



**HAL**  
open science

## Etude géologique de la terminaison méridionale de la bande d'Acceglio-Longet (Alpes Cottiennes Italie)

Roger Lefevre

► **To cite this version:**

Roger Lefevre. Etude géologique de la terminaison méridionale de la bande d'Acceglio-Longet (Alpes Cottiennes Italie). Stratigraphie. Université de Paris, 1966. Français. NNT: . tel-00803142

**HAL Id: tel-00803142**

**<https://theses.hal.science/tel-00803142>**

Submitted on 21 Mar 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.

THESE  
présentée

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE  
DE PARIS

pour obtenir le titre de  
DOCTEUR DE 3° CYCLE

Spécialité: GEODYNAMIQUE INTERNE-TECTONOPHYSIQUE

par

Roger LEFEVRE

Assistant à la Faculté des Sciences de Morsay

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MORSAISON 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

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA TERMINAISON MERIDIONALE DE LA  
BANDE D'ACCEGLIO-LONGET (ALPES COTTIENNES, ITALIE).

TOME I: TEXTE

Soutenue le 1966 devant la Commission d'examen

MM. L. GLANGEAUD

Président

J. H. BRUNN )

Examineurs

F. ELLENBERGER )

M. LEMOINE )

THESE  
présentée

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE  
DE PARIS

pour obtenir le titre de  
DOCTEUR DE 3° CYCLE

Spécialité: GEODYNAMIQUE INTERNE-TECTONOPHYSIQUE

par

Roger LEFEVRE

Assistant à la Faculté des Sciences d'Orsay

---

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA TERMINAISON MERIDIONALE DE LA  
BANDE D'ACCEGLIO-LONGET (ALPES COTTIENNES, ITALIE).

TOME I: TEXTE

Soutenue le

devant la Commission d'examen

MM. L. GLANGEAUD

Président

J. H. BRUNN )

Examineurs

F. ELLENBERGER )

M. LEMOINE )

AVANT - PROPOS

Ce travail devait être à l'origine un Diplôme d'Etudes Supérieures. Le sujet m'en fut proposé par MM. F. ELLENBERGER, Professeur à la Faculté des Sciences d'Orsay, et M. LEMOINE, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris. J'acceptai cette proposition, séduit par la beauté du sujet, bien qu'inquiété par sa difficulté.

Ce fut en compagnie de A. MICHARD et de J. P. BLOCH que je fis ma première course géologique à Acceglio. Ce contact brutal avec la complexité des zones alpines internes me laissa longtemps découragé. La difficulté du travail en montagne sur un terrain géologiquement ardu, augmentée de mon inexpérience, auraient eu raison de mon courage, si je n'avais trouvé au sein de l'équipe alpine de Paris, groupée autour des Ecoles Normale Supérieure et des Mines, un soutien amical constant, un véritable culte de la Recherche fondamentale, une critique vigilante et franche, sans concession aux explications faciles.

Après ma première saison sur le terrain, M. M. LEMOINE m'accueillit dans son Laboratoire en compagnie de D. LEBLANC qui, lui, travaillait beaucoup plus au Nord sur un terrain identique au mien. M. M. LEMOINE me permit-il de dire combien me fut précieux son contact quotidien et de le remercier de la spontanéité et de la compétence avec lesquelles il m'a toujours conseillé ? Son bureau me fut perpétuellement et largement ouvert, sa bibliothèque personnelle mise à ma disposition. Je le dérangeai mille fois à tout propos: jamais il n'hésita à venir me donner son opinion sur tel ou tel minéral ou reste microfossile apparus sous mon microscope. Il m'a appris la rigueur dans le travail de rédaction, relisant mot à mot mon texte avec patience, et plusieurs fois de suite, suggérant des modifications sans jamais les imposer brutalement, l'enrichissant discrètement de ses idées en prenant la précaution de me les faire adopter avec tout ce qu'elle impliquaient.

M. F. ELLENBERGER me fit profiter de sa profonde connaissance des séries métamorphiques alpines; il est à l'origine de la plupart des idées relatives au substratum siliceux de la Bande d'Acceglio. C'est à la recherche de preuves concrètes de ses hypothèses qu'il m'a entraîné dans d'extraordinaires courses en montagne. J'ai pu y apprécier son enthousiasme et son pouvoir créateur; il me suggéra sans cesse de nouvelles idées en les soumettant aussitôt à une impitoyable critique. Je dois dire aussi, simplement, que son soutien moral et matériel m'a permis de passer des périodes particulièrement difficiles sur le plan personnel.

D. LEBLANC fut pour moi un camarade précieux: nos échanges de vues furent extrêmement féconds: nous avançons ensemble pas à pas, les résultats de l'un encourageant l'autre.

Bien que travaillant à l'Ecole des Mines je continuais mes échanges de vues avec les travailleurs de l'Ecole Normale Supérieure: M. P. COLLOMB, s'est tout de suite intéressé à mon travail et il consacra de longues heures à discuter de mes lames minces avec toute sa compétence et tout son dévouement. Ses conseils pétrographiques furent très précieux et nombre de ses déterminations minéralogiques capitales pour ma compréhension des phénomènes métamorphiques.

A. MICHARD prolongea au Laboratoire l'intérêt qu'il avait pris à Acceglio-même à voir les développements méridionaux de ses recherches. Il est nécessaire que je dise que sans le préalable de son Diplôme d'Etudes Supérieures, mon travail serait mort dans l'oeuf. Il a été l'initiateur dans la Bande d'Acceglio, jetant les bases de la pétrographie et de la stratigraphie, émettant des hypothèses extrêmement constructrices et singulièrement lucides. Bien sûr, on le verra plus loin, mes résultats diffèrent parfois des siens, mais sans sa hardiesse et sa compétence, son Mémoire n'aurait pas vu le jour et je n'aurais pu y puiser aussi largement que je l'ai fait, ses descriptions originales étant mon seul guide concret.

Intéressé de façon moins directe à mon travail, J. P. BLOCH n'a pas manqué de mettre à mon service son expérience du terrain alpin. J'ai toujours apprécié son amitié directe et sa confiance dans la valeur de mon travail, aux moments-mêmes où j'en doutais le plus.

Après deux saisons à Acceglio, l'ensemble de la carte géologique n'était pas encore levé et de nombreux problèmes étaient encore en suspens: une nouvelle année de travail s'imposait donc. Je suggérai à MM. ELLENBERGER et LEMOINE de transformer mon Diplôme d'Etudes Supérieures en Thèse de 3<sup>e</sup> Cycle de Géodynamique Interne. C'était pour moi l'occasion d'élargir ma culture géologique en fréquentant le Laboratoire de M. L. GLANGEAUD, Professeur à la Faculté des Sciences de Paris, dont l'enseignement m'avait tant séduit durant ma Licence. J'ai pu ainsi continuer à me tenir au courant et à envisager sous un jour nouveau les grands problèmes que pose la Géologie.

Puis M. J. H. BRUNN, Professeur à la Faculté des Sciences d'Orsay, m'offrit un poste d'Assistant dans son Laboratoire, bien que mon travail n'entrât pas directement dans le cadre de ses préoccupations. C'est grâce aux moyens qu'il mit sans compter à ma disposition et aussi grâce

à la gentillesse de tout le personnel de son Laboratoire que ce Mémoire a pu être mis au point définitivement.

Je remercie aussi MM. les Professeurs HUGI et NIGGLI de Berne, Mme J. TOURENCQ, Assistante au Laboratoire de Géologie de M. le Professeur BELLAIR, à Paris, M. H. GRILLOT, analyste au B. R. G. M. et M. J. PATUREAU, analyste au Laboratoire de Minéralogie du Muséum National d'Histoire Naturelle, pour les diverses analyses chimiques qu'ils ont réalisées.

PREMIERE PARTIE: INTRODUCTION GENERALE

Avant d'entreprendre la description détaillée des diverses formations que nous avons rencontrées tout au long de notre étude, dans le but d'en tirer quelque lumière sur leur histoire et les phénomènes qui l'ont régie, et aussi sur leur architecture actuelle, il est indispensable de placer notre objet dans ses cadres géographique, géologique et structural. Ce sera en même temps pour nous l'occasion de définir dès l'abord la "Zone d'Acceglio" et la "Bande d'Acceglio-Col du Longet", afin surtout de poser pour l'instant quelques problèmes, d'éviter des confusions de termes et de mieux faire comprendre au lecteur l'articulation de notre travail.

Encore introductif dans le récit de l'Historique des études précédentes effectuées sur notre terrain et dans les ensembles régionaux qui l'incluent directement (c'est à dire tout en restant sur un plan régional toujours assez restreint), notre propos abordera directement le sujet de notre travail par la Description des formations et phénomènes superficiels.

---

CHAPITRE I- CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'ETUDE ET DOCUMENTS

CARTOGRAPHIQUES UTILISES.

I - CADRE GEOGRAPHIQUE.

Le terrain, dont l'étude géologique fait l'objet de ce Mémoire, est situé dans les Alpes Cottiennes, partie médiane de l'arc des Alpes Occidentales franco-italiennes, entre les Alpes Graies au Nord et les Alpes Maritimes au Sud. Nous sommes ici sur le versant italien, aux environs du petit village d'Acceglio (Province de Cuneo), légèrement au Nord de la latitude de Barcelonnette.

La limite septentrionale de ce terrain est la crête séparant les eaux de la Maïra de celles de la Varaita; elle s'étend sur 5 km., du Sud-Ouest au Nord-Est (fig. 1). La limite méridionale est le cours-même de la Maïra, rigoureusement orientée Ouest-Est, coulant sur 4 km., du village d'Acceglio (1220 m.) au hameau de Maddalena (1110 m.). Entre ces deux premières limites, il y a une dizaine de kilomètres à vol d'oiseau.

Les deux autres limites sont: à l'Ouest, le Rio di Verzio, qui se jette dans le Rio Mollasco et ce dernier lui-même dans la Maïra à Acceglio; à l'Est, le chevelu des torrents du Vallon d'Elva, puis celui des torrents du vallon de San-Michele-Prazzo.

A l'intérieur de ces limites se dessinent deux axes montagneux grossièrement perpendiculaires:

-la crête septentrionale dont il est question plus haut. C'est une barrière continue dont l'altitude oscille autour de 3.000 m, seulement échancrée de quelques cols ne descendant pas au dessous de 2.850 m. S'y succèdent ainsi d'Ouest en Est: la Costa

Sebolet (3003 m) , le Colle di Vers (2.862 m.), la Rocca la Marchisa (3071 m.), le Colle della Marchisa (2960 m.), le sommet 2.985 m., le Colle delle Sagnères (2894 m.), la Rocca Gialeo (2.992 m.), le Monte Camoscere (2.926 m.), le Colle Camosciera (2.899 m.) et le Pelvo d'Elva (3.064 m.).

-une dorsale qui se détache de la crête précédente, au niveau de la Rocca Marchisa, pour se diriger vers le Sud. On y rencontre successivement: le Colle delle Sagne (2883 m.), les Rochers de la Lausa (2942 m.), le Passo Chersogno (2.838 m.), le Monte Chersogno (3.026 m.), le Passo delle Brune (2.846 m.), Le Monte le Brune (2.848 m.); le Colle Ruissas (2.677 m.), le Monte Ruissas (2.746 m.), le Monte Cappel (2.368 m) et, enfin, la Punta Colour (2068 m.) qui domine directement la Maïra.

Tous ces sommets, les premiers d'altitude élevée que l'on rencontre lorsqu'on remonte le Val Maïra depuis la Plaine du Pô, située 30 km. plus à l'Est, présentent une dissymétrie entre leurs versants : versants occidental accessible, quoiqu'en pente forte, versant oriental brutalement vertical: la structure géologique nous donnera la clé de cette morphologie contrastée.

De même, l'opposition morphologique est saisissante entre nos deux dorsales perpendiculaires et leur encadrement constitué par le pays des Schistes Lustrés, aux formes beaucoup plus molles, du moins lorsque les ophiolites n'y sont pas prépondérantes. Notre terrain fournit ainsi une préface à la grande masse des montagnes Briançonnaises qui se dressent quelques kilomètres plus à l'Ouest.

La Maïra est un torrent tumultueux, dont une récente crue, en 1957, a ravagé la vallée, emportant arbres, routes, ponts et maisons, ou noyant les rari-

champs installés sur ses alluvions horizontales sous des monceaux de déjections stériles.

Le seul affluent de la Maïra qui soit entièrement situé dans le cadre que nous nous sommes fixé pour cette étude est le Rio delle Grange, d'orientation méridienne, prenant sa source sur le flanc méridional du Monte Ruissas.

En dehors des zones rocheuses et des éboulis vifs absolument nus, la végétation est toute en alpages, avec seulement quelques conifères isolés sur les pentes les plus basses. Ces alpages sont eux-mêmes étagés: jusqu'à 2400-2600 m. les foins sont fauchés dans les zones où ils sont particulièrement beaux et descendus dans la vallée à dos de mulet, les autres zones sont abandonnées aux troupeaux de bovins montés de la Plaine du Pô pour l'été; au-dessus et jusqu'aux sommets rocheux, vient le domaine des moutons: ils sont relégués dans les parties que l'altitude rend moins fertiles.

Il faut voir l'origine de la rareté des conifères sur nos montagnes dans leur orientation: elles sont entièrement sur le versant septentrional de la Maïra et, par conséquent à l'adret; l'autre versant, au Sud est au contraire couvert de mélèzes et de sapins, à la même altitude et sur un substratum analogue.

Des essais de plantation de mélèzes sont actuellement faits sur des pentes en Schistes Lustrés exposées au Sud, notamment dans le bassin du Rio Mollasco, afin d'en arrêter l'érosion qui est catastrophique. Le bilan de ces tentatives semble peu encourageant tant le substratum est friable.

Le fond plat de la vallée de la Maïra est le seul domaine où se pratique un tant soit peu d'agriculture: quelques champs de céréales, des cultures vivrières entre des haies de peupliers et d'arbres fruitiers. Mais l'extension en est très restreinte, encore amputée par la grande crue de 1957.



## II-DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES.

Pour la réalisation de ce travail, nous avons disposé de la Carte topographique Italienne au I/25.000°, feuilles de Bellino et de Prazzo, recouvertes du quadrillage kilométrique de la projection U. T. M (Universal Transverse Mercator). Les levés proprement-dits, furent effectués sur un agrandissement photographique au I/12.500° de cette carte. Un exemplaire en est joint à ce Mémoire.

La qualité de ce fond topographique est remarquable: il est une ingénieuse combinaison d'une représentation du relief par courbes de niveau et d'un figuré du modelé du terrain très proche du style en hachures. Il en résulte que cette carte est à la fois précise et parlante.

La feuille Dronero-Argentera de la Carte Géologique d'Italie au I/100.000° ne nous fut pas d'un grand intérêt topographique, étant à la fois d'échelle trop petite, et comportant la surimpression géologique qui rend la lecture du fond très difficile.

## CHAPITRE II: CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL. ZONE D'ACCEGLIO ET BANDE D'ACCEGLIO-COL DU LONGET.

### I-PLACE DE LA REGION ETUDIEE DANS LES ALPES INTERNES ET GRANDS TRAITES DE SA STRUCTURE.

Le terrain que nous nous proposons d'étudier dans les pages qui vont suivre, appartient au domaine interne ou pennique des Alpes occidentales franco-italiennes; plus précisément, il se trouve à la limite du "Briançonnais" et des "Schistes lustrés" ou Calcschistes piémontais ophiolifères.

Au Sud de l'Ubaye, le domaine briançonnais peut se subdiviser facilement: à l'Ouest, s'étend le Briançonnais externe essentiellement calcaro-dolomitique post-werfénien; à l'Est, le Briançonnais interne où les terrains calcaro-dolomitiques se réduisent considérablement au profit des termes siliceux werfénien et anté-werfénien. Mais Briançonnais externe et interne s'opposent avant tout par le sens de déversement des nappes et écaillés complexes qui les forment: vers l'Ouest pour le premier et vers l'Est pour le second, formant les deux faisceaux divergents de l'"éventail briançonnais". Quant aux "Schistes lustrés" (domaine piémontais), les travaux les plus récents montrent qu'ils se subdivisent eux-aussi en plusieurs unités structurales se regroupant, au moins localement, en deux Nappes piémontaises superposées.

Comme le montrent la Carte Géologique Italienne au I/100.000° (Feuille Dronero-Argentera) et notre schéma de situation structurale (fig. 2), au Sud d'Acceglio le Briançonnais interne vient ainsi border les Nappes piémontaises sous forme d'une bande de terrains essentiellement permo-carbonifères et

werféniens (appelée "Zone axiale permo-carbonifère" sur la carte italienne). Mais aussitôt dépassée vers le Nord la latitude d'Acceglio, cette bande se subdivise en trois autres qui ont été appelées: Bande de Chillol-Marinet (M. GIDON, 1956), Bande du Roure (id.) et Bande d'Acceglio-Col du Longet (S. FRANCHI, 1898; encore appelée par cet auteur "Zone anticlinale du Pelvo d'Elva"). Alors que les deux premières vont continuer de suivre à l'Ouest la bordure des Schistes lustrés jusqu'à l'Ubaye (à partir de laquelle le Briançonnais interne sera lui-aussi essentiellement calcaro-dolomitique permo-carbonifère, mais toujours déversé vers l'Est), la troisième va en diverger pour s'enfoncer en demi-fenêtre et finalement disparaître complètement sous les Nappes piémontaises au Col du Longet, distant d'Acceglio de 20 km. à vol d'oiseau.

Si les bandes de Chillol-Marinet et du Roure sont en continuité structurale avec la "Zone axiale permo-carbonifère", s'inscrivant exactement dans le prolongement de sa courbure générale orientée Sud-Est-Nord-Ouest, la Bande d'Acceglio-Col du Longet, au contraire, prend d'emblée une direction méridienne qu'elle n'infléchira qu'à l'extrémité septentrionale de notre terrain, sur la crête Maïra-Varaita, pour alors redevenir parallèle aux deux premières, desquelles elle est séparée par une large bande de Schistes lustrés, appelée "Synclinal d'Acceglio" par S. FRANCHI (1898).

Au seuil de cette description géologique de la terminaison méridionale de la Bande d'Acceglio-Col du Longet, nous voyons déjà un des intérêts qu'elle présente: l'érosion, en décapant les Schistes lustrés obliquement par rapport aux lignes structurales, nous laissent l'espoir de trouver dans cette demi-fenêtre des éléments briançonnais internes que les nappes intactes cachent encore ailleurs.

Autre trait structural fondamental: le charriage des Schistes lustrés a été suivi, dans nos régions, d'un mouvement de rétrocharriage et rétro-écaillage, qui fait que tous les terrains-autochtone relatif et nappes - sont maintenant déversés vers l'Est, situation paradoxale qui fait que la demi-fenêtre-renversée- surmonte sur son flanc oriental les Schistes lustrés qui pourtant dans leur ensemble, constituent l'unité chevauchante.

A considérer la coupe de notre terrain que nous offre la vallée de la Maïra entre Acceglio et Maddalena, on reconnaît facilement une structure générale en anticlinal couché vers l'Est ("Anticlinal d'Acceglio" de S. FRANCHI, 1898). Mais aussitôt qu'on se porte dans les régions élevées, vers la Rocca la Marchisa et le Pelvo d'Elva, aucune structure anticlinale n'est plus visible: ce n'est plus qu'un empilement d'écailles complexes, rendant très délicat tout essai de débrouiller la structure et de replacer dans leur ordre originel les différentes unités. A la violence des efforts tectoniques est encore venu se superposer l'effet du métamorphisme alpin qui, faisant naître une nouvelle paragenèse a contribué à uniformiser les faciès, surtout dans les termes les plus anciens.

## II-ZONE D'ACCEGLIO ET BANDE D'ACCEGLIO-COL DU LONGET.

Bien qu'ayant à peine abordé notre étude, nous avons déjà été amenés à parler d'un certain nombre de "Zones" et de "Bandes", termes que S. FRANCHI employait indifféremment pour désigner les mêmes unités, mais la plupart du temps dans un sens structural. Les récents progrès de la géologie alpine dans nos régions nous obligent à suivre J. DEBELMAS ET M. LEMOINE (1957) dans l'emploi qu'ils font de ces mots et, pour éviter tout malentendu, quitte à empiéter ici sur les prochains développements, en particulier sur la partie historique, nous insistons une fois pour toutes sur la distinction qu'il faut faire entre "Zone d'Acceglio" et "Bande d'Acceglio-Col du Longet" (que nous désignerons encore

par commodité "Bande d'Acceglio-Longet" ou simplement "Bande d'Acceglio").

1° /- La "ZONE D'ACCEGLIO" a un sens paléogéographique : elle s'individualise dès le Mésozoïque sur le côté interne de la zone briançonnaise classique à Trias calcaro-dolomitique épais, et se caractérise par :

- une importante érosion à la fin du Trias ou au début du Jurassique, faisant disparaître la quasi-totalité du Trias calcaro-dolomitique,
- une transgression du Jurassique sur les quartzites werfénien ou le Permien ainsi dénudés,
- une série post-triasique réduite et lacunaire.

Elle a été ainsi définie par J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1957):

- à Canosio (Val Marmora, affluent de la Maïra),
- à Bellino (Val Varaita),
- à Combe-Brémond (Haute-Ubaye)
- au Col du Longet (sources de l'Ubaye),
- entre Ubaye et Montgenèvre, dans certaines des unités complexes situées au front des Nappes piémontaises.

Son extension continue d'Acceglio au Col du Longet a été montrée par A. MICHARD (1958-1959), M. LEMOINE (1960), D. LEBLANC (1962) et R. LEFEVRE (1962).

Ont été rattachées à cette unité paléogéographique les formations décrites par J. P. BLOCH (1961 a et b) dans la fenêtre de Castel-Vecchio et le long de la côte ligure dans le Finalese (Alpes Maritimes Italiennes), et, entre Acceglio et ces derniers endroits, par A. MICHARD (1962 a) à Roccasparvera (Alpes cottiennes méridionales).

