-81

1) Objectifs

Cette plongée d'une durée totale de 4 h à environ 800 m de fond avait pour objectif de prélever un échantillon orienté de gabbro en utilisant un nouveau carottier porté et mis en oeuvre par la soucoupe. Pour atteindre cet objectif, il était nécessaire de rechercher un site favorable à l'implantation de l'outil. Ces impératifs nous ont contraints à évoluer dans un secteur restreint. C'est pourquoi une observation minutieuse et complète des phénomènes que nous rapportons ci-après, a été rendue possible.

2) Le Paysage sous-marin (figs. 2 et 3)

Cette plongée a révélé un paysage sous-marin très accidenté, constitué d'une succession de petites falaises étagées. Chaque falaise de quelques mètres de hauteur nourrit une vaste zone d'éboulis qui s'étend à ses pieds. Ces éboulis viennent parfois mourir sur des replats ou sur de faibles pentes, recouverts de vase actuelle. La densité des fractures s'accroît vers le sommet des falaises, de sorte que celles-ci se trouvent couronnées par un chaos de blocs en équilibre instable. Une bonne image de ce paysage pourrait être celle fournie par un versant montagneux où de nombreux escarpements alimentent des éboulis chaotiques ; dans ce paysage, des pentes plus douces, enneigées, parsemées de quelques rochers seraient comparables aux replats sous-marins recouverts de vase actuelle supportant des blocs épars (fig. 3).

3) Taille, forme et nature des éléments détritiques

La taille des éléments provenant de la désagrégation des dolérites et des gabbros varie de celle du grain de sable à celle du bloc plurimétrique. Les cailloutis et les petits blocs (5 cm à 30 cm) sont anguleux alors que les éléments métriques montrent des formes arrondies. Les éléments sableux, que nous avons pu échantillonner, sont des fragments monominéraux de pyroxène, rarement de plagioclase, ou des fragments rocheux de dolérite. Ils sont mêlés à des bioclastes variés (fragments de tests d'huîtres et autres lamellibranches) dans des proportions dépendant du lieu de la collecte. Les lithoclastes sont très abondants le long de fortes pentes. Les bioclastes dominent sur les pentes faibles et les replats.

La fréquence des éléments gabbroïques est très élevée. 100 % des blocs métriques et plurimétriques observés sont des gabbros. 5 % environ des cailloutis et petits blocs sont des fragments de roches apparentées aux filons. Ces apports reflètent les proportions des roches observées en place à l'affleurement. Les filons sont en effet rares, parfois totalement absents.

4) Répartition dans le paysage (fig. 4 et planche A)

1. Les blocs de grande taille (plusieurs mètres) se rencontrent à de grandes distances de tout affleurement, dans les plaines ou replats recouverts de sédiments pélagiques.

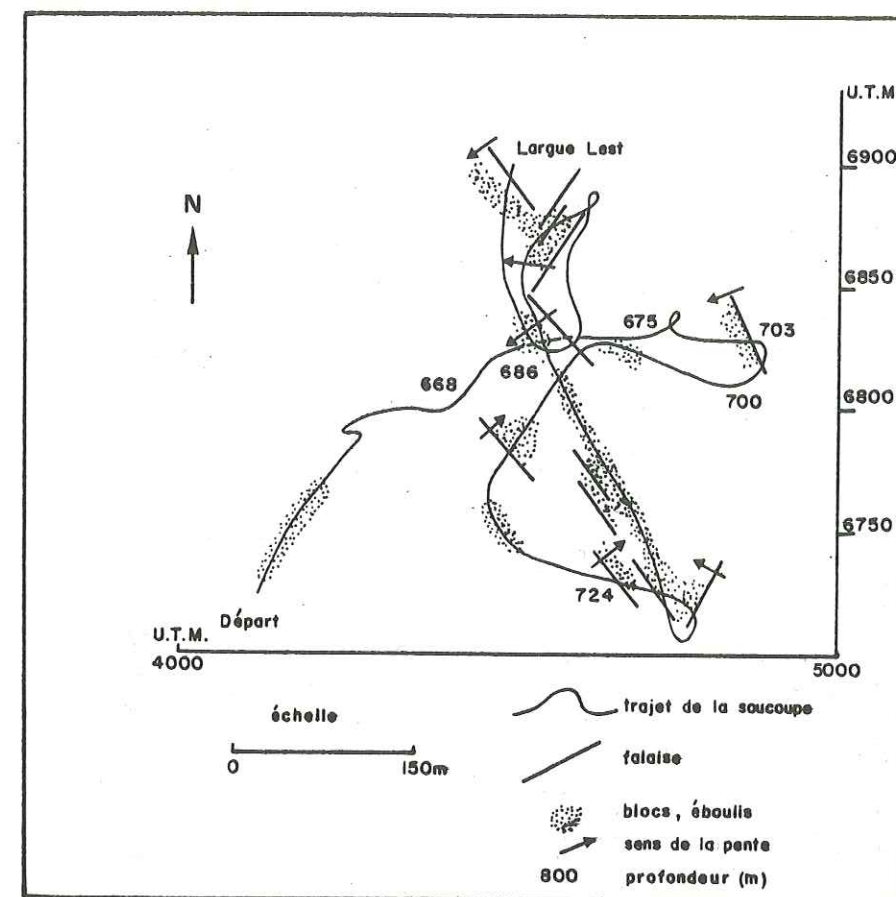


FIG. 2.- Trajet de la soucoupe et topographie sommaire dans le secteur de la plongée CY14-81.



FIG. 3.- Type de paysage sous-marin rencontré sur le Mont Ormonde où affleurent les gabbros.

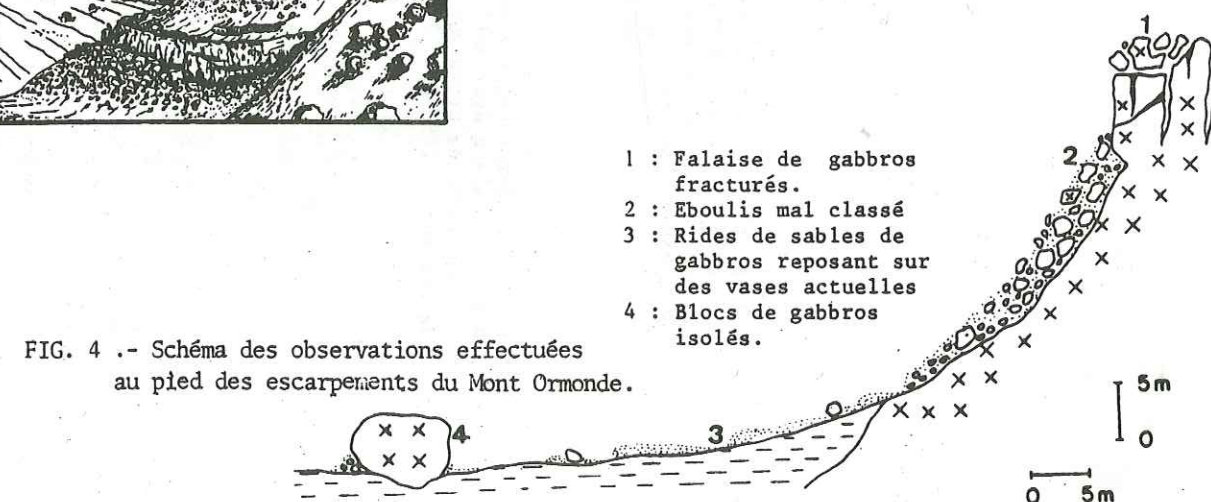


FIG. 4.- Schéma des observations effectuées au pied des escarpements du Mont Ormonde.

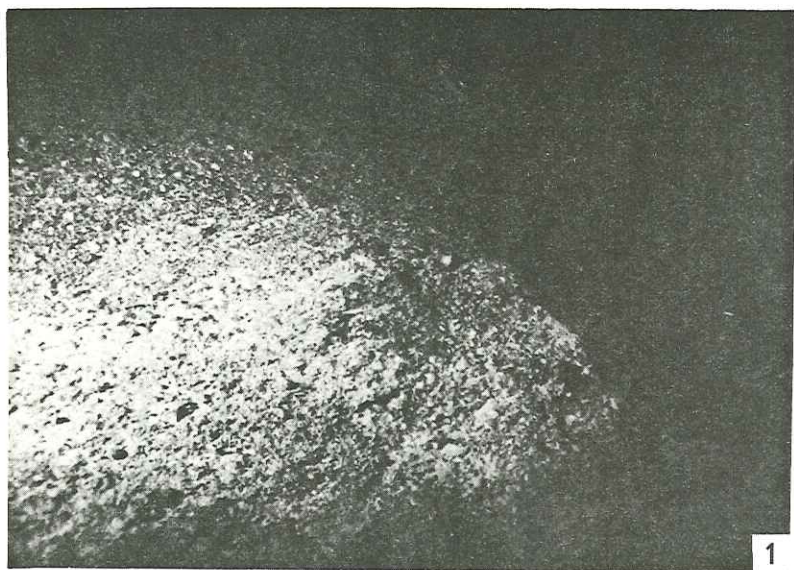
A₁ - Sables, cailloutis et blocs de gabbros répandus sur les vases actuelles autour d'un affleurement de gabbros (plongée CY 14 sur le banc de Gorringer -692 m).

A₂ - Eboulis au pied d'une falaise de gabbro (plongée CY 14 sur le banc de Gorringer -669 m).

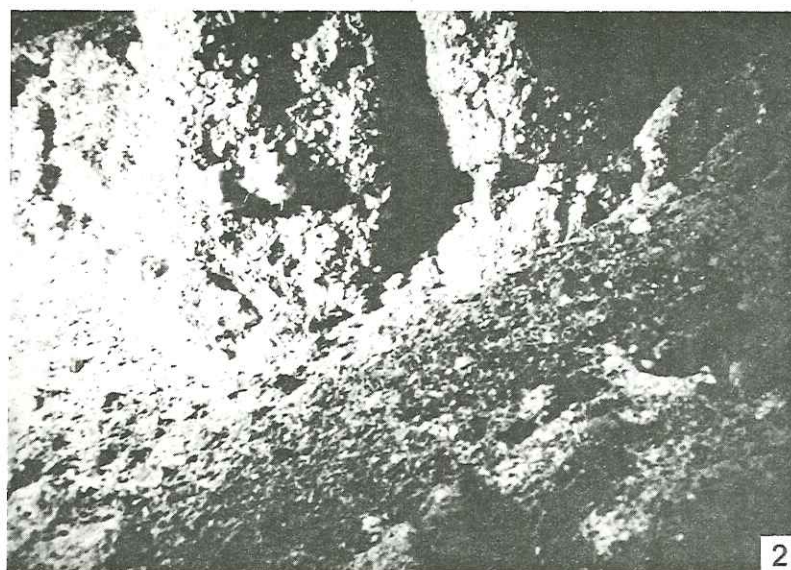
A₃ - Blocs de serpentinites enchassés dans une craie d'âge tertiaire présumé (plongée CY 20 sur le banc de Gorringer -2293 m)

A₄ - Blocs et cailloutis de serpentinites répartis au pied d'un escarpement (plongée CY 20 sur le banc de Gorringer -2343 m).

PLANCHE A: Le détritisme ophiolitique sur le Banc de Gorringer.



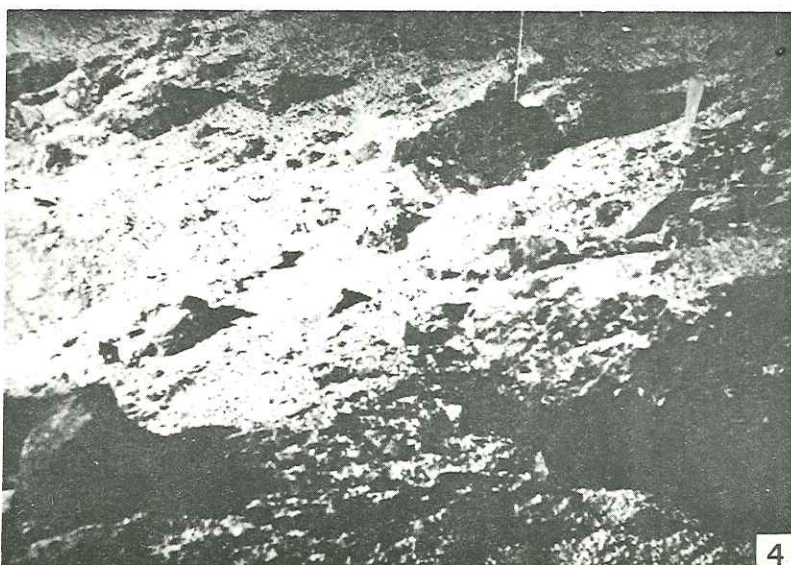
1



2



3



4

De petites auréoles caillouteuses autour de ceux-ci semblent montrer que leur désagrégation a été encore active après leur mise en place. Légèrement enfoncés dans les sédiments pélagiques (boues à globigérines et bioclastes) ils sont parfois aussi partiellement recouverts par ceux-ci.

2. Les cailloutis et les petits blocs, mêlés à des sables grossiers se rassemblent en éboulis au pied des falaises sur des pentes d'environ 15 à 40°. Aucun tri granulométrique n'apparaît clairement.

3. Des sables fins et parfois grossiers avec quelques petits blocs épars s'étendent au pied des éboulis lorsque la pente n'est plus que de l'ordre de 5 à 10°. Ces zones passent progressivement aux plaines et replats où le fond constant de la sédimentation, non pollué par les apports détritiques gabbroïques, s'exprime entièrement. Ces zones de passage ne sont pas nettement tranchées. Elles consistent le plus souvent en une succession de petites rides parallèles de sables de gabbro granoclassés dont les éléments les plus grossiers se répartissent vers l'aval. Ces rides, peu épaisses (10 cm), de quelques mètres d'extension latérale et de largeur variable, se déplacent jusqu'à venir reposer sur des sédiments pélagiques, de sorte que localement peut s'établir la succession verticale suivante : sables de gabbro - boue calcaire pélagique - sables de gabbro, etc...

5) Preuves d'un démantèlement actif

Certains petits blocs épars au pied des épandages de cailloutis à demi enfouis dans des sédiments pélagiques sont coiffés d'une arène issue de leur désagrégation. Cette arène débordé parfois largement les blocs et vient s'épandre sur les sédiments avoisinants. Cette observation vient s'ajouter à la description d'auréoles caillouteuses réparties autour de certains blocs plurimétriques et confirme l'activité sous-marine des phénomènes d'altération. Cette "arénisation" qui émousse les blocs de grande taille explique leurs formes arrondies. La désagrégation granulaire est liée à la cristallisation de minéraux argileux qui provoque le déchaussement des grains.

C - DEMANTELEMENT DES SERPENTINITES (PLONGEES 20, 21, 22 ; CYAGOR II)

Dans les secteurs où affleurent les serpentinites, vers 3000 m de fond, sur le flanc Nord du Mont Gettysburg, le même type d'observations conduit aux mêmes conclusions. La désagrégation et le démantèlement des falaises sont des phénomènes très actifs qui permettent l'élaboration d'éboulis extrêmement chaotiques. Ces éboulis semblent moins bien triés que ceux reposant aux pieds des falaises de gabbro.

Des blocs métriques et décimétriques y côtoient des graviers. Au pied de ces éboulis, la vase pélagique est parsemée de petits blocs et de cailloutis non jointifs.

Une falaise constituée de roches sédimentaires dans laquelle sont enchassés des blocs de serpentinite, a été observée. Il faut y voir là, une ancienne zone d'épandage de détritits, mise à l'affleurement le long d'un plan de faille, lors d'un jeu tectonique. Ce type

d'observation est à rapprocher de faits signalés par Bonatti *et al.* (1974). Ces auteurs décrivent des brèches de serpentines déjà consolidées, draguées dans la Fosse de la Manche.

Les blocs de serpentinite sont toujours anguleux, contrairement aux blocs émoussés de gabbro. La texture des serpentinites s'oppose en effet à une altération granulaire. Leur démantèlement se trouve probablement sous le double contrôle de la densité plus ou moins grande du réseau de fracturation et de la cohésion interne des fragments.

D - APPORTS DE CES OBSERVATIONS : CONCLUSIONS

Deux faits fondamentaux doivent donc être retenus : 1) Il existe au fond des océans des processus d'altération, d'érosion et de démantèlement actifs, qui produisent un volume considérable de matériel détritique polygénique de toute taille. 2) Ce matériel après sa création a une double destinée. Ou bien il demeure in situ au pied de l'escarpement dont il provient, ou bien il est dispersé par les écoulements gravitaires (chutes de blocs, avancée de rides de sables, etc...) et, dans ce cas, se mêle intimement à la sédimentation pélagique ou hémipélagique ambiante. Dans les chapitres suivants, une étude menée dans plusieurs autres sites nous montrera que ces phénomènes sont omniprésents dans l'Océan. Dans les domaines de la dorsale médio-atlantique, des zones de fractures de l'Atlantique, et des bassins marginaux de l'Ouest Pacifique, par exemple, la quantité de matériel détritique fin et grossier issu du démantèlement de basaltes, de gabbros et de serpentinites est suffisamment importante pour que l'on considère maintenant avec une grande attention des processus longtemps ignorés ou mésestimés.

CHAPITRE II

NIVEAUX DETRITIQUES OPHIOLITIQUES DANS LES FLANCS DE LA DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE

A - DONNEES EXPLOITEES (1)

Nous conduirons l'analyse du détritisme ophiolitique à matériaux basiques et ultrabasiques, dans le domaine de la dorsale médio-atlantique, essentiellement à partir des données des forages DSDP/IPOD. Nous garderons présent à l'esprit le fait que les régions intéressées sont vastes (la dorsale mesure 1000 km de large environ) et complexes (les petites fractures qui hachent la dorsale sont probablement nombreuses et insuffisamment reconnues notamment dans les zones de courbures, voir paragraphe G, p. 36).

Rappelons que l'implantation d'un forage dans le socle océanique nécessite l'existence, sur le fond, d'un minimum de 20 m d'épaisseur de sédiments pour assurer le maintien du train de tige en début d'opération. Ainsi, les sites choisis furent-ils de petits bassins (fig. 9). En conséquence, les colonnes présentées font état d'une couverture de sédiments relativement épaisse. Compte tenu de la proximité de la zone d'accrétion, ceci peut paraître atypique. Ajoutons que les forages sont, dans l'immensité des océans, des observations ponctuelles. Il semble donc important de préciser que les informations collectées dans ces conditions ne sont peut-être pas transportables à l'ensemble du domaine considéré. Un nombre élevé de sites montrent sous la couverture sédimentaire que la désagrégation est (ou a été) active sur une vaste gamme de roches.

B - DESAGREGATION DE GABBROS ET SERPENTINITES : LE LEG 37 ET LE LEG 45

1) Implanté à 150 km à l'Ouest de l'axe de la dorsale, le forage 334 du Leg 37 (figs. 5 et 6) a rencontré 259,5 m de sédiments et 123,5 m de socle. Trois unités sont reconnues dans le socle :

- Unité 1 : basalte (12 m)
- Unité 2 : basalte aphyrique et interlits sédimentaires (45 m)
- Unité 3 : gabbros et péridotites contenant des zones bréchiques (65,5 m).

Dans le détail, l'unité 3 se présente comme une répétition de trois niveaux : péridotites, gabbros et brèches. Ces dernières sont constituées de fragments anguleux de gabbros

(1) Barret et Spooner (1977) ont largement inspiré le choix des données de ce chapitre.

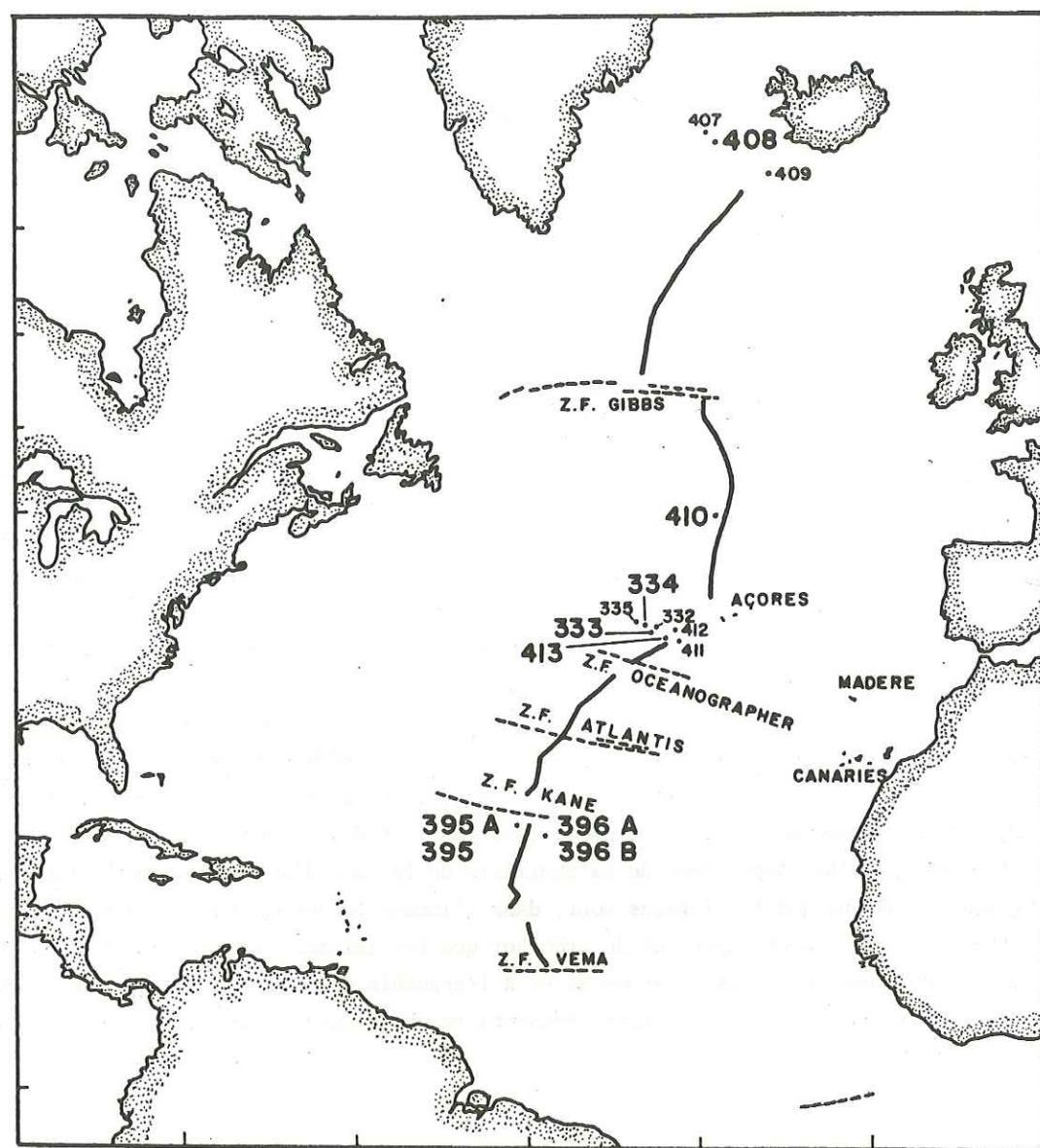


FIG. 5 .- Carte de localisation des forages D.S.D.P. de l'Atlantique, cités dans le texte (en gros chiffres)

et de péridotites mêlés à des débris de pyroxènes et de feldspaths. La matrice est, selon les niveaux, soit une boue calcaire à Nannofossiles, soit une poussière de minéraux où l'on reconnaît du talc et de la chlorite.

Ces ensembles bréchiques doivent être interprétés comme le résultat de la désagrégation d'une falaise, recouverte ensuite par des coulées. Un jeu tectonique aurait donc provoqué dans la vallée centrale du rift, avant les émissions basaltiques, la surrection d'une succession cumulitique péridotite-gabbro. Compte tenu du faible taux de récupération, il n'est pas possible de préciser avec certitude les rapports existants entre les roches ignées massives et les horizons chaotiques. Grâce à l'expérience acquise sur le banc de Gorringer, nous proposons de voir dans la succession définie ici une alternance de niveaux détritiques très grossiers (blocs métriques massifs) et plus fins (brèches).

Le forage 333, situé à 1,8 km au SW du site 334, a révélé l'existence, sous 220 m de boues calcaires, d'un socle océanique caractérisé par la grande abondance des brèches basaltiques. Certains niveaux bréchiques, mêlés de sédiments et fragments vitreux ont une origine sédimentaire.

2) Les sites 395 et 395 A du Leg 45 (fig. 5) retiendront notre attention. Ils sont implantés dans un bassin allongé, d'axe NE-SW, de 12 km sur 6, où l'épaisseur maximale des sédiments est de 300 m. La colonne sédimentaire du site 395 (fig. 7) débute par des boues et sables interstratifiés à Foraminifères. A l'approche du socle, les sédiments se chargent en grains sableux de basalte (carottes 2 et 3) et en graviers et blocs de serpentinite (carotte 4). La taille de ces fragments basaltiques et leur mélange avec des sables de Foraminifères indiquent qu'ils furent probablement déposés par courants de turbidité.

Le premier niveau remarquable a été atteint au carottage 10. Il s'agit d'un assemblage de cailloutis de serpentinites, de gabbros et de basaltes. Il a été rencontré aussi durant le forage 395 A (carottes 3, 4). Ce niveau marque le sommet du socle, y font suite environ 70 m de pillows aphyriques, puis une nouvelle zone bréchique de 10 m d'épaisseur. Cette dernière montre de haut en bas la succession : lherzolite serpentinisée ; brèche à ciment carbonaté contenant des blocs de serpentinite, de basalte, de gabbro et des minéraux isolés ; dyke ou coulée basaltique ; brèche semblable à la précédente ; harzburgite serpentinisée. Le forage s'est ensuite terminé dans des pillows.

Au site 395 A, les deux horizons polygéniques précités ont été traversés. Le socle, foré plus profondément montre de nombreuses passées de brèches basaltiques intercalées entre des pillows et des coulées.

Un grand nombre d'arguments permettent d'affirmer que les ensembles chaotiques à éléments basiques et ultrabasiqes sont des éboulis de talus et non des témoins d'accidents tectoniques.

a) La similitude entre les deux colonnes des sites 395 et 395 A autorise des corrélations stratigraphiques,

b) Les inclinaisons magnétiques sont identiques entre les coulées situées au-dessus et au-dessous du complexe bréchique inférieur,

c) L'analyse des 2 échantillons de serpentinite massive du complexe bréchique inférieur (site 395) ne laisse apparaître aucune trace de déformation cisailante. Leurs fabriques respectives sont, d'autre part, différentes.

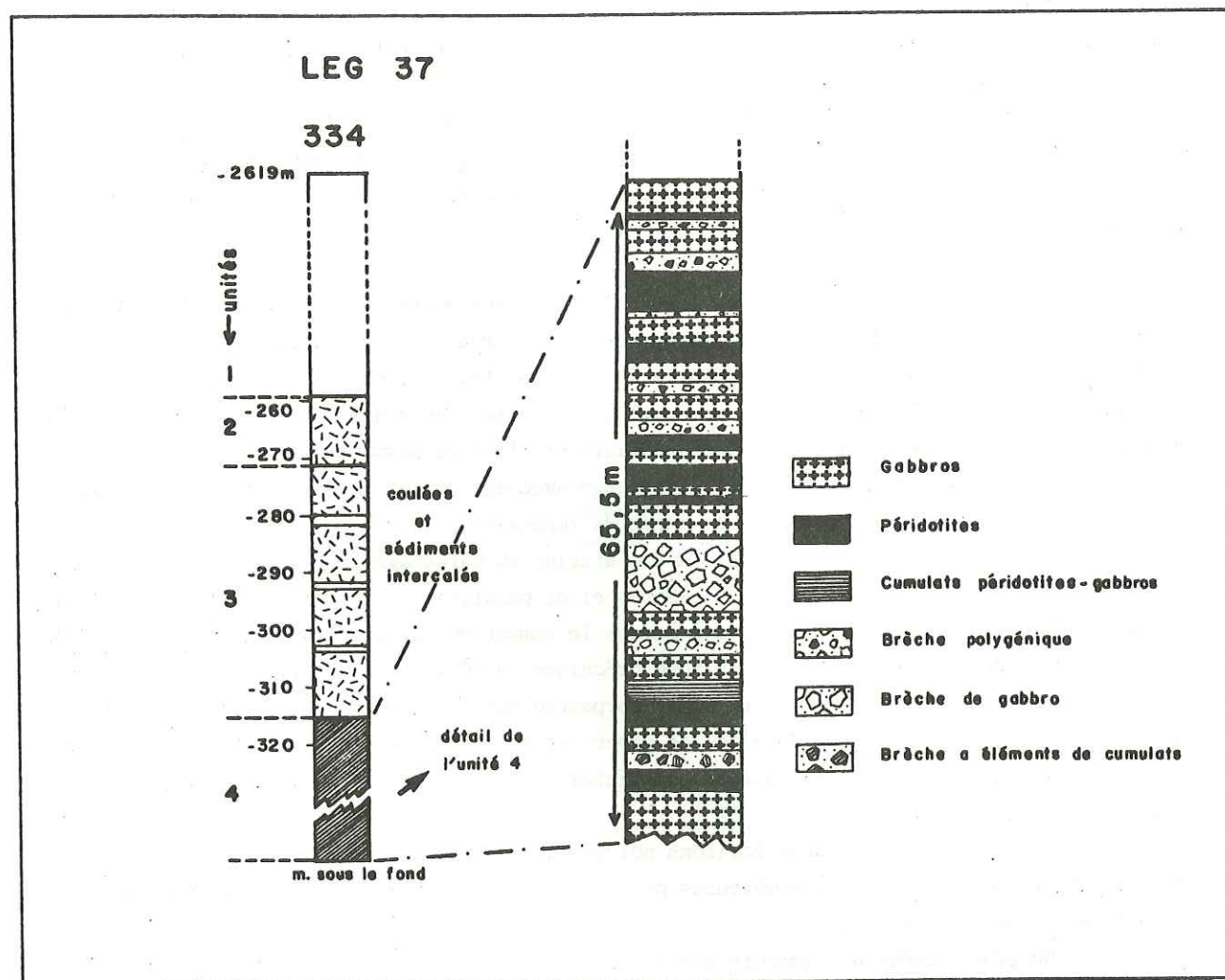


FIG. 6 .- Colonnes lithologiques établies à partir des données du forage 334 (D.S.D.P.).

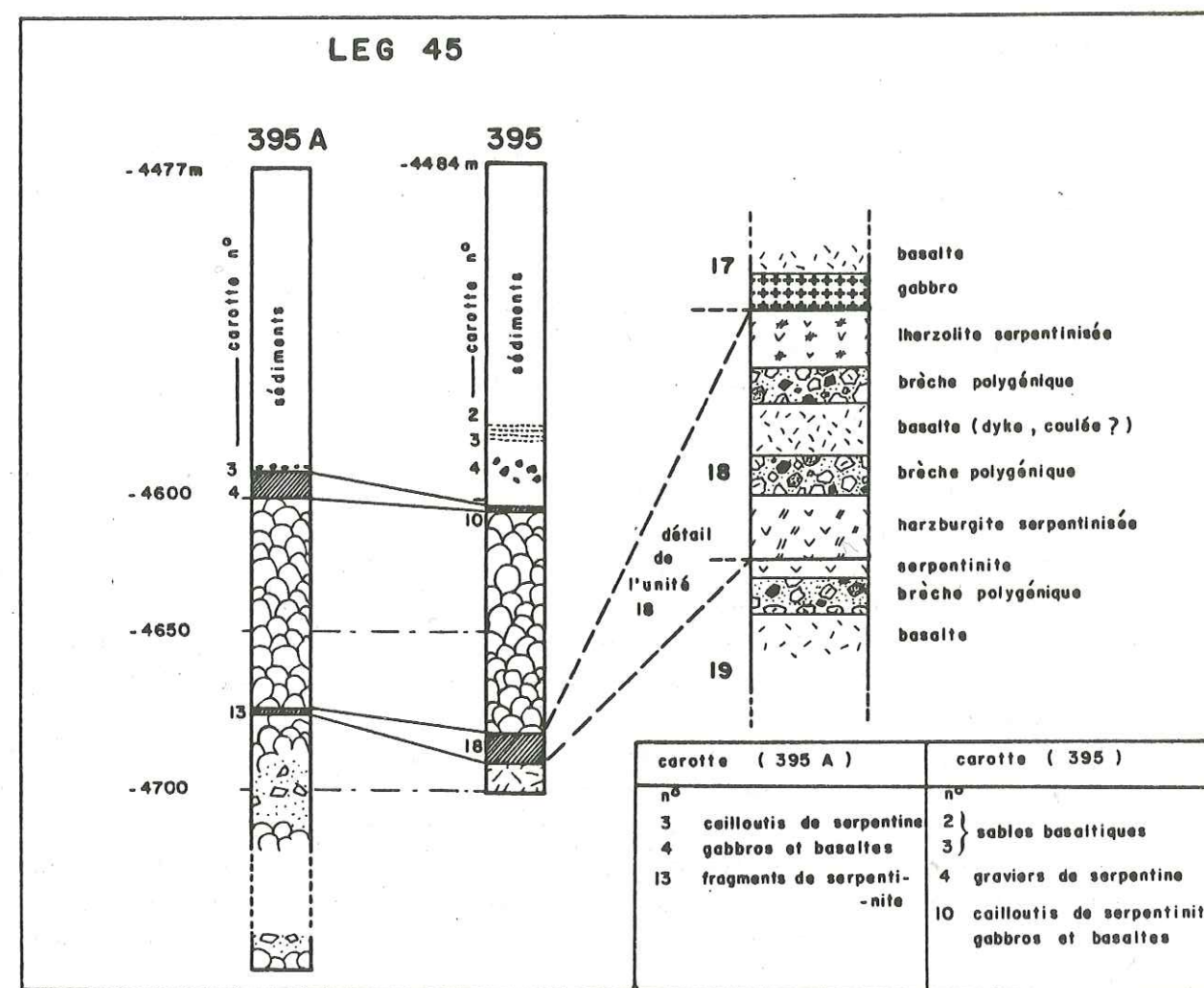


FIG. 7 .- Colonnes lithologiques établies à partir des données des forages 395 et 395 A1 (D.S.D.P.)

d) Il y a des éléments détritiques de roches mafiques et ultramafiques dans les sédiments supérieurs.

On doit donc finalement envisager que, après un premier épisode d'émission basaltique, un événement tectonique (jeu ou rejeu d'accidents liés à l'ouverture) provoque la mise à l'affleurement de gabbros et de serpentinite. Le démantèlement agissant sur ces affleurements produit des éléments détritiques se répandant sur le fond marin. Une coulée recouvre alors ce manteau bréchique. Un nouvel épannage polygénique a lieu (nouveau jeu tectonique ?) puis se déposent les premiers sédiments pélagiques recevant encore, venant peut-être de plus loin, des détritiques fins basiques et ultrabasiques.

C - FRAGMENTS FINS DE MATERIEL BASALTIQUE : LE PROBLEME DES VOLCANOCLASTITES LE LEG 46 ET LE LEG 49

Les forages 396 A, 396 B (Leg 46) et 408, 410, 413 (Leg 49) (fig. 5) ont révélé l'existence de nombreuses passées de matériel basaltique fin (sables, graviers) et plus grossier (cailloutis, blocs). Ces niveaux atteignent des épaisseurs très souvent plurimétriques et contiennent parfois des indices d'un remaniement évident. Il s'agit donc de produits occupant un volume important et se prêtant au transport. Leur origine peut être très variée.

1. Le forage 396 B (fig. 8) fut implanté entre les fractures Kane et Vema, à environ 100 km à l'Est de l'axe de la dorsale, dans un petit bassin d'axe Nord-Sud (cf. fig. 9). Les sédiments furent prélevés de -122 à -151 m sous le fond. Il s'agit de boues à Nanofossiles sans aucun composant terrigène ou volcanique. De -151 m à -315 m (unités 1 à 4 du socle) furent forés des basaltes et des brèches de pillows à matrice de boue calcaire à Nanofossiles. De -315 m à -405,5 m (fin du forage) se développe un ensemble clastique qui mérite une description détaillée.

- *Unité 5* (-315 à -340 m). Il s'agit d'une microbrèche volcanoclastique contenant des fragments de basaltes variolitiques, de basaltes à structure intersertale et d'échardes de verre. La matrice calcaire contient des produits d'altération (smectites, zéolites). La taille des éléments est comprise entre celle des sables et des graviers. Quelques gros blocs de pillow sont présents. Les fragments de basalte sont toujours plus altérés que dans les unités supérieures. Il est manifeste que certains éléments ont subi une intense altération avant leur incorporation dans la brèche.

- *Unité 6* (-340 m à -386,5 m). Il s'agit d'un ensemble sableux peu induré constitué par l'association d'échardes anguleuses de verre, de fragments de basalte variolitique et à structure intersertale ou cryptocristalline, de grains de plagioclases, d'olivine et de Foraminifères. Quelques fragments de microbrèche à ciment calcitique complètent l'association. Les particules vitreuses sont fraîches dans l'ensemble. Quelques rares fragments sont palagonitisés.

- *Unité 7* (-386,5 m à -396 m). Une coulée de pillows à laquelle sont associées des brèches de pillow s'intercale dans l'ensemble clastique.

- *Unité 8* (-396 m à -405,5 m). Cette unité présente de grandes ressemblances avec l'unité 6. Ici, le sable est beaucoup plus riche en fragments de minéraux et de roches, en conséquence, il est nettement appauvri en verre (voir la comparaison, fig. 10).

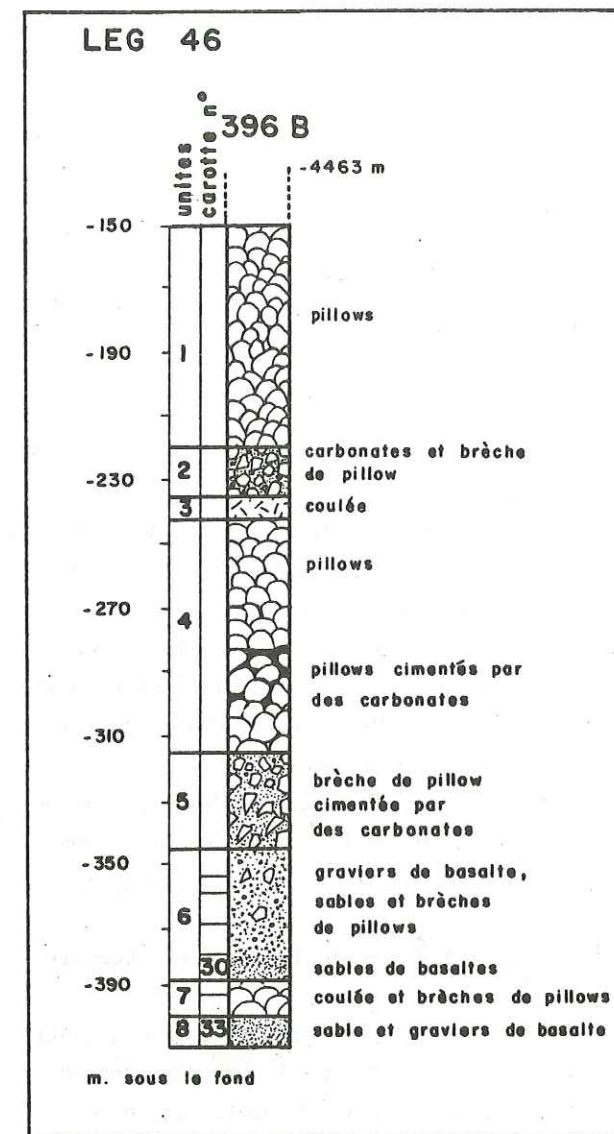


FIG. 8

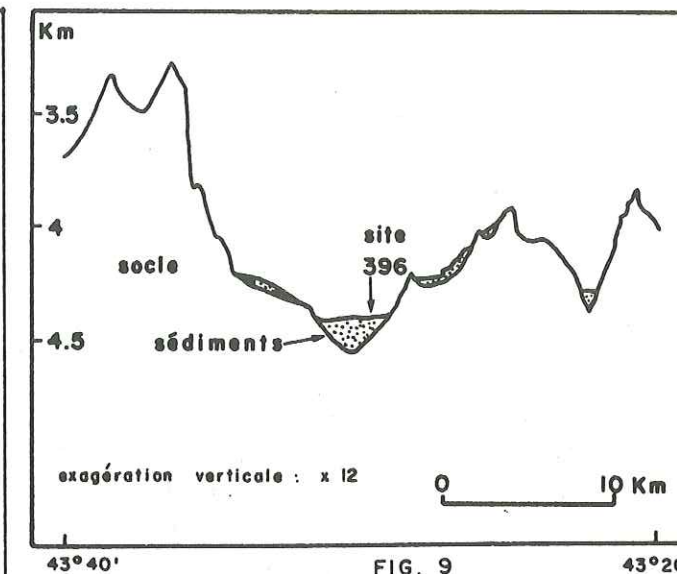


FIG. 9

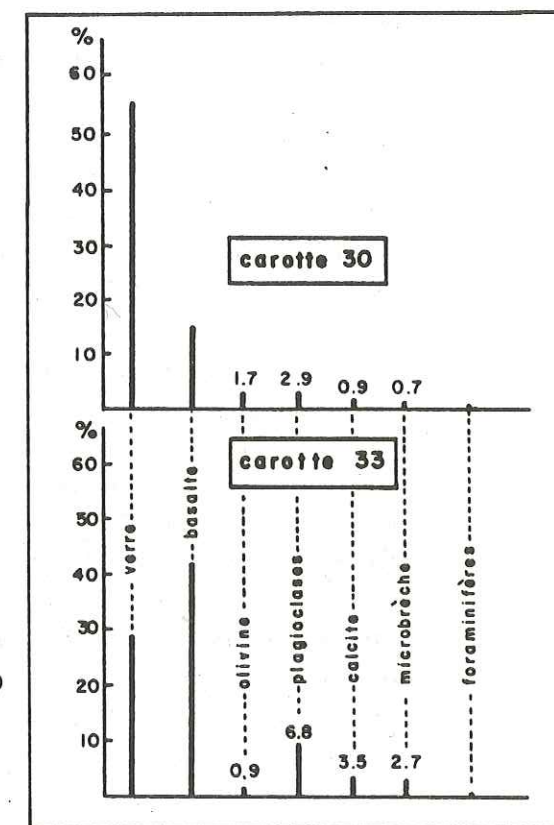


FIG. 10

FIG. 8.- Colonne lithologique établie à partir des données du forage 396 B (D.S.D.P.).

FIG. 9.- Site d'implantation du forage 396B. Ce type de bassin est un bon exemple des sites d'implantation des forages le long de la dorsale.

FIG. 10.- Composition en pourcentage des éléments des sables contenus dans les carottes 30 et 33 du puits 396 B (d'après Roberts, 1978).

L'origine des fragments fins de matériel basaltique est à rechercher parmi un éventail très large de possibilités.

Il peut s'agir (fig. 11) :

1. d'artefacts de forage (rotation du trépan)
2. de désagrégation mécanique dans une zone de faille,
3. de désagrégation mécanique par éboulement d'un escarpement sous-marin,
4. du résultat de l'altération et de l'érosion aériennes,
5. de désagrégation autoclastique se produisant pendant les mouvements d'une coulée sous-marine, trempe (hyaloclastites), libération de gaz, autobrêchification sur une topographie mouvementée, etc...
6. de désagrégation pyroclastique lors de l'émission aérienne, de dépôts de cendres, etc...

(Fisher, 1961 ; Vuagnat et Pusztaszeri, 1965 a et b ; Vuagnat, 1966 ; Honnorez et Kirst, 1975 ; Bourgeois, 1978 ; Fisher, 1978 ; Varet et Demange, 1978).

L'action respective de ces processus doit être discutée. Dans le cadre des dorsales l'origine aérienne peut être écartée, mais nous verrons qu'en d'autres lieux il s'agit d'un processus prépondérant (chapitre IV). A ces divers mécanismes, on doit joindre aussi l'influence d'un éventuel transport. Tout affleurement sous-marin mal consolidé (hyaloclastites, brèches de pillow) se trouvant sur des pentes supérieures à 1 ou 2° est susceptible d'être soumis aux écoulements gravitaires (Bourgeois, 1978 ; Pickerill *et al.*, 1981). Cette grande mobilité des produits effusifs sous-marins solidifiés doit être prise en considération.

Il sera délicat par exemple de distinguer une brèche de pillow produite par autobrêchification *in situ*, de la même brèche redéposée par un écoulement gravitaire qui, comme le "slump" conserve la structure interne de la masse en mouvement (Rupke, 1978 ; Bourgeois, 1978).

Les niveaux basaltiques sableux et gréseux du forage 396 B (Leg 46) ont nécessité une étude approfondie.

Les brèches de l'Unité 5 représentent un éboulis de talus lithifié comme le montre l'altération différentielle des fragments basaltiques qu'elles contiennent. Les carottes 30 (Unité 6) et 33 (Unité 8) ont conduit Dick *et al.* (1978) à conclure à la double origine des sables et graviers basaltiques de l'ensemble clastique.

Pour eux, en effet, les sables et graviers de l'Unité 6 sont des produits effusifs, qui trouvent leur origine par trempe, granulation et fracturation de la partie supérieure d'une coulée en mouvement. Ces produits fins, dont la fraction sableuse est constituée pour les 2/3 par des échardes de verre, se sont trouvés remobilisés et redéposés puis recouverts de brèches de pillows et d'une coulée. Au cours de leur transport, ils se sont enrichis de quelques fragments de brèches de talus. La figure 12 propose une reconstitution schématique de cette évolution. A l'opposé, les sables et graviers de l'Unité 8, parce qu'ils contiennent de nombreux fragments rocheux (fig. 10) sont considérés comme des débris de forage.

2. Les compte-rendus des forages 408, 410, 412, 413 du Leg 49 (figs. 5 et 13) font état de nombreuses intercalations de brèches de pillows dans des successions de coulées. Des niveaux sableux sont présents. Au site 408, des hyaloclastites compactées reposent entre des coulées et des sédiments. La couverture sédimentaire, proche du socle, contient entre 10 et 30 % de matériel pyroclastique. Les hyaloclastites contiennent des argiles, des Foraminifères

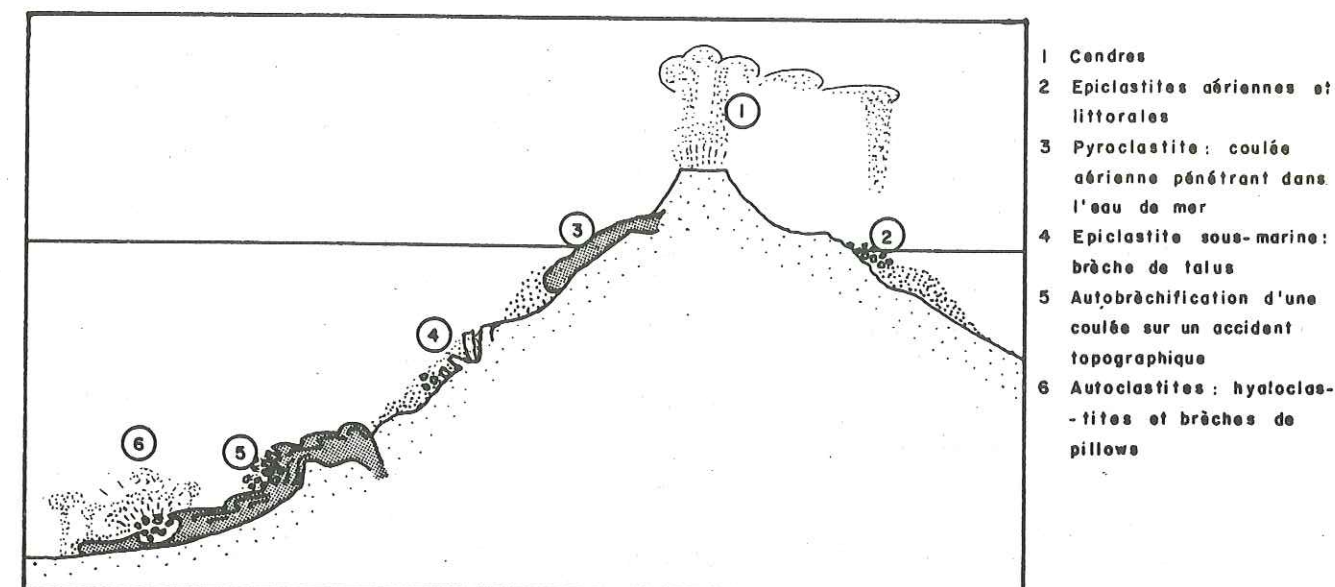


FIG. 11 .- Représentation schématique des divers processus conduisant à l'élaboration de produits basaltiques démantelés (sables, graviers, bloc ...).

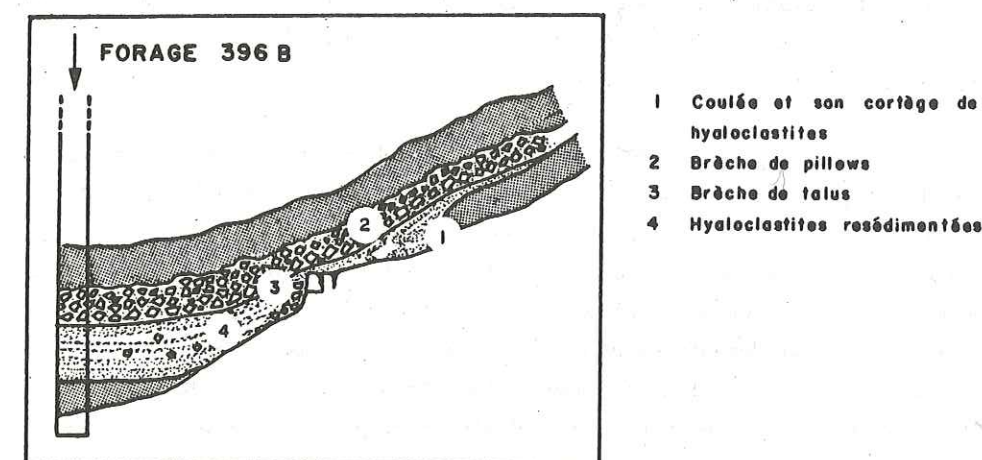


FIG. 12 .- Disposition schématique des horizons traversés dans la partie inférieure du forage 396 B.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 83 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: platour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

et des fragments rocheux basaltiques. Un niveau de fine granulométrie est particulièrement riche en calcaires. Au site 410, la carotte n° 36 est constituée par une alternance de niveaux sableux basaltiques de 5 à 10 cm d'épaisseur et de boues calcaires. Un galet de serpentinite est contenu dans les boues calcaires. Les carottes 37 à 41 du même site montrent des fragments de basaltes de 1 mm à 1 dm englobés dans une matrice calcaire. Cette dernière représente 40 % du volume total. Au site 413 ⁽¹⁾ (carotte 1), a été traversé un horizon sableux de 10 m d'épaisseur composé de fragments anguleux de basalte, de calcaire, de calcite, de morceaux de Foraminifères et Ptéropodes, d'olivine, de zéolites, de glauconie et de pyrite. Cet horizon repose sur quarante mètres de brèches de hyaloclastites et de basaltes massifs dont certains éléments sont palagonitisés. Ces brèches représentent un éboulis de falaise sous-marine.

Pour Roberts (1978), les niveaux sableux se rencontrent toujours après avoir foré des brèches basaltiques (site 410, 410 A, 412 A et 413) et leur composition est identique à celle des brèches. Il conclut à des artefacts de forages. Seule au site 410, la carotte 36 qui présente à la fois un litage et une alternance séquentielle de graviers basaltiques et de boues calcaires est la preuve pour Roberts que des détritiques basaltiques fins peuvent se déposer par courant de turbidité ou autres écoulements gravitaires et se trouver de ce fait interstratifiés au sein d'une série pélagique ou hémipélagique. Varet et Demange (1978), après l'examen du site 410, concluent que certains niveaux bréchiques peuvent être parfois considérés comme des éboulis de pente remaniant des brèches autoclastiques. Ces mêmes auteurs remarquent en outre la fréquence importante des hyaloclastites rencontrées dans les sites 171 (Leg 17 Océan Pacifique), 246 et 253 (Leg 25 Océan Indien).

3. *Conclusion des Legs 46 et 49.* Les niveaux de sables et graviers basaltiques sont nombreux dans les colonnes forées sur les pentes de la dorsale. Lorsqu'ils ne sont pas des artefacts dus au forage, leur origine peut être double :

1) autoclastique lors de la trempe et de la granulation d'une lave fluide au contact de l'eau de mer ou lors de son démantèlement par autobréchification ;

2) épicyclastique par démantèlement mécanique d'un escarpement, d'une falaise.

Ces éléments peuvent se trouver remaniés facilement par écoulements gravitaires. Ils sont fréquemment associés à des brèches plus grossières et parfois disséminées dans la couverture sédimentaire.

Dans la plupart des cas, ils se trouvent interstratifiés entre des coulées, ou au toit du socle océanique basaltique.

D - SABLES POLYGENIQUES LE LONG DE LA DORSALE

Fox et Heezen (1965) décrivent des sables contenus dans 24 ⁽²⁾ carottes obtenues le long de la dorsale médio-Atlantique entre 57° S et 38° N. Huit carottes ont fourni des niveaux sableux contenant, de l'olivine, des pyroxènes, des amphiboles, de l'apatite, du quartz,

(1) Ce site est implanté dans la zone de fracture B (mur Nord) mais sa proximité avec la zone d'accrétion nous autorise à le décrire ici.

(2) Deux de ces carottes proviennent de la Fosse de la Romanche.

des feldspaths, de la serpentine et du verre volcanique. L'épaisseur de ces niveaux varie de 4 cm à 3 m, ils sont interstratifiés dans des lutites à Foraminifères ou dans des boues rouges et peuvent présenter des granoclassements. Dans les autres carottes, les éléments sableux sont dispersés dans des boues à Nanofossiles, à Foraminifères ou dans des diatomites et ne sont pas organisés en lits. La figure 14 donne un aperçu de la proportion relative des composants sableux de chaque carotte.

E - SEDIMENTATION SUR LES FLANCS DE LA DORSALE

La dorsale reçoit des sédiments pélagiques et même terrigènes remobilisés par courant de turbidités et s'accumulant dans des dépressions (Andel et Komar, 1969 ; Damuth, 1977). Sur tous les forages atlantiques réalisés par le Glomar Challenger, seuls ceux montrant dans leurs colonnes sédimentaires, des manifestations de détritisme volcanique fin ou composé de fragments de gabbro et serpentine, ont été présentés ici (il n'est pas question des niveaux de cendres). Sur la longueur totale des séries analysées, ces niveaux détritiques ophiolitiques n'atteignent jamais des épaisseurs considérables.

Leur présence n'en reste pas moins très significative.

F - CONCLUSION : CARACTERES PROPRES AU DOMAINE DE LA DORSALE

Ces quelques données, éparses par rapport à la superficie totale des océans, permettent de proposer une série de caractères propres au domaine de la dorsale médio-atlantique.

1) Les niveaux chaotiques de gabbros et serpentinites sont relativement abondants et semblent s'être mis en place dans le rift, aux très jeunes stades de l'évolution océanique, par éboulements de falaises.

2) Ces falaises sont liées à des jeux ou rejeux tectoniques en relation avec les phénomènes d'ouverture océanique.

3) Les niveaux détritiques sont toujours associés étroitement à des coulées ou à des brèches basaltiques.

4) Le matériel sableux à base de basalte est constitué pour une grande part de hyaloclastites et dans une moindre mesure d'épiclastites d'origine sous-marine. Il est assez rarement interstratifié dans les sédiments et se trouve intimement mêlé à des coulées, des brèches de pillows ou des brèches de talus. Il est facilement redéposé par écoulements turbides.

5) Les sédiments qui se déposent sur la croûte océanique sont peu pollués par des apports détritiques autochtones.

Ces caractères sont différents de ceux qui se dégageront à la suite de l'étude des zones de fracture.

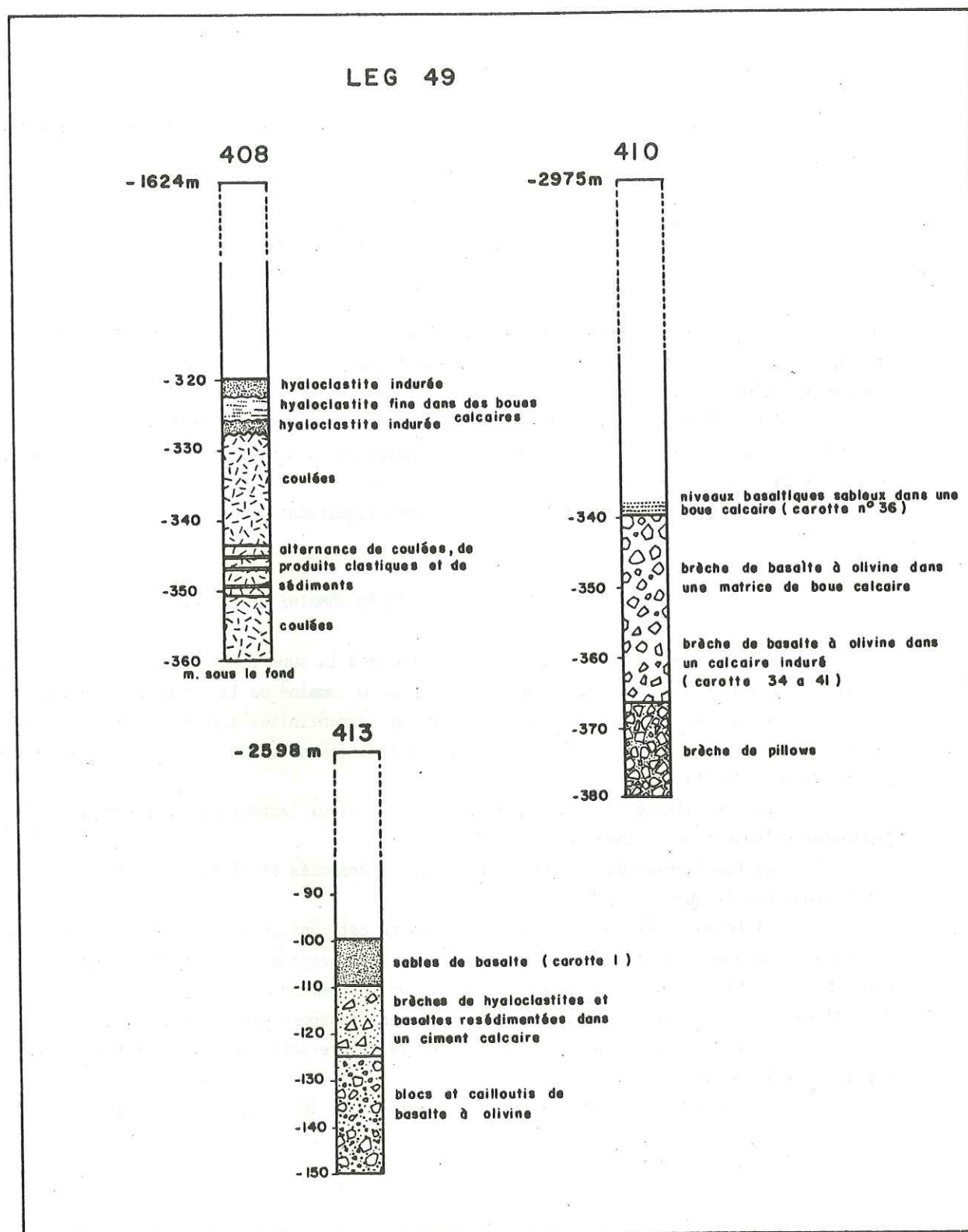


FIG. 13 .- Colonnes lithologiques établies à partir des données des forages 408, 410 et 413 du Leg 49 (D.S.D.P.).

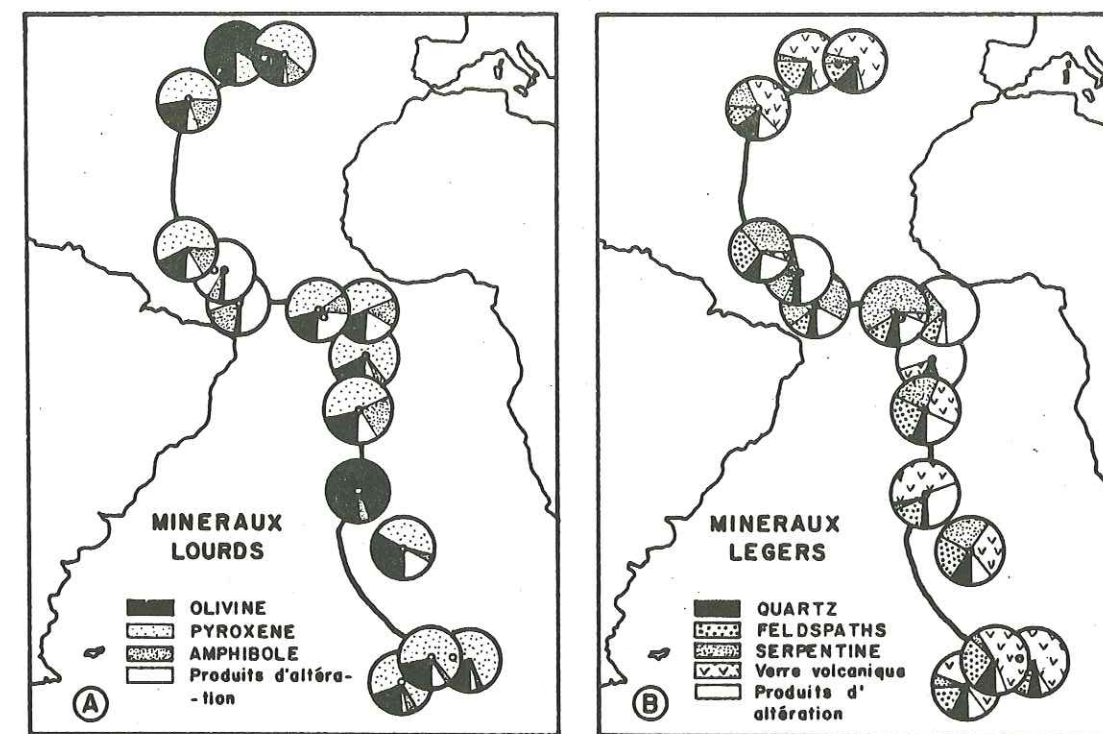


FIG. 14 .- Pourcentage de fragments sableux obtenus par carottages, le long de la dorsale médio-atlantique. Ces sables sont stratifiés, ou dispersés dans les sédiments ; les petits cercles indiquent le lieu de prélèvement (d'après Fox et Heezen, 1965).

CHAPITRE III

DETRITISME OPHIOLITIQUE DANS LES ZONES DE FRACTURE DE L'ATLANTIQUE NORD ET CENTRAL

A - MORPHOLOGIE ET STRUCTURE

Les zones de fractures sont le siège d'une importante activité tectonique. En dehors du mouvement de translation générale qui intéresse l'ensemble ou une partie de la structure, il existe des déplacements verticaux de grande ampleur (Bonatti, 1978). Cette activité tectonique se traduit dans la morphologie par un grand développement des talus et escarpements sur les deux flancs des zones transformantes et parfois par l'existence d'un puissant massif bordier dépassant de 1 à 2 km la croûte "normale" avoisinante (Bonatti, 1978). La multiplicité des failles perpendiculaires conduit à une structure en gradins décalés dont une bonne image est fournie par Hekinian et al. (1981) dans la fosse de la Manche ou par Choukroune et al. (1978) dans la zone FAMOUS "Transform Fault A" (fig. 15). Les vastes versants qui conduisent de la fosse au sommet des zones transformantes sont parfois interrompus par des bassins suspendus fonctionnant comme des pièges à sédiments (fig. 17).

Dans les zones de raccord avec la ride medio-océanique, la morphologie en petits bassins profonds répétés traduit la complexité qui y règne (voir paragraphe G, p. 36).

B - ETENDUE SPATIALE (FIG. 16)

Les grandes structures (Gibbs, Pico, Oceanographer, Atlantis, Kane, Vema, St Paul, Romanche, Chain, Ascension...) ont des longueurs de plusieurs milliers de kilomètres, segments non actifs compris, sur des largeurs de l'ordre de la centaine de kilomètres (Hekinian et al., 1981 ; Ludwig et Rabinowitz, 1980 ; Delong et al., 1979 ; Purdy et al., 1979 ; Bonatti, 1978 ; Cortesogno et al., 1978 ; Fox et al., 1976 ; Eittreim et Ewing, 1975 ; Olivet et al., 1974 ; Heezen et al., 1964). On peut estimer de plus qu'il existe une zone transformante d'extension plus modeste tous les 50 km le long de la dorsale (DeLong et al., 1979). Ces quelques chiffres nous renseignent sur l'ampleur spatiale considérable des phénomènes que nous allons décrire ci-après.

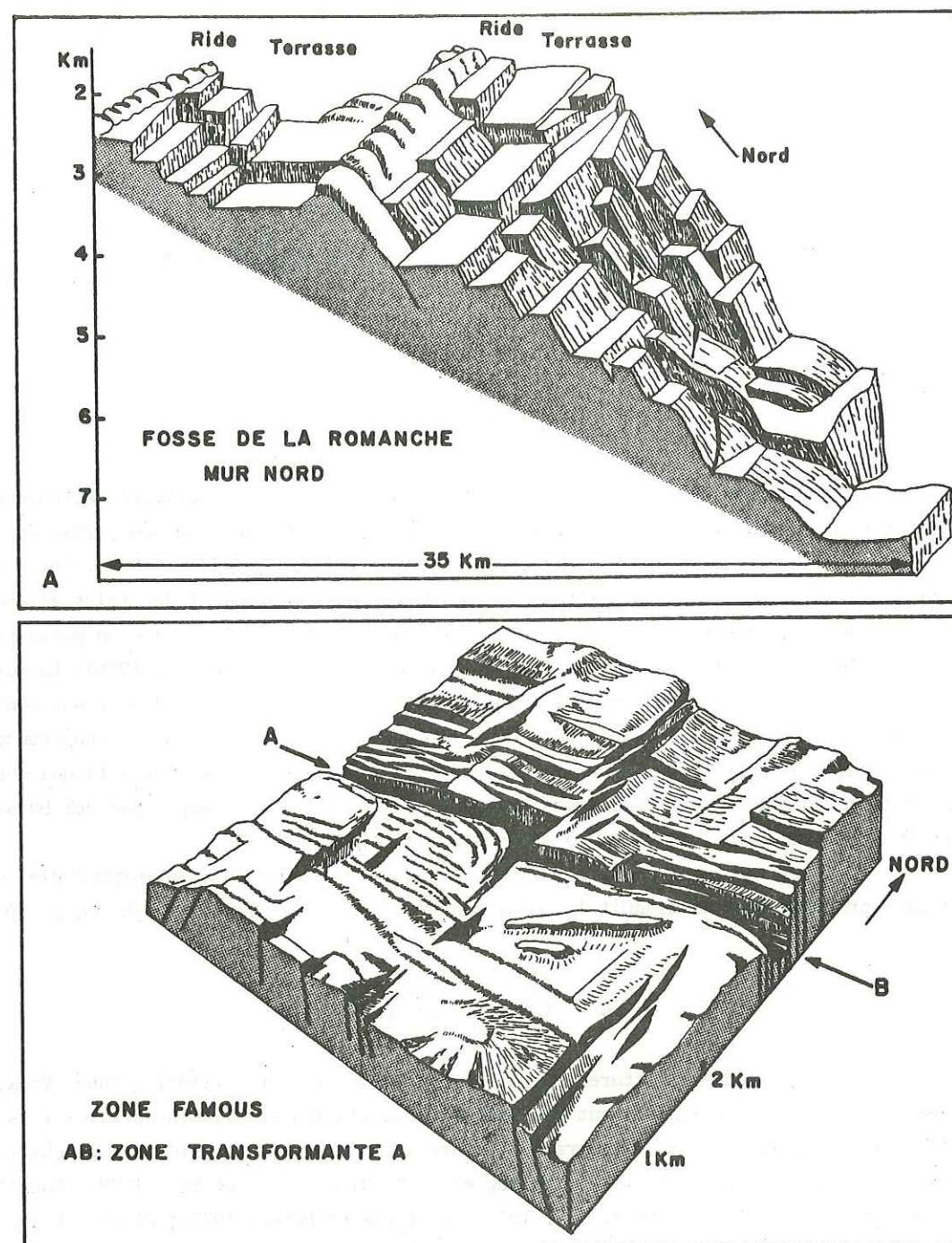


FIG. 15 .- Morphologie accidentée dans les zones de fractures.
 A. Mur nord de la Fosse de la Romanche (d'après Hékinian *et al.*, 1981, modifié).
 B. Faille transformante A de la zone FAMOUS (d'après Choukroune *et al.*, 1978, modifié).

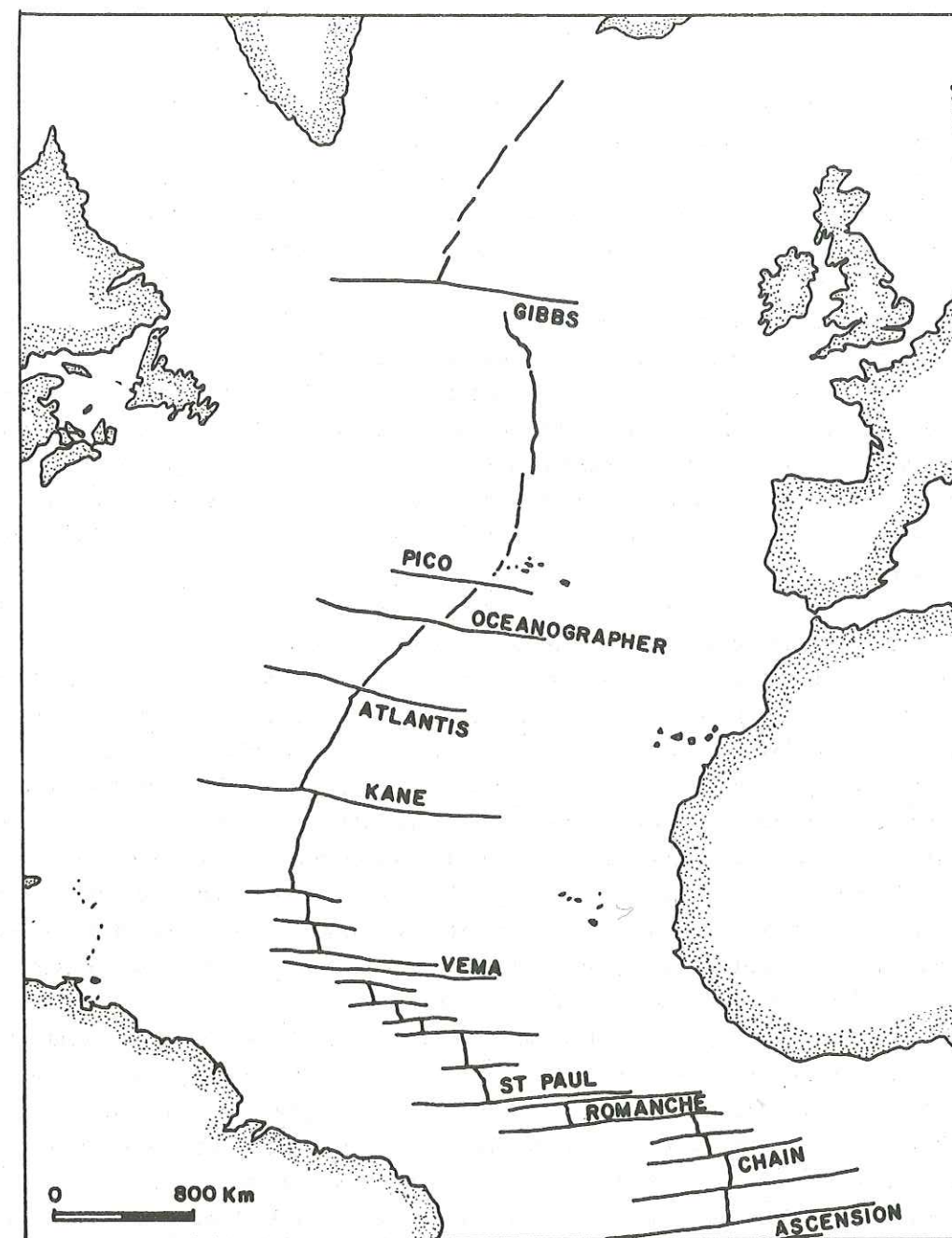


FIG. 16 .- Les grandes zones de fracture de l'Atlantique Nord et Central.

C - DIVERSITE DES ROCHES A L'AFFLEUREMENT

Les roches qui affleurent sur les flancs des zones de fracture sont extrêmement variées. Basaltes, metabasaltes, brèches basaltiques, gabbros, métagabbros, amphibolites, serpentinites, brèches de serpentine, constituent le lot commun des dragages effectués dans ces secteurs. Des roches présentant des déformations tectoniques et contenant des paragenèses métamorphiques du faciès schistes verts ont été prélevées (Hekinian, 1981 ; Hekinian et Aumento, 1973). Dans la fosse de la Romanche, il n'y a pas de relation entre la nature des roches draguées et la profondeur où le dragage a été effectué (fig. 17). Il apparaît ainsi que chaque paroi explorée est constituée d'un assemblage hétérogène dont il serait intéressant de connaître la structure : failles normales ?, failles inverses ?... (Stephan, Lagabrielle et Blanchet, 1980). L'abondance des ressauts morphologiques s'accompagne donc logiquement d'un développement important des brèches d'escarpement dont le matériel, prélevé par les dragues, présente une grande diversité. Un bon aperçu de cette diversité est fourni par Cortesogno et al. (1978) d'après une compilation des multiples données disponibles sur les zones de transformation (tableau I).

La présence des basaltes et des gabbros peut s'expliquer simplement par la dénivellation existant de part et d'autre de la faille transformante créant une mise à nu des horizons profonds de la croûte océanique. Il n'en est pas de même pour la mise à l'affleurement des serpentinites dont l'origine mantellique impose une composante de déplacement vertical importante. Trois hypothèses peuvent être avancées pour tenter d'expliquer leur présence : (a) leur remontée par diapirisme fortement favorisée par le jeu en friction des compartiments océaniques et leurs contractions thermiques différentielles (Delong et al., 1978 ; Bonatti, 1978), ou (b) une dénudation mantellique obéissant à diverses modalités (Cortesogno et al., 1978), ou (c) enfin un basculement intéressant la croûte et une partie du manteau. Quelle que soit leur origine, il faut remarquer que les ultrabasites sont abondantes en regard des autres roches (Bonatti, 1968) (tableau I). Ajoutons qu'elles sont souvent fortement tectonisées et fracturées devenant ainsi une proie facile du démantèlement.

Les coulées basaltiques sont cantonnées dans des secteurs restreints en extension localisée, induite par diverses causes : naissance de petits grabbens en échelon, obliques par rapport au cisaillement ; réorientation de la direction générale de translation ; contraction thermique, etc... (Delong et al., 1978). Hekinian et al. (1981) remarquent l'absence de volcanisme récent dans la fosse de la Romanche. On doit donc s'attendre à ce que les niveaux basaltiques effusifs autochtones, c'est-à-dire mis en place sur le fond ou dans des bassins suspendus des zones de fracture, soient très peu abondants. Les basaltes dragués sont rarement frais, et proviennent des murs des fossés ; ils furent mis en place dans la zone d'accrétion.

D - IMPORTANCE DU DEMANTELEMENT ET DU TRANSPORT DE DETRITUS OPHIOLITIQUES

Toutes les roches affleurant dans ces secteurs sont sujet au démantèlement et fournissent un matériel de granulométrie variable (du grain de sable au bloc métrique) comme en témoignent dragages et carottages effectués dans la fosse de la Romanche et de Vema (Bonatti et

al., 1974 ; Bonatti et al., 1973 ; Fox et Heezen, 1965 ; Heezen et al., 1964).

Ces auteurs insistent sur l'existence de lits sableux provenant du démantèlement de gabbros, de basaltes, de serpentinites (et leurs équivalents métamorphiques) contenant en proportions variables les minéraux suivants : serpentine, chlorite, diopside, enstatite, tremolite, olivine, grenat, épidote, sphène⁽¹⁾. Des fragments de tests de Foraminifères et de calcite peuvent s'y mélanger.