2° /- La "BANDE D'ACCEGLIO-COL DU LONGET" a un sens structural : elle désigne l'ensemble des formations qui apparaissent en demi-fenêtre sous les Schistes lustrés entre Acceglio et le Col du Longet, c'est à dire à la fois le socle siliceux permo-werfénien et sa couverture calcaire mésozoïque. Elle représente la plus orientale des trois bandes en lesquelles se subdivise, à la hauteur d'Acceglio, un ensemble d'affleurements permo-carbonifères et werfénien, bordant à l'Est le Briançonnais classique. Les deux autres bandes sont celles de Chillol-Marinet et du Roure.

Alors que la Bande Chillol-Marinet appartient à la zone briançonnaise classique, les bandes du Roure et d'Acceglio-Longet appartiennent à la zone d'Acceglio, par la nature de leurs couvertures mésozoïques.

C'est la partie méridionale de la bande d'Acceglio-Col du Longet qui fait l'objet de ce travail; la partie médiane en a été étudiée par A. MICHARD (1959), et la terminaison septentrionale par D. LEBLANC (1962).

CHAPITRE III: HISTORIQUE DES ETUDES PRECEDENTES

Ce Mémoire est le troisième qui soit entièrement consacré à une partie de la "Bande d'Acceglio-Col du Longet". Avant nous, A. MICHARD, en 1958 et 1959, et D. LEBLANC, en 1962, en ont étudié respectivement les parties centrale et septentrionale, et nous nous proposons ici d'en achever la description générale par l'étude de la terminaison méridionale.

Dans leurs monographies A. MICHARD et D. LEBLANC ont longuement exposé l'historique des études menées avant eux dans la région; aussi, nous ne ferons que résumer rapidement cette partie de leur propos, renvoyant le lecteur désireux de connaître plus de détails aux travaux en question. Par contre, nous pensons que notre tâche est de poursuivre l'étude historique de ces deux auteurs en y incluant leurs propres travaux et ceux qui les ont suivis.

L'histoire des conceptions relatives à la géologie de nos montagnes est celle-même des conceptions embrassant les Schistes Lustrés dans leur ensemble, car ce n'est que depuis peu qu'on est certain de l'indépendance structurale de ces montagnes et de leur environnement, tant la géographie les mêle intimement.

Les Schistes Lustrés ont préoccupé les géologues successivement à deux points de vue, qui sont le reflet de l'évolution des idées à l'échelle des Alpes entières: d'abord, et jusqu'à la fin du siècle dernier, seule la question de leur âge fut à l'ordre du jour; puis, l'accord étant fait sur ce premier point, se posa une seconde question fondamentale, celle de leur position : constituaient-ils ou non une nappe de charriage?

I-RECHERCHES SUR L'AGE DES SCHISTES LUSTRES, DU DEBUT DU  
19° SIECLE A S. FRANCHI.

Le début du 19° siècle vit la superficie des "terrains primitifs" - dont on avait cru, à la fin du siècle précédent, qu'ils formaient l'ensemble des Alpes internes - se réduire peu à peu, soit à la suite de découvertes locales de fossiles, soit par des considérations diverses inaugurant (ou mettant souvent en cause) des données fondamentales de la Géologie telles que l'existence et l'importance du métamorphisme, des plissements et des dislocations, ou la valeur stratigraphique des fossiles (I).

A. SISMONDA exposa dès 1838 et 1839, ce qu'il reprendra en 1862 dans sa "Carte Géologique de la Savoie, du Piémont et de la Ligurie": les Alpes piémontaises sont jurassiques et métamorphiques dans leur ensemble, sauf le Massif Dora-Maira et certaines serpentines qui sont d'âge "primitif".

Vers 1860, différents auteurs donnent des âges à des formations précises de la région:

- pour C. LORY (1860, 1873), le Permien du Col du Longet est un noyau cristallin "primitif" et les Schistes Lustrés sont triasiques ou même triasico-liasiques;

- pour L. PARETO (1861), les roches gneissoides et les anagénites du Monte Besimauca (Alpes Maritimes) sont permo-carbonifères, conception peu modifiée par les études modernes.

Avec B. GASTALDI (1876), on assiste à un vieillissement de toutes les formations des Alpes piémontaises: sont laurentiens les gneiss du Massif Dora-Maira, et huroniens les terrains de la Zone des "Pietre verdi" (calcschistes, ophiolites, quartzites, anagénites et roches gneissoides). Deux ans plus tard (1878), ces derniers terrains ne sont plus affirmés.

(I)- On trouvera des développements sur cette période de l'histoire de la Géologie Alpine dans l'étude bibliographique de F. ELLENBERGER, (1958). Ra

qu'anté-triasiques dans leur ensemble, les quartzites de notre bande étant attribués au Paléozoïque basal.

Une description sommaire de la Bande d'Acceglio-Col du Longet est faite par D. ZACCAGNA en 1887; mais, nos terrains lui semblent en intercalation monoclinale au sein des Schistes Lustrés réputés pré-paléozoïques depuis GASTALDI. Pourtant, il y avait là des roches qu'il avait étudiées et datées au Monte Besimauca en même temps qu'il y définissait ses "bésimaucaïtes permiennes": les anagénites ("Permien supérieur-Trias inférieur") et les quartzites blancs ("Trias inférieur").

Un âge carbonifère est encore avancé pour les calcschistes par A. PORTIS en 1888. Mais P. TERMIER s'accorde en 1890 avec ZACCAGNA pour en faire de l'Archéen ou en tout cas de l'anté-houiller en Vanoise (dans sa Carte au 80.000°).

Puis, en 1894, M. BERTRAND, après une étude détaillée du problème des Schistes Lustrés sur le terrain (en particulier dans la haute vallée de l'Ubaye jusqu'au Col du Longet, où il fut guidé par W. KILIAN), remet à l'honneur les conceptions de C. LORY: Les Schistes lustrés lui semblent triasiques. Quant "aux roches cristallines du Col du Longet", elles lui rappellent "celles du Permo-Houiller, et même du Permo-Houiller très supérieur... Sur ces roches cristallines reposent en concordance les Schistes Lustrés, plongeant toujours à l'Ouest, et contenant de nombreuses lentilles de serpentines".

C'est à la suite de cette étude de M. BERTRAND qu'E. HAUG suggère qu'il a existé -comme le rapporte F. ELLENBERGER (1958, p. 30)- un vaste géosynclinal des Schistes Lustrés de Cuneo à l'Inn et au-delà, séparé du géosynclinal dauphinois par un géanticlinal partiellement émergé, la zone du Briançonnais et le massif de l'Aar.

- pelons simplement la célèbre "Affaire de Petit-Coeur", en Tarentaise, qui ébranla les géologues à la suite de la découverte par Elie de Beaumont de Fougères du Houiller et de fossiles liasiques apparemment dans la même formation. L'enigme ne fut éclaircie qu'en 1861.

Insistons encore une fois sur le fait que ces âges avancés pour les Schistes Lustrés étaient fondés sur des considérations variées et non sur des découvertes de fossiles. Ainsi, M. BERTRAND dit lui-même que sa conviction se base sur le fait que les "coupes sont, en elles-mêmes inexplicables si les schistes lustrés ne sont pas du Trias". (1894, p. 70) (1).

On en apprécie que plus l'importance des découvertes paléontologiques que fit S. FRANCHI en 1898, dans les Schistes Lustrés piémontais, et qui lui permirent d'affirmer qu'ils comprenaient tout le Trias et une partie du Lias. Un siècle de discussions prenait ainsi fin.

Mais il convient de remarquer tout de même que les datations de FRANCHI ne concernent que la base des Schistes Lustrés, et que ceux-ci ne sont pas une "formation" monotone et homogène, mais un ensemble d' "unités" comme les travaux récents de M. LEMOINE et A. MICHARD le montrent, et que, par conséquent, une datation acquise dans l'une de ces unités ne règle pas l'ensemble du problème.

## II- DEBATS SUR LA POSITION DES SCHISTES LUSTRES PENDANT LE PREMIER QUART DU 20° SIECLE.

Le début de ce siècle vit donc les préoccupations des géologues travaillant dans nos régions se déplacer du problème de l'âge des Schistes Lustrés vers celui de leur position. Cela coïncida dans le temps avec

(1)- A vrai dire, G. DE MORTILLET en 1872, avait affirmé l'âge liasique des Schistes Lustrés, à la suite de la découverte de fossiles au Mont Genève. Mais, d'une part ce travail fut inconnu de GASTALDI (1876) et de ZACCAGNI (1887) qui en restèrent à un âge prépaléozoïque, et, d'autre part on sait maintenant que les fossiles du Mont-Genève étaient dans du Lias prépiémontais et non dans de véritables Schistes Lustrés.

la naissance des grandes théories tectoniques alpines.

Dès 1884, M. BERTRAND avait mis en évidence le charriage des Alpes de Glaris. Paradoxalement, dans son étude de 1894, c'est lui qui nie l'existence de grands recouvrements dans le cas des Schistes Lustrés (car il les croyait mésozoïques), s'opposant ainsi à P. TERMIER ( qui les croyait anté-houillers).

En 1899, ce dernier, dans son étude de la structure du Briançonnais, affirme que cette zone est un empilement de nappes, dont la plus haute est celle des Schistes Lustrés venue de l'Est. Cet empilement est postérieurement replissé en éventail. P. TERMIER fera ensuite machine arrière, puis reviendra de l'avant, pour enfin, en 1920, situer et décrire définitivement la nappe des Schistes Lustrés, en compagnie de W. KILIAN, dans quatre communications à l'Académie des Sciences de Paris.

Entre temps, M. LUGEON avait démontré l'existence des nappes du Simplon en 1901 et des grands charriages préalpins en 1902. Ses idées et celles d'ARGAND et STAUB aboutissent, en 1913, à la synthèse des Nappes Penniques.

Cependant, toutes ces magnifiques théories et synthèses n'avaient pas réussi à détourner l'attention de S. FRANCHI de ce qu'il observait objectivement dans les Alpes cottiennes, et particulièrement à Acceglio: sur (sous, après renversement) les assises permo-carbonifères, permo-triasiques et triasiques inférieures formant notre bande de terrains jusqu'au Col du Longet, viennent en concordance et en continuité de sédimentation des calcschistes à ophiolites du Trias moyen et supérieur, et du Lias. Par conséquent rien n'indique que ces calcschistes soient en repos anormal, éléments d'une grande nappe des Schistes Lustrés.

La pensée de S. FRANCHI peut être résumée, comme l'ont fait M. LEMOINE et A. MICHARD (1963, p. 4050): les Schistes lustrés d'âge liasique

ou post-liasique, ... autochtones, sont contenus dans un vaste synclinorium piémontais dont les deux flancs -l'occidental étant renversé- permettent d'observer la base triasico-liasique.

C'était un point de vue difficilement conciliable avec celui des géologues français; tout au plus ceux-ci auraient-ils pu concéder que les Schistes Lustrés étaient charriés en Vanoise et autochtones dans les Alpes Cottiennes centrales et méridionales, mais encore aurait-il fallu qu'ils les eussent vus et étudiés dans cette dernière région. C'est à cette fin qu'en Août 1925, S. FRANCHI, P. TERMIER, W. KILIAN et E. RAGUIN se retrouvèrent sur le terrain et parcoururent la région comprise entre Bardonnèche et le Col de Larche, en passant notamment à Acceglio.

Au retour, P. TERMIER fit un compte rendu à la Société Géologique de France, et S. FRANCHI à celle d'Italie. Leur lecture donne l'impression d'un pénible dialogue de sourds: S. FRANCHI se retranche derrière les faits, alors que P. TERMIER en tire des conséquences qu'il prétend évidentes, mais qui ne sont que le fruit de ses vues géniales. Même aujourd'hui, alors que les idées de P. TERMIER sont largement confirmées par des découvertes paléontologiques faites à Acceglio-même, aucun esprit objectif n'aurait l'audace d'affirmer que le contact des Schistes Lustrés sur les quartzites werféniens y est "évidemment anormal", et la valeur des travaux scientifiques de S. FRANCHI n'est en rien diminué, au contraire, par les développements récents des travaux dans toute cette région. (1) (2)

(1)-Nous reprendrons au début de notre chapitre consacré à "La série calcaire externe, à affinités briançonnaises" (p. ...) l'historique des travaux concernant plus particulièrement les formations situées au contact du substratum siliceux et des Schistes lustrés. Nous l'avons isolé afin de le développer plus longuement sans alourdir excessivement cet historique général.

(2)- Notons au passage, bien que nous ayons dit que cette excursion fut surtout consacrée au problème de la position des Schistes lustrés, que P. TERMIER, dans son compte-rendu à la Société Géologique de France, affirme quant à leur âge qu'ils forment "une série compréhensive dont les limites ne sont pas partout les mêmes", et qui va du sommet du Trias au Nummulitique (à Valdieu et Vinadio).

Ce premier quart de siècle, passionnant par l'effervescence intellectuelle qui agita les milieux géologiques, sera suivi par un autre beaucoup moins troublé, précédant le grand renouveau des recherches alpines qui se produira à partir de 1950.

En 1929, S. FRANCHI publie une synthèse de ses idées sur la tectonique des Alpes cottiennes franco-italiennes; puis, en 1930, il publie avec A. STELLA la feuille Dronera-Argentera de la Carte Géologique d'Italie au 1:100,000°, qui est la concrétisation d'un remarquable travail de terrain poursuivi pendant une quarantaine d'années. Ce document a encore actuellement une très grande valeur grâce à son objectivité foncière. (Les théories autochtonistes de S. FRANCHI ne se manifestent guère que dans la légende de cette carte).

La même année voit aussi le géologue français C. PUSSENOT (1930) être un des rares de ce côté-ci des Alpes à se dresser contre la notion de nappe des Schistes Lustrés (et contre la géologie "officielle" française de P. TERMIER et W. KILIAN)., alors que E. RAGUIN (1930) se déclare convaincu de la justesse des vues de P. TERMIER.

### III- TRAVAUX MODERNES ET RECHERCHES ACTUELLES.

Comme nous l'avons annoncé, la reprise des travaux de détail dans les Alpes franco-italiennes après la dernière guerre va amener une floraison de publications qui offriront des solutions aux problèmes en suspens, mais, surtout, poseront à nouveau une multitude de questions montrant à la fois l'insuffisance des grandes théories du début du siècle et les fruits que l'on peut tirer du lever cartographique à grande échelle.

Une des toutes premières études sera celle de P. ROUTHIER (1944), sur la chronologie des Roches vertes des Alpes occidentales. Elle est axée

sur la partie du Queyras située immédiatement au Nord du Col du Longet. A la suite de considérations de divers ordres (degré de laminage, pétrographie, position tectonique, recoupements des divers types, relations avec les radiolarites), ces roches vertes sont rapportées à deux générations : trias supérieur-infra jurassique et jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Si la partie des Alpes Cottiennes à laquelle appartient notre région restera encore pour quelques années l'objet de contestations sur le problème fondamental du charriage des Schistes lustrés, celui-ci ne fera rapidement plus de doute plus au Nord :

1- En Vanoise: F. ELLENBERGER montre, en 1958, que: "Dans tout le pays de Vanoise, les Schistes lustrés sont partout exotiques" (p. 342); "... La chose est évidente, puisqu'ils surmontent partout au moins des lambeaux d'une série néritique totalement distincte, allant du Trias à l'Eocène" (p. 415) "Nul raccord n'est plus possible au Nord de l'Arc entre les témoins les plus internes de la série de Vanoise ... et les témoins les plus externes de la Nappe des Schistes lustrés. Un abîme les sépare" (p. 344).

2- Dans le Massif d'Ambin: J. GOGUEL et P. LAFFITE, en 1952, exposent que: "Le Massif d'Ambin ... est constitué essentiellement par un dôme de gneiss paléozoïques environné par différents lambeaux de terrains secondaires .. qui apparaît en fenêtré au milieu des Schistes lustrés, lesquels dominent de toutes parts ses limites" (p. 575); " Sans aucun doute, la série des Schistes lustrés ... est absolument étrangère à la couverture du massif, et constitue une nappe de chevauchement, d'origine lointaine". Tout ceci est encore confirmé par l'étude détaillée d'éléments de cette couverture faite par J. GOGUEL et F. ELLENBERGER (1952): " Ces successions se rattachent incontestablement à la zone briançonnaise sensu lato ... L'existence de cette série démontre le caractère charrié de la série sus-jacente des

schistes lustrés" (p. 264).

L'accent est aussi mis par J. GOGUEL et P. LAFFITE en 1952, et, à nouveau par J. GOGUEL en 1955, sur l'importance d'une phase d'érosion qui aurait précédé la mise en place de la nappe des Schistes lustrés traînant sous elle des écailles de couverture mésozoïque.

Les choses étant ainsi bien acquises en Vanoise-Ambin, il devenait de plus en plus urgent et intéressant de savoir quelle était l'extension de cette Nappe des Schistes lustrés plus au Sud. Géologues italiens et français vont préciser leurs idées à la lumière des nouveaux travaux effectués sur le côté interne du Briançonnais:

1- Entre Névache et la Haute-Ubaye, sur 50 km, M. LEMOINE (1954 a, b, c) montre qu'il semble bien y avoir charriage de la série piémontaise ( zone du Gondran et Schistes Lustrés du Queyras, débutant sur un Trias dolomitique épais par du Rhétien fossilifère) sur la série briançonnaise définies stratigraphiquement, car il n'y a pas de termes de passage entre ces deux séries, mais, par contre, un contact anormal matérialisé sur le terrain par gypses, cargneules, schistes cristallins, Verrucano et quartzites.

2- De son côté, le géologue italien S. CONTI, en 1953 et 1955, reprend les idées autochtonistes de FRANCHI, en les complétant sur 3 points en ce qui concerne notre région de bordure Briançonnais-Schistes lustrés:

a/-Les calcschistes ne sont pas en continuité stratigraphique avec leur substratum permo-werfénien, mais, au contraire, transgressifs avec brèche de base;

b/-Ces mêmes calcschistes comportent, entre leur base bréchique et leur masse principale ophiolitique, des calcaires tabulaires infraliasiques (rhétiens);



c/- La tectonique est effectivement violente dans cette région: sans aller jusqu'à de gigantesques charriages, il faut admettre des écaillages et même des chevauchements locaux.

3- Dans la Bande du Roure, séparée de notre Bande d'Acceglio-Col du Longet par un synclinal de Schistes lustrés, M. GIDON, en 1955, admet que l'on se trouve dans le domaine piémontais: les Schistes lustrés sont en contact stratigraphique sur le substratum siliceux de cette bande renversée vers l'Est, et, s'il y a un charriage, le contact anormal passe par une ligne de dislocation marquée par des gypses et cargneules immédiatement à l'Ouest. La base des Schistes lustrés serait marquée par des "calcaires marbreux, clairs, qu'il faut sans doute rapporter au Trias moyen" (p. 156), au-dessus desquels se trouvent des lentilles de roches vertes. En tout cas, "la bande siliceuse du Roure ne présente en aucun point de terrains montrant la séquence des terrains briançonnais" (p. 155).

4- Un premier pas considérable est franchi par M. LEMOINE en 1957, dans cette même bande du Roure et au Col du Longet.

Il montre que les calcaires qui se trouvent sur les quartzites werféniens de la bande du Roure ne sont pas du Trias moyen comme le croyait M. GIDON (1955) mais bien une couverture briançonnaise typique quoique réduite. Ces assimilations de faciès sont confirmées par des découvertes de microfaunes: Calpionelles dans un marbre blanc superposé à un faciès Marbre de Guillestre, Globotruncana et Globorotalia dans des croûtes ferrugineuses et phosphatées ("hard-grounds") qui surmontent

ces premiers marbres et supportent des calcschistes chloriteux équivalents métamorphiques des marbres en plaquettes briançonnais.

Au Col du Longet, les mêmes constatations purent être faites, mais le métamorphisme et les complications tectoniques rendirent l'analyse stratigraphique plus difficile. De plus, aucune microfaune n'y fut découverte.

5- C'est enfin, au milieu de la Bande d'Acceglio, à Bellino (Val Waraita) et à Canosio (Val Marmora, affluent du Val Maira), que J. DEBELMAS et M. LEMOINE décrivent en 1957 de nouvelles couvertures à affinités briançonnaises sous les Schistes Lustrés. (1)

Ainsi, en 1957, on peut être convaincu de la réalité du charriage des Schistes lustrés dans des régions situées très au Sud de la Vanoise et d'Ambin. Mais ce n'est pas la seule acquisition. Cette série piémontaise est charriée sur un autochtone relatif original par rapport au Briançonnais classique: c'est la ZONE D'ACCEGLIO que J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1957), définissent par la "transgression du Jurassique... sur le Werfénién ou le Permien, le Trias moyen calcaréo-dolomitique ayant été presque entièrement détruit par une érosion probablement anté-rhétienne". (2).

L'étude détaillée de la partie médiane de la Bande d'Acceglio-Col du Longet, qu'entreprit en 1957 A. MICHARD, lui permit à la fois de confirmer

(1)- Nous détaillerons leurs descriptions de ces couvertures homologues longitudinales de celles que nous avons nous-mêmes mises en évidence sur notre terrain d'étude, dans notre chapitre consacré à "la couverture externe, à affinités briançonnaises".

(2)- Voir ci-dessus Ch. II ("Cadre géologique et structural") le détail des caractéristiques de la zone d'Acceglio, et aussi la différence à faire entre "zone" d'Acceglio et "bande d'Acceglio-Col du Longet".

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

les idées relatives à la couverture mésozoïque et le charriage des Schistes lustrés. De plus, il se révéla que le socle siliceux lui-même était exceptionnellement riche en problèmes extrêmement intéressants. En 1958, dans son Diplôme d'Etudes Supérieures, puis dans une note synthétique écrite en 1959, il fait une extrêmement belle description de son terrain d'étude. Trois grands ensembles y supportent la nappe des Schistes lustrés:

1- Une couverture mésozoïque proche de la Série Val d'Isère-Ambin: des marbres chloriteux néocrétacés-paléocènes; des calcaires grésivoirins et des calcaires feuilletés rosés jurassiques; des dolomies et calcaires dolomitiques du Trias moyen; des quartzites blancs werfeniens, des Anagénites néopermiennes.