Quatre colonnes, résultats de carottages, fournies par Heezen et al. (1964) et les données de Fox et Heezen (1965) dans la Romanche, montrent l'interstratification fine de ces sables avec des sédiments pélagiques (fig. 18). Cette constatation est fondamentale car elle met en évidence l'activité d'un facteur essentiel : le transport, intervenant après le démantèlement. Le rassemblement de particules sableuses en horizons finement stratifiés, triés et alternés suppose en effet l'existence de processus très dynamiques de transport par courants de turbidité ou autres écoulements gravitaires. L'observation directe d'échantillons a conduit Bonatti et al. (1973) à envisager aussi l'existence de tels courants. Ces auteurs décrivent en effet des sables monogéniques de serpentinite, indurés et granoclassés, contenant des tests de Foraminifères incorporés lors du dépôt. Les pentes (10° à 15°) des fonds sur lesquels ces échantillons furent prélevés sont favorables au déclenchement des processus de transport invoqués.

Des brèches de serpentinites à ciment carbonaté micritique contenant des microfossiles ont été draguées sur les pentes des fosses de Vema et de la Romanche (Bonatti, 1974). Il semble qu'il s'agit d'un lithotype fréquent. Remarquons que les échantillons dragués, indurés, étaient à l'état de blocs isolés, donc déjà démantelés. Autrement dit, il a été prélevé le produit de la désagrégation d'une roche déjà bréchique. Cette simple constatation illustre la complexité des processus sédimentaires sans doute liés à l'activité tectonique qui semblent caractériser ces zones ; complexité que nous avons par ailleurs évoquée à propos du banc de Gorringer (voir p. 14).

E - INFLUENCE DE LA SEDIMENTATION TERRIGENE

Les zones transformantes de l'Atlantique central se terminent au pied des marges africaines et américaines pratiquement à la base de la pente continentale. A leurs extrémités occidentale et orientale, elles reçoivent en grande quantité des apports de matériel terrigène alimenté par les cônes deltaïques de l'Orénoque, de l'Amazone, du Niger et du Congo (Damuth, 1977 ; Delong, 1979). Ce type de dépôts qui peut s'avancer jusqu'aux abords immédiats de la ride medio-océanique se surimpose donc au fond normal de la sédimentation autochtone (boues calcaires et argileuses hémipélagiques où s'intercalent des niveaux sableux "ophiolitiques") (Damuth, 1977 ; Andel et Komar, 1969).

En dehors des niveaux détritiques autochtones qui ne peuvent à eux seuls constituer de grandes épaisseurs, l'accumulation totale des sédiments au fond des fosses est toujours de l'ordre de plusieurs centaines de mètres.

(1) Ce sont ces sables, qui, avant les premiers dragages, ont permis, en 1964, à Heezen et al., de conclure : "La fosse (de la Romanche) est une structure tectonique qui coupe la dorsale medio-atlantique, mettant à l'affleurement des roches (serpentinites, gabbros) semblables à celles déjà draguées sur les dorsales medio-océaniques".

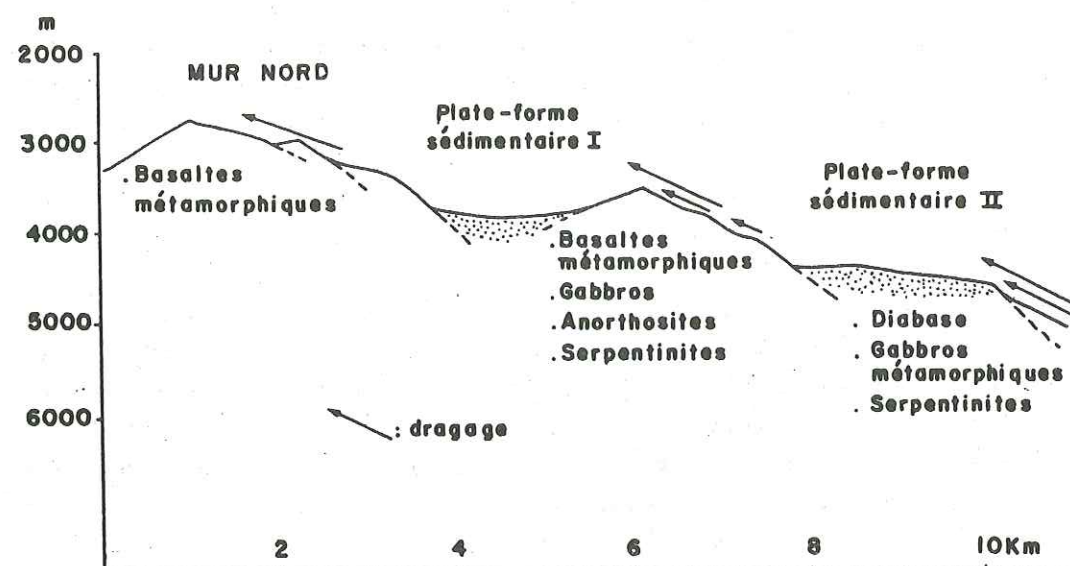


FIG. 17. - Morphologie du mur Nord de la zone transformante de la Romanche montrant deux bassins suspendus et indiquant la nature des roches draguées (voir fig. 15A) (d'après Hékinian *et al.*, modifié).

VEMA	ROMANCHE	St PAUL	ASCENSION	CHAIN	OCEANO-GRAPHER	ATLANTIS	FOSSE 4°S	FOSSE 43°N	KANE	CHARLY GIBBS	FOSSE A (FAMOUS)	FOSSE B (FAMOUS)	Roches draguées
○	○	○		○	○	○			○	○	●	●	BASALTES
○	○			○	○							○	METABASALTES
○	○										○	○	BRECHES DE BASALTE
	○												BRECHE DE METABASALTE
○	○	○		○	○	○			○	○		○	GABBROS-DIORITE
○	○												METAGABBROS
●	●	●	●	●	●	○	●	●	○	○		○	ULTRAMAFITES
○	○												BRECHES D'ULTRAMAFITES
○	○	○			○								AMPHIBOLITES
○	○												RODINGITES

● Lithotype abondant
○ Lithotype peu fréquent

TABL. I. - Roches draguées dans les zones de fracture de l'Atlantique Nord et Central (d'après Cortesogno *et al.*, 1978, modifié).

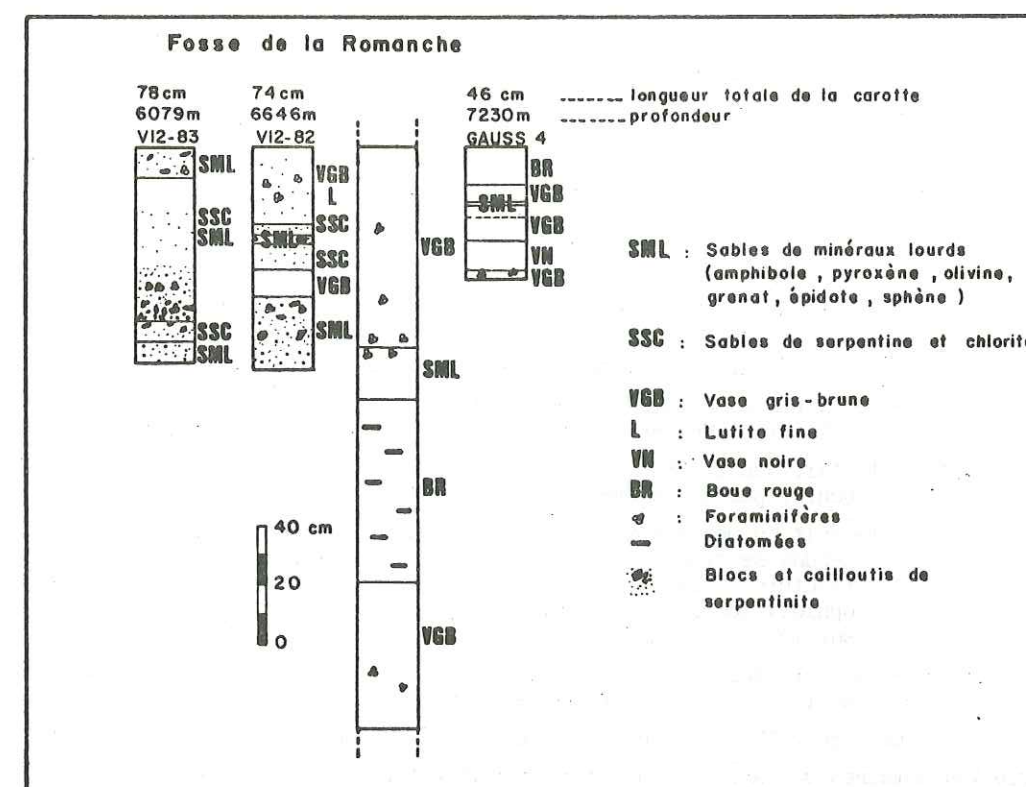


FIG. 18. - Représentation schématique de quatre carottages effectués dans la zone de fracture de la Romanche (d'après Heezen *et al.*, 1964, modifié).

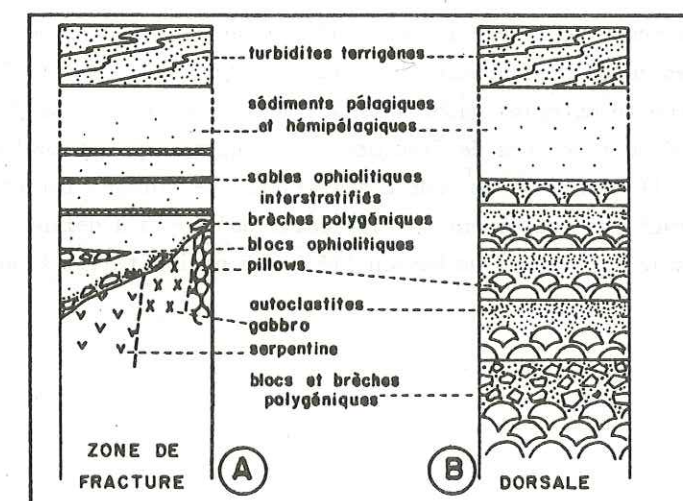


FIG. 19. - Représentation schématique de la place d'horizons détritiques ophiolitiques dans les environnements des zones de fractures et des dorsales.

F - CONCLUSIONS : CARACTERES DES ZONES DE FRACTURE, COMPARAISON AVEC LES DORSALES

On retiendra, comme caractéristiques propres aux zones de fracture, les faits suivants :

- la répétition des petits bassins suspendus, indépendants les uns des autres,
- la grande variété des roches soumises au démantèlement et la diversité granulométrique du matériel provenant de leur désagrégation,
- la présence de minces horizons de matériel détritique ophiolitique associés intimement aux sédiments pélagiques qui remplissent la fosse,
- le fait que certaines roches, gabbros, serpentinites et basaltes peuvent être métamorphisées et/ou déformées avant le démantèlement,
- le fait que les turbidites de matériel terrigène en provenance du plateau continental peuvent s'avancer en empruntant les fosses jusqu'aux abords de la ride,
- le fait qu'une partie de la sédimentation du fond de la fosse ou des bassins suspendus se trouve sous le contrôle morphologique des deux murs de la zone de fracture. Ceux-ci constituent en effet des zones nourricières de détritiques ophiolitiques. Cette situation morphologique est inconnue à une telle échelle sur les flancs des dorsales,
- la couverture sédimentaire pélagique et hémipélagique montre une grande épaisseur (plusieurs centaines de mètres).

La figure 19 récapitule ces conclusions et souligne les différences existantes entre les domaines des dorsales et des zones de fracture en ce qui concerne la place des niveaux détritiques ophiolitiques.

G - CAS PARTICULIER DES SECTEURS D'INTERSECTION FRACTURES-DORSALE

Ces secteurs sont certainement indissociables de par leurs affinités, à la fois des dorsales et des zones de fracture. Certains forages (334, 396) reflètent une double influence. La présence de matériel gabbroïque à l'état bréchiqye y est peut-être la manifestation d'une affinité de type zone de fracture et la répétition des coulées et brèches de pillows la signature de l'affinité de type zone d'accrétion. Ces forages furent implantés près de la dorsale, leurs caractères soulignent la difficulté qu'il y a à définir exactement leur position : sur la dorsale s.s ? dans un bassin lié à une petite faille transformante ? etc...

CHAPITRE IV

ESSAI DE GENERALISATION : LES AUTRES DOMAINES OCEANIQUES

A - PETITS BASSINS OCEANIQUES ET DETRITISME VOLCANOGENE : L'EXEMPLE DES BASSINS MARGINAUX DE L'OUEST PACIFIQUE (FIG. 20)

Les bassins marginaux sont intéressants pour deux raisons principales :

1) Lors de forages profonds dans le bassin ouest-philippin, dans le bassin de Parece Vela et dans le bassin des Mariannes, ont été rencontrés un grand nombre de niveaux volcanoclastiques basaltiques et andésitiques (Leg 58, Leg 59 et Leg 60). Ces niveaux, assemblés, constituent des épaisseurs considérables et sont le plus souvent déposés par courant de turbidité. Ils sont interstratifiés avec des sédiments biogènes, terrigènes, des niveaux de cendres et des coulées basaltiques (Chotin et al., 1979 ; Chamley et al., 1979 ; Blanchet et al., 1979) (figs 21 et 22).

2) Dans le bassin Ouest-Philippin, dans le bassin des Mariannes et aux abords de la fosse de subduction des Mariannes, 4 forages profonds (Leg 31, site 293, fig. 23 ; Leg 60, sites 453, 460 et 461, figs 21 et 22) ont mis en évidence l'existence d'un socle de brèches polygéniques à éléments de gabbros, métagabbros, basaltes et parfois de serpentinites. Dans le forage 445 (Leg 58) des sables et conglomérats à fragments de roches, à débris de minéraux et bioclastes ont été traversés. Ils contiennent des morceaux de basalte, de schistes à hornblende et des plagioclases ; mais aussi de l'augite, de l'olivine, des hornblendes, de l'actinote, de l'épidote, des spinelles chromifères, attestant de la désagrégation d'un édifice sous-marin complexe où affleurent des roches ignées, métamorphiques et ultramafiques : la ride de Daïto (Tokuyama et al., 1980 ; Klein et al., 1980).

Une campagne de dragages du N/O Mendeleev (International Working Group on the IGCP Project "Ophiolites" (1977)) (juin-août 1976) a, en outre, montré l'existence de roches du cortège ophiolitique, parfois extrêmement tectonisées, le long du rift fossile de Parece Vela (Fosse IPOD). Gabbros, diabases, dolérites, serpentinites, lherzolites, pillows y ont été dragués.

Il serait trop long de décrire un à un tous les forages. Les figures 21, 22, 23, en dégagent les principaux résultats et nous renvoyons le lecteur à des articles synthétiques récents (in Blanchet et Montadert, 1981 éditeurs. Colloque C 3 du 26ème Congrès Géologique international).

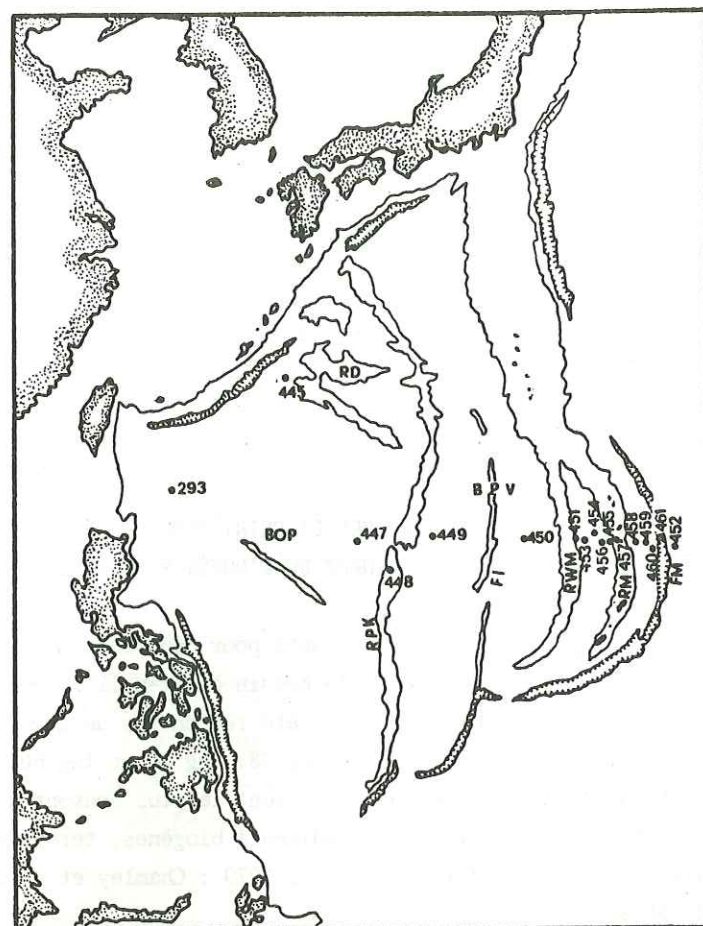


FIG. 20 .- Carte de localisation des forages D.S.D.P. (cités dans le texte), dans les bassins marginaux de l'Ouest Pacifique.

F.M. - Fosse des Mariannes
 R.M. - Ride des Mariannes
 R.W.M. - Ride Ouest Mariannes
 F.I. - Fosse IPOD
 B.P.V. - Bassin de Parece-Vela
 R.P.K. - Ride Palau-Kyushu
 B.O.P. - Bassin Ouest Philippin
 R.D. - Ride de Laïto.

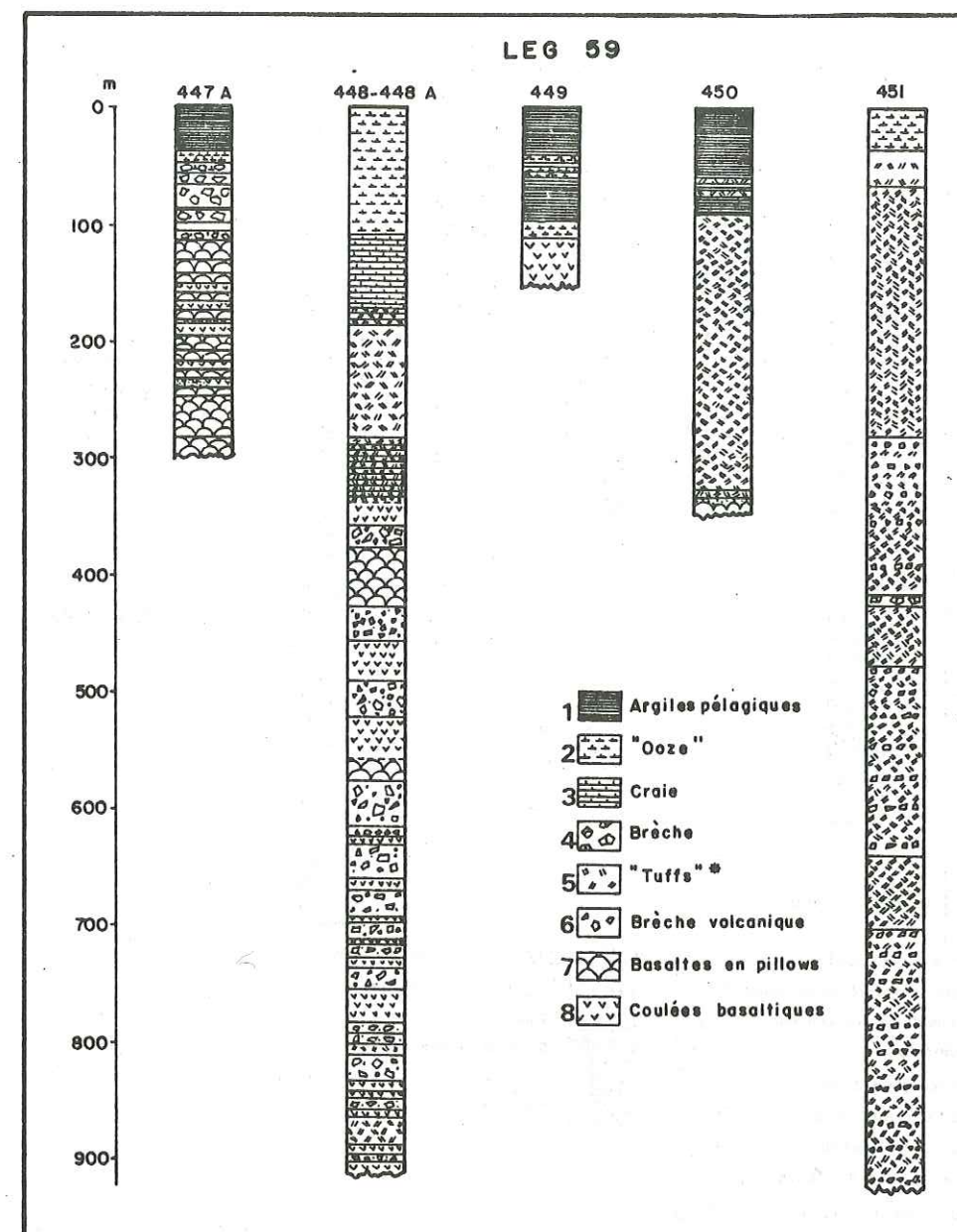


FIG. 21 .- Colonnes lithologiques établies à partir des données du Leg 59 (D.S.D.P.) (d'après Chotin *et al.*, 1979, modifié).

* Sens du mot " Tuff " : il s'agit d'une roche indurée composée d'éléments vitreux, rocheux ou cristallins de 1/16 à 2 mm de diamètre, d'origine auto-, pyro- ou épi-clastique. L'équivalent non induré est nommé "Ash". La traduction la plus rigoureuse serait : grès volcanoclastique, quel'on pourrait préciser en ajoutant à éléments de verre, roche ou cristaux. Si l'origine est connue, on peut remplacer volcanoclastique, par épi-, auto- ou pyroclastique.

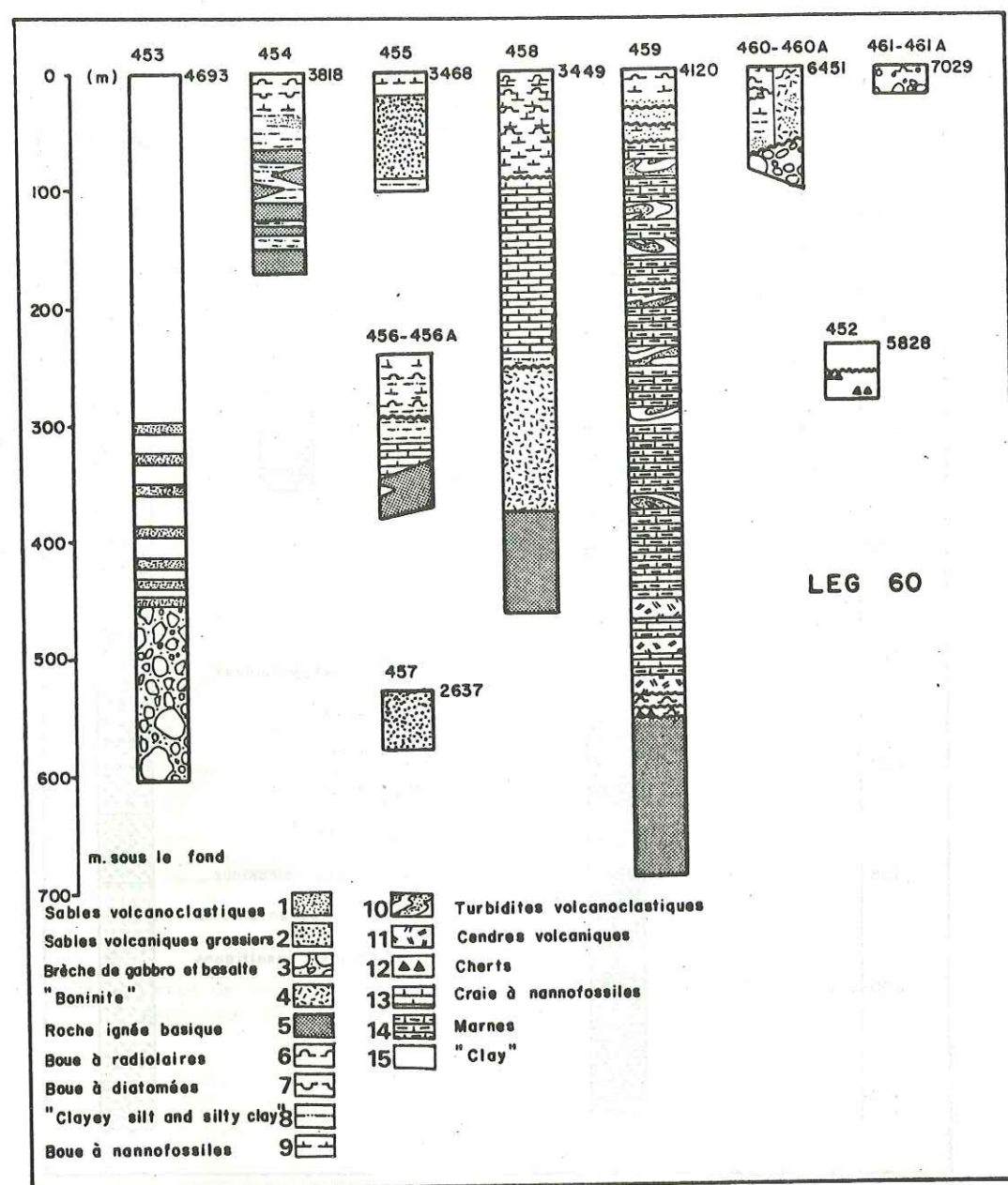


FIG. 22.- Colonnes lithologiques établies à partir des données du Leg 60 (D.S.D.P.) (d'après Blanchet *et al.*, 1979, modifié).

Nous insisterons néanmoins sur deux d'entre eux qui présentent une série sédimentaire originale, comprenant des argiles des grands fonds et des vases calcaires reposant directement sur la croûte océanique basaltique. Il s'agit des forages 447 et 449 implantés de part et d'autre de la ride Palau-Kyushu (Chotin *et al.*, 1979). Le type de série qu'ils mettent en évidence s'oppose très clairement à la couverture sédimentaire révélée par les autres forages, où dominent les termes détritiques andésitiques, basaltiques et continentaux, suggérant une forte influence des arcs avoisinants. Ces deux forages permettent d'ajouter des éléments à la diversité déjà soulignée des types de sédimentation des bassins marginaux. De tels sédiments pélagiques se déposent directement sur la croûte océanique au plus profond du bassin près des centres d'expansion lorsque les produits volcanoclastiques n'atteignent pas ces zones. Ceci se produit pour deux raisons : soit parce que l'activité volcanique de l'arc est réduite ou a cessé, soit parce que les turbidites ne progradent pas jusque là (Karig et Moore, 1975).

Dans le domaine qui nous concerne, la caractéristique des bassins marginaux reste la répétition des niveaux volcanoclastiques, inconnue à une telle échelle dans les séries des dorsales et des zones de fracture. Au site 451 par exemple, des brèches et des sables volcanoclastiques se succèdent sur environ 900 m (Chotin *et al.*, 1979).

Nous retiendrons que l'étroitesse des bassins océaniques tels que les bassins marginaux, la grande activité tectonique dont ils sont le siège et le fait, enfin, qu'une grande part de leur activité volcanique se situe en domaine aérien ou littoral favorisent les phénomènes de désagrégation et d'érosion de produits effusifs. Leur rapide subsidence se traduit dans la morphologie par l'existence de fortes pentes sous-marines le long desquelles s'opèrent le déplacement et la resédimentation profonde des produits volcanodétritiques. Ces turbidites de matériel volcanogène recouvrent parfois des sédiments pélagiques totalement exempts de produits détritiques effusifs (Dickinson, 1974 ; Karig et Moore, 1975 ; Blanchet, 1977 ; Sigurdson *et al.*, 1980 ; Pickerill, 1981).

A cette activité s'ajoute le fait que les bassins marginaux sont des domaines d'accrétion avec toutes les propriétés des dorsales exposées plus haut. Nous avons ainsi noté la fréquence des brèches gabbroïques dans les forages et dragages réalisés dans ces domaines. Cette activité de type dorsale s'accompagne du développement de nombreuses failles transformantes. Ces traits créent une morphologie accidentée qui se lit remarquablement bien le long des dorsales actives (fig. 25) ou fossiles (fig. 24) (Hussong et Uyeda, 1981).

Un bassin marginal présente finalement la sommation de tous les phénomènes détritiques ophiolitiques décrits dans les chapitres I, II et III auxquels s'ajoute l'accumulation rapide des produits épiciastiques basaltiques et andésitiques. Nous pensons de plus qu'un petit bassin océanique de taille comparable à celle des bassins marginaux bordé par des volcans basaltiques aériens ou proches de la surface serait le siège d'une sédimentation volcanoclastique *exclusivement basaltique* importante. Ces deux réflexions nous permettront d'élaborer plus loin un modèle sédimentaire idéal (voir conclusions p. 45).

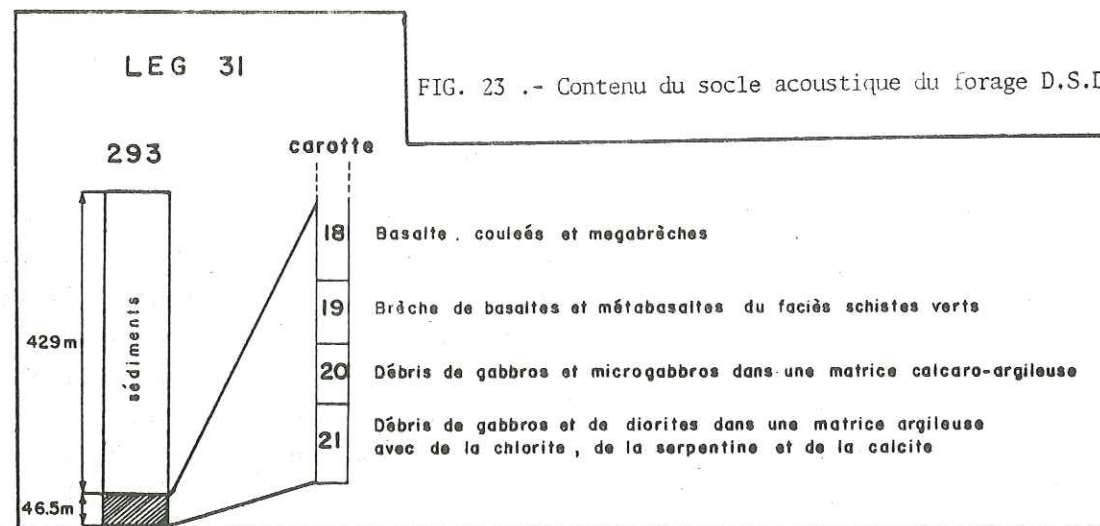
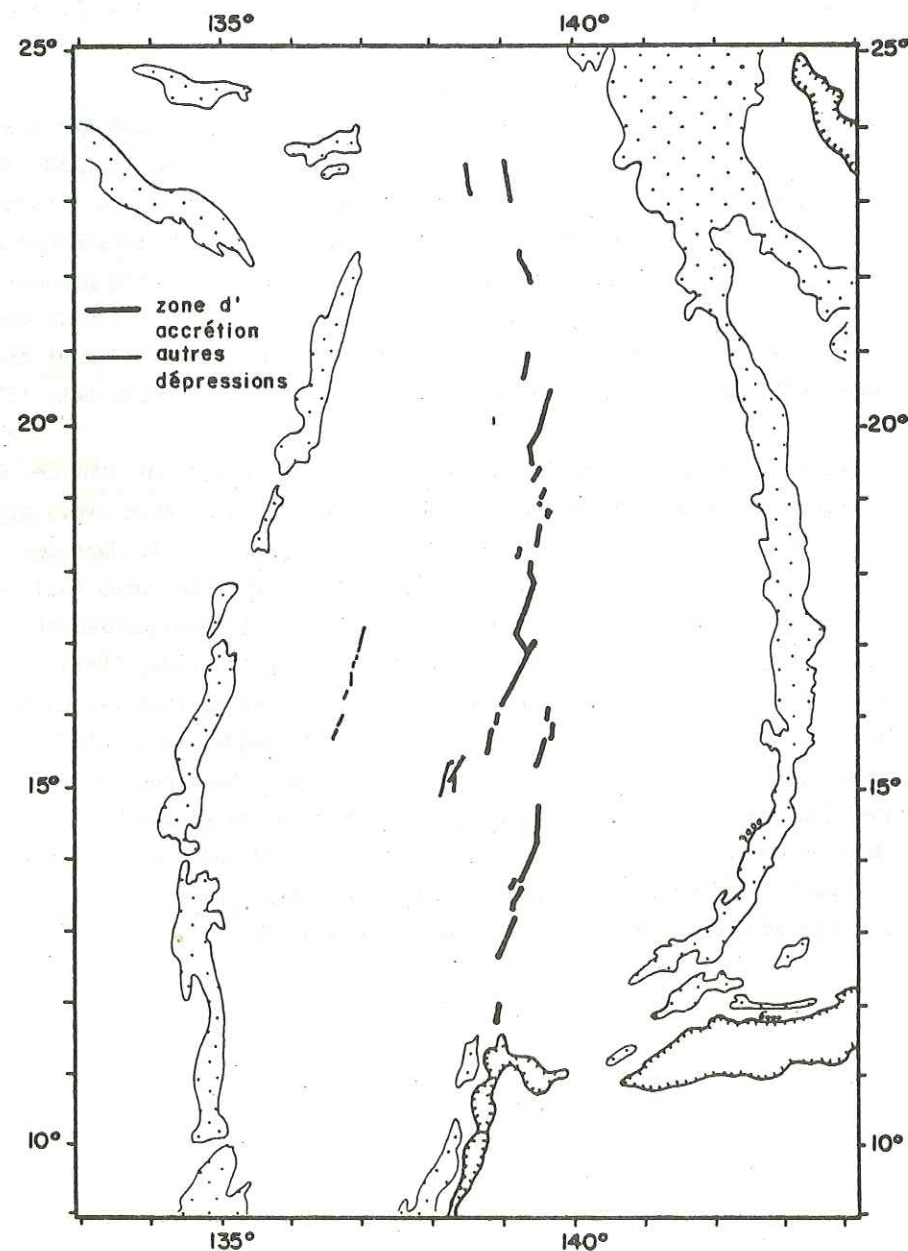


FIG. 23 .- Contenu du socle acoustique du forage D.S.D.P. 293.

FIG. 24 .- Traits structuraux du Bassin de Parece-Vela (d'après Mrozowski et Hayes, 1979, modifié).



B - AUTRES EXEMPLES DE DOMAINES OCEANIQUE METTANT A L'AFFLEUREMENT DES ROCHES DU CORTEGE OPHIOLITIQUE

Il est possible que la liste des lieux où ont été dragués serpentinites et gabbros soit extrêmement longue. Nous sommes conscients de n'en donner qu'un aperçu.

- Dans la fosse de Tonga, fut prélevé un échantillon de serpentinite (Fischer et Engel, 1969).

- Le long des fractures de l'Océan Indien furent dragués serpentinites et gabbros (Cortesogno et al., 1978).

- Dans la fosse de Porto-Rico affleurent un ensemble très complexe de roches basiques et ultrabasiques déjà métamorphiques (Perfit et al., 1980).

- Sur la ride de Cayman on connaît l'existence de gabbros, de gabbros foliés et de roches ultramafiques associés à des basaltes (Caytrough, 1979). Ces roches composent une structure interprétée comme une ride d'expansion, mais l'absence de relations cogénétiques entre les basaltes et les gabbros paraît infirmer cette interprétation (Tual, 1981). Il s'agit peut-être d'une structure intraocéanique complexe, tectonisée, à mettre en relation avec l'existence de grandes zones décrochantes la bordant au Nord et au Sud.

- Un dragage effectué à la base du mur interne de la fosse des Mariannes lors de la campagne du N/O Mendeleev (International Working Group on the I.G.C.P. Project "Ophiolites", 1977) a ramené des roches que l'on peut classer en trois groupes selon leur induration.

1) Argiles brunes peu lithifiées, sables de verre volcanique acide et brèches non consolidées de roches magmatiques variées.

2) Roches plus compactes :

- . Sables blancs d'éléments vitreux et cristallins de laves acides,
- . Sables parfois granoclassés, consistant en verre altéré, plagioclases, pyroxènes, hornblende, biotite, fragments de basalte,
- . Sables composés de fragments de basalte et de serpentine, de plagioclases, de minéraux mafiques, de débris de calcaire et d'argilites,
- . Brèches de diabase, gabbro, basalte, et fragments de serpentine,
- . Calcaires et marnes micritiques ou détritiques,
- . Argilites siliceuses à radiolaires.

Dans les brèches, le ciment est d'âge Miocène, mais le processus de bréchification et de démantèlement est encore actif actuellement.

3) Petits débris d'argilite silicifiée, grès verts, et brèches composées de roches ophiolitiques.

Cet ensemble de roches, dont la diversité est tout à fait remarquable (et à notre connaissance de caractère exceptionnel) provient de la désintégration d'un édifice ophiolitique situé au milieu du mur interne. Cet édifice correspond à une coupe complète de la croûte océanique. Les auteurs proposent des analogies avec le massif du Troodos.

Il ne faut pas nécessairement voir un lien génétique entre la subduction et cet édifice ophiolitique. L'âge de ce dernier peut être plus ancien que le début de la subduction (Blanchet, communication personnelle).

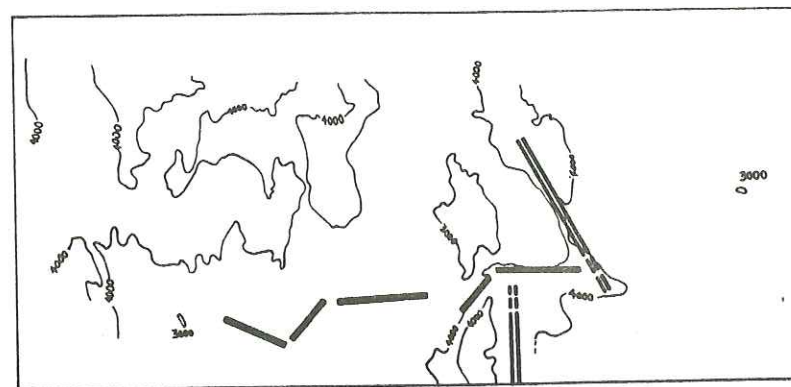


FIG. 25.- Rides et fractures reconnues dans le bassin des Mariannes (d'après Hussong et Uyeda, 1981, modifié).

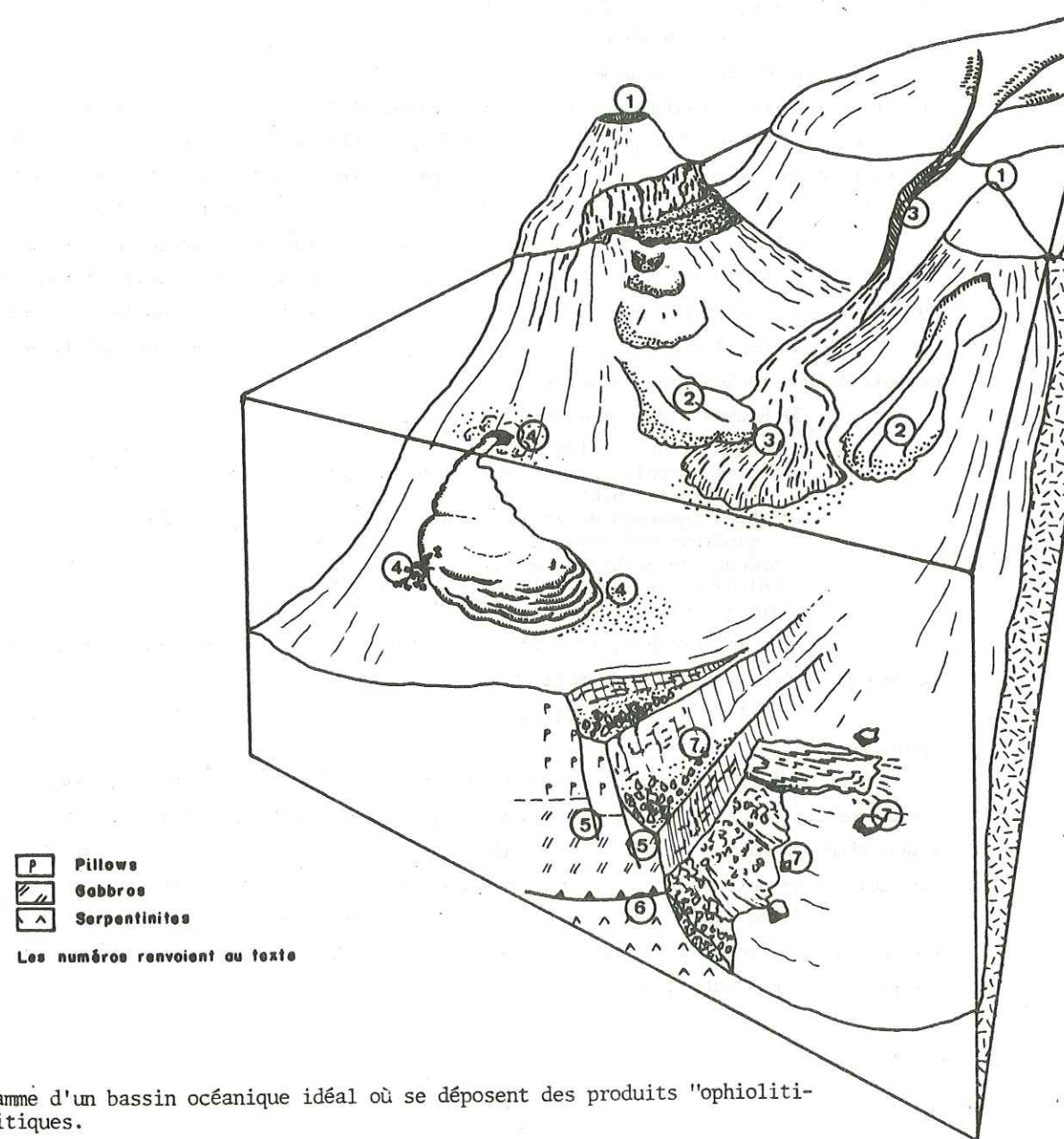


FIG. 26

.- Bloc diagrammé d'un bassin océanique idéal où se déposent des produits "ophiolitiques" détritiques.

CONCLUSIONS

Les résultats de l'étude du démantèlement de matériel ophiolitique dans les océans et notamment sur le Banc de Gorringe permettent de dégager plusieurs notions, dont certaines nous paraissent nouvelles et importantes.

1 - La totalité des détritiques à matériel igné océanique (éboulis de talus ou blocs et niveaux fins mêlés aux sédiments pélagiques) représente un pourcentage non négligeable du volume des sédiments océaniques.

2 - A la suite de cette étude se dégage un phénomène de convergence : dans plusieurs contextes océaniques (rides, zones de fracture, bassins marginaux, fosses de subduction), plusieurs processus peuvent conduire à des résultats analogues.

3 - Il est possible d'esquisser des comparaisons entre ces divers contextes mais plusieurs paramètres contenus dans les séries sédimentaires ou dans le socle océanique, ont permis de caractériser certains domaines (dorsales, zones de fracture, bassins marginaux...).

4 - Quel que soit le lieu considéré, le cadre topographique des dépôts détritiques océaniques autochtones peut être précisé : nombreuses falaises très fracturées, petites terrasses suspendues recevant des éboulis, vastes plaines parsemées de blocs volumineux, etc...

5 - Ce paysage accidenté traduit l'existence d'événements tectoniques de type extensif, compressif ou coulissant. Un résultat de cette étude est d'avoir souligné l'importance d'un couplage tectonique-sédimentation dans les fonds océaniques.

6 - Enfin nous pouvons présenter un modèle idéal pour la sédimentation d'une série détritique ophiolitique complète, où l'on rencontrerait, des blocs isolés, des brèches et des minéraux sableux de serpentinite, gabbro et basalte dans un ensemble pélagique ou hémipélagique. Ce modèle idéal peut être décrit ainsi (les numéros renvoient à la fig.26) : un bassin de quelques centaines de kilomètres de largeur, très subsident, bordé d'édifices volcaniques basaltiques installés sur un socle continental¹. Ces volcans pourraient nourrir des écoulements turbiditiques en produits épi-et pyroclastiques², se mélangeant avec des apports terrigènes³. Des coulées sous-marines déposeraient des produits autoclastiques⁴, remaniés par endroit dans des sédiments biogènes et terrigènes. Une tectonique océanique dont les modalités peuvent être variées⁵⁻⁶ permettrait l'édification de structures sous-marines où affleueraient serpentinites et gabbro, soumis eux aussi au démantèlement⁷.

Dans les chaînes, il existe des complexes ophiolitiques bien exposés associés à des séries sédimentaires paléocéaniques. La compréhension du contexte tectono-sédimentaire de leur genèse ne peut se faire de façon valable que par référence constante aux données puisées dans les Océans actuels. Ce fut le thème de cette première partie.

Mais il convient de souligner le caractère souvent délicat de cette confrontation chaîne-océan, parce qu'il est nécessaire de procéder, avant toute interprétation, à une analyse précise du secteur alpin considéré : description lithostratigraphique fine, reconnaissance et analyse des déformations superposées, évaluation des effets des métamorphismes sur les lithologies, évaluation du degré de généralité des faits locaux par rapport à l'ensemble de la chaîne... C'est cette démarche que nous suivrons dans les deux parties suivantes.

PARTIE II

LES OPHIOLITES DU QUEYRAS ET LEURS COUVERTURES :
ANALYSE TECTONIQUE ET CONTEXTE METAMORPHIQUE
(MASSIFS DU BRIC BOUCHET, DU PELVAS ET DE ROCCA BIANCA)



PARTIE II

LES OPHIOLITES DU QUEYRAS ET LEURS COUVERTURES :
ANALYSE TECTONIQUE ET CONTEXTE METAMORPHIQUE
(MASSIFS DU BRIC BOUCHET, DU PELVAS ET DE ROCCA BIANCA)

PRESENTATION GENERALE

Cette partie est un lien nécessaire entre les observations effectuées *in situ* dans l'Océan et l'analyse détaillée d'affleurements à première vue comparables, mais où les roches sont affectées de déformations syn-schisteuses.

Sur les couvertures des ophiolites, le décryptage des grandes et petites structures et des effets du métamorphisme permet de gommer les effets des déformations et autorise à remonter ainsi jusqu'à une image d'une situation océanique primitive. Cette situation initiale, reconstituée, peut alors être comparée à des gisements actuels.

Ce travail d'analyse à plusieurs échelles est contenu dans la présente partie. Il prépare la phase finale de cette étude où seront tentées des comparaisons et des interprétations (partie III).

a) Situation des secteurs d'étude. Cadre lithostratigraphique

Trois secteurs ont été étudiés et cartographiés en détail. Ils sont situés sur la frontière franco-italienne dans la région du Queyras (Hautes-Alpes) (figs 27 et 28). Tous appartiennent à la nappe des Schistes lustrés, lesquels sont caractérisés ici par la présence de petites masses ophiolitiques, éparses au sein des métasédiments.

Ce complexe ophiolitifère, représentant des reliques fragmentaires, de l'Océan alpin (appelé liguro-piémontais par Caron, 1977) est charrié vers l'Ouest sur le socle continental de la paléo-marge européenne représenté ici par le massif de Dora-Maira. L'épisode tectonique ayant conduit à cette situation est le prélude à une succession d'évènements (déformations syn-schisteuses, chevauchements, etc...) dont les effets sont profondément inscrits dans les terrains.

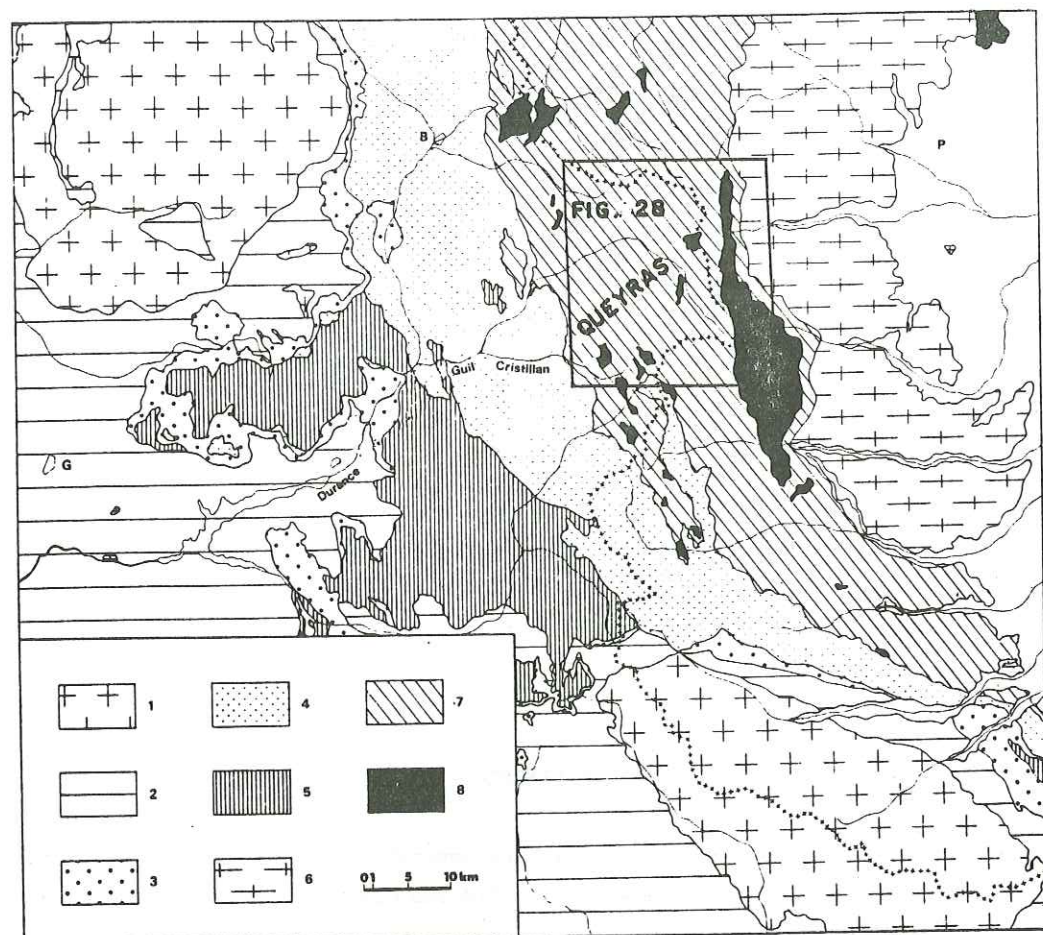


FIG. 27 - Cadre géologique de la région du Queyras et situation de la fig. 28.

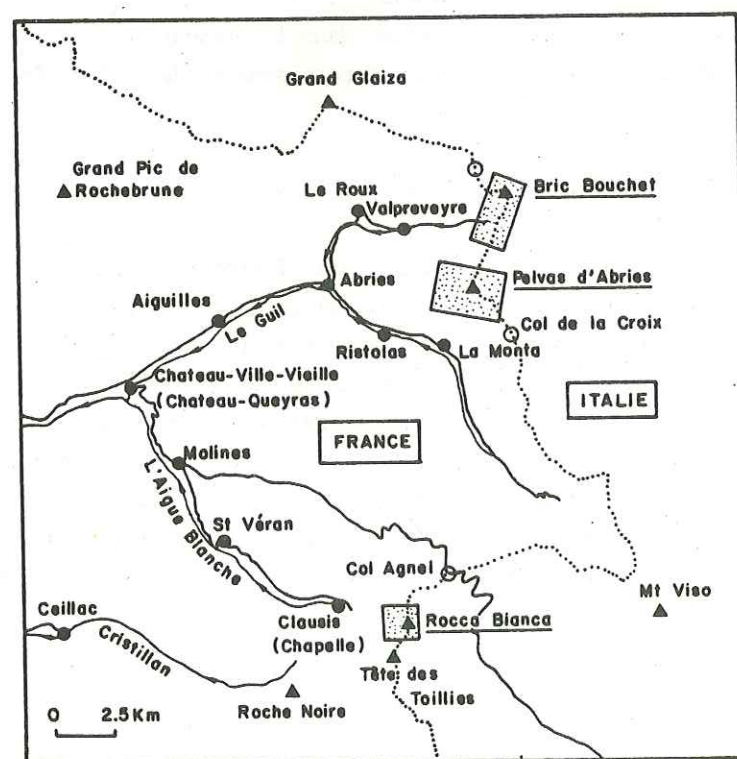


FIG. 28 - Localisation des trois secteurs étudiés.

— routes
— torrents
— frontière franco-italienne

Sur chacun des secteurs affleure une masse ophiolitique kilométrique étroitement associée à des métasédiments. Comme le montreront les analyses structurale et lithostratigraphique, ce mode de gisement en massifs épars, résulte de l'action d'intenses déformations s'appliquant à des unités composites comprenant le paléosubstratum océanique et des "schistes lustrés". Ces déformations conduisent le plus souvent à isoler des charnières polyphasées à coeur d'ophiolites. Les rapports entre ces ophiolites et les métasédiments sont développés dans la troisième partie. Ils sont à la base de l'interprétation énoncée ci-dessus et permettent de s'assurer, comme il le semblait de prime abord, que tout ou partie des métasédiments entourant les corps ophiolitiques constituent leur couverture originelle. Dans ces chapitres, nous adopterons, en les discutant succinctement, les résultats de l'analyse lithostratigraphique développés par ailleurs.

Les trois séries de couverture étudiées sont variées dans le détail mais, deux d'entre elles sont comparables aux séries liguro-piémontaises dont un exemple type est bien développé au Pelvat de Chabrière (Lemoine *et al.*, 1970) et qui comprennent au-dessus des ophiolites : 1) des radiolarites (quartzites, jaspes) ; 2) des marbres ; 3) des schistes et calcaires (Formation de la Replatte) (cf fig. 98).

Dans le Massif de la Roche Noire (Tricart, 1973, fig. 28), la formation de la Replatte supporte des schistes et quartzites (formation de Roche Noire).

La série de Chabrière et son homologue de Roche Noire sont comparables à la série du Bracco de l'Apenin Ligure (Passerini, 1965 ; Abbate, 1969 ; Decandia et Elter, 1969 ; Elter, 1975), ce qui permet de proposer les âges suivants : Jurassique supérieur pour les marbres et quartzites, Crétacé inférieur pour la formation de la Replatte (Lemoine, 1971), Crétacé moyen à supérieur pour la formation de Roche Noire (Tricart, 1973).

Cette correspondance fut récemment confirmée par des datations par radiolaires effectuées à la base d'une série comparable, reposant sur des ophiolites (SE St Véran). La microfaune fournit, pour les radiolaires, un âge kimmeridgien inférieur (de Wever et Caby, 1981).

Les séries liguro-piémontaises, reposant sur un substratum ophiolitique (océanique) peuvent être corrélées avec des séries piémontaises ou prépiémontaises déposées sur un socle continental supposé (Bourbon *et al.*, 1979) et qui affleurent à l'Ouest des secteurs étudiés. Nous citerons la série prépiémontaise de la Roche des Clots, la plus externe paléogéographiquement mais la plus proche géographiquement (Lemoine *et al.*, 1978).

Il ressort des comparaisons esquissées avec les séries apenniniques que deux niveaux repères doivent être retenus dans ces régions : les quartzites (anciennes radiolarites probables) et les marbres (anciens calcaires fins pélagiques). Dans l'état actuel des connaissances, ces niveaux paraissent pouvoir jouer le rôle de marqueurs du Jurassique supérieur. Si cette notion est utilisable à l'échelle régionale, elle reste d'application délicate dans les observations de détail. En effet, souvent, au toit du paléo-socle océanique, manquent les quartzites. De plus, à l'intérieur de séries diversifiées, existent parfois plusieurs niveaux de marbres ou de quartzites. Ces derniers se présentent sous deux faciès : massifs à amphiboles bleues et rubannés à lits phylliteux. Le second faciès, riche en phengite et chlorite est très rarement en contact direct avec les ophiolites, il n'apparaît qu'au sein de séries diversifiées et

prend parfois l'aspect de véritables micaschistes (Caron, 1977). Il est probable qu'il représente, plutôt que d'anciennes radiolarites, des roches détritiques. En définitive, les deux marqueurs, marbres et quartzites, ne semblent utilisables que lorsqu'ils recouvrent directement les ophiolites.

Dans les trois secteurs présentés ici, les termes métasédimentaires se distinguent avant tout par l'abondance du matériel détritique ophiolitique de toute taille. Ce caractère a déjà été souligné par Lemoine et Tricart (1979) dans la Formation du Col Agnel, dont les rapports avec le paléo-substratum océanique ne sont pas apparents, mais qui peut être comparée néanmoins à une partie de la Série de Chabrière.

Des résultats de travaux récents s'accordent à montrer que, dans les Alpes cottiennes, la série de type Chabrière, telle qu'elle fut définie, présente un caractère assez exceptionnel : elle est dépourvue de termes ophiolitiques (cf partie III, p.140) (Lemoine et Tricart, 1979 ; Lagabrielle *et al.*, 1982 ; Lagabrielle, Lemoine et Tricart, 1982).

b) Cadre tectono-métamorphique

Ces régions portent la marque d'une structuration polyphasée effectuée dans une succession de climats métamorphiques changeants.

Trois tectoniques syn-schisteuses se sont succédées. L'étude microstructurale montre que le premier épisode de déformation s'est accompagné de la cristallisation de minéraux de haute pression et basse température (glaucophane et lawsonite). C'est au cours d'une augmentation de la température et d'une légère baisse de pression (rétromorphose vers le faciès schistes verts) qu'ont pris place la seconde et la troisième phase de déformation. Les résultats présentés dans le chapitre IV de cette partie confirment un schéma d'évolution générale déjà classique (Liewig, 1981 ; Desmons, 1980 ; Caron, 1977 ; Bocquet, 1974).

CHAPITRE I

LE SECTEUR DU BRIC BOUCHET

A - PRESENTATION : TOPOGRAPHIE, GRANDES FORMATIONS

1 - Cadre topographique

La région cartographiée se situe de part et d'autre de l'arête frontalière franco-italienne au-dessus du village de Valpreveyre, entre la Pointe Giornivetta et le Col de Valpreveyre. Le point culminant est représenté par le Bric Bouchet (2997 m). Les communications pédestres avec l'Italie s'établissent par le col de Valpreveyre (2737 m) vers le Val Germanasca et par le Col Bouchet (2635 m) vers le Val Pellice. En dépit de l'altitude, les affleurements représentent un pourcentage peu élevé de la surface totale des terrains. Dans ces régions méridionales, la limite supérieure des alpages est élevée (3000 m). Les éboulis consolidés, inactifs, occupent une importante superficie.

Pour plus de clarté, nous avons baptisé un certain nombre de lieux ou de sommets, ceux-ci sont figurés sur la carte, leur nom suivi d'une astérisque (fig. 29).

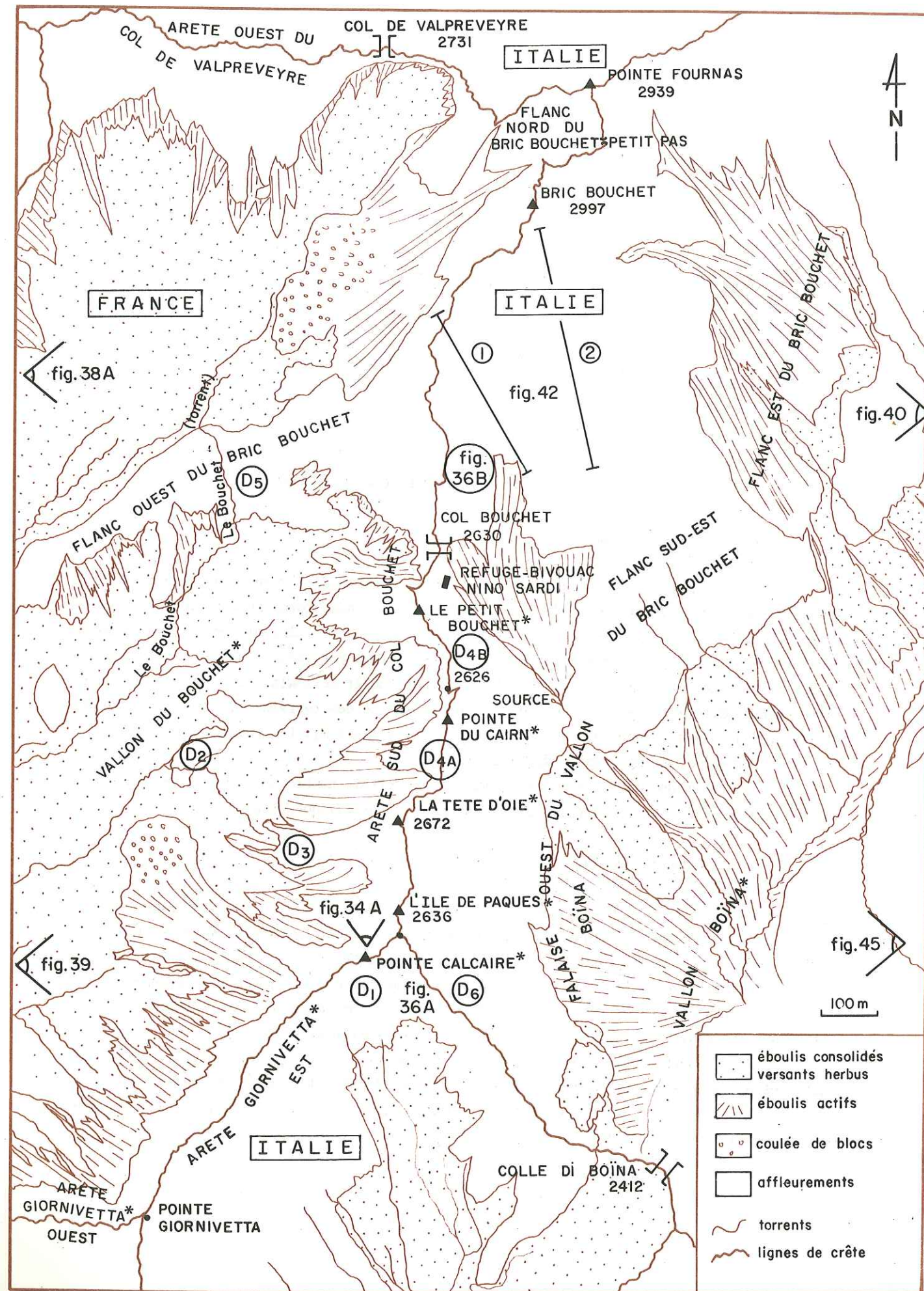
2 - Les grands ensembles géologiques

a) Présentation

Avant d'aborder l'étude structurale détaillée, il est nécessaire de présenter les grandes formations dont on analysera l'agencement tectonique.

Les terrains affleurant dans ce secteur forment trois ensembles fondamentaux :

1. Les prasinites (métabasites). Elles constituent la masse principale du Bric Bouchet. On y reconnaît localement des brèches de pillows fortement étirées.
2. Une série métasédimentaire affleurant autour des prasinites dont les termes sont variés et à l'intérieur de laquelle nous proposons de définir plusieurs formations.
3. Un ensemble de calcschistes allochtones (Formation des calcschistes de Valpreveyre) que nous traiterons à part (cf. c).



Considérons les deux premiers ensembles. Le contact entre les prasinites et les métasédiments, partout où il est visible, n'est pas tectonique. Le caractère normal ou inverse de la série n'est pas établi avec certitude (Lagabrielle, 1981). De même, la nature initiale des prasinites du Bric Bouchet reste *a priori* hypothétique. Ces incertitudes ont conduit Caron à présenter successivement deux interprétations. Dans sa thèse (Caron, 1977), il proposait que l'ensemble métasédimentaire soit couronné par les prasinites (métacoulées) du Bric Bouchet. Dans un article plus récent (Bourbon *et al.*, 1979), les auteurs, dont Caron, admettent la disposition inverse, et proposent de plus que les prasinites représentent l'ancien plancher océanique.

Cette seconde hypothèse ne doit pas être retenue de façon définitive; en effet, ces prasinites pourraient représenter également une métacoulée interstratifiée au sein d'une série sédimentaire dont n'affleurerait ici qu'un fragment. L'interprétation proposée par Bourbon *et al.* (1979) peut être défendue par trois types d'arguments pour lesquels nous laissons la discussion ouverte.

1. Elle a permis des corrélations avec des séries déposées sur la marge continentale (Bourbon *et al.*, 1979).

2. La situation de ce massif est en tous points comparable à celles d'autres massifs de la région où sont impliqués de façon indubitable un paléo-substratum et sa couverture océanique.

3. L'épaisseur des prasinites est, en dépit des redoublements tectoniques, relativement importante (100 à 150 m). Dans les secteurs cartographiés, les anciennes coulées volcaniques n'atteignent pas des épaisseurs comparables.

Nous nommons *série de type Bric Bouchet*, la succession continue des termes lithologiques affleurant sur le secteur étudié et formant la couverture des prasinites du Bric Bouchet représentant, soit l'ancienne croûte océanique, soit une ancienne coulée interstratifiée dans une série initialement plus complète.

La subdivision en quatre formations se fera selon les proportions plus ou moins grandes de niveaux caractéristiques, marbres, prasinites, quartzites, actinoschistes, calcschistes, etc ... (voir schéma structural, fig. 31, et carte géologique, fig. 30). La présentation débute par la base présumée de la série.

b) La série de type Bric Bouchet (cf fig. 90, p. 129)

La formation Nord-Col-Bouchet

Cette formation représente les premiers termes déposés sur le substratum basalitique. Elle consiste en une alternance de niveaux minces (quelques millimètres à quelques décimètres) de nature variée (prasinites, marbres, calcschistes, talcschistes, quartzites phylliteux, chloritoschistes, serpentinites...) contenant parfois des blocs de roche basique (prasinite-gabbro). Ils affleurent largement au Nord du Col Bouchet et sur la façade occidentale du Bric Bouchet.

Vers le Nord, cette formation passe latéralement à un ensemble de calcschistes, calcaires et quartzites blancs, toujours "collé" aux prasinites du Bric Bouchet, où manquent les termes ultrabasiques (serpentin schistes, talcschistes) et basiques (prasinites, chloritoschistes...). A la Pointe Fournas, des termes de minéralogie plus variée réapparaissent.

FIG. 29 - Cadre topographique du secteur du Bric Bouchet et situation des observations rapportées dans les figures suivantes.

La formation Sud-Col-Bouchet

Il s'agit d'un ensemble de niveaux centimétriques et décimétriques de calcaires, schistes et calcschistes, dont l'affleurement le plus représentatif se situe au Sud du Col Bouchet. Vers l'Ouest, cet ensemble se charge en blocs de prasinites, de gabbros et en niveaux serpentineux bien visibles dans l'entaille pratiquée par le torrent Bouchet. Vers le Nord, cette formation se poursuit jusqu'au Col de Valpreveyre, où elle contient parfois quelques niveaux semblables à ceux de la formation Nord-Col-Bouchet.

La formation de la Pointe du Cairn

Cette formation est très semblable à la formation Nord-Col-Bouchet mais ne contient aucun bloc de roche basique. Elle forme la base de la falaise Ouest du Vallon Boïna et la Pointe du Cairn, elle disparaît ensuite vers l'Ouest.

La formation du Vallon du Bouchet

Très largement répandue sur notre terrain, elle est caractérisée par l'existence de nombreux niveaux de prasinite d'épaisseur décimétrique à plurimétrique alternant avec des calcschistes. On y rencontre également des niveaux quartzitiques, serpentineux ou marmoréens. Elle affleure largement le long de l'escarpement qui domine le torrent Bouchet et le long de l'arête Sud du Col Bouchet, de la Tête d'Oie à la Pointe Calcaire. Un niveau de marbre repère et certains horizons prasinitiques visibles au fond de petits torrents, permettent d'établir de bonnes corrélations entre ces deux séries d'affleurements. Plus au Nord, ces terrains sont bien exposés à la faveur d'une série d'escarpements situés à l'Ouest du Col de Valpreveyre. Ces divers jalons soulignent la continuité N-S de cette formation.

La formation du Vallon du Bouchet affleure également, dans le versant oriental du secteur, sous les prasinites du Bric Bouchet. Elle appartient à une autre unité tectonique, chevauchée par l'ensemble du Bric Bouchet et de sa couverture (cf p. 70).

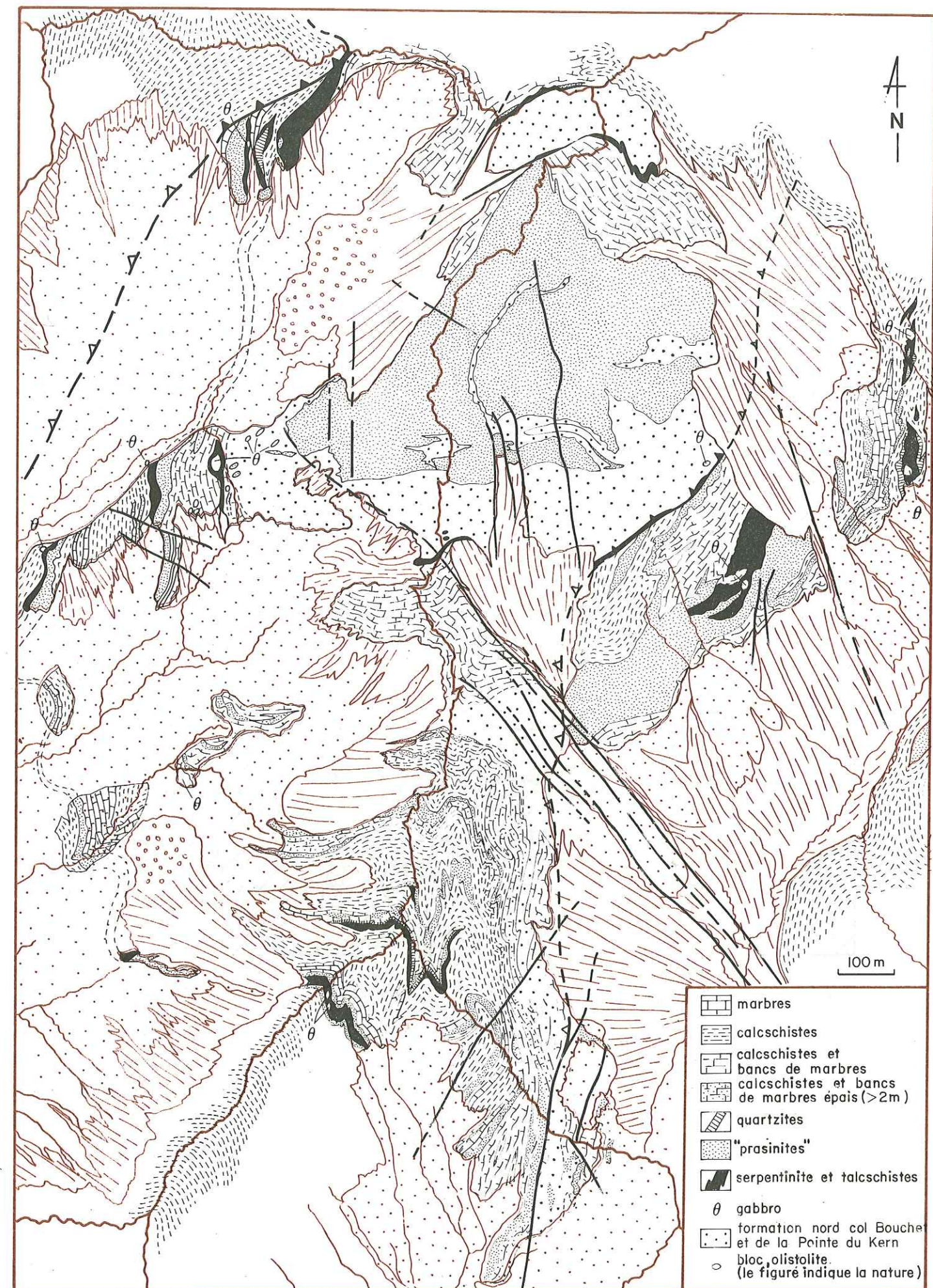
Conclusion : Les terrains qui forment la série de couverture des metabasites du Bric Bouchet présentent une grande diversité. Une subdivision en formations y fait apparaître des limites très tranchées.

Dans la plupart des cas néanmoins, le passage d'une formation à l'autre est progressif, par diminution et augmentation des termes qui les caractérisent. L'analyse détaillée des transitions est rendue difficile par la surimposition d'une intense déformation à toutes les échelles dont nous rendrons compte ci-après.

c) La formation des calcschistes de Valpreveyre

Cette formation, ne comprenant que des schistes noirs et des calcschistes, a une extension très grande dans tout le Queyras ; elle appartient à une unité tectonique chevauchante sur la couverture du Bric Bouchet (arête Ouest du Col de Valpreveyre).

FIG. 30 - Carte géologique du secteur du Bric Bouchet. Fond topographique d'après photo aérienne.



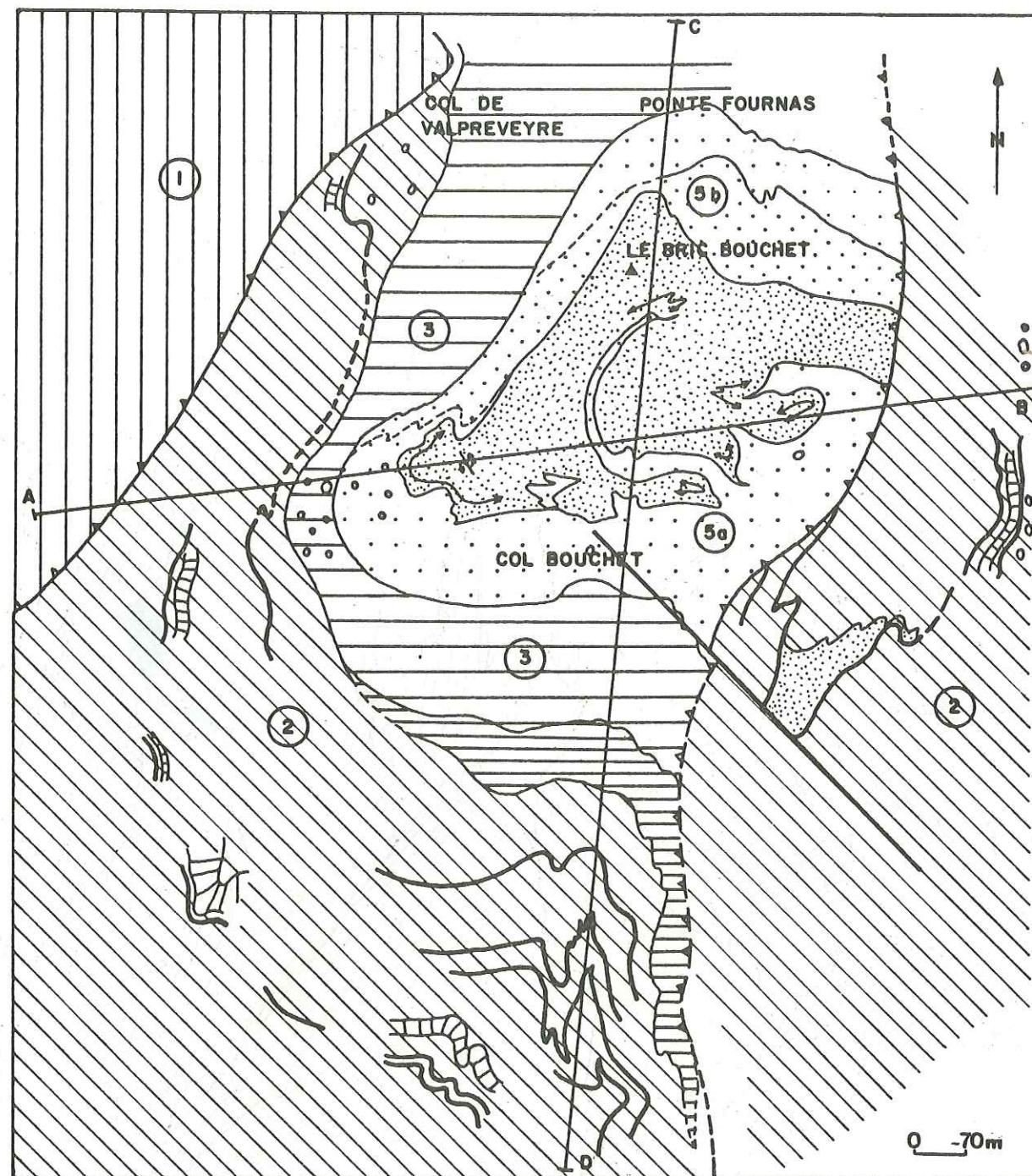


FIG. 31 - Schéma structural du secteur du Bric Bouchet.