Cette couverture repose en discordance saaliennne sur:

2- Un ensemble stéphano-permien qui se subdivise en deux groupes:

a/-un groupe supérieur de type Vanoise interne (Zone Mont-Pourri-Ambin): schistes, quartzites et gneiss chlorito-albitiques; schistes conglomératiques polygéniques et schistes quartzitiques blancs.

b/-un groupe inférieur de type spécial: gneissoeillés à microcline (métasomatose potassique éopermienne de type Sapey) compris au sein d'arkoses cyano-biotitiques produits de l'érosion des gneiss sous-jacents; prasinites lawsonitiques en sills ou en coulées.

3- Un socle polymétamorphique tranché par une discordance hercynienne sudète: gneiss leucocrates à disthène, microcline et

deux micas, associés à des micaschistes à biotite et grenats.

Le problème du charriage des Schistes lustrés dans notre région fut définitivement réglé par la découverte faite en 1960 par M. LEMOINE, de microfaunes du Crétacé supérieur dans le même "hard-ground" du Col du Longet qui était resté stérile en 1957. Ainsi, la Bande d'Acceglio-Col du Longet était bien une demi-fenêtre de terrains à faciès briançonnais isolés au sein d'une grande nappe dont l'ampleur du charriage était à cette latitude d'au moins 15 à 20 Km. et cette démonstration se fondait sur des preuves micropaléontologiques et non plus seulement sur des analogies de faciès (d'ailleurs confirmées par ces mêmes microfaunes).

En 1962, D. LEBLANC décrit dans son Diplôme d'Etudes Supérieures la terminaison septentrionale de la Bande d'Acceglio dans les environs du Col du Longet. Il y retrouve la même série lithologique que dans la partie médiane étudiée par A. MICHARD et admet la même stratigraphie, avec quelques particularités:

1- L'érosion post-triasique a été là particulièrement violente, attaquant non seulement la couverture triasique, mais aussi, et très profondément, les quartzites werféniens et les anagénites permo-triasiques.

2- Le caractère intrusif des prasinites lawsonitiques est mis en doute par l'observation de leur passage progressif aux arkoses cyano-biotique et à des schistes chlorito-sériciteux, équivalents des schistes chlorito-albitiques de A. MICHARD. Elles seraient plutôt détritiques à partir de roches plus anciennes ou de tufs contemporains.

3- La couverture post-triasique est très réduite et parfois absente.

4- La nappe des Schistes lustrés a entraîné sous elle de grandes masses de brèches originaires d'un domaine situé plus à l'Est que la zone d'Acceglio, mais avant la zone piémontaise.

Cette même année 1962, nous retrouvons le "hard-ground" fossilifère sur toute la bordure occidentale de notre terrain, entre Acceglio et la Cresta della Marchisa, prolongeant ainsi de 20 Km vers le Sud la démonstration micropaléontologique du charriage des Schistes lustrés que M. LEMOINE avait faite au Col du Longet (1960 b).

Ainsi reconnue sur toute l'étendue de la Bande d'Acceglio-Col du Longet et dans la Bande du Roure, la Zone d'Acceglio devint, comme l'avait pressenti J. DEBELMAS et M. LEMOINE en 1957, une nouvelle unité paléogéographique dont les caractères propres (érosion anté-jurassique du Trias calcaro-dolomitique, couverture mésozoïque très réduite, souvent hard-ground fossilifère) étaient suffisamment clairs pour permettre d'y rattacher d'éventuelles nouvelles unités dont l'inventaire restait à faire à la limite du Briançonnais et des Schistes lustrés. C'est ce à quoi allaient s'attacher M. LEMOINE en direction du Nord, et J. P. BLOCH et A. MICHARD vers le Sud à partir de la région d'Acceglio-Longet.

En même temps qu'il reprit en détail l'analyse des unités extrêmement complexes qui jalonnent le "front" des Schistes lustrés entre l'Ubaye et la latitude des massifs de Vanoise-Ambin, M. LEMOINE s'efforça de résoudre les nombreux problèmes paléogéographiques, structuraux, tectoniques, pétrographiques, sédimentologiques... que la mise en évidence récente de la zone d'Acceglio avait faits surgir.

Une première mise en ordre des différentes unités se succédant à la marge interne de la zone briançonnaise est donnée par M. LEMOINE en 1960 (a). On a ainsi, sur des transversales-types, d'Ouest en Est:

- 1- Transversale de l'Ubaye:
  - a-Unités du Briançonnais interne (Trias calcaro-dolomitique épais).
  - b-Ecailles complexes à "semelle siliceuse": ultrabriançonnaises (Zone d'Acceglio, Roure) ou prépiémontaises.
  - c-Schistes lustrés piémontais ophiolitifères charriés.

## 2- Transversales du Guil (Queyras) et de Briançon-Montgenèvre:

- a- Unités du Briançonnais interne.
- b- Ecailles complexes à "semelle siliceuse" avec transgression de formations post-triasiques d'affinités tantôt briançonnaises, tantôt piémontaises (Ecailles intermédiaires et klippe de la "4° écaillé").
- c- Unités prépiémontaises de la zone du Gondran, sans ophiolites.
- d- Schistes lustrés piémontais ophiolitifères charriés.

M. LEMOINE pense que l'érosion du Trias calcaro-dolomitique de la zone originelle des écailles à semelle siliceuse a alimenté les séries piémontaises en conglomérats, et, peut-être, la base du Dogger du Briançonnais interne en quartz détritique, alors que, sur cette zone elle-même se sont formés des conglomérats à ciment "quartziteux" ou "micaschisteux" en l'absence de transport et de tri mécanique.

Ces mêmes unités tectoniques du Briançonnais interne et du bord de la zone des Schistes lustrés, dans les vallées du Guil et de l'Ubaye, sont étudiées en grand détail par M. LEMOINE en 1961 (a), en insistant sur la modification de leur composition, de leur importance relative et de leur style tectonique quand on se déplace longitudinalement dans les structures, phénomène qui va d'ailleurs de pair avec des modifications au sein de la zone briançonnaise classique elle-même.

Partant encore de ces mêmes unités tectoniques, M. LEMOINE étudie la même année (1961 b), leurs extensions et leurs modifications possibles:

- 1-Vers le Sud et le Sud-Est, dans les Alpes maritimes et ligures.
- 2-Vers le Nord, dans la Vanoise.
- 3-Encore plus au Nord, dans les Préalpes du Chablais.

Et il donne, dans chacun des cas, un essai de coordination des séries stratigraphiques où l'on voit se succéder les équivalentes longitudinales

possibles des séries du Guil et de l'Ubaye.

De plus, une longue partie de cette étude est consacrée aux processus possibles responsables de la dénudation de la Zone d'Acceglio et de ses équivalents (érosion subaérienne ou écroulements de talus), ainsi que de l'élaboration et du transport du matériel détritique. La Zone d'Acceglio correspondrait alors (au Lias-Dogger) à la partie supérieure d'une "flexure prépiémontaise" alimentant la partie inférieure en matériaux détritiques. De l'évolution paléogéographique est tirée une explication des différences de styles tectoniques, dûes à une localisation variable des niveaux de décollement.

Enfin, une mise au point générale des connaissances actuelles sur les relations des Schistes lustrés piémontais avec la Zone briannonnaise dans les Alpes cottiennes a été faite récemment (1963), toujours par M. LEMOINE, où sont synthétisées toutes les idées dont nous venons de parler, ainsi que celles que nous aborderons plus bas et qui ont particulièrement trait à la grande masse des Schistes lustrés.

L'inventaire des unités pouvant être rattachées sans peine à la zone d'Acceglio, et se trouvant entre la Maira et la Méditerranée, resta au stade de l'identification, les auteurs de ces découvertes ne centrant pas, comme M. LEMOINE, leurs travaux sur ces unités, et se contentant d'en signaler l'existence. C'est ainsi que la zone d'Acceglio fut reconnue:

1-En 1961 par J. P. BLOCH (1961 b) dans la fenêtre tectonique de Castelvechio (Alpes maritimes italiennes), où il trouva directement transgressive sur le Trias, une série comprenant: des marbres et conglomérats à éléments triasiques

(Malm probable); une croûte phosphatée à débris de Globigérines et de Rosalines (Crétacé supérieur); une série de schistes grésocalcaires: calcschistes à la base (Crétacé supérieur), schistes calcaires noirs avec lentilles de calcaire noir et microbrèches au sommet (Nummulitique).

En groupant cette série de Castelvechio avec celle de la côte ligure -où le Jurassique est aussi transgressif sur le Trias inférieur (1961 a) - cet auteur définit un domaine s'étendant au minimum de Garesio jusque dans le Finalese "où une érosion intense ... de la couverture calcaro-dolomitique du Trias moyen a précédé le dépôt du Malm..." (p. 1825).

2- En 1962 par A. MICHARD (1962 a) à Roccasparvera, sur la Stura de Demonte face à Borgo San Dalmazzo, dans une situation géographique faisant le jalon entre Acceglio et les Alpes maritimes italiennes: directement sur les quartzites repose une série tout à fait semblable à celle d'Acceglio et que nous ne détaillerons pas ici pour cette raison. Disons seulement que le "hard-ground" y a aussi livré des Globotruncana.

En même temps que se précisait l'extension paléogéographique de la zone d'Acceglio, et que les nombreux problèmes que sa mise en évidence avait faits surgir étaient posés plus clairement et recevaient des tentatives d'explication, se poursuivait l'étude de la grande masse des Schistes lustrés, dont notre terrain d'étude forme la frontière occidentale sur une bonne distance. La parenté qui lie ces domaines aux points de vue géographique et géologique, comme nous l'avons vu tout au long de cette étude historique, s'étend aussi aux méthodes d'approche scientifique des différents problèmes qu'ils posent et principalement de celui de leur analyse structurale en la quasi-absence

de repères paléontologiquement fondés.

Après sa brillante analyse de la Bande d'Acceglio-Col du Longet en Val Varaita, A. MICHARD s'attaqua aux Schistes Lustrés qui la bordent à l'Est. Les problèmes qui y étaient en suspens avaient été plus d'une fois exposés par M. LEMOINE, la dernière en date consistant en un article synthétique de 1959 où, après un bref rappel de quelques âges attribués aux Schistes lustrés, cet auteur insistait sur le fait que les données paléontologiques qu'on y dispose sont dûes à S. FRANCHI, et concernent seulement leur substratum (Trias) ou leur extrême base (Rhétien, Lias inférieur). Puis il critiquait les autres critères éventuellement utilisés pour dater la masse elle-même: niveaux pétrographiques caractéristiques (microbrèches, radiolarites, marbres clairs), passages latéraux à des séries connues (à la série du Briançonnais en particulier). A l'aide de l'exemple de deux coupes, il montrait la complexité tectonique de cette région et le fait que des contacts anormaux de plus ou moins grande amplitude peuvent y passer inaperçus. Sa conclusion, enfin, était sinon une sorte de vue prémonitoire des futures développements du travail scientifique, tout au moins l'énoncé de la méthode d'analyse dont l'application, nous allons le voir, sera extrêmement fructueuse: "il n'est pas impossible que la grande masse des Schistes lustrés des Alpes cottiennes et briançonnaises soit partout séparée par des contacts anormaux soulignés ou non par des cargneules, des couches fossilifères triasiques, rhétiennes et liasiques apparemment dépourvues de roches vertes qui, à l'Est comme à l'Ouest, paraissent en première vue représenter leur base stratigraphique" (p. 92).

C'est ce qu'allait confirmer A. MICHARD en 1961: il divise les Alpes cottiennes sud-orientales en 7 unités, toutes séparées par des contacts anormaux, marqués par des coussinets tectoniques discontinus (serpentine, cargneules, dolomies, quartzites...):

- a/- Deux unités forment un socle relatif plus ou moins écaillé (S et S').
- b/- Deux unités, essentiellement calcaro-dolomitiques, contiennent tous les termes fossilifères, mais jamais de roches vertes (I et III).
- c/- Deux unités, celles des Schistes lustrés s. s. et du Mont-Viso, sans aucun fossile, contiennent l'ensemble des roches vertes de la région (IV et IV').
- d/- enfin, l'unité II montre une association de terrains de type S' et IV.

Ainsi, "les schistes lustrés (ophiolitifères) sont indépendants tectoniquement des gisements qui, depuis S. FRANCHI, en dataient classiquement la base". (1)

Revenant, en 1962, sur les Schistes lustrés du Queyras et de la Haute-Ubaye M. LEMOINE, y décrit une séquence "polarisée" de roches vertes (serpentine à la base, pillow-lavas au sommet), ce qui lui permet de confirmer "une fois de plus, le caractère non seulement magmatique, mais encore essentiellement volcanique, d'une grande partie des ophiolites de la zone piémontaise", et de discuter les arguments favorables à une origine "para" des ophiolites alpines, en remarquant qu'ils s'accordent aussi bien avec une origine volcanique. Si l'espoir de voir les ophiolites montrant des pillows fournir un repère stratigraphique lui paraît bien peu fondé, la considération de leur rôle tectonique l'amène, par contre, dans cette région, "comme A. MICHARD dans

(1)-Complétant son schéma structural, A. MICHARD (1962 b) a été amené à subdiviser son unité S en deux: S<sup>III</sup>, la plus profonde, et S<sup>II</sup>, représentant la partie supérieure de l'ancienne unité S. Cela après la mise en évidence d'un nouveau grand contact anormal (pinçant calcschistes, calcaires, dolomies, cargneules, serpentines, prasinites, quartzites).

(1)-Un schéma de cette colonne stratigraphique est donné par J. DERELMAS.

les Alpes cottiennes méridionales, à chercher dans certains alignements ophiolitiques des "fils d'Ariane" permettant de suivre des contacts anormaux au sein des Schistes lustrés, de même qu'ailleurs on suit les bandes de gypses et cargneules triasiques".

La synthèse des travaux des deux auteurs précédents les amène à livrer en 1963, un schéma structural plus étendu que n'était celui de A. MICHARD en 1961, et comprenant tous les calcschistes épimétamorphiques (Schistes lustrés s.l.) situés entre le Massif Dora-Maira à l'Est, et la zone Briançonnaise à l'Ouest.

Deux ensembles y apparaissent encore:

- 1- Les Schistes lustrés s. s., ophiolitifères, mais sans fossiles.
- 2- Les séries à base triasico-liasique datée, à niveaux de brèches, sans ophiolites, affleurant sur les deux marges des Schistes lustrés.

L'accent est encore mis sur l'importance tectonique des chapelets de dolomies, cargneules, serpentines et quartzites (voire même des intercalations attribuables à la série du Flysch à Helminthoïdes).

Deux hypothèses sont avancées sur la position originelle des unités actuellement en contact anormal, sans que les auteurs optent pour l'une ou l'autre:

- 1- Une série stratigraphique piémontaise unique, comprenant de bas en haut les séries triasico-liasiques datées, les Schistes lustrés à ophiolites et des flyschs néocrétacés (du type Flysch à Helminthoïdes), qui se serait ensuite clivée à la faveur de "niveaux de décollement préférentiels dirigés par la stratigraphie". (1)

(1)- Un schéma de cette colonne stratigraphique reconstituée artificiellement est donné par J. DEBELMAS et M. LEMOINE dans un article de

- 2- Deux bassins piémontais: interne (Schistes lustrés s. s.) et externe (séries à Lias fossilifères et à brèches) plus ou moins séparés, selon les époques et les endroits, par un haut-fond (l'actuel Massif Dora-Maira).

En tous cas "on ne dispose donc plus, pour le moment, d'aucun argument direct pour dater ces Schistes lustrés (à ophiolites), ni pour fixer l'emplacement de leur domaine de sédimentation".

Enfin, récemment, F. ELLENBERGER, A. MICHARD & C. STURANI (1964) ont découvert un gisement d'Ammonites déterminables (Sinémuriennes), au Vallon de Narbona, loin de la base de la "Nappe piémontaise inférieure". A côté de cette découverte exceptionnelle, un autre point important est la mise en évidence, dans une coupe stratigraphique continue de cette "Nappe piémontaise inférieure", d'ophiolites, sous le coussinet tectonique ici triasique de la "Nappe piémontaise supérieure", dont le monopole des ophiolites n'est donc plus une caractéristique majeure. Ainsi, en l'état actuel des travaux, il n'existe plus de différence fondamentale entre les deux nappes piémontaises, sinon dans l'importance relative qu'y prennent chacun des éléments constitutifs (Trias lias basal, niveaux à brèches, phyllades, calcschistes, ophiolites...).

A. MICHARD & C. STURANI (1964) ont repris en l'illustrant la description de cette coupe de la "Nappe piémontaise inférieure" ayant livré Ammonites et ophiolites. Leurs conclusions paléogéographiques sont particulièrement intéressantes: "les unités III et IV seraient deux parties de la Nappe piémontaise, décollées soit du Dora-Maira ou d'une partie de ce massif, soit

synthèse plus générale: "La structure et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents" L'Information scientifique, N° 1 (janv. fév. 1964). (p. 20)

de sa marge interne... Nous inclinons vers la seconde hypothèse". Cela signifie, entre autres conséquences, que le massif Dora-Maira apparaît actuellement en fenêtre sous la Nappe piémontaise, et représente une partie de la "Zone intermédiaire" (que ces auteurs ne veulent pas encore nommer) comprise, au Mésozoïque, entre la Zone d'Acceglio et la Zone piémontaise, cette "zone intermédiaire" étant constituée d'une alternance de hauts fonds faillés et de sillons.

Nous terminerons cette longue étude historique en revenant de façon plus précise à notre Zone d'Acceglio, afin de nous rendre compte en quoi les récents développements de la géologie alpine l'intéressent et éventuellement l'incluent.

Disons tout d'abord que dans chacun des derniers schémas structuraux la "Zone d'Acceglio fait toujours partie intégrante du Briançonnais", acquisition immuable fondée sur les analogies des faciès corroborées par des preuves micropaléontologiques.

A. MICHARD & C. STURANI (1964) ont montré, comme nous venons de le voir, que la Zone d'Acceglio borde à l'Ouest leur "Zone intermédiaire" actuellement masquée en partie par le charriage de la Nappe piémontaise. Il n'est pas inintéressant de remarquer à ce propos que, si dans son schéma Structural de 1961 A. MICHARD ne parlait pas nommément de la Zone d'Acceglio, par contre son attribution au Permo-Carbonifère, Permo-Trias et Werfénien de certains éléments de son Unité S était fondée sur l'analogie qu'il avait notée par ailleurs en 1960, entre des affleurements de passées anagénitiques (dans des microconglomérats quartziteux à ciment quartzo-phengitique), de quartzites conglomératiques et de quartzites blancs de la région de Sampeyre, avec leurs homologues stratigraphiques de la Bande d'Acceglio bien connue de lui.

Nous ne pouvons conclure sans faire remarquer que, mis à part les travaux de A. MICHARD (1959) et de D. LEBLANC (1962), les formations qui nous occupent ont surtout été étudiées dans l'optique de l'unité paléogéographique mésozoïque dont elles font partie (1) (2). Or, son substratum siliceux permowerfénien pose lui-aussi de nombreux et ardues problèmes: nous les aborderons dans le corps-même de ce Mémoire.

(1)- Si l'on excepte un court chapitre de l'étude de A. MICHARD (1962 b) consacrée à "Quelques aspects de la zonéographie alpine dans les Alpes cottiennes méridionales", où il intègre ses résultats de 1959 et ceux de D. LEBLANC (1962) dans un cadre plus général.

(2)-A. TOLLMANN (1964) vient de montrer que dans la fenêtre des Hohe Tauern, la Zone de Hochstegen est l'équivalent de la Zone d'Acceglio: "La couverture permo-mésozoïque des gneiss centraux para-autochtones présente de grandes similitudes avec la zone d'Acceglio. Dans les Tauern, les quartzites permo-scythiens reposent directement sur le Cristallin et supportent les calcaires de Hochstegen dont l'âge jurassique supérieur est précisé par un Périssphinctes. Cette grande lacune et la présence d'un niveau détritique très mince à la base des calcaires du Malm montrent la grande ressemblance paléogéographique de ces zones homologues".

CHAPITRE IV: FORMATIONS ET PHENOMENES SUPERFICIELS.

Son altitude passant de 3071 m (à la Rocca la Marchisa) à 1110 m (au hameau de Maddalena) en 7 km à vol d'oiseau, notre terrain a une morphologie extrêmement vive, résultat d'une action continuelle des divers agents de l'atmosphère et de l'hydrosphère sur la petite portion de la lithosphère qu'il occupe, en mettant en relief l'hétérogénéité de ses assises. Il en résulte des zones d'érosion intense mettant la roche à nu, et des zones de transport et d'accumulation des produits de cette érosion. Ce sont ces dernières zones, superficielles, que nous étudions ici.

Nous nous sommes attachés à distinguer cartographiquement parmi les formations et les phénomènes superficiels:

1°/- LES ALLUVIONS, dépôts horizontaux n'existant que dans le fond de la vallée de la Maira, rivière déjà importante au niveau d'Acciglio. Parmi elles, on discerne facilement:

- les alluvions très récentes (Ar), correspondant à la grande crue de 1957, que les habitants appellent d'ailleurs "la grande alluvion".
- les alluvions antérieures ou anciennes (Aa) qui comportent encore actuellement les champs cultivés ayant résisté aux assauts du torrent.

2°/- LES CONES DE DEJECTIONS TORRENTIELLES (Dj), épanchements des matériaux transportés par les affluents de la Maira. Plusieurs très beaux exemples sont observables qui s'épanchent du Passo delle Brune et du Colle Ruissas vers la haute vallée du Rio di Verzio, au



niveau de laquelle ils se raccordent aux éléments d'origine glaciaire. Mais les plus typiques occupent les deux versants du Val Maira, en particulier celui qui disperse en éventail les apports du Rio delle Grange.

3°/-LES EBOULIS (Eb), nappes de matériaux détritiques de toutes tailles, accrochées sur les pentes immédiatement sous les zones où la roche est à nu, récoltant les produits de sa désagrégation, et sans cesse en marche vers le bas, car sans cesse alimentées par les parties hautes. Leur forme rappelle celle des cônes de déjections torrentielles bien que les agents formateurs soient différents (ici la gravité, là l'écoulement des eaux d'un torrent). Ainsi toute la crête Maira-Varaita et toute la dorsale Marchisa-Punta Culour, ont leur pied bordé d'un feston d'éboulis, bien que leur base soit en partie fixée par la colonisation végétale partie des alluvions horizontales.

4°/-LES EBOULEMENTS (EB), dont le mécanisme de mise en place diffère essentiellement de celui des éboulis par son caractère beaucoup plus bref, duquel il résulte une morphologie chaotique s'opposant au beau modelé des éboulis dont le profil est équilibré, qualité qu'ils partagent avec les cônes de déjections torrentielles. De tels éboulements sont visibles au pied des murailles quartzites conglomératiques qui forment la tranche du Piano Valnetto (sur lequel se trouve le Lago Camoscere) et celle du Monte Ruissas aux environs de la Porta di Roma. Des éléments de couverture calcaire sont aussi éboulés au-dessus des Grange Gias Vecchie dans le haut vallon d'Elva, à 2450 m.

5°/-LES MORAINES (M), le plus souvent colonisées par l'alpage, mais encore parsemées çà et là de très gros blocs que seuls des glaciers furent capables de transporter.

Toute la morphologie de la région est marquée par le séjour qu'y ont fait les glaciers quaternaires. Ainsi, la partie haute du cours du Rio di Verzio est comprise dans une vallée s'étendant au pied de la Rocca la Marchisa et qui a une morphologie d'origine glaciaire: derrière quatre verrous principaux (du Nord au Sud: quartzites de la Capana di Verzio; quartzites et couverture calcaire situés 500 m plus au Sud; affleurements permotriasiques et mésozoïques dominant les Granges Baricocca; enfin, resserrement de cette vallée au passage d'une barre de quartzites werféniens immédiatement avant le confluent du Rio di Verzio et du Rio Mollasco), s'étendent des plans herbus mollement ondulés, souvent marécageux, quelquefois occupés par de petits lacs (comme celui qui se trouve au pied occidental des Rochers de la Lausa, à 2586 m) et où les affleurements rocheux sont de petits drumlins.

De même tout le plan formé par la surface structurale des quartzites conglomératiques renversés et que domine la crête Maira-Varaita entre le Monte Camoscere et la Rocca la Marchisa, puis la dorsale qui lui est perpendiculaire entre ce dernier sommet et le Monte Chersogno, est occupé par une gigantesque accumulation chaotique de quartzites francs ou conglomératiques de toutes tailles (jusqu'à la dizaine de mètres), moraines résiduelles de glaciers d'altitude aujourd'hui disparus, entourant le petit Lago Camoscere (2644 m).

Ces glaciers des parties hautes, qui ont sans doute persisté les derniers, n'étaient que les affluents de celui qui devait occu-

per la vallée de la Maira, en la comblant assez pour que des résidus de ses moraines latérales soient encore présents à 1500 m d'altitude aux environs des Grange Podio (1 km au Nord de Maddalena) sous forme de blocs striés de calcaires et dolomies triasiques intacts de tout métamorphisme, donc provenant du haut Val Maira en amont d'Acceglio.

6°/-LES GLISSEMENTS ET SOLIFLUXIONS (g), phénomènes intéressant essentiellement les pentes occupées par les Schistes lustrés sous leur faciès de phyllades noires. On voit alors les flancs des montagnes sembler "s'écouler" vers le bas des pentes, entraînant des touffes d'herbe, formant des bourrelets, laissant vers le haut des loupes d'arrachement. La base orientale de la Costa Sebolet formée de Schistes lustrés, a ainsi progressé dans son ensemble vers l'axe de la vallée du Rio di Verzio, masquant des affleurements de couverture calcaire autochtone et reportant ainsi beaucoup plus bas les contacts apparents entre la nappe des Schistes lustrés et son substratum.

## DEUXIEME PARTIE

### DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE ET ESSAI DE STRATIGRAPHIE DE LA SERIE SILICEUSE.

Les géologues alpins qui étudient le Briançonnais ont coutume d'opposer une "SERIE SILICEUSE" permo-carbonifère et werfénienne à une "SERIE CALCAIRE" post-werfénienne. Cette distinction, que nous avons adoptée dans notre exposé, s'impose particulièrement dans la bande d'Acceglio-Col du Longet car le socle siliceux - c'est-à-dire la quasi-totalité des affleurements - y pose des problèmes radicalement différents de ceux qu'y pose la mince pellicule calcaire qui le recouvre.

La série siliceuse de la bande d'Acceglio-Col du Longet s'est révélée être constituée:

- 1- De terrains très classiques dans l'ensemble du Briançonnais: les quartzites werféniens et les anagénites néopermiennes ("Verrucano").
- 2- De terrains plus anciens que les précédents et tout à fait originaux. Comme nous l'exposerons dans les pages qui vont suivre, ils appartiennent à deux grands ensembles: un complexe volca-

nique acide (porphyres quartzifères, arkoses et produits tu-  
facés, porphyroïdes sériciteuses ou muscoviteuses, porphy-  
roïdes ocellées muscoviteuses, porphyroïdes ocellées jadéiti-  
ques, schistes et micaschistes variés...) et un complexe vol-  
canique basique (peu développé sur la partie que nous avons  
étudiée où il est représenté essentiellement par des schistes,  
micaschistes et gneiss chlorito-albitiques). De plus, des ter-  
mes de passage d'un complexe volcanique à l'autre ainsi que  
des remaniements postérieurs sont observables qui rendent la  
définition des types pétrographiques assez délicate.

Nous étudierons ces terrains siliceux dans l'ordre stratigra-  
phique supposé en conservant les grands cadres que nous venons de tra-  
cer: d'abord les deux complexes volcaniques, puis le Néopermien et le  
Werfénien.

CHAPITRE I: ETUDE PETROGRAPHIQUE DES PORPHYRES QUARTZIFERES  
ET DES PORPHYROIDES SERICITEUSES.

En 1898, S. FRANCHI décrit, dans la région de la Rocca della  
Marchisa et du Colle delle Sagneres, des schistes, des micaschistes et des  
gneiss à pyroxènes, tous présumés d'âge permo-carbonifère et contenant des  
lentilles de roches éruptives acides (porphyres quartzifères).

Plus tard, en 1930, S. FRANCHI et A. STELLA, publiant leur  
Carte Géologique au 1:100.000° (feuille n° 78-79 Dronero-Argentera), y  
consignèrent les mêmes observations: on peut voir sur cette carte, dans la  
même région, une lentille indiquée  $\Pi$  ("Porphyres quartzifères, quelquefois à  
structure globulaire, et souvent plus ou moins laminés") au milieu d'affleure-  
ments marqués msp ("micaschistes à lentilles et nodules quartzeux, passant à  
des schistes sériciteux près du Col du Longet et au Colle della Marchisa. Por-  
phyres à Augite laminés, insérés dans les schistes précédents, présentant des  
formes gneissiques au Colle della Marchisa").

Le principal gisement de porphyres quartzifères que nous avons étu-  
dié, en dehors de celui signalé par S. FRANCHI et A. STELLA dans leur Carte  
Géologique, fut découvert par F. ELLENBERGER non loin d'Acceglio, sur le  
côté de la route qui descend vers Prazzo, au pied de la Costa Chiot. Cet auteur  
en fait mention dans son observation à la note dans laquelle A. MICHARD (1959)  
présente l'ensemble des résultats de ses études dans la région de Bellino, et il  
suggère même que ces porphyres quartzifères pourraient être en relation géné-  
tique avec des gneiss leucocrates décrits en détail par A. MICHARD, en parti-  
culier au Colle delle Sagneres.

Avant de discuter de ces intéressants problèmes de genèse, il nous  
faut décrire ces roches originales.

La carte que nous avons nous-mêmes levée révèle 3 groupes de

gisements de ces porphyres quartzifères:

I- Dans la vallée de la Maira - Les affleurements découverts par F. ELLENBERGER sur la rive gauche de cette rivière, passent sur sa rive droite où ils prennent une grande extension.

II- Dans la bande de gneiss et de micaschistes qui part du sommet 2985 m., passe au pied oriental des Rochers de la Lausa, atteint le sommet 2903 m et repart se perdre vers le Sud dans les flancs orientaux des Monte le Brune et Ruissas. Les roches signalées par S. FRANCHI et A. STELLA, et dont il est question au début de ce chapitre, se rapportent à ce groupe.

III- Enfin, tout le long de la vallée de direction méridienne où se trouve le haut-cours du Rio di Verzio.

Dans les groupes II et III les porphyres quartzifères sont associés à des gneiss à muscovite et à des schistes permien et permotriasiques; alors que dans le groupe I aucun gneiss ou schiste n'est visible dans leur voisinage immédiat. De plus, toujours dans ces groupes II et III, nous verrons que la nature pétrographique et le mode de gisement de certaines de ces roches autorisent à les appeler porphyroïdes.

## I- ETUDE DES PORPHYRES QUARTZIFÈRES DE LA VALLÉE DE LA MAIRA. (GROUPE I).

Lorsque l'on part d'Acceglio pour se diriger vers l'Est, en descendant la vallée de la Maira, on rencontre successivement:

1- Les Schistes Lustrés à Ophiolites (calcschistes, phyllades, niveaux à brêches, prasinites), sur lesquels est construit le village d'Acceglio.

- 2- La couverture calcaire autochtone de l'"anticlinal d'Acceglio", séparée des Schistes Lustrés précédents par une surface de charriage marquée, à cet endroit, par des lentilles de serpentines
- 3- Le substratum silicieux de cet anticlinal, qui en forme l'essentiel des affleurements. Ce substratum comporte, toujours d'Est en Ouest:
  - a/- des quartzites francs werféniens.
  - b/- des quartzites conglomératiques à dragées de quartz blanc, qui se mêlent progressivement à des dragées de quartz rose.
  - c/- des schistes quartzito-sériciteux verts et gris à petits quartz roses.
  - d/- des quartzites grossiers à quartz roses et débris de roches schisteuses violacées, qui, peu à peu, s'enrichissent en gros feldspaths porcelanés. Ce sont les "Anagénites" des géologues italiens. Ces Anagénites ont des passées plus fines analogues aux schistes quartzito-sériciteux précédents.
  - e/- enfin, au coeur de l'"anticlinal", les porphyres quartzifères que nous allons étudier maintenant.

Ces roches ont toujours des affleurements massifs, et sont extrêmement dures; leur résistance au laminage est remarquable bien que quelques zones soient assez cataclasées; leur patine est brune, alors que la cassure en est très claire; dans une pâte blanc-jaunâtre se détachent des quartz gris assez gros (1 à 2mm) ainsi que des feldspaths ivoirins.

L'examen de la roche en lame mince fait apparaître:

- a/- des PHENOCRISTAUX
  - des gros quartz automorphes, avec golfes de corrosion; ils montrent des cassures et ont parfois des aspects esquilleux à bords nets; mais, en général, ces bords ont plutôt recristallisé en s'imbriquant dans les petits cris-

taux du fond microgrenu; les extinctions roulantes sont très fréquentes.

- des cristaux très massifs, sub-automorphes, d'un Feldspath alcalin sodi-potassique, montrant des mâcles de Karlsbad, toujours hydrolysé (en soulignant les clivages des cristaux par les produits d'altération et en leur donnant un aspect sale, roussâtre), et perthitisé (les facules d'albite sont généralement très nombreuses, et d'ailleurs en voie de damouritisation). La plupart de ces feldspaths alcalins sodi-potassiques montrent, comme le quartz, des figures de corrosion magmatique: golfes accusés, contours arrondis et bords diffus, ce dernier caractère résultant à la fois du déséquilibre de ces phénocristaux dans le magma originel et de la recristallisation microgrenue du fond vitreux qui imbrique les microcristaux de ce fond avec les bords des plus gros feldspaths.

- de l'albite, non maclée, contenant du quartz et de fines paillettes de séricite.

b/- Un FOND MICROGRENU, contenant en cristaux imbriqués les minéraux suivants:

- du quartz en abondance ,
- du microcline ,
- de l'albite ,
- de la séricite qui constelle le fond de la roche d'une multitude de paillettes disposées en tous sens, ou en petits lits parfois continus et contournés,
- des apatites automorphes ou subautomorphes,
- des zircons, assez abondants, petits, arrondis,
- des minéraux opaques: pyrites plus ou moins oxydées et traînées de leucoxène.

Ce fond microgrenu semble montrer une ancienne fluidalité extrêmement diffuse, et en tout cas masquée par la recristallisation; de m

un aspect sphérolitique apparaît parfois. Dans bien des échantillons les phénocristaux ne sont plus discernables qu'à l'état de fantômes ou ont entièrement disparu par recristallisation.

La description pétrographique que nous venons de donner est celle du type que nous qualifierons d'habituel pour les porphyres quartzifères de la vallée de la Maira. De plus au cours de l'étude de ce gisement, nous avons rencontré de façon sporadique:

- des échantillons montrant comme seuls phénocristaux des microclines, tous les quartz semblant avoir recristallisé en microcristaux.
- d'autres échantillons parsemés de cristaux de calcite, incluant le quartz et la séricite du fond microgrenu, donc postérieure à eux.
- enfin, d'autres encore comportant une quantité notable de petits cristaux de fluorine (rose, montrant toujours deux clivages, xénomorphe, isotrope, à fort relief négatif).

Il est intéressant de remarquer que la présence de fluorine dans nos rhyolites va de pair avec celle d'une quantité notable d'uranium disséminé. Un dosage effectué sur deux de nos échantillons révèle des teneurs de ce métal trois à quatre fois supérieures aux teneurs moyennes des roches acides, comme l'indique le tableau de résultats suivant:

|   | ppm U       |
|---|-------------|
| 1- Rhyolite d'Acceglio (N. Moureau, analyste, Orsay).....   | 12,07       |
| 2- Rhyolite d'Acceglio (N. Moureau, analyste, Orsay).....   | 8,37        |
| 3- Roches granitiques (Senftle & Keevil, 1947, in Rankama, K. & Sahama, Th. G., 1950, p. 634) ..... | 3,963       |
| 4- Roches granitiques (Evans & Goodman, 1941, in M. Roubault, 1958, p. 105) .....                   | 3,0         |
| 5- Roches granitiques (Keevil, 1944, in id.).....   | 2,77        |
| 6- Roches granitiques (Senftle & Keevil, 1947, in ib.).....   | 3,84 à 4,02 |
| 7- Roches granitiques (Coppens, 1950, in ib.).....  | 3,7         |

De telles associations Uranium-Fluorine ne sont pas inconnues à la fois dans la littérature géologique et dans cette partie des Alpes, au sein de laves

acides. C'est ainsi que l'on en signale:

1- A Marysvale (Utah), où pechblende, pyrite, fluorine noire, adulaire, quartz, calcite, phyllites et chlorites sont associés dans une rhyolite, la minéralisation uranifère se trouvant dans de faibles fractures de la lave (P. Routhier, 1963, p. 977).

2- Dans l'Esterel: l'Uranium y est disséminé, avec la fluorine, dans les rhyolites permienes (M. Roubault, 1958, p. 210; P. Routhier, 196 p. 978). La liaison génétique de cette fluorine avec "le magmatisme acide et plus particulièrement avec ses dernières manifestations à émission de pyroméride" vient d'être démontrée récemment par A. NICOLAS & P. SOLETY (1965).

3- Dans le Val Marmora, à Preit, c'est à dire à 6 km au Sud d'Acceglio, dans la "Zone axiale permo-carbonifère" (Voir fig. 2). Les niveaux uranifères décrits par S. LORENZONI & E. ZANETTIN (1958) se trouvent dans des micaschistes permienes muscoviteux, à reliques de quartz corrodé et à fluorine, situés sous les anagénites, dans la même position que nos porphyres quartzifères, dont ils semblent être un équivalent latéral particulièrement laminé, ou mêmes des roches semblables aux porphyroïdes muscoviteuses que nous étudierons plus loin.

Comme le font remarquer A. NICOLAS & P. SOLETY (1965), l'affinité du fluor avec le magmatisme acide est un fait reconnu (et ils en donnent quelques références bibliographiques). Nous n'avons retenu ci-dessus que des cas, évidemment moins nombreux que les précédents, où se trouvent liés au magmatisme acide à la fois fluorine et uranium.

Le volcanisme rhyolitique est généralement considéré comme une manifestation tardive dans le cycle magmatique acide, les pegmatites en étant aussi un exemple classique. La présence de concentrations fluorifères et uranifères en est encore la preuve dans le cas qui nous occupe:

celui du gisement de porphyres quartzifères de la vallée de la Maira. Nous montrerons plus loin que la plus grande partie des roches gneissiques et micaschisteuses permienes de la Bande d'Acceglio-Col du Longet sont très certainement les équivalents latéraux de nos porphyres quartzifères par transformation des uns dans les autres lors-même de leur mise en place: nous nous appuierons alors sur l'étude d'un autre élément chimique typique de ces fins de lignées magmatiques acides: le Lithium.

Nous avons complété l'étude de ces porphyres quartzifères par leur analyse chimique. Les résultats, pour trois échantillons de ce gisement, en sont portés dans le tableau de la figure 3.

## II- ETUDE DES PORPHYRES QUARTZIFERES ET DES PORPHYROIDES SERICITEUSES SITUES ENTRE LES SOMMETS 2985 m, 2903m ET LE MONTE LE BRUNE (GROUPE II).

Nous avons là des roches appartenant à une bande complexe d'affleurements du revers oriental de la bande d'Acceglio. La tectonique y est très violente, les roches y sont toutes écaillées et les affleurements discontinus latéralement, formant des bandes de roches épaisses du mètre à la dizaine de mètres au maximum.

Trois gisements seront étudiés ici:

### a/- AU PIED ORIENTAL DES ROCHERS DE LA LAUSA.

Ce gisement offre deux sortes de roches d'origine éruptive acide:  
1/- des porphyres quartzifères massifs, ne différant de ceux de la vallée de la Maira que par une limonitisation plus profonde des feldspaths

sodi-potassiques, et une quantité notablement plus grande de séricite dispersée dans tout le fond microgrenu.

L'analyse chimique de deux échantillons de ces roches (Voir le tableau de la figure 3) montre leur parfaite identité chimique avec celles de la vallée de la Maira, la seule différence étant une teneur plus grande en fer ferrique, venant évidemment de l'abondance de la limonite. Un apport de fer récent ou actuel paraît peu probable du fait de sa concentration dans les seuls feldspaths, laissant indemnes le reste de la roche et les roches voisines. Il semble plutôt que nous soyons en présence de porphyres quartzifères ayant amorcé une transformation en arkoses avant la transgression des anagénites, cette altération ayant été suffisamment douce pour ne pas désagréger la roche, ou en tout cas ne pas amorcer un tri mécanique de ses minéraux.

2/- des roches nouvelles que nous allons examiner de façon plus détaillée dans ce qui suit.

Ces roches nouvelles sont extrêmement schisteuses, contrairement aux porphyres quartzifères. Cependant, leur origine rhyolitique apparaît à l'évidence par les nombreux quartz automorphes à golfes de corrosion qui ont résisté au laminage, et par les feldspaths alcalins sodi-potassiques encore visibles à l'oeil nu, mais que le microscope révèle très hydrolysés et abondamment chargés de limonite; ce dernier caractère les rapproche des porphyres quartzifères. On observe encore sur ces feldspaths des figures de corrosion magmatique.

Ces quartz et feldspaths forment des lentilles séparées par des lits sériciteux devenus extrêmement importants et continus, et par des lits microgrenus formés de petits cristaux engrenés de quartz, albite (avec mâcles polysynthétiques) et paillettes de séricite ici à orientation quelconque, contrairement aux lits précédents.

On trouve accessoirement:

- quelques chlorites,
- des apatites et zircons,
- des pyrites automorphes, des traînées de leucoxène,
- des micas bruns (biotites ?) parfois assez abondants, toujours dans les lits sériciteux, jamais isolés comme les paillettes de séricite des lits quartzo-albitiques.

Finalement, ces roches feuilletées à texture porphyrique, contenant des cristaux de quartz et de feldspaths, et associées à des formations franchement volcaniques ou franchement schisteuses (cf. coupe de détail N° 8 et profil tectonique N° 2), entrent dans la catégorie des roches appelées porphyroïdes par Rosenbusch (1901, p. 456), et dont J. DE LAPPARENT (1909) a montré l'origine éruptive acide, attestée ici par la présence de quartz rhyolitiques.

Nous avons appelé ces roches porphyroïdes plutôt que porphyres quartzifères laminés, pour les distinguer des quelques faciès méritant cette dernière dénomination observés dans la vallée de la Maira et dans le haut-cours du Rio di Verzio, où des porphyres quartzifères ont été écrasés: les quartz et les feldspaths sont alors simplement cataclasés, sans qu'apparaisse de schistosité organisée marquée par des lits sériciteux continus moulant les phénocristaux d'origine rhyolitique comme dans les porphyroïdes. Dans celles-ci, en effet, les phénocristaux ont été couchés dans le plan de schistosité, et montrent même dans quelques cas, qu'ils ont subi des rotations postérieures: les terminaisons des amandes amorcent des spirales. Un type plus évolué encore sera réalisé par les porphyroïdes muscoviteuses, tendant elles-mêmes à devenir de véritables gneiss muscoviteux mais que nous appellerons porphyroïdes ocellés muscoviteux pour bien marquer leur origine volcanique acide.

Que le laminage ait été un des facteurs de cette évolution, cela paraît indéniable, mais en plus, il s'y est superposé une recristallisation

orientée des minéraux se manifestant à la fois par la schistosité et par le foisonnement sériciteux.

A l'affleurement, ces roches à patine brun-verdâtre, plutôt claires, à cassure grise ou blanchâtre, sont associées à des schistes de teinte sombre (verts, gris ou bruns), chlorito-albitiques. Bien qu'il soit difficile d'établir une stratigraphie précise dans ces écailles décamétriques, il est intéressant de remarquer ces associations de roches auxquelles nous attribuons une origine volcanique acide, avec d'autres dont nous verrons plus loin qu'elles ont une origine éruptive basique, les unes et les autres étant des manifestations d'âge permien. Nous discuterons plus loin de leur contemporanéité.