- 1 : formation des calcschistes de Valpreveyre
- 2 : formation du Vallon du Bouchet
- 3 : formation Sud-Col-Bouchet
- 4 : formation de la Pointe du Cairn
- 5 : formation Nord-Col-Bouchet. a - niveaux serpentineux, chloriteux et prasinitiques abondants
b - marbres, quartzites et calcschistes
- oo : présence de blocs ophiolitiques
- A.B coupe de la fig. 46B
- C.D coupe de la fig. 46A

Son caractère fondamental est l'absence de termes tels que les prasinites, les talcschistes, les serpentinites, etc... Des travaux en cours (Lemoine, communication personnelle) montrent, que malgré l'homogénéité apparente du matériel, il est possible d'y analyser les structures régionales en considérant les alternances de schistes noirs siliceux et de calcschistes.

B - ANALYSE STRUCTURALE : LES MESOSTRUCTURES

Introduction

Dans l'ensemble du secteur cartographié, deux générations de plis peuvent être individualisées aussi bien dans le paysage que sur les affleurements et en lame mince. Ces plis superposés sont le plus souvent coaxiaux, suivant une direction moyenne E-W (axes plongeant d'une dizaine de degrés vers l'Ouest). Ils déforiment une foliation métamorphique préexistante (s_1). En première analyse, il n'est pas possible de distinguer des plis mésostructuraux associés à cette foliation.

Nous désignerons par P_2 et P_3 les plis superposés replissant s_1 , et s_2 et s_3 les schistosités respectivement associées. Ces plis sont repris dans des structures tardives, largement répandues mais traduisant des déformations de faible amplitude (fractures, flexures, ondulations...). Très ponctuellement existent aussi des structures tardives témoignant de déformations plus importantes (plis serrés, redressement à la verticale de structures horizontales...).

1 - Caractères des plis P_2 et P_3 dans les calcaires marmoréens : les plis replissés de la Pointe Calcaire

Les affleurements de la Pointe Calcaire, qui permettent une bonne analyse des plis P_2 et P_3 , se situent sur le flanc SE de l'arête Giornivetta dans la formation du Vallon du Bouchet. Sur 200 m de dénivelée affleure une cascade de plis superposés coaxiaux déformant un ensemble de calcaires à zones siliceuses. L'érosion différentielle qui met en relief les passées siliceuses permet une excellente lecture des structures (fig. 32).

Les plis les plus anciens, P_2 , y apparaissent très aigus, sub-isoclinaux et de type semblable (Ramsay, 1967). Les plis P_3 qui les déforiment sont plus ouverts et parfois à charnières plus arrondies ; leur longueur d'onde est plus courte. Par le développement inégal de leurs flancs, ils apparaissent nettement asymétriques. Dans la disposition actuelle, l'enchaînement des flancs longs, à pendage Sud et des flancs courts à pendage Nord caractérise :

- un déversement général vers le Nord si on se situe dans un flanc majeur inverse,
- un déversement général vers le Sud si on se situe dans un flanc majeur normal.

L'interprétation lithostratigraphique adoptée ici fait préférer la seconde situation. Celle-ci s'accorde également mieux avec le pendage Nord souvent accusé des plans axiaux 3.

Les flancs des plis P_2 sont souvent très allongés et amincis, ce qui est l'indice d'un intense fluage de la calcite dans le plan axial des plis. Nous mentionnerons plus loin,

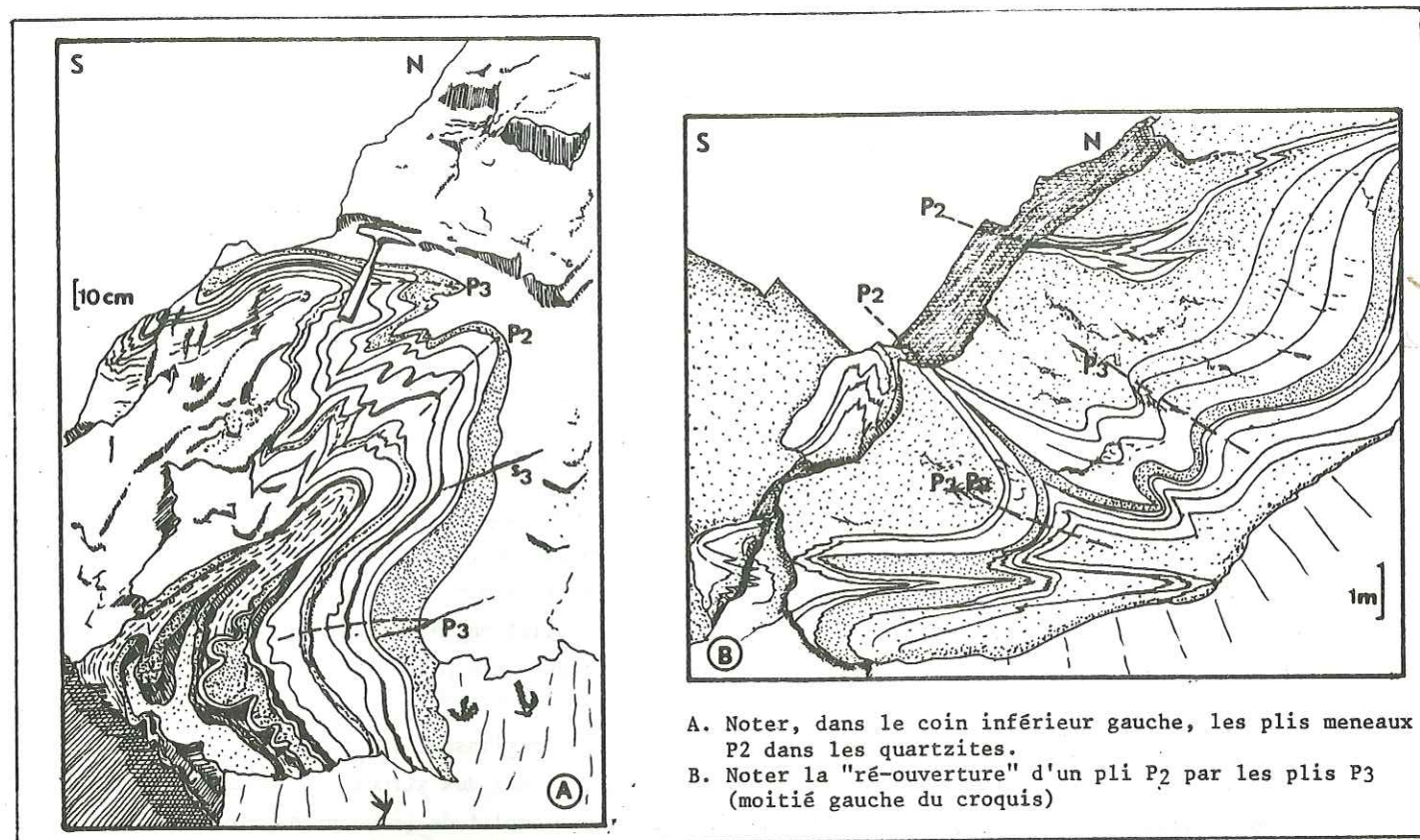


FIG. 32 .- Plis replissés dans les marbres et quartzites (B) et dans les marbres à zones siliceuses (A).

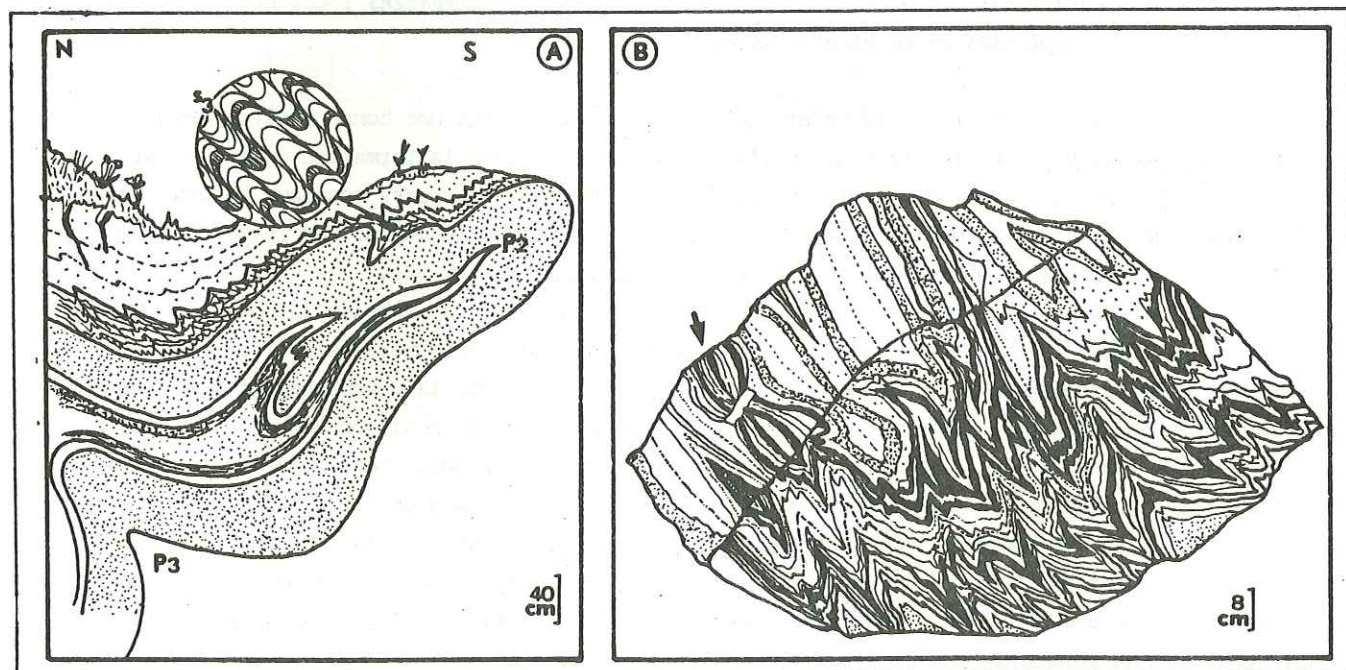


FIG. 33 .- Plis replissés dans les quartzites verts phylliteux : (A) Microcisaillements P3 ; (B) Étirement dans l'axe des plis P2 et P3 (flèche).

qu'un étirement *parallèlement* à l'axe des plis P_3 , s'exprime dans certaines lithologies (cf p. 60). Il convient de remarquer que l'aptitude au fluage des calcaires est responsable de l'existence de structures dont la lecture est parfois difficile. En effet, l'épaisseur des bancs marmoréens peut varier d'une dizaine de mètres en charnière de plis hectométriques, à quelques centimètres seulement dans les flancs. Ces variations d'épaisseur estompent parfois la continuité spatiale des structures. Très souvent, dans d'autres lithologies (prasinites, quartzites), le boudinage à grande échelle, interdit la lecture en continu des structures.

La schistosité associée aux plis P_3 est toujours grossière, peu serrée, de direction constante mais de plongement général vers le Nord variable. La schistosité s_2 , parallèle aux limites lithologiques dans les flancs des plis, est mal individualisée dans les calcaires. Elle se marque seulement dans les têtes très aiguës des plis P_2 , soulignée par un alignement de granules siliceux.

2 - Expressions des plis P_2 , P_3 et des schistosités s_2 , s_3 dans d'autres lithologies

a) Dans les calcschistes, les schistosités s_2 et s_3 sont très visibles. Elles permettent en effet le débit en plaquettes ou en dalles de ces roches sans que, bien souvent, les plis associés puissent y être correctement analysés. Les grandes faces des plaquettes sont des plans où s_1 , s_2 et s_3 sont confondues. Assez souvent, ces plaquettes isolent des charnières de plis P_2 ou P_3 très fermées contenues dans leur épaisseur.

b) Dans les quartzites phylliteux, les plis P_2 et P_3 revêtent des allures très voisines. Sans indices de superposition, il n'est pas possible de les distinguer. Leurs charnières, souvent très serrées, d'amplitude variable, sont aiguës ou arrondies. Ces plis se forment par microcisaillement et/ou fluage (fig. 33 A). Des figures de boudinage fréquentes indiquent un étirement *parallèlement* aux axes P_3 (fig. 33 B). Aux limites lithologiques marbres-quartzites, se forment souvent dans ces derniers, des meneaux (fig. 32 A) ou une vive crénulation (fig. 33 A). Lorsqu'ils intéressent de grandes épaisseurs de quartzites à amphiboles bleues, ces plis deviennent extrêmement serrés, désorganisés et de style très souple. Le mécanisme de fluage semble alors y être dominant.

c) Dans les prasinites litées, les plis P_2 et P_3 déforment la foliation s_1 soulignée par une alternance de niveaux millimétriques d'épidote, d'albite et de minéraux phylliteux ou aciculaires (chlorite, actinote, glaucophane...). A l'échelle du paysage, dans les falaises, les plis P_2 et P_3 sont soulignés par les nettes différences de couleurs entre prasinites, marbres et calcschistes.

L'étirement dans les flancs des plis 2, *perpendiculairement* à leurs axes, conduit à l'amincissement voire à la disparition des prasinites : il en résulte des boudins, disposés préférentiellement aux charnières des plis considérés. Les plis 3 (et peut-être P_2) s'accompagnent d'un intense étirement *parallèlement* à leurs axes, provoquant un nouveau tronçonnement perpendiculaire au précédent. Ceci conduit à une disposition singulière, où les prasinites se

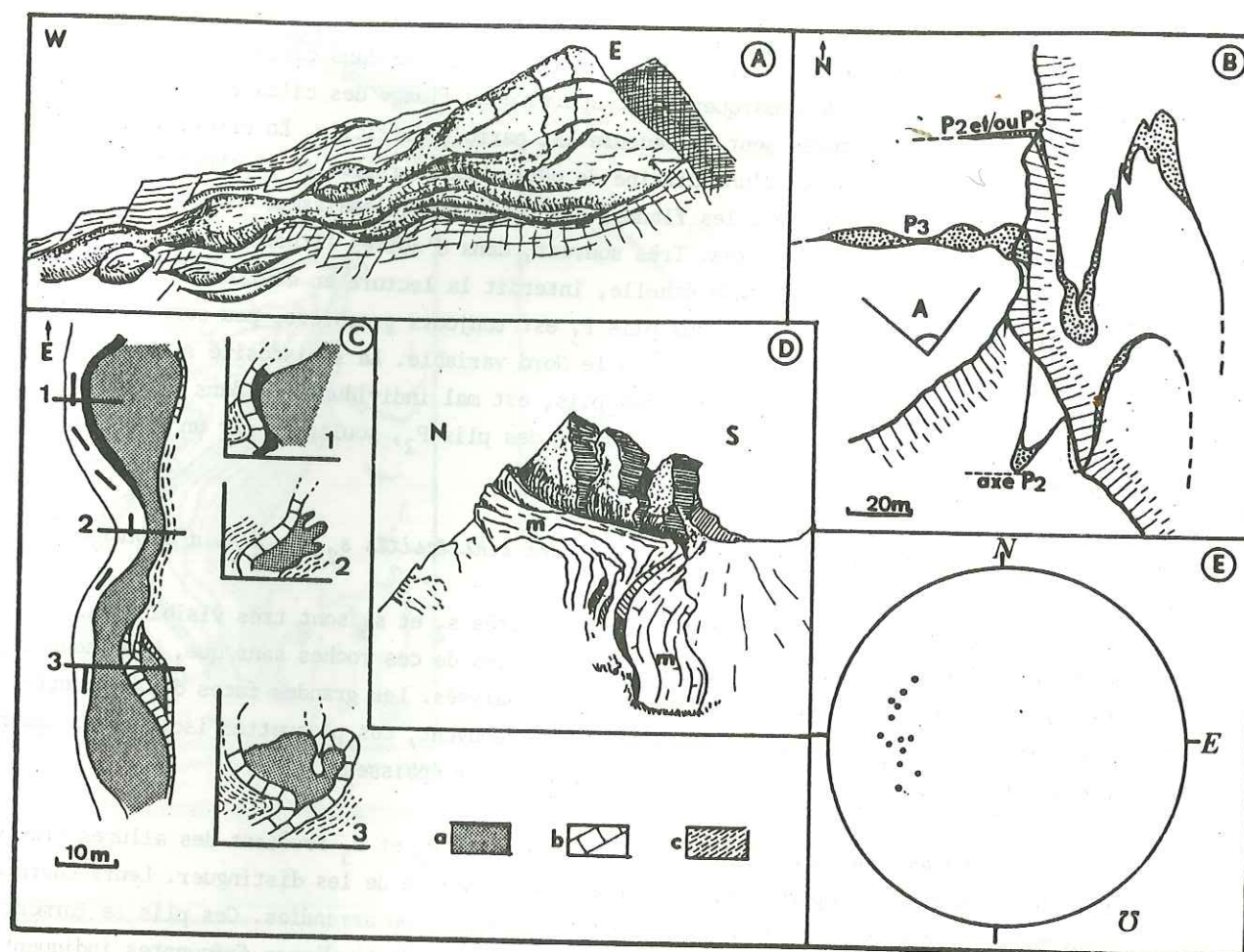


FIG. 34 - Etirement et boudinage dans les prasinites. L'exemple choisi se situe à la "Pointe de l'Ile de Pâques".

- A : vue du versant sud (en pointillé, les prasinites)
- B : Cartographie détaillée et localisation de la vue A. On remarquera l'amincissement des prasinites dans le flanc des plis P_2 , et l'épaississement dans les charnières.
- C : Etirement des prasinites selon l'axe du pli P_2 de la "Pointe de l'Ile de Pâques" : cartographie détaillée et coupes N-S (1, 2, 3). Les marbres épousent la forme des fuseaux de prasinites. En trait fort : axes des plis P_3 mineurs.
a : prasinites, b : marbres, c : calcschistes.
- D : Vue de la "Pointe de l'Ile de Pâques", on regarde vers l'Est. Remarquer la disposition des marbres (m).
- E : Stéréodiagramme des axes des plis P_3 mineurs des marbres, la dispersion mise en évidence permet de supposer que l'étirement et le boudinage décrits dans les prasinites sont contemporains des plis P_3 (projection de l'hémisphère inférieur).

présentent souvent en corps fusiformes parfois isolés (qu'il s'agit de ne pas confondre avec les olistolithes) (fig. 34).

3 - Analyse des directions structurales

Les principaux éléments structuraux mesurés sur le terrain sont rassemblés dans les stéréogrammes de la figure 35. Ceux-ci montrent la relative constance de l'orientation des axes des plis P_3 et leur éventuelle reprise par des plissements locaux tardifs (flanc Ouest du Bric Bouchet : D_5 ; pied de la falaise de la Tête d'Oie : D_3 ; vallon du Bouchet : D_2 ...). A la Pointe Calcaire, l'interface lithologique quartzites-marbres est propice à l'étude des relations entre les plis P_2 et P_3 . L'existence d'une linéation de crénulation l_2 associée aux plis P_2 oblique à la direction axiale des plis P_3 permet d'effectuer des mesures significatives. Le diagramme A (fig. 36) montre que les linéations l_2 déformées par les plis P_3 ne se répartissent pas sur la trace d'un petit cercle, mais tendent à s'organiser autour de la trace d'un grand cercle.

La position des projections de la linéation l_2 ne permet pas de proposer des conclusions définitives. Les diagrammes de reprise présentés peuvent être interprétés de deux façons :

1. les plis P_3 se sont formés par glissement selon le plan axial,
2. les plis P_3 se sont formés par flexion, ils ont ensuite évolué dans un fort aplatissement accompagné d'un étirement suivant une direction préférentielle.

Ces deux mécanismes de plissement fournissent grossièrement les mêmes stéréogrammes de reprise (Ramsay, 1967). Dans le cas du second mécanisme les traces de l'étirement qui a succédé au plissement restent généralement imprimées dans les terrains (linéation, boudins, etc...).

Ici, des figures de boudinage selon l'axe des plis P_3 sont fréquentes. Cette fréquence peut faire préférer la seconde interprétation.

Le diagramme B (fig. 36) réalisé à partir de mesures collectées dans les mêmes faciès, sur le flanc Sud du Bric Bouchet, appelle les mêmes conclusions.

L'étirement axial interdit *a priori* que l'on retrouve la direction initiale des plis P_2 , deux faits permettent néanmoins de penser qu'elle était voisine de N 40.

1) Sur le flanc Nord du Bric Bouchet existe un pli plurimétrique dont l'axe de direction N 40 s'infléchit brutalement vers l'Ouest pour acquérir la direction N 90 (fig. 38). Il s'agit d'un pli P_2 partiellement réorienté vers la direction E-W lors de l'épisode de création des plis P_3 . On peut penser qu'en raison du comportement rhéologique particulier des prasinites du Bric Bouchet, qui constituaient une masse très compétente, la réorientation de la direction N 40 à N 90 a affecté seulement la partie occidentale du pli.

2) Sur le flanc Sud du Bric Bouchet, au Nord du Col Bouchet (fig. 37), les linéations l_2 sont systématiquement orientées au N 40 dans les flancs longs, pentés vers le Sud, des plis P_3 .

La supposition la plus simple consiste à admettre que sur le lieu des observations la série métasédimentaire est toujours restée à l'endroit au cours des épisodes plicatifs successifs P_1 et P_2 . Dans ce cas, la restitution de la direction initiale l_2 peut se faire selon

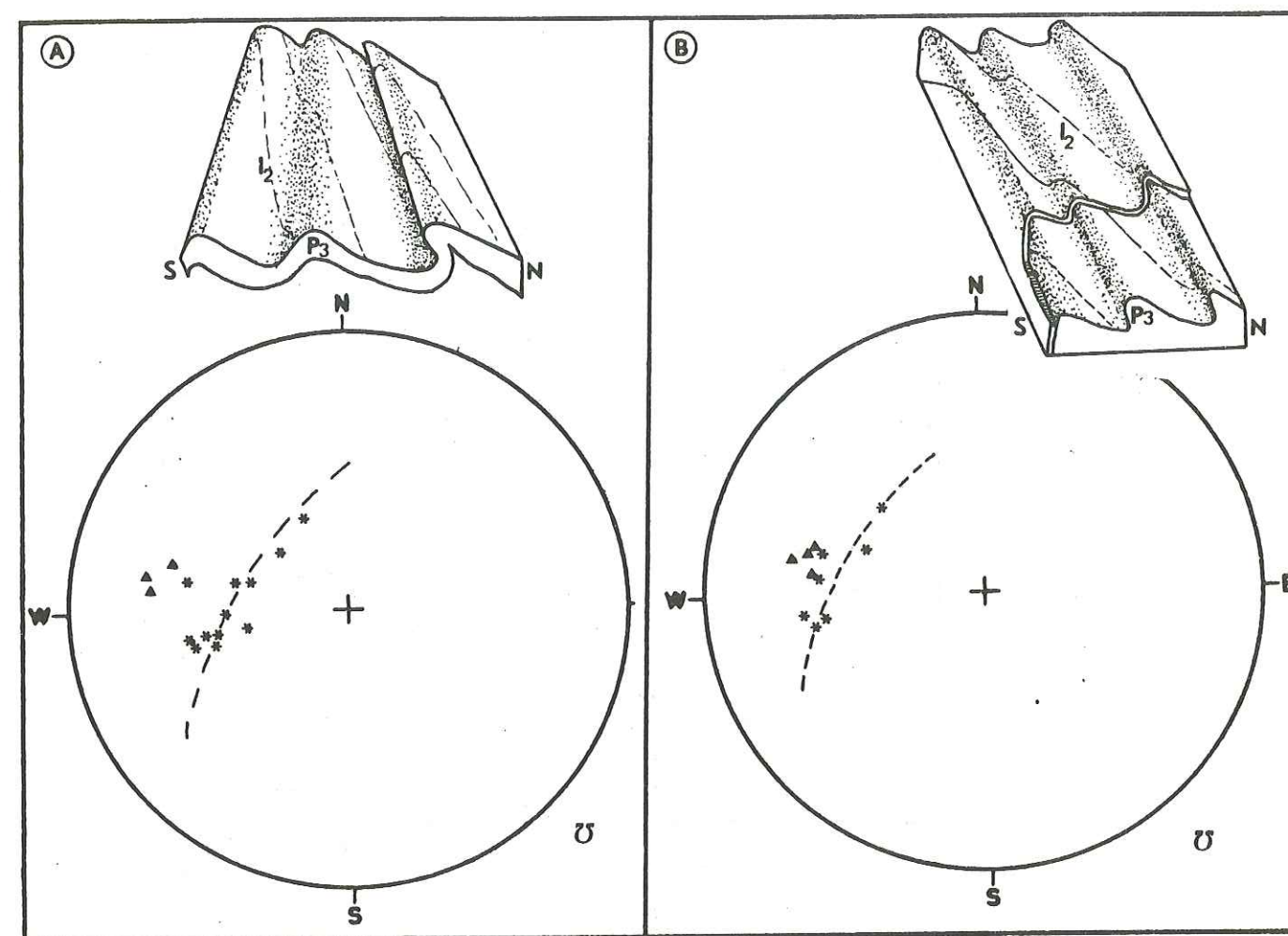
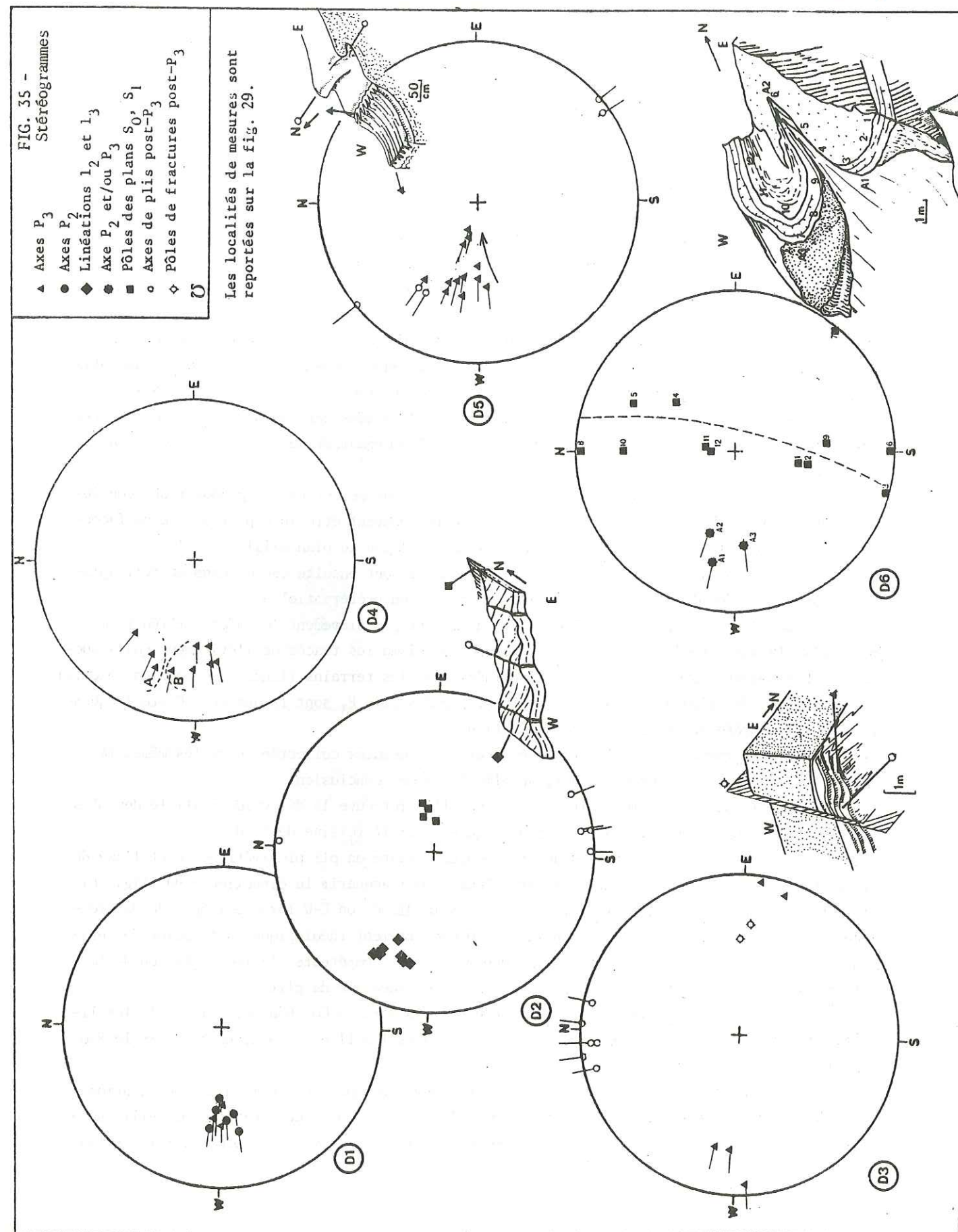


FIG. 36 - Reprise de la linéation l_2 par les plis P_3 . (A) : quartzites phylliteux de la Pointe Calcaire, (B) : du flanc Sud du Bric Bouchet.

Triangles : axes des plis P_3
 Etoiles : linéations l_2 .

Les linéations l_2 mesurées sont des linéations de crenulation qui ne se répartissent pas sur une portion de petit cercle, mais se rapprochent de la trace d'un grand cercle. Cette disposition est discutée dans le texte. Elle conduit à deux interprétations :

- 1) les plis P_3 se sont formés par *flexion*, puis *aplatissement* et *étirement* préférentiel.
- 2) les plis P_3 se sont formés par *glissement* parallèlement au plan axial.

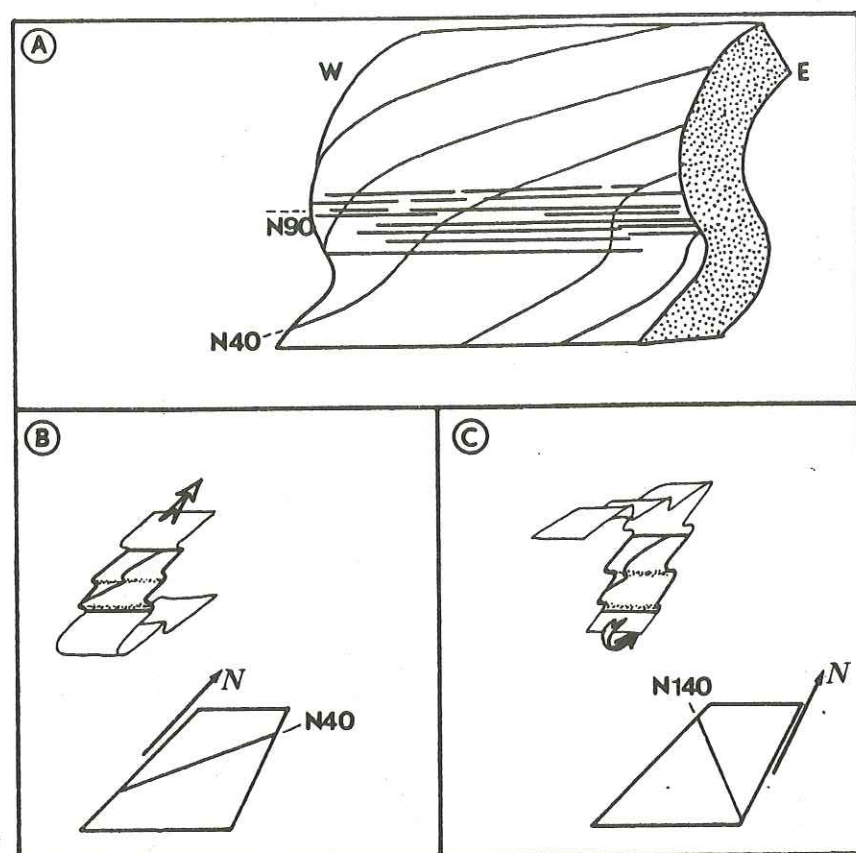


FIG. 37 - Restitution de la direction initiale de la linéation l_2 .

L'exemple est pris dans les quartzites, au Nord du Col Bouchet (voir discussion p. 61).

- (A) : la linéation l_2 fait un angle important avec les axes P_3 orientés E-W. L'étirement axial a été faible, voire nul. La direction restituée l_2 est donc proche de sa valeur initiale.
- (B) : si l'on se trouve sur le flanc normal d'un pli couché vers le Sud, remise à l'horizontale, la linéation l_2 restituée est orientée au N 40.
- (C) : si l'on se trouve sur le flanc inverse d'un pli couché vers le Nord, remise à l'horizontale, la linéation l_2 restituée est orientée au N 140.

les deux possibilités développées dans la figure 37. Le sens de déversement général des plis P_3 observé par ailleurs dans tout le secteur nous conduit à préférer la première possibilité.

Conclusions

Le secteur du Bric Bouchet est affecté de deux plissements superposés (P_2 et P_3) déformant une foliation métamorphique (s_1). Les plis les plus récents P_3 , sont serrés et à déversement apparent vers le Sud.

Les plis superposés sont coaxiaux, et présentent des indices de fluage, d'étirement et d'aplatissement importants. Nous tiendrons compte de ces phénomènes pour l'étude de coupes détaillées (partie III) en recherchant des sites de déformation minimale.

C - TECTONIQUE D'ENSEMBLE : LES MACROSTRUCTURES

Ce paragraphe permettra d'attribuer aux déformations décrites ci-dessus, les structures observées en grand dans le paysage.

1 - Le Bric Bouchet

a) Plis superposés

Les visages très divers que présente le Bric Bouchet selon les angles d'observation témoignent de la complexité structurale de ce massif (figs 38, 39, 40). L'interprétation que nous en faisons est présentée selon la démarche menée sur le terrain.

Nous établirons un premier schéma à la suite de l'analyse du versant italien (fig. 40), schéma que nous modifierons après l'étude du versant français (figs 38, 39). Une proposition logique finale sera présentée.

- La façade orientale du Bric Bouchet

Le Bric Bouchet s'y présente comme une tête plongeante majeure de pli P_2 accompagnée de nombreuses charnières pluridécimétriques de même phase. Cette structure est déformée par des plis P_3 déversés vers le Sud, puis mise à la verticale lors d'épisodes tectoniques tardifs.

L'analyse tectonique met d'abord en évidence le grand développement des charnières de plis P_2 qui déforment s_1 et qui sont à leur tour affectés par les plis P_3 . Ces charnières appartiennent à des plis d'amplitude hectométrique ou pluridécimétrique.

Ainsi, dans le cône d'éboulis qui conduit du Col Bouchet à l'antécime du Bric Bouchet, se suit un pli P_2 de prasinites, pincé et à coeur de métasédiments (voir localisation fig. 30). L'analyse des petites structures P_2 permet de placer la tête de ce pli, au Nord, sous le sommet du Bric Bouchet (fig. 41). Lorsque l'on progresse de cet endroit vers l'Ouest, c'est-à-dire vers l'arête frontalière, on rencontre une nouvelle charnière P_2 aiguë, à coeur de prasinite, constituant la tête d'un pli contigu au précédent. En s'avancant maintenant vers l'Est, du flanc Sud-Est au flanc Est du Bric Bouchet, on rencontre des charnières pluridécimétriques de plis P_2 à coeur de prasinite déversées vers le Sud. Les coupes de la figure 42 renseignent sur le style de ces structures. L'étude des petites et des grandes structures confirme le déversement général de ces plis P_2 vers le Sud.

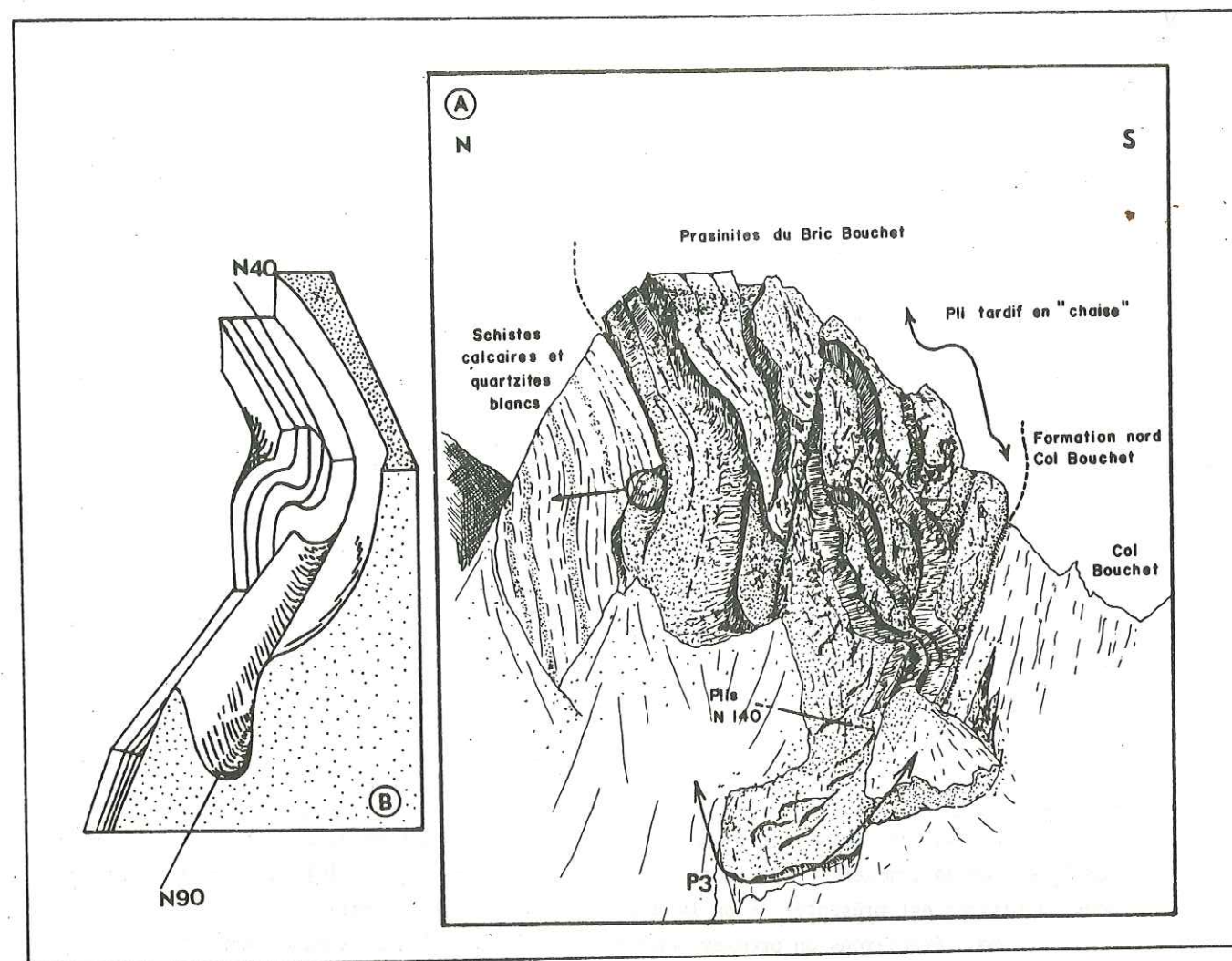


FIG. 38 - (A) : Face Ouest du Bric Bouchet. (B) : détail d'un pli P_2 , réorienté partiellement dans la direction des plis P_3 (explication dans le texte).

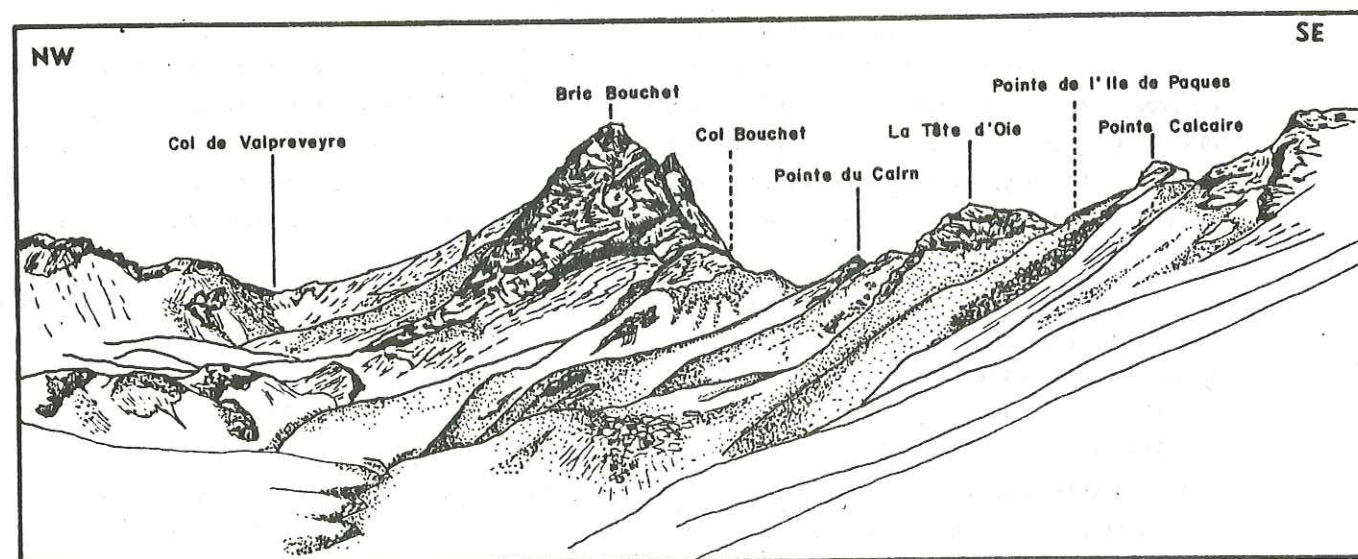


FIG. 39 - Face Sud-Ouest du Bric Bouchet.

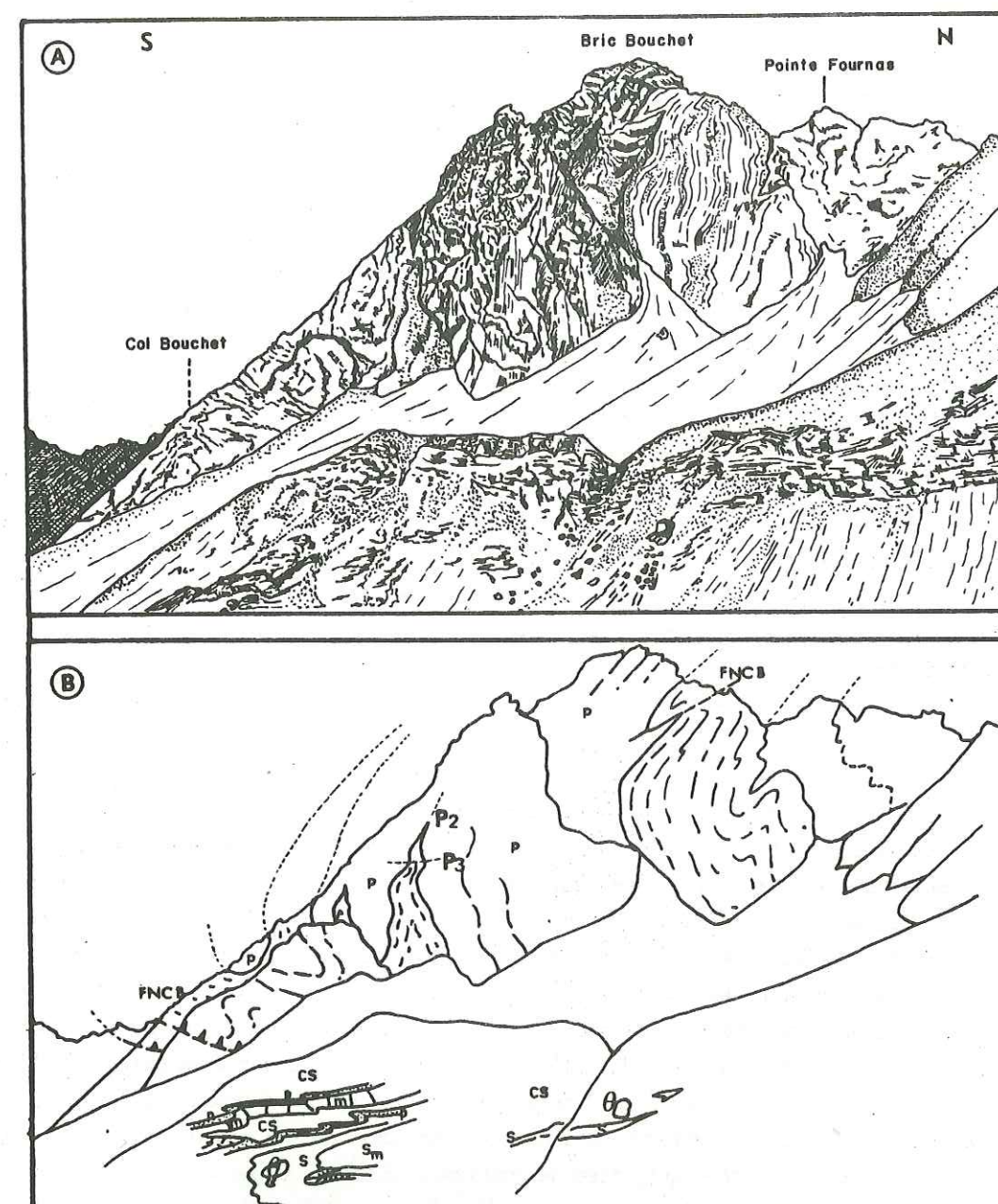


FIG. 40 - Face Est du Bric Bouchet.

(A) : aspect.

(B) : interprétation.

Remarquer la disposition verticale des prasinites (p) du Bric Bouchet et les charnières pluridécamétriques P_2 . Au premier plan, les termes métasédimentaires sont globalement horizontaux. Le contact basal du Bric Bouchet est masqué par un puissant cône d'éboulis, au centre du croquis. CS : calcschistes ; m : marbres ; θ : gabbro (olistolithes) ; Sm : serpentinite massive ; S : serpentinite schisteuse et opicalcite ; F.N.C.B. : Formation Nord-Col-Bouchet.

Un panorama du Bric Bouchet effectué en regardant vers l'Ouest (fig. 40) montre sa structure d'ensemble : une masse verticale de prasinite, affectée par de nombreux plis P_2 d'ampleur pluridécamétrique déversés vers le Sud. L'ensemble est repris par des plis P_3 tardifs. Cette masse est bordée de part et d'autre, au Nord et au Sud par sa couverture. Ceci nécessite géométriquement l'existence d'une charnière majeure d'un pli kilométrique P_2 , dont chaque flanc constituerait les côtés Nord et Sud du Bric Bouchet. Cette présence est fortement suggérée par l'abondance des charnières P_2 . L'analyse du déversement général des plis P_2 conduit à placer cette charnière dans la position représentée fig. 42, c'est-à-dire sa convexité dirigée vers le bas. Cette charnière n'est pas visible dans la paroi. Ajoutons qu'un épais cône d'éboulis et une troncature à la base du Bric Bouchet (fig. 40) empêchent qu'on vérifie son existence.

A cette interprétation, on doit dès maintenant présenter deux objections :

1. Il n'y a pas de plis P_2 à déversement compatible avec la structure proposée, sur le flanc Nord du Bric Bouchet.

2. Le seul pli du versant Nord est visible sur la face Ouest. C'est un pli P_2 de flanc normal à déversement Sud déjà décrit fig. 38 ; logiquement, on s'attend à trouver ici un pli de flanc inverse à déversement Sud.

Ces objections s'intégreront dans notre interprétation après l'analyse du versant français.

- La façade occidentale du Bric Bouchet

Le fait structural le plus important du versant français intéresse le Bric Bouchet dans son ensemble. Il correspond à une charnière anticlinale majeure, à coeur de prasinite, d'axe E-W plongeant à l'W et dessinée par la courbure de l'interface prasinites-métasédiments (figs 31 et 38). La foliation s_1 des prasinites suit en continu la courbe de cette charnière. Il ne s'agit donc pas d'un pli P_1 mais d'une structure P_2 ou P_3 .

Examinons ces deux possibilités :

. Si c'est une charnière P_2 , elle ne peut que se raccorder à la charnière P_2 majeure déduite de l'analyse de la face Est ; dans ce cas, cette charnière unique est fortement courbée, convexe vers le bas et contenue dans un plan vertical. Le pli majeur P_2 ainsi dessiné serait un *pli en fourreau*. Cependant, rien ne confirme, dans notre secteur, l'existence d'un tel pli. Les couches métasédimentaires gardent en effet un plongement constant ; elles ne montrent pas de courbure ou d'inversion de leur inclinaison en relation avec l'existence d'une tête de pli totalement fermée sur elle-même. Les formations cartographiées n'accusent pas de mouvement comparable ; au contraire, vers le Sud, elles "s'éloignent" du Bric Bouchet (fig. 31).

. Si c'est un pli P_3 , son axe est sensiblement parallèle à celui du pli P_2 . Le Bric Bouchet se présente alors comme la superposition de deux structures plicatives de grande ampleur : une tête plongeante de pli P_2 , accompagnée de nombreuses charnières associées, reprise par un pli isoclinal P_3 (fig. 46). Cette disposition explique l'existence d'un pli P_2 de flanc normal déversé au Sud sur le flanc Nord du Bric Bouchet. Compte tenu du sens général de déversement vers le Sud des petites structures P_3 , il faut imaginer que cette charnière majeure P_3 , initialement horizontale, s'est trouvée redressée postérieurement.

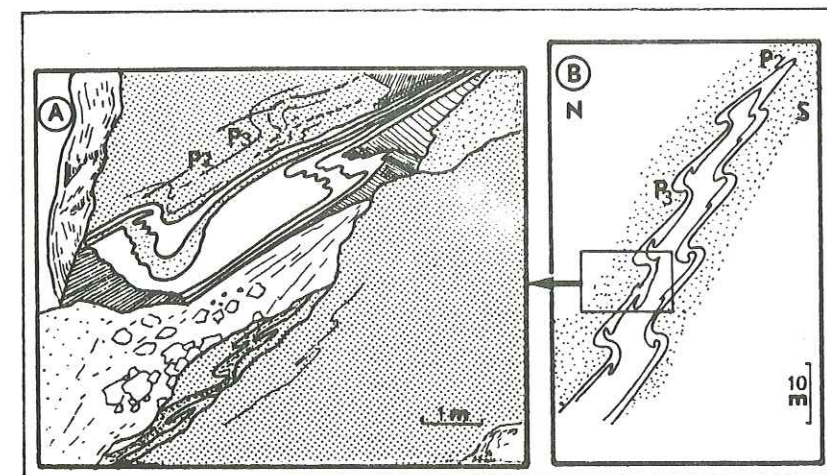


FIG. 41 - (A) Pli P_2 repris par des plis P_3 . (B) Situation de cette observation dans les flancs du pli P_2 majeur analysé (versant Sud du Bric Bouchet).

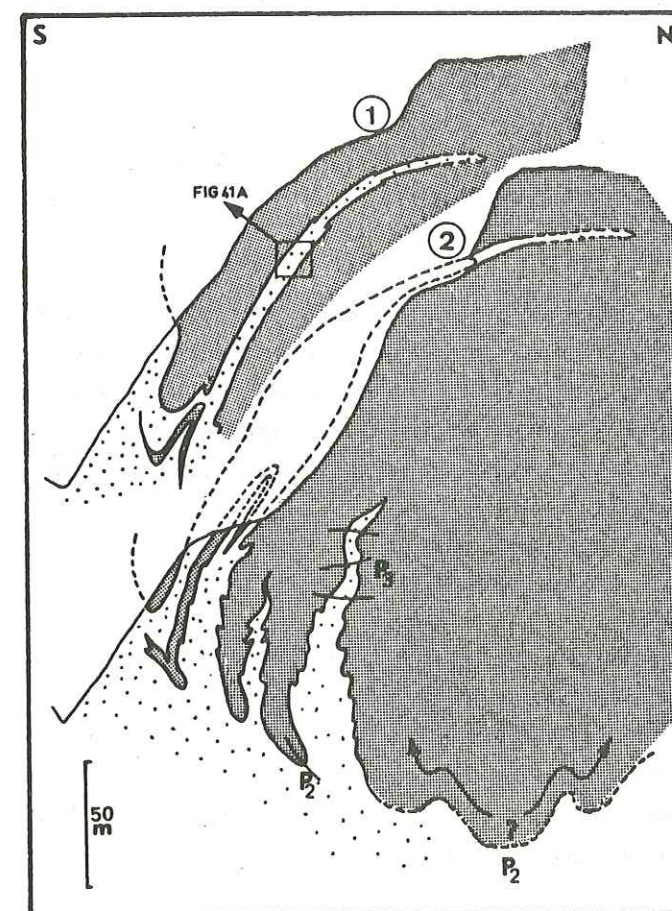


FIG. 42 - Deux coupes dans le flanc Sud du Bric Bouchet. Grisé : les prasinites ; pointillé lâche : formation Nord Col Bouchet. On remarque le pli pincé décrit fig. 41. Ces coupes sont localisées sur la fig. 29.

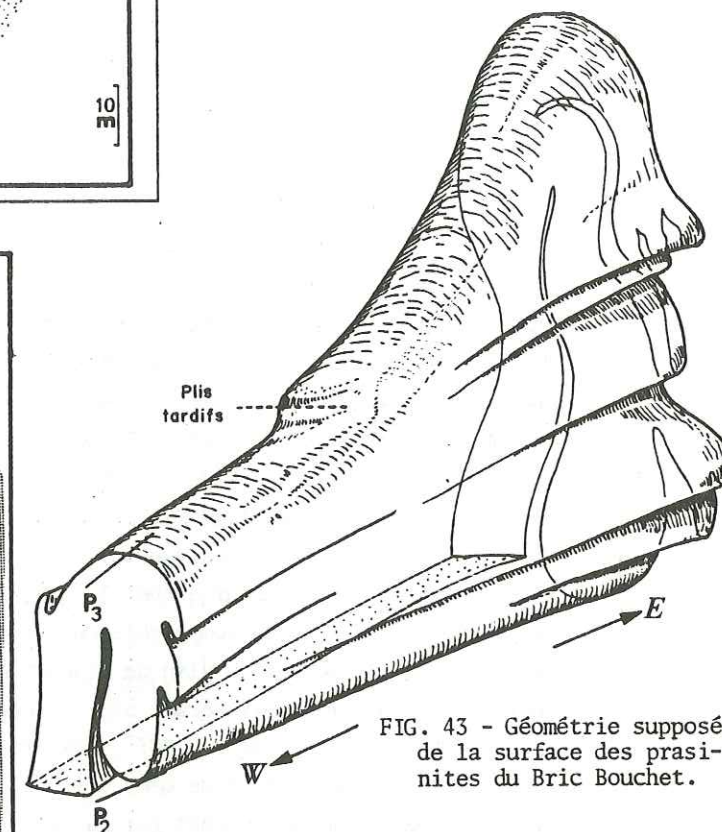


FIG. 43 - Géométrie supposée de la surface des prasinites du Bric Bouchet.

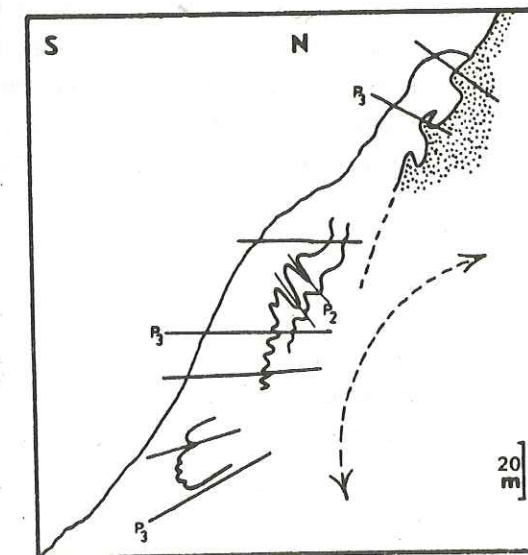


FIG. 44 - Dispersion en éventail des axes P_3 , par un pli ample, postérieur (Flanc Sud du Bric Bouchet).

La disposition actuelle, grossièrement verticale, des prasinites du Bric Bouchet se comprend lorsque l'on s'intéresse aux structures post-plis P_3 , souvent bien imprimées dans ce massif (diagramme D_5 , fig. 35 et figs 43, 44). On note en effet l'existence de grandes flexures à axes E-W, entraînant une disposition en éventail des plans axiaux s_3 (fig. 44) et responsables du plissement en chaisé de l'ensemble du Bric Bouchet (fig. 38 B).

Ces ondulations ont provoqué le redressement général de la tête du pli P_3 du Bric Bouchet. De plus, quelques plis à axes horizontaux orientés N 120 à N 180 déforment les plis antérieurs.

Le bloc diagramme de la fig. 43 fait la synthèse des descriptions de ce paragraphe.

b) Chevauchements

La lecture du paysage et la cartographie mettent en évidence l'existence d'une rupture dans la continuité des séries sur le versant Est du Bric Bouchet (figs 30, 31 et 46). La falaise située sous l'éboulis du pied du Bric Bouchet présente des structures plissées (P_2 et P_3) horizontales dans l'ensemble, alors que, comme nous l'avons vu, les prasinites du Bric Bouchet sont grossièrement verticales. Il est impossible de raccorder géométriquement les deux ensembles considérés ici (fig. 40). De plus, sur le versant Sud-Est, l'analyse cartographique montre l'obliquité des contacts entre la formation Nord-Col-Bouchet et des niveaux prasinitiques situés en dessous (fig. 31).

Ces deux faits indiquent l'existence d'un plan de discontinuité tectonique faiblement penté à l'Ouest à la faveur duquel le Bric Bouchet et sa couverture déjà structurés, viennent chevaucher une formation comparable ou identique à celle du Vallon du Bouchet. En considérant le pendage Ouest actuel du plan de discontinuité, on peut envisager une vergence orientale pour ce chevauchement. Il serait alors contemporain des rétrochevauchements tardifs qui caractérisent ces régions (Caron, 1977 ; Tricart, 1980).

Nous associons à ce même épisode de chevauchement vers l'Est, le recouvrement de la formation du Vallon du Bouchet par la formation des calcschistes de Valpreveyre sur le versant Ouest du Col de Valpreveyre (figs 31 et 46).

La prolongation du chevauchement du Bric Bouchet vers le Nord et le Sud reste à établir précisément. Notons que les séries de l'unité chevauchée par le Bric Bouchet se poursuivent au Nord, sans interruption, en dehors du cadre cartographié. L'ampleur du recouvrement demeure incertaine. Nous la limitons toutefois à quelques kilomètres au maximum. Les séries chevauchées présentent en effet de très fortes ressemblances avec les séries de couverture du Bric Bouchet, excluant l'hypothèse d'un déplacement de grande ampleur.

2 - L'arête Sud du Col Bouchet et l'arête Giornivetta

Le schéma de la figure 45 renseigne sur le style général des plissements qui affectent ces secteurs. On y observe une succession de plis P_2 et P_3 , en cascade, déversés vers le Sud. On remarquera l'existence de quelques troncatures de flancs de plis et l'omniprésence des étirements, responsables de l'aspect toujours très souple des structures.

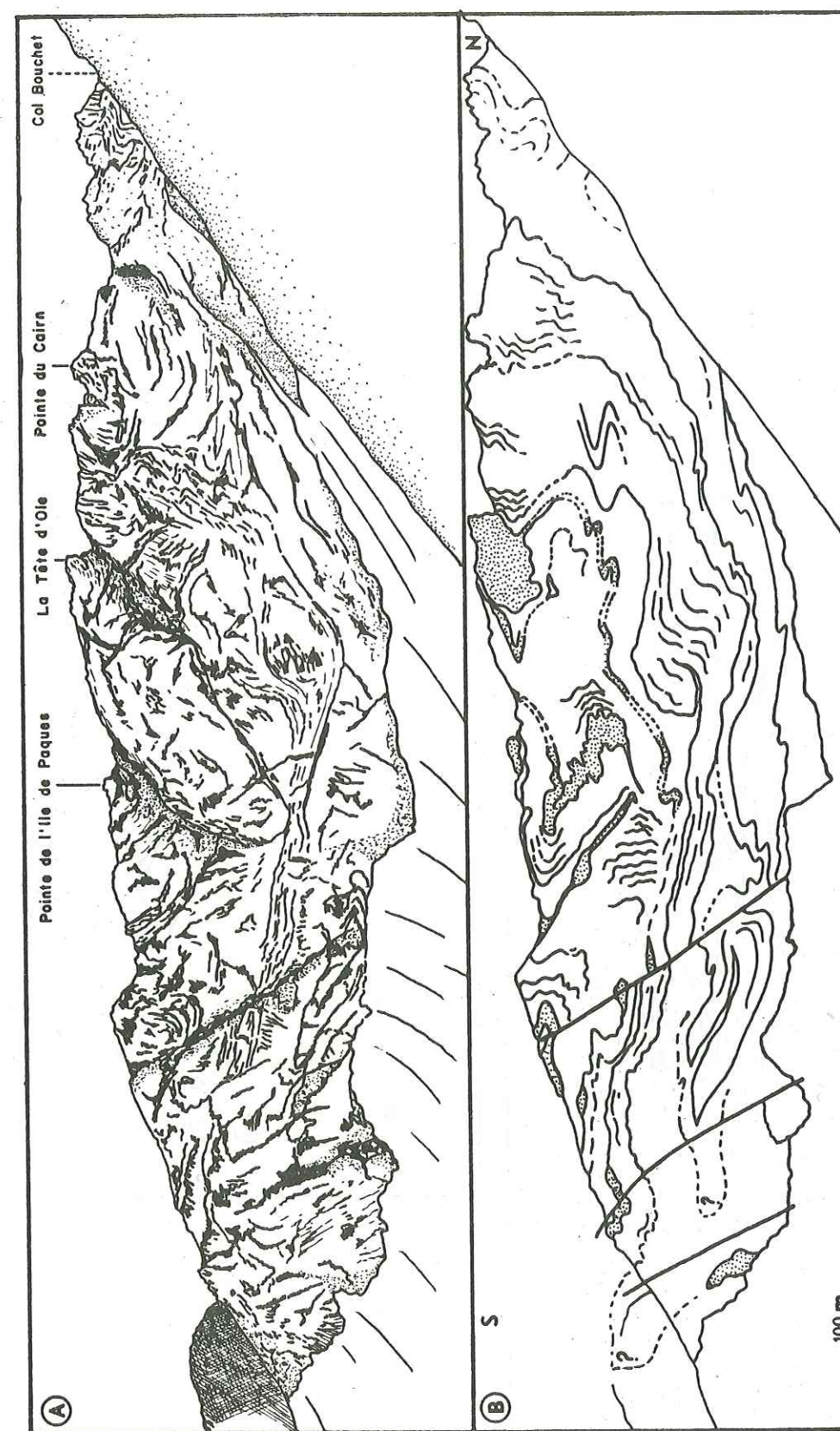


FIG. 45 - La Falaise Ouest du vallon Boïna.

(A) Aspect

(B) Structure. En pointillé : les prasinites (voir la coupe interprétée fig. 45).

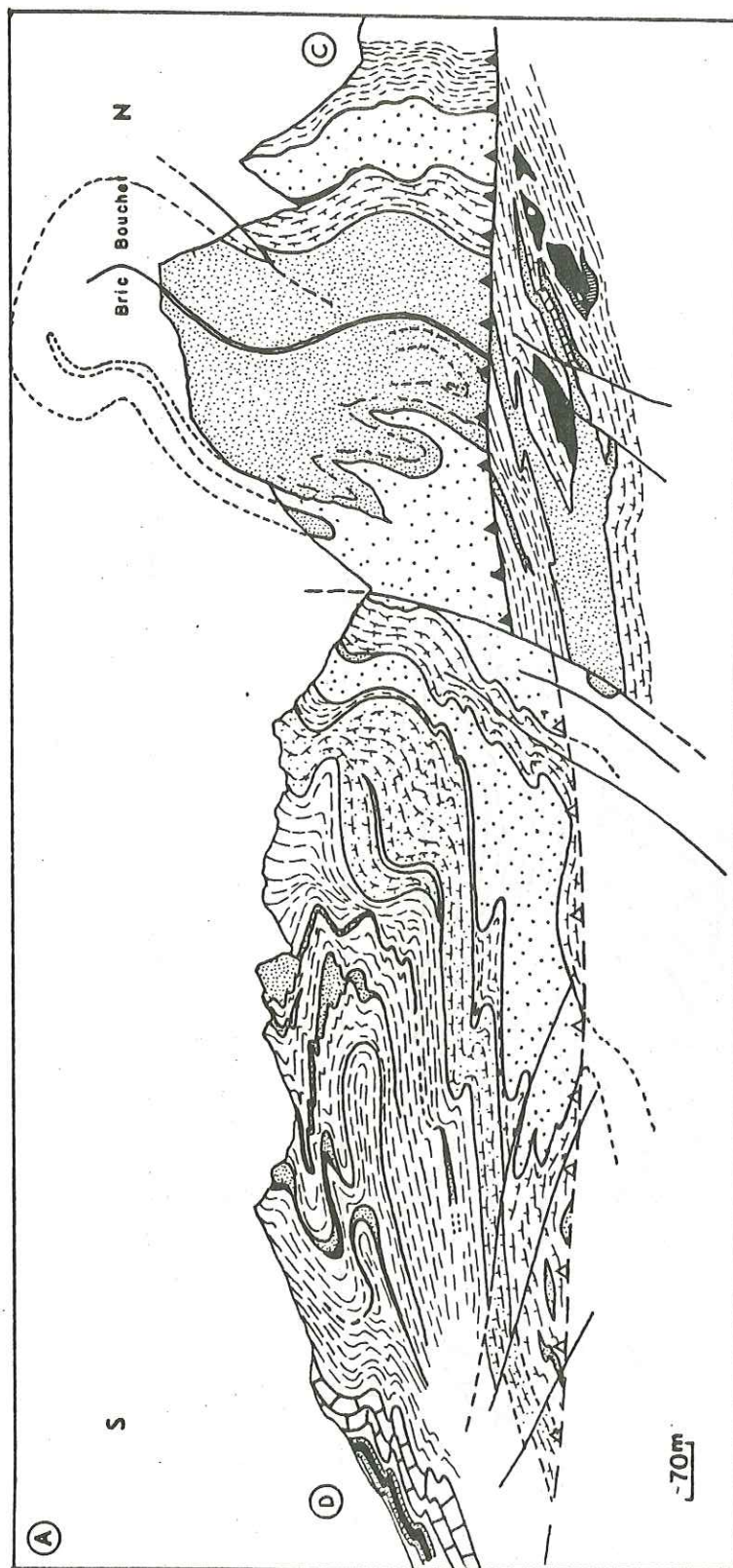
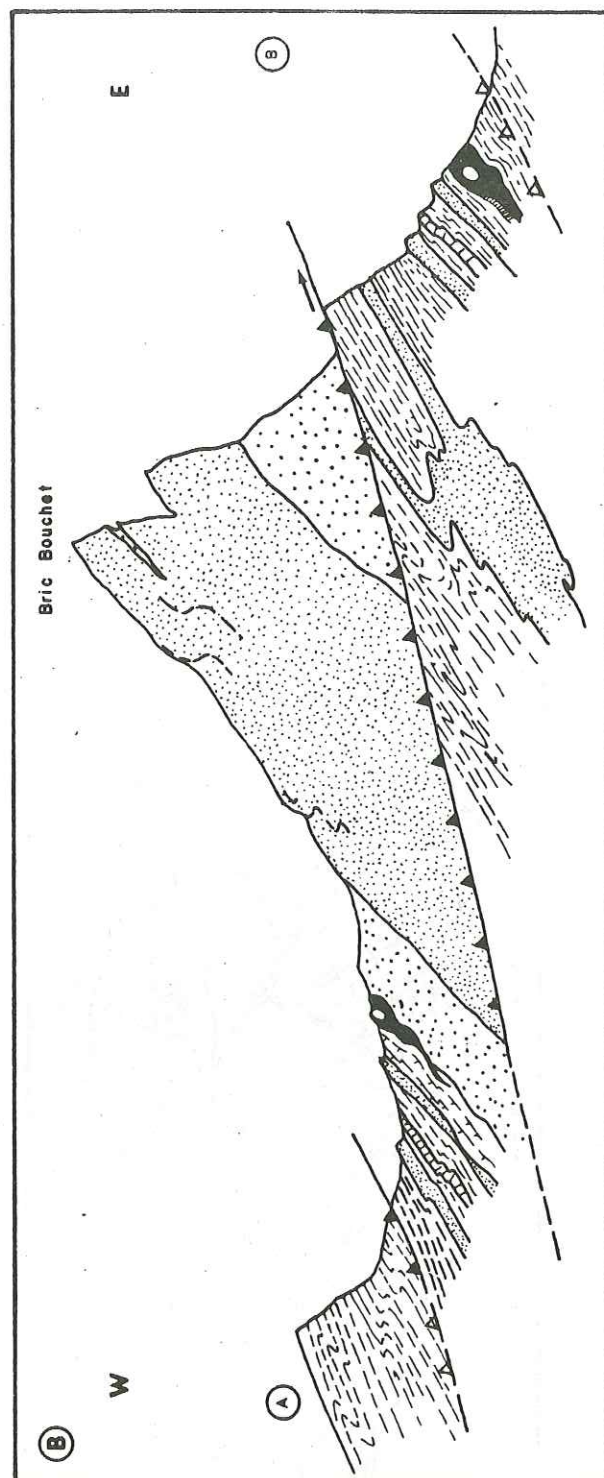


FIG. 46 - Deux coupes à travers le massif.

(A) Coupe CD indiquée fig. 31.

(B) Coupe AB indiquée fig. 31.

(même légende que la carte géologique)



Le contact tectonique de la base du Bric Bouchet ne peut être suivi dans la falaise Ouest du Vallon Boïna pour différentes raisons. Ou bien la disposition horizontale générale des couches au pied de la falaise fait disparaître son expression structurale, ou bien, après avoir été affecté par des ondulations et des fractures tardives, sa lecture devient difficile.

En outre, on ne peut exclure le fait que ce chevauchement ait pu s'amortir entre le flanc Est du Bric Bouchet et le lieu de nos observations, plus au Sud.

Une grande famille de fractures verticales, orientée N 140, traverse le secteur cartographié, du Vallon Boïna jusqu'au pied Ouest du Bric Bouchet. L'ampleur des décalages verticaux introduits est peu importante car la continuité générale des séries n'est pas affectée. Localement, néanmoins (au SE du refuge), deux fractures tronquent brutalement une barre de prasinite.

3 - Conclusions : schéma rétrotectonique (fig. 47)

A partir des données structurales ainsi acquises, nous pouvons présenter la succession des épisodes tectoniques responsables de la structuration du Bric Bouchet.

Nous commenterons la fig. 47.

1. La série de couverture et les prasinites du Bric Bouchet subissent une première tectonique responsable de l'acquisition de la foliation métamorphique s_1 . Les plis P_1 restent inconnus.

2. Un grand pli d'ampleur kilométrique, couché vers le Sud, affecte l'ensemble des terrains. Ce pli est accompagné d'un cortège de charnières d'ampleur hectométrique.

3. La grande structure P_2 est alors reprise par un pli couché P_3 d'ampleur comparable à la précédente. Dans les métasédiments, se multiplient les petites charnières P_3 très serrées à déversement Sud.

4. Cette polystructure est vigoureusement redressée et ployée.

5. Un chevauchement vers l'Est tronque cet ensemble, de sorte que seule sa partie antérieure (tête du pli P_3) est conservée. Les épisodes 4 et 5 ont pu se dérouler conjointement.

Si l'on retient l'hypothèse selon laquelle les prasinites du Bric Bouchet représentent un fragment de l'ancienne croûte océanique, on est alors conduit à la discussion suivante.

Les événements tectoniques successifs ainsi envisagés montrent que le paléo-plancher océanique s'est trouvé engagé dans des plis isoclinaux superposés P_2 et P_3 . Ce style de déformation n'a pu s'exprimer que dans un matériel initialement peu épais (100 à 150 m pour les prasinites). Aussi, avant ou au cours de la tectogenèse 1, doit-on envisager l'intervention d'un écaillage du socle océanique le clivant en unités relativement minces (la couverture restant solidaire de chaque unité). Ce clivage, précédant tout autre tectogenèse alpine pourrait être contemporain du charriage des séries piémontaises sur le socle de Dora Maira. Nous retrouvons une situation identique dans le secteur de Rocca Bianca ; elle appellera les mêmes conclusions (p. 109). Cette tectonique tangentielle précoce, qui est symbolisée sur la fig. 47 (1er croquis), est probablement contemporaine de celle que Tricart (1973) et Caron (1977) ont également décrite. Elle présente un caractère essentiel puisqu'elle conditionne le style gé-

néral des déformations ultérieures, mais en même temps, du fait de son caractère précoce, elle demeure délicate à bien appréhender.

Cette question peut faire l'objet de recherches plus approfondies, mais dès maintenant on doit souligner l'originalité de ce type tectonique, à opposer par exemple au style de mise en place de complexes ophiolitiques beaucoup plus vastes (Vourinos, Oman, etc ...).

Remarquons que si les prasinites du Bric Bouchet représentent une métacoulée, il est nécessaire de même de faire intervenir un clivage précoce d'une série sédimentaire, très probablement supra-ophiolitique (voir partie III). Ce clivage se serait produit dans le cadre d'une tectogenèse identique à celle évoquée ci-dessus.

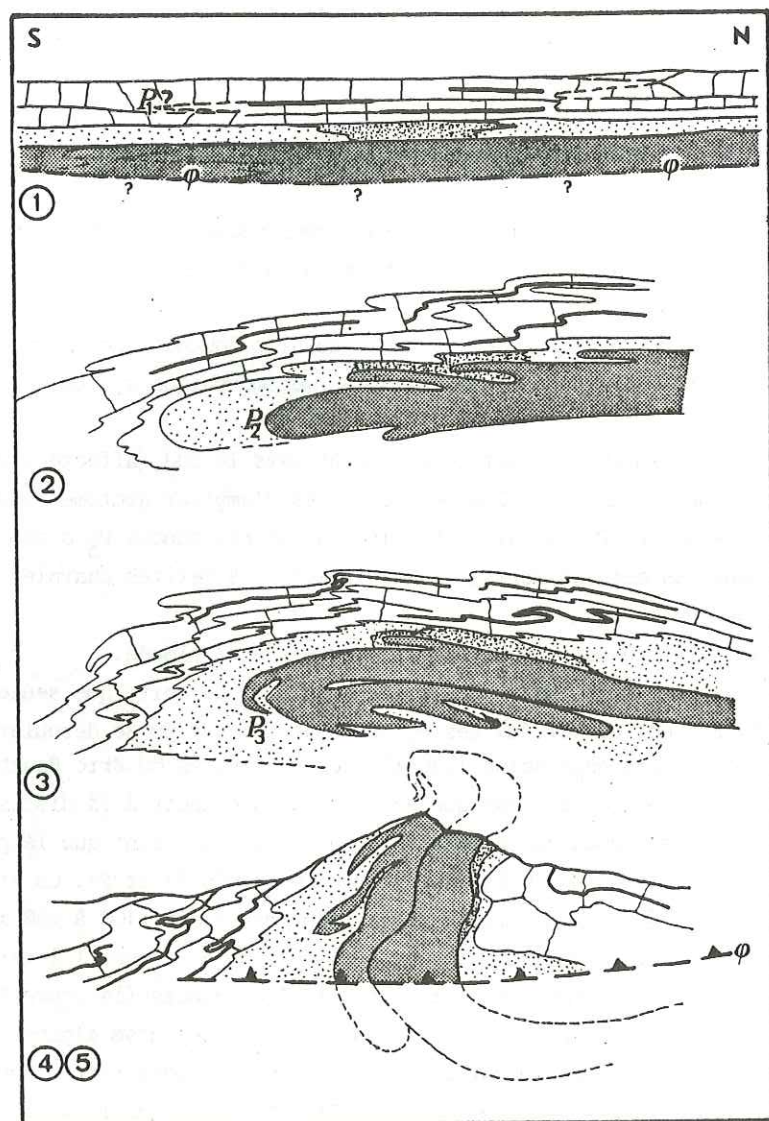


FIG. 47 - Evolution tectonique supposée du secteur du Bric Bouchet (commentaires dans le texte).

En grisé : les prasinites.

En pointillé lâche : formation Nord Col Bouchet ; en pointillé serré : formation Nord Col Bouchet sans termes basiques et ultrabasiques.

Les traits forts soulignent les niveaux prasinitiques des autres formations.

CHAPITRE II

LE SECTEUR DU PELVAS D'ABRIES

A - PRESENTATION : TOPOGRAPHIE, GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES

1 - Cadre topographique (fig. 48)

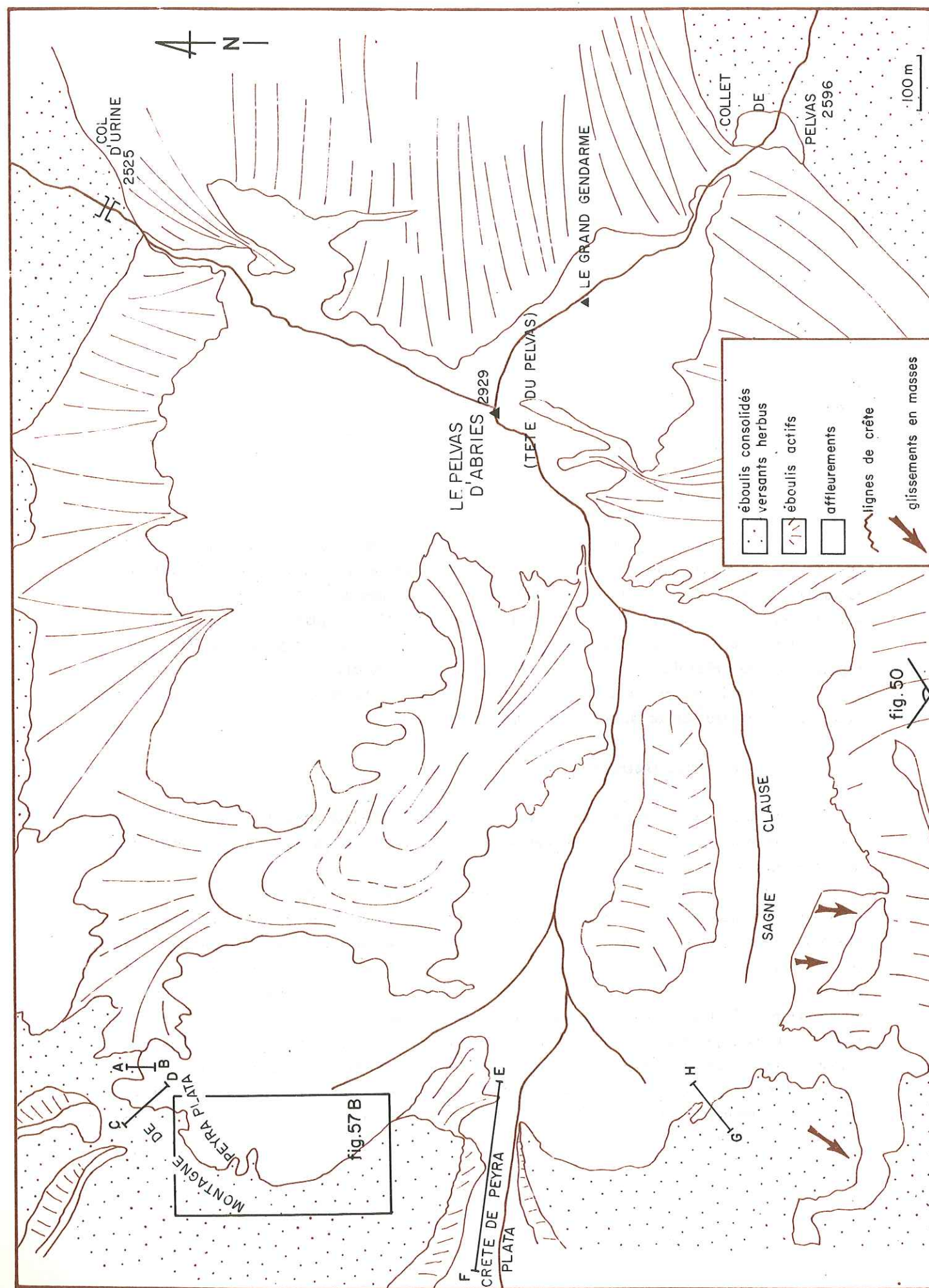
Le secteur cartographié en détail comprend l'ensemble du massif du Pelvas d'Abriès (ou Tête du Pelvas ou Monte Palavas des cartes italiennes) en rive droite du Guil, quelques kilomètres à l'Est d'Abriès. Du sommet (2929 m), trois lignes de crêtes se dirigent respectivement, vers le Nord jusqu'au Col d'Urine (2525 m), vers l'Ouest jusqu'au Sommet de la Lauzière, par les crêtes de la Jouna puis de Peyra Plata et vers le Sud-Est jusqu'à la Tête de Clot Lapierre par la crête du Pelvas et le Collet de Pelvas (2596 m).

La frontière franco-italienne emprunte les crêtes SE et N du Pelvas laissant du côté français la majeure partie du secteur étudié.

2 - Les grands ensembles géologiques

Le massif du Pelvas est constitué par une dalle grossièrement horizontale de gabbros parfois fortement foliés reposant sur des métasédiments. Dans sa partie SE, les gabbros alternent avec des niveaux serpentiniteux.

Dans ce chapitre, nous décrirons les rapports existant entre les gabbros et les séries métasédimentaires. En dépit de la discontinuité des affleurements autour du massif, il a été possible de distinguer deux grandes séries métasédimentaires fondamentalement différentes, dont l'une, la série de type Pelvas est en contact stratigraphique primaire avec les gabbros (Lagabrielle *et al.*, 1982 ; Lagabrielle, Lemoine et Tricart, 1982). Cette série est présentée en détail p. 134. Les autres termes métasédimentaires, qui affleurent de la montagne de Peyra Plata à l'Ouest, jusqu'à la Tête de Clot Lapierre au Sud-Est, consistent en une succession de niveaux variés : calcschistes, marbres phylliteux et à zones siliceuses, quartzites, serpentinites, prasinites stratiformes, etc... montrant une très grande affinité avec la formation du Vallon du Bouchet. Cela permet de proposer leur appartenance aux séries de type Bric Bouchet.



B - LE CONTACT ENTRE LES GABBROS ET LES METASEDIMENTS : LA KLIPPE DU PELVAS D'ABRIES

L'analyse du contact entre les métasédiments et les gabbros nous conduira à montrer l'allochtonie d'ensemble du Pelvas d'Abries sur des séries de type Bric Bouchet. Ce massif se présente en effet comme une klippe de gabbros, représentant l'ancien plancher océanique (Beaith *et al.*, 1975) sur lequel s'est déposée une couverture sédimentaire dont un témoin (la série de type Pelvas) est préservé au-dessus du contact anormal basal (le long de l'arête conduisant du Col d'Urine au sommet du Pelvas).

1 - La façade méridionale du Pelvas (fig. 50 et carte géologique fig. 49)

Sur cette façade, la cartographie met en évidence l'obliquité entre la surface basale des gabbros et les niveaux sous-jacents appartenant aux séries de type Bric Bouchet. Sous la falaise de Sagne Clause, une barre de prasinite, d'allongement E-W et de plongement Ouest, bien visible dans le paysage, apparaît comme tronquée par les gabbros, montrant ainsi une discordance cartographique d'environ 10° . Une petite falaise de même lithologie, située au-dessous de la précédente se raccorde cartographiquement à un affleurement visible au Collet de Pelvas, au contact immédiat avec les gabbros. Tous les termes métasédimentaires compris entre ces deux niveaux prasinitiques viennent donc buter contre la surface basale des gabbros sous un angle d'une dizaine de degrés (fig. 50).

Ces seules observations ne peuvent appeler que deux hypothèses :

- 1) ou bien le contact des sédiments avec le gabbro est stratigraphique et la série est inverse. Il faut alors admettre que les sédiments se sont déposés sur le gabbro en se biseautant successivement ;
- 2) ou bien le contact est anormal et le biseutage s'explique facilement pour des raisons tectoniques.

Nous retiendrons cette seconde hypothèse qui s'intègre parfaitement dans le cadre complexe de la tectonique de ces régions. Ajoutons, en faveur de cette hypothèse, que le contact est jalonné par un niveau serpentineux, schisteux, montrant une intense déformation.

2 - La Montagne de Peyra Plata (fig. 51)

L'analyse de ce secteur N-W du massif, montre des termes appartenant aux séries de type Bric Bouchet reposant sur les gabbros par l'intermédiaire d'une semelle serpentineuse très déformée (la succession de ces termes est donnée dans la fig. 51). La qualité des affleurements n'autorise pas une étude tectonique détaillée. Nous insisterons sur la similitude des terrains sédimentaires affleurant à Peyra Plata et sur la face Sud du Pelvas. Elle permet en effet d'affirmer leur appartenance à une même série de type Bric Bouchet (et à une formation identique à celle du vallon Bouchet). Ces terrains diffèrent totalement de ceux représentant la couverture sédimentaire originelle du Pelvas décrite plus loin (p. 134). Il est donc nécessaire ici d'expliquer la présence de termes sédimentaires n'appartenant pas à la couverture

FIG. 48 - Cadre topographique du secteur du Pelvas et situation des observations décrites dans les figures suivantes.



du Pelvas mais reposant néanmoins sur les gabbros. Nous retiendrons l'hypothèse de l'existence d'un contact tectonique, penté vers l'Ouest, à la faveur duquel une unité de la série de type Bric Bouchet vient chevaucher les gabbros du Pelvas d'Abries. Compte tenu de la précarité des affleurements cette hypothèse semble la plus vraisemblable. Il serait aussi possible par exemple de faire appel à l'existence d'un grand pli couché déversé vers le Sud, à coeur de gabbro, affectant le contact anormal observé sur la façade méridionale et dont le flanc inverse affleurerait au Sud à Sagne Clause et le flanc normal au Nord à Peyra Plata. Aucune indication cartographique ne révèle son existence ; de plus, les observations décrites ci-dessous sont en faveur de l'existence du contact tectonique proposé.

En effet, au pied du grand cône d'éboulis qui divise la face septentrionale du massif en deux parties, immédiatement à l'Est de la montagne de Peyra Plata (voir carte géologique) affleurent des terrains appartenant aussi aux séries de type Bric Bouchet. Leur position structurale est différente de celle des métasédiments de Peyra Plata, puisqu'ils reposent sous les gabbros du Pelvas, dans une position identique à celle occupée par les terrains sédimentaires de la façade méridionale. Entre ces affleurements et ceux de la montagne de Peyra Plata, il est donc possible de tracer le contact tectonique, décrit ci-dessus. Nous remarquons que cet accident met en contact des métasédiments avec du gabbro, ou des métasédiments avec des équivalents appartenant à la même série. La vergence de cet accident demeure inconnue. L'intensité des déformations qui lui sont superposées rend son interprétation délicate.

3 - La Crête de Peyra Plata (fig. 52)

Les métasédiments qui affleurent ici reposent sur les gabbros. Ils ne peuvent être rattachés à la série de type Bric Bouchet, car ils n'en présentent aucun des termes caractéristiques. Il s'agit en effet de calcschistes et calcaires se chargeant vers l'Ouest en schistes noirs siliceux à enduit manganésifère. Ces faciès sont en tous points comparables à ceux attribués, à l'Ouest du Bric Bouchet, à la formation des calcschistes de Valpreveyre. L'analyse cartographique montre leur position structurale allochtone, comparable à celle qu'occupent les mêmes termes sur l'arête Ouest du Col de Valpreveyre. Ils reposent en effet à la fois sur les gabbros et sur les séries de type Bric Bouchet par l'intermédiaire d'un contact anormal tardif penté vers l'Ouest. Une série de petites écailles de gabbros existant à la base de ce contact sont représentées sur la fig. 52.

4 - L'arête Sud du Col d'Urine (fig. 53)

Les observations effectuées dans la série de type Pelvas, adhérente aux gabbros et affleurant au-dessus du Col d'Urine, sont rapportées en détail dans la suite de ce travail (p. 134). Nous les résumons ici (fig. 53).

La série débute par des marbres purs très différents des marbres à zones siliceuses ou à niveaux quartzitiques des séries de type Bric Bouchet ; ils affleurent latéralement sur une distance de 200 m au sommet des éboulis, à l'Ouest du Col d'Urine. Il est remarquable de

FIG. 49 - Carte géologique du secteur du Pelvas. Fond topographique d'après photo aérienne.

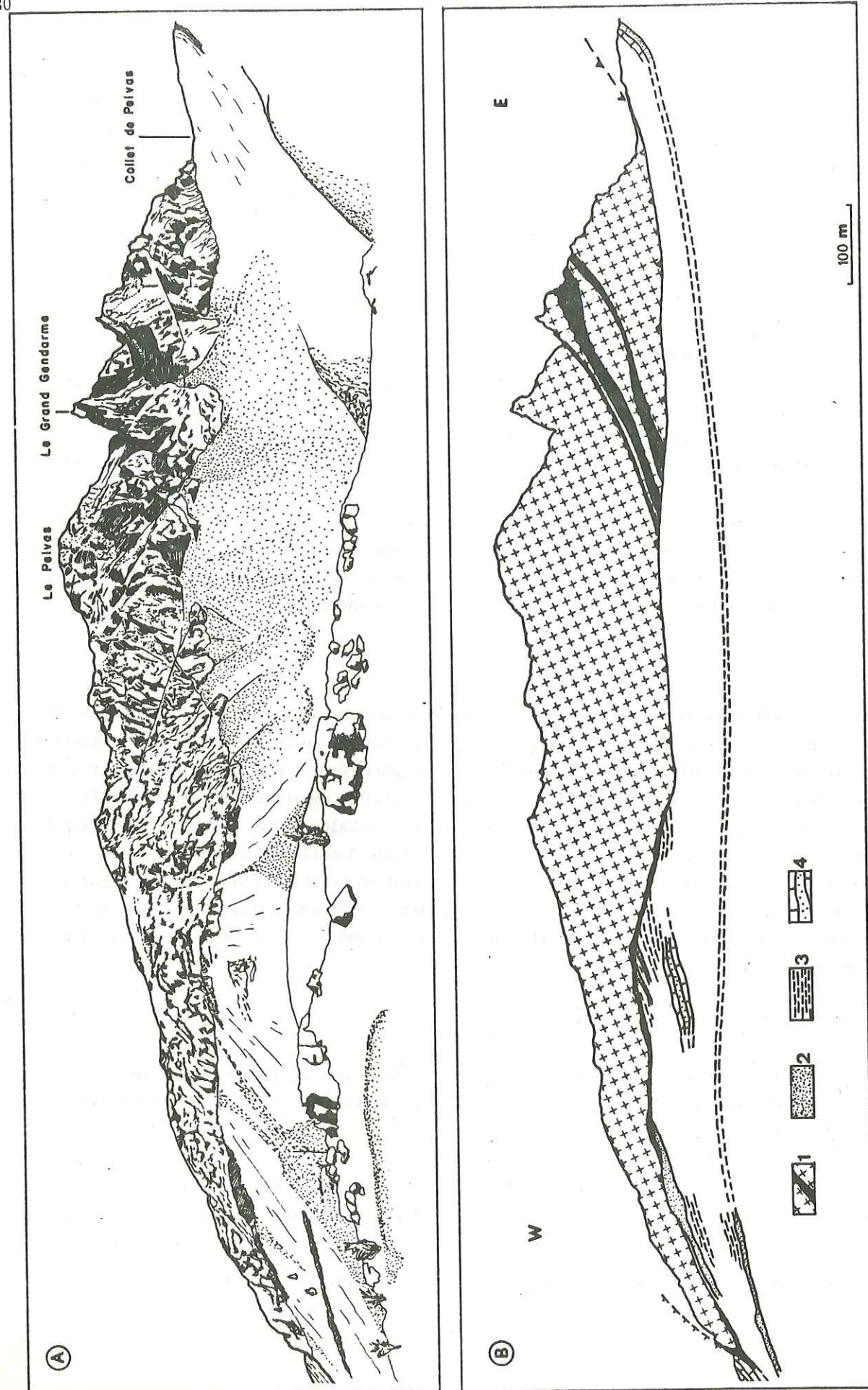


FIG. 50 - Le Flanc Sud du Pelvas. (A) Aspect. (B) Interprétation. On remarquera l'obliquité des niveaux métasédimentaires sous la klippe du Pelvas.

1 : gabbro et principaux niveaux serpentiniteux (en noir) ; 2 : prasinites ; 3 : calcschistes ; 4 : marbres et quartzites.

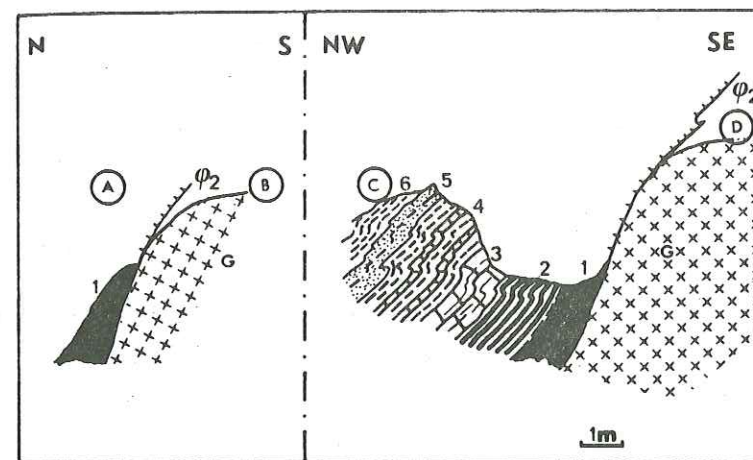


FIG. 51 - Deux coupes successives dans la montagne de Peyra Plata (repérées sur fig. 48).

G : gabbro du Pelvas
 ϕ_2 : chevauchement anté ou syn- P_2
 1 : serpentinites schisteuses
 2 : talcschistes
 3 : marbres siliceux
 4 : schistes et calcaires
 5 : prasinites schisteuses
 6 : calcschistes.

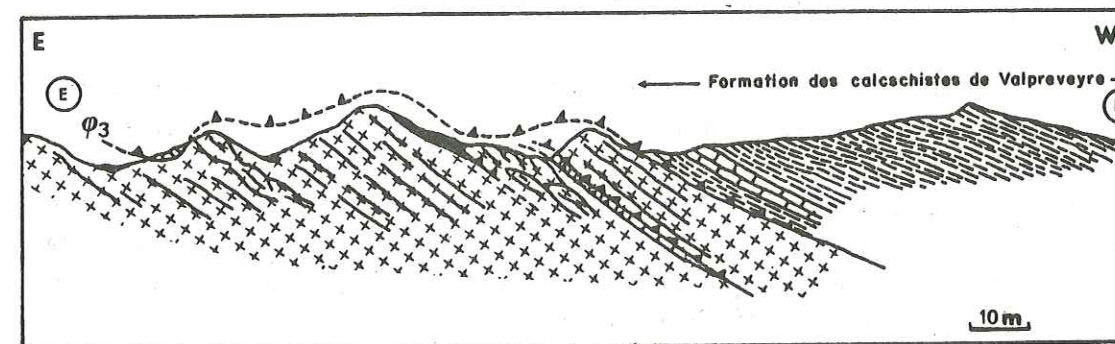


FIG. 52 - Coupe de la crête de Peyra Plata (repérée fig. 48). Dans les gabbros, ici fortement foliés, les traits indiquent la direction de la foliation. Noter l'existence d'écailles tectoniques. ϕ_3 : chevauchement vers l'Est de la formation des calcschistes de Valpreveyre

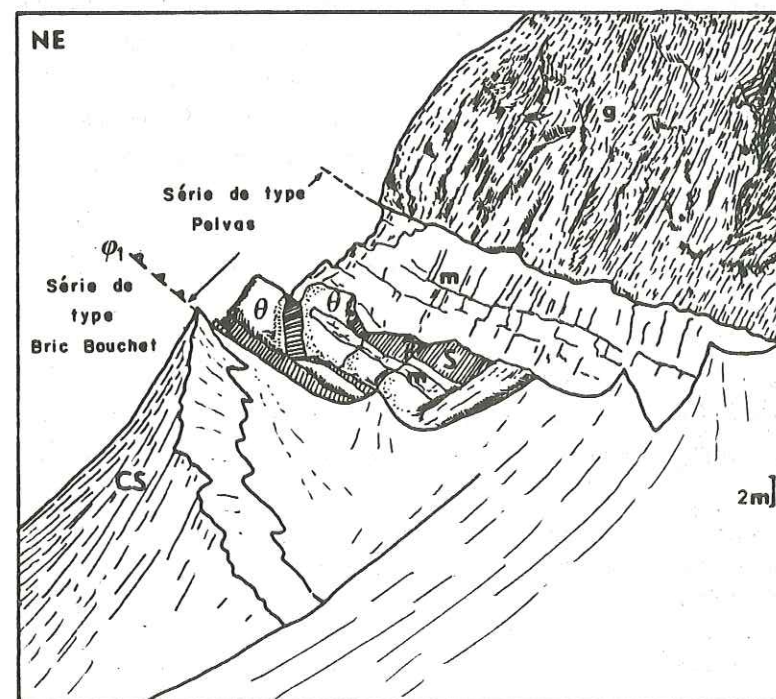


FIG. 53 - Vue sur l'arête Nord du Pelvas.

Ce croquis localise le contact basal de la klippe du Pelvas (ϕ_1) et la série de type Pelvas, adhérente aux gabbros, qui représente un fragment de leur couverture originelle.

m : marbres
 θ : gabbros et gabbros "reconstitués"
 S : serpentinites
 g : gabbro du Pelvas
 CS : calcschistes.

constater que c'est le seul endroit où le gabbro n'est pas séparé des métasédiments par un li-
seré serpentiniteux. C'est un argument supplémentaire en faveur de l'autochtonie relative de
cette série. Les marbres sont suivis d'un ensemble métasédimentaire complexe (brèches de ser-
pentine, méta-arkose de gabbros, etc...).

Une vingtaine de mètres en contrebas du contact marbres-gabbros, débute un ensemble
de calcschistes qui, au Col d'Urine, contient des quartzites verts phylliteux, des marbres à
zones siliceuses et des prasinites. Ces calcschistes peuvent donc être rapportés aux séries
de type Bric Bouchet. Ils supportent la klippe du Pelvas d'Abries et localement ici, un frag-
ment de sa couverture originelle. Le contact anormal de la base de la klippe peut donc être
figuré, soit entre la Série de type Pelvas et ces calcschistes, soit au sein même de ces der-
niers. Dans ce cas, la série de type Pelvas se terminerait ici par des calcschistes. Cette hy-
pothèse ne peut être exclue.

5 - L'arête Sud-Est du Pelvas : les "cumulats" (fig. 54)

Entre le Grand Gendarme et le collet du Pelvas, le long de l'arête Sud-Est du Pelvas
on observe une alternance de niveaux plurimétriques de gabbros et de péridotites serpentinisées
à structure de cumulat. Pour Bearth *et al.* (1975), il s'agit d'une alternance résultant de pro-
cessus cumulitiques s'accordant avec l'origine océanique proposée pour ces roches. A la suite
de l'observation de ces affleurements, M. Ohnenstetter (communication personnelle) a proposé d'y
voir plutôt, le résultat de l'injection de filons gabbroïques stratiformes dans une chambre de
cumulats d'olivine. Les limites entre les gabbros et les péridotites serpentinisées sont en
effet très tranchées, sans passage progressif. Il existe aussi des filonnets de gabbro traver-
sant les bandes serpentiniteuses et unissant deux niveaux de gabbro contigus. Ce deuxième point
de vue ne contredit en rien ce qui représente ici un fait fondamental : l'origine océanique
des gabbros et des serpentinites.

Cet ensemble stratiforme est incliné d'environ 40° vers l'Ouest, il est donc oblique
sur la surface basale de la klippe du Pelvas. L'aspect des bandes de gabbros montre une impor-
tante déformation résultant d'un étirement parallèle aux limites lithologiques gabbro-
serpentine. Cet étirement est rendu visible par la différence de comportement rhéologique
des deux matériaux. Le gabbro est boudiné. Les serpentinites épousent parfaitement la forme
de ces boudins (fig. 54).

6 - Le flanc Sud-Ouest du Pelvas : entre Sagne Clause et la Crête de Peyra Plata (fig. 55)

L'instabilité des terrains donne lieu ici à une morphologie de versant glissés. Les
glissements affectent aussi bien les gabbros que les termes métasédimentaires. Néanmoins, dans
les parties où le gabbro et sa couverture actuelle sont restés solidaires les observations ef-
fectuées restent significatives.

En quelques endroits favorables, des affleurements montrent les relations existant
entre les gabbros et les métasédiments. Dans tous les cas, ces derniers reposent sur les gab-

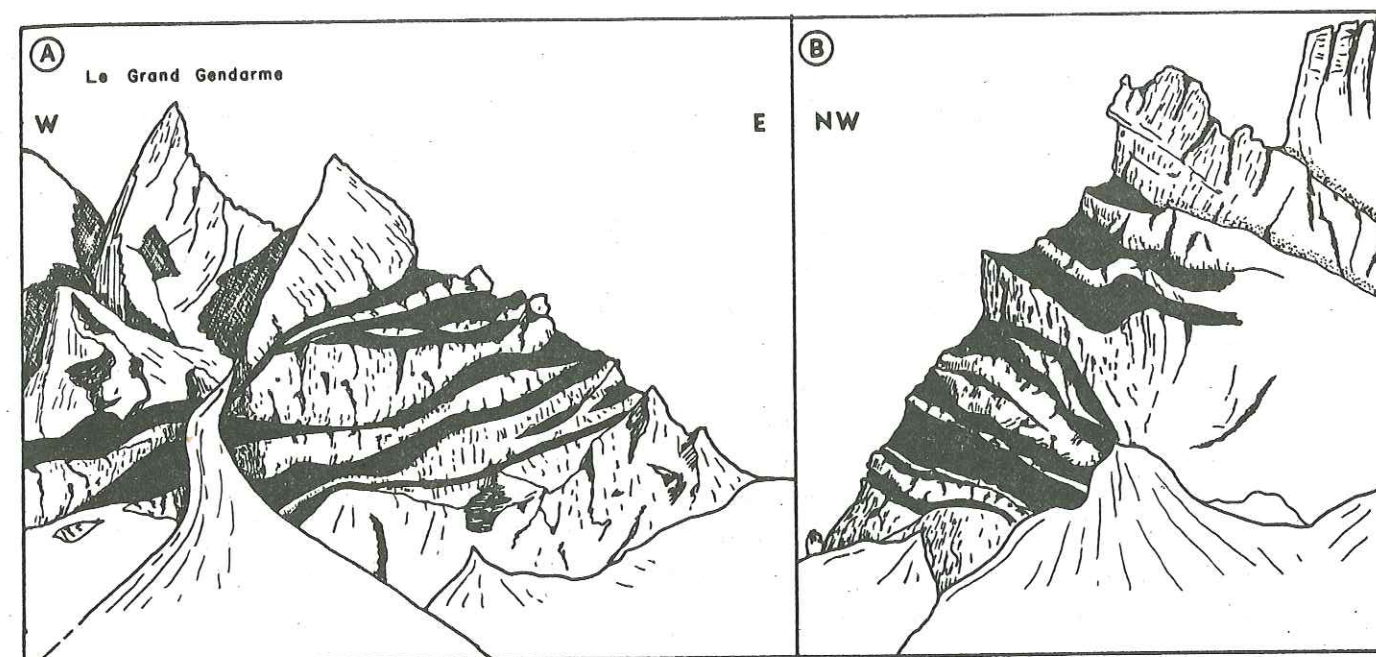


FIG. 54 - Les niveaux serpentiniteux (en noir) alternant avec les gabbros. (A) : vue de la face méridionale, (B) : vue de la face orientale du Pelvas.

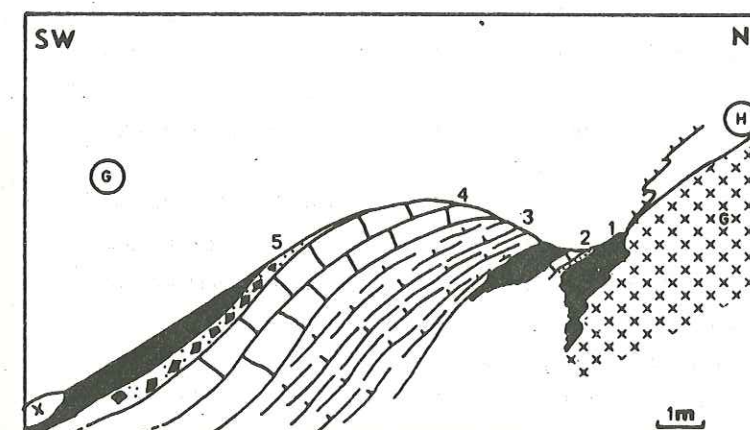


FIG. 55 - Coupe entre la crête de Peyra Plata et Sagne Clause (repérée fig. 48).

- 1 : serpentinites foliées
- 2 : quartzites bleus et marbres
- 3 : marbres siliceux
- 4 : marbres purs
- 5 : brèche de serpentine à ciment calcitique (ophicalcite).

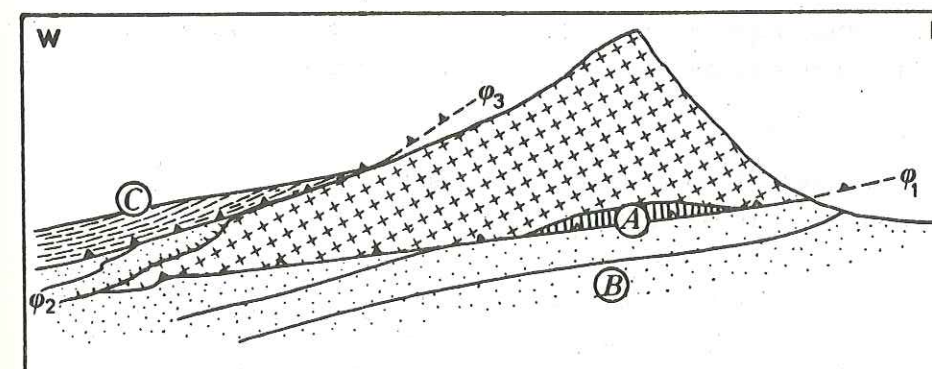


FIG. 56 - Position structurale des gabbros du Pelvas.

- A : couverture du Pelvas
- B : série de type Bric Bouchet
- C : Formation de calcschistes de Valpreveyre

- ϕ_1 : contact de base de la klippe (syn ou anté- P_1)
- ϕ_2 : chevauchements syn ou anté P_2
- ϕ_3 : chevauchements post P_3 .

bro, le long d'un contact très redressé, penté vers l'Ouest, présentant toujours un enduit serpentineux d'environ un mètre d'épaisseur (fig. 55). Les termes reposant sur les serpentinites sont : des marbres bruns phylliteux à petits lits phengitiques ou prasinitiques, des marbres blonds à zones siliceuses puis des serpentinites bréchiques et massives. Cette série n'a pas d'affinité très nette avec les séries de type Bric Bouchet. Pourtant, sa situation géographique, dans le prolongement méridional des termes affleurant à la Montagne de Peyra Plata, et sa position structurale identique à ces derniers nous permettent d'admettre qu'elle représente un fragment de la série de type Bric Bouchet charriée sur le Pelvas.

Une centaine de mètres au Sud de ces affleurements, on observe un chaos de blocs de gabbros enchassés dans les serpentinites. Il se situe dans le prolongement occidental du contact basal du Pelvas, surmonté par les niveaux précédemment décrits. L'interprétation de ce secteur reste du domaine de l'hypothèse compte tenu de la mauvaise qualité des affleurements. Nous proposons d'y voir une ancienne alternance de gabbros et de serpentinites, comparable à celle de l'arête S-E du Pelvas, étirée et démantelée lors de jeux ou rejeux ayant eu lieu le long du contact basal du Pelvas.

7 - Conclusions. Position structurale de la klippe du Pelvas d'Abries

Nous avons mis en évidence l'existence de plusieurs contacts anormaux. Ils sont représentés sur la fig. 56.

1. Le contact basal horizontal des gabbros du Pelvas d'Abries (ϕ_1) s'observe bien sur la face Sud, au-dessus d'une série de type Bric Bouchet dont il tronque les niveaux prasinitiques.

Sur le flanc Nord, la série de type Pelvas, adhérente aux gabbros et renversée avec ces derniers, est partiellement conservée au-dessus du contact basal.

2. Le chevauchement des séries de type Bric Bouchet sur les gabbros du Pelvas (ϕ_2) s'observe au Nord-Ouest et probablement au Sud-Ouest de notre domaine d'étude. Ce contact anormal à vergence inconnue, penté à l'Ouest, se prolonge vers le N-W où il apparaît comme une discontinuité dans les séries de type Bric Bouchet.

3. Le chevauchement d'un équivalent de la formation des calcschistes de Valpreveyre (ϕ_3) sur l'ensemble Pelvas - série de type Bric Bouchet a été montré sur la Crête de Peyra Plata.

Il s'agit maintenant d'établir les relations chronologiques existant entre ces accidents d'une part et, entre ces accidents et des structures plicatives d'autre part.

C - CHEVAUchemENTS ET PLIS DANS LE PELVAS D'ABRIES CHRONOLOGIE RELATIVE DES DEFORMATIONS (FIG. 57)

1 - Rapports géométriques entre les plis et les chevauchements

Comme au Bric Bouchet, deux familles de plis superposés sont bien imprimées dans les terrains. Leurs styles respectifs sont comparables à ceux décrits dans le chapitre I. Les dif-

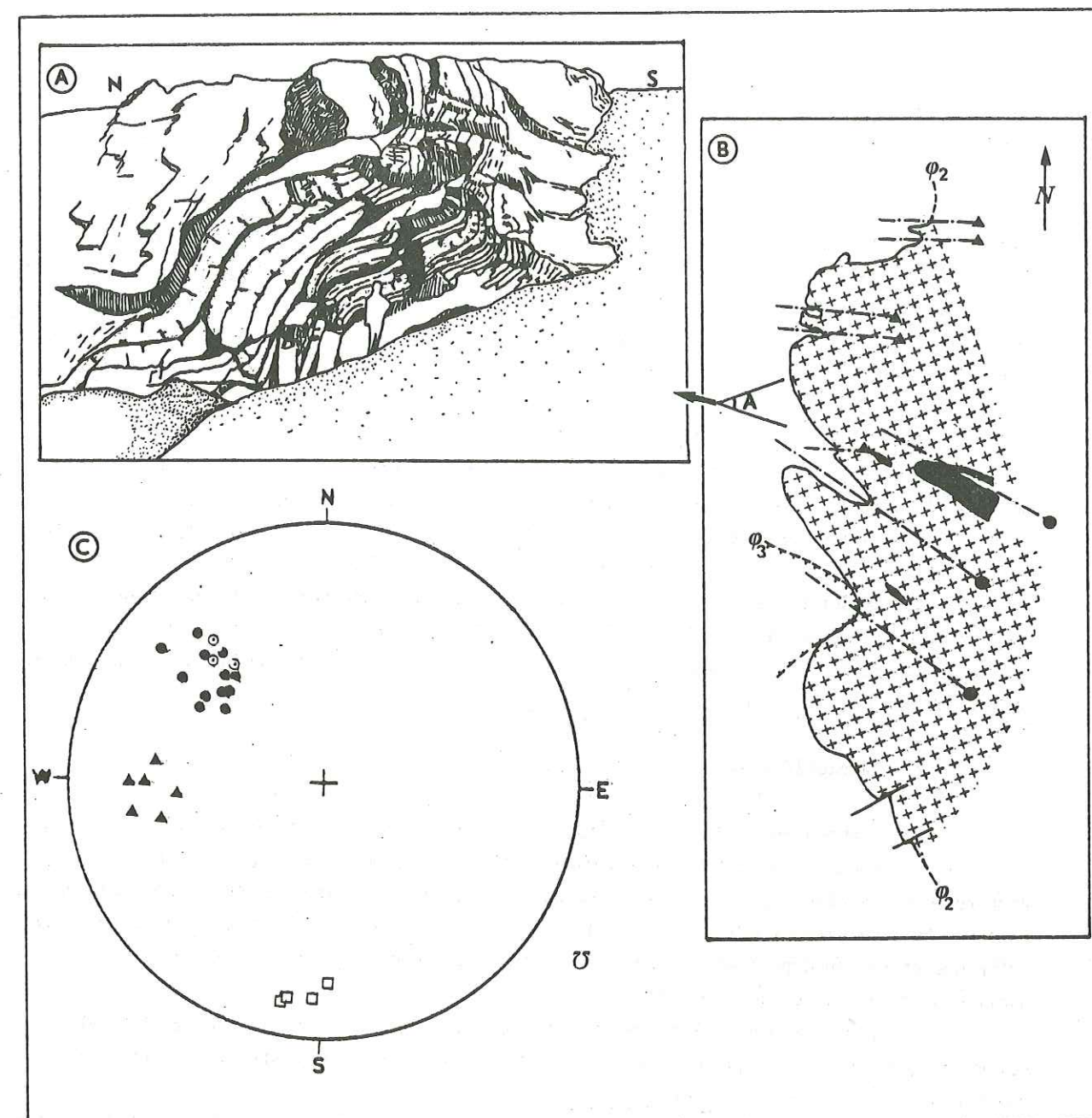


FIG. 57 - Structures plicatives dans la partie Ouest du Massif du Pelvas (localisation fig. 48).

- A - Plis à axe E-W (P_2) dans les gabbros (le personnage donne l'échelle).
 B - Tracé de la limite des gabbros et des métasédiments. Cette limite dessine les plis P_2 (N 140) (ronds noirs) et P_3 (N 90) (triangles noirs).
 C - Stéréodiagrammes des éléments mesurés.
 ▲ plis P_3 des gabbros
 ● plis P_2 des métasédiments
 ○ plis P_2 des gabbros
 □ plis tardifs Nord-Sud des gabbros et des métasédiments.

On notera que les plis P_2 affectent le contact anormal des métasédiments et des gabbros.

18 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

férences portent sur les directions structurales. Les plis P_3 , qui affectent les gabbros et les métasédiments, ont des axes de direction E-W plongeant vers l'Ouest, alors que dans la partie Ouest du terrain, les plis P_2 ont des axes orientés au N 140, plongeant vers le NW (fig. 57).

Ces plis P_2 sont bien visibles dans les gabbros, où ils déforment une foliation (1) marquée par l'allongement des pyroxènes et des plagioclases. Ils sont aussi dessinés, à grande échelle, par les contours cartographiques des gabbros. Les plis P_2 existent également dans les métasédiments, notamment à la montagne de Peyra Plata, où leur reprise par des plis P_3 à axe E-W est évidente. A cet endroit, le contact tectonique gabbros-métasédiments est donc affecté par les plis P_2 et P_3 . La même constatation est faite entre la crête de Peyra Plata et la falaise de Sagne Clause.

Sous la montagne de Peyra Plata, les escarpements le long desquels affleurent les niveaux métasédimentaires sont orientés au N 130-140 parallèlement à la linéation axiale des plis P_2 . Là encore se manifeste une reprise par des plis P_3 superposés d'axe E-W.

Dans l'ensemble de la partie occidentale du Pelvas, des plis à axe Nord-Sud, très ouverts affectent les gabbros et les métasédiments. Ils sont surimposés aux plis P_2 et P_3 .

Le contact basal φ_1 de la klippe du Pelvas est recoupé par le chevauchement des séries de type Bric Bouchet décelé dans la partie occidentale de notre terrain. Le contact φ_1 serait donc antérieur au chevauchement φ_2 , et, de ce fait, il aurait précédé les déformations conduisant aux plis P_2 et P_3 .

2 - Interprétation : schéma rétrotectonique

Nous sommes en mesure de proposer le schéma rétrotectonique suivant :

1. Un charriage d'ampleur importante amène un fragment de socle océanique et sa couverture restée adhérente, en position inverse sur des sédiments appartenant à une série de type Bric Bouchet. Ce premier épisode peut être mis en relation avec la phase d'écaillage du socle océanique et son incorporation à la marge continentale, précédant les tectogenèses P_2 et P_3 , décrite dans le secteur du Bric Bouchet.

A priori, rien n'indique que cet épisode est lié à la première tectogenèse syn-métamorphique (foliation s_1), mais l'analyse géométrique permet de proposer son antériorité par rapport aux plissements P_2 et P_3 .

Initialement, le matériel océanique impliqué dans cette tectogenèse était situé plus à l'Est que le socle de Dora Maira sur lequel reposent actuellement les séries étudiées. Ceci conduit à envisager une vergence occidentale pour ce charriage initial. Dans la troisième partie, l'analyse comparée des séries sédimentaires impliquées, mettra l'accent sur les différences qui opposent les terrains rapprochés par ce contact tectonique (repos de la série de ty-

(1) Cette foliation a pu être acquise lors de la phase de plissement P_1 ou au cours d'une déformation intraocéanique. Au-dessus du Col d'Urine, la surface basale des marbres (reposant directement sur les gabbros) est discordante sur cette foliation (cf p. 134) ; à cet endroit, cette dernière a donc été acquise, avant les déformations alpines, au cours d'épisodes tectoniques océaniques. En d'autres endroits, la foliation primitive des gabbros semble avoir pris naissance ou avoir été réempruntée au cours des déformations alpines, c'est le cas notamment sur la Crête de Peyra Plata (fig. 52).

pe Pelvas sur une série de type Bric Bouchet). Le caractère majeur de cet épisode apparaîtra d'autant plus clairement.

2. Une deuxième famille de chevauchements, d'ampleur plus restreinte s'accompagne du recouvrement des gabbros du Pelvas par des terrains identiques à ceux sur lesquels ils reposent en contact anormal. Cet épisode a pu être contemporain de la genèse des plis P_2 , mais aussi antérieur. Dans ce cas, rien n'exclut son synchronisme avec le charriage précédent. Toutefois, l'ampleur réduite de ces chevauchements, qui introduisent des discontinuités à l'intérieur d'une même série, permet de les attribuer à un épisode de déformation différent et probablement postérieur. Il accompagnerait la genèse des plis P_2 .

Un rejeu de la klippe du Pelvas, le long de son contact basal, est aussi envisageable durant la même période, étirant ainsi les alternances gabbros-péridotites serpentinisées.

3. Des plis P_3 d'axe E-W plongeant vers l'Ouest se développent sur l'ensemble du secteur, dans les gabbros et les sédiments.

4. Un troisième épisode de charriages amène des calcschistes en position anormale sur le massif déjà structuré.

3 - Comparaison avec les données recueillies au Bric Bouchet

Les chevauchements tardifs à vergence Est, et les plis P_3 décrits dans le secteur du Pelvas et autour du Bric Bouchet sont comparables. Sur les deux terrains ces structures présentent les mêmes caractères géométriques.

Les plis P_2 occupent la même place chronologique relative. Ils déforment en effet une foliation primitive métamorphique s_1 et ils sont à leur tour repris par les plis P_3 . Seules diffèrent les directions actuelles (N 80 à N 40 au Bric Bouchet, N 140 au Pelvas) de leurs axes. Ces structures seraient la manifestation d'une même phase de plissement; les plis qui en résultent présentant des directions variables. Aux alentours du Pelvas, la masse des gabbros, se comportant comme un noyau dur et peut-être mobile, lors des plissements P_2 , a pu induire un état de contrainte local, différent de l'état général.

Le fait que les plis P_2 sont précédés ou accompagnés par des chevauchements d'ampleur relativement restreinte est un caractère propre au secteur du Pelvas.

D - LA TÊTE DE CLOT LAPIERRE

1 - Présentation, structure (fig. 58)

La Tête de Clot Lapierre se situe sur l'arête frontrière, au SE du Pelvas (fig. 59). C'est un pointement de roches basiques et ultrabasiqes "émergeant" des calcschistes. Une coupe, le long de la frontière franco-italienne, montre, du SE vers le NW, les niveaux suivants : ophicalcites, talcschistes, pillows, ophicalcites, brèches de pillows très étirées, prasinite litée, alternance de prasinites, de marbres zonés et de talcschistes en petits bancs (fig. 58 B).

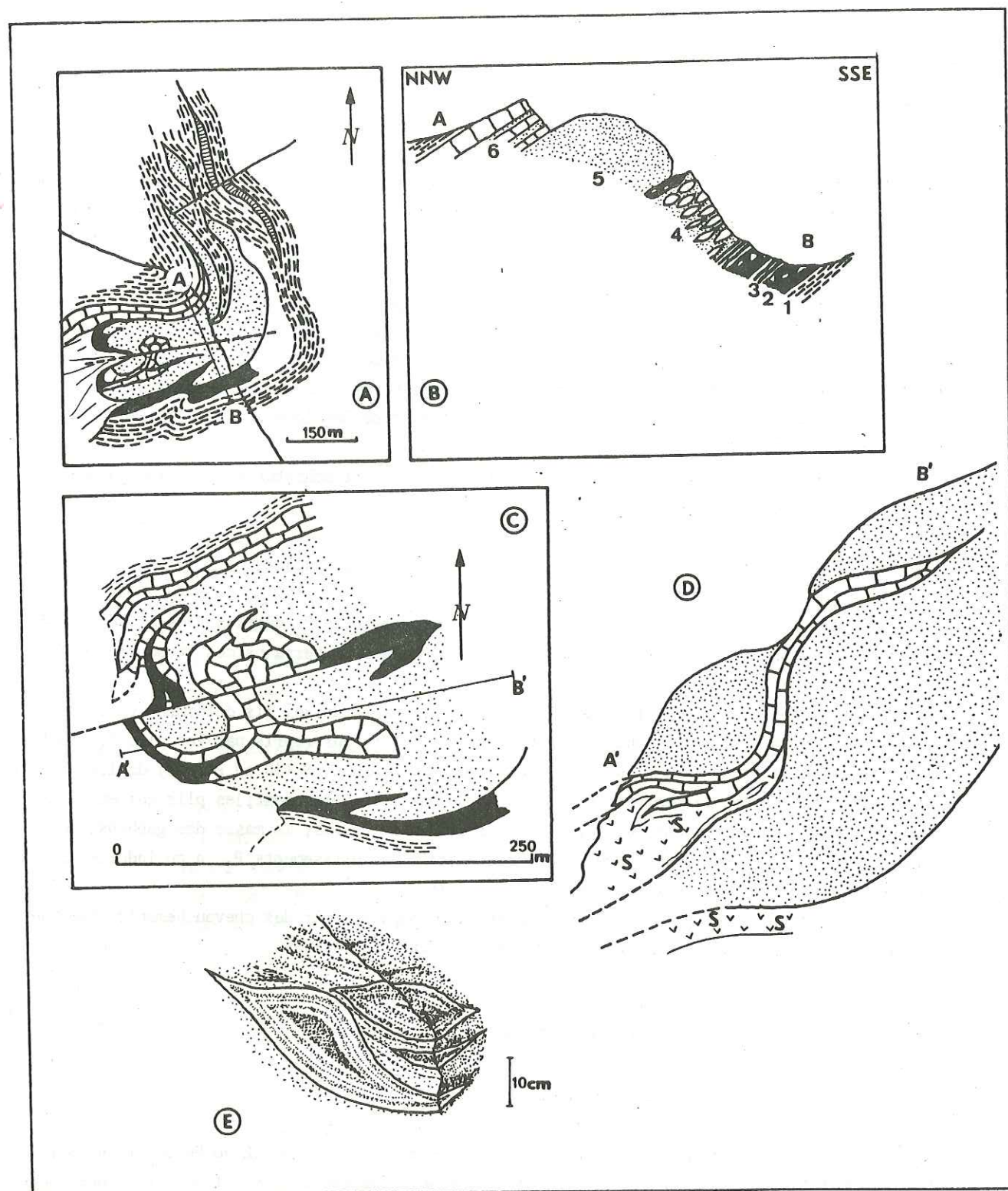
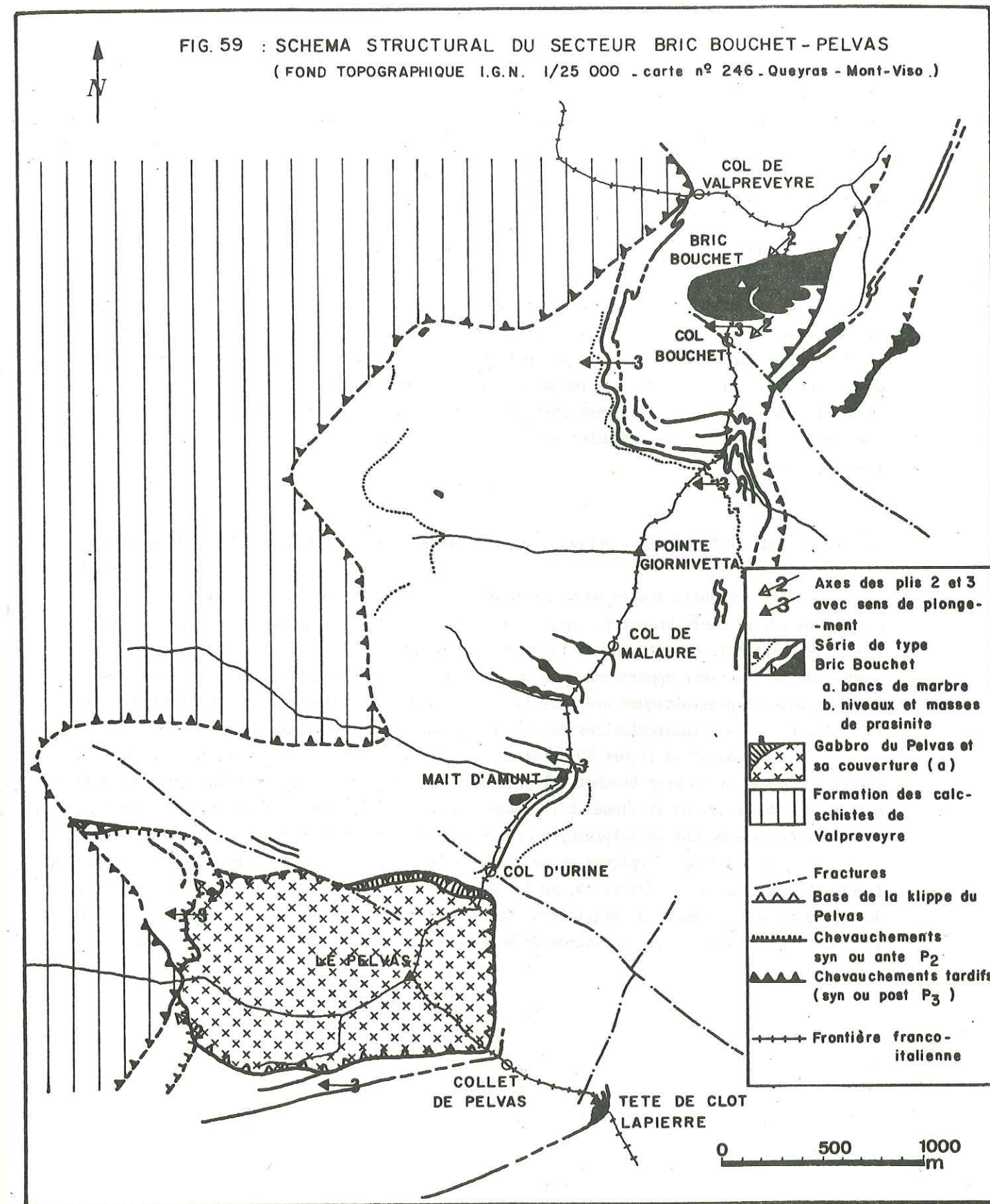


FIG. 58 - La Tête de Clot Lapierre.

- A : Carte géologique simplifiée (mêmes symboles que fig. 49).
 B : Coupe AB. 1 : calcschistes ; 2 : ophicalcite ; 3 : talcschistes ; 4 : pillows ;
 5 : prasinites et brèches de pillows ; 6 : marbres et prasinites.
 C : Carte détaillée de la partie Ouest.
 D : Coupe A'B' ("y" et S : serpentinites).
 E : Détail des pillows.



La répétition de quelques niveaux est due à l'existence de nombreux replis. La carte géologique et une coupe E-W effectuée dans ce petit massif (fig. 58 C, D) montre la complexité de sa structure de détail. La Tête de Clot Lapierre apparaît comme un édifice polystructuré résultant de l'interférence des deux plissements P_2 et P_3 , sans qu'il soit possible, avec nos données, de mieux préciser sa structure.

2.- Place au sein des formations reconnues dans la région étudiée

De prime abord, la Tête de Clot Lapierre apparaît comme une masse isolée dans les calcschistes. En fait, les prasinites qui la constituent pour partie se prolongent vers le SW et affleurent dans l'entaille pratiquée par le torrent qui s'écoule au pied du cône d'éboulis de la face méridionale du Pelvas. De par leurs faciès et leur position structurale, les terrains de la Tête de Clot Lapierre doivent être rattachés aux séries de type Bric Bouchet. C'est le seul endroit du secteur Bric Bouchet - Pelvas d'Abries où ont été observées avec certitude des laves en coussins.

E - LE RACCORD BRIC BOUCHET - PELVAS : DU COL D'URINE A LA POINTE GIORNIVETTA (FIGS 59, 60)

Afin d'établir les rapports existant cartographiquement entre les deux secteurs décrits dans ces premiers chapitres, nous avons levé à l'échelle 1/25 000 une carte de l'arête frontalière entre le Col d'Urine et la Pointe Giornivetta. Les terrains reconnus de part et d'autre de la frontière appartiennent à la série de type Bric Bouchet, comme en témoignent les nombreux niveaux prasinitiques présents sur les versants septentrionaux et méridionaux de la Maît d'Amunt et les intercalations de marbres à zones siliceuses dans les calcschistes.

Le schéma de la figure 59 situe ces observations dans le cadre des levés réalisés autour du Pelvas et du Bric Bouchet. Il précise en outre le trajet proposé du vaste chevauchement tardif des terrains attribués à la formation des calcschistes de Valpreveyre, dont l'existence est établie au Col de Valpreveyre et sur la Crête de Peyra Plata.

Quelques coupes typiques et des observations plus détaillées sont rassemblées dans la figure 60. On remarquera, figure 59, qu'à l'Ouest de la Pointe Giornivetta existent une barre de marbre et un pointement de prasinites. Ces affleurements permettent de repousser vers l'Ouest la limite entre la formation du Vallon du Bouchet et celle des calcschistes de Valpreveyre.

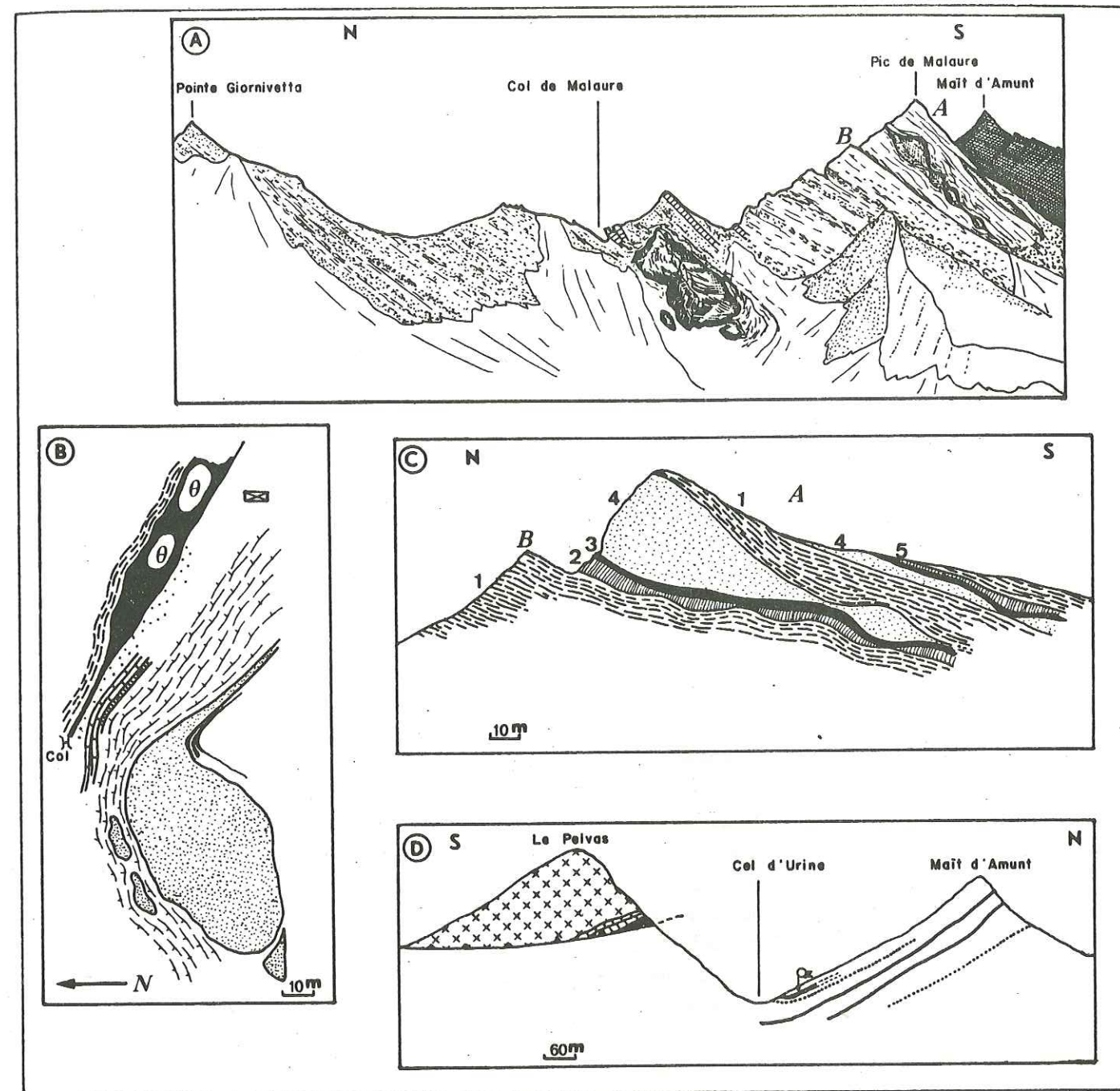


FIG. 60 - Observations dans le raccord Bric Bouchet - Pelvas.

- A : Vue du Col de Malaure (on regarde vers l'Est).
 B : Cartographie détaillée autour du Col de Malaure. Mêmes symboles que la carte géologique (en pointillé lâche : niveaux semblables à ceux de la formation Nord-Col-Bouchet).
 C : Coupe AB (voir fig. 60 A). 1 : calcschistes ; 2 : quartzites bleus ; 3 : talcschistes ; 4 : prasinites ; 5 : quartzites verts phylliteux.
 D : Coupe schématique du Pelvas à la Maît d'Amunt ; mêmes symboles que fig. 59 (Qz : quartzites).

CHAPITRE III

LE SECTEUR DE ROCCA BIANCA (St VERAN)

A - PRESENTATION : TOPOGRAPHIE, GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES

1 - Cadre topographique

Ce chapitre nous transporte à 14 km au Sud du Pelvas d'Abries, au fond de la vallée de l'Aigue Blanche dans le Massif de Rocca Bianca (ou Roche Blanche) : 3013 m. Le terrain étudié se présente comme un triangle formé par le Col de St Véran au Nord (2844 m), le Col Blanchet au Sud (2897 m) et le Lac de la Blanche à l'Ouest (2499 m). Le point culminant est le sommet de Rocca Bianca. Au centre du terrain s'étend un vallon glaciaire d'orientation NE-SW dans lequel se trouvent deux lacs : le Lac Blanchet inférieur (au SW) et le Lac Blanchet supérieur (au NW).

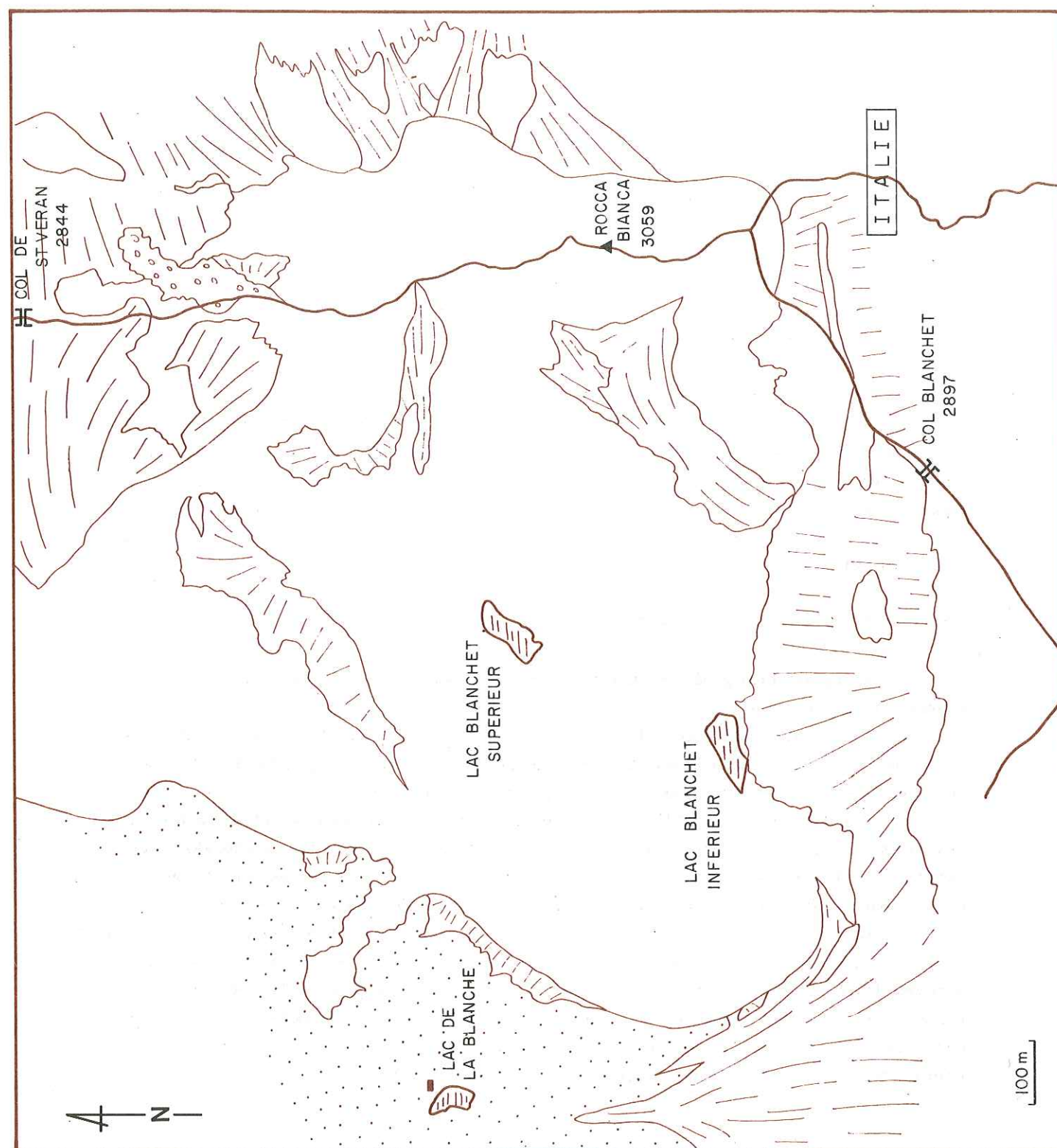
2 - Grands ensembles géologiques (fig. 63)

L'organisation générale du terrain est relativement simple. Deux grands ensembles peuvent être distingués :

1 - Un paléo-socle océanique, de nature variée, constitué de gabbro (Rocca Bianca), de brèches de pillows, de pillows (Lac de la Blanche), de brèches de gabbros (Lac Blanchet inférieur) et de brèches basaltiques à rares éléments serpentineux.

2 - Une couverture sédimentaire débutant par un niveau omniprésent de marbres à rares zones siliceuses, surmontées d'horizons variables selon les endroits considérés : serpentinites à boules de gabbros, talcschistes, calcschistes, etc... Ces successions seront décrites dans le paragraphe suivant, et permettront de définir une *série de type Rocca Bianca*.

Ces deux ensembles sont déformés par des plis P_2 et par un pli kilométrique P_3 couché vers le Sud, dont l'analyse détaillée n'est possible que sur versant italien du domaine d'étude. La partie du terrain située sur le côté français correspond à l'affleurement du flanc normal de cette grande structure (fig. 64). La surface du paléo-socle océanique s'y présente comme une vaste coupole. La couverture sédimentaire est conservée sur les bords de cette coupole et dans les creux de deux synclinaux qui la déforment (fig. 64).



- éboulis consolidés
 versants herbus
- éboulis actifs
- coulée de blocs
- affleurements
- lignes de crête

B - LA SERIE DE TYPE ROCCA BIANCA

Les caractères principaux de cette série seront déduits de la présentation de trois coupes réalisées dans les parties occidentale, centrale et orientale du secteur (Lagabrielle *et al.*, 1982, voir fig.98).

1 - La coupe du Lac de la Blanche

Les affleurements décrits se trouvent à une centaine de mètres à l'Est de la cabane de la Blanche. Ils dominent le Lac de la Blanche.

Sur des pillows et des brèches de pillows, on rencontre successivement : des marbres blonds (5-10 m), des calcschistes (50-100 m), des serpentinites contenant des blocs de gabbro puis des quartzites à amphiboles bleues. Ces niveaux sont pentés vers l'Ouest ; le contact entre les marbres et les pillows ou les brèches de pillows est très redressé.

2 - La coupe des Lacs Blanchet

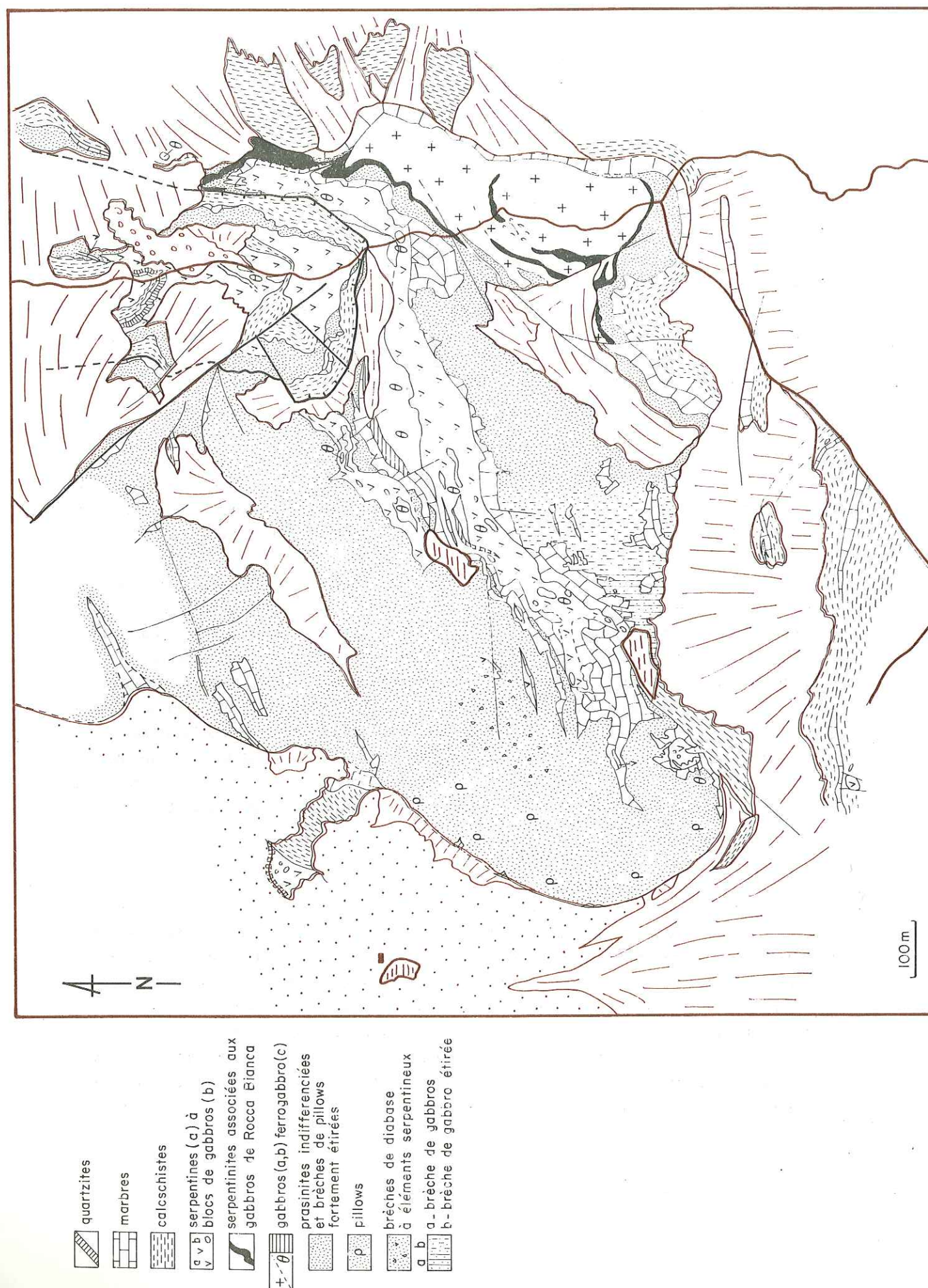
Le fond du Vallon du Blanchet est occupé par des sillons synclinaux parallèles, passant respectivement par les Lacs Blanchet inférieur et supérieur, et séparés par un escarpement où affleurent des prasinites litées, des brèches de pillows et des brèches basaltiques à éléments serpentineux (fig. 64).

Les plans axiaux de ces synclinaux présentent un pendage Nord d'une trentaine de degrés. Le fond de ces cuvettes synclinales est occupé par des marbres blonds à fines zones sili- ceuses reposant sur des brèches de gabbros, des brèches de pillow étirées ou des prasinites indifférenciées. Vers leur partie sommitale, ils contiennent de fines intercalations de chloritoschistes, de serpentinites ou de prasinites (quelques millimètres à quelques centimètres). Au-dessus des marbres, repose une masse serpentineuse, conservée au fond des synclinaux, à aspect parfois bréchique contenant des blocs de gabbro et de serpentinites massives. Des niveaux stratiformes s'y rencontrent : calcschistes, parfois très albitiques, alternance fine de quartzites et de brèches de pillow, prasinites, talcschistes, chloritoschistes... Les corrélations avec la coupe du Lac de la Blanche laissent supposer qu'ici également des calcschistes constituent la suite de la série.

3 - Coupe du Col Blanchet

Ici, les marbres surmontés par des calcschistes reposent sur des brèches d'éclatement de pillows, qui forment la falaise d'orientation NE-SW située à l'Ouest de la frontière, sous le Col Blanchet. Un niveau serpentineux, à petits blocs de gabbros, interstratifié entre les marbres et les calcschistes, représente un équivalent latéral des serpentinites de la coupe du Vallon du Blanchet. Deux fins niveaux de talcschistes accompagnant des blocs métriques de prasinite et de gabbro rodingitisé enchassés dans les calcschistes, affleurent au Sud, au-dessus du col. Ils appartiennent à la partie sommitale de cet ensemble et peuvent être reliés

FIG.61-Cadre topographique du secteur de Rocca Bianca.



au niveau serpentineux à blocs de gabbros du Lac de la Blanche.

4 - Conclusions : comparaison avec la série de type Bric Bouchet

L'analyse cartographique du domaine dans lequel les trois coupes ont été effectuées révèle la continuité spatiale des marbres qui constituent la base de la série. A partir de ce niveau, les corrélations que l'on peut effectuer entre les différentes coupes montrent la disparition latérale des serpentinites des Lacs Blanchet. La série de type Rocca Bianca présente donc des variations latérales de faciès.

Les considérations paléogéographiques que suscitent cette remarque ont été esquissées dans une précédente publication (Lagabrielle *et al.*, 1982). Elles seront reprises ultérieurement (partie III). Nous soulignerons dès maintenant les différences existant entre les séries décrites ici et les séries de type Bric Bouchet. Dans ce secteur, un niveau de calcaire repose directement sur le substratum océanique. Nous avons vu qu'au Bric Bouchet, sur le socle océanique supposé, les premiers termes rencontrés appartiennent à la formation Nord-Col-Bouchet, inconnue ici. Les niveaux caractéristiques des séries de type Bric Bouchet sont les prasinites stratiformes, les quartzites verts phylliteux et les marbres à zones siliceuses, alternant irrégulièrement avec des calcschistes. La série de type Rocca Bianca ne montre pas cette succession ; nous verrons ultérieurement qu'elle est très comparable à la série de type Pelvas (p. 137).

C - ANALYSE STRUCTURALE

Les structures plissées visibles dans le secteur de Rocca Bianca appartiennent à deux grandes familles. On y reconnaît, comme dans les terrains septentrionaux, deux générations de plis superposés P_2 et P_3 déformant une foliation métamorphique s_1 . Ces plis sont le plus souvent coaxiaux, de direction comprise entre N 70 et N 90. Leurs axes plongent de quelques dizaines de degrés vers l'Ouest. Leurs caractères sont tout à fait comparables à ceux des plis P_2 et P_3 décrits dans les chapitres précédents, mais ici, les petites structures P_2 sont (apparemment) déversées vers le Nord.

Nous aborderons cette étude structurale par l'analyse d'un pli kilométrique P_3 , déversé vers le Sud, dont la charnière forme le dôme de Rocca Bianca, et dont le flanc normal s'étend sur tout le secteur d'étude.

1 - Le pli couché P_3 kilométrique de Rocca Bianca

a) Observations autour du sommet de Rocca Bianca (fig. 65)

Le sommet de Rocca Bianca est constitué de gabbros sur lesquels reposent en minces placages les marbres appartenant à la base de la série de type Rocca Bianca (fig. 96). Sur le versant français, ce massif de gabbro est cerné de toutes parts par des brèches de pillows étirées et des prasinites litées. Le contact entre les gabbros et ces prasinites est affecté

FIG. 62- Carte géologique du secteur de Rocca Bianca, fond topographique d'après photo aérienne.