Pour conclure, nous pouvons nous demander quelle est l'origine de ces porphyroïdes sériciteuses. Leur liaison intime à l'affleurement et leur passages latéraux perpétuels aux porphyres quartzifères massifs ne laisse aucun doute sur l'identification originelle de leurs gisements. Il en est de même pour leurs caractères minéralogiques: quartz et feldspaths corrodés sont absolument les mêmes dans les unes et les autres, de même le fond microgrenu. Nous sommes en présence de deux modalités d'une même manifestation volcanique acide.

Il reste que le métamorphisme alpin n'a pas eu le même effet sur chaque type, soit qu'à l'origine les roches postérieurement transformées en porphyroïdes étaient déjà plutôt des arkoses ou des tufs que des roches massives, soit que les porphyroïdes se sont formées dans des zones très locales où le métamorphisme alpin et les contraintes tectoniques (écaillages, laminages, surcharges, ...) étaient plus intenses. Il en a résulté qu'une partie de cette formation volcanique acide a gardé son caractère massif alors que l'autre acquerrait une schistosité et que les séricites croissaient dans ce même plan moulant les phénocristaux. L'abondance de cette séricite dans les porphyroïdes laisserait ainsi pen-

ser que les produits argileux qui sont à son origine (les porphyres quartzifères sont peu micacés comme nous l'avons vu) étaient particulièrement abondants (très certainement sous forme de bentonite) et donc qu'on avait bien à l'origine des produits déjà évolués à partir de la rhyolite.

#### b/- AU PASSO CHERSOGNÒ

Ce gisement se trouve en continuité structurale avec le précédent et en représente la terminaison méridionale.

Les porphyroïdes sériciteuses qui y affleurent y sont peu développées: un banc de 5 à 10 m d'épaisseur, compris géométriquement entre des anagénites laminées (au sommet) et des schistes gris-acier (schistes chlorito-albitiques permien). Les anagénites laminées tranchent franchement le banc de porphyroïde, alors que les schistes gris semblent assez concordants avec lui. Roches éruptives permienues acides et basiques sont donc encore ici en association étroite, comme au pied des Rochers de la Lausa.

Macroscopiquement, ces porphyroïdes sont semblables à celles de ce dernier gisement: roches orientées, brun-verdâtre en patine, gris-clair à blanc en cassure montrant de nombreux quartz rhyolitiques très gros (1 à 3 mm) et des facules blanchâtres correspondant aux feldspaths, ces gros objets étant moulés par une matière disposée en lits fins parallèles. Malgré ce litage bien visible, l'ensemble conserve une certaine cohésion.

L'examen microscopique confirme et précise ces observations macroscopiques: de nombreux quartz à golfes de corrosion indubitables (voir photo), cataclasés, étirés en amandes, recristallisés en fins cristaux aux extrémités mais peu sur leurs bords, accompagnés d'anciens feldspaths sodi-potassiques très altérés mais montrant toujours des figures de corrosion magmatique, chargés d'ankérite, limonite, leucoxène, facules d'albite et paillettes de séricite, sont enserrés dans une trame quartzo-albito-sériciteuse (où domine largement la séricite), pauvre en chlorite, continue, moulant parfaite-



ment les amandés de quartz ou de feldspath sodi-potassique. La dominance de la séricite dans la tramè donne aux quartz rhyolitiques des bords nets (sauf, comme il a été dit, aux pointes des amandés où le quartz s'"éfiloche" en microcristaux imbriqués) et au contraire des contours flous aux restes de feldspaths sodi-potassiques par insinuation de la séricite entre les îlots résiduels.

#### c/- PORPHYROIDES SERICITEUSES DU MONTE LE BRUNE.

Les affleurements qui nous occupent maintenant se trouvent sur le revers oriental du Monte le Brune. Ils forment un chapelet qui débute entre les gneiss du sommet 2903 m (qui séparent ces porphyroïdes de celles du Passo Chersogno) et les quartzites conglomératiques du Monte Chersogno; puis, ces affleurements, toujours plaqués sur les quartzites conglomératiques du Monte Chersogno reçoivent au-dessus d'eux d'autres quartzites conglomératiques appartenant à une écaille qui vient laminer les gneiss muscoviteux; enfin, on retrouve encore ces porphyroïdes plus au Sud, entre des gneiss muscoviteux équivalents latéraux des précédents et des formations permotriasiques appartenant à l'unité la plus interne, celle qui supporte en série renversée notre Série Calcaire interne, l'unité des quartzites conglomératiques du Monte Chersogno ayant disparu entre temps.

Macroscopiquement ce sont les mêmes roches que les autres porphyroïdes sériciteuses, mais un peu plus brunes à la fois en patine et en cassure.

Au microscope, les mêmes minéraux se retrouvent aussi, mais c'est ce qui justifie un classement particulier de ces roches, la séricite montre une tendance à former des lamelles plus larges, tendance qui forme une transition avec les porphyroïdes muscoviteuses que nous étudierons plus loin.

### III- ETUDE DES PORPHYRES QUARTZIFERES ET DES PORPHYROIDES SERICITEUSES DU HAUT-COURS DU RIO DI VERZIO.

Les roches que nous étudierons maintenant occupent le fond de la vallée d'origine glaciaire dans laquelle le Rio di Verzio prend sa source, puis qu'il parcourt du Nord vers le Sud, avant de s'infléchir vers l'Ouest pour se jeter dans le Rio Mollasco. Les affleurements s'y présentent comme des moutonnements (drumlins) du fond rocheux sous-glaciaire, allongés longitudinalement (direction influencée à la fois par la structure et le sens d'écoulement de la glace), et séparés par des replats herbus très humides, voire même occupés par un petit lac, comme celui qui se trouve au pied des Rochers de la Lausa, à 2686 m d'altitude. Le Rio di Verzio affouille actuellement ces replats formés par l'accumulation de produits relativement fins à l'arrière des verrous, alors qu'il contourne ces derniers ou les franchit en cascade.

Malgré la superficie restreinte de ces affleurements (voir la carte géologique jointe à ce Mémoire), aucun n'est entièrement homogène: porphyres quartzifères et porphyroïdes sériciteuses y voisinent avec des Schistes chlorito-albitiques ou des micaschistes bruns permien, des formations détritiques permotriasiques (anagénites, schistes quartzeux et sériciteux vert-pâles) ou même des gneiss et des porphyroïdes muscoviteux. Cette région offre donc encore mêlées les diverses formations volcaniques permien et les formations permotriasiques qui les remanient.

Parmi les formations volcaniques acides permien, nous devons distinguer ici plusieurs types passant de l'un à l'autre de façon continue, aussi bien latéralement que verticalement: ainsi, à côté de porphyres quartzifères massifs, d'aspect semblable à ceux de la Maira, se trouvent des produits arkosiens ou tufacés issus directement de ces porphyres sans transformations comparables à celles qui mènent aux porphyroïdes sériciteuses, elles-aussi

présentes dans ce groupe d'affleurements; enfin, des roches, qui, remaniant postérieurement les porphyres quartzifères au Néopermien, sont encore suffisamment proches d'elles pour que le métamorphisme alpin uniformisateur de faciès, les fasse ressembler aux types précédents, rendant extrêmement difficile l'analyse pétrographique en vue de déterminer des critères justifiant des coupures entre les différents types distingués. Un de ces critères est la présence ou l'absence de quartz roses; aussi, nous regrouperons avec les formations néopermiennes toute roche à caractères de porphyre quartzifère (présence de quartz et de feldspaths corrodés) mais contenant des quartz roses.

a/- Porphyres quartzifères massifs.

Ces roches se discernent dès l'abord de leur environnement formé essentiellement de quartzites blancs werféniens par une patine gris foncé. La cassure, cependant, en est plus claire, parfois jaunâtre, mais en tout cas toujours beaucoup plus foncée que celle des porphyres quartzifères de la vallée de la Maira. Ce sont des roches massives, très dures, résistant parfaitement aux attaques du marteau.

Au microscope, le trait le plus frappant est l'abondance des pigments ferrugineux, caractère qui rapproche évidemment ces roches de celles que nous venons de décrire au pied oriental des Rochers de la Lausa.

On observe des gros phénocristaux de quartz cassés et ressoudés par des microcristaux de quartz, albite et séricite. Des golfes de corrosion sont visibles sur la quasi-totalité de ces gros quartz, qui, par ailleurs, ont des bords nets, parfois esquilleux, peu recristallisés.

Les feldspaths alcalins sodi-potassiques sont perthitiques et les facules sodiques se damouritisent. Ces feldspaths sont hydrolysés et limonitisés, ce qui leur donne un aspect sale, roussâtre.

Ces phénocristaux sont répartis dans toute la masse de la roche

de façon isotrope; en particulier, ils ne semblent pas, le plus souvent, couchés dans un plan de schistosité, bien qu'un tel plan apparaisse dans quelques échantillons.

Le reste de la roche est un fond quartzo-albitique, parsemé de très nombreuses paillettes de séricite parallèles entre elles mais ne formant pas de lits continus bien individualisés; des apatites sont aussi visibles et très rarement de petits grenats.

Les pigments ferrugineux sont: la limonite surtout abondante dans les feldspaths sodi-potassiques; la pyrite en petits cubes automorphes, profondément limonitisée; enfin, le leucoxène qui couvre le fond de la roche de traînées nombreuses.

L'analyse chimique d'un échantillon de ces porphyres quartzifères a donné les résultats qui figurent dans le tableau de la figure 3.

b/- Arkoses ou produits tufacés laminés.

Dans la vallée de la Maira, le gisement de porphyres quartzifères ne comprend que la lave massive, remaniée par des Anagénites (qui sont en somme une arkose à quartz roses et fragments de roches éruptives violacées). Dans les gisements des Rochers de la Lausa, du Passo Chersogno et du Monte le Brune nous avons vu qu'il était impossible de décider si les porphyroïdes sériciteuses étaient issues directement de la rhyolite massive ou au contraire de quelque produit arkosien ou tufacé contemporain.

Or nous avons trouvé dans le haut-cours du Rio di Verzio, associées aux porphyres quartzifères précédents, des roches qui semblent bien être suffisamment ménagées pour être encore évocatrices de leur origine.

C'est surtout leur aspect macroscopique qui évoque une arkose: roches grossières, à grain hétérogène; les gros feldspaths blanchâtres, remarquablement abondants au point de dominer largement, se détachent sur un fond brunâtre. On distingue très bien aussi les quartz rhyolitiques.

L'examen microscopique montre ces quartz corrodés et confirme l'abondance des feldspaths sodi-potassiques très hydrolysés et limonitisés. Leur aspect arrondi pourrait être une confirmation du caractère arkosien de la roche, bien que son état ne permette pas de faire le départ entre cette hypothèse et celle d'une corrosion magmatique.

Le fond microgrenu de la roche est semblable à celui des précédents. Notons simplement l'abondance de la séricite à peine orientée et des pigments ferrugineux, et de nombreux zircons, très petits qui constellent le fond de la roche.

c/- Porphyroïdes sériciteuses.

Comme les porphyroïdes précédentes, celles-ci ont l'aspect de porphyres quartzifères schisteux: les quartz rhyolitiques sont bien visibles à l'oeil nu, formant des petites taches grises millimétriques, enserées dans une matrice phylliteuse plus brune. La teinte brunâtre à grisâtre est générale, avec une cassure blanc-jaunâtre beaucoup plus claire que la patine.

Au microscope:

- les quartz à golfes de corrosion abondent; ils sont cassés, avec infiltration dans les cassures d'une coloration brune due à la diffusion des pigments ferrugineux à partir des pyrites et grains d'hématite contenus dans la roche. Ces quartz montrent une extinction roulante. Ils sont couchés dans le plan de schistodité et étirés en amandes dont les extrémités ont recristallisé en petits grains imbriqués.
- l'abondance des feldspaths sodi-potassiques est variable. Ils sont même totalement absents dans quelques échantillons, mais alors on devine leurs résidus au sein d'amas sériciteux troubles

- la schistosité est surtout marquée par des lits individualisés de séricite, assez souvent colorée en brun clair par les mêmes produits que les cassures des quartz.

- enfin, le reste du fond microgrenu est formé de petits grains imbriqués de quartz et d'albite; une grande quantité d'apatites automorphes le constelle, ainsi que des petits zircons, mais ils sont beaucoup plus rares. Tous les petits cubes de pyrites sont déchiquetés et à partir d'eux les produits ferrugineux diffusent dans les cassures et entre les feuilletts sériciteux. Les trainées de leucoxène sont générales.

IV- EXTENSION DES PORPHYRES QUARTZIFÈRES ET PORPHYROÏDES  
SERICITEUSES DANS LE BRIANCONNAIS INTERNE AU VOISINAGE DE  
LA BANDE D'ACCEGLIO-LONGET.

Les porphyres quartzifères et les porphyroïdes sériciteuses que nous venons de décrire aux environs d'Acceglio ne sont pas les seules roches volcaniques acides qui se trouvent dans la même position stratigraphique (permienne ou permo-carbonifère suivant les auteurs, contentons-nous pour l'instant de les caractériser par leur subordination aux anagénites néopermiennes) dans le Briançonnais interne au Sud de l'Ubaye. Nous voulons en citer quelques autres gisements voisins situés au Sud des nôtres et qui font le jalon entre eux et la grande masse des Bésimaudites des Alpes Maritimes et Ligures. Notre opinion est que nous sommes en présence à Acceglio de roches faisant partie du cortège de ces Bésimaudites et qu'il serait évidemment intéressant de réintégrer dans l'ensemble des manifestations volcaniques acides de même âge dans toute cette partie des Alpes internes.

S. FRANCHI (1898), puis S. FRANCHI & A. STELLA (1930) n'avaient

pas signalé des porphyres quartzifères seulement au Colle delle Sagneres, dans les conditions que nous avons rapportées au début de ce chapitre. Le lecteur trouvera dans l'ouvrage de 1898 (p. 59 en particulier) et sur la carte de 1930 les gisements découverts par ces auteurs ou leur prédécesseurs. Il est remarquable que dans certains cas S. FRANCHI avait observé le passage par séricitisation (des feldspaths entre autre) et laminage des porphyres quartzifères ou, dans une certaine mesure, de leur matériel tufacé, à des zones de schistes sériciteux, auxquels il faut assimiler nos porphyroïdes sériciteuses.

Comme nous l'avons déjà dit à propos des relations entre fluorine et uranium dans les porphyres quartzifères, S. LORENZONI & E. ZANETTIN (1958) ont décrit dans le Val Marmora une grande variété de schistes et micaschistes muscoviteux ou sériciteux à granules quartzueux et feldspathiques montrant communément des figures de corrosion magmatique. Ils supportent les anagénites néopermiennes et ces auteurs les attribuent au Permien. Le grand développement de la muscovite dans la plupart de ces faciès nous incite à les comparer aux porphyroïdes muscoviteuses ou aux gneiss muscoviteux que nous étudierons dans le prochain chapitre. Cependant, un de ces faciès mérite d'être cité ici car il est tout à fait semblable à nos porphyroïdes sériciteuses: ce sont des "micaschistes phylladiques à granules quartzueux et feldspathiques légèrement minéralisés en uranium" (p. 373), dans lesquels les granules de quartz et de feldspaths ("présentant parfois des formes quadrangulaires à angles arrondis, parfois allongés dans la direction de schistosité") sont moulés par une masse quartzo-séricito-feldspathique. S. LORENZONI & E. ZANETTIN discutent de l'origine de ces roches et concluent à leur genèse sédimentaire à partir de rhyolites inconnues dans la "zone axiale permo-carbonifère" mais qu'ils assimilent à des porphyres et porphyroïdes des Alpes Maritimes, en particulier du Monte Besimauda (p. 410).

Dans leurs Diplômes d'Etudes Supérieures A. MICHARD (1958)

et D. LEBLANC (1962) n'ont pas rencontré de roches comparables à celles qui nous occupent pour l'instant mais d'autres que nous rapporterons aux porphyroïdes muscoviteuses. F. ELLENBERGER (Observation à la note de A. MICHARD, 1959) s'est contenté de citer notre gisement de la Vallée de la Maira, sans en faire l'étude détaillée.

Enfin, récemment, A. MICHARD (1962 a) a fait justement remarquer que les porphyres, porphyroïdes et schistes quartzo-sériciteux décrits par R. MALARODA (1957) dans la dorsale montagneuse comprise entre les basses vallées de la Stura de Demonte et du Gesso, c'est à dire dans l'extrême Sud de la "zone axiale permo-carbonifère", sont probablement comparables aux porphyres quartzifères d'Acceglio. De fait, les descriptions pétrographiques de R. MALARODA sont tout à fait suggestives et s'appliqueraient parfaitement à nos roches. Nous aurons encore l'occasion d'évoquer cette comparaison à propos des autres termes de notre complexe volcanique acide.

#### CONCLUSION.

Le coeur de l'"anticlinal" d'Acceglio nous a montré des porphyres quartzifères massifs, dont les équivalents latéraux se retrouvent dans des unités plus internes de la Bande d'Acceglio-Longet ( Voir le chapitre consacré à l'analyse tectonique et structurale de notre région). La similitude des roches des deux ensembles de gisements est prouvée par leur parenté chimique et minéralogique complète.

Dans les gisements les plus internes les faciès massifs sont intimement liés à des porphyroïdes sériciteuses qui joignent à leurs caractères de porphyres quartzifères (quartz et feldspaths corrodés) d'autres caractères résultant d'une recristallisation orientée qui se traduit par l'apparition d'une schistosité: lits de phénocristaux couchés de quartz et feldspaths séparés par des lits micro-

grenus quartzo-albito-sériciteux. Il ne faut pas non plus exclure la possibilité de l'existence d'un éventail pétrographique varié issu de la même source volcanique acide (pouvant consister elle-même en coulées différentes): à côté des faciès typiquement laviques ont probablement existé des faciès dérivés (arkoses et tufs variés). Malheureusement, l'état actuel de ces roches ne nous a pas permis, dans la quasi-totalité des cas, de faire le départ entre les uns et les autres.

Nous avons ainsi un premier stade de l'évolution des porphyres quartzifères et de leurs dérivés vulcano-sédimentaires; dans les pages qui vont suivre, nous verrons cette évolution s'accroître encore, pour compléter la série des termes de ce complexe volcanique acide.

Quant à la question importante de l'âge de ce complexe, une seule observation importante a pu être faite: le remaniement des porphyres quartzifères par les anagénites néopermiennes dans la vallée de la Maira. Nous discuterons de leur âge avec celui de l'ensemble des termes du complexe.

## CHAPITRE II - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES DIVERSES PORPHYROIDES MUSCOVITEUSES.

Les termes du complexe volcanique acide que nous allons étudier dans ce chapitre sont les plus éloignés des porphyres quartzifères que nous ayons rencontrés. Ceci à la fois par leur aspect macroscopique et par l'arrangement et la nature minéralogique de leurs constituants. Ce sont des roches micaschisteuses ou gneissiques ayant en commun une caractéristique essentielle: la présence de larges paillettes de muscovite.

L'ensemble de leurs gisements se regroupent autour du sommet 2985 m (occupant aussi les deux cols qui l'encadrent: le Colle della Marchisa et le Colle delle Sagneres), du sommet 2903 m et du Monte le Brune. Aucun représentant de ces faciès muscoviteux n'est visible dans la vallée de la Maira.

Le passage des porphyres quartzifères massifs aux porphyroïdes sériciteuses est un phénomène continu par apparition d'une schistosité et individualisation de lits sériciteux au sein d'un matériel d'origine volcanique acide. De même, les relations entre les termes que nous allons décrire sont caractérisées par une continuité latérale et des transitions très graduelles: la distinction entre une porphyroïde ocellée et une autre qui ne l'est pas est un problème de plus ou moins grande abondance de grands feldspaths sodi-potassiques. Les types ocellés forment ainsi des grosses masses lenticulaires au sein des faciès plus fins. Rappelons aussi qu'aux passages latéraux entre les termes du complexe volcanique acide se superposent des passages d'un complexe volcanique à l'autre, et aussi des remaniements postérieurs par le Néopermien transgressif.

Les trois principaux faciès muscoviteux que nous avons distingués sont bien reconnaissables sur le terrain; cependant, ils sont accompagnés de faciès moins francs: ce sont des schistes et micaschistes le plus souvent brunâtres mais aussi quelquefois blancs et onctueux. Ils représentent probablement deux modalités des faciès qu'ils accompagnent: une variante originellement plus fine et une autre postérieurement plus laminée.

#### A- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES PORPHYROIDES MUSCOVITEUSES.

##### I- AFFLEUREMENTS.

Les principaux affleurements de ces roches se trouvent au Colle della Marchisa et au Colle delle Sagneres (Coupe détaillée de la fig. 4). Le gisement du premier de ces cols se prolonge vers le Sud au Colle delle Sagne (Coupe détaillée de la fig. 5) et celui du second forme vers le Sud une bande d'affleurements passant au pied oriental des Rochers de la Lausa avant de remonter en direction du sommet 2903 m (Coupes détaillées des fig. 6, 7, 8 et 9).

Un autre ensemble de gisements ceinture entièrement le Monte le Brune; c'est la suite méridionale de la bande que nous venons d'arrêter au sommet 2903 m. Les mauvaises conditions d'affleurement ne nous ont pas permis de lever des coupes détaillées dans ce secteur.

##### II- ETUDES PRECEDENTES.

Dans une coupe de la crête Maira-Varaita entre Costa Sebolet et Colle delle Sagneres, S. FRANCHI (1898, p. 70) indique à ce dernier col (2897 m) des affleurements de "Schistes quartziteux" cor-

respondant probablement aux porphyroïdes muscoviteuses que nous y avons observées.

Mais il est difficile de rapporter avec certitude à un de nos faciès des roches que S. FRANCHI a simplement appelées "schistes et micaschistes". Il en est de même pour les indications de la carte de S. FRANCHI et A. STELLA (1930): "micaschistes à lentilles et nodules quartzeux, passant à des schistes sériciteux près du Col du Longet et au Colle della Marchisa".

A. MICHARD (1958) avait reconnu ces porphyroïdes muscoviteuses sur son terrain d'étude; il les avait appelées "cataclasites psammitiques" pour indiquer à la fois l'importance dynamométamorphisme et la présence de grandes lames de muscovite. Il semble aussi que ses "micaschistes à muscovite associés aux gneiss ocellés du Monte la Vigna" puissent être rapportés à nos porphyroïdes muscoviteuses. Mais nous n'avons fait aucune comparaison directe de ces faciès.

D. LEBLANC (1962) semble aussi avoir rencontré de telles roches dans la région du Lac du Loup; ce seraient ses "schistes quartzeux". Cependant sa description pétrographique succincte et la position stratigraphique assez indéfinie de ces roches ne permettent pas une corrélation certaine avec nos porphyroïdes sériciteuses plutôt qu'avec certains faciès de schistes néopermiens.

Un grand nombre des roches décrites par S. LORENZONI & E. ZANETTIN (1958) dans le vallon de Preit semblent aussi très proches des nôtres. Nous avons retenu:

- des schistes micacés et des micaschistes muscoviteux à granules quartzeux et feldspathiques montrant des figures de corrosion magmatique (Permien) (p. 365, 392, 399, 400, 405 et 407).
- des micaschistes muscoviteux à feldspaths (Permien) (p. 367).
- des micaschistes muscoviteux minéralisés en Uranium, à apati-

tes et à quartz corrodé (Permien) (p. 369 et 373).

### III- PETROGRAPHIE DES PORPHYROIDES MUSCOVITEUSES.

Nous prendrons le type de ces roches au Colle delle Sagneres où nous les avons trouvées directement plaquées sur la dalle de quartzites conglomératiques formant la Rocca Gialeo, et séparées d'elle par une surface de friction et d'écrasement marquant un contact anormal majeur.

Leur aspect macroscopique rappelle, aux grands micas blancs près, celui des porphyroïdes sériciteuses du pied oriental des Rochers de Lausa: patine brune mais cassure claire, blanc-verdâtre, souvent jaunâtre. La surface des feuillets, lorsqu'elle est fraîche, a un reflet cireux; leur section montre des feldspaths blanchâtres, porcelanés et des quartz gris, moussés en amandes par une trame verte ou brune.

Les micas blancs sont visibles à la fois dans le plan de schistosité et en travers de ce plan, dans des directions apparemment quelconques. Ils sont très larges (1 à 2 mm, parfois 3) et disposés isolément: ils ne forment pas de lits continus. C'est au contraire la séricite qui se présente ainsi et détermine le plan de schistosité.

Au microscope: les quartz et les feldspaths sodi-potassiques que nous venons d'observer se retrouvent en gros individus se détachant sur un fond microgrenu organisé en lits séparés par des plans micacés de séricite et muscovite. De grandes muscovites recourent parfois l'ensemble.

Les quartz, aux contours arrondis, montrent très souvent des figures de corrosion magmatique. Ils sont tous cassés, à extinction ondulée. En fait, les gros individus monocristallins sont plutôt rares, remplacés par un fin mortier de petits cristaux.

Les feldspaths sodi-potassiques, très souvent maclés albite-péricline, sont eux-aussi très altérés: traînées brunes dans les clivages, paillettes de séricite développées au sein-même des cristaux et sur leur périphérie. Les mâcles albite-péricline sont abondantes, imparfaites. Tous ces feldspaths sont albitisés: de petites plages claires montrant quelquefois des mâcles polysynthétiques colonisent les gros feldspaths troubles. Ces facules d'albite sont alignées suivant les clivages de leur hôte, ou aussi souvent le découpent comme à l'emporte-pièce. Des amas séricito-albitiques sont visibles comme dans les porphyroïdes sériciteuses se substituant aux feldspaths complètement albitisés et séricitisés, ou en feutrant quelques flots résiduels.

Certains échantillons forment transition avec les porphyroïdes ocellées par leur plus grande richesse en gros feldspaths maclés albite-péricline, qui va d'ailleurs de pair avec une plus grande cohésion macroscopique.

Les micas blancs en grandes lames sont, ainsi que nous l'avons déjà dit largement développés soit dans la schistosité, soit en travers d'elle. Les lames sont tordues et froissées. Les mesures d'angles d'axes ( $2V = -35^\circ$  à  $-40^\circ$ ) permettent d'appeler ces cristaux muscovites.

Le fond essentiellement quartzo-sériciteux, peu albitique, remplit les espaces libres entre les gros individus de quartz et de feldspaths sodi-potassiques. La séricite se trouve toujours selon (et détermine) le plan de schistosité. De rares albités ocellaires à inclusions de quartz et séricite se rencontrent.

Accessoirement, signalons:

- quelques associations épitaxiques chlorite-séricite.
- des apatites automorphes, cassées, toutes orientées cristallographiquement de la même manière: leur axe optique principal est couché dans le plan de la

schistosité parallèlement à une même direction, qui, probablement, doit correspondre à la linéation.

- des carbonatations: ankérite et limonite associées dans des rhomboèdres bruns, parfois seulement formés d'un squelette très ajouré de limonite.
- de rares cubes de pyrite.
- des cristaux de sphène.

#### V- CONCLUSION.

L'origine volcanique acide des porphyroïdes muscoviteuses ne fait pas de doute, attestée à la fois par leurs caractères pétrographiques (en particulier la présence de phénocristaux corrodés) et leurs relations de gisement avec les porphyres quartzifères et les porphyroïdes sériciteuses auxquels elles passent latéralement (voir la Carte géologique jointe à ce Mémoire et les différentes coupes détaillées). Comme dans les roches précédentes et plus encore ici, il est difficile de faire le départ entre ce qui revient à un matériel originellement massif (purement lavique, si l'on veut) et ce qui provient d'un matériel dérivé (arkoses, tufs...).

Le trait dominant et caractéristique de ces roches est la présence de grandes lames de muscovite qui les distinguent des porphyroïdes sériciteuses. Mais les relative rareté et petitesse des feldspaths sodi-potassiques les opposent aux porphyroïdes ocellées, de même qu'une texture plus "schisteuse" ou "micaschisteuse" que "gneissique".

La question de l'origine de la muscovite sera envisagée plus tard avec l'ensemble des faciès muscoviteux.

#### B- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES PORPHYROIDES OCELLÉES MUSCOVITEUSES.

Comme nous l'avons dit précédemment la distinction d'un type ocellé au sein de l'ensemble des porphyroïdes est surtout question d'appréciation quantitative: nous avons qualifiés d'"occellés" les faciès dans lesquels les feldspaths sodi-potassiques atteignent une taille centimétrique et une abondance telle qu'ils représentent au moins un cinquième du volume de la roche. Mais cette coupure est assez arbitraire et il y a évidemment continuité entre les porphyroïdes muscoviteuses fines et les porphyroïdes muscoviteuses ocellées: les faciès ocellés apparaissent localement au sein des faciès fins qui représentent, au moins dans la partie de la bande d'Acceglio que nous avons étudiée, la majorité des termes du complexe volcanique acide.

#### I- AFFLEUREMENT

Le seul affleurement suffisamment étendu pour justifier une distinction cartographique occupe l'ensemble du petit sommet bien découpé coté 2903 m, encadré à l'Est par le Monte Chersogno (3026 m), au Sud par le Passo delle Brune (2846 m) et au Nord par le Passo Chersogno (2838 m). Son versant occidental encombré d'éboulis descend vers le Rio di Verzio. D'autres affleurements restreints existent comme passées au sein des porphyroïdes muscoviteuses fines, mais n'ont pu être distingués cartographiquement.

#### II- ETUDES PRECEDENTES.

Ce sont de tels faciès que S. FRANCHI (1898) décrit comme gneiss, et que l'on retrouve dans la Carte Géologique Italienne Dronero-Argentera au 1:100 000° (S. FRANCHI & A. STELLA, 1930) sous forme de micaschistes et porphyres présentant des formes gneissiques. Mais ces auteurs ne donnèrent pas de description spéciale de ces porphyroïdes ocellées muscoviteuses du som-



met 2903 m qu'ils semblent avoir groupées avec les "porphyres à augite laminés présentant des formes gneissiques au Colle della Marchisa", c'est-à-dire avec nos porphyroïdes ocellées muscoviteuses et jadéitiques du sommet 2985 m.

La première étude systématique de ces faciès fut faite par A. MICHARD (1957, 1959) dans son Diplôme d'Etudes Supérieures: ce sont ses gneiss ocellés du Monte la Vigna, surtout caractéristiques par leurs grands yeux de microcline plutôt que par la présence de muscovite.

D. LEBLANC (1962) retrouva dans la terminaison septentrionale de la Bande d'Acceglio-Longet des "gneiss albitiques" très semblables aux gneiss ocellés du Monte la Vigna et aux porphyroïdes ocellées muscoviteuses qui nous intéressent ici.

### III- DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES PORPHYROIDES OEILLEES MUSCOVITEUSES DU SOMMET 2903 m.

Les faciès ocellés et muscoviteux qui occupent ce petit sommet rocheux sont très massifs et très résistants à l'érosion, ce qui les a isolés de leur contexte de porphyroïdes muscoviteuses fines. La roche est très claire, à patine vert-jaunâtre. La cassure elle-aussi très claire est légèrement grisée. La texture est franchement gneissique, si bien que si nous ne voulions surtout insister sur l'origine volcanique acide de ces roches, la meilleure dénomination serait celle de gneiss ocellés muscoviteux.

Macroscopiquement, on remarque d'emblée les gros yeux de feldspaths couchés dans le plan des feuilletés, et les grandes paillettes de muscovite le plus souvent couchées elles-aussi dans le même plan bien que froissées, mais aussi parfois notablement obliques à ce plan. Le reste de la roche est celui d'une porphyroïde muscoviteuse fine.

L'examen microscopique de ces roches montre bien que nous sommes en présence d'une modalité ocellée des porphyroïdes muscoviteuses que nous avons décrites plus haut. On y trouve:

a/-D 'abondants phénocristaux de:

- QUARTZ craquelé et à extinction onduleuse. Les golfes de corrosion sont exceptionnels. Les bords des cristaux ne sont jamais francs et passent à un mélange de fins cristaux de quartz et séricite.
- MICROCLINE à mâcles albite-péricline très imparfaites; sale et roussâtre car hydrolysé. Il forme les gros yeux mais n'est jamais automorphe et émerge au contraire d'amas séricito-albitiques qui le feutrent et même s'y substituent parfois totalement. Le cas le plus fréquent est celui d'ilôts résiduels de microcline se détachant sur un fin mélange de séricite et d'albite avec aussi des petits cristaux de quartz. Dans un tel état il est vain de rechercher des figures de corrosion magmatique, déjà difficiles à mettre en évidence sur les gros cristaux presque intacts. Sur ces derniers, par contre, l'albitisation est spectaculaire: grosses facules globuleuses découpant le feldspath potassique comme à l'emporte-pièces, ou petites facules allongées piriformes disposées parallèlement dans les cristaux car s'insinuant dans leurs clivages.
- MUSCOVITE en grandes lamelles légèrement verdâtres et pléochroïques en lumière naturelle. L'angle des axes se situe entre -35 et -40°. Deux dispositions s'observent: soit en lames séparant des lits microgrenus et alors se relayant pour former un plan micacé, soit en larges cristaux émergeant d'amas séricito-albitiques (voir microphotographie). Dans le premier cas la muscovite a des bords nets et se distingue parfaitement de ses voisins; dans le second cas au contraire, elle est dentelée, à bords diffus et mal formée (souvent alvéolaire). Dans un cas comme dans l'autre les lames sont soit dans le plan des lits, soit, mais plus rarement, en travers

de ceux-ci. De même, des lames sont bien droites, alors que d'autres sont froissées et tordues. Certains individus montrent même des "microplis" à axes grossièrement parallèles.

Les clivages de ce mica sont très nets et encombrés de granules ferrugineux (Ilménite en particulier).

b/- Un fond microgrenu disposé en lits et moulant principalement les gros quartz et microclines. Il est formé de:

- QUARTZ relativement assez rare.
- ALBITE très abondante, mâclée et à inclusions variées surtout sériciteuses, toujours xénomorphe.
- SERICITE en petites paillettes disposées en tous sens, se partageant avec l'albite la quasi-totalité du volume du fond microgrenu.
- MICROCLINE en petits cristaux reconnaissables à leurs mâcles. Ceux dont nous parlons ici sont indépendants des amas sériciteux et des phénocristaux déchiquetés dont il est question plus haut. Ils ne diffèrent des microclines formant les "yeux" que par leur petitesse.
- APATITES automorphes nombreuses.
- CHLORITES brunâtres (anciennes biotites décolorées ou chlorobiotites alpines?) très rares; associations épitaxiques chlorite-séricite moins rares.
- CALCITE en plages de remplissage entre les autres cristaux.
- IMPURETES FERRUGINEUSES diverses (surtout leucoxène) quantitativement moins abondantes que dans les autres porphyres et porphyroïdes.

Nous avons complété l'étude de ces roches par leur analyse chimique (Analyses n° 7 et 8 du tableau de la figure 3). Les résultats sont remarquablement semblables à ceux des analyses chimiques

de porphyres quartzifères et de porphyroïdes. Cependant nous devons noter l'anormale pauvreté en sodium de l'analyse chimique n° 8 vis à vis à la fois de la composition minéralogique dans laquelle l'albite abonde et du résultat de l'analyse n° 7 effectuée sur un échantillon du même gisement, cette dernière reflétant mieux l'albitisation de ces porphyroïdes oeillées.

#### IV- HYPOTHESES GENETIQUES - ORIGINE DE LA MUSCOVITE.

De même que nous avons conclu à l'identité des origines des porphyres quartzifères, des porphyroïdes sériciteuses et des porphyroïdes muscoviteuses, nous ajouterons à ce premier ensemble les porphyroïdes oeillées muscoviteuses, en les considérant comme une modalité des représentants latéraux des porphyres quartzifères ou de leurs dérivés arkosiens ou tufacés, dans laquelle se trouve une plus grande abondance de phénocristaux de feldspaths alcalins sodi-potassiques d'origine rhyolitique et un développement particulier de muscovite.

Une telle interprétation s'impose à la fois par les conditions de gisement, la continuité latérale cartographique des affleurements des différents types et l'identité des compositions minéralogiques et chimiques, avec cependant une albitisation plus poussée des porphyroïdes oeillées muscoviteuses.

La série de nos quatre porphyroïdes comprend un terme sériciteux et trois termes muscoviteux, parmi lesquels deux sont fins et deux oeillés, un terme est de plus jadéitique. Nous aborderons plus loin le problème de la jadéite. Quant à celui de la muscovite que nous allons développer maintenant, il intéresse donc à la fois les porphyroïdes muscoviteuses fines et oeillées et les porphyroïdes oeillées muscoviteuses et jadéitiques.

Le problème posé par le large développement de paillettes de muscovite est assez complexe. En effet, il semble bien peu probable qu'à

lui-seul le métamorphisme de l'épizone alpine soit responsable de la croissance de telles paillettes, du moins si l'on considère que ce métamorphisme a été uniforme dans toute la bande d'Acceglio-Longet. Dès lors, plusieurs hypothèses sont envisageables pour tenter d'expliquer le développement de la muscovite au sein des porphyroïdes muscoviteuses:

1- Développement alpin de muscovite par variation locale du métamorphisme.

Cette hypothèse pourrait s'appuyer sur le fait que cette muscovite se développe, sur notre terrain d'étude, dans les parties les plus violemment écaillées. C'est ainsi, en particulier, que nous l'observons non seulement dans les porphyroïdes muscoviteuses mais aussi dans des schistes onctueux blancs, qui manifestement, jalonnent des contacts anormaux majeurs. Cette muscovite représenterait alors la recristallisation d'une partie de la séricite sous des tensions tectoniques particulièrement intenses jointes à une notable pression d'eau. Certains échantillons de porphyroïdes montrent, ainsi que nous l'avons décrit ci-dessus, des paillettes muscoviteuses émergeant d'amas sériciteux résultant eux-mêmes de la damouritisation de microclines albitisés.

C'est ainsi que certains auteurs tels READ (1949) et TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1960, p. 454) expliquent la genèse des "phylonites". Mais nous pensons qu'une telle hypothèse, si elle ne doit pas être totalement exclue, est tout de même incapable de rendre compte totalement du très large développement de la muscovite dans nos porphyroïdes, de même que des torsions qu'elle a subi postérieurement à sa croissance.

2- Développement de muscovite pénécontemporainement des mises en place rhyolitiques.

Cette hypothèse est celle qu'a envisagée F. ELLENBERGER lorsqu'il suggéra en 1959 (Observation à la note de A. MICHARD) qu'il puisse exister une relation entre les porphyres quartzifères d'Acceglio et les "gneiss leucocrates" du Colle delle Sagneres.

Les porphyroïdes muscoviteuses seraient alors des roches proches des greisens: sous l'action d'agents pneumatolytiques pénécontemporains de la mise en place des émissions rhyolitiques une partie des feldspaths potassiques de la lave se seraient transformée en assemblages de quartz et de muscovite. C'est l'observation de tels nids quartzo-micacés polygonaux dans certains échantillons des gneiss leucocrates étudiés par A. MICHARD qui avait suggéré à F. ELLENBERGER cette hypothèse génétique.

Bien que n'ayant pas observé de tels assemblages dans nos propres échantillons de porphyroïdes muscoviteuses, nous avons recherché une éventuelle confirmation de cette hypothèse par des voies géochimiques. On sait que les greisens se caractérisent par une teneur anormalement élevée en lithium concentré dans les micas blancs (Voir en particulier: RANKAMA, K. & SAHAMA, Th. G., 1950). Aussi, nous avons pu faire procéder au dosage de cet élément dans deux échantillons de nos roches grâce à l'amabilité des Professeurs NIGGLI et HUGI, de Berne. Les résultats de ces analyses sont les suivants:

|                          | Porphyroïde oeuillée<br>muscoviteuse du sommet<br>2903 m | Porphyroïde oeuillée<br>muscoviteuse et<br>jadéitique du sommet<br>2985 m |
|--------------------------|--|---|
|                          | % Li <sub>2</sub> O                                      | % Li <sub>2</sub> O   |
| Roche globale            | 0,11   | 0,17  |
| Roche sans le mica blanc | 0,12   | 0,16  |
| Mica blanc seul          | 0,12   | 0,17  |

L'expression de ces résultats en grammes de Lithium par tonne de roche (ppM) permet de les comparer à quelques autres de la littérature géochimique:

|   | ppM Li  |
|---|---------|
| 1- Granite de Saxe en relation avec une activité pneumatolytique (STROCK, 1936, in RANKAMA, K. & SAHAMA, Th. G., 1950)..... | 460-690 |
| 2- Porphyroïde oeuillée muscoviteuse du sommet 2903 m Bande d'Acceglio-Longet. Roche globale .....                          | 510,4   |
| Id. sans le mica blanc .....  | 556,8   |
| Id. mica blanc seul.....  | 556,8   |
| 3- Porphyroïde oeuillée muscoviteuse et jadéitique du sommet 2985 m Bande d'Acceglio-Longet .....                           | 788,8   |
| Id. sans le mica blanc .....  | 742,4   |
| Id. mica blanc seul .....   | 788,8   |
| 4- Greisen de l'Erzgebirge (GOLDSCHMIDT, BERMAN, HAUPTMANN, and PETERS, 1933, in RANKAMA, K. & SAHAMA, Th. G., 1950)....    | 1380    |

Ainsi des actions pneumatolytiques, que nous avons déjà décelées par la présence de fluor et d'uranium dans les porphyres quartzifères de la vallée de la Maira, sont indéniables au sein de certains des produits du volcanisme acide de la partie de la Bande d'Acceglio-Longet que nous avons étudiée, sans pourtant aller jusqu'à la formation de véritables greisens. Il serait intéressant de reprendre, en vue d'y doser le lithium, les roches à nids quartzo-micacés polygonaux observées par F. ELLENBERGER en Val Varaita: peut-être se rapprocheraient-elles encore plus de véritables greisens.

Signalons que les agents pneumatolytiques qui apportèrent l'Uranium et le fluor dans nos porphyres quartzifères devaient être différents de ceux qui apportèrent le lithium dans les porphyroïdes muscoviteuses: les premières roches sont totalement dépourvues de cet élément (essais effectués par J. PATUREAU, au Laboratoire d'analyses de roches du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris). Ceci met en relief une fois de plus la diversité des modalités de manifestation du volcanisme acide de la Bande d'Acceglio-Longet.

La dispersion du Lithium dans toute la masse des porphyroïdes muscoviteuses peut très bien trouver son explication dans l'action postérieure du métamorphisme alpin, qui en même temps qu'il froissait les muscovites, a pu faire migrer cet élément faisant baisser corrélativement sa concentration dans les micas blancs.

#### V- CONCLUSION A L'ETUDE DES PORPHYROIDES OEILLEES MUSCOVITEUSES.

Les porphyroïdes oeuillées muscoviteuses proviennent de certains niveaux bien particuliers de notre complexe volcanique acide qui ont été le siège:

- 1- D'une concentration importante de phénocristaux de feldspaths potassiques dont la grande taille est le résultat de phénomènes d'accroissement magmatique classiques au sein de telles laves (d'ailleurs en concurrence avec des phénomènes de "corrosion" magmatique).
- 2- D'une transformation pénécontemporaine d'une partie de ces feldspaths potassiques en quartz et muscovite, attestée par la teneur élevée de ces roches en lithium.

3- D'une possible "repousse" sous tension de ces muscovites lors du métamorphisme alpin, tandis que les micas blancs antérieurs étaient plissotés, que le lithium migrait des muscovites dans toute la roche et que les feldspaths potassiques s'albitisaient et se damouritisaient.

---

C- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES PORPHYROIDES OEILLEES  
MUSCOVITEUSES ET JADEITIQUES.

Avec les porphyroïdes oeilées muscoviteuses et jadéitiques, nous nous trouvons en présence des roches les plus originales de la Bande d'Acceglio-Longet. Leur extension maximum se trouve hors des limites géographiques de ce travail, dans le Val Varaita, c'est-à-dire dans les parties étudiées par A. MICHARD (1957-1959) et D. LEBLANC (1962). C'est aussi en Val Varaita que se trouvent les seuls échantillons de jadéite qui permettent sa caractérisation minéralogique complète. Mais c'est en Val Maira qu'il nous a été possible de montrer l'origine de ces porphyroïdes oeilées spéciales en étudiant leurs relations avec les autres porphyroïdes et avec les porphyres quartzifères d'Acceglio.