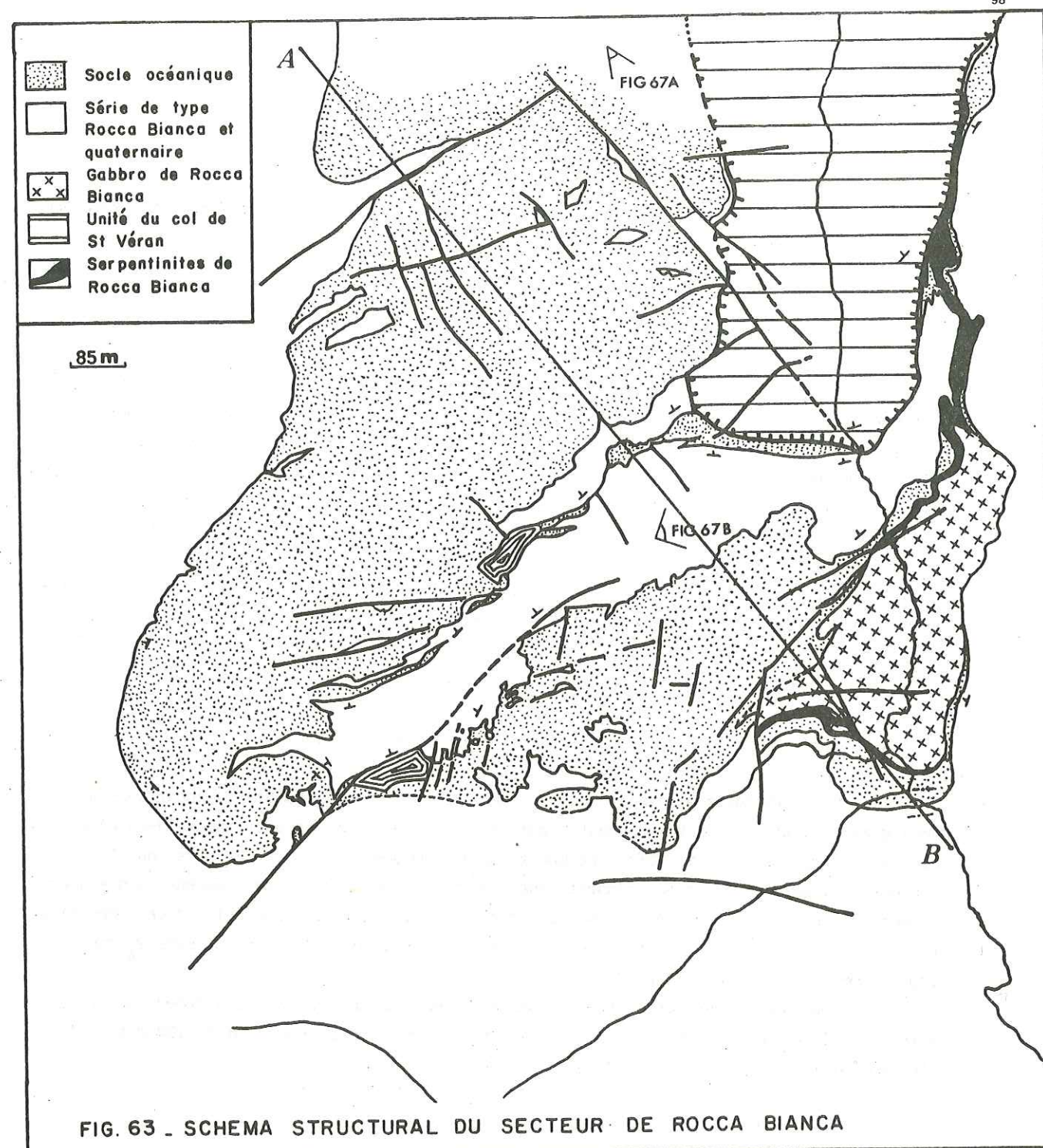


FIG. 63 - SCHEMA STRUCTURAL DU SECTEUR DE ROCCA BIANCA

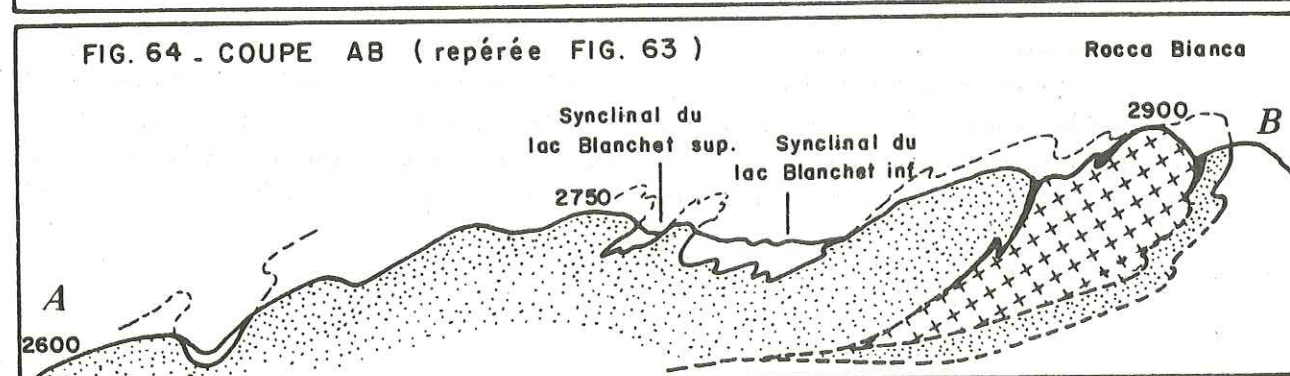


FIG. 64 - COUPE AB (repérée FIG. 63)

de plis très aigus d'ampleur plurimétrique (fig. 65 B) ; néanmoins, il est possible de suivre son tracé, du Col Nord de Rocca Bianca au rebord Sud de Rocca Bianca (voir carte géologique). Des lames de serpentinites à blocs de gabbro jalonnent ce contact (fig. 65 B).

Les affleurements de marbres visibles autour de Rocca Bianca dessinent la tête du pli couché étudié.

1. Sur le flanc Sud du massif, les marbres sont verticaux et acquièrent progressivement un pendage Nord vers le bas de la falaise qui domine le versant italien.

2. L'observation de cette falaise, dans laquelle la masse des gabbros de Rocca Bianca semble *enchassée*, montre ces mêmes marbres en position horizontale, *sous* les gabbros. Dans la moitié sud du massif, les marbres se trouvent ainsi, *sous et sur le côté* des gabbros et des prasinites (fig. 66).

3. Sur la façade Ouest, nous avons noté la présence de marbres reposant en contact stratigraphique *sur* les gabbros ; ils existent, aussi, globalement horizontaux, sur les prasinites qui surmontent les gabbros à l'Ouest du massif (fig. 65 B).

4. Sur la façade septentrionale, les mêmes marbres reposent *sur* les prasinites adhérentes au gabbro. Au Col Nord de Roche Blanche, ils forment un escarpement (visible aussi dans le versant italien) où les couches pendent vers le Nord. Ces couches n'amorcent pas de "retour" vers le massif (fig. 65 B).

Il apparaît finalement que les marbres *entourent* les gabbros et les prasinites de Rocca Bianca, puisqu'ils sont présents en continuité sur ses faces inférieure, supérieure et méridionale, et sur une partie de sa face septentrionale. C'est bien une tête de pli à coeur de gabbro, déversé au Sud qui est ainsi dessinée. L'observation du versant italien permettra de compléter la présentation de la forme du pli par l'étude de ses flancs (paragraphe b).

Sur la façade occidentale de Rocca Bianca une partie des plis affectant le contact gabbros-prasinites correspond à des méga-meneaux déversés vers le Sud. Par leur géométrie et leur direction, ils pourraient être associés à la structure majeure de Rocca Bianca (fig. 65 B). Ces plis déforment des plis plus anciens P_2 (fig. 65 C) d'ampleur comparable, déversés vers le Nord. L'interférence de ces deux plissements confère à la limite cartographique prasinites-gabbros son dessin sinueux.

b) Observations dans la falaise entre Rocca Bianca et le Col de St Véran

Les résultats déduits de l'analyse des affleurements de cette falaise sont représentés dans la figure 66. Nous les commentons ici (les lettres renvoient à la figure 66 C). Les gabbros de Rocca Bianca disparaissent vers le Nord (a). Les prasinites et les marbres du flanc normal du pli P_3 de Rocca Bianca qui s'allonge vers le Nord, présentent des replis à déversement Nord (P_2) dans la partie méridionale du panorama (b) et à déversement Sud (P_3) dans la partie septentrionale (c). Une charnière synclinale P_3 très pincée, affecte ces marbres et ces prasinites, dans la moitié Nord du panorama (d). De ce fait, à ce niveau, les couches sont rebroussées vers le Sud. Le synclinal ainsi dessiné (e) est à coeur de serpentinites contenant des blocs de gabbro. Il correspond à la prolongation vers l'Est, des deux sillons décrits dans le vallon du Blanchet, et fondus ici en un seul synclinal (fig. 66). Cette structure P_3 d'ampleur hectométrique est associée au pli majeur de Rocca Bianca. Un contact anormal (f)

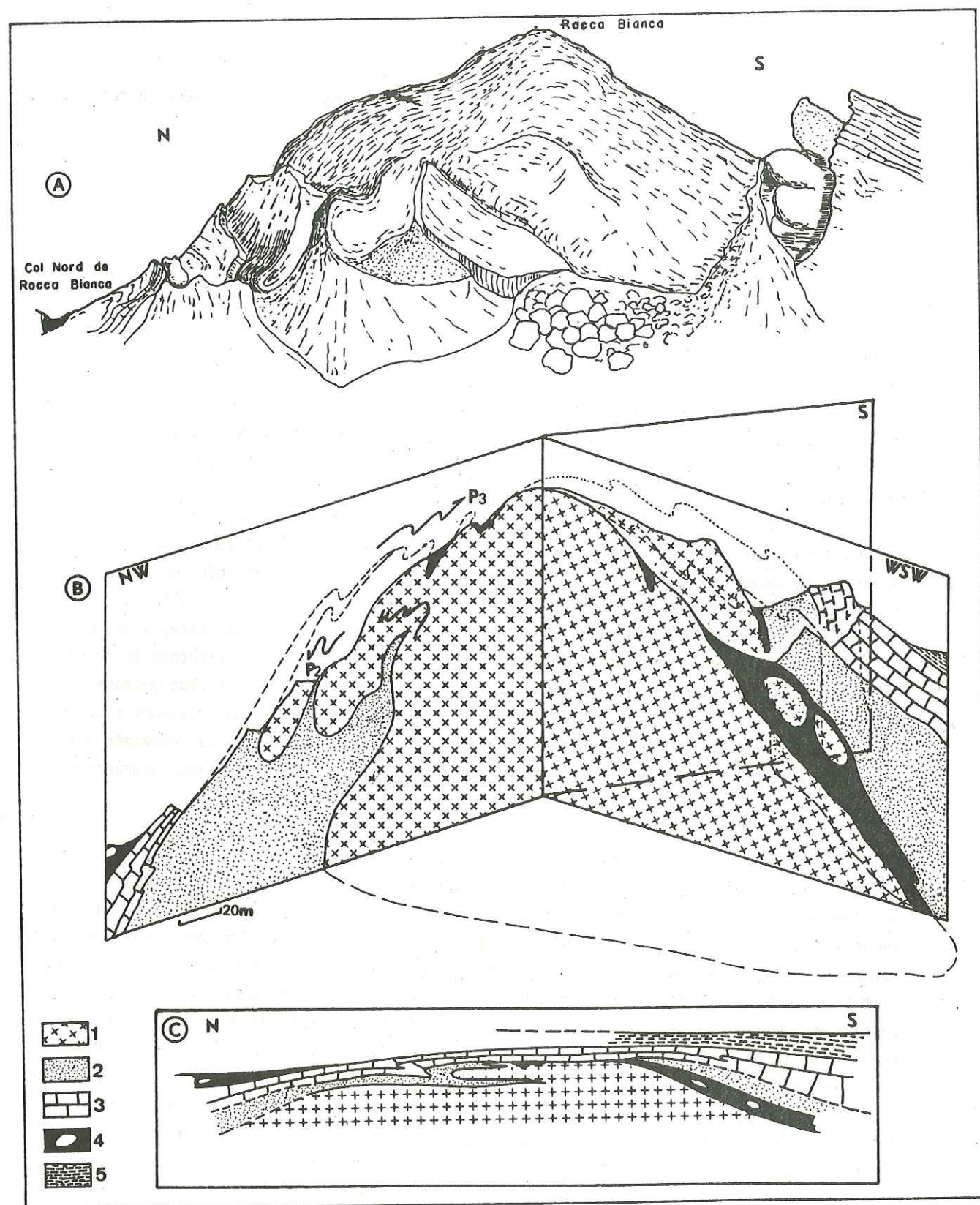


FIG. 65 - Structure de la façade occidentale de Rocca Bianca.

A : aspect

B : trois coupes radiales dans le massif (commentaire dans le texte)

C : situation avant le plissement P_3 . Les plis P_2 dans les gabbros ont un déversement apparent vers le Nord.

1 : gabbros ; 2 : "prasinities" ; 3 : marbres ; 4 : serpentinites à blocs de gabbros ; 5 : calcschistes.

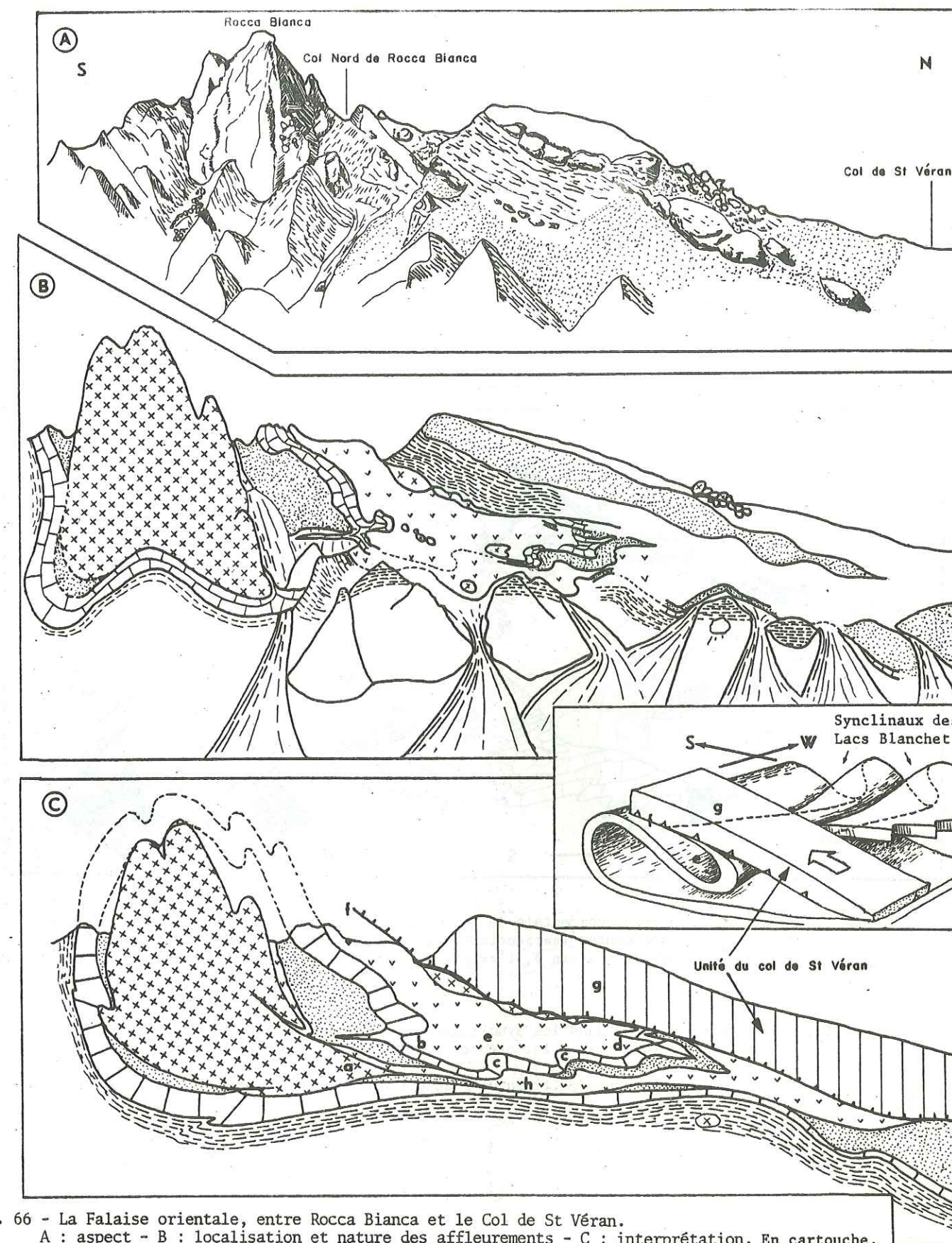


FIG. 66 - La Falaise orientale, entre Rocca Bianca et le Col de St Véran.

A : aspect - B : localisation et nature des affleurements - C : interprétation. En cartouche, allure générale du pli de Rocca Bianca. Mêmes symboles que la figure 65 sauf pour les serpentinites représentées ici par des "v".

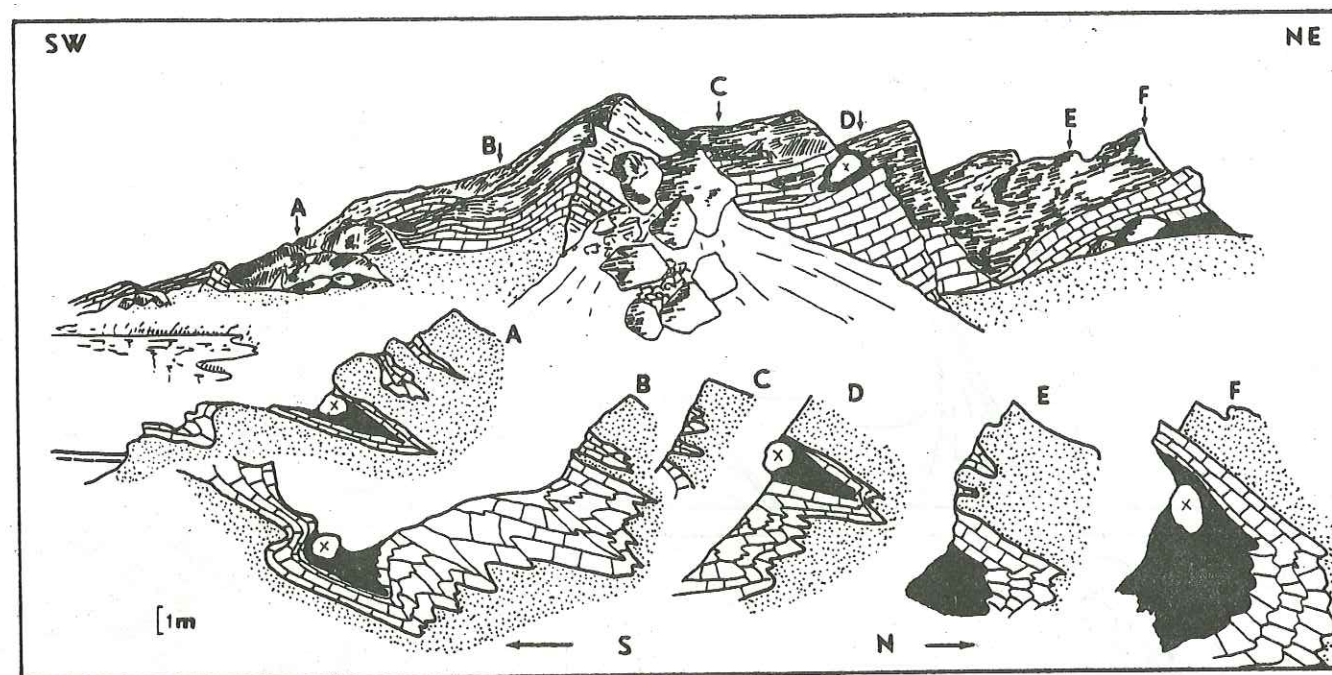
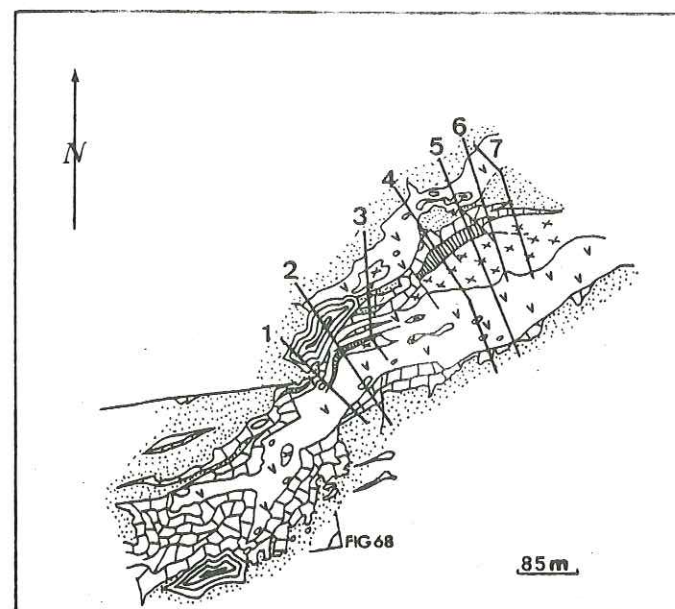
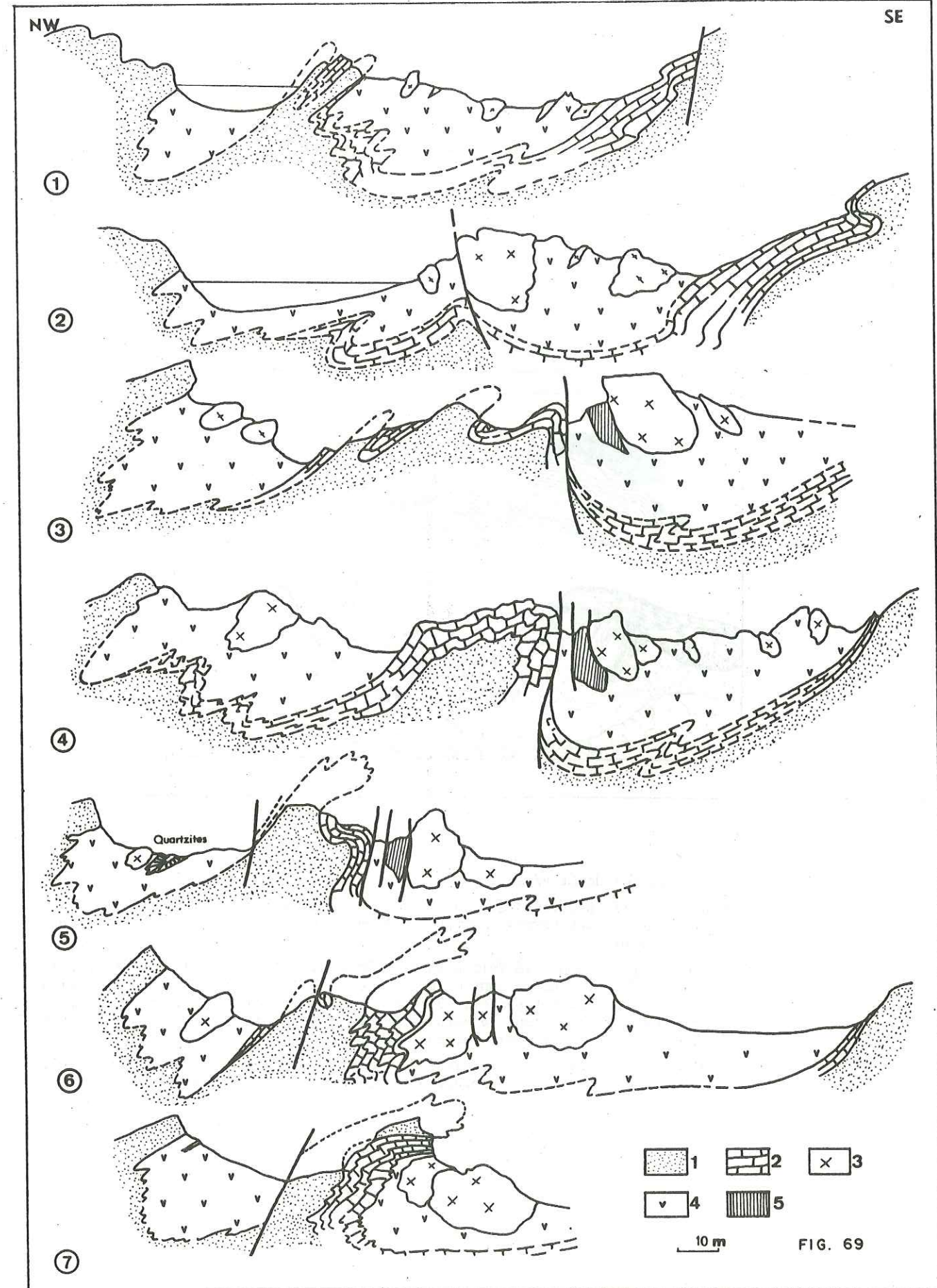


FIG. 68 - Panorama sur la partie occidentale du flanc Nord du synclinal du Lac Blanchet inférieur, et coupes correspondantes (serpentinites en noir). Noter le comportement souple et plastique des marbres, et en B, l'existence d'un pli P_2 à déversement apparent vers le Nord.

FIG. 69 - Coupes sériées dans les synclinaux des Lacs Blanchet.
1 : "prasinities" ; 2 : marbres ; 3 : gabbros ; 4 : serpentinites ; 5 : ferro-gabbro.
En 3 et 4, on notera l'amorce d'un pli couché, bien exprimé dans les coupes 6 et 7.



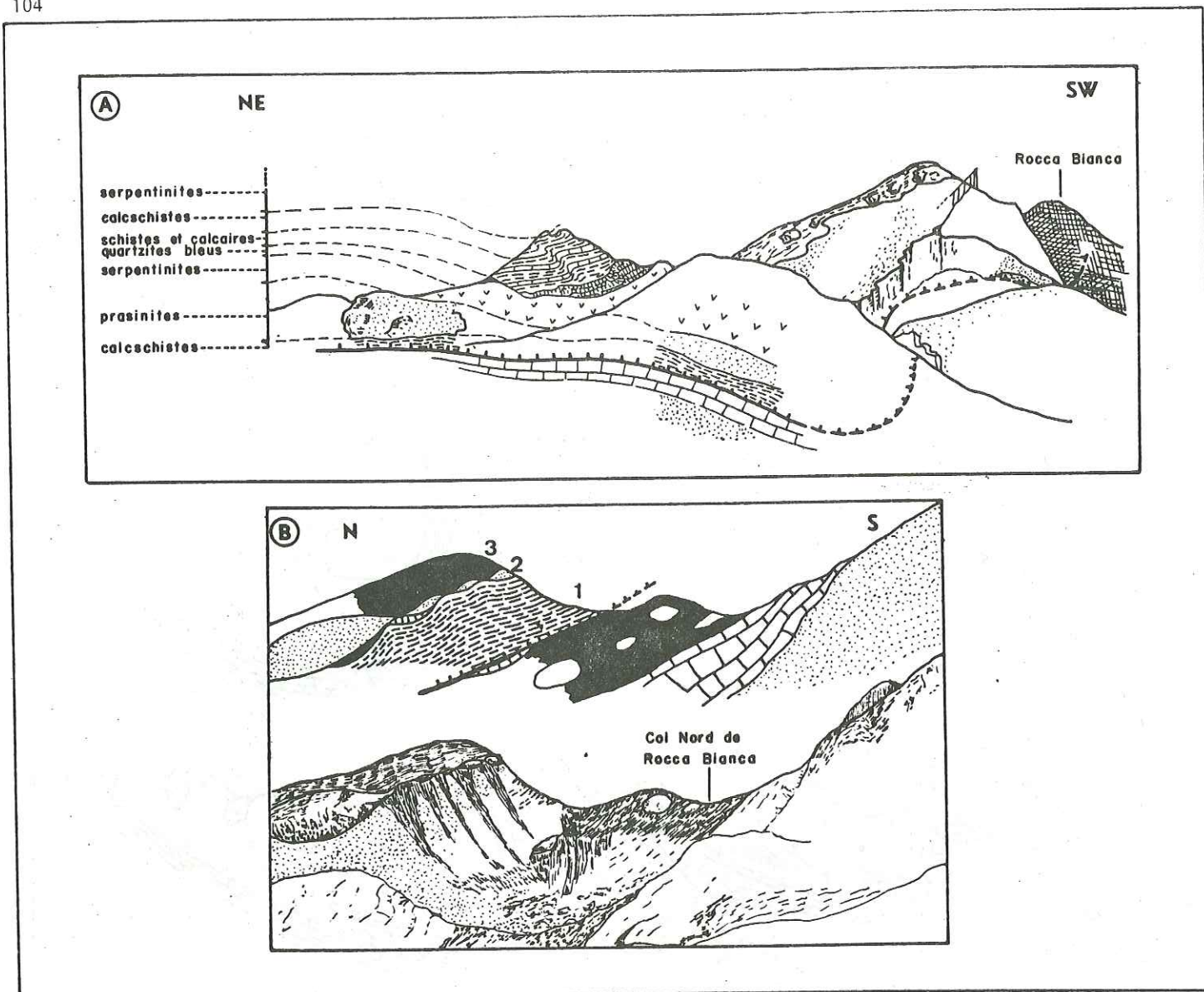


FIG. 70 - L'Unité du Col de St Véran.

A : Panorama pris plusieurs dizaines de mètres sous le Col de St Véran. On regarde vers le SE. Les termes constituant l'unité du Col de St Véran apparaissent clairement.

B : Panorama pris depuis le Vallon du Blanchet. On regarde vers l'Est. Les premiers termes de cette unité sont bien visibles : 1 : calcschistes ; 2 : prasinites (celles-ci reposent parfois sur des lentilles de marbre ou de serpentinite ; 3 : serpentinites (sur le versant NE, les serpentinites passent latéralement à des calcschistes (voir carte géologique)).

Noter le boudinage des prasinites, à mettre en relation avec le mouvement cisailant à vergence Sud, accompagnant la mise en place de cette unité.

tronque ce synclinal. Il traduit le chevauchement vers le Sud d'une unité allochtone (g) (cf p.108).

Sous le flanc normal du pli de Rocca Bianca, affleurent des serpentinites à blocs de gabbros (h), qui séparent celui-ci du flanc inverse sous-jacent. Ces niveaux serpentiniteux sont en continuité avec ceux qui, sur le versant français, séparent parfois les prasinites des gabbros de Rocca Bianca.

Le flanc inverse du pli de Rocca Bianca présente un important étirement qui se traduit par le boudinage des prasinites et l'amincissement considérable des marbres.

c) Structures associées au pli de Rocca Bianca

Sur le terrain étudié, il existe un grand nombre de structures P_3 , de toutes tailles, associées au grand pli couché de Rocca Bianca. Parmi celles-ci, les plus visibles sont les deux synclinaux couchés du vallon Blanchet. Ils sont en position de replis mineurs sur le flanc normal du pli majeur déversé au Sud de Rocca Bianca. Les coupes pratiquées à travers ces structures sont représentées sur les figures 68 et 69. Elles traduisent les déformations particulières des marbres, signalées p. 59 (chapitre I). Ces niveaux ont en effet un comportement souple, très incompetent ; dans les plis qui les affectent, les charnières sont toujours épaissies et les flancs amincis.

Le flanc inverse du synclinal occidental est dépourvu de marbre sur toute sa longueur. Nous avons noté que lors d'un étirement très important, le matériel calcaire n'est jamais boudiné ; au contraire, il flue, s'amincit mais ne disparaît pas. L'absence des marbres reconnue ici, est donc probablement *originelle*. Dans cette hypothèse les calcaires ne se seraient pas déposés à cet endroit (fig. 96). Ces faits ont déjà été interprétés comme témoignant de l'existence de paléo-relief sous-marin liés à des failles intraocéaniques (Lagabrielle *et al.*, 1982). Dans cette optique, le synclinal occidental serait installé sur un paléo-accident océanique (fig. 72)

Dans le secteur cartographié, les plis P_3 d'ampleur décimétrique et métrique de type flanc normal à déversement Sud montrent que l'on se situe constamment sur le flanc normal du pli de Rocca Bianca.

2 - L'unité allochtone du Col de St Véran

Nous avons montré p. 101 que le synclinal couché vers le Nord, visible dans la falaise orientale et correspondant à la prolongation vers l'Est des deux synclinaux des Lacs Blanchet, était tronqué par un contact tectonique faiblement penté vers le Nord. Au-dessus de ce contact, on observe une série (ou une partie de série) présentant de nettes affinités avec les termes décrits dans la coupe du Lac de la Blanche. Cette unité, dite du Col de St Véran, affleure dans le cadran N-E du secteur, elle comprend de bas en haut (fig. 70) : des calcschistes - un niveau de prasinite reposant sur les calcschistes ou sur des lentilles de marbres ou d'ophicalcites (dans ces prasinites on distingue parfois des pillows et des méta-sables de gabbro, sur lesquels nous reviendrons p.147) - ces metabasites supportent des calcschistes ou des serpentinites à blocs de gabbro. Des quartzites à amphiboles bleues, surmontés par des calcschistes plus ou

^(e) Ils auraient également pu être érodés.

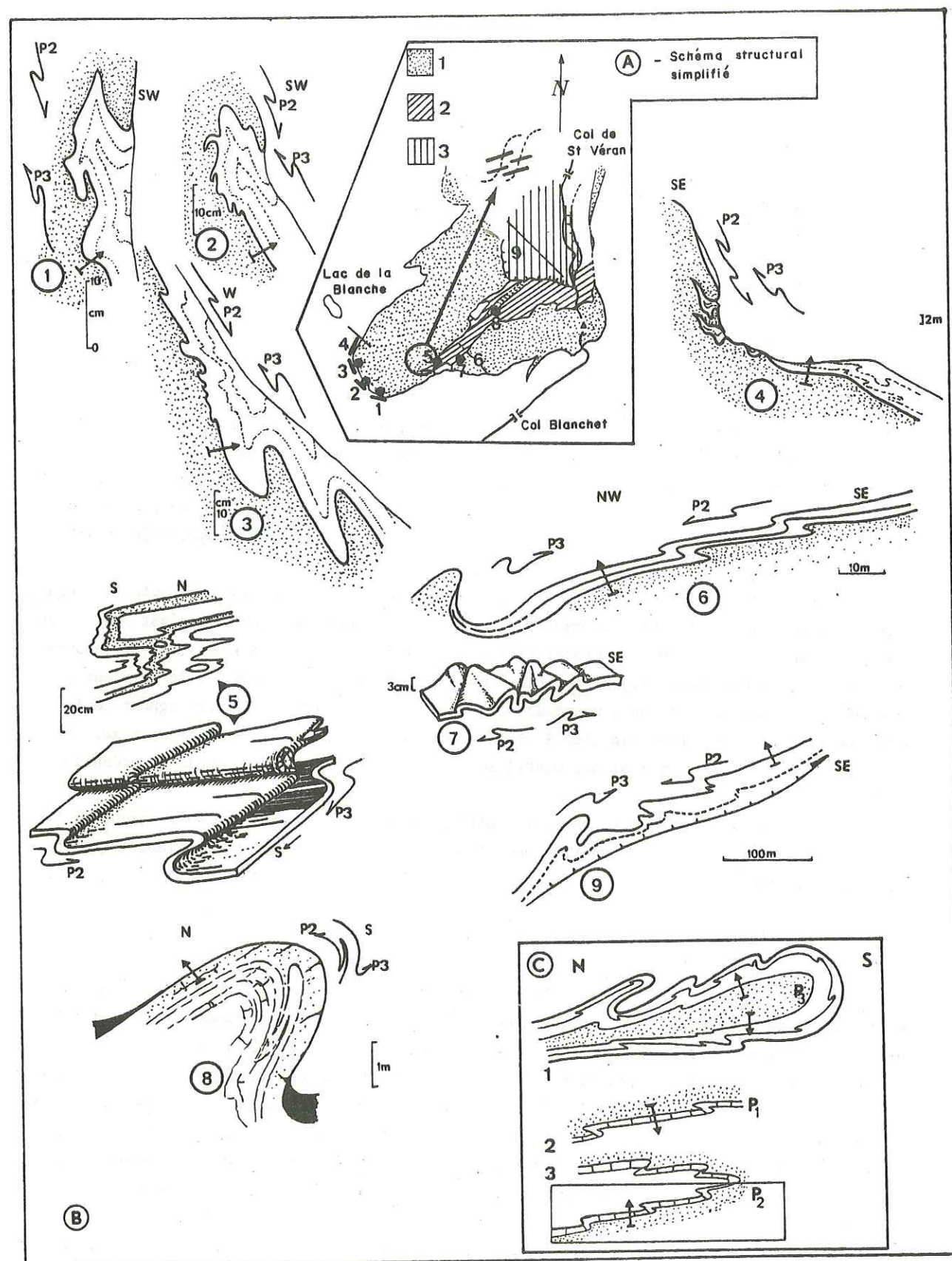
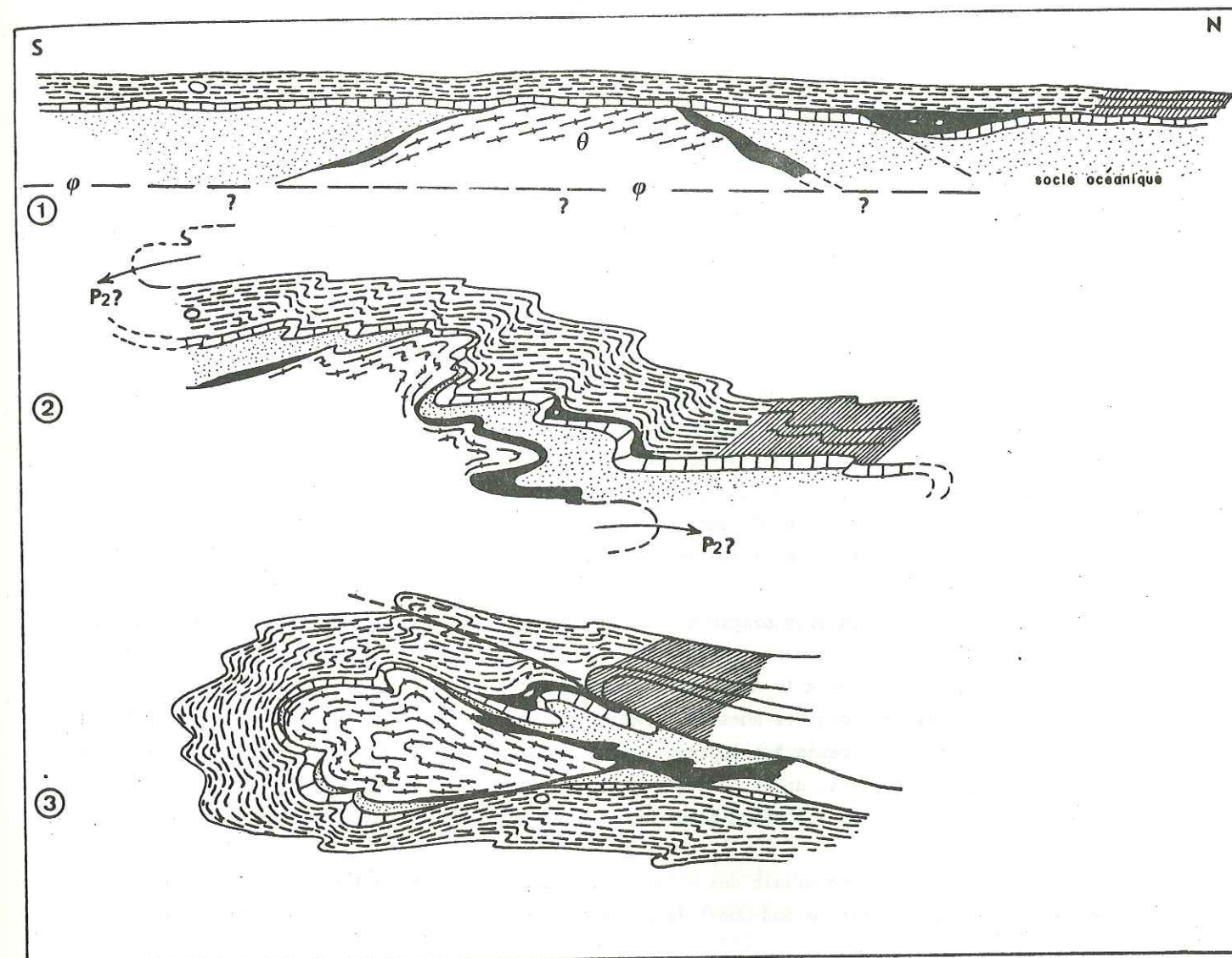


FIG. 71 - Structures plicatives superposées dans le secteur de Rocca Bianca.



θ : gabbros
Autres figurés : cf. carte géologique.

FIG. 72 - Evolution tectonique supposée du secteur de Rocca Bianca. Comparer avec la fig. 47.

Commentaires dans le texte. Au stade 2, le pli majeur P_2 peut être déversé au Nord ou au Sud. En hachuré serré : terrains de l'Unité du Col de St Véran. Remarquer en 1, l'existence probable d'accidents intra-océaniques. La phase des plis P_1 n'a pas été représentée. ϕ : charriage contemporain de l'incorporation à la marge continentale.

FIG. 71 - A : Situation des observations illustrées en (B). 1 : prasinites et gabbros ; 2 : synclinaux des Lacs Blanchet ; 3 : unité du Col de St Véran. En trait fort : axes P_3 , en tiretés : axes P_2 .

B : 1, 2, 3, 4 : plis superposés centimétriques et métriques à l'Ouest du secteur au-dessus du Lac de la Blanche. Malgré les orientations variables des axes des plis P_2 et P_3 , le déversement contraire de ces deux familles de plis apparaît nettement. Les flèches indiquent la polarité stratigraphique ; 5 : structures dues à l'interférence de pli P_2 et P_3 obliques ou perpendiculaires ; 6 : déversement contraire des plis P_2 et P_3 (prasinites et marbres, Est du Lac Blanchet inférieur) ; 7 : petites structures superposées dans un niveau quartzitique interstratifié dans les marbres de couverture du socle "prasinitique" ; 8 : plis superposés dans les marbres, à l'Est du Lac Blanchet supérieur ; 9 : déformations superposées intéressant l'ensemble de l'Unité du Col de St Véran.

C : (1) Superposition des structures dans le pli de Rocca Bianca. Le déversement apparent vers le Nord des plis P_2 peut s'expliquer dans l'hypothèse d'un grand pli couché vers le Sud P_2 (3). Dans son flanc inverse, la série est remise à l'endroit après avoir été "renversée" au cours du plissement P_1 (2). Seul ce flanc serait conservé.

moins riches en niveaux marmoréens et par des serpentinites à blocs de gabbro, terminent cette série.

La position du contact anormal amenant le chevauchement de cet ensemble témoigne de l'existence de cisaillements affectant les flancs des plis associés au pli de Rocca Bianca. Nous avons noté un phénomène comparable en observant le laminage du flanc inverse de ce grand pli.

3 - Les mésostructures P_2 . Interférences avec les plis P_3

Dans ce paragraphe, nous commenterons la figure 71 qui montre les principaux caractères que l'on peut déduire de l'étude des interférences des plis P_2 et P_3 . Nous y avons représenté la forme des plis et leurs directions structurales.

Les faits suivants sont à retenir.

1. Les plis P_2 observés sont toujours de type flanc normal si on admet un déversement Nord ou de type flanc inverse si on admet un déversement Sud ; or, la série étudiée est actuellement à l'endroit.

L'hypothèse la plus simple est de considérer qu'ici, cette série est toujours restée à l'endroit lors des plissements consécutifs. Dans ce cas, les plis P_2 indiquent un déversement général des structures vers le Nord, lors de la phase qui les a engendrés.

Mais il est possible aussi de concevoir que l'ensemble des terrains fut renversé avant le plissement P_2 , puis remis à l'endroit dans le flanc inverse d'un pli P_2 majeur déversé vers le Sud, aboutissant ainsi, après l'intervention des plis P_3 qui localement ne modifient pas cette organisation, à la situation actuelle (fig. 71 C). Ces deux hypothèses sont discutées plus loin.

2. La direction axiale des plis P_2 présente une brusque inflexion dans une petite cuvette prolongeant vers le Sud-Ouest la gouttière synclinale du Lac Blanchet inférieur (fig. 71 A et B, 5).

Cette courbure peut être due à l'existence de contraintes locales naissant, au cours des plissements P_2 , au voisinage d'une masse de socle océanique induré, dans lequel d'anciennes fractures joueraient.

3. Au pied de la coupole de "prasinites" du secteur étudié, au-dessus de la cabane de la Blanche, les lignes construites en joignant les axes des plis P_3 des métasédiments, mesurés à chaque station, épousent la courbure générale des affleurements de metabasites (fig. 71 A), dans ce secteur, la direction des axes des plis P_3 varie de N 80 à N 0. La cause de ces variations d'orientation est probablement liée à l'existence d'un pli hectométrique très ample, à axe courbe (pli en gousse) affectant le socle et la série métasédimentaire, et probablement contemporain des plis P_3 .

4 - Conclusions : schéma rétrotectonique, comparaison avec les secteurs septentrionaux

Une partie de la succession des événements ayant affecté ce secteur, apparaît sur la figure 72.

1. Stade initial océanique. Comme nous l'avons montré au Bric Bouchet, un écaillage primordial, peut-être contemporain de la foliation s_1 , accompagnerait l'incorporation de la série sédimentaire et de son substratum océanique adhérent à la marge continentale. Cette phase essentielle conditionne le style des plissements ultérieurs car elle découpe des unités socle-couverture relativement minces.

2. Les plis P_2 , à déversement Nord apparent, déforment le socle océanique et les accidents originels qui l'affectent, ainsi que sa couverture sédimentaire. Localement des plis à axes perpendiculaires à la direction axiale générale du train de pli prennent naissance.

3. Un grand pli couché vers le Sud, P_3 , déforme cet ensemble polystructuré. Dans ses flancs, s'observent de nombreux cisaillements et laminages. La tête de ce pli s'installe sur un "noyau" dur du socle océanique : la masse des gabbros de Rocca Bianca.

Cette présentation, comparée aux secteurs septentrionaux, met en lumière le caractère particulier de l'histoire tectonique du secteur de Rocca Bianca. Les différences avec les deux secteurs septentrionaux portent essentiellement sur :

- 1) la présence de plis P_2 pouvant être déversés vers le Nord,
- 2) l'absence de charriage ou chevauchements à vergence Est, postérieurs ou synchrones des plis P_3 .

En ce qui concerne la première remarque, nous savons qu'il est toutefois possible de proposer un déversement général des structures P_2 vers le Sud si l'on admet que les terrains furent renversés avant la genèse des plis P_2 , c'est-à-dire pendant ou avant la création de la foliation s_1 . Cette hypothèse reste tout à fait envisageable. En effet, quelques kilomètres à l'Ouest de Rocca Bianca, le sommet de Roche Noire étudié par Tricart (1974) est un fragment de socle océanique en position inverse, dont le renversement s'est effectué avant les périodes de plissements postérieurs comparables aux plissements P_2 et P_3 de notre secteur. Rappelons aussi que le Pelvas d'Abries se présente exactement dans la même situation.

CHAPITRE IV

QUELQUES DONNEES SUR LES CRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES.
POSITION DES MINERAUX DU METAMORPHISME PAR RAPPORT AUX DEFORMATIONS.

Le but de ce chapitre est de caractériser les principales espèces minérales *observées au microscope optique* dans les différentes lithologies. Il précisera aussi les rapports existant entre les cristallisations et les épisodes de déformation microscopique associés aux déformations régionales décrites dans les chapitres précédents. Les données recueillies proviennent des secteurs du Bric Bouchet et du Pelvas d'Abriès.

A - OBSERVATIONS DANS LES CALCSCHISTES

Les calcschistes gréseux du vallon du Bouchet sont formés d'une association de calcite, de quartz, de micas blancs (phengite), de chlorite et de grains d'albite (fig. 73). La lame B 3 Id (fig. 74) montre que les micas et quelques chlorites (pennine) se disposent le long de plans de schistosité délimitant parfois de fins microlithons et découpant la lame mince en bandes parallèles d'épaisseur inégale. Ces horizons micacés séparent de grandes plages emplies de grains imbriqués de quartz et de calcite, présentant des figures de recristallisation en l'absence de contrainte.

Dans le détail, l'observation d'un horizon micacé montre qu'il existe deux types de phengites (fig. 74).

1 - Les phengites disposées parallèlement à la schistosité la mieux exprimée, associées à des chlorites de même habitus.

2 - Les phengites situées à l'intérieur des microlithons, déformées, cassées et recristallisées en arcs polygonaux, obliques ou perpendiculaires à la schistosité. Elles soulignent donc une ancienne foliation (s_1). Quelques chlorites pourraient appartenir à la même génération.

Des pseudomorphoses de lawsonite dont les prismes sont orientés parallèlement aux phengites du deuxième type contiennent des alignements de granules opaques qui soulignent la foliation primitive (s_1). Cette dernière est légèrement courbée à l'intérieur du minéral, ce qui indique que la cristallisation s'est poursuivie jusqu'au tout début de la déformation $\text{syn-}s_2$.

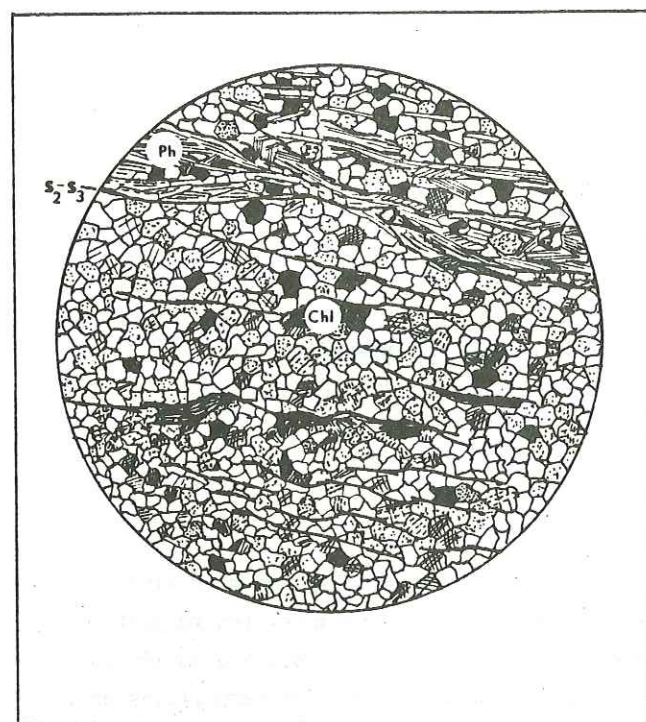


FIG. 73 - Calcschiste gréseux à rares chlorites. On se situe dans le flanc d'un pli P_3 , s_2 et s_3 sont confondues (X 25).

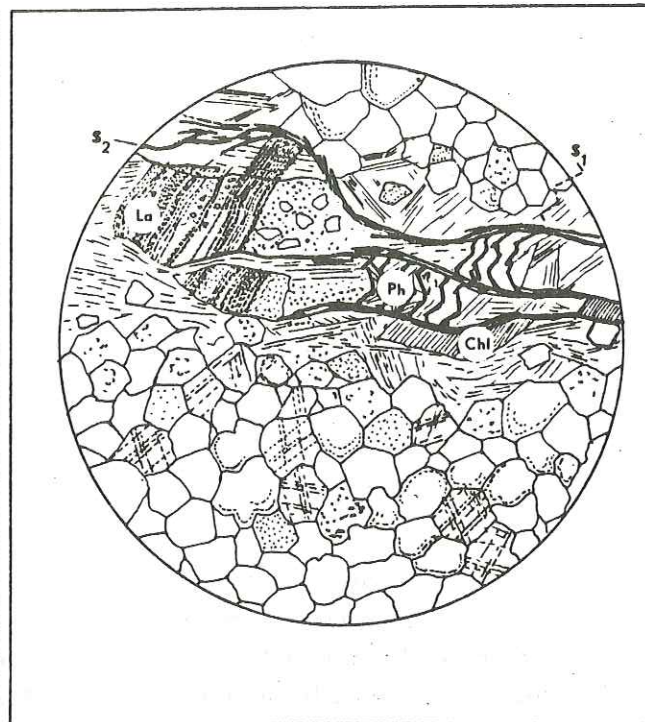


FIG. 74 - Calcschiste à fantômes de lawsonite. S_1 est marquée par la disposition des phyllites et les inclusions des fantômes de lawsonites (X 60).

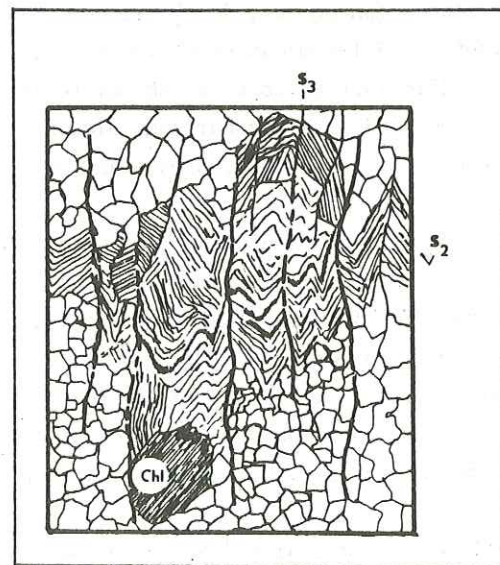


FIG. 75 - Intersection s_2/s_3 dans un calcschiste. Cette lame est taillée au voisinage d'une charnière P_3 (X 60).

Abréviations utilisées :
figs 73 à 86

AB : amphibole bleue
Alb : albite
Act : actinote
Chl : chlorite
Ep : épidote
Ph : phyllite
La : lawsonite (fantôme)
(les grossissements sont approximatifs)

Conclusion : Une foliation primitive s_1 , le long de laquelle ont cristallisé des phengites, des lawsonites et des chlorites, est conservée dans des microlithons délimités par une schistosité postérieure s_2 , oblique sur s_1 , bien individualisée par l'alignement de phengites et de chlorites.

La lame B 2-2, taillée dans une charnière P_3 (fig. 75), montre que la schistosité s_2 est à son tour déformée par une schistosité de pli-fracture (crénulation) s_3 , assez lâche. Aucune néo-cristallisation ne se manifeste dans les plans de s_3 . En outre, cette lame permet de préciser les relations existant entre une ancienne stratification S_0 et la foliation s_2 . Ces deux surfaces sont en effet parallèles et déformées ensemble par des microplis ayant s_3 pour plan axial. La schistosité s_2 a des caractères de schistosité de type strain-slip, très serrée, bien différente en cela de la schistosité s_3 , plus lâche et plus fruste. Liewig (1981) remarque que dans ces roches, les schistosités s_1 , s_2 et s_3 ne s'expriment complètement que si ces structures forment entre elles des angles supérieurs à 20 ou 25°. Dans le cas inverse, une surface d'une génération antérieure est empruntée à nouveau par la schistosité postérieure. C'est ce qu'on observe dans les flancs de plis superposés P_2 et P_3 .

B - OBSERVATION DANS LES QUARTZITES

Deux types de quartzites doivent être distingués :

- les quartzites verts phylliteux, consistant en une alternance de niveaux millimétriques de quartz et de phengites et chlorites,
- les quartzites à amphiboles bleues, caractérisés par la présence de prismes de glaucophane et de crossite rassemblés en fins niveaux entre des horizons de quartz granulaires.

1 - Les quartzites phylliteux de la formation Nord-Col-Bouchet

La lame B 52-II est taillée perpendiculairement à l'axe d'une charnière centimétrique de pli P_2 dans les quartzites verts phylliteux du flanc Sud du Bric Bouchet.

Le pli P_2 (fig. 76) est le siège de microcisaillements. Des glissements sur les plans de schistosité s_2 décollent des microlithons à l'intérieur desquels, des phyllites, installées sur s_1 et parallèles à S_0 , sont microplissées. Sur les flancs du pli, l'importance des glissements est telle que les microplis dessinés par les phyllites syn- s_1 disparaissent. Les phyllites considérées sont brisées et réorientées dans les plans s_2 . Quelques charnières sont conservées en amygdales.

Ces observations nous permettent de conclure (fig. 77) que :

- Lors de la genèse de la foliation s_2 , les phyllites syn- s_1 sont microplissées. Un important étirement affectant la roche conduit à l'amincissement des flancs des microplis provoquant l'isolement des microcharnières qui forment ainsi des amandes relictuelles où les anciens minéraux apparaissent obliques sur la nouvelle schistosité. Ce processus a fonctionné

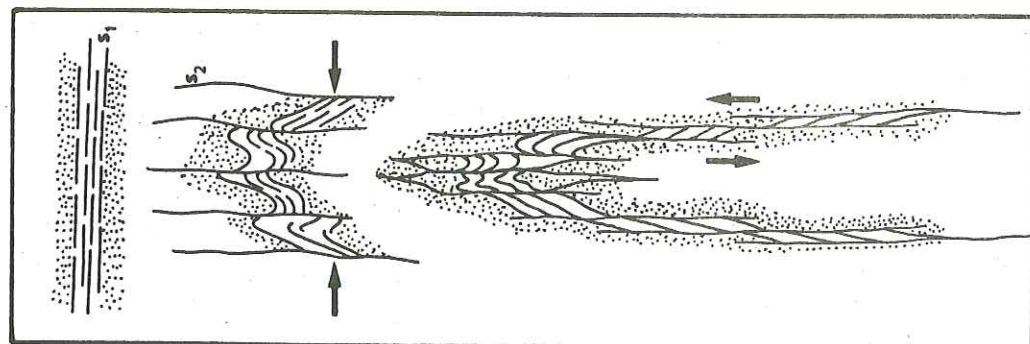


FIG. 77 - Interprétation de la Fig. 76.
Stades successifs de la genèse de s_2 .

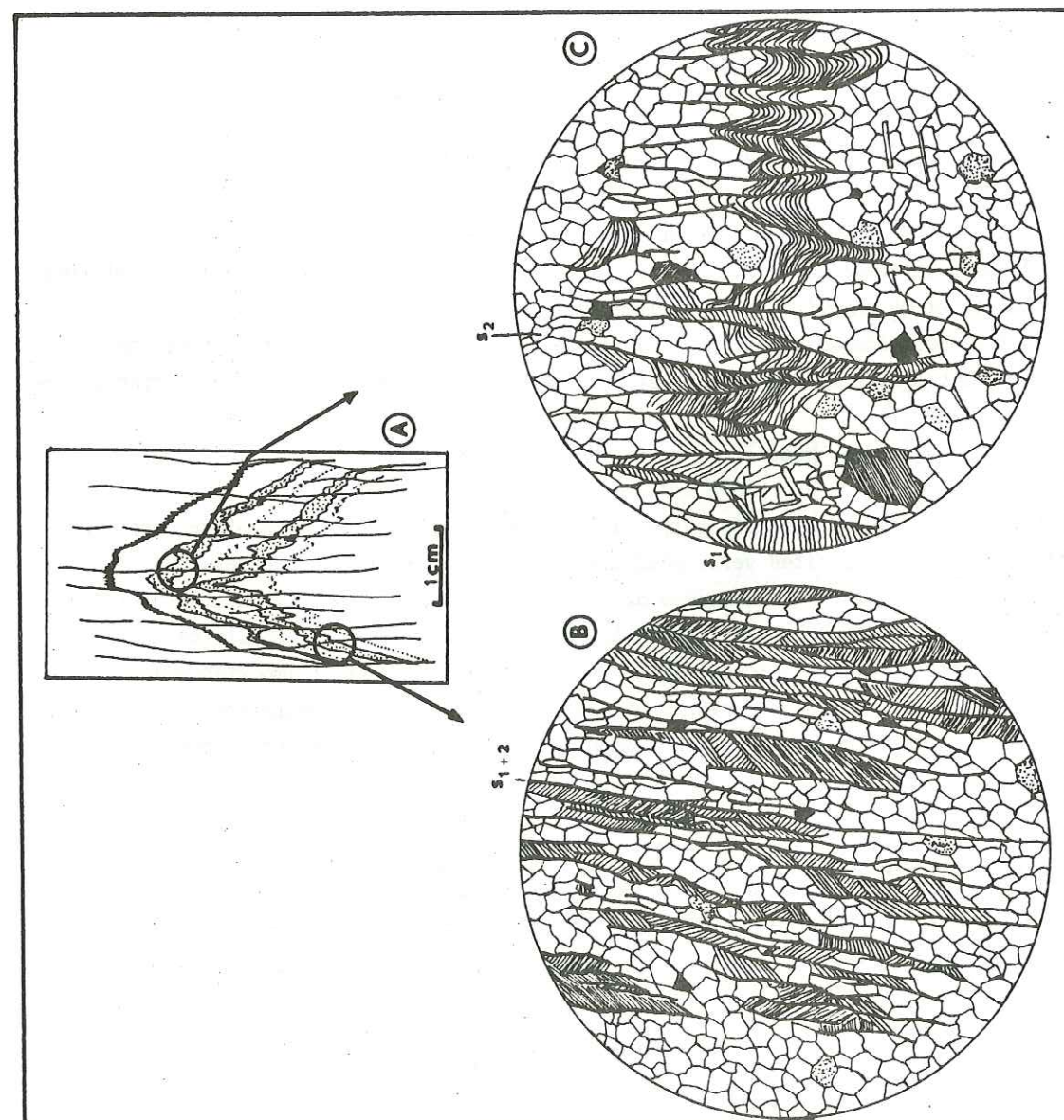


FIG. 76 - Pli P_2 dans un quartzite. Cette lame montre la transposition progressive de s_1 dans s_2 , par étirement et/ou aplatissement le long des flancs du pli P_2 (B). En (C), dans la charnière, s_1 reste perpendiculaire à s_2 (X 60).

aussi dans les calcschistes.

2 - Dans les charnières des plis P_2 , S_0 et s_1 sont parallèles et perpendiculaires à s_2 . Sur les flancs des plis P_2 , S_0 , s_1 et s_2 sont confondues.

Remarque : Importance relative de l'aplatissement et de l'étirement. Dans les calcschistes, la foliation s_2 est souvent soulignée par un alignement de granules opaques. Pour Caron (1977), ces granules, initialement réparties dans les phyllites, se sont rassemblées lors d'une importante dissolution par aplatissement accompagnant la genèse de la foliation s_2 . Il semble donc qu'étirement et aplatissement aient joué simultanément lors de cet épisode.

2 - Les quartzites bleus de Peyra Plata

Au bas de la montagne de Peyra Plata, au NW du Pelvas d'Abries, dans les séries de type Bric Bouchet, affleurent quelques niveaux de quartzites à amphiboles bleues.

La lame P 6-II y révèle l'existence de deux séries de structures superposées déformant s_1 : une succession de microplis serrés, accompagnés d'une schistosité s_2 bien développée et des ondulations tardives (P_3) sans déformation cassante associée (fig. 78).

Les amphiboles bleues (glaucophane et crossite) se présentent sous deux habitus (fig. 78) :

- 1 - Petites baguettes, ployées ou brisées dans les charnières des petits plis associés à s_2 .
- 2 - Prismes automorphes non déformés, installés, dans les plans de s_2 et offrant des sections différemment orientées. Ce dernier caractère indique que, dans les plans s_2 , ces minéraux se disposent sans orientation préférentielle. Ceci est à rapprocher d'une observation effectuée sur l'arête Sud du Col Bouchet où, dans un flanc de pli P_2 déformé par un pli P_3 , les amphiboles bleues forment des rosettes.

Il apparaît finalement que la cristallisation des amphiboles bleues s'est effectuée en deux étapes : dans les plans de foliation s_1 d'abord, puis le long des feuillets s_2 . Il est fort probable que la seconde étape de cristallisation a pris place immédiatement après la phase de déformation majeure ayant conduit à la genèse de s_2 . En effet, les amphiboles bleues qu'on rencontre le long des plans s_2 n'ont pas subi l'étirement mis en évidence ci-dessus. Ces amphiboles de deuxième génération ont des couleurs plus soutenues que le glaucophane s.s. Il s'agit vraisemblablement de crossite.

3 - Conclusions

L'étude menée dans les calcschistes et les quartzites conduit à établir la chronologie suivante des déformations et des cristallisations :

- 1 - Naissance de la foliation métamorphique s_1 , parallèlement à la stratification. Dans les plans de s_1 cristallisent les amphiboles bleues (glaucophane ?), les lawsonites, les phengites et probablement les chlorites (pennine).
- 2 - Développement de la schistosité de crénulation serrée s_2 , par microplissement et aplatissement-étirement avec microcisaillements. Cette foliation réoriente les minéraux de s_1 (transposition). Elle s'accompagne de la recristallisation de phengites, de chlorites et, après une phase de repos, de nouvelles amphiboles bleues (crossite).

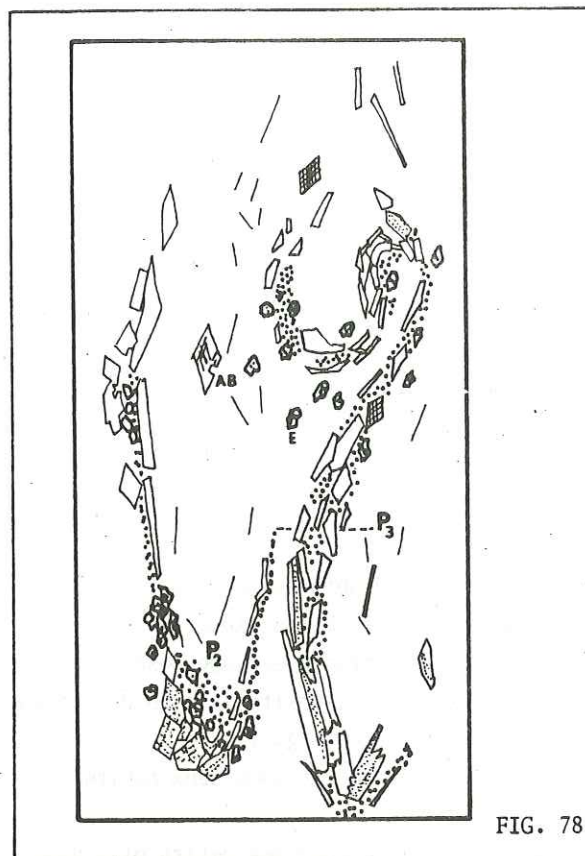


FIG. 78

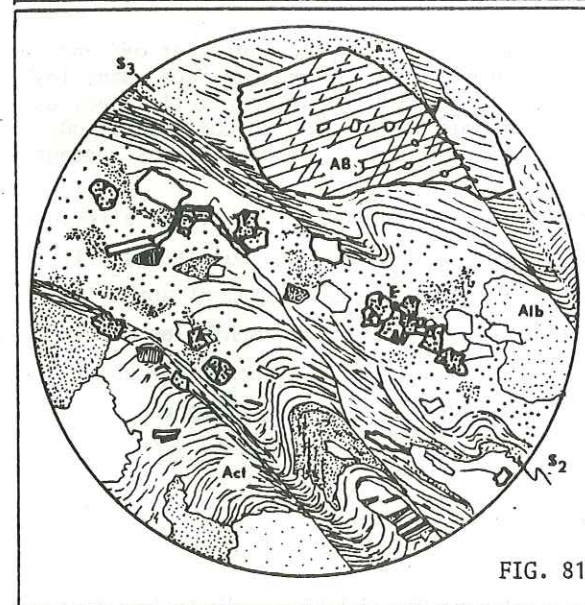


FIG. 81



FIG. 79

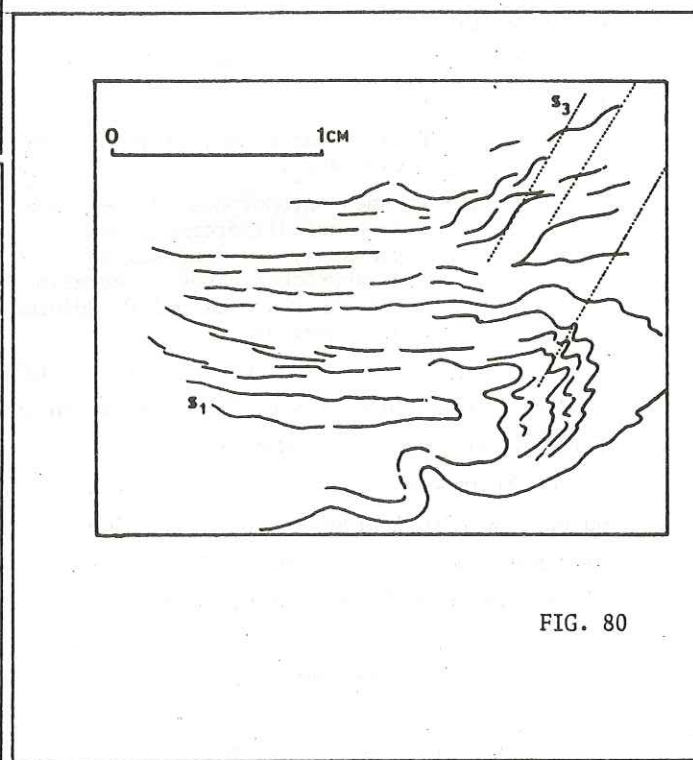


FIG. 80

FIG. 78 - Plis P_2 et P_3 dans un quartzite à amphiboles bleues. Noter les amphiboles brisées dans les charnières P_2 et installées sur s_2 (X 40).

FIG. 79 - Ovardite à granules d'épidote. Ces dernières soulignent s_1 et/ou s_2 (X 200).

FIG. 80 - Pli P_2 dans une ovardite. Les traits soulignent les alignements de granules d'épidotes.

FIG. 81 - Microplis P_3 dans une prasinite litée. Une amphibole bleue est brisée dans un plan s_3 . Des actinotes soulignent s_2 (X 40).

3 - Développement d'une schistosité de crénulation s_3 , lâche, accompagnée d'aucune recristallisation visible dans ses plans. Quartz, calcite et albite recristallisent, sans orientation préférentielle, dans l'ensemble des roches étudiées.

Ces structures, mises en évidence au microscope sont liées aux déformations mesoscopiques et régionales P_2 et P_3 . Les plis P_2 s'accompagnent du développement de la foliation s_2 . Il s'agit de l'épisode synschisteux et symmétamorphique le plus important visible sur le terrain. Rappelons que les plis P_1 , associés à la foliation s_1 n'ont pas été observés. L'épisode de plissement P_3 se traduit, à l'échelle microscopique, par une intensité moindre des déformations (schistosité grossière, peu serrée, etc...).

C - OBSERVATIONS DANS LES PRASINITES

1 - Introduction - définition

Les prasinites, dont l'origine est discutée dans la troisième partie, ont fait l'objet d'une analyse microscopique détaillée. L'échantillonnage fut réalisé dans les nombreux niveaux stratiformes de la formation du Vallon du Bouchet, dans le Bric Bouchet lui-même et dans la formation Nord-Col-Bouchet attenante.

Le terme "prasinite" créé par Kalkowsky, apparut pour la première fois en 1886 (Jeanneau, 1966). On doit à Novarese (1895) une première présentation des multiples variétés de roches prasinitiques des Alpes occidentales ainsi qu'une nomenclature fondée sur l'abondance relative des espèces minérales constituant ces roches.

L'albite, la chlorite, les épidotes, les amphiboles vertes (actinote) ou bleues (glaucophane-crossite) sont les constituants essentiels des prasinites. La nomenclature proposée divise l'ensemble des prasinites *s.l.* (groupe des roches prasinitiques), où l'élément feldspathique (albite) est toujours abondant, en trois sous-ensembles selon l'importance relative de la chlorite, de l'amphibole et des épidotes ; ce sont :

- les ovardites, constituées d'albite et de chlorite. Elles contiennent parfois des grains d'épidotes et des baguettes d'amphiboles en petites quantités ;
- les prasinites à amphiboles, constituées d'amphiboles vertes ou bleues et d'albite ;
- les prasinites à épidote, constituées d'épidote *s.s.* (pistachite), de zoïsité et d'albite.

Cette distinction nous paraît justifiée en ce qui concerne le premier terme cité. Les ovardites sont en effet des entités lithologiques bien individualisées. Les deux autres termes ne furent pas rencontrés isolément sur le terrain, mais toujours en association intime dans une même roche, où ils constituent le plus souvent des bandes millimétriques, parallèles alternant régulièrement. Ces roches présentent de ce fait un aspect finement lité dû à l'alternance de lits jaunes (à épidote) et verts ou bleus (à amphiboles). Dans ces prasinites litées, la chlorite, la phengite et la calcite sont toujours des constituants mineurs.

On trouvera dans Nicolas (1966), Mazzucotelli *et al.* (1976) et Piccardo *et al.* (1979) des descriptions microscopiques de ces différents termes.

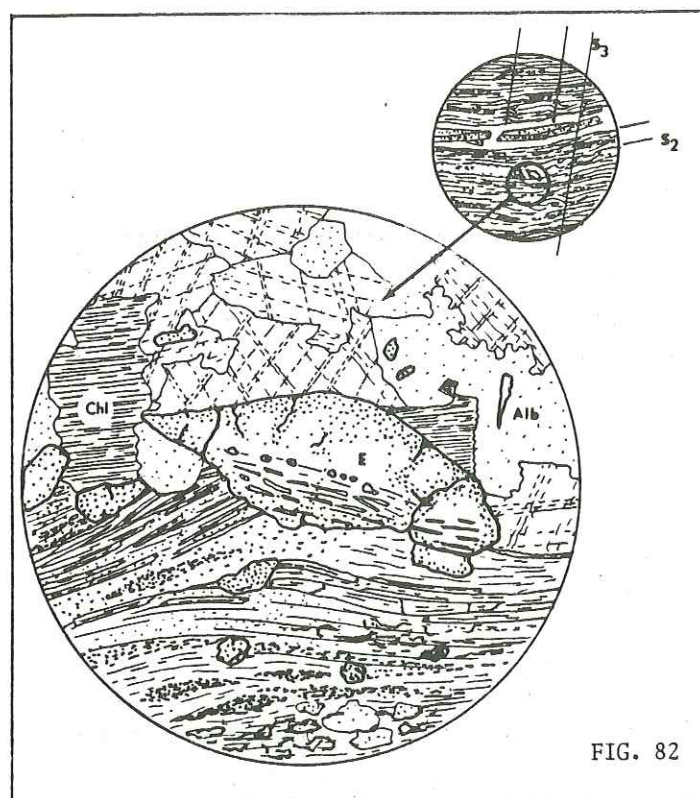


FIG. 82

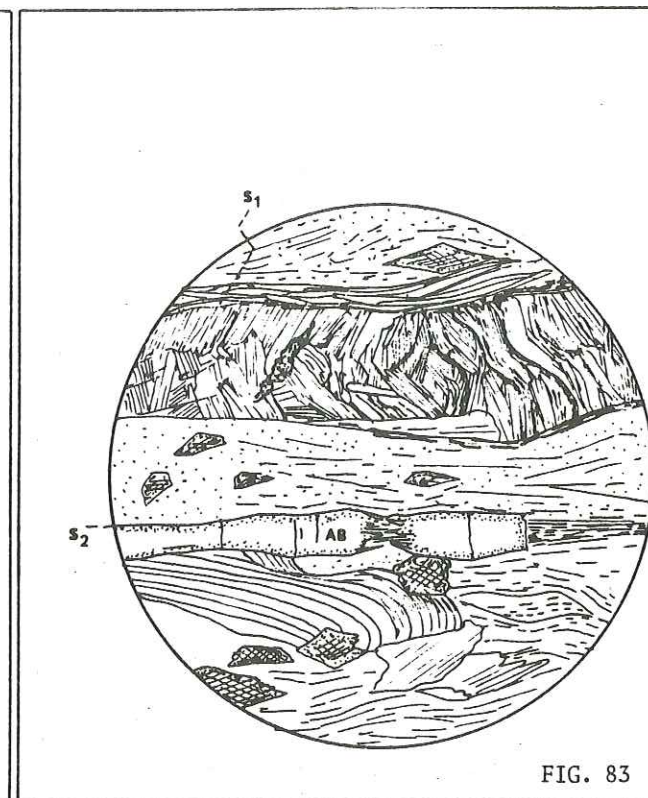


FIG. 83

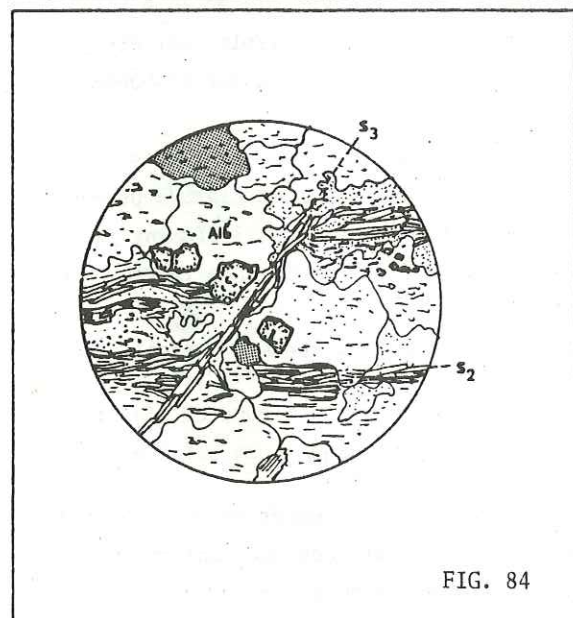


FIG. 84

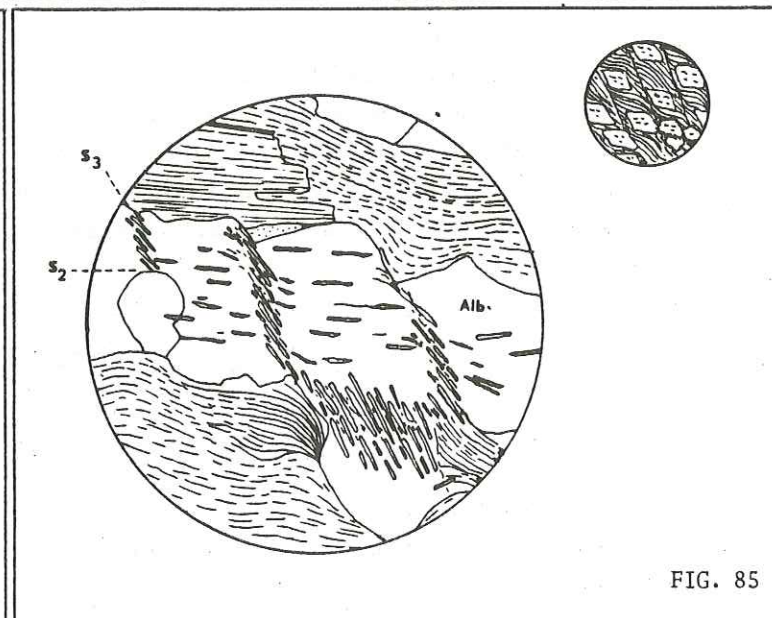


FIG. 85

FIG. 82 - Déformation de s_1, s_2 par une crenulation P_3 dans une prasinite litée. Une épidote, déformée par P_3 , englobe de petites granules d'épidotes (X 160).