Nous avons fait récemment (1965) en compagnie de A. MICHARD une étude détaillée du problème de la jadéite dans l'ensemble de la Bande d'Acceglio-Longet. Aussi, ne seront reprises ici que les descriptions des gisements que nous avons nous-mêmes étudiés, résumant les données indispensables à la bonne compréhension de nos conclusions, mais ayant trait à des roches situées au Nord des nôtres, renvoyant enfin le lecteur soit à l'étude récente dont nous venons de parler, soit aux monographies antérieures de A. MICHARD et D. LEBLANC, qui restent entièrement valables à une détermination minéralogique près (la jadéite y est confondue avec du disthène), mais dont les conclusions génétiques, qui ne furent pas comme dans notre secteur d'études facilitées par les conditions de gisement, sont d'ailleurs abandonnées par leurs auteurs.

Le seul gisement de porphyroïdes oeilées muscoviteuses et jadéitiques qui se trouve en Val Maira forme le sommet sans nom coté 2985 m sur la carte topographique italienne. Il est situé sur la ligne de partage des eaux de la Maira et de la Varaita, et de ce fait avait déjà été exploré et décrit par A. MICHARD (1957-1959). Comme les porphyroïdes oeilées muscoviteuses du sommet 2903 m celles-ci se présentent à la manière d'une grosse lentille émergeant, grâce à sa beaucoup plus grande massivité et sa grande résistance à l'érosion, des porphyroïdes muscoviteuses ou sériciteuses et des schistes et micaschistes qui les accompagnent, lesquels forment les deux cols encadrant le gisement: le Colle delle Sagneres à l'Est et le Colle della Marchisa à l'Ouest. La continuité latérale est ici encore parfaite entre ce gisement et tous les autres termes du complexe volcanique acide. Vers le Nord, en Val Varaita, les roches à jadéite se développent considérablement, alors que les autres porphyroïdes se restreignent et que les porphyres quartzifères disparaissent totalement.

S. FRANCHI (1898) nota dans une coupe des "gneiss à pyroxène"

au sommet situé juste à l'Ouest du Colle delle Sagneres (2897 m) c'est-à-dire à l'endroit-même du sommet 2985 m (Fig. 5, p. 70). Plus loin (p. 233), il pense que "... d'autres masses de roches gneissiques intercalées dans les deux zones permo-carbonifères (du Pelvo d'Elva, c'est-à-dire la Bande d'Acceglio-Longet, et de Pradlèves), comme par exemple les gneiss à pyroxène du Colle delle Sagneres, n'ont pas une origine bien claire". Sur la feuille Dronero-Argentera de la Carte Géologique Italienne, S. FRANCHI & A. STELLA (1930) indiquent qu'au sommet en question des "porphyres à Augite laminés présentant des formes gneissiques". A. MICHARD (1957) y a vu des gneiss à disthène (jadéite), microcline et muscovite.

Cette porphyroïde ocellée muscoviteuse et jadéitique a grossièrement l'aspect d'un gneiss ocellé: yeux centimétriques de feldspaths enserrés dans une matrice essentiellement phylliteuse (muscovite et séricite). Les yeux feldspathiques ont une taille et une abondance variables, certains lits pouvant devenir très fins. Quant à la muscovite, sa disposition est la même que dans les porphyroïdes ocellés muscoviteuses dépourvues de jadéite: généralement plissotée dans ou en travers du plan de schistosité.

La roche a une teinte grise en cassure et grise à brune en patine. Sa cohésion est remarquable: le sommet 2985 m est un piton aigu ceinturé d'éboulis chaotiques formés de gros blocs ne se désagrégeant pas facilement.

L'examen au microscope montre les minéraux suivants:

- MUSCOVITE en larges lames (1 à 5 mm) disposées en lits presque continus dans la schistosité ou en individus isolés en travers de ce

plan. Elle est tordue, plissotée, souvent ajourée (en "dentelle"). Son angle d'axes est de l'ordre de  $-35$  à  $-40^\circ$ . Les clivages sont marqués d'impuretés ferrugineuses. Tous ces caractères, joints au dosage du lithium effectué simultanément sur des muscovites de cette porphyroïde et sur celles de la porphyroïde du sommet 2903 m par les Professeurs NIGGLI et HUGI de Berne, nous amènent à considérer que les micas de ces deux roches sont de même origine (voir p. 77).

- SERICITE toujours dans la schistosité ou formant, avec l'albite, des amas se substituant aux feldspaths potassiques.

- MICROCLINE albitisé, hydrolysé (les produits de cette hydrolyse le brunissent, surtout dans les traces des clivages); les macles albite-péricline sont toujours imparfaites; les macles de Carlsbad sont rares; les cristaux de ce feldspath sont parfois cassés et ressoudés après rotation des parties disjointes (décelée par la poursuite des dessins des macles des unes aux autres); les bords sont diffus, noyés dans un feutrage albito-sériciteux pouvant parfois pénétrer profondément dans le corps-même du feldspath à la manière de golfes dont l'origine magmatique est difficile à affirmer dans l'état de recristallisation où se trouve la roche. L'albitisation est générale: facules nombreuses envahissant les microclines par leur marge et leurs clivages.

- JADEITE en cristaux très altérés troubles et craquelés montrant un ou deux clivages, réfringence élevée, biréfringence faible, allongement positif; les autres caractères optiques sont difficiles à apprécier dans l'état de ces cristaux. Cependant, nous avons repris en compagnie de A. MICHARD (1965) la détermination de ce minéral sur de meilleurs échantillons provenant de Sant'Anna en Val Varaita par des méthodes diverses que nous ex-

poserons en détail plus bas.

Les rapports de la jadéite de ces porphyroïdes avec les autres minéraux sont difficiles à préciser et n'ont pas un caractère général: elle est soit complètement isolée au milieu d'amas quartzo-albitosériciteux très semblables à ceux qui se substituent au microcline, soit au contraire disposée en couronne autour de lui; de même vis à vis de la muscovite dont on trouve couramment des paillettes complètement incluses dans le pyroxène. Cependant, l'examen des lames minces pratiquées dans les échantillons de ce gisement suggère qu'il y a un rapport génétique entre microcline et jadéite sans pourtant qu'on puisse se prononcer sur le sens de la filiation.

- QUARTZ généralement en petits cristaux imbriqués entre eux ou avec d'autres, le plus souvent l'albite.
- ALBITE parsemant toute la roche, ocellaire, à inclusions variées (séricite, quartz), quelquefois maclée.
- CHLORITE très rare, en association épitaxiale avec la séricite.
- quelques rares TOURMALINES.
- des APATITES automorphes, des grains de SPHÈNE, de petits ZIRCONS.
- des PYRITES plus ou moins profondément oxydées, des traînées de LEUCOXÈNE.

Ainsi, ces nouvelles porphyroïdes sont semblables aux précédentes mais contiennent en outre de la jadéite. L'analyse chimique n° 9 (Fig. 3) pratiquée sur un échantillon du sommet 2985 m montre bien que nous avons encore en ces roches un terme du même complexe volcanique acide que les porphyres quartzifères et les porphyroïdes sériciteuses ou muscoviteuses. La teneur assez élevée en sodium est le reflet de la présence du pyroxène sodique.

Les porphyroïdes ocellées muscoviteuses et jadéitiques du sommet 2985 m représentent donc une partie des produits des éruptions volcaniques acides qui a subi une évolution spéciale:

- 1- Un début de "greisenisation" pénécontemporaine de sa mise en place transformant une partie des feldspaths potassiques de la lave en muscovite et quartz. C'est le mécanisme-même que nous avons déjà adopté pour expliquer la présence de cette muscovite dans les porphyroïdes muscoviteuses qu'elles soient ocellées ou non, sans exclure, ici encore, la possibilité d'une "repousse" alpine de ces muscovites sous l'influence de phénomènes de "phyllonitisation".
- 2- Une deuxième évolution s'est superposée à la précédente, faisant naître un minéral tout à fait original: la jadéite. Nous nous sommes livrés à une étude détaillée du problème de la jadéite, étude qui nous a beaucoup éclairés sur le type spécial de métamorphisme qui a régné dans l'ensemble de la Bande d'Acceglio-Longet à la phase alpine. Ce sont les résultats de cette étude particulière que nous allons exposer maintenant.

D- ETUDE PARTICULIERE DE LA JADEITE DE LA  
BANDE D'ACCEGLIO-LONGET.

L'essentiel de l'étude minéralogique de cette jadéite a déjà fait l'objet d'une publication (R. LEFEVRE & A. MICHARD, 1965). Il nous paraît cependant intéressant d'en reprendre les termes car, d'une part la détermination puis l'étude de ce minéral original ont été faites à propos de notre travail en Val Maira et trouve donc tout naturellement sa place ici, et d'autre-part le volume forcément restreint d'une publication n'a pas permis de développer certains aspects du problème (en ce qui concerne en particulier les comparaisons entre les divers gisements de jadéite connus dans le monde).

Par contre, les meilleurs échantillons de jadéite, ceux qui permirent une détermination minéralogique définitive des cristaux partout ailleurs trop altérés, proviennent de la partie de la Bande d'Acceglia-Longet étudiée précédemment par A. MICHARD (1957, 1959), qu'il réétudia d'ailleurs récemment afin d'en revoir les problèmes à la lumière de cette nouvelle détermination. Ainsi, toute la description des gisements du Val Varaita sera abrégée ici; le lecteur voudra donc bien se reporter à leur propos à la publication commune de 1965.

I - LOCALISATION DES GISEMENTS DE JADEITE DANS LA BANDE  
D'ACCEGLIO-LONGET.

1- En Val Maira.

Le seul gisement situé en Val Maira est celui du sommet 2985 m que nous avons décrit ci-dessus dans des porphyroïdes ocellées muscoviteuses et jadéitiques. (p. 83).

2- En Val Varaita (Etudiés par A. MICHARD).

Les gisements jadéitiques s'y étendent entre Sant'Anna di Bellino et le Col du Longet, surtout beaux sur les pentes descendant des Roccia Ferra vers Sant'Anna, au niveau des Grange Reissassa. (Voir la Carte topographique italienne au 1:25 000°, feuille de Bellino).

La jadéite se présente sous forme d'épigénies de grands cristaux généralement automorphes de feldspaths potassiques, montrant parfois des macles de Carlsbad avec interpénétration. Ces épigénies forment des nodules décimétriques dans un micaschiste argenté à gris, qui prend ainsi un aspect verruqueux.

A côté de ces épigénies complètes se trouvent d'autres nodules constitués de microcline contenant en inclusion: jadéite à auréole quartzo-albitique, albite xénomorphe, quartz.

Des roches voisines à allure de gneiss ocellé contiennent des bancs riches en feldspaths centimétriques: microclines à inclusions albitiques, et de rares cristaux de jadéite à auréole quartzo-albitique. Ces bancs riches en feldspaths sont contenus dans des micaschistes très semblables aux schistes chlorito-albitiques (que nous décrirons à notre tour dans le chapitre IV à venir) dont la paragenèse est la suivante: quartz, séricite, albite poecilitique, chlorite, biotite "brun-acajou", stilpnomélane, apatites, abondante pigmentation ferrugineuse, glaucophane plus ou moins chloritisée, lawsonite altérée entre autres en leucoxène, calcite et épidote.

A tous ces faciès s'associent des porphyroïdes muscoviteuses semblables à celles du Val Maira et comportant elles-aussi des niveaux ocellés (à feldspaths corrodés). Ainsi, de l'avis-même de A. MICHARD, "cette série apparaît comme un ancien complexe volcanique ou volcano-détritique de type rhyolitique localement pneumatolysé avec intercalations basiques dans la partie inférieure".



## II- ETUDE MINÉRALOGIQUE DE LA JADEITE DE LA BANDE D'ACCEGLIO-LONGET.

### 1- Caractères macroscopiques.

Les porphyroïdes ocellées muscoviteuses et jadéitiques du sommet 2985 m montrent, sur le fond blanc-porcelané des yeux feldspatiques, des taches verdâtres correspondant à la jadéite qui y est incluse. Dans le reste de la roche, il est difficile de distinguer à coup sûr ce minéral très altéré ou simplement mal développé.

Par contre, les micaschistes noduleux de Sant'Anna montrent des cristaux de jadéite bien distincts: prismes courts, parfois disposés en éventail ou houppes d'individus peu nombreux, notamment à la périphérie des pseudomorphoses.

La dureté de cette jadéite a été évaluée à 7,5.

### 2- Caractères microscopiques.

Les cristaux sont incolores mais troubles: l'observation à un fort grossissement montre une multitude de gouttelettes (probablement quartzéuses). Les deux clivages perpendiculaires caractéristiques des pyroxènes sont toujours très bien visibles.

Les tentatives de mesure précise des trois indices de réfraction par la méthode de l'immersion dans une série de liqueurs d'indice connu se sont révélées infructueuses à la suite de l'impossibilité d'obtenir d'autres individus que des prismes de clivage. Seul l'indice moyen a pu être estimé à 1,644-1,646 (Mesure effectuée par M. KORN-PROBST). Il faut remarquer que cette valeur est des plus basses qu'on signale dans la littérature minéralogique (voir par exemple: DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1963). La biréfringence est de l'ordre de 0,012; l'angle d'extinction est de 40-42°, avec allongement positif. L'angle des

axes optiques est grand et de signe positif:  $2V_Z = 70-72^\circ$ .

Nous avons réuni ces caractères optiques dans le tableau de la page suivante afin de les rendre comparables à ceux de cristaux de jadéite se trouvant dans des conditions de gisement voisines (nous reviendrons plus bas sur les critères de notre choix de ces gisements.) N'ont pas été reportées ici les données classiques relatives à la jadéite en général que l'on trouvera facilement dans les traités de minéralogie et de pétrographie, en particulier dans la mise au point toute récente de DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1963).

### 3- Inclusions et entourage.

Les cristaux de jadéite du sommet 2985 m comme ceux de Sant'Anna di Bellino contiennent deux sortes d'inclusions différant par leur taille et leur nature:

a/- De minuscules inclusions qui donnent au pyroxène son aspect trouble. Leur dimension peut être estimée de l'ordre de 5 microns. Le seul examen optique ne permet pas de dire s'il s'agit de quartz ou d'albite. Cependant, la haute teneur en silice des analyses chimiques pratiquées sur des cristaux de cette jadéite, la forte intensité des pics caractéristiques du quartz dans les diagrammes de diffraction des Rayons X effectués sur les mêmes cristaux, enfin la comparaison avec les descriptions de jadéite très semblables de Célèbes, de Californie, du Japon, de Corse et d'Ambin, nous incitent à admettre qu'il s'agit de gouttelettes quartzéuses.

b/- De grands minéraux, facilement identifiables. Les plus spectaculaires sont des lames de muscovite, particulièrement fréquentes dans les jadéites des porphyroïdes du sommet 2985 m. Certaines de ces muscovites sont entourées d'un feutrage sériciteux mal cristallisé. Ces grands micas sont en tous points semblables à ceux qui parsèment le reste de la roche et ne sont à coup sûr pas des formes d'altération de la jadéite.



On y trouve en outre: oligiste abondant, quartz en fissures ou résidus, stilpnomélane en très petites houppes tardives.

#### 6- Diagrammes de diffraction des Rayons X.

Seuls les nodules épigénétiques de Sant'Anna di Bellino permettent d'isoler des cristaux relativement purs pour qu'on puisse tenter sur eux un diagnostic valable par diffraction des Rayons X. (Etude de M. DOUILLET, Laboratoire de Géologie Appliquée, Paris). Encore aperçoit-on que ces diagrammes fournissent, mêlées aux raies caractéristiques de la jadéite, celles du quartz (particulièrement fortes), de l'albite, de l'apatite et de mica blanc. De plus, certaines raies de l'échantillon 2, partiellement altéré, seraient attribuables à la paragonite, représentant alors des produits d'altération contenus dans les fissures du pyroxène (voir ci-dessus: "Altération de la jadéite").

Nous avons reporté dans le tableau de la page suivante

les indices des raies de la jadéite tirées de spectres effectués sur deux échantillons dont un partiellement altéré. A titre de comparaison, nous y avons adjoint les raies d'une jadéite contenue dans des méta-grauwackes franciscaines localement jadéitisées de Californie (seul résultat que nous ait fourni la littérature dans des gisements comparables aux nôtres) et, dans la dernière colonne, les raies de la jadéite théorique calculées par YODER (1950).

#### 7- Analyses chimiques.

Deux tentatives de séparation et concentration de la jadéite de la Bande d'Acceglio-Longet en vue d'une analyse chimique monominérale furent effectuées: l'une sur un nodule de Sant'Anna, l'autre sur les porphyroïdes du sommet 2985 m.

La méthode de séparation, mise au point sur les conseils

### SPECTRES DIFFRACTOMETRIQUES DE JADEITES.

(Extrait de R. LEFEVRE & A. MICHARD, 1965)

| hkl   | 1 d(Å)    | 2 d(Å) | 3 d(Å) | 4 d(Å) |
|-------|-----------|--------|--------|--------|
| 001 ? |           |        | 21 0   |        |
| 110   | 6 23      | 6 21   | 6 20   | 6 21   |
| 200   | 4 366     |        |        | 4 52   |
| 020   | 4 27      | 4 26   | 4 29   | 4 28   |
| 021   |           |        | 3 25   | 3 26   |
| 220   | 3 109     | 3 11   | 3 11   | 3 11   |
| 221   | 2 926     | 2 935  | 2 93   | 2 93   |
| 310   | 2 83      | 2 835  | 2 84   | 2 84   |
|       |           |        |        | .....  |
| 131   | 2 493     | 2 49   | 2 49   | 2 49   |
|       |           |        |        | .....  |
| 221   | 2 422     | 2 40   | 2 42   | 2 43   |
| 131   |           | 2 314  |        | 2 31   |
|       |           |        |        | .....  |
| 312   | 2 202     |        | 2 21   | 2 21   |
| 022   | 2 159     |        | 2 17   | 2 16   |
| 330   | 2 07      | 2 07   | 2 073  | 2 071  |
|       |           |        |        | .....  |
| 421   | 2 04      |        | 2 054  | 2 049  |
| 420   |           |        | 1 997  | 1 999  |
| 041   |           |        | 1 973  | 1 967  |
|       |           |        |        | .....  |
| 241   | 1 886     | 1 888  | 1 892  | 1 888  |
| 511   | 1 840     |        | 1 842  | 1 842  |
|       |           |        |        | .....  |
| 510   | 1 762     |        | 1 765  | 1 810  |
| 422   | } 1 685 { |        | 1 820  | 1 683  |
| 332   |           |        | 1 689  | 1 707  |
|       |           |        |        | .....  |
| 313   | 1 657     |        | 1 656  | 1 657  |
| 042   | 1 624     |        | 1 629  | 1 629  |
|       |           |        | .....  | .....  |
| 223   | 1 610     |        | 1 613  | 1 616  |

- 1- Epigénie jadéitique de Sant'Anna di Bellino, Val Varaita, Bande d'Acceglio-Longet.
- 2- Idem, partiellement altérée.
- 3- Métagrau-wacke franciscaine, Angel Island, Californie. In COLEMAN, 1961.
- 4- Raies correspondantes de la jadéite théorique, calculées par YODER, 1950.

et avec l'aide de J. TOURENCQ (Laboratoire de Géologie du S. P. C. N.,

Paris) est la suivante:

a/- Broyage mécanique de l'échantillon.

b/- Tamisage sur colonne de tamis classiques et conservation de la fraction comprise entre 125 et 250 microns. Cette granulométrie fut retenue car elle s'est révélée être à la fois assez fine pour isoler, autant qu'on le puisse, les grains de jadéite de leur matrice (après estimation de la taille moyenne de ces grains au microscope) et assez grossière pour permettre les séparations ultérieures aux liqueurs denses (une poudre trop "farineuse" ne se "mouille" pas dans ces liqueurs). Ces limites granulométriques impératives ont empêché d'isoler de la jadéite ses inclusions (surtout quartzeuses, en gouttelettes), ni la totalité de la gangue phyllito-albitique d'altération.

c/- Séparation au Bromoforme et conservation de la fraction de densité supérieure à 2,9. (La densité de la jadéite se situe entre 3,24 et 3,43, d'après DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1963).

d/- Dernier tri au séparateur magnétique Franz: la partie à susceptibilité magnétique la plus faible fut constatée suffisamment pure pour être soumise à l'analyse chimique.

Des deux analyses pratiquées, celle de la jadéite triée à partir des porphyroïdes du sommet 2985 m se révéla incohérente (sa haute teneur en calcium et phosphore laisse supposer qu'une quantité notable d'apatite<sup>(1)</sup> subsistait dans la poudre triée). Par contre, celle de la jadéite des nodules de Sant'Anna se trouve remarquablement comparable aux analyses de jadéites pratiquées sur des roches proches des nôtres à Célèbes et en Californie. De même la comparaison avec la jadéite théorique (alumineuse et sodique) montre que notre minerai s'en rapproche beaucoup et qu'il est en tout cas bien distinct des diosides (calciques et magnésiens) et des aegyrines-acmites (sodiques et ferriques

(1)- En effet, l'apatite,  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$ , de densité 3,1 à 3,3, fournit par clivage des prismes incolores que le simple examen à la loupe binoculaire que nous avons effectué en vue de contrôler l'absence de quartz, feldspaths, micas blancs et minerais opaques dans notre "concentré" de jadéite, ne nous a pas permis de distinguer des prismes de clivage du pyroxène, eux-aussi incolores. La même confusion n'a pu se produire à propos des nodules épigénétiques de Sant'Anna qui ne contiennent pas d'apatite contrairement aux porphyroïdes ocellées du sommet 2985 m, qui nous l'avons vu, en contiennent en abondance.