FIG. 83 - Etirement syn P_3 , d'une amphibole bleue, installée sur s_2 dans un talcschiste (X 160).

FIG. 84 - Actinotes disposées dans les feuillets s_3 et s_2 (prasinite litée) (X 100).

FIG. 85 - Actinotes disposées selon s_3 et s_2 (prasinite litée sans épidote). Noter la recrystallisation des albites, qui englobent les actinotes, après la création de s_3 (X 100).

2 - Description de faciès typiques

a) Lame B 3-Ia (fig. 79). Cette lame provient d'un échantillon sombre finement lité et d'aspect granuleux. Au microscope, cet aspect est dû à l'existence d'ocelles d'albite dont les contours extrêmement découpés sont noyés sous une poussière polycristalline de minuscules baguettes d'amphiboles vert pâle (actinote) et de grains d'épidote. Entre ces albites poeciloblastiques aux contours flous, s'intercalent de grandes plages de chlorite (pennine) qui englobent souvent des prismes trapus et bien formés d'épidote (pistachite). Le glaucophane est très rare, et n'existe que dans des lits à grandes chlorites et beaux prismes d'épidote. Souvent frangé d'amphiboles vertes et de chlorite, ce minéral apparaît comme une relique.

Structure : les inclusions d'épidote et d'amphibole forment des lignes parallèles (s_1 ou s_2) à peine affectées par de molles ondulations (P_2).

Conclusion : il s'agit d'une ovardite à épidotes et amphiboles subordonnées, montrant une association minéralogique du faciès schistes verts et une relique de faciès de plus hautes pressions (glaucophane).

b) Lame B 5-IV (fig. 80). Cette lame provient d'une roche vert sombre à mouchetures d'albite. La minéralogie est remarquablement simple ; des albites poeciloblastiques, des chlorites intergranulaires et des pistachites en fins granulés, incluses dans les deux précédents minéraux, constituent en effet cette ovardite typique.

Structure : une foliation primitive marquée par l'alignement des grains d'épidote et de minéraux opaques dessine un pli centimétrique (P_2). L'ensemble est déformé par des microplis P_3 . La schistosité s_3 se manifeste parfois. C'est une des rares lames minces observées, présentant une structure P_2 clairement identifiable, on y remarque l'absence d'aplatissement et de glissement qui caractérisaient les plis P_2 des calcschistes et des quartzites.

c) Lame B 52-I (fig. 81). Cette section microscopique est réalisée dans les prasinites à faciès lité du Bric Bouchet. Le litage, millimétrique, se manifeste par un chevelu d'amphiboles vertes ployées par des microplis et masquant presque totalement des albites aux contours découpés, alternant avec des plages plus homogènes d'amphiboles vertes dont les extrémités se fondent dans des chlorites. L'épidote en petits prismes est abondante.

Structure : la foliation ($s_2 + s_1$), antérieure aux structures P_3 , est bien marquée par l'alignement des baguettes d'amphiboles vertes. L'ensemble est déformé par des vagues de microplis P_3 . Des prismes d'amphiboles bleues sont recoupés par les surfaces de schistosité s_3 . Le faciès décrit ici est assez caractéristique des prasinites lités où actinote, albite, épidotes et amphiboles bleues sont les constituants principaux.

d) Lame B 2-3 (fig. 82). Sur l'échantillon, apparaît un fin rubanement dû à l'alternance de lits millimétriques bleu-verts et jaunâtres. En lame mince, les premiers, sont formés par de longues baguettes d'amphiboles vertes, aux extrémités chloritisées et dont le coeur est constitué de reliques d'amphiboles bleues, noyées dans des plages d'albite et une poussière d'épidote. Ces lits alternent avec des niveaux riches en prismes d'épidote associés à quelques

grosses albites. La calcite forme de rares grandes taches qui s'insinuent entre les divers constituants.

Structure : il existe des pistachites appartenant à deux générations différentes :

1. des granules d'épidote alignées se disposent, avec des minéraux opaques, le long de s_1 et s_2 confondues. Ces foliations sont par ailleurs soulignées par l'alignement des baguettes d'amphiboles ;

2. de grands prismes automorphes d'épidote englobent les grains décrits ci-dessus. Ces prismes subissent une déformation par microplis amples, tardifs (P_3).

Des amphiboles bleues installées le long de la foliation sont tronçonnées. Nous rapprochons cette observation d'une disposition analogue de ces minéraux, remarquée dans un talcschiste (fig. 83) où s_1 et s_2 sont bien individualisées. Les amphiboles sont alignées dans les plans s_2 , elles montrent un tronçonnement postérieur à leur cristallisation. L'étirement ainsi visualisé est donc nécessairement post-schistosité s_2 . Cette lame confirme en outre que des amphiboles bleues (très probablement de type crossite) ont cristallisé dans les plans s_2 .

e) *Les lames B 5-V, B 20-I et B 5-VIII* (figs 84, 85, 86). L'étude de secteurs précis choisis dans ces lames permet de connaître la nature de quelques minéraux formés pendant que se développait la schistosité s_3 .

Dans les deux premières lames, la schistosité de crénulation s_3 , peu serrée, est bien développée. Dans les feuillets de celle-ci, cristallisent des actinotes et des chlorites (figs 84 et 85).

Dans la lame B 5-VIII (fig. 86) de grandes albites, des chlorites et des épidotes installées sur s_2 sont déformées dans les charnières arrondies de microplis P_3 . On observe aussi des microplis de même géométrie et de même déversement (et donc de même génération), cachetés par des albites et des chlorites. Ces minéraux sont donc à la fois syn- s_2 et syn ou post- s_3 .

En conclusion, l'albite et les chlorites ont cristallisé durant et après les épisodes de déformation syn- s_2 et s_3 . Des amphiboles vertes du type actinote s'installent dans les plans de s_2 et s_3 . Elles proviennent parfois de façon manifeste de la déstabilisation d'amphiboles bleues (glaucophane) qui a débuté probablement au cours de l'épisode de déformation 2 (actinotes syn- s_2 , glaucophane frangé d'actinotes, etc...). Des crossites sont probablement syn- s_2 ou légèrement post- s_2 . Ces amphiboles bleues cristallisent dans des conditions beaucoup moins sévères que le glaucophane, elles sont stables dans le faciès des Schistes verts (Bocquet, 1974). Leur présence est seulement conditionnée par les teneurs en fer et magnésium de la roche-hôte.

3 - Conclusions

Cette présentation de quelques sections typiques de prasinites montre que dans ces faciès, s_1 et s_2 sont le plus souvent confondues. Les processus de glissement associés aux plis P_2 , et révélés dans les quartzites phylliteux et les calcschistes, n'ont pas été observés.

En ce sens, la réponse des prasinites aux contraintes tectoniques est différente de celle des roches schisteuses. Les microplis P_3 sont parfois bien exprimés et la schistosité s_3 développée (lame B 52-I).

Sur le plan des cristallisations métamorphiques, remarquons que dans ce matériel basique, la rétro-morphose du faciès schistes bleus au faciès schistes verts est bien imprimée. Ceci exclut que l'on puisse, avec les matériaux de ce travail, préciser l'ordre et la nature des cristallisations dans les faciès métamorphiques de haute pression. Toutefois, il est possible de proposer, pour l'ensemble des roches du secteur Bric Bouchet - Pelvas, la succession suivante des événements :

1 - Durant la période où prend naissance la foliation s_1 , cristallisent le glaucophane, la lawsonite, les épidotes (zoisite, pistachite), les phengites et les chlorites.

2 - Durant la période de déformation par les plis P_2 , les terrains considérés se trouvent sous des pressions moins élevées (et des températures plus fortes ?) déstabilisant une partie de l'assemblage précédent et permettant la néocristallisation d'actinotes et de crossite. L'albite devient omniprésente.

3 - Dans la période où interviennent les plis P_3 , la rétro-morphose vers le faciès des schistes verts est générale. L'assemblage syn- s_2 est stable ; dans les prasinites, les néocristallisations sont les plus importantes.

Cette évolution est comparable à celle décrite par Bocquet (1974) pour des ophiolites de St Vêran.

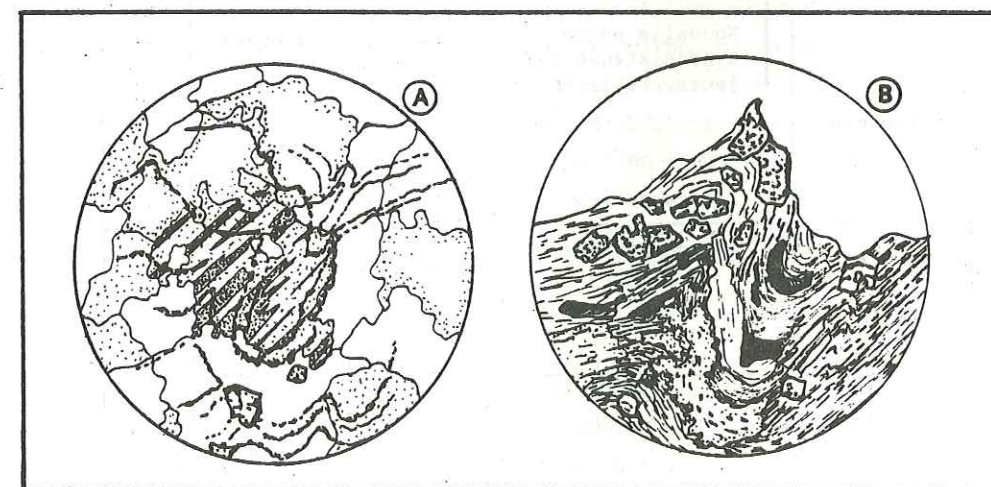


FIG. 86 - A : Recrystallisation d'albite sur un micropli P_3 .
B : Déformation dans un micropli P_3 , d'albite poécilitique, de chlorite, d'épidote et d'actinote (X 40).
(A et B, prasinite litée, même échantillon)

	Déformations	Métamorphisme	Donnée locale (calcschistes de Valpreveyre) (Liewig, 1981)
MA			
Jur. sup.	Déformation dans le centre d'expansion océanique	Haute température dans la croûte océanique	
-141			
Crét. inf.		Phase eoalpine 90-70 MA Gradient de l'E + W 525°C à 325°C 12 Kb à 10 Kb	
Crét. sup.	Fin de la subduction Phase majeure de charriage. Foliation 1.	faciès éclogite + faciès schistes bleus	
-65			
paléocène			
éocène			-50
-37		Phase mésoalpine Faciès schistes verts à lawsonite	
oligocène	Nouvelle phase synschisteuse majeure. Foliation 2.	→ faciès schistes verts	
	Plissements 3	Phase néoalpine	
miocène	Rétrocharriages	Faciès schistes verts → faciès à prehnite pumpellyite	
pliocène			

TAB. II - Evénements tectoniques et métamorphiques des zones internes de l'Arc Alpin occidental (d'après Desmons, 1980).

CONCLUSIONS

TENTATIVE DE CHRONOLOGIE

Les quelques données tectoniques et métamorphiques qui sont rassemblées ici sont comparées à des résultats plus généraux obtenus sur l'arc alpin occidental.

Les données radiométriques relatives aux minéraux des métamorphismes alpins sont rassemblées dans Bocquet (1980 et 1974) (voir aussi Liewig, 1981 ; Tricart, 1980 ; Saliot, 1978 ; Caron, 1977). Ces auteurs examinent les relations existant entre les déformations et les métamorphismes ; celles qui concernent l'ensemble des zones penniques des Alpes occidentales sont présentées dans le tableau II.

Le premier regroupement d'âges radiométriques se situe entre 90 et 70 MA, il concerne des roches des faciès éclogitiques et schistes bleus des zones internes (phase éoalpine). Le deuxième groupe rassemble des âges situés autour de 35-40 MA (phase mésoalpine ou lépontine). Ces âges furent obtenus sur des roches présentant des paragenèses des faciès schistes verts à lawsonite et schistes verts. Une évolution du premier faciès vers le second, à l'intérieur d'une même roche, est souvent observée. Enfin, des âges plus récents s'étalant autour de la frontière oligo-miocène ont été obtenus sur des assemblages des faciès schistes verts, et, dans des zones plus externes, sur des roches à Prehnite et Pumpellyite.

Ces âges rendent compte d'une évolution polyphasée du métamorphisme alpin, évolution que nos observations ont également montrée. Chaque culmination métamorphique fournit donc des âges radiométriques groupés ; à chacune de ces périodes et dans chaque région de la chaîne correspondent d'une part une paragenèse minérale bien individualisée et d'autre part une déformation dont les caractères (schistosité, vergence, superposition...) sont bien connus.

Des datations effectuées par Liewig (1981) sur des phengites des calcschistes de Valpreveyre (au pied du Bric Bouchet) par la méthode ^{40}K - ^{40}Ar , fournissent, pour l'épisode P_2 - s_2 , un âge voisin de 50 MA. Cette donnée locale, précise, nous permet de "caler" sans ambiguïté cet épisode synschisteux.

L'ensemble de nos observations, permet d'établir une chronologie structurale et métamorphique où l'on distingue trois épisodes comparables à ceux qui se succèdent au cours de l'évolution générale reconnue dans la chaîne. De ce fait, nous proposons, pour le secteur Bric Bouchet - Pelvas, les correspondances suivantes :

- | | | |
|---|---|---|
| - Plissement synschisteux P_1 - s_1
Métamorphisme à glaucophane-lawsonite,
syn ou post-charriage des schistes lustrés.
sur Dora Maira (Caron, 1977 ; Tricart, 1980). | → | Crétacé supérieur |
| - Plissement synschisteux P_2 - s_2
Métamorphisme schistes verts ² (lawsonite
stable au début de la déformation P_2). | → | Autour de 50 MA (Liewig, 1980)
(éocène) pouvant se poursuivre
jusqu'à la limite éocène-oligocène. |
| - Plissement P_3 - s_3
Métamorphisme schistes verts. | → | Fin oligocène, limite oligo-miocène. |

En l'absence d'autres données radiométriques locales, il faut considérer ces correspondances comme des propositions. D'autres difficultés surviennent lorsque l'on s'attache à rechercher des équivalences dans les structures de chaque massif.

Lorsque cela était possible, nous avons précisé les caractères spécifiques des structures plicatives analysées.

Ainsi a-t-on insisté sur l'ampleur régionale et presque uniforme des trois épisodes de déformation successifs mais également sur quelques différences qu'ils présentent (orientation d'axes, déversement, etc...). Ce dernier caractère oblige à regarder avec précaution les correspondances des phases de déformation entre le Bric Bouchet et Rocca Bianca. L'éloignement géographique des deux secteurs suggère les mêmes réserves. Ainsi, le développement dans le Bric Bouchet de structures plicatives post- P_3 , peut être contemporain de la déformation nommée P_3 à Rocca Bianca, auquel cas, dans ce secteur, les plis baptisés P_2 présenteraient deux équivalents possibles (P_2 ou P_3), au Bric Bouchet. Finalement, même s'il existe quelques tableaux chronologiques disponibles localement, il reste à analyser les structures des régions unissant chaque massif. Cette démarche doit intéresser non seulement nos trois secteurs mais aussi Roche Noire en Cristillan (Tricart, 1973, 1975), la région d'Arvieux (Tricart, 1980), le Nord des Alpes Cottiennes (Liewig, 1981 ; Caron, 1979, 1977 ; Caron *et al.*, 1973) où des données sont disponibles.

Quoiqu'il en soit, à l'échelle régionale et microscopique, l'homogénéité des structures les plus fréquentes (linéation régionale L_2 , plis et microplis P_2 et P_3 , foliation s_1 , reste remarquable, même si par endroit, des différences d'orientation méritent d'être soulignées. De même, le découpage précoce, syn ou anté P_1 , du socle océanique en écailles sur lesquelles la couverture reste adhérente peut être regardé comme une caractéristique au moins régionale.

Dans cette partie, le but était moins d'effectuer une comparaison structurale régionale, que de parvenir à esquisser pour chaque massif, la géométrie des terrains avant les déformations alpines. Cette géométrie primordiale est la seule autorisant la recherche de successions lithostratigraphiques continues établies sur un substratum océanique reconnu et s'assemblant en séries. Ce troisième volet du travail, avec toutes les notions qu'il permet de développer fait l'objet de la dernière partie.

PARTIE III

ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DETAILLEE DES COUVERTURES SEDIMENTAIRES DES OPHIOLITES DU QUEYRAS : COMPARAISONS REGIONALES ET ACTUALISTES, SIGNIFICATIONS, IMPORTANCE POUR LE PALEOENVIRONNEMENT DE L'OCEAN PIEMONTAIS.



PARTIE III

ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DETAILLEE
DES COUVERTURES SEDIMENTAIRES DES OPHIOLITES DU QUEYRAS : COMPARAISONS REGIONALES
ET ACTUALISTES, SIGNIFICATIONS, IMPORTANCE POUR LE PALEOENVIRONNEMENT DE L'OCEAN PIEMONTAIS

INTRODUCTION

Les observations lithostratigraphiques réalisées dans les séries de couverture des trois massifs ophiolitiques (Bric Bouchet, Pelvas, Rocca Bianca) sont présentées ci-après ; les marques tectonométamorphiques ont été analysées dans la partie II et peuvent ainsi être soustraites pour ne lire que l'histoire sédimentaire. Plusieurs questions seront soulevées à l'issue de cette présentation.

- Quels sont les rapports des séries de type Bric Bouchet, Pelvas et Rocca Bianca avec le paléo-socle océanique ?
- Quelles analogies ou similitudes existe-t-il entre ces séries ?
- Quels âges peut-on proposer pour ces dépôts ?
- Quels sont les équivalents non métamorphiques de niveaux tels que les talcschistes, les serpentinoschistes, certaines prasinites, etc... ?
- Quelle est la signification des blocs de prasinite, de gabbro et de serpentinite isolés dans les calcschistes et autres méta-sédiments ?

Nous serons conduits à proposer un certain nombre d'interprétations fondées sur l'analyse de terrain, l'observation microscopique et les résultats de la géochimie. Tous les raisonnements proposés feront état de l'importance du démantèlement et du transport, sur le fond de l'Océan piémontais de produits ophiolitiques. Aussi, sera-t-il fait constamment référence à la première partie.

Enfin, nous chercherons quelle peut être l'importance de ces données pour mieux comprendre la paléogéographie, la paléo-sédimentologie et la paléo-tectonique de l'Océan piémontais.

CHAPITRE I

COUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DANS LES SERIES DE COUVERTURE DES OPHIOLITES
DU BRIC BOUCHET, DU PELVAS ET DE ROCCA BIANCA : COMPARAISONS, PROBLEMES POSES

A - LA COUVERTURE DES METABASALTES DU BRIC BOUCHET : COUPES DANS LA SERIE DE TYPE BRIC BOUCHET

Le problème de la polarité de la série de type Bric Bouchet a déjà été présenté (cf p.53 ; voir aussi Lagabrielle, 1981). Bourbon *et al.* (1979) proposent que les prasinites du Bric Bouchet, où l'on reconnaît localement des brèches de pillows, représentent le socle océanique sur lequel se développe en position stratigraphique la série considérée. Cette hypothèse ne peut être retenue d'emblée (cf p.53), les prasinites du Bric Bouchet peuvent en effet représenter une ancienne coulée épaisse (100 à 150 m) interstratifiée au sein d'une série sédimentaire actuellement incomplète (fig. 90).

Deux coupes à travers cette série en présenteront les principales caractéristiques.

1 - La coupe Ouest-Col-Bouchet

Elle s'effectue sur le flanc Ouest du Bric Bouchet à partir des prasinites (à l'Est) et en se dirigeant vers l'Ouest. Elle recoupe les formations Nord-Col-Bouchet, Sud-Col-Bouchet et du vallon du Bouchet, qui correspondent aux ensembles I, II et III décrits dans une précédente publication (Lagabrielle, 1981).

a) La formation Nord Col Bouchet (figs 87, 88, 89) (Les numéros dans le texte renvoient aux figures)

L'épaisseur totale de cette formation, peut être estimée à 50 m environ. Les couches ont un pendage général vers l'Ouest. On reconnaît une alternance très serrée de bancs déci-centimétriques, de marbres plus ou moins siliceux, de quartzites verts phylliteux, de calcschistes, de schistes chloriteux, talqueux et serpentineux, de niveaux quartzo et chlorito-albitiques et enfin de prasinites à mouchetures d'albite. Les niveaux prasinitiques parfois très minces (1) (1 à 10 cm) sont plus fréquents au contact des prasinites du Bric Bouchet. Ils sont séparés de ces metabasites par des calcschistes (2) souvent très carbonatés. Ils alternent avec des marbres impurs et présentent parfois des faciès bréchiques.

Sur le flanc Sud du Bric Bouchet, les observations précédentes peuvent être complétées. Faisant suite aux niveaux décrits ci-dessus on rencontre des chlorito-albitites à fuchsite (3), des calcschistes et des marbres en alternance irrégulière (4). En descendant vers le Col Bouchet, la formation s'enrichit en marbres et quartzites verts rubannés (5) pendant que les termes de composition plus basique disparaissent. Au col, affleurent des chlorito-schistes (6) et des serpentinites (7). Dans les chlorito-schistes, sont emballés deux blocs métriques de brèche serpentineuse à ciment albitique et carbonaté (8).

Sur les flancs Ouest et Sud du Bric Bouchet (au-dessus du contact basal du Bric Bouchet) affleurent des blocs fusiformes ou isodiamétriques de gabbro et de prasinite. Ces blocs semblables à ceux déjà décrits en d'autres secteurs du Queyras (Lemoine et Tricart, 1979) sont interprétés comme des olistolithes. Une discussion à propos de ces affleurements sera reprise ultérieurement (p.163).

b) La formation Sud Col Bouchet (fig. 88)

La limite entre les formations Sud et Nord Col Bouchet est très nette au niveau du Col Bouchet. Sur l'arête Sud de ce dernier disparaissent totalement les niveaux basiques et ultrabasiques, seuls demeurent les marbres et les calcschistes.

Sur le flanc Ouest du Bric Bouchet, la limite n'apparaît pas clairement, le passage entre les deux formations est progressif ; il s'effectue par raréfaction des bancs quartzitiques et chlorito-serpentineux et enrichissement en niveaux carbonatés.

La succession des termes lithologiques qui apparaît dans l'entaille du torrent du Bouchet peut être présentée ainsi : de l'Est vers l'Ouest (rive gauche à rive droite du Bouchet) (fig. 88) :

- deux bancs de talcschistes (10 à 20 cm) représentent les terniers termes attribués à la formation Nord Col Bouchet (1),
- calcschistes (15 m) contenant deux blocs fusiformes de prasinite (2),
- serpentinite (3 m) dans le fond du torrent (3),
- marbres hématitiques (1 à 2 m) (4),
- prasinite (15 cm),
- schistes et calcaires (50 m) (5) ; ils englobent deux boules de gabbro (enchassées dans une gangue de serpentine bréchique) et quelques blocs de prasinite. Une des boules de gabbro possède un diamètre d'environ 7 m. Sa structure interne montre par places des bouffées pegmatitiques à l'intérieur desquelles aucune schistosité surimposée ne peut être décelée.

c) La formation du vallon du Bouchet

Cette formation est essentiellement constituée de calcschistes et de prasinites stratiformes. Quelques intercalations de marbres ou de serpentinites viennent néanmoins modifier cet agencement. Sur les schistes et calcaires formant les derniers termes de la formation Sud Col Bouchet, on trouve successivement (fig. 88) :

- une barre de prasinite litée (1) de 5 à 10 m d'épaisseur. Au pied de cette barre on remarque l'existence d'un niveau prasinitique discontinu (épaisseur maximale 50 cm) encadré à l'Ouest par des schistes plus ou moins talqueux contenant des amygdales chloriteuses et à l'Est par des calcschistes.

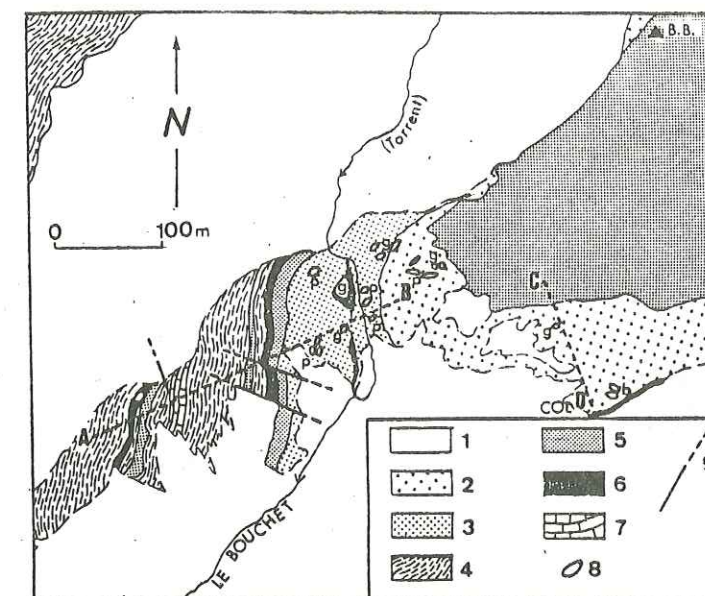


FIG. 87 - Extrait de la carte géologique du secteur du Bric Bouchet. Position de la coupe Ouest-Col-Bouchet (AB et CD).

1. Quaternaire
2. Formation Nord-Col-Bouchet
3. Formation Sud-Col-Bouchet
4. Calcschistes
5. Prasinites
6. Serpentinites
7. Marbres
8. Blocs (g : gabbros ; p : prasinites ; b : brèches serpentineuses).

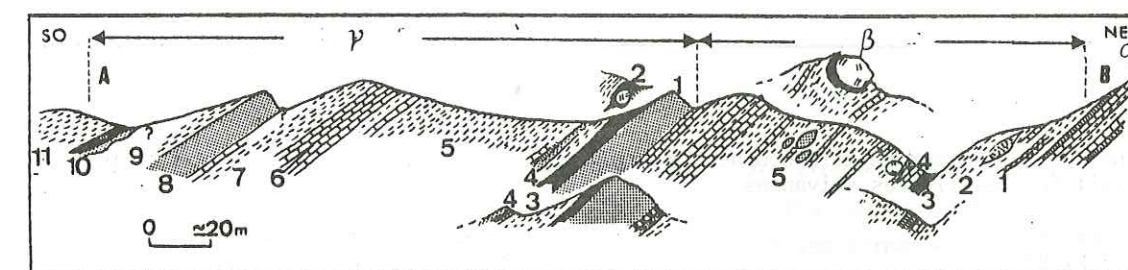


FIG. 88 - Coupe Ouest-Col-Bouchet (AB sur la figure 87)

- α. Formation Nord-Col-Bouchet
β. Formation Sud-Col-Bouchet
γ. Formation du Vallon du Bouchet.

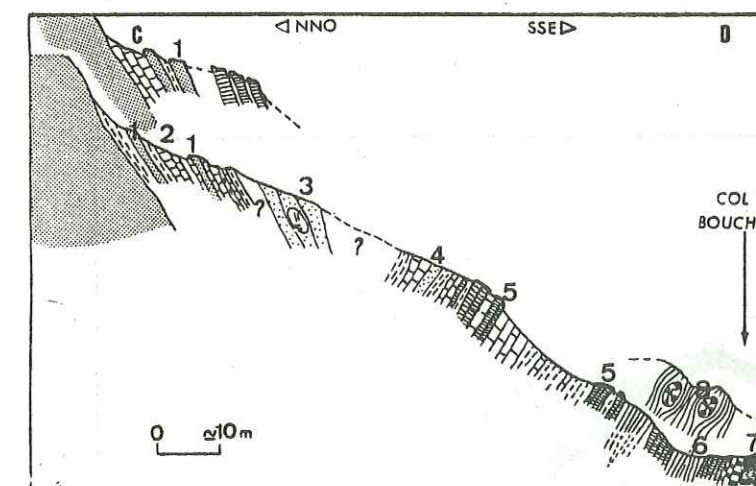


FIG. 89 - Coupe dans la Formation Nord-Col-Bouchet (CD sur la figure 87).

(Les numéros renvoient au texte)

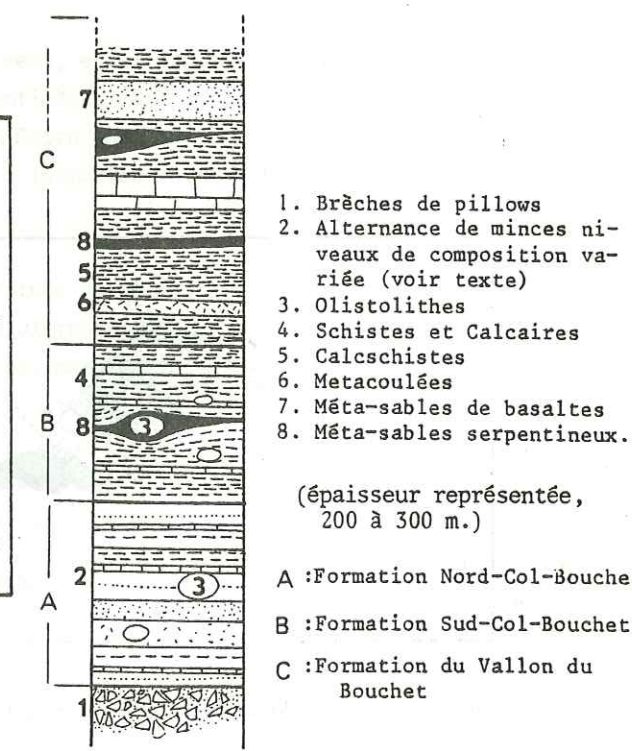


FIG. 90 - Représentation schématique de la série de type Bric Bouchet

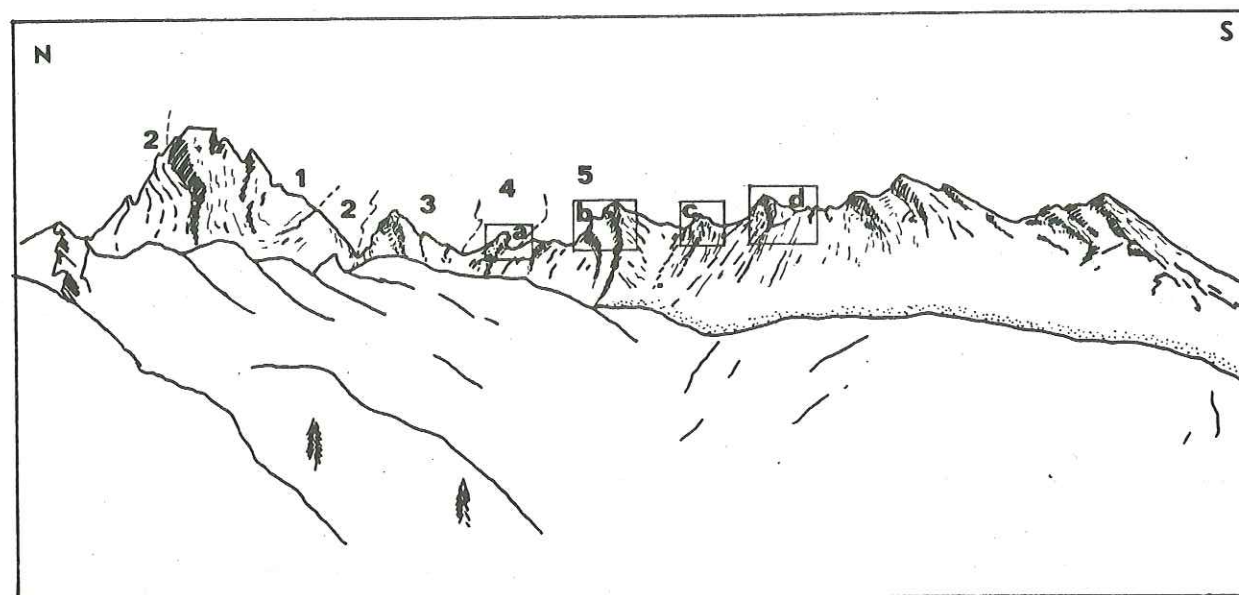


FIG. 91 - Panorama du secteur du Bric Bouchet vu en amont de Valpreveyre. Situation des coupes détaillées des figures suivantes :

- | | |
|------------|-------------------------------------|
| a. Fig. 92 | 1 : Prasinites du Bric Bouchet |
| b. Fig. 93 | 2 : Formation Nord-Col-Bouchet |
| c. Fig. 94 | 3 : Formation Sud-Col-Bouchet |
| d. Fig. 95 | 4 : Formation de la Pointe du Cairn |
| | 5 : Formation du Vallon du Bouchet |

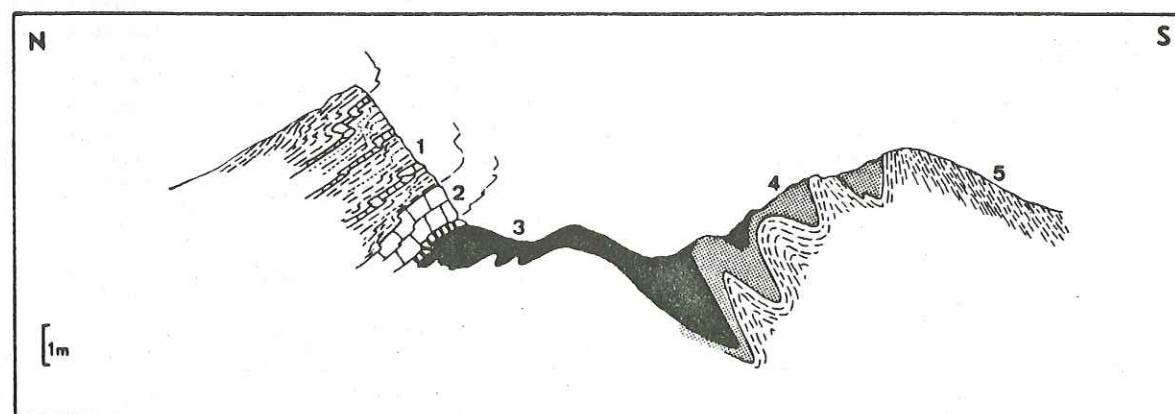


FIG. 92 - Coupe de la Pointe du Cairn (les numéros renvoient au texte).

- serpentinites contenant des blocs de gabbros et des nodules prasinitiques (5-6 m) (2),
- schistes et calcschistes à niveaux chloriteux (3) (3-4 m),
- un fin niveau quartzitique (10 cm) supportant une barre de prasinite (1 m) (4) où l'on remarque, interstratifiés, vers le bas, 10 cm de talcschistes,
- quartzites blancs (10 à 30 cm),
- marbres (10 à 50 cm) à zones siliceuses,
- calcschistes (100 m environ) (5),
- marbres siliceux (10 à 40 cm), (6)
- calcschistes (10 m) (7),
- prasinites stratiformes (3 à 5 m) (8) dont le contact basal avec les calcschistes s'effectue par l'intermédiaire de marbres puis de schistes prasinitiques,
- calcschistes (10 m) (9),
- serpentinites (10) surmontant un niveau prasinitique très boudiné. Du fait de la mauvaise qualité des affleurements les épaisseurs ne peuvent être précisées,
- des calcschistes (11) poursuivent la série.

2 - La coupe du Col Bouchet à la Pointe Giornivetta (fig. 91)

Cette coupe s'effectue le long de l'arête frontalière en partant du Col Bouchet, au Nord, et en se dirigeant vers la Pointe Giornivetta, au Sud. D'une longueur totale d'environ 600 m, elle permet de rencontrer successivement les formations Sud Col Bouchet, de la Pointe du Cairn et du vallon du Bouchet.

a) La formation Sud Col Bouchet

Sur le versant Sud du Col Bouchet affleurent, en alternance irrégulière, des calcschistes et marbres en petits bancs de quelques centimètres à 1 ou 2 décimètres. Dans l'ensellement qui sépare le Petit Bouchet de la Pointe du Cairn apparaissent les premiers niveaux de schistes serpentiniteux et chloriteux annonçant la formation de la Pointe du Cairn.

b) La formation de la Pointe du Cairn (fig. 92)

De l'ensellement évoqué ci-dessus à la Pointe du Cairn, les schistes et calcaires se chargent progressivement en niveaux basiques et ultrabasiques. A la Pointe du Cairn affleure un ensemble composite de calcschistes, quartzites, marbres, talcschistes et schistes prasinitiques en bancs de 5 mm à 10 cm d'épaisseur.

Cet ensemble varié (1) est suivi :

- d'un niveau de marbre de 50 cm d'épaisseur (2),
- de schistes chloriteux, de talcschistes et de serpentinites (au niveau du Col, 1 à 2 m d'épaisseur) (3),
- de prasinites fortement replissées (50 cm à 1 m) (4),
- de calcschistes (5).

Cette formation disparaît vers l'Ouest, par biseau stratigraphique.

e) La formation du vallon du Bouhet (figs 93, 94, 95)

Les calcschistes (5) décrits ci-dessus se suivent jusqu'au pied de la Tête d'Oie où ils font place ensuite (fig. 93) à des serpentinites (50 cm) (1) surmontés de talcschistes (2) (20 cm), ceux-ci affleurent au niveau du collet que surplombe la Pointe de la Tête d'Oie. Ces niveaux sont suivis par une alternance de schistes et quartzites verts phylliteux (3) (3-4 m) puis par :

- un niveau de marbres siliceux (1 m) (4),
- des prasinites redressées à la verticale (5) (10-15 m) qui forment le sommet de la Tête d'Oie,
- des marbres et schistes siliceux (5 m) (6),
- un banc prasinitique fortement boudiné (7) (1 à 6 m).

Jusqu'au col Nord de l'Ile de Pâques (fig. 94) affleure ensuite un ensemble de calcschistes (8) contenant quelques bancs plus calcaires (100 à 150 m) ; à ce niveau les calcschistes sont surmontés par des marbres et des schistes (50 cm à 1 m) (1) contenant des prasinites en lentilles allongées présentant parfois des amygdales de quartz blanc et passant latéralement à de véritables quartzites verts phylliteux. Puis viennent :

- des calcschistes (2) (15 m),
- des talcschistes et des chloritoschistes (3) (50 cm),
- un ensemble composite de fins niveaux centimétriques de calcschistes à carbonates roux et fuschitee, de talcschistes, de marbres, de quartzites et de prasinites (10 m) (4),
- des calcschistes (2 à 3 m) (5),
- des prasinites litées (1 à 2 m) (6),
- des serpentinites et des ophicalcites (1 m),
- des calcschistes (5 à 6 m) (8),
- des marbres (1 à 2 m) (9),
- des serpentinites (50 cm) (10) supportant la masse de prasinites (11) boudinées de la Pointe de l'Ile de Pâques (ces derniers niveaux ont été décrits dans la fig.).

Au Col Sud de l'Ile de Pâques, reposant sur les prasinites de la Pointe de l'Ile de Pâques on rencontre successivement :

- des marbres et quartzites verts interstratifiés (12) (50 cm),
- des quartzites à amphiboles bleues (30 cm) (13),
- des chloritoschistes et talcschistes à niveaux de quartzites bleus (1 à 2 m) (14),
- des talcschistes purs (50 cm) (15),
- des serpentinites et des ophicalcites schisteuses (16) (1 m),
- des marbres à zones siliceuses (70 cm à 1 m) (17),
- des calcschistes fortement replissés dont l'épaisseur peut être estimée à environ 50 m.

Sur ces calcschistes, reposent les marbres de la Pointe Calcaire (10 m) (1) (fig. 95). Relativement purs, ils se chargent vers le sommet en zones siliceuses de plus en plus épaisses. Sur le versant Sud apparaissent des bancs de quartzites à phengite, épidote, albite, actinote,

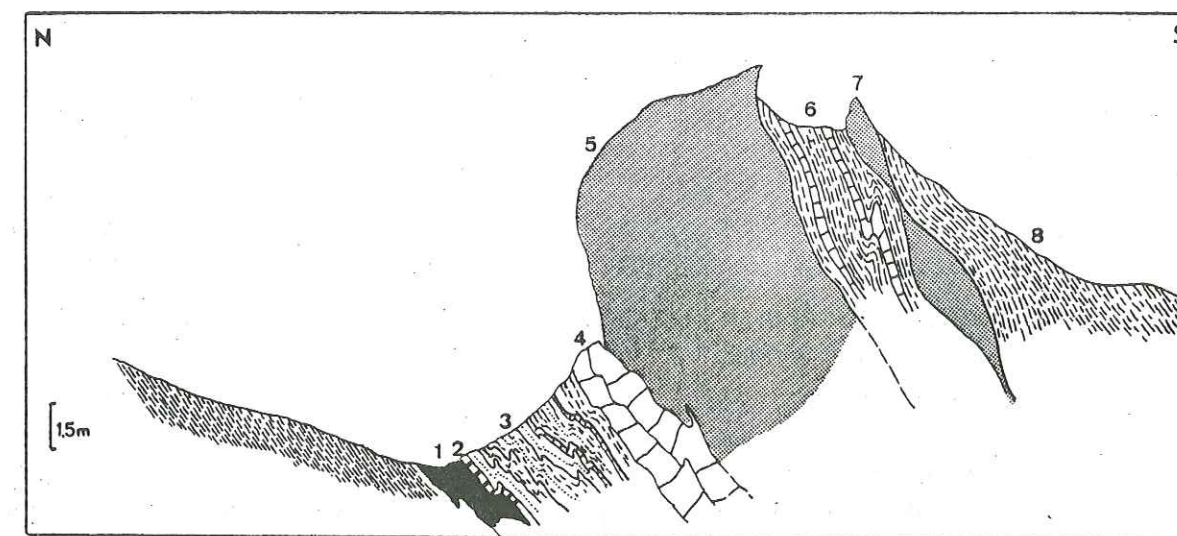


FIG. 93 - Coupe de la Pointe de la Tête d'Oie.

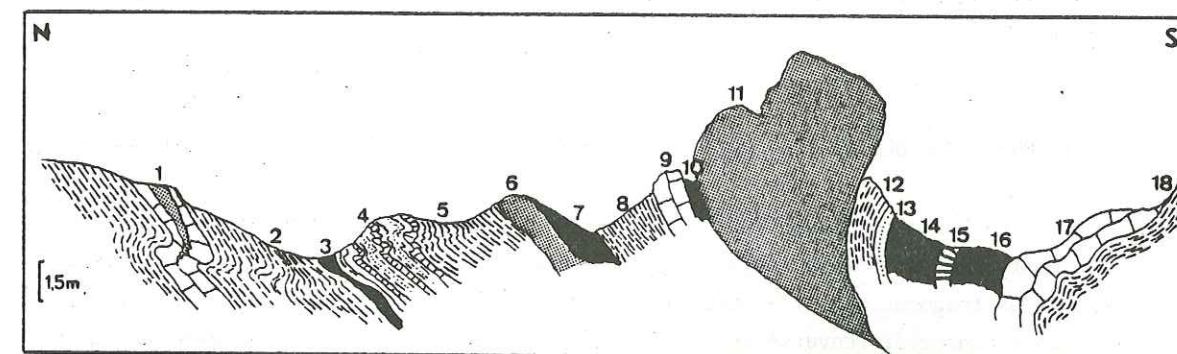


FIG. 94 - Coupe autour de la Pointe de l'Ile de Pâques.

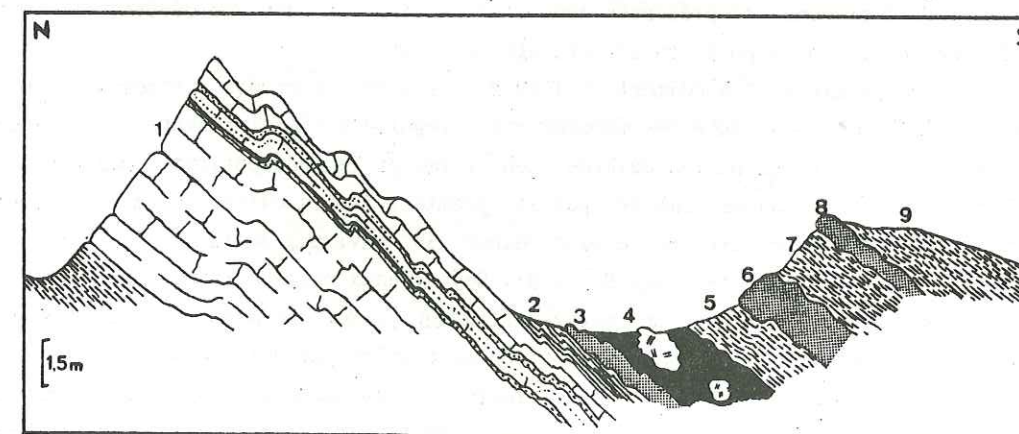


FIG. 95 - Coupe de la Pointe calcaire

alternant avec les marbres. Surmontant ces niveaux on observe ensuite la succession suivante :

- calcschistes (50 cm à 1 m) (2),
- prasinites (1 à 2 m) (3),
- serpentinites (4) contenant des blocs (50 cm à 3 m) de gabbro. Ces blocs sont visibles en éboulis, mais aussi en place, enchassés dans les serpentinites, sur le versant italien,
- calcschistes (3 m) (5),
- prasinites (1 m) (6),
- calcschistes (2 m) (7),
- prasinites (50 cm) (8).

L'avant-dernier niveau prasinitique affleure au bas du versant français (où il repose à la fois sur des serpentinites et des calcschistes) puis dans les entailles pratiquées par les torrents du vallon du Bouchet. Ces faits ont déjà été soulignés p. 54. Ils permettent de conclure à la continuité latérale entre la coupe décrite ici et la coupe Ouest Col Bouchet.

Après les prasinites évoquées dernièrement, se rencontre jusqu'au bas de la Pointe Giornivetta un vaste ensemble de calcschistes (9) contenant très ponctuellement de rares blocs serpentiniteux.

B - LA COUVERTURE DES GABBROS DU PELVAS D'ABRIES : COUPE DANS LA SÉRIE DE TYPE PELVAS (FIG. 98)

Le Pelvas d'Abries est une klippe de gabbro reposant en position inverse sur des métasédiments en tous points comparables à ceux de la série de type Bric Bouchet. Ce massif représente un fragment de socle océanique. Un témoin de la couverture originelle de ce socle est encore conservé, renversé avec celui-ci, au-dessus du contact basal avec les calcschistes de la série de type Bric Bouchet (cf partie II).

La coupe du Col d'Urine, sur l'arête Nord du Pelvas, permet l'analyse détaillée de la couverture originelle des gabbros (série de type Pelvas). La succession lithostratigraphique que nous décrivons est présentée dans l'ordre chronologique des dépôts, elle est donc renversée par rapport à sa position structurale actuelle.

Les premiers métasédiments collés sur le gabbro sont des marbres à rares zones siliceuses (5 à 10 m). La surface des gabbros est irrégulière. Elle présente en outre des fissures dans lesquelles s'insinuent les marbres. Leur forme et leur disposition suggèrent qu'il s'agit de fentes antésédimentaires comblées par les premiers dépôts calcaires (fig. 96A). En certains endroits, on observe une très nette discordance (30° environ) de la surface basale des marbres sur la foliation des gabbros (fig. 96 A, B). Des niveaux millimétriques d'arkose de gabbro sont interstratifiés à la base des marbres (fig. 96B). Sur ces marbres (5 à 10 m) reposent des brèches de serpentine (1 à 2 m). Cet horizon se termine par des schistes talqueux se chargeant peu à peu en carbonates et passant ainsi progressivement à un mince horizon de marbres purs. Fait suite un ensemble stratiforme de 2 à 3 m d'épaisseur, massif, contenant de nombreux pyroxènes. L'observation microscopique (voir p. 147) et le mode de gisement de ce niveau nous conduisent à le considérer comme une méta-arkose de gabbro (cf discussion p. 148). On rencontre

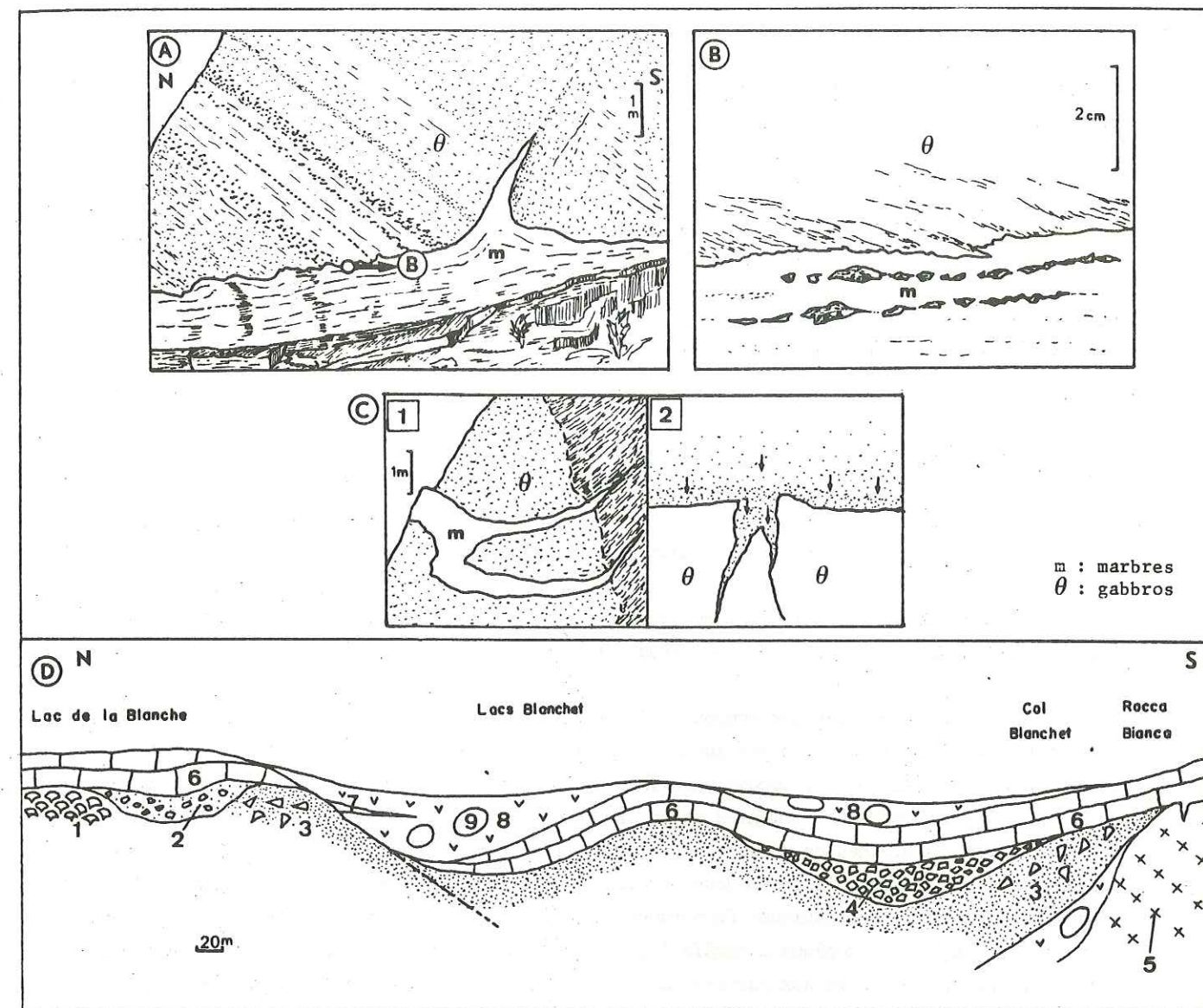


FIG. 96 - Quelques exemples des rapports entre les ophiolites et les premiers sédiments.

- A. Pelvas d'Abries. Remarquer l'obliquité de la foliation des gabbros sur la surface des marbres et l'existence d'une ancienne fente dans le substratum comblée par les premiers sédiments. (série inverse, voir localisation fig. 53).
- B. Détail de A. Niveaux millimétriques de méta-arkose de gabbro interstratifié à la base des marbres.
- C. Rocca Bianca. 1. Détail d'une fente bifide dans les gabbros. 2. Interprétation (voir texte)
- D. Reconstitution schématique de la géométrie du substratum océanique dans le secteur de Rocca Bianca, avant le dépôt des futurs calcschistes.
1. Pillows
 2. Brèches de diabases à rares éléments serpentiniteux
 3. Brèches de pillows
 4. Brèches de gabbros
 5. Gabbros
 6. Marbres
 7. Calcschistes
 8. Serpentine bréchiques
 9. Olistolithes.

ensuite des brèches de serpentine à blocs de gabbros (2 m) couronnées par un niveau de marbres peu épais puis par 10 cm de talcschistes à actinote. La série est interrompue par le contact tectonique de la base de la klippe.

La série de type Pelvas présente donc les caractéristiques suivantes :

- repos direct, en contact *stratigraphique*, de marbres à rares zones siliceuses et à lits d'arkose de gabbro sur des gabbros foliés ;
- développement important, au-dessus des marbres, d'horizons à fragments d'ophiolites (serpentinites bréchiques, arkoses de gabbros, blocs de gabbros) qui seront étudiés avec plus de détails dans les chapitres suivants.

C - LA COUVERTURE DU SOCLE OCEANIQUE COMPOSITE DE ROCCA BIANCA : COUPES DANS LA SERIE DE TYPE ROCCA BIANCA (FIG. 98)

1 - Rappel des données de la partie II (chapitre III)

Une première présentation des séries de type Rocca Bianca et de leur substratum a été effectuée dans la partie II où nous avons mis en évidence les principaux résultats suivants :

Sur un socle océanique composite (fait de pillows, de brèches de pillows, de brèches basaltiques à rares éléments serpentiniteux et matrice albito-calcitique, de brèches de gabbro et de gabbros massifs foliés) repose un niveau de marbres identiques à ceux de la couverture du Pelvas. Les marbres sont surmontés selon les endroits par des calcschistes ou des brèches de serpentine. Les brèches de serpentine se développent dans deux gouttières synclinales qui représentent les témoins, déformés dans la tectonique alpine, de dépressions individualisées durant la sédimentation océanique. En bordure Ouest du sillon le plus occidental (Lac Blanchet supérieur) l'analyse tectonique a révélé l'absence originelle probable des calcaires. Ailleurs, les calcschistes font suite aux marbres. A la limite marbres-calcschistes, au Sud de Rocca Bianca, une passée de talcschistes (quelques décimètres) et un niveau serpentiniteux à blocs de gabbros représentent les équivalents latéraux des sillons serpentiniteux. Un niveau remarquable à blocs ophiolitiques épars (gabbros rodingitisés, serpentine) a été décrit dans les calcschistes. Il se suit sur toute la bordure méridionale de notre terrain ; au-dessus du Lac de la Blanche, sur le côté sud du Col Blanchet, et sur les versants qui dominent, au Sud, le sentier conduisant de la cabane de la Blanche au Col Blanchet.

2 - Observations complémentaires

a) Le contact entre le socle et les métasédiments

α_1 . A 200 m au SW du Lac Blanchet inférieur, on observe, sur les brèches de pillows, un enduit quartzitique et manganésifère (10 cm) surmonté par les marbres. Il pourrait représenter d'anciennes radiolarites.

α_2 . Au sommet de Rocca Bianca, existent des placages de marbres. De plus, comme au Pelvas, ces marbres s'insinuent dans des fentes pratiquées dans les gabbros. Ces fentes, dont l'une a la forme d'un diapason (cf fig. 96 C), ne peuvent être le résultat de plissements ou d'autres déformations tectoniques. Il s'agit donc de structures originelles dans lesquelles des sédiments calcaires se sont infiltrés.

b) Etude des sillons à brèches de serpentine des Lacs Blanchet

Les coeurs des synclinaux des Lacs Blanchet sont en fait des secteurs complexes ; à côté des serpentinites bréchiques et des blocs de gabbros, on rencontre en effet :

- des calcschistes,
- des quartzites bleus parfois interstratifiés avec des niveaux bréchiques diabasiques dont les fragments mesurent de 1 à 10 cm,
- des prasinites,
- des chloritoschistes,
- des niveaux schisteux riches en albite.

Une description complète des relations existant entre ces divers composants est donnée dans la fig. 97. Ce schéma rend compte de l'observation effectuée une centaine de mètres au NW du Lac Blanchet supérieur. On remarque en outre que certains blocs de gabbro massif sont recouverts d'une brèche (ou même d'une méta arkose) à éléments gabbroïques.

La série de type Rocca Bianca présente donc les caractéristiques suivantes :

- Un niveau de marbres repose en contact *stratigraphique* sur un socle océanique fait de gabbros, de pillows ou de brèches ophiolitiques le plus souvent monogéniques (fig. 96 D). Parfois un mince liseré de quartzites manganésifères jalonne ce contact (anciennes radiolarites?)
- Les marbres (peu riches en silice) sont surmontés par des horizons serpentiniteux localisés dans des cuvettes (où s'intercalent des niveaux sédimentaires variés et des blocs de gabbro) ou par des calcschistes contenant par endroits des blocs de roches vertes.

D - DISCUSSION

1 - Comparaison entre les séries décrites

A l'issue des descriptions de ce chapitre, trois faits doivent être retenus :

1. L'originalité des séries de type *Bria Bouchet*, caractérisées par la répétition des niveaux "ophiolitiques" (serpentinites, talcschistes, chloritoschistes, prasinites) dont l'épaisseur varie du millimètre à quelques mètres. Ces niveaux sont intercalés dans un ensemble calcschisto-calcaire à bancs de quartzites qui repose par un contact stratigraphique sur les brèches de pillows et des prasinites indifférenciées, représentant soit la croûte océanique soit une coulée interstratifiée.

2. La similitude entre les séries de type *Pelvas* et *Rocca Bianca*, fondée sur deux caractères essentiels :

- l'existence d'un niveau de marbre reposant sur un socle océanique composite (gabbros foliés, pillows, brèches, etc...) par l'intermédiaire d'un contact sédimentaire,

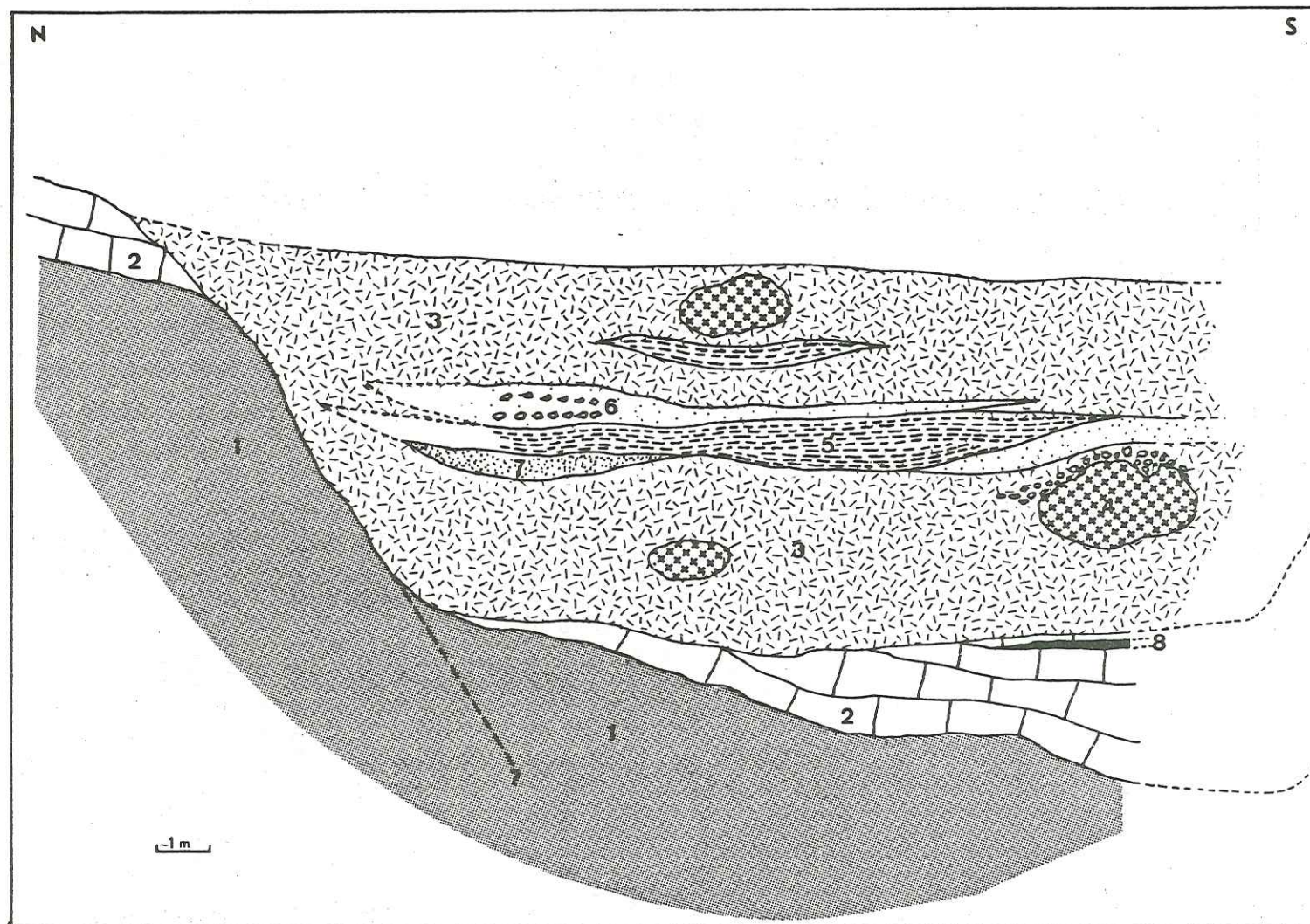


FIG. 97 - Détail des observations effectuées à l'Est du Lac Blanchet supérieur (secteur de Rocca Bianca).

Reconstitution des relations sédimentaires primaires entre les divers niveaux et blocs observés. 1. Substratum océanique. 2. Calcaires. 3. Brèches de serpentine. 4. Olistolithes de gabbros. 5. Futurs calcschistes. 6. Radiolarites à lits de fragments de pillows. 7. Futures prasinites (sables et brèches de basaltes ?). 8. Niveau ultrabasique détritique interstratifié au sommet des calcaires.

Dans ce schéma, la gouttière emplie de matériel détritique ophiolitique est installée sur un accident morphologique du fond océanique, peut-être lié à une faille précoce. Les marbres ont été localement érodés ou manquent par absence de dépôt.

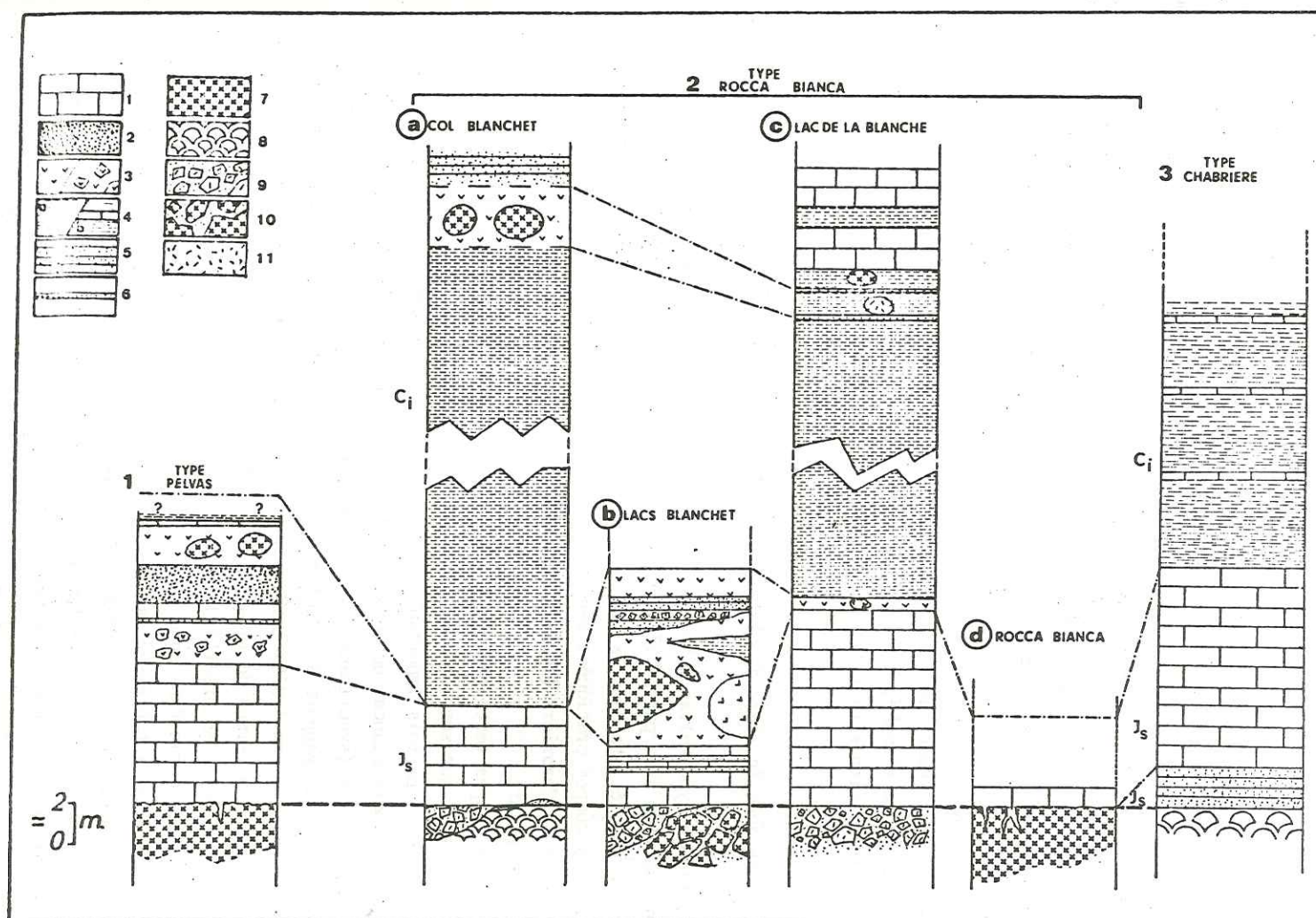


FIG. 98 - Colonnes stratigraphiques des séries de type Pelvas et Rocca Bianca. Comparaison avec la série de Chabrière.

Ces corrélations sont discutées dans le texte. 1 : marbres du Malm supposé ; 2 : gabbros "reconstitués" (méta-arkose) ; 3 : serpentinites et brèches de serpentine ; 4 : a) calcschistes, b) schistes et calcaires ; 5 : quartzites et jaspes (méta-radiolarites) ; 6 : niveaux détritiques ophiolitiques ; 7 : gabbros ; 8 : pillows ; 9 : brèches de basaltes ; 10 : brèches de gabbro ; 11 : prasinites.

- le développement au-dessus des marbres de niveaux sédimentaires "ophiolitiques". La série, plus complète à Rocca Bianca, se poursuit par des calcschistes à blocs d'ophiolites.

Cette similitude nous conduit à employer, pour ces terrains, le terme unique de série de type Pelvas - Rocca Bianca, déjà utilisé dans Lagabrielle, Lemoine et Tricart (1982). Cette série est la *couverture sédimentaire originelle* des ophiolites.

3. *Les variations latérales de faciès* bien visibles dans les deux types de séries. Au Bric Bouchet, de nombreux niveaux disparaissent latéralement (prasinites, serpentinites...). Ces faits rendent les comparaisons délicates entre deux successions lithostratigraphiques même proches géographiquement. La tectonique n'est qu'en partie responsable de ces variations, en effet, le boudinage qui n'affecte que certains niveaux reste toujours reconnaissable. La multiplicité des horizons basiques et ultrabasiques de la coupe Col Blanchet - Pointe Giornivetta n'est pas due non plus à l'existence de replis, comme l'a montrée l'analyse tectonique.

C'est à Rocca Bianca, néanmoins, que ces variations latérales de faciès sont les plus évidentes et le plus facilement démontrables. Nous en avons rendu compte dans la présentation des coupes du Lac de la Blanche, des Lacs Blanchet et du Col Blanchet ; celles-ci indiquent clairement la disparition stratigraphique, au Sud et au Nord, des dépressions des Lacs Blanchet (fig. 96 D).

2 - Comparaison avec la série de Chabrière : âge présumé des dépôts (fig. 98)

Seule la série de type Pelvas - Rocca Bianca supporte la comparaison avec la série de Chabrière (cf Introduction à la partie II). La succession lithostratigraphique la plus proche de cette dernière a été décrite dans la coupe du Lac de la Blanche (ophiolites, marbres, calcschistes). Les autres coupes pratiquées dans la série Pelvas - Rocca Bianca montrent des différences avec la série de Chabrière (telle qu'elle figure dans Lemoine, 1980) qui portent essentiellement sur deux points :

1. L'absence de jaspes (méta-radiolarites). Mais nous avons remarqué l'existence locale d'un fin niveau quartzitique sur les ophiolites de Rocca Bianca.

2. Le développement parfois important d'intercalations de matériel ophiolitique bréchique, sous les marbres (Rocca Bianca) ou au-dessus des marbres (Pelvas, Rocca Bianca), parfois même au sommet des marbres (synclinaux des Lacs Blanchet).

Cette originalité par rapport à la série de Chabrière ne doit pas interdire les comparaisons. Bien au contraire, Steen (1975) insiste sur le fait que localement sur les lieux même où elle a été définie, des termes de la série de Chabrière peuvent manquer. Nous lui empruntons cette phrase : "Comme le montre l'étude stratigraphique (...), les radiolarites (quartzites) et les calcaires marmoréens en dalles peuvent manquer, peut-être en raison d'étiements tectoniques, mais plus probablement par lacune stratigraphique". De plus, cet auteur rapporte l'existence de brèches sédimentaires à matériel ophiolitique, affleurant au toit des ophiolites (Petite Chabrière). Il semble finalement que la série de Chabrière, telle qu'elle fut définie, est à la fois la plus complète en ce qui concerne les termes sédimentaires "normaux" (radiolarites, marbres, schistes et calcaires en bancs distincts) et la plus pauvre en ce qui concerne les termes sédimentaires "ophiolitiques". C'est en ce sens qu'elle paraît ex-

ceptionnelle (cf Introduction à la partie II) (1).

Suite à cette discussion, et par comparaison avec la série de Chabrière, il paraît fondé de proposer pour la série de type Pelvas - Rocca Bianca les âges suivants :

- Jurassique supérieur pour les marbres,
- Crétacé inférieur pour les calcschistes.

Les termes plus récents sont en cours d'étude.

Reste donc le problème de la série de type Bric Bouchet. Ici le développement des niveaux ophiolitiques masque une éventuelle succession de type Chabrière. Tout au plus reconnaît-on, à la Pointe Calcaire, des marbres attribuables au Malm. Si l'on accepte cette attribution, il faut alors concevoir que les terrains compris entre le Bric Bouchet et ces marbres sont d'âge plus ancien que le Jurassique supérieur. Dans une autre hypothèse, si l'on prend comme repère chrono-stratigraphique le sommet des metabasites (Jurassique supérieur) et en admettant donc qu'il s'agit du sommet de la croûte océanique, on est conduit à placer quelque part dans la série de type Bric Bouchet la limite Jurassique - Crétacé inférieur. Il serait raisonnable de le faire à l'endroit où les calcschistes prennent un développement notable, c'est-à-dire entre les formations Nord et Sud Col Bouchet (cf fig. 112).

3 - Le problème des niveaux stratiformes basiques et ultrabasiques

En raison des intenses déformations subies par ces terrains, bon nombre de structures sédimentaires fines ont été effacées. En conséquence, sans autres arguments, il n'est pas possible d'affirmer que les niveaux prasinitiques, chloriteux, talqueux et serpentineux sont tous d'origine sédimentaire. Ce problème ne se pose pas lorsqu'apparaissent très nettement des faciès bréchiques comme c'est le cas dans le socle des Lacs Blanchet ou dans de rares prasinites du Bric Bouchet. Grâce aux données de l'analyse de terrain, de la géochimie, de l'observation directe en submersible sur des affleurements actuels comparables, et enfin en tenant compte d'analyses effectuées par d'autres auteurs, nous tenterons d'interpréter ces niveaux au cours du chapitre suivant. Les conséquences sédimentologiques qui en découleront seront développées dans le chapitre III.

(1) Des travaux réalisés en Italie (Lagabrielle, Nervo, Folino, Dutto, 1982), en France sur Roche Noire (Tricart, Bourbon, Lagabrielle, en prép.) et les observations rapportées par Caby sur le Pic Cascaquelier (De Wever et Caby, 1981) confirment ce point de vue (cf chapitre III).

CHAPITRE II

NIVEAUX STRATIFORMES - BLOCS BASIQUES ET ULTRABASIQUES
ANALYSES ET INTERPRETATIONS

A - LES PRASINITES

Une description pétrographique des prasinites *s.l.* du secteur du Bric Bouchet a été présentée (chapitre IV, partie II). De nombreux auteurs se sont déjà penchés sur l'origine des niveaux prasinitiques homogènes, stratiformes à l'intérieur desquels ne subsiste pas de structure originelle (pillows, brèches de pillows...) (Novarese, 1894 ; Nicolas, 1966 ; Dal Piaz, 1971 ; Elter, 1971 ; Bocquet, 1974 ; Mazzucotelli *et al.*, 1976 ; Messiga *et al.*, 1977 ; Cortesogno *et al.*, 1977 ; Robert, 1979).

Ces prasinites dont les compositions chimiques sont presque toujours voisines de celles des basaltes trouvent, selon les auteurs, leurs origines dans : 1) la profonde transformation par le métamorphisme d'une coulée basaltique massive, 2) le métamorphisme d'un niveau de "tuf" volcanique, ce terme devant être discuté, ou au moins précisé.

Nos observations de terrain et les analyses chimiques (1) montrent que certaines prasinites ne peuvent être des métalaves mais seraient des méta-épicroclastites (cf partie I, p.22) provenant du démantèlement de roches de composition basaltique (basaltes, gabbros) et remaniées par des processus sédimentaires.

Pour la démonstration, nous suivrons la démarche suivante :

1 - L'observation des modes de gisements des prasinites de la série de type Bric Bouchet et quelques analyses microscopiques nous conduiront à proposer une origine sédimentaire détritique pour quelques niveaux prasinitiques.

2 - La confrontation des 19 analyses chimiques de prasinites et de roches stratigraphiquement associées confirmera ces hypothèses.

(1) Ces analyses ont été effectuées par J. Cotten au département des Sciences de la Terre de l'Université de Bretagne occidentale.

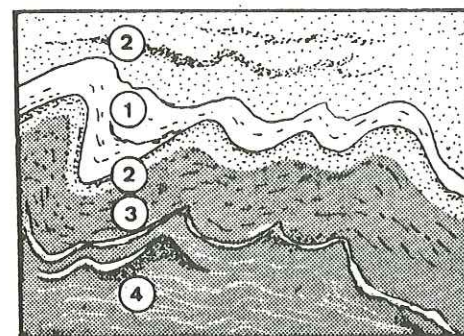


FIG. 99 - Alternance fine de marbres et prasinites. Aspect de plaque mince (les zones 1, 2, 3, 4 sont décrites dans le texte) (longueur 4 cm).

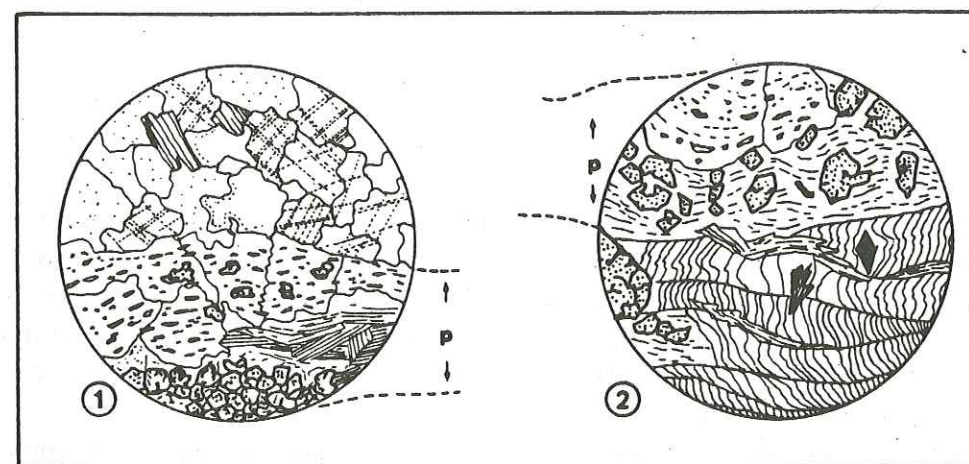


FIG. 100 - Deux niveaux prasinitiques millimétriques (P) dans une même lame mince. (1 et 2 sont décrits dans le texte) (X 100)

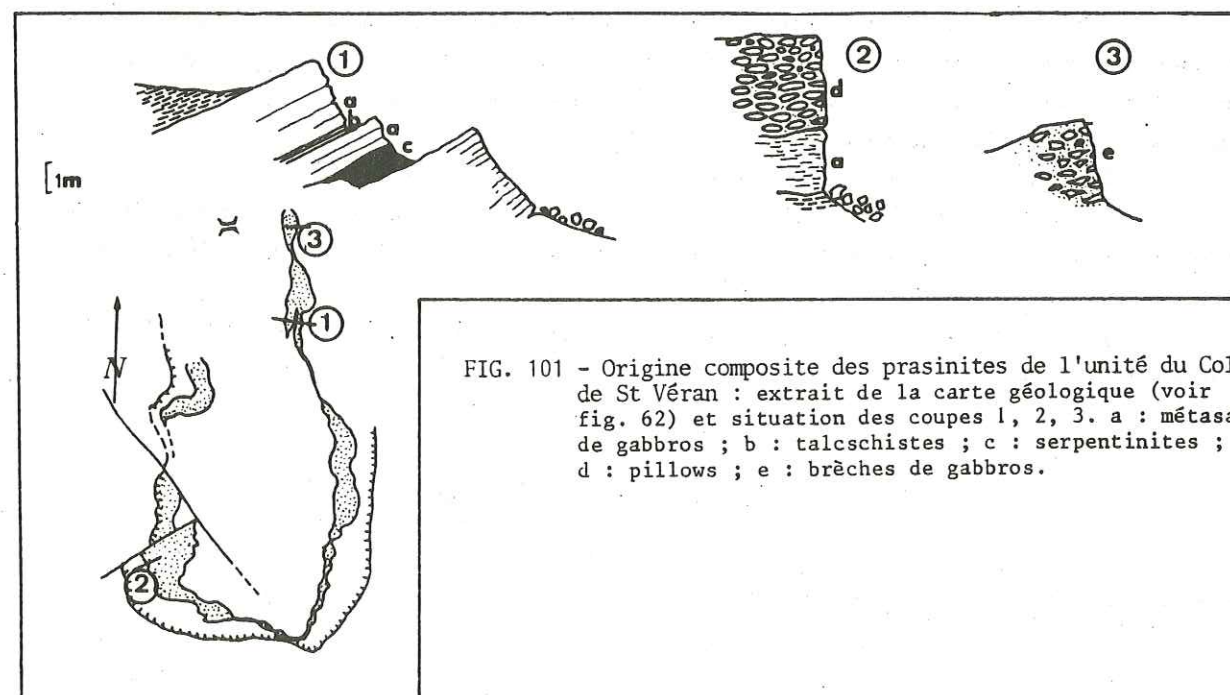


FIG. 101 - Origine composite des prasinites de l'unité du Col de St Véran : extrait de la carte géologique (voir fig. 62) et situation des coupes 1, 2, 3. a : métasables de gabbros ; b : talcschistes ; c : serpentinites ; d : pillows ; e : brèches de gabbros.

1 - Les modes de gisements des prasinites stratiformes : rapports avec les méta-sédiments associés, aspects méso-et-microscopiques

Dans la série de type Bric Bouchet, l'épaisseur des niveaux varie de 1 mm à quelques mètres. Les niveaux millimétriques se présentent toujours en alternance répétée avec des marbres, des calcschistes, des chloritoschistes, etc... L'étude microscopique de deux faciès de ce type, l'un alternant avec des marbres, l'autre avec des quartzites phylliteux est significative. Une lame mince taillée dans un échantillon de la formation Nord Col Bouchet à 10 cm du contact avec les prasinites du Bric Bouchet montre (dans un horizon finement lité, interstratifié dans des marbres) les niveaux suivants (cf fig. 99) :

- 1 - Calcite en grands cristaux contenant des petites paillettes de phengite et des quartz. Des chlorites et des épidotes (pistachite) groupées en agrégats se rencontrent au centre de ce niveau.
- 2 - Le niveau précédent s'enrichit progressivement en phyllites qui deviennent plus grandes. Apparaissent de grandes plages de chlorites qui incluent des épidotes. De grandes albites deviennent plus fréquentes.
- 3 - Par disparition brutale de la calcite, on passe alors à une véritable prasinite de quelques millimètres d'épaisseur, à albite, chlorite, épidote, actinote et phengite.
- 4 - Progressivement, la calcite envahit de nouveau la lame, elle prend alors environ 50 % de la place occupée par l'albite. Les minéraux du cortège précédent restent présents.

Dans les quartzites verts phylliteux, interstratifiés dans les marbres de la Pointe Calcaire, existent des niveaux vertssombres, lités à l'échelle de la lame mince, et dans lesquels on reconnaît deux faciès en association étroite (fig. 100) :

- 1 - Des niveaux millimétriques de prasinites à albites poecilites jointives, englobant des prismes d'épidote, des aiguilles d'actinote et des plages de chlorite. Des phengites se rassemblent en amandes et des petits granules d'épidote forment des lits monominéraux.
- 2 - Ces niveaux de composition prasinitique sont en contact avec des lits phengitiques (1 à 3 mm) contenant des leucoxènes, ou avec des lits carbonatés où la calcite est associée à des chlorites et albites.

Ces observations peuvent être considérées selon deux optiques bien différentes :

1. Celle qui admet que les alternances minéralogiques millimétriques actuelles sont des témoins encore fiables des alternances de la roche initiale,
2. Celle qui considère que les échanges chimiques lors du métamorphisme détruisent ou altèrent de façon importante le litage primitif.

Nous préférons la première hypothèse, elle est en effet soutenue par des observations réalisées à des échelles différentes et en partie par l'examen des analyses chimiques (cf ci-dessous). Dans ce cadre, les observations se résument ainsi : il existe des niveaux millimétriques de prasinite, interstratifiés dans des métasédiments variés et formant avec eux des séquences parfois métriques dont les différences de composition chimique initiales ont été en partie respectées par le métamorphisme. Cette association étroite avec des métasédiments variés permet de penser que ces niveaux prasinitiques sont d'anciens horizons sédimentaires de composition basaltique formés par épandage de sables de basaltes ou de gabbros. Cette proposition est soutenue par les données du début de ce travail.

Dans la première partie nous avons révélé l'existence de sables basaltiques. Ils sont présents, au fond des océans actuels, en niveaux d'épaisseurs variables (du millimètre au mètre et plus) déposés et remaniés par des écoulements turbides et interstratifiés dans les sédiments (p. 20). Des sables gabbroïques associés intimement aux sédiments pélagiques ont été décrits sur le Banc de Gorringe (p. 13).

C'est dans ces niveaux qu'il faut chercher les équivalents non métamorphiques de certaines prasinites. Les constituants sableux dériveraient d'épiclastites sous-marines, de hyaloclastites, de pyroclastites ou d'autoclastites (p. 22). Le mot méta-tuf employé jusqu'à présent pour quelques prasinites stratiformes ne reflète pas cette diversité originelle probable.

Le raisonnement que nous avons mené est transposable à des niveaux d'épaisseur décimétrique situés dans le même contexte sédimentaire. Pour ceux-ci, en effet, l'observation directe des affleurements fournit les mêmes images que les lames minces précédemment décrites. De plus, dans la formation Nord Col Bouchet, l'existence de niveaux décimétriques bréchiques est clairement établie. Elle suggère que les détritiques basaltiques remaniés présentaient une granulométrie variable, depuis le grain de sable jusqu'à l'élément centimétrique.

Dans la formation du vallon du Bouchet (coupe Ouest Col Bouchet), nous avons décrit, à plusieurs reprises, à la base des bancs de prasinites d'épaisseur métrique : 1) des faciès mixtes (schistes prasinitiques...), 2) de fins niveaux prasinitiques annonçant dans les métasédiments le développement du niveau plus important sus-jacent.

Ces observations conduisent à deux interprétations :

1) Si le niveau métrique est une coulée volcanique, les horizons plus fins peuvent représenter des témoins de hyaloclastites et de brèches autoclastiques poussées au front de la coulée et remaniant des sédiments.

2) Si le niveau métrique est entièrement sédimentaire, ces horizons plus fins peuvent être interprétés comme des signes précurseurs d'une décharge détritique plus importante.

Dans les deux cas, peut-être s'agit-il d'un critère possible de polarité ? Comme il a été déjà dit, ces interprétations sont présentées en tenant compte d'observations effectuées dans les océans. Elles sont aussi confortées par des observations réalisées par Pickerill *et al.* (1981) à Terre-Neuve sur une série de turbidites remaniant des sables basaltiques volcano-clastiques (Paléozoïque). Les auteurs décrivent des strates d'épaisseurs variables présentant des figures d'érosion, des stratifications entrecroisées, des paléo-chenaux, etc... exclusivement composées de grains et de cailloutis basaltiques, parfois mêlés à des carbonates. Le milieu de dépôt est une pente sous-marine, sur laquelle s'épanchaient parfois des coulées basaltiques et des hyaloclastites autochtones.

Les produits sableux remaniés dans certaines prasinites du Queyras peuvent être basaltiques, mais aussi gabbroïques. En effet, ce qui n'était au départ qu'une hypothèse difficile à bien étayer s'est vue renforcée par trois observations :

1 - L'existence dans la coupe du Col d'Urine d'un niveau stratiforme à pyroxènes, intercalé dans des métasédiments. En lame mince, les pyroxènes, envahis par l'amphibole verte, apparaissent groupés en agrégats désorganisés, noyés dans un fond d'albite, d'épidote, de leu-

coxènes et d'amphiboles bleues. Certains horizons du même niveau sont dépourvus de pyroxènes et enrichis en calcite et leucoxènes.

2 - L'existence dans l'unité allochtone du Col de St Véran (secteur de Rocca Bianca) d'un niveau prasinitique boudiné mais initialement continu, composite (cf fig. 101) et dans lequel existent très probablement des métasables de gabbro. L'affleurement (planche B) montre une succession de niveaux granuloclassés où les pyroxènes, de différentes tailles, se présentent comme des taches vert sombre, arrondies, de 1 à 3 mm de diamètre. Les strates, de 5 à 10 cm d'épaisseur, se succèdent régulièrement sur 2 à 3 mètres d'épaisseur. Elles sont séparées par des lits blancs dépourvus de pyroxènes. Deux fins niveaux de talcschistes à grands pyroxènes s'intercalent dans cet ensemble. Latéralement, l'étirement tectonique altère ces marques sédimentaires, la roche se présente alors comme une simple prasinite litée où alternent des lits millimétriques verts et jaunes.

En lame mince, cette roche montre des fantômes de pyroxènes, remplacés par l'amphibole verte (actinote), alignés, aux contours flous et très souvent déformés. Ils sont noyés dans une pâte microcristalline où l'on reconnaît de rares albites, des baguettes d'actinotes non orientées, des taches de leucoxènes et une fine trame d'épidotes.

3 - L'observation directe par submersible de sables de gabbros triés, mobiles, formant des rides progradant sur les sédiments pélagiques (cf p. 13). Ces sables, que nous avons échantillonnés sont constitués essentiellement de pyroxènes et de fragments de plagioclases.

Enfin, la présence, dans le socle affleurant aux Lacs Blanchet, de brèches de gabbros à fragments de diabase, confirme que le démantèlement des gabbros sur le fond marin a fourni, à diverses époques de la sédimentation, des fragments détritiques de toute taille.

2 - Analyses chimiques de prasinites et métasédiments associés. Confirmation de l'origine détritique de certains niveaux prasinitiques.

a) Présentation des analyses

Les échantillons prélevés pour les analyses appartiennent aux prasinites et aux métasédiments de la formation du Vallon du Bouchet (fig. 102) (secteur du Bric Bouchet).

L'échantillonnage fut réalisé dans le but d'étudier les variations chimiques verticales et latérales dans un même niveau prasinitique (fig. 102).

Les prasinites fournissent des analyses voisines de celles des basaltes. Toutefois, deux groupes de composition peuvent être individualisés.

1. Le premier groupe rassemble les compositions comparables à celles des basaltes, aussi bien par les teneurs en éléments majeurs qu'en éléments traces (analyses 4, 5, 6, 7, 8, 10, 11, 14) (fig. 103).

2. Le second groupe rassemble les compositions qui diffèrent de celles de la population précédente par l'absence totale du chrome et la rareté du nickel (analyses 9, 12, 13, 19)

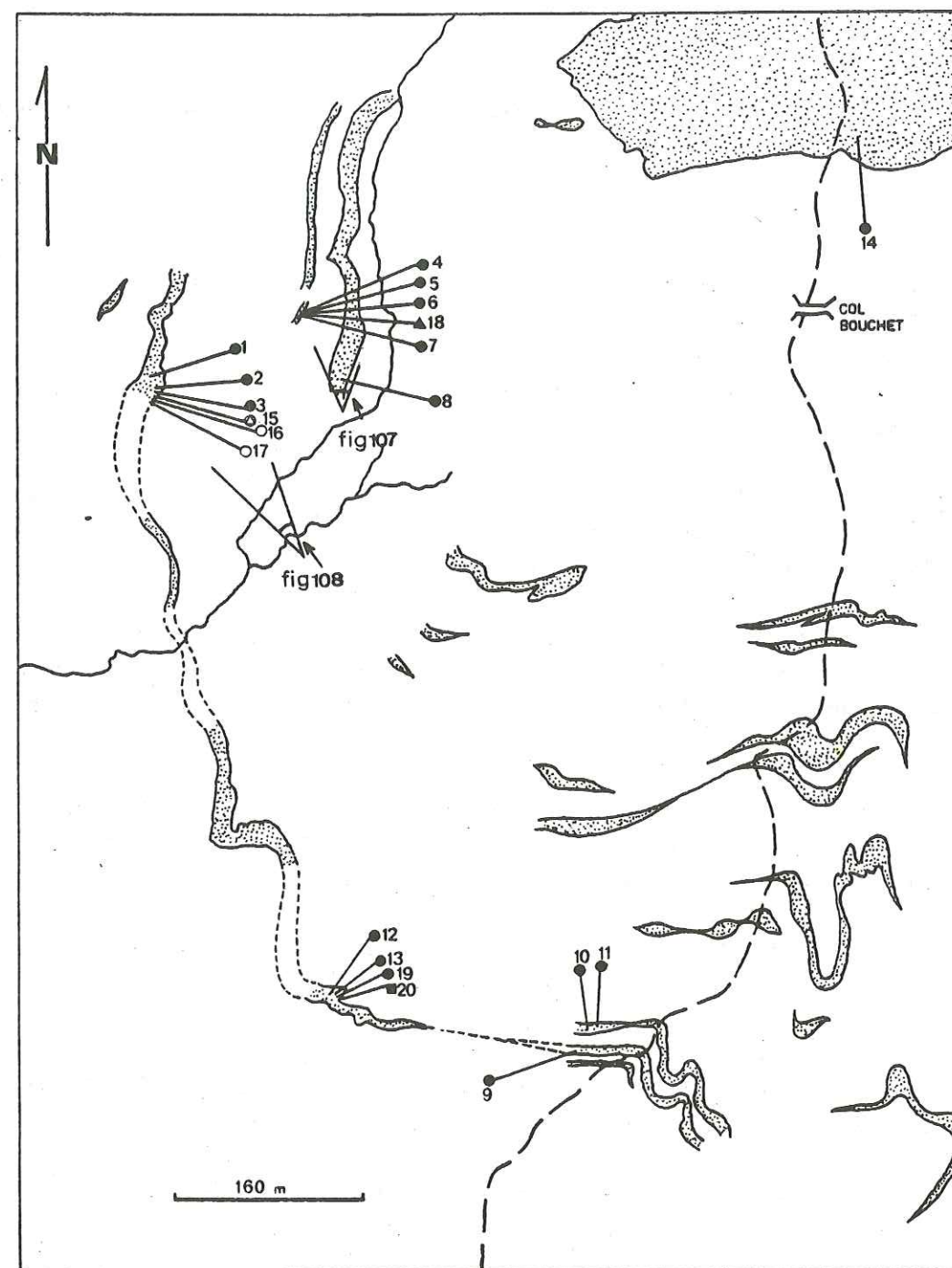


FIG. 102 - Echantillonnage dans le secteur du Bric Bouchet. Les numéros sont ceux des échantillons traités pour l'analyse (voir tableau III).

- prasinite
- serpentinite
- ⊗ schiste prasinitique
- ▲ talcschiste
- calcschiste

N° analyse N° lame mince décrite dans la partie II		Prasinites																	Serpentinite	Grès ophiolitique (Bracco)
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	19				
B 2-3 B 31a		B 5 VIII																	B 20 I B 52 I	
SiO ₂	50,45	49,35	46,60	45,75	48,95	46,10	50,00	48,10	47,80	47,95	45,10	51,20	48,60	49,25	49,30					
TiO ₂	1,73	1,90	1,65	1,95	1,64	1,30	1,20	1,83	0,85	1,72	1,80	1,30	0,87	1,42	2,53					
Al ₂ O ₃	16,98	18,86	17,61	18,18	14,61	17,90	15,57	15,30	17,27	15,84	15,09	14,70	18,50	15,88	14,16					
FeO recalculé	12,88	13,48	12,57	12,8	10,4	8,91	9,82	11,97	10,84	11,18	12,51	11,14	10,8	10,04	13,2					
MnO	0,10	0,12	0,12	0,13	0,17	0,13	0,10	0,15	0,16	0,15	0,17	0,20	0,16	0,14	0,17					
MgO	2,69	4,94	5,43	10,45	9,03	10,59	8,55	8,00	9,86	8,87	10,30	8,23	10,18	8,39	8,10					
CaO	10,26	3,25	7,38	1,97	10,43	6,17	7,65	9,07	3,88	7,13	9,25	5,75	1,78	8,18	6,15					
Na ₂ O	4,72	6,13	3,64	4,99	3,63	4,19	3,78	3,54	3,98	4,68	3,13	5,07	5,14	4,29	2,87					
K ₂ O	0,22	0,38	0,73	0,02	0,08	0,21	0,67	0,73	0,1	0,13	0,62	0,08	0,01	0,33	0,01					
P ₂ O ₅	0,30	0,30	0,30	0,28	0,25	0,15	0,10	0,00	0,00	0,10	0,10	0,00	0,00	0,25	0,00					
P.Feu	1,60	2,94	6,22	4,91	2,53	5,49	4,20	0,10	5,90	3,80	4,45	2,84	4,67	2,77	4,44					
H ₂ O-	0,09	0,10	0,11	0,06	0,09	0,12	0,08	2,70	0,15	0,20	0,11	0,17	0,19	0,13	0,45					
Total	100,69	100,41	101,12	100,21	100,77	100,37	100,74	100,30	99,73	100,03	100,8	99,57	99,82	100,08	100,06					
Cr	172	246	196	304	281	339	296	252	0	200	146	0	0	183	0					
Ni	109	76	91	162	140	140	144	118	45	99	80	37	41	92	39					
Schistes																			Serpentinite	
schiste prasinitique																			Grès ophiolitique (Bracco)	
B 3 Id																			-	
SiO ₂	44,50	24,50	24,50	24,50	24,50	23,60	53,50	53,50	53,50	53,50	40,30	40,30	40,30	40,30	40,30					
TiO ₂	1,64	0,12	0,12	0,12	0,12	0,23	0,28	0,28	0,28	0,28	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
Al ₂ O ₃	16,96	4,50	4,50	4,50	4,50	6,45	3,11	3,11	3,11	3,11	2,92	2,92	2,92	2,92	2,92					
FeO recalculé	12,31	3,86	3,86	3,86	3,86	4,11	7,91	7,91	7,91	7,91	15,04	15,04	15,04	15,04	15,04					
MnO	0,17	0,36	0,36	0,36	0,36	0,18	0,12	0,12	0,12	0,12	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06					
MgO	5,84	1,13	1,13	1,13	1,13	1,35	25,08	25,08	25,08	25,08	30,45	30,45	30,45	30,45	30,45					
CaO	7,66	32,70	32,70	32,70	32,70	32,35	5,26	5,26	5,26	5,26	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40					
Na ₂ O	3,73	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,10	0,10	0,10	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
K ₂ O	1,46	0,39	0,39	0,39	0,39	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
P ₂ O ₅	0,30	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00					
P.Feu	7,63	29,87	29,87	29,87	29,87	29,21	4,51	4,51	4,51	4,51	8,67	8,67	8,67	8,67	8,67					
H ₂ O-	0,12	0,09	0,09	0,09	0,09	0,11	0,07	0,07	0,07	0,07	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30					
Total	101,09	97,45	97,45	97,45	97,45	93,48	99,20	99,20	99,20	99,20	99,1	99,1	99,1	99,1	99,1					
Cr	194	20	20	20	20	37	1530	1530	1530	1530	3700	3700	3700	3700	3700					
Ni	84	26	26	26	26	32	1550	1550	1550	1550	2120	2120	2120	2120	2120					

TABL. III - Analyses chimiques de roches.

(fig. 104). Nous y rattachons les analyses 1, 2, 3 qui se distinguent par une teneur relative-ment faible en MgO (fig. 103).

Il est remarquable de constater que ces compositions anormales ont toutes été ren-contrées dans le même niveau de prasinite (cf fig. 102). C'est une raison supplémentaire pour grouper ces analyses dans une même population.

b) Etude de la mobilité des éléments chimiques lors du métamorphisme

Lorsque la discussion s'appuie sur les résultats de la géochimie, il est indispen-sable de connaître, au moins localement, le comportement des éléments chimiques qui servent à la démonstration.

Ainsi la présence sur tout le secteur de fentes à albite, quartz et calcite témoi-gne de la mobilité des éléments tels que Si, Na, Ca, Al. Leurs grandes variations de teneur dans les analyses (fig. 107 et 108) confirment ce comportement. Ces éléments ne seront pas considérés comme des indicateurs des caractères primaires des niveaux étudiés. Dans la coupe Ouest Col Bouchet existe un horizon prasinitique d'un mètre d'épaisseur reposant sur des quart-zites. Localement, on rencontre la succession suivante (fig. 107) : quartzites, prasinites (10 cm), talcschistes (10 cm) et prasinites (80 cm). Ce lieu est propice à l'étude de la mobi-lité du magnésium, contenu en grande quantité dans les talcschistes. Cinq échantillons ont été prélevés, quatre dans les prasinites, un dans les talcschistes (fig. 107). Les prasinites au contact immédiat des talcschistes ne présentent aucun enrichissement en magnésium.

Cet élément ne semble donc pas mobile. Les éléments tels que Ti, Cr, Ni ont un com-portement soit similaire soit moins mobile (1) que Mg. Ils sont donc représentatifs des te-neurs initiales de ces roches. Nous les utiliserons dans les discussions suivantes. Fe, par contre, présente une teneur régulièrement décroissante, des prasinites vers les talcschistes. C'est l'indice probable de sa mobilité.

c) Etude des prasinites du premier groupe

La position des points représentatifs des analyses dans deux diagrammes significatifs permet de préciser les affinités géochimiques des basaltes qui, par métamorphisme, ont fourni certaines prasinites.

Le diagramme Ti/Cr de Pearce (1975) (fig. 105) confirme une parenté avec les tholéi-ites de fond océanique et exclut une affinité avec les tholéiites d'arc insulaire. Ceci est également établi dans le diagramme (Ti/Cr)/Ni (Beccaluva *et al.*, 1979) où les prasinites se si-tuent dans le champ des basaltes créées le long des dorsales médio-océaniques (fig. 106). Cette origine est de plus confirmée par la position des analyses dans le champ des basaltes tholéiti-ques (Miyashiro et Shido, 1975, fig. 103).

Ces résultats nous permettent de penser que des coulées de basaltes tholéitiques océ-aniques se sont intimement mêlées aux sédiments de la série de type Bric Bouchet. Le cadre géo-

(1) On trouvera dans Piccardo *et al.* (1979) une discussion sur la mobilité des éléments, notam-ment Ti, Cr, Ni, appliquée aux prasinites du Groupe de Voltri (Ligurie).

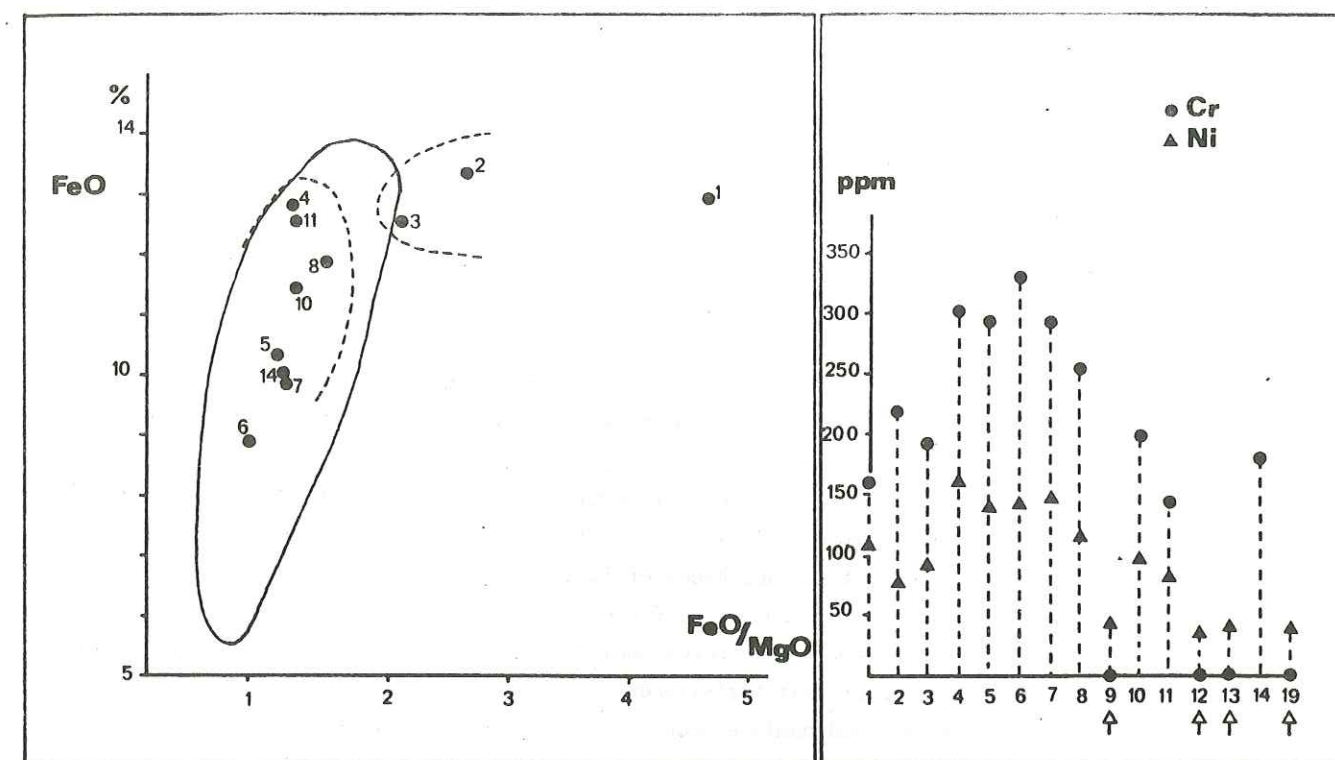


FIG. 103 - Diagramme FeO/(FeO/MgO) Miyashiro et Shido (1975). Ce diagramme permet d'isoler deux populations de prasinites (cf texte). Le champ des basaltes tholéitiques (trait continu) est figuré.

FIG. 104 - Teneur en chrome et nickel dans les analyses de prasinites. Les prasinites du deuxième groupe sont indiquées par des flèches.

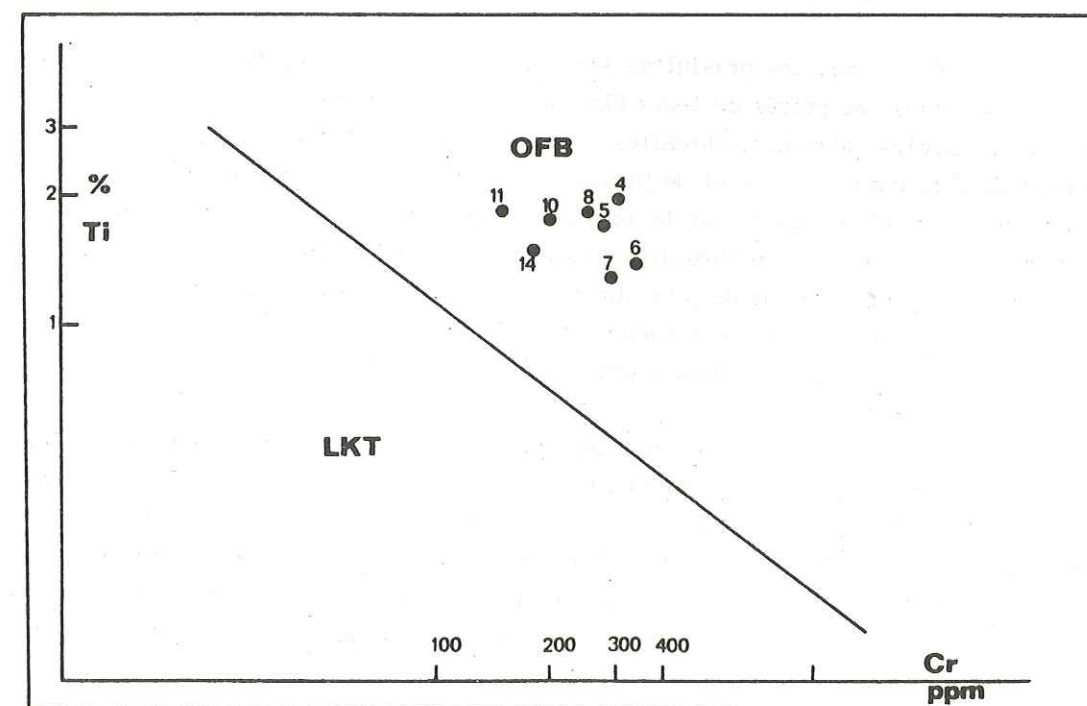


FIG. 105 - Position des analyses de prasinites du premier groupe dans le diagramme de Pearce (1975).

OFB : Ocean floor basalts
LKT : Low K tholeiites. (Arcs insulaires)

dynamique des dépôts peut donc être précisé : il s'agit d'un domaine situé à proximité plus ou moins grande d'un centre d'expansion comparable à une ride médio-océanique.

d) Etude des prasinites du deuxième groupe

Les résultats concernant la mobilité des éléments chimiques nous permettent d'envisager que les concentrations actuelles en Mg, Ti, Cr et Ni des prasinites sont représentatives des teneurs initiales.

Les échantillons 9, 12, 13 et 19 dont la teneur en chrome est nulle et la teneur en nickel faible (<50 ppm) ne peuvent provenir de métalaves tholéitiques océaniques. Dans ces laves, en effet, les taux de ces éléments sont toujours supérieurs à 100 ppm (Bougault, 1980). On peut concevoir dès lors que la roche initiale était représentée soit par une volcanite calcoalcaline (où les taux de chrome et nickel sont parfois faibles, voire nuls), soit par une roche détritique volcanique dont il faut préciser la composition minéralogique.

Nous écartons la première possibilité pour trois raisons principales :

1. Les taux élevés de MgO des roches analysées ne sont pas compatibles avec les faibles teneurs en chrome et nickel caractéristiques des laves calcoalcalines.
2. L'environnement géodynamique déduit des analyses précédentes expliquerait difficilement la présence d'une coulée calcoalcaline interstratifiée dans une série volcanosédimentaire où dominent les termes tholéitiques.
3. Latéralement dans le même niveau, les analyses 1, 2 et 3 fournissent des teneurs en chrome et nickel identiques à celles contenues dans les autres prasinites. L'hétérogénéité mise en évidence dans les compositions en éléments traces a un caractère local dont ne peut rendre compte l'épanchement d'une coulée calco-alcaline *a priori* homogène.

En définitive, ces prasinites seraient le résultat du métamorphisme de méta-sables basaltiques, triés, et privés de leurs éléments lourds renfermant le chrome et le nickel (pyroxènes, amphiboles, olivines, chromites contenues dans ces dernières). De tels sables seraient composés de fragments de verre et de plagioclases. Cette notion de tri sous-entend l'existence d'un transport et d'un vannage sur le fond océanique. En ce sens, il semble fondé de proposer l'intervention de courants de turbidité remaniant, triant et déposant des sables basaltiques. Pour cela, nous nous appuyons de plus sur deux observations déjà développées :

1. Le mode de gisement toujours stratiforme des niveaux considérés ;
2. L'existence de niveaux comparables dans les océans.

Les analyses 1, 2 et 3 se distinguent par leurs teneurs anormalement faibles en MgO ; elles présentent des teneurs normales en Cr et Ni. Ce faible taux en MgO ne serait pas significatif si les échantillons n'appartenaient pas au même niveau que les précédents. Ces compositions anormales sont peut-être à mettre à l'actif des mêmes processus sédimentaires.

L'appauvrissement en magnésium, en chrome et en nickel des sables basaltiques supposés va de pair avec l'enrichissement en ces éléments de certains niveaux sédimentaires (calc-schistes à talc, fuchsite, etc...).

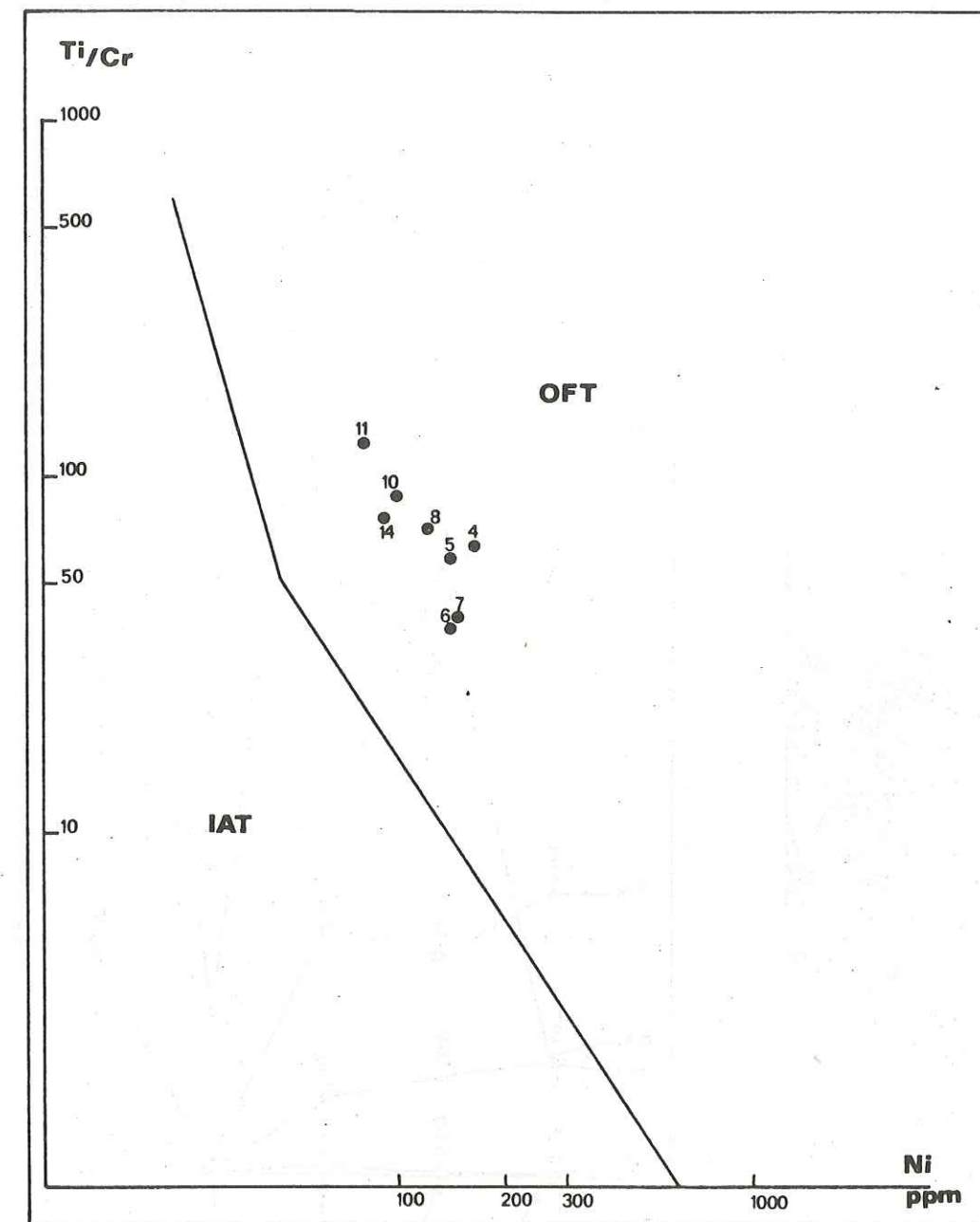


FIG. 106 - Position des analyses des prasinites du premier groupe dans le diagramme de Beccaluva, Ohnenstetter et Ohnenstetter (1979).

OFT : Ocean floor tholeiites
IAT : Island arc tholeiites.

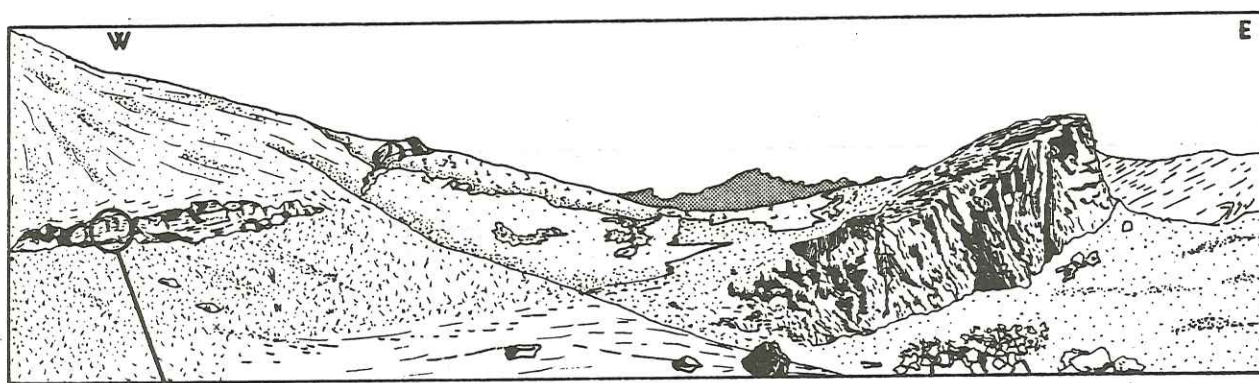


FIG. 107 - Variations des teneurs en quelques éléments dans une coupe du vallon du Bouchet. Noter les valeurs variables de SiO_2 , Na_2O , CaO , Al_2O_3 . L'affleurement est repéré fig. 102. Les numéros renvoient aux analyses.

A : prasinites
B : talcschistes
C : quartzites
D : calcschistes.

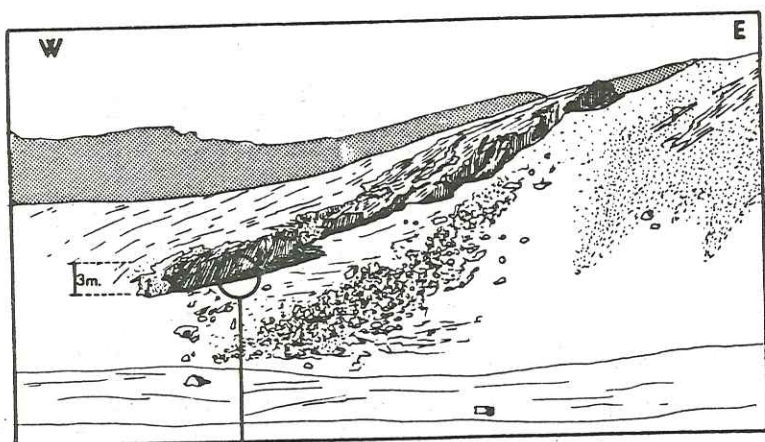
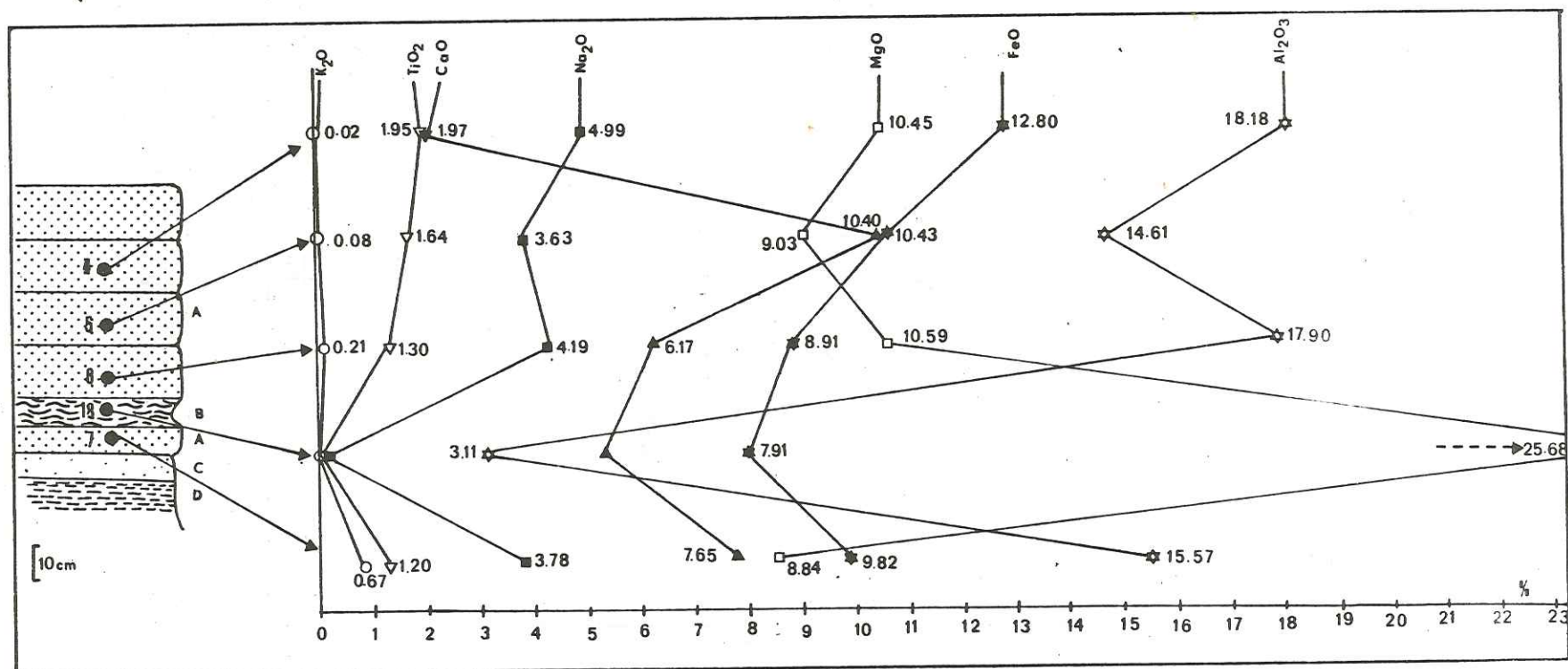
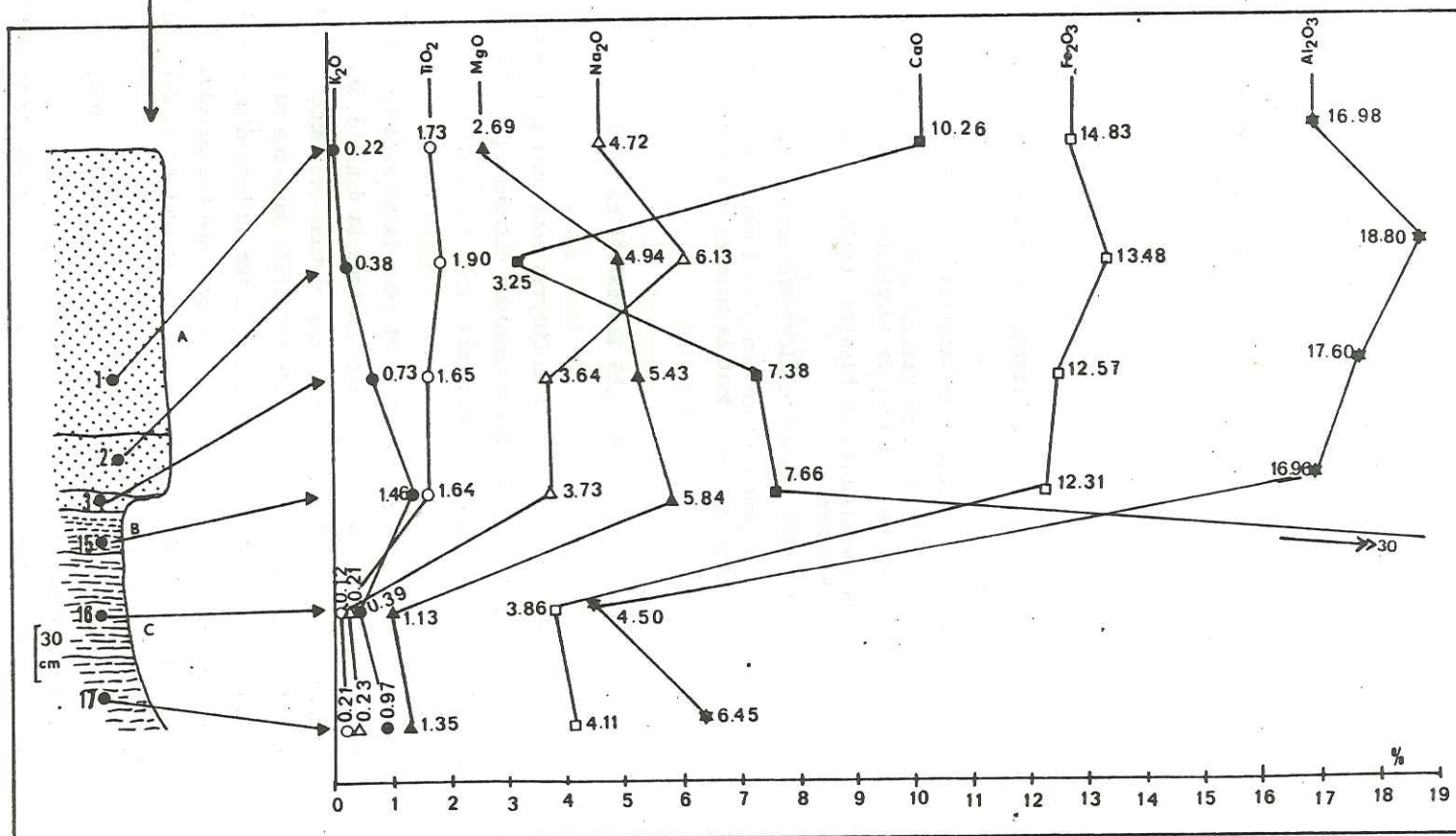


FIG. 108 - Variations des teneurs en quelques éléments dans une coupe du vallon du Bouchet. Mêmes commentaires que fig. 107. Noter la forte teneur relative en K_2O de l'échantillon. (schiste prasinitique riche en phengites). L'affleurement est repéré fig. 102.

A : prasinites
B : schistes prasinitiques
C : calcschistes.



On peut penser qu'à la base d'une coulée turbide se produisent des mélanges entre les sables basaltiques et les sédiments. Les roches résultant de ces mélanges sont probablement les schistes prasinitiques si souvent observés. L'analyse chimique d'une de ces roches (analyse 15, même niveau que n° 1, 2, 3, 9, 12, 13, 19) révèle que sa particularité, par rapport aux prasinites, réside seulement dans une relative richesse en K_2O . L'analyse chimique des calcschistes sous-jacents montre que ceux-ci peuvent difficilement jouer le rôle de source de K_2O (fig. 108). Ici, ponctuellement, il est possible d'imaginer que cet enrichissement est originel et provient, par exemple, soit de la pollution des sables basaltiques par des argiles, soit d'une augmentation en éléments alcalins due à l'altération sous-marine. Nous avons vu, ci-dessus, que des mélanges plus ou moins intimes se produisent avec des calcaires et des sédiments siliceux.

3 - Conclusions

Les prasinites stratiformes des trois secteurs cartographiés peuvent être groupés en cinq grandes catégories :

1. Des métacoulées de basaltes tholéitiques.
2. Des métasables de basalte non pollués par des sédiments et probablement déposés par des courants de turbidité.
3. Des métasables de basalte, triés et plus ou moins pollués par d'autres composants sédimentaires.
4. Des méta-sables ou micro-brèches de gabbro remaniés et répandus sur le fond marin.
5. On ne peut exclure non plus l'existence probable de métasiltites basiques (Caby et Maurin, 1982) dont la mise en place aurait accompagné celle des coulées.

B - LES SERPENTINITES ET LES TALCSCHISTES

Les schistes lustrés du Queyras sont particulièrement riches en niveaux centimétriques à métriques de composition chimique ultrabasique à basique (serpentinites, talcschistes, chloritoschistes et actinoschistes).

1 - Les serpentinites sont pour la plupart fortement déformées, schistosées et souvent parcourues de veinules de calcite. Lorsque la densité des filonnets est élevée, ces roches prennent l'aspect d'ophicalcites. Ces niveaux contiennent parfois des blocs métriques à plurimétriques de gabbro et sont interstratifiés dans des calcschistes, des prasinites, des marbres, des quartzites. Cette position stratiforme au sein d'un ensemble métasédimentaire témoignant d'influences multiples permet d'envisager que ces niveaux sont eux aussi sédimentaires. Ils résulteraient du dépôt de sables ou silts serpentineux. Cette interprétation est renforcée par les faits suivants :

1. Quelques textures microbréchiques sont encore conservées (vallon du Bouchet, autour de la principale masse de gabbro).
2. Il existe parfois des éléments, de nature étrangère, incorporés dans les serpentinites (blocs de gabbros, fragments de prasinites, niveaux de quartzites...).

3. Une analyse chimique obtenue dans un de ces niveaux (n°20) (fig. 102 et 109) est comparable à celles réalisées sur des serpentinites sédimentaires granuloclassées prélevées dans la fosse de la Romanche (Bonnatti et al 1973).

4. Des observations effectuées par Lockwood au Vénézuéla (1971 a et b) confirment que des sables de serpentinites peuvent se déposer par courant de turbidité. Les affleurements décrits par l'auteur montrent des figures de granoclassement, des stratifications entrecroisées, etc... dans un matériel détritique exclusivement ultrabasique.

5. Des observations réalisées sur le Banc de Gorringe ont mis en évidence un démantèlement et un transport actif des serpentinites (p. 13).

6. Les données bibliographiques sur les zones de fracture et les dorsales (Partie I) rendent compte du développement des épandages actuels et anciens de sables ultrabasiques.

Les variations latérales de faciès (disparition de niveaux serpentineux, chloriteux, etc...) traduisent un dépôt en lentilles allongées (100 à 1000 m), dont la forme est évidemment accentuée par la tectonique. Ce mode de gisement s'accorde probablement avec une mise en place dynamique par décharges monogéniques successives, estompant localement le fond normal de la sédimentation pélagique ou hémipélagique (marbres, calcschistes).

Proposer une origine sédimentaire pour la majorité des lits serpentineux n'exclut pas, *a priori*, que ces roches ne s'injectent ensuite dans quelques contacts anormaux. Un tel enduit serpentineux jalonne par exemple la base de la klippe du Pelvas et le contact φ_2 des métasédiments sur les gabbros de ce massif. Des serpentinites existent également le long de la troncature basale du Bric Bouchet.

Dans le massif de Rocca Bianca, les serpentinites détritiques occupent clairement des sillons individualisés sur le fond océanique. Il s'agit probablement de paléo-chenaux ayant canalisé des sables et des blocs serpentineux. Là encore, les décharges détritiques furent vraisemblablement successives. En effet, on observe localement, interstratifiés dans les serpentinites, des niveaux sédimentaires variés (calcschistes, quartzites, brèches de diabase, etc...).

2 - Les talcschistes et les chloritoschistes plus ou moins serpentineux se rencontrent toujours en association étroite avec les serpentinites. Nous les interprétons comme des niveaux détritiques serpentineux, enrichis notamment en silice et en alumine. Un tel enrichissement a été étudié par Lockwood (1971 a) dans des sédiments ultrabasiques anciens. Cette étude est appliquée par Bonatti (op.cit) à des grès serpentineux de la zone de la Romanche. Ces deux auteurs concluent que la pollution de sables serpentineux par des argiles conduit à les enrichir en silice et alumine. Le diagramme de la figure 109 place trois analyses effectuées, dans les serpentinites et les talcschistes du secteur du Bric Bouchet et dans les grès ophiolitiques de l'Apennin, par rapport aux données de Bonatti (op.cit). Il confirme les faits proposés ci-dessus.

Cette hypothèse d'une origine sédimentaire des niveaux ultrabasiques peut surprendre ceux qui sont habitués à y voir plutôt la trace de contacts anormaux. Elle se place pourtant dans la logique générale de ce travail, fondée sur des observations de terrain et confrontée

FIG. 109 - Position des analyses de roches ultrabasiques dans un diagramme ternaire Al_2O_3 - SiO_2 - MgO . Comparaison avec des analyses effectuées par Bonatti et al. 1973. Noter l'enrichissement en SiO_2 et Al_2O_3 des échantillons sédimentaires par rapport à des serpentinites magmatiques massives. Cet enrichissement est interprété comme le résultat de l'incorporation d'argiles par le matériel détritique serpenteux au cours des processus de transport. Ce phénomène est connu dans les séries anciennes et dans des échantillons subactuels (voir texte). Dans le cas de l'échantillon provenant de l'Apennin, cet enrichissement provient de la présence, à côté des fragments de serpentinites, de pyroxènes, de feldspaths, de chlorites, etc...

- 1 : analyse d'un grès ophiolitique de l'Apennin
- 2 : analyses d'échantillons du vallon du Bouchet (fig. 102).
- 3 : analyse de serpentinites sédimentaires draguées dans la Fosse de la Romanche
- 4 : analyse de serpentinites massives au même dragage.

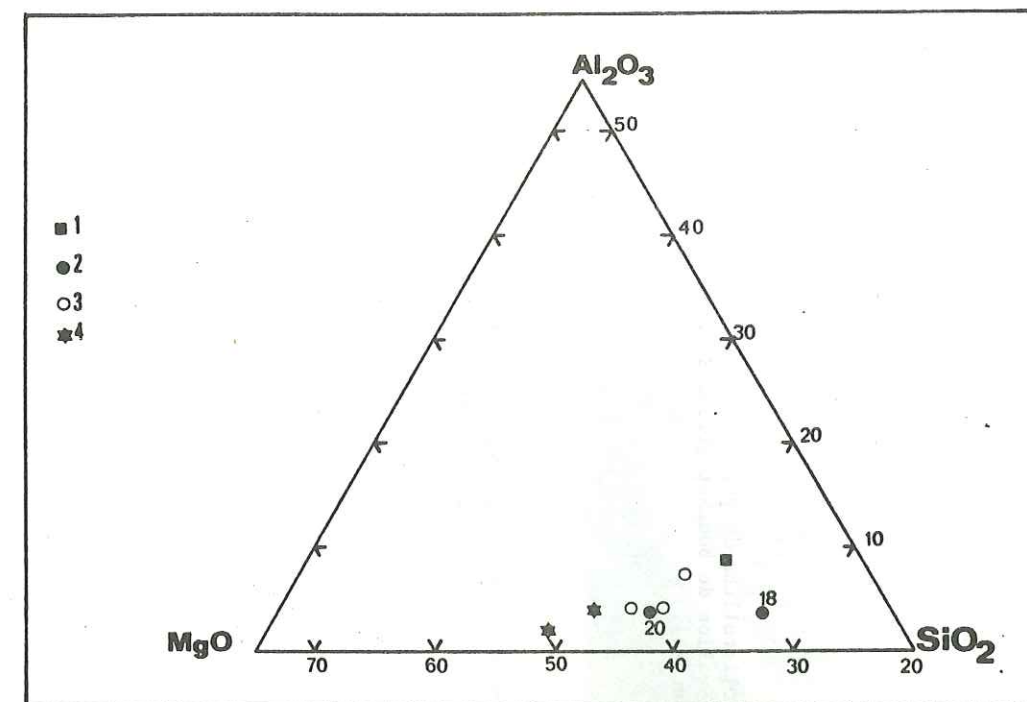


FIG. 109

FIG. 110 - Coupe au-dessus de Bonassola (Apennin Ligure (région du Bracco), sur les flancs du Monte Rossola). Cette figure permet de situer l'échantillon de grès ophiolitique prélevé, dans la série sédimentaire. Cette coupe est décrite dans Elter (1975), dans Barret et Spooner (1977) etc.

- 1 : gabbros et brèches de gabbros (ancien socle océanique)
- 2 : brèches de serpentinites
- 3 : brèche de gabbros à grands diallages
- 4 : grès ophiolitiques
- 5 : brèche de serpentinites
- 6 : grès ophiolitiques rubannés et granuloclassés
- 7 : pillows à ciment chloriteux
- 8 : brèches de gabbros à blocs de brèches serpentineuses
- 9 : grès ophiolitiques granuloclassés
- 10 : schistes de type "Palombini" (Néocomien ?).

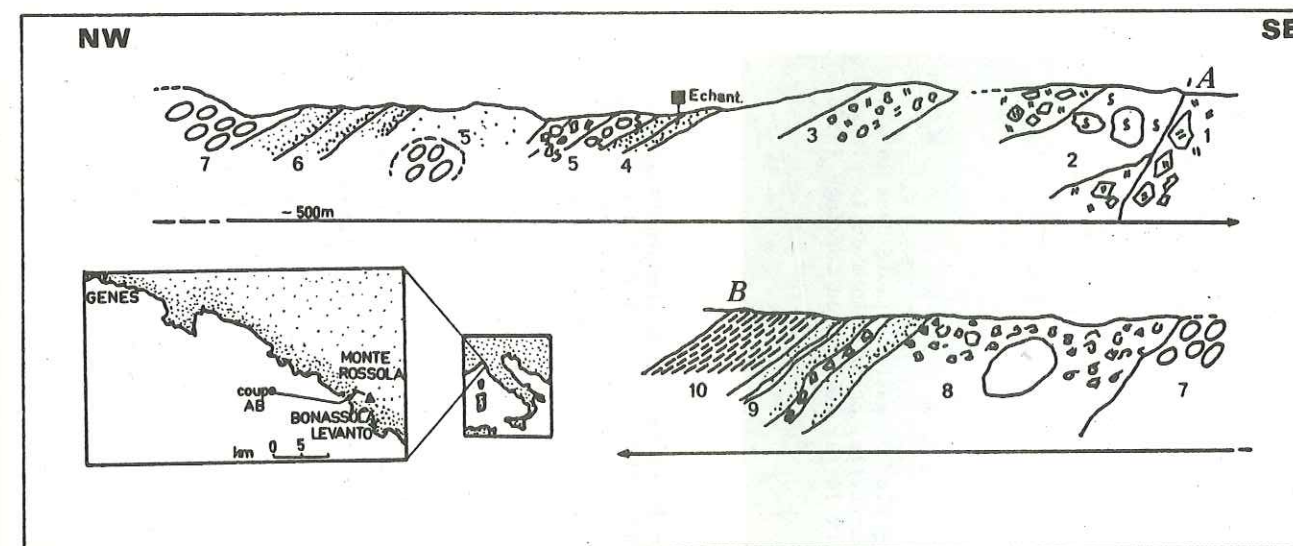


FIG. 110

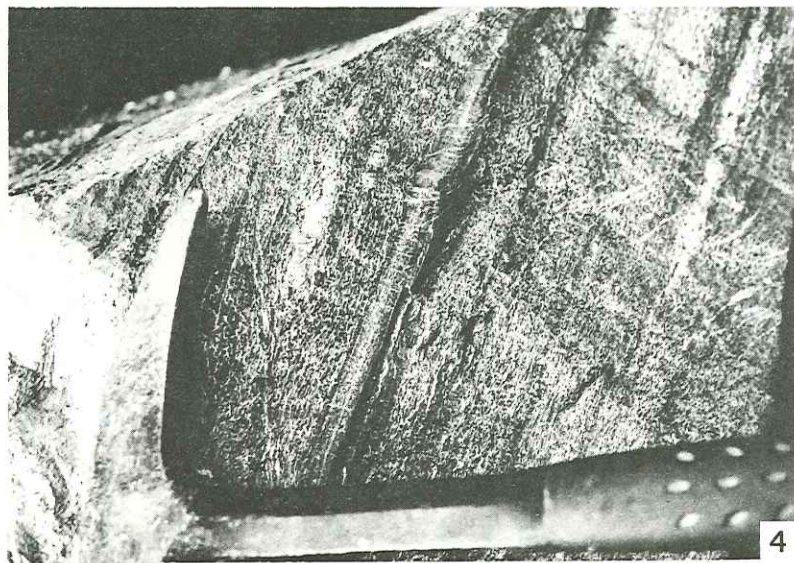
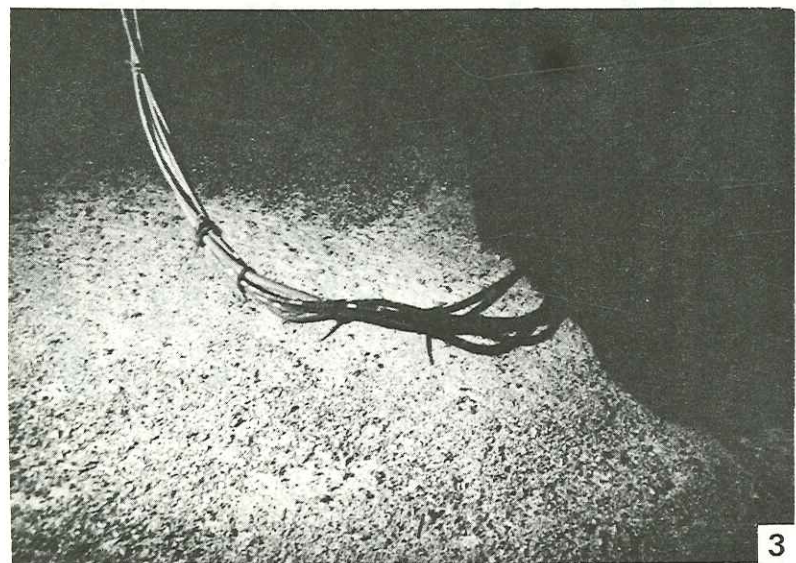
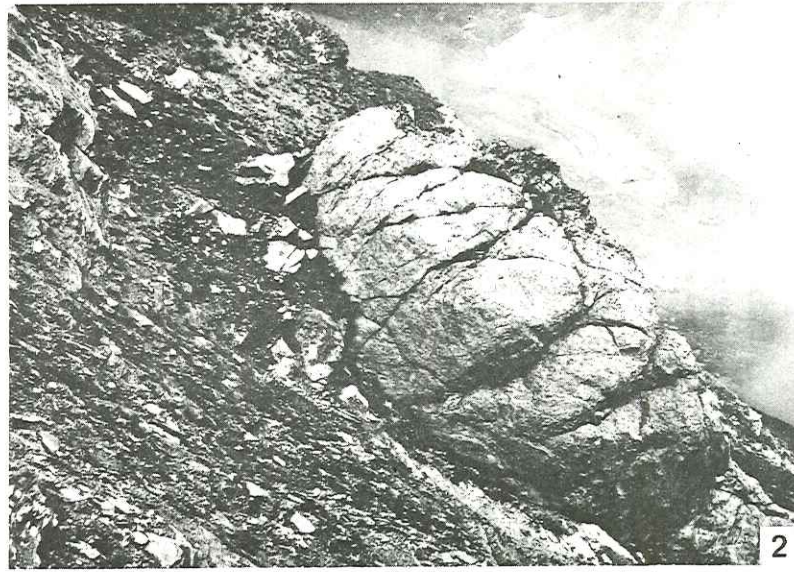
B₁ - Bloc de gabbro. isolé dans la vase actuelle, observé lors de la plongée CY 14 sur le banc de Gorringe (-683 m).

B₂ - Olistolithe de gabbro dans la formation du vallon du Bouchet (flanc E du Bric Bouchet).

B₃ - Rides de sables granuloclassés de gabbros. Les zones plus claires correspondent aux sédiments actuels (plongée CY 14 sur le banc de Gorringe -689 m).

B₄ - Méta-arkose de gabbros. Les éléments détritiques sont répartis dans des lits bien individualisés. Unité du Col de St Véran (secteur de Rocca Bianca).

PLANCHE B: Comparaison entre des observations effectuées sur le Banc de Gorringe et dans les séries supra ophiolitiques du Queyras.



aux réalités sous-marines. Elle permet enfin d'envisager une continuité spatiale importante des séries sédimentaires supra-ophiolitiques.

C - LES BLOCS DE NATURE OPHIOLITIQUE (PLANCHE B)

Les blocs isolés de gabbro, prasinite ou serpentinite enchassés dans les métasédiments (calcschistes le plus souvent) et parfois enduits d'une enveloppe serpentineuse schistosée ont déjà été décrits par Lemoine et Tricart (1979) et Lagabrielle (1981). La plupart sont interprétés comme des olistolithes.

La grande question soulevée par l'observation de ces affleurements est la suivante :

- Ne s'agit-il pas plutôt d'écailles tectoniques de socle océanique, pincées dans les métasédiments et fortement boudinées dans la tectonique alpine ?

Les faits suivants constituent un ensemble d'arguments locaux, ou plus généraux, en faveur d'une origine sédimentaire.

1. Quelques blocs de gabbros ne sont ni déformés, ni disposés en chapelet. Ceci exclut à la fois l'intervention d'un étirement et du boudinage (vallon du Bouchet).

2. Des blocs de toute taille et de nature variée se répartissent dans des horizons *préférentiels* (calcschistes de la série de type Rocca Bianca) ou bien sont concentrés dans des secteurs restreints (coupe Ouest Col Bouchet). Cette distribution spatiale assez ponctuelle laisse penser que les blocs se sont déposés en des endroits précis et lors d'événements sédimentaires localisés dans le temps.

3. Dans la nappe des schistes lustrés, en Haute-Maurienne, des affleurements comparables ont été décrits et interprétés de la même façon (Fudral *et al.*, 1975). Face à des blocs de serpentinite, Michard (1967) envisage qu'il s'agit, parmi d'autres possibilités, d'anciens fragments "détachés d'un volcano-pluton" et répandus sur la vase sous-marine. La présence d'olistolithes de roches ophiolitiques au sein des schistes lustrés fut donc supposée au moins dès 1967.

4. Sur les flancs du Banc de Gorringer, nous avons eu l'occasion d'observer des blocs de gabbro métriques, arrondis, enfouis dans la vase actuelle.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

CHAPITRE III

INTERPRETATIONS GENERALES

PALEO-ENVIRONNEMENT ET TECTONIQUE D'UN SECTEUR DE L'OCEAN PIEMONTAIS

INTRODUCTION

Le caractère océanique du (ou des) bassin(s) de sédimentation des séries de type Bric Bouchet et Pelvas - Rocca Bianca n'est plus à démontrer. La nature du substratum, l'accumulation des produits détritiques ophiolitiques, la présence de coulées de basaltes tholéitiques sont convaincantes.

Cet ancien domaine océanique piémontais (ou liguro-piémontais) a été présenté par de nombreux auteurs comme étant d'extension relativement limitée ; sa largeur n'excédant pas 1000 km (elle pourrait être comprise entre 300 et 800 km, Olivet *et al.*, à paraître) (Dewey *et al.*, 1973 ; Trümpy, 1976 ; Biju-Duval *et al.*, 1977 ; Horvath et Channel, 1977 ; Tapponnier, 1977 ; Frisch, 1979 ; Lemoine, 1980, Bernouilli et Lemoine, 1980).

Les auteurs s'entendent généralement pour placer les premières manifestations de l'ouverture océanique piémontaise au début du Jurassique ce qui correspond à l'époque de l'ouverture de l'Atlantique central (à partir de -180 MA).

Pour de Graciansky *et al.* (1979) et Lemoine (1980), l'ouverture de l'océan liguro-piémontais s'effectue dans le contexte d'un décrochement sénestre provoqué par le déplacement relatif de l'Europe et de l'Afrique (fig. 111). De ce fait, l'océanisation n'a peut-être pas eu les caractères qu'on lui connaît le long des dorsales organisées des grands océans actuels.

Dans ce chapitre, nous décrirons, grâce aux résultats de cette étude, une activité tectonique précoce de ce domaine. Les significations et les conséquences de cette activité seront présentées. Auparavant, quelques faits sédimentologiques généraux demandent à être développés.

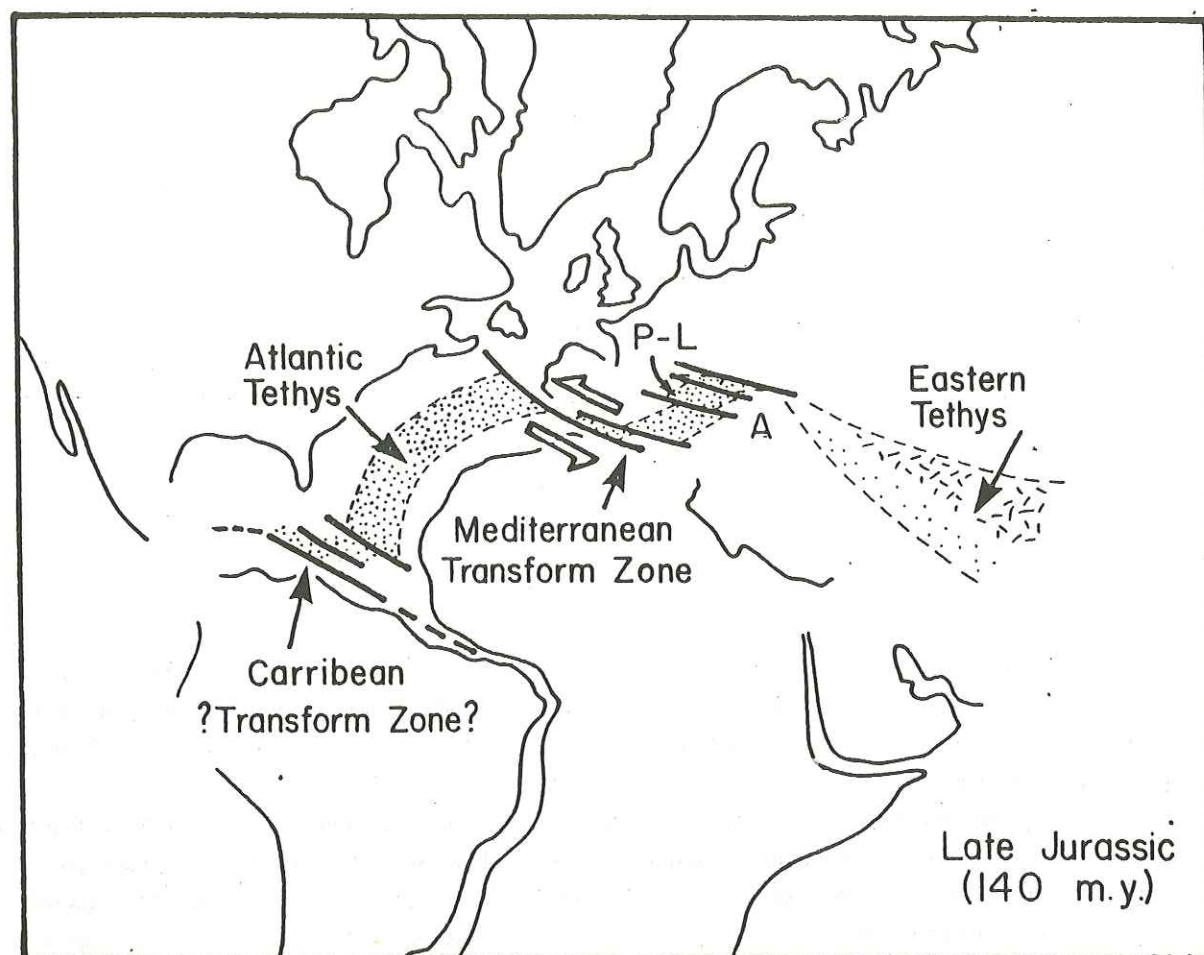


FIG. 111 - Reconstitution palinspatique au Jurassique supérieur (Lemoine, 1980). Le domaine "Liguro piémontais" à croûte océanique (pointillés) apparaît comme un bassin ouvert dans un mouvement transformant sénestre induit par l'expansion Centre-Atlantique (Méga "Rhomb-graben"). Au cours du fonctionnement de ce dispositif, des lanières continentales ont pu être entraînées et avoir jalonné par exemple, des accidents transformants, augmentant ainsi la complexité de détail.

Une telle évolution pourrait créer des bassins indépendants.

P-L: domaine océanique piémontais ligure; A: Apulie.

A - CARACTERES GENERAUX DE LA SEDIMENTATION : DOMAINES PALEO-GEOGRAPHIQUES

1 - La série de type Pelvas - Rocca Bianca

Dans la série de type Pelvas - Rocca Bianca, les premiers sédiments reposant sur le socle océanique composite sont des marbres et très rarement des radiolarites. Les marbres se répartissent comme un manteau homogène et uniforme et semblent sceller des irrégularités du substratum : petites cuvettes emplies de brèches ophiolitiques, fentes dans les gabbros, poches à radiolarites... Cet épisode sédimentaire correspond au dépôt d'une boue carbonatée selon des modalités encore énigmatiques (pluie pélagique, turbidites, etc...). Il convient de remarquer que les marbres sont le plus souvent purs et exempts de matériel détritique continental, ce qui indique une absence des influences des marges avoisinantes. Au sommet des marbres apparaissent parfois des signes précurseurs de la sédimentation ophiolitique détritique (synclinaux des Lacs Blanchet).

L'apparition des calcschistes traduit une modification brutale de l'environnement sédimentaire sur laquelle nous reviendrons (cf p.171).

2 - La série de type Bric Bouchet

Dans le domaine océanique concerné, les séries de type Bric Bouchet occupent une place particulière. Nous avons souligné leur originalité (cf p. 97 et p.137). Les intercalations répétées de quartzites verts phylliteux, l'abondance des niveaux quartzeux dans les marbres et le caractère gréseux des calcschistes indiquent vraisemblablement une influence continentale terrigène. D'un autre côté, la répétition des niveaux ophiolitiques (serpentinites...) et des coulées basaltiques témoigne d'une affinité océanique. En définitive, trois composantes (terrigène, "ophiolitique" et pélagique) ont régi la sédimentation. Pour en rendre compte, il convient de replacer la série de type Bric Bouchet dans un cadre paléogéographique adapté, par exemple : entre la pente continentale, source de matériel détritique, et au bas d'un édifice intraocéanique complexe où affleurerait des gabbros, des serpentinites et des basaltes. Cette position expliquerait convenablement l'interstratification fine de produits provenant du démantèlement de roches du cortège ophiolitique avec des termes pélagiques, hémipélagiques voire terrigènes, ainsi que l'existence d'horizons mixtes (schistes prasinitiques, chloritoschistes, talcschistes, etc...).

3 - Esquisse paléogéographique

Il convient également de placer les autres séries rencontrées dans le modèle général esquissé (fig. 112).

La série de type Pelvas - Rocca Bianca, déposée directement sur les ophiolites, formerait la couverture d'un édifice intraocéanique du type décrit ci-dessus. En ce sens, elle appartient à un autre domaine que la série de type Bric Bouchet.

La formation des calcschistes de Valpreveyre fait partie d'une série encore imparfaitement analysée, mais qui semble caractérisée par l'absence d'ophiolites. Cette série, qui reste à mieux connaître, pourrait s'être déposée *au-dessus* ou *à côté* de la série de type Bric Bouchet. Dans le premier cas, elle serait intermédiaire entre la série de la Roche des Clots déposée sur le substratum continental et la série de type Bric Bouchet déposée sur substratum océanique. C'est cette position qu'elle occupe à titre totalement hypothétique dans la fig. 112.

B - LE DETRITISME OPHIOLITIQUE : IMPORTANCE ET IMPLICATIONS

1 - Le matériel détritique ophiolitique : témoin d'une morphologie accidentée

Les deux chapitres précédents ont mis en avant le rôle important pris par la composante ophiolitique dans les processus sédimentaires se déroulant au toit du socle océanique. Des fragments (blocs, sables...) de roches provenant de la croûte et probablement du manteau océanique (1) se rencontrent à certains niveaux des séries sédimentaires supraophiolitiques étudiées.

C'est un premier acquis. Il conduit à rechercher ensuite la source du matériel sédimenté.

Les observations réalisées sur le Banc de Gorringe confirment que, d'un point de vue uniquement morphologique, le démantèlement et le transport sous-marin de roches ophiolitiques sont liés respectivement :

1. à la présence de falaises (leur développement conditionne le volume total des détritiques),
2. à l'existence de pentes plus ou moins fortes (5 à 40°).

Nous pensons que ces conditions pouvaient être réunies dans le paléo-océan piémontais.

Cette topographie mouvementée expliquerait également : 1) l'existence des sillons des Lacs Blanchet et l'absence des marbres sur leur rebord occidental, 2) le dépôt localisé (dans un petit bassin ?) des olistolithes de la coupe Ouest Col Bouchet et 3) les variations rapides de faciès de la série de type Bric Bouchet.

Le caractère souvent monogénique des niveaux de brèches ophiolitiques suppose, comme nous l'avons remarqué sur le Banc de Gorringe, une relative proximité de l'escarpement nourricier (voir aussi Lemoine, 1967). Mais il est probable que des transports rapides et massifs de matériel monogénique eurent lieu sur des distances pluri-kilométriques, le long des pentes interrompues par des escarpements. Il suffit, pour que le matériel reste monogénique, que les escarpements rencontrés par l'écoulement soit de nature identique à celui-ci.

(1) Comme nous l'avons vu dans la première partie, les serpentinites qui affleurent actuellement sur le fond des océans sont issues de niveaux profonds de la croûte (cumulats) mais également du manteau supérieur. Cette dualité d'origine peut être transposée a priori aux temps anciens.

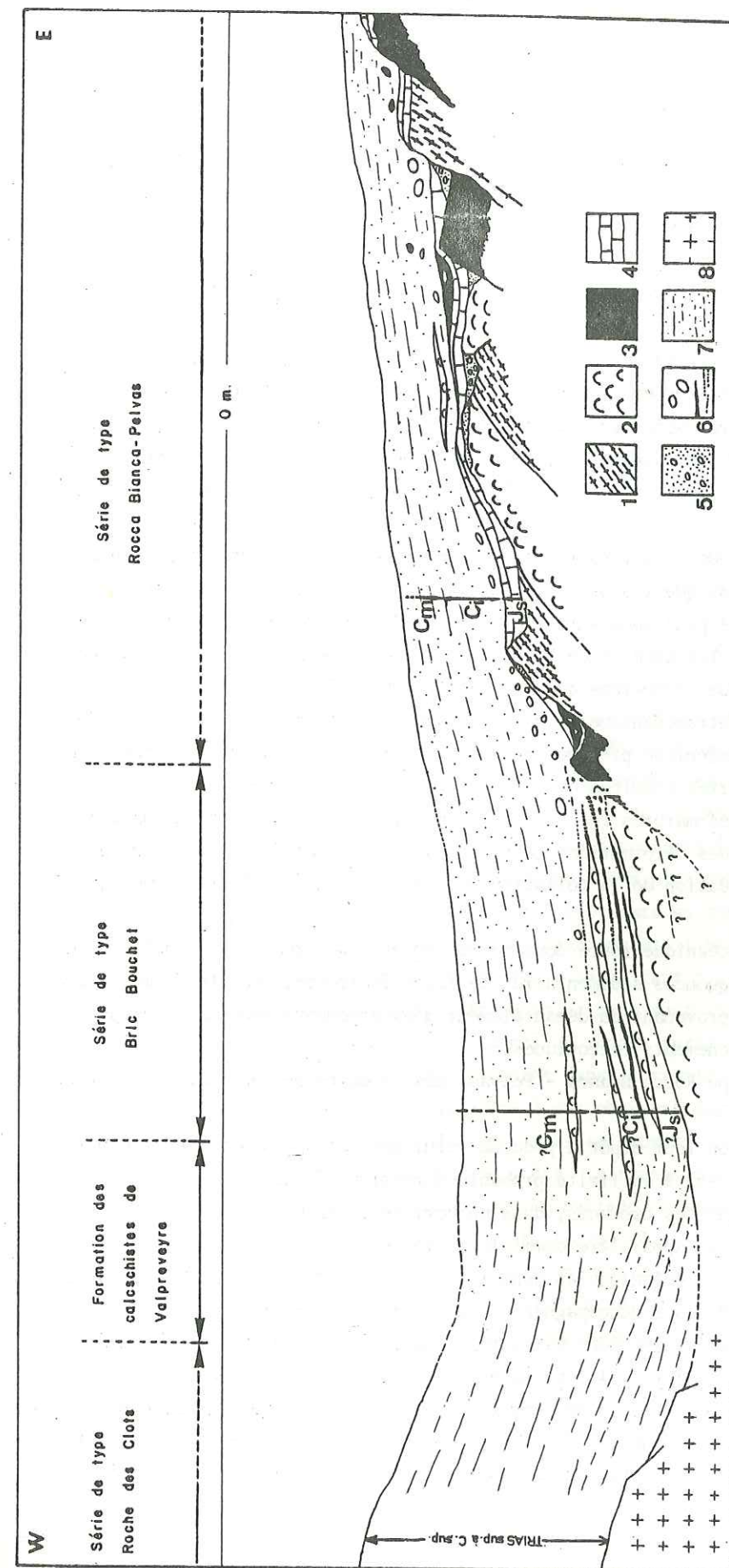


FIG. 112 - Tentative de reconstitution paléogéographique. Les âges attribués sont des âges probables. La géométrie des accidents océaniques est hypothétique (échelle horizontale : quelques centaines de kilomètres (?). Exagération verticale importante). Pour les séries de type Bric Bouchet, les âges donnés sont valables dans l'hypothèse où les prasinites de la base de la série représentent l'ancienne croûte océanique.

1. Gabbros foliés
2. Pillows, coulées
3. Périodites serpentinisées (panneaux de manteau supérieur ou fragment de succession cumulitique)
4. Marbres du Jurassique supérieur supposé.
5. Brèches ophiolitiques infra-marbres. Ces brèches sont le plus souvent monogéniques.
6. Blocs et niveaux détritiques de matériel ophiolitique.
7. Calcschistes
8. Socle de la marge continentale.

La morphologie accidentée que devaient présenter les zones océaniques étudiées ici est vraisemblablement le reflet de phénomènes tectoniques comparables à ceux décrits à propos du Banc de Gorringe, des zones de fracture ou des domaines de dorsale. D'autres faits le confirment, nous les présentons ci-dessous.

2 - Le matériel détritique ophiolitique : témoin d'une tectonique océanique

L'existence de mouvements tectoniques affectant le socle océanique vient d'être envisagée sur la base de considérations morphologiques et par référence à l'Actuel. Mais elle est avant tout suggérée par notre cartographie, révélant sur l'ancien fond océanique, l'affleurement de *roches de la croûte et du manteau*. Cette association de matériel appartenant à des niveaux différents de l'écorce terrestre suggère l'intervention précoce de processus tectoniques majeurs.

C'est à Rocca Bianca que la diversité des roches composant la croûte océanique est le mieux exprimée. C'est là aussi que les produits détritiques issus de son démantèlement sont à la fois les plus variés et les plus abondants (cf p. 136). On peut se demander si le contact entre les brèches de pillows et les gabbros de Rocca Bianca, souligné par des serpentinites schisteuses, n'est pas tectonique. Rappelons que ce contact est scellé par les marbres du Malm, il date donc un épisode intraocéanique. Les mêmes marbres reposent sur des brèches de nature variée, au caractère monogénique presque constant, témoignant de la présence ancienne de falaises de gabbros, de basaltes (coulées massives, pillows) et de serpentinites.

Au Pelvas d'Abries, les marbres reposent sur des gabbros foliés. Cette situation donne un aperçu de l'intensité des déformations tectoniques ayant affecté le substratum avant le dépôt des futurs marbres (création de la foliation des gabbros, mise à l'affleurement, basculement, etc...).

La paléo-tectonique océanique reste donc profondément inscrite dans le socle. Elle s'exprime également dans les séquences sédimentaires de façon indirecte, sous la forme de produits clastiques ophiolitiques provenant du démantèlement d'escarpements sous-marins apparus très probablement au cours d'événements tectoniques.

Dans les séries de type Rocca Bianca - Pelvas, ces produits se rencontrent à des niveaux précis :

1. au toit du socle, où leur dépôt a précédé celui des calcaires attribués au Malm,
2. au-dessus des marbres, à la limite probable Jurassique-Crétacé,
3. au sein des calcschistes crétacés, dans un horizon continu (cf p. 136).

Cette disposition semble apparaître comme le reflet d'une succession d'épisodes tectoniques qui ont affecté le bassin océanique et dont les modalités seront examinées ci-après.

Les deux premiers épisodes s'accompagnent d'un détritisme ophiolitique qui précède le dépôt de sédiments bien caractérisés : des calcaires fins probablement pélagiques ou des radiolarites, puis les futurs calcschistes. Il est important de noter qu'à la limite marbres - calcschistes, où se place le second épisode de détritisme ophiolitique, une évolution paléogéographique est indiquée par le changement des faciès sédimentaires. Le développement des calcschistes (apparition des argiles, augmentation du taux des quartz détritiques...) traduit l'ou-

verture des aires de sédimentation vers des influences plus variées, notamment celles des marges continentales. Durant le même temps, l'apport océanique autochtone persiste. Localement, il prend la forme de produits détritiques variés (talcshistes, blocs ophiolitiques...). Cette mise en jeu, dès la limite Jurassique-Crétacé, de sources plus diversifiées s'exprimant simultanément correspond à une modification importante de l'environnement, de la forme, et probablement de la bathymétrie du secteur océanique concerné. Elle correspond en tout cas à un renouveau de l'activité tectonique succédant à une phase de repos durant laquelle se sont déposés les calcaires attribués au Malm. Les modalités et les significations de ces activités tectoniques successives, espacées dans le temps, doivent être discutées.

Auparavant, remarquons que l'expression simultanée des influences détritiques océaniques et continentales pourrait être l'indice de l'exiguité du bassin. Pourtant, nous avons vu, dans la première partie, que du matériel détritique d'origine continentale peut s'avancer jusque sur les flancs des dorsales des grands océans du type Atlantique. Finalement, le mélange d'influences qui caractérise les calcschistes crétacés des séries étudiées, ne semble pas constituer un bon marqueur de l'extension du paléodomaine océanique. Rappelons toutefois que de nombreux auteurs s'accordent pour proposer une largeur n'excédant pas 1000 km (cf p. 165).

Cette extension limitée, très probable, de l'Océan piémontais, empêche *a priori* toute comparaison avec les domaines actuels tels que les océans Atlantique, Pacifique et Indien. La recherche de la signification ancienne des phases tectoniques intraocéaniques successives par confrontation avec des situations océaniques actuelles se heurte ainsi à des difficultés liées aux échelles de comparaison. Une autre difficulté réside dans le manque de connaissances relatives à l'organisation primitive de l'Océan piémontais. On sait que des bassins océaniques restreints présentent parfois des structures bien organisées : rifts, failles transformantes (cf p. 42). Le contexte géodynamique le plus probable (cf p. 165) place l'Océan piémontais dans une ambiance globalement transformante au cours du Jurassique - Crétacé inférieur. On peut alors envisager que le secteur océanique était haché par des zones de transformation, et que la zone d'accrétion océanique était de ce fait plus ou moins disséquée.

De nombreux secteurs océaniques actuels sont susceptibles de présenter des paysages accidentés où existent des affleurements de roches variées nourrissant un détritisme ophiolitique abondant. Ces secteurs sont présentés dans la première partie. Parmi ceux-ci, un seul, le Banc de Gorringe, nous est connu grâce à des observations effectuées à des échelles comparables à celles utilisées sur le terrain (plongées en submersible). C'est là aussi qu'une histoire tectonique intraocéanique polyphasée a été clairement mise en évidence : repos en discordance de marnes vertes du barrémo-aptien sur du manteau océanique, repos de craie attribuée à l'oligomiocène sur des termes crustaux et mantelliques variés (Le Lann, 1979), repos de vase actuelle sur des gabbros, des pillows, des serpentinites, du volcanisme alcalin, des conglomérats polygéniques, etc... (groupe CYAGOR II, 1982). Cette succession d'épisodes tectoniques, restés inscrits dans la structure du Banc, est la conséquence d'une histoire géologique complexe rappelée dans la première partie (p. 5).

Ce massif peut donc fournir une bonne image du substratum océanique tel qu'il se présentait tout au long de la sédimentation des séries décrites. Toutefois, les contextes dynamiques dans lesquels s'est effectuée sa structuration ne sont pas transposables d'emblée au

secteur de l'Océan piémontais considéré ici. Plusieurs causes peuvent en effet produire les mêmes effets morphologiques et sédimentologiques (escarpements, activité sismique intensifiant le démantèlement, libération de blocs, cailloutis et sables ophiolitiques, etc...). La mise en évidence de ce phénomène de convergence est un des principaux résultats de la première partie. Aussi paraît-il important de considérer tous les contextes géodynamiques possibles ayant pu créer, au cours d'une histoire polyphasée, les cadres successifs du dépôt des termes des séries de type Rocca Bianca - Pelvas.

Toutefois, il est possible d'affirmer dès à présent que ces séries ne se sont pas déposées dans un environnement de type zone d'accrétion. Ces secteurs sont en effet caractérisés par de grandes épaisseurs de coulées basaltiques entre lesquelles s'intercalent de minces lits sédimentaires et des niveaux détritiques ophiolitiques (cf p. 36). Ce type de séquence n'a pas été rencontré dans le Queyras.

A ce stade de la réflexion, il est utile de faire appel à des observations réalisées dans d'autres secteurs de l'arc alpin et de considérer les interprétations qu'elles ont suscitées. Ce bilan nous permettra de proposer à l'échelle de la chaîne occidentale, trois modèles d'évolution intraocéanique distincts, que des résultats postérieurs permettront de confirmer ou d'infirmer. Dans ces modèles, les épisodes tectoniques intraocéaniques successifs déduits de nos observations prennent des significations variées qui seront ensuite discutées.

C - SIGNIFICATIONS DES TECTONIQUES INTRAOCEANQUES SUCCESSIVES : DISCUSSION

Des faits comparables à ceux décrits dans les chapitres précédents ont été rapportés par Fudral *et al.* (1975) et Robert (1979) en Haute-Maurienne, Ohnenstetter (1979) en Corse, et de nombreux auteurs dans l'Apennin ligure (Abbate, 1969 ; Elter, 1975 ; Barret et Spooner, 1977 ; Gianelli, 1977 ; Cortesogno *et al.*, 1978 ; Marini et Terranova, 1979).

Ces faits ont permis de proposer l'existence de liens entre la sédimentation ophiolitique et les tectoniques intraocéaniques. Deux grandes familles d'interprétations peuvent être présentées :

1 - La première propose une tectonisation en compression du domaine océanique piémontais débutant dès le Jurassique. Cet épisode correspondrait à la progression d'une nappe ophiolitique (Ricou, 1977) ou à un écaillage précoce du socle océanique (étape paléo-tectonique, Fudral *et al.* (1975) à l'image de ce qui se produisait à la même époque dans les Alpes orientales : Hellenides (Mercier, 1966), Dinarides (Blanchet, 1975), etc...).

2 - La deuxième propose une activité tectonique "in situ" de l'océan en cours d'expansion durant le Jurassique - Crétacé inférieur. Les sièges de ces manifestations peuvent être des zones de fracture (Cortesogno *et al.*, 1978 ; Lemoine et Tricart, 1979 ; Ohnenstetter, 1980 ; Lemoine, 1980 etc...) ou une dorsale de type ride medio-atlantique (Barret et Spooner, 1977).

Ces deux interprétations contradictoires ne mettent pas en relief le caractère polyphasé de la tectonique intraocéanique observée ici. Pour tenir compte à la fois de nos résultats (caractère polyphasé de la tectonique) et des interprétations énoncées ci-dessus, nous

proposons le tableau synthétique de la fig. 113 dans lequel trois évolutions possibles ont été envisagées ; elles peuvent être regroupées dans la succession chronologique suivante :

- a) Apparition de la croûte océanique au Jurassique inférieur et moyen ;
- b) Charriage ophiolitique (B_1) ou tectonique "in situ" liée à l'expansion (B_2) au cours du Jurassique supérieur (précède le dépôt des marbres) ;
- c) Poursuite du charriage ophiolitique (C_1) ou approfondissement du bassin et poursuite de la tectonique globalement extensive (C_2) ou premières manifestations d'épisodes compressifs (C_3) au début du Crétacé puis pendant le dépôt des calcschistes.
- d) Charriage du substratum ophiolitique et des séries sédimentaires restées adhérentes sur la marge continentale au Crétacé supérieur (le problème du flysch à Helminthoïdes n'a pas été envisagé).

Dans l'ensemble des événements proposés, quelques situations seulement répondent aux observations du terrain concernant notamment le détritisme ophiolitique ; il s'agit de celles faisant intervenir le moins de déplacements horizontaux. En effet, plusieurs caractères nous permettent de proposer que, là où nous les avons observées, les manifestations détritiques ophiolitiques ne provenaient pas du démantèlement au front de vastes chevauchements océaniques :

1. Le matériel détritique ophiolitique anté-marbres est réparti dans des secteurs restreints et ne constitue pas un enduit continu sur le substratum océanique. Il est le plus souvent monogénique, ce qui traduit une absence de mélange et milite en faveur d'une alimentation locale. Des constatations analogues sont contenues dans Lagabriele *et al.* (1982), Tricart, Bourbon et Lagabriele (en prép.), de Wever et Caby (1981). Les observations convergent pour faire état d'une activité tectonique intraocéanique "anté-marbre" généralisée, affectant donc l'ensemble du domaine mais ne conduisant pas à la genèse de nappes ophiolitiques. Cette activité pourrait être contemporaine de l'accroissement du domaine océanique, ce qui n'exclut pas qu'elle soit localement à l'origine de manifestations compressives.

2. L'épisode tectonique succédant au dépôt des calcaires du Jurassique supérieur ne donne pas naissance à un véritable complexe à blocs d'extension régionale, comme on pourrait s'y attendre dans le cas de la progression d'une nappe ophiolitique. Le matériel détritique apparaît en effet concentré au voisinage du substratum océanique, le plus souvent dans des poches de dimensions limitées ou sous forme de blocs isolés. Aussi à la limite Jurassique - Crétacé, l'épisode tectonique apparaît-il comme une réactivation d'accidents plus anciens, ou comme la création de nouveaux accidents mettant parfois à nu un substratum ophiolitique qui libère des détritiques dispersés aux alentours. C'est cette situation qui est représentée sur la fig. 112. Remarquons néanmoins que cette activité peut être l'écho lointain d'une phase compressive mettant en jeu, dans des zones plus internes le déplacement, au cours du Crétacé inférieur, d'une nappe ophiolitique qui n'aurait gagné les régions étudiées que durant le Crétacé supérieur. Il serait logique dans ce cas, de retrouver plus à l'Est, un véritable complexe à blocs témoignant de la progression de cette nappe.

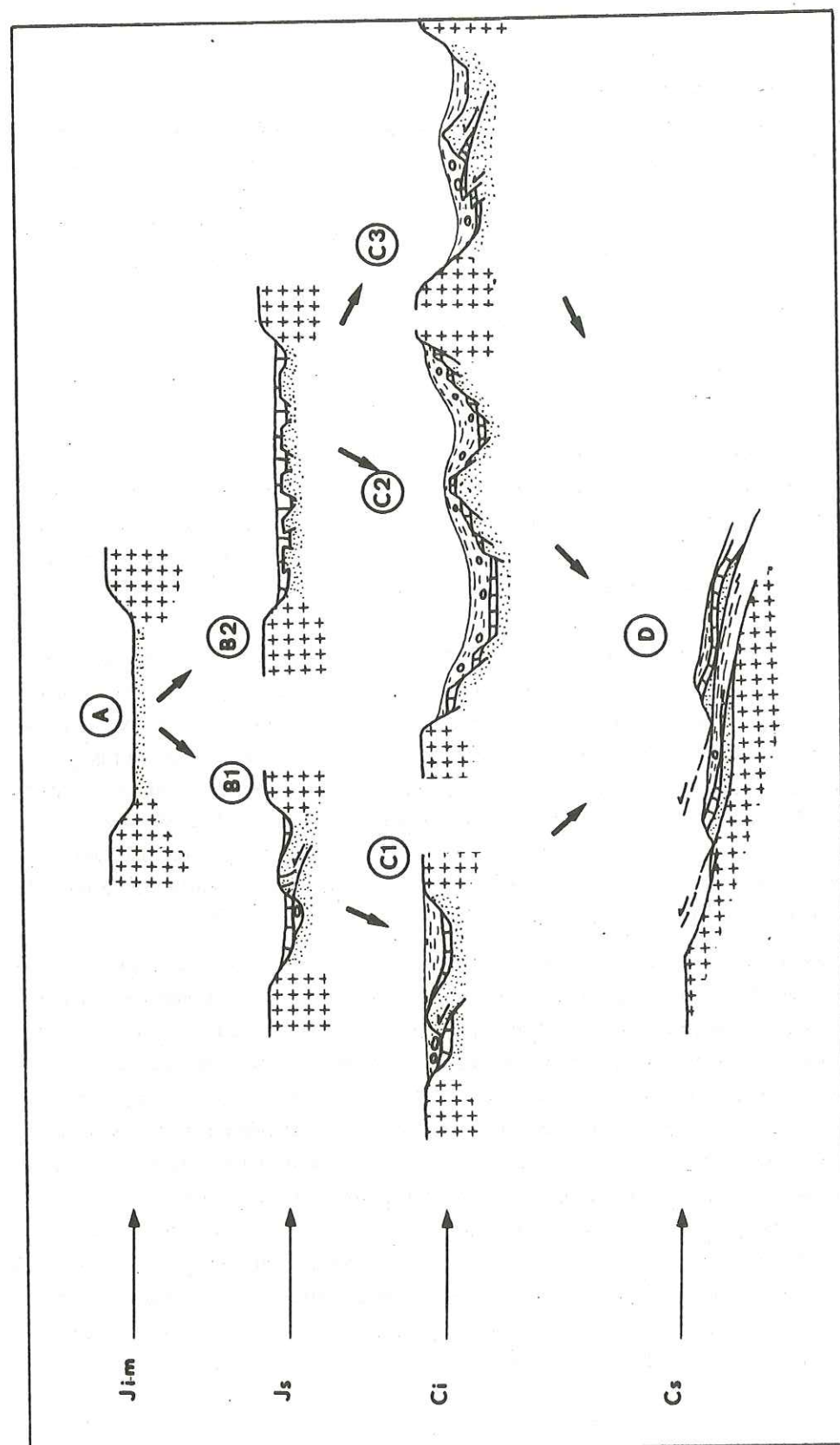


FIG. 113 - Cas possibles très schématisés de l'évolution du domaine piémontais à croûte océanique (pointillés).
 Jim : Jurassique inférieur et moyen ; Js : Jurassique supérieur ; Ci : Crétacé inférieur ; Cs : Crétacé supérieur. A l'issue de ce travail le choix porte sur les cas B2, puis C2 ou C3 (voir justifications et discussions dans le texte).

L'activité tectonique qui se manifeste dès le Crétacé inférieur et se poursuit ensuite durant la sédimentation des calcschistes, coïncide, comme nous l'avons remarqué, avec une révolution paléogéographique dont un approfondissement des aires de sédimentation rendrait compte aisément. Ce n'est évidemment pas la seule possibilité, aussi, ce dernier épisode peut-il correspondre : soit à la manifestation d'une tectonique compressive lointaine gagnant peu à peu l'ensemble du bassin, soit à un approfondissement progressif de celui-ci par un jeu répété de failles normales (fig. 113 C₂ et C₃).

Dans un environnement apparemment si complexe, on comprendra qu'il est difficile d'établir des comparaisons actualistes avec un seul type de structure intraocéanique. Cependant, un massif tel que le Banc de Gorringe, d'une part, parce qu'il est situé dans une région complexe, qui a été une limite transformante, et d'autre part parce qu'il apparaît comme un édifice polystructuré, peut servir de tremplin à une confrontation avec l'océan piémontais, qui, par certains aspects, s'est révélée fructueuse.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Ce travail a permis d'aborder et de visualiser, à l'aide de méthodes variées, l'histoire de trois massifs ophiolitiques alpins, depuis leur mise à l'affleurement au fond de l'océan jusqu'aux derniers événements tectoniques et métamorphiques qui ont suivi leur charriage sur la marge continentale.

Le substratum océanique de l'océan piémontais subit avant le Jurassique supérieur et durant le Crétacé inférieur au moins deux tectoniques superposées contemporaines ou postérieures à l'accrétion. Ces tectoniques précoces se sont succédées, sur le fond même de l'Océan, comme en témoignent les conséquences sédimentaires, observées et analysées dans les terrains qui forment la couverture originelle des massifs considérés. Ces épisodes ont précédé le charriage syn-ou anté-schisteux des ophiolites sur la marge continentale. L'analyse tectonique et stratigraphique permet d'envisager que ce charriage concerne des unités à substratum ophiolitique et couverture sédimentaire adhérente, initialement assez minces. Cette disposition a conditionné l'expression ultérieure d'au moins deux déformations synschisteuses d'un style bien caractérisé, en plis kilométriques couchés, isoclinaux, dont les charnières ont été plus ou moins isolées au cours d'étirements contemporains des plissements.

Ces résultats nouveaux n'ont pu être établis qu'en suivant une démarche de recherche originale, puisqu'il s'agit d'une confrontation permanente entre les observations de terrain et des phénomènes sous-marins, océaniques, anciens ou actuels.

Une plongée sur le Banc de Gorringe a ainsi apporté de nombreuses réponses à des interrogations soulevées par l'examen d'affleurements d'ophiolites dans les chaînes. Fort des premiers résultats positifs de ce test, nous avons étendu la méthode. En rassemblant par exemple les données des forages, des dragages, etc., on s'est assuré qu'un grand nombre de nos interprétations proposées à l'issue des observations de terrain s'appuyaient sur des phénomènes ou des situations réels, largement représentés dans les océans actuels. De plus, l'observation directe par submersible de processus actuels a fait naître des idées que le travail de terrain, seul, n'aurait jamais permis de dégager.

Cette démarche crée donc des ouvertures nouvelles en élargissant le champ des "cas possibles" dans la recherche de modèles et en mettant l'accent sur la complexité des faits dans l'Océan actuel, complexité que devaient également présenter les domaines océaniques anciens.

La première application de cette démarche a été la mise en évidence, dans le domaine piémontais, de tectoniques océaniques précoces dont les conséquences sédimentaires n'ont pu être correctement analysées que par référence aux phénomènes sous-marins actuels. L'examen et le bilan systématiques des situations océaniques d'aujourd'hui, conduisent à proposer un ensemble de contextes géodynamiques à l'intérieur desquels ces phénomènes tectono-sédimentaires anciens auraient pu voir le jour. Quelques particularités qui restent inscrites dans les séries métasédimentaires étudiées font préférer, à l'image de ce que l'on connaît actuellement, un environnement de type massif intra-océanique anormal (Banc de Gorringer) ou de type zone de fracture, comme cadre des dépôts.

On doit s'attendre à ce que, par des moyens et des méthodes similaires, les modalités et les contextes généraux de ces tectoniques intraocéaniques superposées puissent être encore mieux caractérisés.

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES MATIERES

Liste des figures, planches et tableaux

BIBLIOGRAPHIE

- ABBATE, E., 1969 .- Geologia delle Cinque Terre e dell' entraterra di Levante (Liguria occidentale). *Mém. Soc. géol. Ital.*, 8, 923-1014.
- ANDEL, T.J.H. Van & KOMAR, P.D., 1969 .- Ponded sediments of the Mid Atlantic Ridge between 22° and 23° North latitude. *Bull. géol. Soc. Am.*, 80, 1163-1190.
- ANDEL, T.J.H. Van, REA, D.K., Von HERZEN, R.P. & HOSKINS, H., 1973 .- Ascension fracture zone. Ascension Island and the Mid-Atlantic Ridge. *Bull. géol. Soc. Am.*, 84, 825-840.
- AUZENDE, J.M., CHARVET, J., LE LANN, A., LE PICHON, X., MONTEIRO, J., NICOLAS, A., OLIVET, J.L. & RIBEIRO, A., 1979 .- Le Banc de Gorringe : résultats de la campagne CYAGOR (Août 1977). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 21-5, 545-556.
- BARRET, T.J. & SPOONER, E.T.C., 1977 .- Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the East Ligurian Apennines, Italy. A comparison with observations from rifted oceanic ridges. *Earth. Plan. Sci. Letters*, 35, 79-91.
- BEARTH, P., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., NERVO, R. & POLINO, R., 1975 .- Structures de cumulat dans les ophiolites du Pelvas (Alpes franco-italiennes). Confirmation d'une origine océanique. *Pétrologie*, t. I, 3, 237-242.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D. & OHNENSTETTER, M., 1979 .- Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites. Application to some ophiolites. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 16, 1874-1882.
- BERNOUILLI, D. & LEMOINE, M., 1980 .- Birth and early evolution of the Théthys : the overall situation. In Colloque C5 : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, XXVIème Cong. géol. intern., Paris, 1980. *Mém. B.R.G.M.*, 167-179.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X., 1977 .- From the Téthys ocean to the Mediterranean seas ; a plate tectonic model of the evolution of the western alpin system. In *Structural history of the Mediterranean basins*, Split, éd. Technip, 143-164.
- BLANCHET, R., 1975 .- De l'Adriatique au Bassin Pannonique : essai d'un modèle de chaîne alpine. *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 172 p.
- BLANCHET, R., 1977 .- Bassins marginaux et Tethys alpine : de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinarides. *Intern. Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins*, Split (Yougoslavia) (25-29 oct. 1976 ; B. BIJU-DUVAL & L. MONTADERT, eds.), éd s. Technip, Paris, 47-72.
- BLANCHET, R., HUSSONG, D., UYEDA, S. et l'équipe scientifique du Leg 60, 1979 .- Un profil complet d'une marge active de l'Ouest Pacifique : le système des Mariannes, Leg 60 (D.S.D.P.). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 21, 5, 529-532.
- BLANCHET, R., 1980 .- Tectonique sur la marge active des Mariannes, dans le Pacifique occidental. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, p. 182-185.
- BOCQUET, J., 1974 .- Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse Doct. d'Etat*, Grenoble.

- BONATTI, E., 1968 .- Ultramafic Rocks from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 219, 363-364.
- BONATTI, E., HONNOREZ, J. & FERRARA, G., 1971 .- Peridotite - gabbro - basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 268, 385-402.
- BONATTI, E., HONNOREZ, J., GARTNER, S.J.R., 1973 .- Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43, 3, 728-735.
- BONATTI, E., EMILIANI, C., FERRARA, G., HONNOREZ, J. & RYDELL, H., 1974 .- Ultramafic carbonate breccias from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Marine geology*, 16, 83-102.
- BONATTI, E., 1978 .- Vertical tectonism in Oceanic fracture zones. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 37, 369-379.
- BOUGAULT, J., 1980 .- Contribution des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. *Thèse Doct. d'Etat*, Brest.
- BOURBON, M., CARON, J.M., LEMOINE, M. & TRICART, P., 1979 .- Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes) : nouvelles interprétations et conséquences géodynamiques. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, 180-182.
- BOURGEOIS, J., 1978 .- Volcanism - Submarine Products. In *The Encyclopedia of Sedimentology*, FAIRBRIDGE, R.W. & BOURGEOIS, J., ed., 858-861.
- CABY, R. & MAURIN, J.C., 1982 .- Sur l'importance du magmatisme crétacé dans la zone piémontaise. *IXème Réunion. ann. Sci. Terre*, Paris.
- CARON, J.M., SCHUMACHER, F. & TRICART, P., 1973 .- Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, 26, 245-258.
- CARON, J.M., 1977 .- Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Sci. géol., Mém.*, Strasbourg, 48, 326 p.
- CARON, J.M., 1979 .- Relations entre métamorphisme et déformation dans les Alpes cottiennes. *Eclogae geol. Helv.*, 72, 497-507.
- CHAMLEY, H. et l'équipe scientifique du Leg 58, 1979 .- Volcanisme et sédimentation cénozoïques dans le Nord de la Mer des Philippines (Leg 58, D.S.D.P.). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 21, 5, 519-523.
- CHOTIN, P. et l'équipe scientifique du Leg 59, 1979 .- Le système d'arc insulaire des Marianes : résultats du Leg 59, D.S.D.P. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 21, 5, 525-528.
- CHOUKROUNE, P., FRANCHETEAU, J. & LE PICHON, X., 1978 .- In situ structural observations along Transform Fault A in the FAMOUS area, Mid Atlantic Ridge. *Bull. géol. Soc. Am.*, 89, 1013-1029.
- CORTESOGNO, L., ERNST, W.G., GALLI, M., MESSIGA, B., PEDEMONTE, G.M. & PICCARDO, B., 1977 .- Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinite, gruppo di Voltri, Ligurian Alps. *Journal of Geology*, vol. 85, 255-277.
- CORTESOGNO, L., GALBIATI, B., PRINCIPI, G. & VENTURELLI, G., 1978 .- La breccia ofiolitica della Liguria orientale : nuovi dati e discussione sui modelli paleogeografici. *Ofioliti*, 3, 99-160.
- DAL PIAZ, G.V., 1971 .- Alcune considerazioni sulla genesi delle ofioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati. *Boll. Ass. Miner. Subalpina*, 8, 24 p.
- DAMUTH, J.E., 1977 .- Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. *Bull. géol. Soc. Am.*, 88, 695-710.
- DECANDIA, F.A. & ELTER, P., 1969 .- Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Apennine settentrionale (Nota preliminare). *Atti. Soc. Toscana Sc. Nat. Mem.*, ser. A, 76, 1, 1-9.
- DELONG, S.E., DEWEY, J.F. & FOX, P.J., 1979 .- Topographic and geologic evolution of fracture zones. *Journ. geol. Soc. London*, 136, 303-310.
- DEWEY, J.F., PITMAN, N.C., RYAN, W.B.F. & BONNIN, J., 1973 .- Plate tectonic and the evolution of the Alpin system. *Bull. géol. Soc. Am.*, 84, 3137-3183.
- DESMONS J., 1980 .- Etapes tectogénétiques des chaînes alpines : corrélations des phases de déformations, de métamorphismes et de magmatisme. *Thème 7, Colloque C5, 26^{ème} C.G.I.*, Editions du BRGM, 283-314.
- DICK, H., HONNOREZ, J., KIRST, P.W., 1978 .- Origin of the abyssal basaltic sand, sandstone and gravel from D.S.D.P., hole 396 B, Leg 46. In *DMITRIEV, L., HEIRTZLER et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 46, Washington (U.S. Government Printing Office), 331-346.
- DICKINSON, W.R., 1974 .- Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 19, 230-239.
- DMITRIEV, L., HEIRTZLER, J. et al., 1978 .- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 46, Washington (U.S. Government Printing Office), Leg 46.
- EITREIM, S. & EWING, J., 1975 .- Vema fracture zone transform fault. *Geology*, 3, 555-558.
- ELTER, G., 1971 .- Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée. Hypothèse sur l'origine des ophiolites. *Géologie Alpine*, t. 47, 147-169.
- ELTER, P., 1975 .- L'ensemble Ligure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, n° 6, 984-997.
- FERAUD, G., GASTAUD, J., AUZENDE, J.M., OLIVET, J.L., CORNEN, G., 1981 .- ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages for the alkaline volcanism and basement of Gorrige Bank, North Atlantic Ocean. *Earth Plan. Sci. Letters*, sous presse.
- FISHER, R.V., 1961 .- Proposed classification of volcanoclastic Sediments and Rocks. *Bull. géol. Soc. Am.*, 72, 1409-1414.
- FISHER, R.V., 1978 .- Volcanoclastic Sediments and Rocks. In : *The Encyclopedia of Sedimentology*, FAIRBRIDGE, R.W. & BOURGEOIS, J., eds., 851-853.
- FOX, P.J. & HEEZEN, B.C., 1965 .- Sands of the Mid-Atlantic Ridge. *Science*, v. 149, 1367-1370.
- FOX, P.J., SCHREIBER, E., ROWLETT, H. & McCAMY, K., 1976 .- The geology of the oceanographer fracture zone : a model for fracture zones. *J. Geophys. Res.*, 81, 4117-4128.
- FRISCH, W., 1979 .- Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics*, 60, 121-139.
- FUDRAL, S., RAMPNOUX, J.P. & ROBERT, D., 1977 .- Les Schistes lustrés à "ophiolites" de Haute-Maurienne sont-ils le reflet d'une étape paléo-tectonique des Alpes occidentales ? *C.R. somm. Soc. géol.*, 6, 330-332.
- GIANELLI, G., 1977 .- Vara Supergroup Ophiolite probably represents an ancient transcurrent fault zone. *Ofioliti*, 2, 115-135.
- GRACIANSKY, P.C. de, BOURBON, M., CHARPAL, O. de, CHENET, P.Y. & LEMOINE, M., 1979 .- Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXI, 5, 663-674.

- Groupe CAYTROUGH, 1979 .- Geological and geophysical investigation of the MIDCAYMAN RISE spreading center : Initial results and observations. *A.G.U. Maurice EWING, Series n° 2*, 66-93.
- Groupe CYAGOR II*, 1982a .- The Gorringe Bank : First results of submersible expedition CYAGOR II. *Terra Cognita* (sous presse).
- *AUZENDE, J.M., CORNEN, G., JUTEAU, T., LAGABRIELLE, Y., LENSCH, G., MEVEL, C., NICOLAS, A., PRICARD, A., RIBEIRO, A., VANNEY, J.R.
- Groupe CYAGOR II, 1982b .- Gorringe Bank (Atlantic Ocean, SW Portugal) : a section in deep oceanic crust and upper mantle. *Ophioliti* (sous presse).
- HEEZEN, B.C., BUNCE, E.T., HERSEY, J.B. & THARP, M., 1964 .- Chain and Romanche fracture zones. *Deep Sea Research*, 11, 11-33.
- HEKINIAN, R., LAVERNE, C., BONTE, Ph., DUPLESSY, J.C., LABEYRIE, L.D. & BERTHOIS, L., 1981 .- Geology of the Romanche Transform Fault near 18°26' W : Hydrothermalism of basalts. *Marine Geology* (sous presse).
- HEKINIAN, R. & AUMENTO, F., 1973 .- Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia seamount near 53°N in the Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 14, 47-72.
- HONNOREZ, J. & KIRST, P., 1975 .- Submarine basaltic volcanism : morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. *Bulletin volcanologique*, 39, 441-465.
- HORVATH, F. & CHANNEL, J.E.T., 1977 .- Further evidence relevant to the African - Adriatic promontory as a paleogeographic premise for alpine orogeny. In *Structural history of the Mediterranean basins*, Split, éd. Technip, 133-142.
- HUSSONG, D.M. & UYEDA, S., 1981 .- Tectonics in the Mariana Arc : Results of recent studies, including D.S.D.P., Leg 60. *XXVIème Cong. géol. intern.*, Paris, colloque C3 : Géologie des marges continentales ; *Oceanologica Acta*, n° spéc., suppl., vol. 4, 203-212.
- International Working Group on the I.G.C.P., Project "Ophiolites", 1977 .- Initial Reports on the geological study of oceanic crust of the Philippine Sea Floor, edited by N. BOGDANOV, *Bollettino del Gruppo di Lavoro sulle Ophioliti Mediterranee*, Bologna (Estratto da *Ophioliti*), 2, 137-168.
- JEANNEAU, J.Y., 1966 .- Etude géologique et métallogénique des roches vertes de la Baie d'Audierne (Finistère Sud). *Thèse 3ème cycle*, Paris.
- KARIG, D.E., INGLE, J.C. et al., 1975 .- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 31, Washington (U.S. Government Printing Office), Leg 31.
- KARIG, D.E. & MOORE, G.F., 1975 .- Tectonically controlled sedimentation in marginal basins. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 26, 233-238.
- KLEIN, G. de V., KOBAYASHI, K. et al., 1980 .- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 58, Washington (U.S. Government Printing Office), Leg 58.
- KLEIN, G. de V., McCONVILLE, R.L., HARRIS, J.M. & STEFFENSEN, C.K., 1980 .- Petrology and diagenesis of sandstones, deep sea drilling project, site 445, Daïto Ridge. In KLEIN G. de V., KOBAYASHI, K. et al., 1980, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 58, Washington (U.S. Government Printing Office).
- LAGABRIELLE, Y., 1981 .- Les Schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes franco-italiennes) : données nouvelles et précisions lithostratigraphiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t.292, série II, 1405-1408.

- LAGABRIELLE, Y., AUZENDE, J.M., CORNEN, G., JUTEAU, T., LENSCH, G., MEVEL, C., NICOLAS, A., PRICHARD, J., RIBEIRO, A., VANNEY, J.R., 1982 .- Observation par submersible de croûte océanique affleurant sur le Banc de Gorringe (SW Portugal) : évidences de processus de démantèlement des gabbros en milieu sous-marin. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 293, série II, 827-832.
- LAGABRIELLE, Y., LEMOINE, M., TRICART, P., 1982 .- Les séries sédimentaires supra-ophiolitiques du Pelvas d'Abriès et de Rocca Bianca (Schistes lustrés du Queyras, Alpes occidentales françaises) : témoins de l'activité tectonique de la croûte océanique téthysienne au Malm et au Crétacé inférieur. *IXème Réunion. ann. Sci. Terre*, Paris.
- * LAGABRIELLE, Y., NERVO, R., POLINO, R. & DUTTO, F., 1982 .- Sedimentary cover of some ophiolites of Cottian Alps. *Ophioliti* (sous presse).
- LE LANN, A., 1979 .- Une étude géologique par submersible : le Banc de Gorringe (Atlantique du Nord-Est). *Thèse 3ème cycle*, Brest, 308 p.
- LEMOINE, M., 1967 .- Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. *Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau*, 56, 320-335.
- LEMOINE, M., 1971 .- Données nouvelles sur la série de Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. *Géologie Alpine*, t. 47, 181-201.
- LEMOINE, M., 1980 .- Serpentinites, gabbros and ophicalcites in the Piemont - Ligurian domain of the Western Alps : Possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinite protusions in the Jurassic - Cretaceous Tethys. *Archives des Sciences*, Genève, 33, 103-116.
- LEMOINE, M., STEEN, D. & VUAGNAT, M., 1970 .- Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associés : observations dans le Massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). *C.R. Soc. Phys. Hist. nat.*, Genève, N.S., 5, 44-59.
- LEMOINE, M., BOURBON, M. & TRICART, P., 1978 .- Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys : données nouvelles et conséquences. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 286, 1655-1658.
- LEMOINE, M. & TRICART, P., 1979 .- Une partie des Schistes et des Ophiolites du Queyras (Alpes Occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulements au pied d'un escarpement de faille océanique ? *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, série D, 1655-1658.
- LIEWIG, N., 1981 .- Les phengites : marqueurs géométriques, chimiques et isotopiques de l'histoire des roches métamorphiques. Application aux Schistes lustrés des Alpes cottiennes. *Thèse 3ème cycle*, Strasbourg.
- LOCKWOOD, J.P., 1971a .- Detrital Serpentinite from the Guajira Peninsula, Colombia. *The geol. Soc. of America*, inc. Memoir 130, 55-75.
- * LOCKWOOD, J.P., 1971b .- Sedimentary and gravity slide emplacement of serpentinite. *Bull. géol. Soc. Am.*, v. 82, 919-936.
- LUDWIG, W.J. & RABINOWITZ, D., 1980 .- Structure of the Vema Fracture Zone. *Marine Geology*, 35, 99-110.
- LUYENDYK, B.P., CANN, J.R. et al., 1978 .- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 49, Washington (U.S. Government Printing Office), Leg 49.
- * MARINI, M. & TERRANOVA, R., 1979 .- Les complexes ophiolitiques des Monts Aiona et Penna et leurs rapports avec les séries sédimentaires (Apennin liguro-emilien). *Ophioliti*, v. 4, n° 3, 427-433.

- MATTHEWS, D.H., 1966 .- The Owen fracture zone and the northern end of the Carlsberg Ridge. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 259, 172-186.
- MAZZUCOTELLI, A., MESSIGA, B. & PICCARDO, G.B., 1976 .- Caratteristiche petrografiche a geo-chimiche delle prasiniti dell' Unità Voltri-Rossiglione (Gruppo di Voltri). *Ofioliti*, 1, 255-278.
- MELSON, W.G., RABINOWITZ, P.D. et al., 1978 .- *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 45, Washington (U.S. Government Printing Office), Leg 45.
- MERCIER, J., 1966 .- Etude géologique des zones internes des Héliénides en Macédoine centrale (Grèce). *Thèse Doct. d'Etat*, Paris, 573 p.
- MESSIGA, B., PICCARDO, G.B. & MAZZUCOTELLI, A., 1977 .- La prasiniti del grupo di Voltri, la caratteristiche petrografiche et chimiche. *Soc. It. di Min. e Petro.*, t. 33, n° 2, 549-581.
- MICHARD, A., 1967 .- Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Ed. du C.N.R.S., Paris, 447 p.
- MIYASHIRO, A. & SHIRO, F., 1975 .- Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of Titanium, Vanadium, Chromium and Nickel. *Amer. Journ. Sci.*, v. 275, 265-277.
- MROZOWSKI, C. & HAYES, D., 1979 .- The evolution of the Parece Vela Basin. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 46, 49-67.
- NICOLAS, A., 1966 .- Etude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes Piémontaises). *Thèse Doct. d'Etat*, Nantes.
- NOVARESE, C., 1893 .- Nomenclature e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali. *Boll. Com. Geol.*, 26, 164-181.
- × OHNENSTETTER, M., 1979 .- La série ophiolitique de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement des zones transformantes ? *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 289, série D, 1199-1202.
- OLIVET, J.L., LE PICHON, X., MONTI, S. & SICHLER, B., 1974 .- Charlie Gibbs fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 79, 2059-2072.
- OLIVET, J.L., BONNIN, J., BEUZART, P. & AUZENDE, J.M., 1981 .- Notice des cartes de l'évolution de l'Atlantique Nord et Central (sous presse).
- PASSERINI, P., 1965 .- Rapporti fra le ofioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il mare Tirreno. *Boll. Soc. geol. It.*, t. 84, 92-176.
- PEARCE, J.A., 1975 .- Basalt geochemistry used to investigate tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, 41-67.
- PERFIT, M.R., HEEZEN, B.C., RAWSON, M. & DONNELLY, T.W., 1980 .- Chemistry, origin and tectonic significance of metamorphic rocks from the Puerto-Rico Trench. *Marine Geology*, 34, 125-156.
- PICCARDO, G.B., MESSIGA, B. & MAZZUCOTELLI, A., 1979 .- Chemical petrology and geodynamic evolution of the ophiolitic metavolcanites (prasinites) from the Voltri massif, Piemontese ophiolite nappe (Western Liguria, Italy). *Ofioliti*, v. 4, n° 3, 373-403.
- PICKERILL, R.K., PAJARI, Jr.G.E. & CURRIE, K.L., 1981 .- Resedimented volcanoclastics in the Carmanville area, northeastern Newfoundland - depositional remnants of Early Paleozoic oceanic islands. *Can. J. Earth Sci.*, 18, 55-70.
- PURDY, G.M., RABINOWITZ, P.D. & VELTEROP, J.J.A., 1979 .- The Kane fracture Zone in the Central Atlantic Ocean. *Earth and Plan. Sci. Letters*, 45, 429-434.

- RAMSAY, J.G., 1967 .- Folding and Fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Co, New-York, 568 p.
- ROBERT, D., 1979 .- Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de l'Arc. Région de Bonneval, Savoie. *Thèse 3ème cycle*, Paris, 181 p.
- ROBERTS, W.P., 1978 .- Origin of basaltic gravelly sands, Holes 410, 410A, 412A and 413. In LUYENDYK, B.P., CANN, J.R. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 49, Washington (U.S. Government Printing Office), 421-426.
- RUPKE, N.A., 1978 .- Deep clastic Seas. In *Sedimentary Environments and Facies*, READING, H.G., ed. Blackwell scientific Publications, 372-415.
- SALLOT, P., 1978 .- Le métamorphisme dans les Alpes françaises. *Thèse Doct. d'Etat*, Paris, 183 p.
- SIGURDSSON, H., SPARKS, R.S.J., CAREY, S.N. & HUANG, T.C., 1980 .- Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles Arc. *Journal of Petrology*, 88, 523-540.
- STEPHAN, J.F., LAGABRIELLE, Y., BLANCHET, R., 1981 .- Tectonics in the Oceans ; trying to find out the surimposed tectonics. *1st Meeting E.U.G.*, Strasbourg, *Terra Cognita*, Spring 1981, 143, p. 75.
- TAPPONNIER, P., 1977 .- Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, 3, 437-460.
- TOKUYAMA, H., YUASA, M. & MIZUNO, A., 1980 .- Conglomerate and sandstone petrography, Deep Sea Drilling Project, site 445, Philippine Sea. In KLEIN, G. de V., KOBAYASHI et al., 1980, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 58, Washington (U.S. Government Printing Office).
- TRICART, P., 1973 .- Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Haut-Cristillan (Queyras, Alpes franco-italiennes). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, série D, 705-708.
- TRICART, P., 1973 .- Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan. Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France). *Thèse 3ème cycle*, Strasbourg, 193 p.
- TRICART, P., 1974 .- Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes cottiennes, France) : lithostratigraphie, architecture et tectogenèse. *Géologie Alpine*, 50, 131-152.
- TRICART, P., 1975 .- Les rétrocharriages dans les Alpes franco-italiennes. Evolution des structures sur la transversale Embrunais - Queyras (Hautes-Alpes). *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 28, 3, 239-259.
- TRICART, P., 1980 .- Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse Doct. d'Etat*, Strasbourg, 407 p.
- TRICART, P., CARON, J.M., GAY, M., VIALON, P., 1977 .- Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XIX, 4, p. 873-881.
- TRÜMPY, R., 1976 .- Du Pélerin aux Pyrénées. *Eclogae geol. Helv.*, v. 69, 1, 249-264.
- TUAL, E., 1981 .- Géochimie et pétrologie des basaltes et gabbros de la ride de Cayman (18°N, 81°W, Nord Caraïbes). *Rapport de D.E.A.*, Brest.
- VARET, J. & DEMANGE, J., 1978 .- Autoclastic submarine Breccias in hole 410, leg 49, and other D.S.D.P. sites. In LUYENDYK, B.P., CANN, J.R. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 49, Washington (U.S. Government Printing Office), 749-760.

- VUAGNAT, M. & PUSZTASZERI, L., 1965.- Sur la présence de hyaloclastites dans le Massif du Mont Genève (Hautes-Alpes). *Archives des Sciences*, Genève, 18, 1, 120-123.
- VUAGNAT, M. & PUSTASZERI, L., 1965.- Réflexions sur la structure et le mode de formation des coulées en coussins du Mont-Genève (Hautes-Alpes). *Archives des Sciences*, Genève, 18, 3, 686-689.
- VUAGNAT, M., 1966.- Les coussins éclatés du Lago Nero (Massif du Mont-Genève, Prov. de Turin) et le problème des brèches ophiolitiques (note préliminaire). *C.R. des Séances, SPHN*, Genève, 1, 3, 163-167.
- WEVER, P. de. & CABY, R., 1981.- Datation de la base des Schistes lustrés postophiolitiques par des Radiolaires (Oxfordien supérieur - Kimmeridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint-Véran, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, série II, 467-472.
- WINKLER, H.G.F., 1976.- Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, New-York, éd., 334 p.

TABLE DES MATIERES

RESUME

ABSTRACT

AVANT-PROPOS.....	p. 1
PARTIE I - DEMANTELEMENT ET TRANSPORT DE GABBROS, DE SERPENTINITES ET DE BASALTES	
EN DOMAINE SOUS-MARIN PROFOND : OBSERVATIONS DIRECTES PAR SUBMERSIBLE,	
IMPORTANCE DANS LES OCEANS.....	3
CHAPITRE I - OBSERVATIONS PAR SUBMERSIBLE DU DEMANTELEMENT DE GABBROS ET DE	
SERPENTINITES EN DOMAINE SOUS-MARIN PROFOND (800-3000 m).	
RESULTATS DE LA CAMPAGNE CYAGOR II SUR LE BANC DE GORRINGE.....	5
A - CADRE GEOLOGIQUE DES PLONGEES : LE BANC DE GORRINGE.....	5
B - DEMANTELEMENT DES GABBROS : LES RESULTATS DE LA PLONGEE CY 14-81..	8
1) Objectifs.....	8
2) Le paysage sous-marin.....	8
3) Taille, forme et nature des éléments détritiques.....	8
4) Répartition dans le paysage.....	8
5) Preuves d'un démantèlement actif.....	13
C - DEMANTELEMENT DES SERPENTINITES (PLONGEES 20, 21, 22 ; CYAGOR II).	13
D - APPORTS DE CES OBSERVATIONS : CONCLUSIONS.....	14
CHAPITRE II - NIVEAUX DETRITIQUES OPHIOLITQUES DANS LES FLANCS DE LA	
DORSALE MEDIO-ATLANTIQUE.....	15
A - DONNEES EXPLOITEES.....	15
B - DESAGREGATION DE GABBROS ET SERPENTINITES : LE LEG 37 et LE LEG 45	15

C - FRAGMENTS FINS DE MATERIEL BASALTIQUE : LE PROBLEME DES VOLCANO-CLASTITES. LE LEG 46 et LE LEG 49.....	p. 20
D - SABLES POLYGENIQUES LE LONG DE LA DORSALE.....	24
E - SEDIMENTATION SUR LES FLANCS DE LA DORSALE.....	25
F - CONCLUSION : CARACTERES PROPRES AU DOMAINE DE LA DORSALE.....	25
CHAPITRE III - DETRITISME OPHIOLITIQUE DANS LES ZONES DE FRACTURE DE L'ATLANTIQUE NORD ET CENTRAL.....	29
A - MORPHOLOGIE ET STRUCTURE.....	29
B - ETENDUE SPATIALE.....	29
C - DIVERSITE DES ROCHES A L'AFFLEUREMENT.....	32
D - IMPORTANCE DU DEMANTELEMENT ET DU TRANSPORT DE DETRITUS OPHIOLITIQUES.....	32
E - INFLUENCE DE LA SEDIMENTATION TERRIGENE.....	33
F - CONCLUSIONS : CARACTERES DES ZONES DE FRACTURE, COMPARAISON AVEC LES DORSALES.....	36
G - CAS PARTICULIER DES SECTEURS D'INTERSECTION FRACTURES-DORSALE.....	36
CHAPITRE IV - ESSAI DE GENERALISATION : LES AUTRES DOMAINES OCEANIQUES.....	37
A - PETITS BASSINS OCEANIQUES ET DETRITISME VOLCANOGENE : L'EXEMPLE DES BASSINS MARGINAUX DE L'OUEST PACIFIQUE.....	37
B - AUTRES EXEMPLES DE DOMAINES OCEANIQUES METTANT A L'AFFLEUREMENT DES ROCHES DU CORTEGE OPHIOLITIQUE.....	43
CONCLUSIONS.....	45

PARTIE II - LES OPHIOLITES DU QUEYRAS ET LEURS COUVERTURES : ANALYSE TECTONIQUE ET CONTEXTE METAMORPHIQUE (MASSIFS DU BRIC BOUCHET, DU PELVAS ET DE ROCCA BIANCA).....	p. 47
PRESENTATION GENERALE.....	47
CHAPITRE I - LE SECTEUR DU BRIC BOUCHET.....	51
A - PRESENTATION : TOPOGRAPHIE, GRANDES FORMATIONS.....	51
1) Cadre topographique.....	51
2) Les grands ensembles géologiques.....	51
B - ANALYSE STRUCTURALE : LES MESOSTRUCTURES.....	57
1) Caractères des plis P_2 et P_3 dans les calcaires marmoréens : les plis replissés de la Pointe Calcaire.....	57
2) Expressions des plis P_2 , P_3 et des schistosités s_2 , s_3 dans d'autres lithologies.....	59
3) Analyse des directions structurales.....	61
C - TECTONIQUE D'ENSEMBLE : LES MACROSTRUCTURES.....	65
1) Le Bric Bouchet.....	65
2) L'arête Sud du Col Bouchet de l'arête Giornivetta.....	70
3) Conclusions : schéma rétrotectonique.....	73
CHAPITRE II - LE SECTEUR DU PELVAS D'ABRIES.....	75
A - PRESENTATION : TOPOGRAPHIE, GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES.....	75
1) Cadre topographique.....	75
2) Les grands ensembles géologiques.....	75
B - LE CONTACT ENTRE LES GABBROS ET LES METASEDIMENTS : LA KLIPPE DU PELVAS D'ABRIES.....	77
1) La façade méridionale du Pelvas.....	77
2) La Montagne de Peyra Plata.....	77
3) La Crête de Peyra Plata.....	79
4) L'arête Sud du Col d'Urine.....	79
5) L'arête Sud-Est du Pelvas : les "cumulats".....	82
6) Le flanc Sud-Ouest du Pelvas : entre Sagne Clause et la Crête de Peyra Plata.....	82
7) Conclusions. Position structurale de la klippe du Pelvas d'Abries.....	84

C - CHEVAUchemENTS ET PLIS DANS LE PELVAS D'ABRIES. CHRONOLOGIE RELATIVE DES DEFORMATIONS.....	p. 84
1) Rapports géométriques entre les plis et les chevauchements....	84
2) Interprétation : schéma rétrotectonique.....	86
3) Comparaison avec les données recueillies au Bric Bouchet.....	87
D - LA TETE DE CLOT LAPIERRE.....	87
1) Présentation, structure.....	87
2) Place au sein des formations reconnues dans la région étudiée.	90
E - LE RACCORD BRIC BOUCHET - PELVAS : DU COL D'URINE A LA POINTE GIORNIVETTA.....	90
CHAPITRE III - LE SECTEUR DE ROCCA BIANCA (St VERAN).....	93
A - PRESENTATION : TOPOGRAPHIE, GRANDS ENSEMBLES GEOLOGIQUES.....	93
1) Cadre topographique.....	93
2) Grands ensembles géologiques.....	93
B - LA SERIE DE TYPE ROCCA BIANCA.....	95
1) La coupe du Lac de la Blanche.....	95
2) La coupe des Lacs Blanchet.....	95
3) Coupe du Col Blanchet.....	95
4) Conclusions : comparaison avec la série de type Bric Bouchet..	97
C - ANALYSE STRUCTURALE.....	97
1) Le pli couché P_3 kilométrique de Rocca Bianca.....	97
2) L'unité allochtone du Col de St Veran.....	105
3) Les mésostructures P_2 . Interférences avec les plis P_3	108
4) Conclusions : schéma rétrotectonique, comparaison avec les secteurs septentrionaux.....	109
CHAPITRE IV - QUELQUES DONNEES SUR LES CRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES. POSITION DES MINERAUX DU METAMORPHISME PAR RAPPORT AUX DEFORMATIONS	111
A - OBSERVATIONS DANS LES CALCSCHISTES.....	111
B - OBSERVATION DANS LES QUARTZITES.....	113
1) Les quartzites phylliteux de la formation Nord Col Bouchet....	113
2) Les quartzites bleus de Peyra Plata.....	115
3) Conclusions.....	115

C - OBSERVATIONS DANS LES PRASINITES.....	p. 117
1) Introduction - définition.....	117
2) Description de faciès typiques.....	119
3) Conclusions.....	120
CONCLUSIONS - TENTATIVE DE CHRONOLOGIE.....	123
PARTIE III - ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DETAILLEE DES COUVERTURES SEDIMENTAIRES DES OPHIOLITES DU QUEYRAS : COMPARAISONS REGIONALES ET ACTUALISTES, SIGNIFICATIONS, IMPORTANCE POUR LE PALEOENVIRONNEMENT DE L'OCEAN PIEMONTAIS.....	125
INTRODUCTION.....	125
CHAPITRE I - COUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DANS LES SERIES DE COUVERTURE DES OPHIOLITES DU BRIC BOUCHET, DU PELVAS ET DE ROCCA BIANCA : COMPARAISONS, PROBLEMES POSES.....	127
A - LA COUVERTURE DES METABASALTES DU BRIC BOUCHET : COUPES DANS LA SERIE DE TYPE BRIC BOUCHET.....	127
1) La coupe Ouest Col Bouchet.....	127
2) La coupe du Col Bouchet à la Pointe Giornivetta.....	131
B - LA COUVERTURE DES GABBROS DU PELVAS D'ABRIES : COUPE DANS LA SERIE DE TYPE PELVAS.....	134
C - LA COUVERTURE DU SOCLE OCEANIQUE COMPOSITE DE ROCCA BIANCA : COUPES DANS LA SERIE DE TYPE ROCCA BIANCA.....	136
1) Rappel des données de la partie II.....	136
2) Observations complémentaires.....	136
D - DISCUSSION.....	137
1) Comparaison entre les séries décrites.....	137
2) Comparaison avec la série de Chabrière : âge présumé des dépôts.....	140
3) Le problème des niveaux stratiformes basiques et ultra-basiques.....	141

CHAPITRE II - NIVEAUX STRATIFORMES - BLOCS BASIQUES ET ULTRABASIQUES.

ANALYSES ET INTERPRETATIONS..... p. 143

A - LES PRASINITES..... 143

1) Les modes de gisements des prasinites stratiformes : rapports avec les métasédiments associés, aspects méso-et-microscopiques..... 145

2) Analyses chimiques de prasinites et métasédiments associés. Confirmation de l'origine détritique de certains niveaux prasinitiques..... 147

3) Conclusions, discussion..... 156

B - LES SERPENTINITES ET LES TALCSCHISTES..... 156

C - LES BLOCS DE NATURE OPHIOLITIQUE..... 163

CHAPITRE III - INTERPRETATIONS GENERALES. PALEO-ENVIRONNEMENT ET TECTONIQUES D'UN SECTEUR DE L'OCEAN PIEMONTAIS..... 165

INTRODUCTION..... 165

A - CARACTERES GENERAUX DE LA SEDIMENTATION : DOMAINES PALEO-GEOGRAPHIQUES..... 167

1) La série de type Pelvas - Rocca Bianca..... 167

2) La série de type Bric Bouchet..... 167

3) Esquisse paléogéographique..... 167

B - LE DETRITISME OPHIOLITIQUE : IMPORTANCE ET IMPLICATIONS..... 168

1) Le matériel détritique ophiolitique : témoin d'une morphologie accidentée..... 168

2) Le matériel détritique ophiolitique : témoin d'une tectonique océanique..... 170

C - SIGNIFICATIONS DES TECTONIQUES INTRAOCEANIQUES SUCCESSIVES : DISCUSSION..... 172

CONCLUSIONS GENERALES..... 177

BIBLIOGRAPHIE..... 179

LISTE DES FIGURES, PLANCHES ET TABLEAUX

FIGURE	Page
1 a - Localisation du Banc de Gorringe.....	6
1 b - Trajet des plongées de la campagne CYAGOR II.....	7
2 - Trajet de la soucoupe et topographie sommaire dans le secteur de la plongée CY 14-81.....	9
3 - Type de paysage sous-marin rencontré sur le Mont Ormonde où affleurent les gabbros.....	9
4 - Schéma des observations effectuées.....	9
5 - Carte de localisation des forages D.S.D.P. de l'Atlantique, cités dans le texte.....	16
6 - Colonnes lithologiques établies à partir des données du forage 334 (D.S.D.P.)	18
7 - Colonnes lithologiques établies à partir des données des forages 395 et 395 A1 (D.S.D.P.).....	19
8 - Colonne lithologique établie à partir des données du forage 396 B (D.S.D.P.)	21
9 - Site d'implantation du forage 396 B. Ce type de bassin est un bon exemple des sites d'implantation des forages le long de la dorsale.....	21
10 - Composition en pourcentage des éléments des sables contenus dans les carottes 30 et 33 du puits 396 B (d'après Roberts, 1978).....	21
11 - Représentation schématique des divers processus conduisant à l'élaboration de produits basaltiques démantelés (sables, graviers, bloc...).....	23
12 - Disposition schématique des horizons traversés dans la partie inférieure du forage 396 B.....	23
13 - Colonnes lithologiques établies à partir des données des forages 408, 410 et 413 du Leg 49 (D.S.D.P.).....	26
14 - Pourcentage de fragments sableux obtenus par carottages, le long de la dorsale médio-atlantique. Ces sables sont stratifiés ou disposés dans les sédiments ; les petits cercles indiquent le lieu de prélèvement (d'après Fox et Heezen, 1965).....	27
15 - Morphologie accidentée dans les zones de fractures (A-B).....	30
16 - Les grandes zones de fracture de l'Atlantique Nord et Central.....	31
17 - Morphologie du mur Nord de la zone transformante de la Romanche montrant deux bassins suspendus et indiquant la nature des roches draguées.....	34

18 - Représentation schématique de quatre carottages effectués dans la zone de fracture de la Romanche (d'après Heezen <i>et al.</i> , 1964).....	36
19 - Représentation schématique de la place d'horizons détritiques ophiolitiques dans les environnements des zones de fractures et des dorsales.....	36
20 - Carte de localisation des forages D.S.D.P. (cités dans le texte), dans les bassins marginaux de l'Ouest Pacifique.....	38
21 - Colonnes lithologiques établies à partir des données du Leg 59 (D.S.D.P.) (d'après Chotin <i>et al.</i> , modifié).....	39
22 - Colonnes lithologiques établies à partir des données du Leg 60 (D.S.D.P.) (d'après Blanchet <i>et al.</i> , 1979, modifié).....	40
23 - Contenu du socle acoustique du forage D.S.D.P. 293.....	42
24 - Traits structuraux du Bassin de Parece-Vela (d'après Mrozowski et Hayes, 1979, modifié).....	42
25 - Rides et fractures reconnues dans le bassin des Mariannes (d'après Husson et Uyeda, 1981, modifié).....	44
26 - Bloc diagramme d'un bassin océanique idéal où se déposent des produits "ophiolitiques" détritiques.....	44
27 - Cadre géologique de la région du Queyras et situation de la fig. 28.....	48
28 - Localisation des trois secteurs étudiés.....	48
29 - Cadre topographique du secteur du Bric Bouchet et situation des observations rapportées dans les figures suivantes.....	52
30 - Carte géologique du secteur du Bric Bouchet (fond topographique d'après photo aérienne).....	55
31 - Schéma structural du secteur du Bric Bouchet.....	56
32 - Plis replissés dans les marbres et quartzites (B) et dans les marbres à zones siliceuses (A).....	58
33 - Plis replissés dans les quartzites verts phylliteux : (A) microcisaillements P_3 (B) étirement dans l'axe des plis P_2 et P_3	58
34 - Etirement et boudinage dans les prasinites. L'exemple choisi se situe à la "Pointe de l'Ile de Pâques" (A à E).....	60
35 - Stéréogrammes.....	62
36 - Reprise de la linéation 12 par les plis P_3 . (A) : quartzites phylliteux de la Pointe Calcaire, (B) : du flanc Sud du Bric Bouchet.....	63
37 - Restitution de la direction initiale de la linéation l_2 (A à C).....	64
38 - (A) : face Ouest du Bric Bouchet - (B) : détail d'un pli P_2 , réorienté partiellement dans la direction des plis P_3 (explication dans le texte).....	66
39 - Face Sud-Ouest du Bric Bouchet.....	66
40 - Face Est du Bric Bouchet (A à B).....	67
41 - (A) : pli P_2 repris par des plis P_3 . (B) : situation de cette observation dans les flancs du pli P_2 majeur analysé (versant Sud du Bric Bouchet).....	69

42 - Deux coupes dans le flanc Sud du Bric Bouchet.....	69
43 - Géométrie supposée de la surface des prasinites du Bric Bouchet.....	69
44 - Dispersion en éventail des axes P_3 , par un pli ample, postérieur (flanc Sud du Bric Bouchet).....	69
45 - La falaise Ouest du vallon Boïna (A à B).....	71
46 - Deux coupes à travers le massif (A à B).....	72
47 - Evolution tectonique supposée du secteur du Bric Bouchet (commentaires dans le texte).....	74
48 - Cadre topographique du secteur du Pelvas et situation des observations décrites dans les figures suivantes.....	76
49 - Carte géologique du secteur du Pelvas. Fond topographique d'après photo aérienne.....	78
50 - Le flanc Sud du Pelvas. (A) aspect, (B) interprétation. On remarquera l'obliquité des niveaux métasédimentaires sous la klippe du Pelvas.....	80
51 - Deux coupes successives dans la montagne de Peyra Plata (repérées sur fig. 48).....	81
52 - Coupe de la crête de Peyra Plata (repérée fig. 48).....	81
53 - Vue sur l'arête Nord du Pelvas.....	81
54 - Les niveaux serpentins (en noir) alternant avec les gabbros. (A) : vue de la face méridionale, (B) : vue de la face orientale du Pelvas.....	83
55 - Coupe entre la crête de Peyra Plata et Sagne Clause (repérée fig. 48).....	83
56 - Position structurale des gabbros du Pelvas.....	83
57 - Structures plicatives dans la partie Ouest du Massif du Pelvas (localisation fig. 48) (A à C).....	85
58 - La Tête de Clot Lapierre (A à E).....	88
59 - Schéma structural du secteur Bric Bouchet - Pelvas.....	89
60 - Observations dans le raccord Bric Bouchet - Pelvas (A à D).....	91
61 - Cadre topographique du secteur de Rocca Bianca et situation des observations rapportées dans les figures suivantes.....	94
62 - Carte géologique du secteur de Rocca Bianca, fond topographique d'après photo aérienne.....	96
63 - Schéma structural du secteur de Rocca Bianca.....	98
64 - Coupe AB (repérée fig. 63).....	98
65 - Structure de la façade occidentale de Rocca Bianca (A à C).....	100
66 - La falaise orientale, entre Rocca Bianca et le Col de St Véran (A à C).....	101
67 - Extrait de la carte géologique, dans la région des Lacs Blanchet. Situation du panorama de la fig. 68 et des coupes sérieées de la fig. 69.....	102

68 - Panorama sur la partie occidentale du flanc Nord du synclinal du Lac Blanchet inférieur, et coupes correspondantes.....	102
69 - Coupes sériées dans les synclinaux des Lacs Blanchet.....	103
70 - L'unité du Col de St Véran (A-B).....	104
71 - Structures plicatives superposées dans le secteur de Rocca Bianca (A à C)....	106
72 - Evolution tectonique supposée du secteur de Rocca Bianca. Comparer avec la fig. 47. Commentaires dans le texte.....	107
73 - Calcschiste gréseux à rares chlorites.....	112
74 - Calcschiste à fantômes de lawsonite.....	112
75 - Intersection s2/s3 dans un calcschiste.....	112
76 - Pli P2 dans un quartzite. Cette lame montre la transposition progressive de s1 dans s2, par étirement et/ou aplatissement le long des flancs du pli P2 (B). En (C), dans la charnière, s1 reste perpendiculaire à s2.....	114
77 - Interprétation de la fig. 76.....	114
78 - Plis P2 et P3 dans un quartzite à amphiboles bleues.....	116
79 - Ovardite à granules d'épidote.....	116
80 - Pli P2 dans une ovardite.....	116
81 - Microplis P3 dans une prasinite litée.....	116
82 - Déformation de s1 + s2 par une crenulation P3 dans une prasinite litée.....	118
83 - Etirement syn P3, d'une amphibole bleue, installée sur s2 dans un talcschiste	118
84 - Actinotes disposées dans les feuillets s3 et s2 (prasinite litée).....	118
85 - Actinotes disposées selon s3 et s2 (prasinite litée sans épidote).....	118
86 - (A) : recristallisation d'albite sur un micropli P3. (B) : déformation dans un micropli P3, d'albite poecilitique, de chlorite, d'épidote et d'actinote	121
87 - Extrait de la carte géologique du secteur du Bric Bouchet. Position de la coupe Ouest Col Bouchet (AB et CD).....	129
88 - Coupe Ouest Col Bouchet (AB sur la figure 87).....	129
89 - Coupe dans la formation Nord Col Bouchet (CD sur la figure 87).....	129
90 - Représentation schématique de la série de type Bric Bouchet.....	129
91 - Panorama du secteur du Bric Bouchet vu en amont de Valpreveyre.....	130
92 - Coupe de la Pointe du Cairn.....	130
93 - Coupe de la Pointe de la Tête d'Oie.....	133
94 - Coupe autour de la Pointe de l'Ile de Pâques.....	133
95 - Coupe de la Pointe Calcaire.....	133

96 - Quelques exemples des rapports entre les ophiolites et les premiers sédiments (A à D).....	135
97 - Détail des observations effectuées à l'Est du Lac Blanchet supérieur (secteur de Rocca Bianca).....	138
98 - Colonnes stratigraphiques des séries de type Pelvas et Rocca Bianca. Comparaison avec la série de Chabrière.....	139
99 - Alternance fine de marbres et prasinites.....	144
100 - Deux niveaux prasinitiques millimétriques (P) dans une même lame mince.....	144
101 - Origine composite des prasinites de l'unité du Col de St Véran : extrait de la carte géologique (voir fig. 62).....	144
102 - Echantillonnage dans le secteur du Bric Bouchet.....	148
103 - Diagramme FeO/(FeO/MgO) Miyashiro et Shido (1975).....	151
104 - Teneur en chrome et nickel dans les analyses de prasinites.....	151
105 - Position des analyses de prasinites du premier groupe dans le diagramme de Pearce (1975).....	151
106 - Position des analyses des prasinites du premier groupe dans le diagramme de Beccaluva, Ohnenstetter (1979).....	153
107 - Variations des teneurs en quelques éléments dans une coupe du vallon du Bouchet	154
108 - Variations des teneurs en quelques éléments dans une coupe du vallon du Bouchet	155
109 - Position des analyses de roches ultrabasiques dans un diagramme ternaire Al_2O_3 - SiO_2 -MgO.....	159
110 - Coupe au-dessus de Bonassola (Apennin Ligure, région du Bracco, sur les flancs du Monte Rossola).....	159
111 - Reconstitution palinspatique au Jurassique supérieur (Lemoine, 1980).....	166
112 - Tentative de reconstitution paléogéographique.....	169
113 - Cas possibles très schématisés de l'évolution du domaine piémontais à croûte océanique.....	174

PLANCHES

A - Le détritisme ophiolitique sur le Banc de Gorringe.....	11
B - Comparaison entre des observations effectuées sur le Banc de Gorringe et dans les séries sédimentaires supra-ophiolitiques du Queyras.....	161

TABLEAUX

I - Roches draguées dans les zones de fracture de l'Atlantique Nord et Central (d'après Cortesogno <i>et al.</i> , 1978, modifié).....	34
II - Evénements tectoniques et métamorphiques des zones internes de l'Arc Alpin occidental (d'après Bocquet, 1980).....	122
III - Analyses chimiques de roches.....	149