ANALYSES CHIMIQUES COMPAREES DE JADEITES.

|                                | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Si O <sub>2</sub>              | 64 80  | 60 50  | 58 51  | 60 64  | 59 44  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19 40  | 20 87  | 22 00  | 18 17  | 25 22  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1 20   | 3 14   | 3 31   | 3 68   |        |
| Fe O                           | -      | 0 93   | 0 98   | 0 53   |        |
| Ti O <sub>2</sub>              | 0 10   | 0 44   | -      | 1 29   |        |
| Mn O                           | 0 05   | traces | traces | 0 07   |        |
| Ca O                           | 1 00   | 0 67   | 0 71   | 2 13   |        |
| Mg O                           | 1 90   | 0 47   | 0 50   | 1 09   |        |
| Na <sub>2</sub> O              | 10 70  | 13 03  | 13 74  | 11 36  | 15 34  |
| K <sub>2</sub> O               | 0 70   | 0 25   | 0 26   | 0 25   |        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0 15   | -      | -      | -      |        |
| H <sub>2</sub> O -             | 0 40   | 0 08   | -      | 0 11   |        |
| H <sub>2</sub> O +             |        | 0 15   | -      | 0 78   |        |
| Total                          | 100 40 | 100 53 | 100 01 | 100 10 | 100 00 |

- 1- Jadéite impure d'un nodule (avec inclusion de gouttelettes quartzeuses(?) et fissures d'altération) de Sant'Anna. Bande d'Acceglio-Longet. (Alpes cotiennes, Italie). H. Grillot, analyste.
- 2- Bords de cristaux zonés de jadéite à minuscules inclusions de quartz et très petite teneur de rutile mélangé. Quartzite blastopsammitique. Riv. Koesek. Célèbes. De Roever, 1955. J.H. Scoon, analyste.
- 3- Analyse 2 après soustraction de TiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O et 5% de quartz, recalculée à 100%.
- 4- Jadéite de métagrauwackes. Vallée Ford. Californie. Bloxam, 1956., p. 494. E.H. Oslund, analyste. (Le minerai contient 12 55% d'inclusions de quartz.)
- 5- Jadéite théorique (Na, Al) Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>.

( Extrait de R. LEFEVRE & A. MICHARD, 1965 )

III- COMPARAISON DE LA JADEITE DE LA BANDE D'ACCEGLIO-LONGET AVEC LES AUTRES GISEMENTS MONDIAUX EN PARTICULIER CEUX DES ALPES ET DE CORSE.

Les résultats que nous venons d'exposer relatifs à la caractérisation optique, roentgenographique et chimique détaillée à laquelle nous nous sommes livrés avec A. MICHARD sur la jadéite de la Bande d'Acceglio, nous ont incités à entreprendre une comparaison entre nos gisements et les autres gisements mondiaux connus. Cette comparaison nous a permis, entre autres choses, de mettre en évidence le caractère inédit des épigénies de Sant'Anna di Bellino, mais aussi de confronter le contexte géologique de la Bande d'Acceglio à ceux des autres gisements du même type; ainsi, nous avons pu mieux cerner les conditions de la genèse de notre minéral et en tirer des conclusions intéressantes sur le type de métamorphisme qui lui a donné naissance.

Disons d'abord que la jadéite suscite un intérêt particulier et a fait l'objet d'une multitude de travaux pour bien des raisons. Ce minéral a en effet longtemps posé un ardu problème de thermodynamique expérimentale, tous les essais de synthèse s'étant soldés par des échecs jusqu'à une date récente (1953). La jadéite se singularise encore par le nombre remarquablement peu élevé de gisements connus dans le monde, ainsi que nous le verrons plus bas. Enfin, résultat des travaux expérimentaux et des études de terrain, la jadéite caractérise un type très spécial de métamorphisme (très hautes pressions associées à des températures au contraire relativement basses.)

Entreprendre une comparaison complète entre notre minéral et toutes les autres jadéites du monde aurait non seulement débordé les bornes de notre compétence et n'aurait fait que répéter bien des choses di-

tes ailleurs (en particulier par YODER, 1950 et DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1963), mais encore n'aurait pas eu sa place ici, notre propos se voulant d'orientation essentiellement géologique. Ainsi, nous n'aborderons qu'à peine l'aspect thermodynamique évoqué plus haut, et seulement pour donner le résultat des quelques expériences réussies de synthèse de la jadéite lorsque nous entrerons dans le domaine des hypothèses génétiques. Nous laisserons aussi de côté le problème des éclogites, bien qu'on puisse considérer la jadéite comme participant à la molécule de leur pyroxène, l'omphazite, essentiellement diopsidique, c'est-à-dire calcique et magnésien, mais aussi alumineux et sodique (0 à 8%), et bien qu'une certaine parenté de conditions de genèse (hautes pressions) existe peut-être entre elles et nos roches.<sup>(1)</sup>

Nous allons donc, restant sur le plan des contextes géologiques, effectuer une sélection parmi les gisements connus au monde afin de découvrir ceux qui sont strictement comparables aux nôtres. Ce sont d'ailleurs les résultats relatifs aux jadéites de ces gisements sélectionnés que nous avons livrés plus haut à titre comparatif avec ceux de nos analyses optique, roentgenographique et chimique. De même notre figure 3 présente en même temps que les analyses chimiques de quelques roches de notre complexe volcanique acide, celles de roches provenant de ces mêmes gisements sélectionnés, la lecture de ce tableau pourrait justifier à elle seule nos critères de sélection. Tout cela nous permettra ensuite de mieux aborder les questions relatives aux phénomènes métamorphiques générateurs de jadéite dans la Bande d'Acceglio-Longet.

(1) - Le problème de l'association d'un pyroxène jadéitique avec le grenat dans les éclogites a été abordé en détail dans le cadre du "Problème de la jadéite" par YODER (1950).

I- DIVERS GISEMENTS JADEITIQUES CONNUS DANS LE MONDE.

A notre connaissance, des gisements de pyroxènes à fort pourcentage jadéitique ont été jusqu'à ce jour signalés dans les régions suivantes:

- a/- Birmanie, Chine (Province du Yunnan), Tibet.
- b/- Japon (A Kotaki, sur la côte occidentale d'Honsu, dans les ceintures métamorphiques de Sanbagawa, de Sangun et de Kāmuikotan).
- c/- Ile de Célèbes.
- d/- Californie (dans les Coast-Ranges).
- e/- Mexique et Guatemala.
- f/- Serbie méridionale et Cyclades (à Syros et à Sifnos), dans les Dinarides.
- g/- Espagne (dans les Chaînes bétiques).
- h/- Corse alpine.
- i/- Suisse et Italie, dans les Alpes occidentales.

Quelques études comparatives de certains de ces gisements entre eux ont été faites ailleurs (YODER, 1950; DE ROEVER, 1955; DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1963). Pour notre part, nous pensons que, pour être significatives, les comparaisons doivent intéresser des occurrences et des paragenèse de la jadéite qui soient du même ordre. C'est la même idée que COLEMAN (1961) a suivie en montrant que, dans un diagramme triangulaire, les roches à jadéite et albite des serpentines, les roches calcaro-magnésiennes à jadéite bordant des masses serpentineuses et les métagrauwackes à jadéite, se groupent en trois nuages tout à fait distincts, prouvant ainsi que la présence de la jadéite ne change rien aux caractères chimiques fondamentaux des grandes familles

pétrographiques, et que, par conséquent, leur regroupement sur le critère jadéitique est arbitraire tant qu'on ne relie pas la présence du minéral à un phénomène général ayant affecté les roches où il se trouve.

Nous fondant de même sur les résultats fournis par les expériences thermodynamiques que nous exposerons plus loin, nous avons éliminé de nos comparaisons les gisements où la néphéline ou l'analcime voisinent avec la jadéite. D'ailleurs ce critère d'élimination se superpose le plus souvent au précédent.

Enfin, nous n'avons pu entreprendre de comparaisons avec des gisements aux conditions géologiques inconnues, douteuses ou trop insuffisamment étudiées.

Ainsi, ne seront pas détaillés ici les gisements suivants pour être:

I- Au sein de serpentines ou de roches voisines:

- Birmanie (BAUER 1895, 1896, 1897, 1906; BISHOP 1906; BLEECK 1907, 1908; CHHIBER 1934; KRENNER 1899; LACROIX 1930; NOETLING 1892, 1893, 1896).
- une partie des gisements japonais: serpentines à Kotaki (FOSTER 1949; IWAO 1953; KAWANO 1939; OMORI 1939; SHIDO 1958) et dans la ceinture métamorphique de Sangun (BANNO 1958); métagabbros dans certains gisements des ceintures de Sanbagawa (IWASAKI 1960; KANEHIRA & BANNO 1960; SEKI & SHIDO 1959; SEKI, AIBA & KATO 1960) et de Kāmuikotan (SEKI & SHIDO 1959; SHIDO & SEKI 1959).
- une partie des gisements de Californie: serpentines de la Clear Creek, San Benito Country (BOLANDER 1950; COLEMAN 1954, 1955, 1956, 1957, 1959, 1961; YODER & CHESTERMAN 1951).

2- En association avec la Néphéline et/ou l'Analcime:

- Tibet (BAUER 1896, 1897; LACROIX 1930; TILLEY 1956)
- Californie: encore dans les serpentines de la Clear Creek.

3- D'origine inconnue ou douteuse:

- Objets d'orfèvrerie au Mexique et au Guatemala (COLEMAN 1961; FOSHAG 1955; KIDDER 1949, WASHINGTON 1922 a et b)
- Blocs erratiques en Suisse, Styrie et Serbie méridionale (STROBEL 1883, 1884, 1886; TUCAN 1929).
- Etudes géologiques insuffisantes dans les Cyclades (KTENAS 1907; PHILIPPSON 1959).
- Blocs fluviatiles dont l'origine est inconnue dans un gisement de Californie: Russian River, près de Cloverdale (COLEMAN 1961, WOLFE 1955).
- Enfin, il est probable que la jadéite de Chine et du Tibet n'est qu'une introduction frauduleuse depuis la Birmanie (BLEECK 1908).

## II- GISEMENTS MONDIAUX A PARAGENES SEMBLABLES A CELLE DE LA BANDE D'ACCEGLIO.

Les cas cités dans la littérature mondiale sont peu nombreux, après les éliminations effectuées sur les critères que nous venons d'exposer, où la jadéite se présente de façon analogue à celle de la Bande d'Acceglio, dans des roches éruptives acides métamorphiques, des métagrauwackes ou des roches métamorphiques siliceuses, arkosiques ou pélitiques. Nous avons retenu:

1- Les "quartzites blastopsammitiques" de Célèbes.

D'abord déterminée optiquement, sans détails chimiques, par De Roever

(1947), dans deux échantillons de roches rapportés par l'expédition faite en 1919 par Brouwer, Hetzel & Straeter dans l'île, la Jadéite de Célèbes est redécrite en détail, avec analyses chimiques, placée dans son contexte géologique et comparée à des gisements de Birmanie, du Japon et de Californie par le même auteur, qui donne alors en plus une théorie de sa genèse (De Roever, 1955).

La géologie de la région avoisinante, bien que peu étudiée, est très complexe, avec sans doute des charriages à grande échelle. Les roches (argiles, grès, conglomérats, calcaires, cherts à radiolaires, péridotites, spilites et roches albitiques) sont de bas degré métamorphique (avec glaucophane, crossite, pyroxènes jadéitiques, lawsonite et pumpellyite comme minéraux caractéristiques), et passent à des roches non métamorphiques.

Les échantillons jadéitiques sont des quartzites blastopsammitiques, contenant des cristaux détritiques de Quartz, des petits fragments de schistes cristallins et de quartzites, dans une matrice plus finement cristalline.

Quartz, mica incolore, albite et pyroxènes jadéitiques sont des constituants importants des deux roches, dont l'une contient en plus de la lawsonite. Les constituants secondaires sont: chlorite, leucoxène, rutilé, titanite, zircon, apatite, tourmaline et carbonate.

Toujours dans la matrice la plus finement cristalline, pouvant même parfois faire saillie dans des fragments de roches détritiques, les pyroxènes jadéitiques se présentent en cristaux d'1 mm au maximum, à limites irrégulières, ou en agrégats de cristaux, parfois à structure rayonnante. Ils sont communément fracturés, parcourus de petites veines remplies de Quartz, et zonés, les bords étant plus purement jadéitiques que

les coeurs (les propriétés optiques des coeurs et bords des cristaux de pyroxène de chacun des échantillons ont été reproduites p. 92 ).

Ces pyroxènes jadéitiques peuvent contenir en inclusion: les plus petits cristaux de Quartz, la lawsonite, la séricite en fines paillettes et du rutile. Dans les couronnes des cristaux les plus riches en jadéite, se trouvent d'innombrables et minuscules inclusions de quartz ( 5 microns en moyenne ).

Les analyses chimiques de cristaux de jadéite données par De Roever sont reproduites dans le tableau de la page 97 .

Le mode de gisement de la jadéite de Célèbes dans des quartzites blastopsammitiques indique, selon De Roever, qu'elle s'est formée par conversion de l'albite qui est un constituant normal de bien des roches psammitiques. Les roches jadéitiques, par conséquent, sont à considérer comme des arkoses métamorphiques dans lesquelles la jadéite a été formée selon la réaction: albite  $\rightarrow$  Jadéite + Quartz.

Les minuscules inclusions de quartz dans les parties les plus jadéitiques sont syngénétiques de la jadéite; de plus, une partie de ce quartz semble avoir été exclu du pyroxène formé.

Toute l'albite originelle ayant dû être transformée en jadéite et quartz, celle qui s'observe actuellement dans la roche proviendrait d'une phase ultérieure du métamorphisme, phase pendant laquelle la jadéite a persisté comme une relique instable.

Les roches jadéitiques, comme celles des parties avoisinantes de l'île ont subi un métamorphisme régional d'âge alpin, dans le subfaciès à lawsonite-glaucophane, du faciès des schistes à glaucop-

phane, et c'est une variation locale de ce métamorphisme régional qui a donné naissance à la jadéite.

## 2-Les métagrauwackes de la "Franciscan formation" de Californie.

Dans les Coast-Ranges de Californie, la Jadéite se trouve dans deux types de gisements:

- 1- Dans des Serpentes (Clear Creek Area, San Benito Country). Une étude détaillée en est faite par COLEMAN (1961).
- 2- Dans des zones localisées provenant du métamorphisme de la "Franciscan Formation" d'âge jurassique et créacé.

Comme nous l'avons déjà annoncé, nous n'entreprendrons pas de comparaisons avec les gisements situés au sein des serpentines.

Quant aux autres, ils ont été étudiés essentiellement par BLOXAM (1956, 1959), BROTHERS (1954), MADDOCK (1955), MIELENZ (1894), Mc. KEE (1958) et RANSOME (1894). Les roches quartzo-jadéitiques, ou métagrauwackes, dérivant des formations franciscaines par métamorphisme, montrent une texture granulaire clastique avec des fragments détritiques de roches basiques, de cherts et des grains de quartz anguleux ayant échappé à la recristallisation. Le litage des anciennes grauwackes est marqué par de la séricite, de la chlorite, et du matériel carbonneux opaque.

La jadéite se présente soit en cristaux dispersés, soit en amas arrondis ou de forme sub-radiale. Elle est incolore en sections minces, mais fréquemment troublée de minuscules inclusions que l'examen aux Rayons X montre être du quartz. Les propriétés optiques, assez variables, selon BLOXAM (1956), et difficiles à déterminer en raison de la forte dispersion, sont reproduites dans notre tableau de la p. 92 ).

L'albite se trouve occasionnellement avec la jadéite et en voie de



remplacement par cette dernière.

Le quartz, en dehors des fragments clastiques, forme une mosaïque recristallisée finement grenue, fréquemment en bandes parallèles à la foliation.

Le glaucophane est rare ou absent, en petits prismes ou en aiguilles radiées, et généralement confiné aux parties sombres (chloritiques) de la roche. Dans quelques cas il forme des intercroissances (remplacement ?) avec la jadéite. Il représente donc, soit la recristallisation du matériel chloritique, soit une altération marginale de la jadéite.

La lawsonite est constante, en prismes allongés, à fractures transversales dispersés dans toute la roche ou en quelques inclusions dans la jadéite.

Séricite et chlorite forment des agrégats discontinus ou des bandes, et sont accompagnées par le matériel carbonneux opaque et de l'ilménite-leucoxène; De plus grandes lames de mica se développent à partir de la séricite antérieure (BLOXAM, 1959).

La grauwacke originelle, de son côté, contient des grains de quartz et de feldspath (albite-oligoclase, constituant au moins 30% de la roche), des fragments de cherts et de roches basiques (basaltes variolitiques et tufs), du mica incolore ou de l'argile, de la chlorite, du matériel carbonneux et de l'ilménite-leucoxène.

Les analyses chimiques données par BLOXAM (1956), concernant les grauwackes, les métagrauwackes et la jadéite, sont reproduites dans le tableau de la page 97 et dans notre figure 3. La présence de Titane dans les analyses de jadéite, révèle que du rutile ou du sphène sont en inclusions dans la jadéite elle-même, bien qu'ils n'y aient pas été observés optiquement. Un calcul effectué sur les résultats de ces analyses chimiques indique que le pyroxène jadéitique contient

du diopside et de l'acmite.

Dérivées à l'évidence des grauwackes franciscaines, les métagrauwackes à jadéite ont subi un métamorphisme de basse température ayant préservé la structure clastique originelle, et faisant coexister jadéite, glaucophane, et lawsonite. L'absence d'albite-oligoclase indique son instabilité dans les conditions du métamorphisme et son remplacement par du quartz et de la jadéite. Le diopside et la lawsonite représenteraient la partie anorthitique du plagioclase.

La coexistence de grauwackes indurées, mais non métamorphisées, avec les métagrauwackes à quartz-jadéite-glaucophane-lawsonite exclue, selon BLOXAM (1956), un métamorphisme à l'échelle régionale comme De Roever (1955) en invoquait l'intervention à Célèbes. Ce serait plutôt quelque condition physique susceptible de varier sur de petites distances, un facteur possible étant la pression localement augmentée de la "déformation".

Par contre, McKEE (1958) observe une "altération jadéitique" sur 35 miles carrés au moins, toujours dans les métagrauwackes du groupe franciscain, mais dans une région non étudiée par BLOXAM. La lawsonite s'y forme d'abord, encore à partir de l'anorthite du plagioclase, puis la jadéite fibreuse remplace l'albite, en même temps que se forme du quartz et que la lawsonite persiste en grains-reliques au sein de la jadéite; enfin le glaucophane apparaît dans stade plus avancé du métamorphisme. L'étendue de la formation implique une cause régionale et non locale comme BLOXAM (1956) le pensait, et le cisaillement, quoique non essentiel, doit probablement accélérer la formation de la jadéite.

3- Les schistes pélitiques et psammites de Kantô et Sibukawa, au Japon.

À notre connaissance, les seuls gisements de jadéite qui se rapprochent des conditions géologiques et pétrographiques des nôtres, se trouvent dans les Montagnes de Kantô et le district de Sibukawa (appartenant tous deux à la ceinture métamorphique de Sanbagawa) (SEKI, 1958, 1960 a, b, c, 1961 a, 1961 b; SEKI & SHIDO, 1959 ; MIYASHIRO, 1961.).

Dans chacun des deux endroits mentionnés, les roches jadéitiques sont de deux types: des schistes dérivés de roches volcaniques basiques (à augite et plagioclase calcique) et des schistes pélitiques et psammitiques. Ces derniers sont les seuls types pétrographiques qui se rapprochent suffisamment de nos roches pour retenir notre attention ici.

Ces schistes jadéitiques dérivés de roches pélitiques et psammitiques sont noirs, gris ou gris-verts. Ils contiennent: jadéite, lawsonite, quartz, plagioclase sodique, chlorite, mica blanc, stilpnomélane, hématite, titanite et graphite. Par contre, l'épidote, la pumpellyite et les amphiboles sont absentes.

Une analyse chimique de ces roches, donnée par SEKI (1960) est reproduite fig. 3, et les propriétés optiques de la jadéite (propriétés moyennes de l'ensemble de la jadéite des Montagnes de Kantô et du district de Sibukawa, c'est-à-dire y compris la jadéite des roches d'origine basique, SEKI, 1960) dans le tableau de la p. 92).

Dans la ceinture métamorphique de Sanbagawa, la jadéite est un des minéraux caractéristiques du subfaciès à lawsonite-pumpellyite-épidote-glaucophane du faciès des schistes à glaucophane. D'après

SEKI, il faut voir dans l'absence de mica blanc dans les roches d'origine basique, et celle de glaucophane dans les roches d'origine pélitique et psammitique, la conséquence de l'opposition marquée entre les compositions chimiques originelles.

La paragenèse du subfaciès à lawsonite-pumpellyite-épidote-glaucophane indique un métamorphisme de basse température (de l'ordre de 300°). L'association jadéite-quartz-plagioclase sodique, de son côté, requiert de très hautes pressions solides: 6 à 12 kilobars à 200° (soit 20 à 40 km de profondeur pour une densité de roches de 2,8). D'une part SEKI pense qu'il est très difficile d'imaginer que les roches de ce sub-faciès dans la ceinture métamorphique de Sanbagawa aient été portées à une telle profondeur, car elles passent à des sédiments non métamorphiques sur une distance de 1 à 2 km. Mais, d'autre part, ce même auteur pense que cependant durant un métamorphisme régional qui verrait l'enfouissement rapide d'un empilement épais de sédiments froids et humides dans un horizon profond, des températures et des pressions de cet ordre (200-300°, 6-12 kilobars) pourraient ne pas être impossibles.

Tout en considérant que de toutes façons, il faut faire intervenir non seulement la pression solide des roches mais encore la pression de l'eau, SEKI considère qu'il faudra encore beaucoup d'études de terrain et de laboratoire avant qu'une solution puisse être donnée à ce problème.

4- Conclusion.

La similitude est frappante entre les 3 gisements jadéitiques de Célèbes, de Californie et du Japon que nous venons de passer en revue et les gisements de la Bande d'Acceglio-Longet. D'abord similitude des milieux pétrographiques: porphyres quartzifères et porphyroïdes ocellées muscovi-

teuses, intercalés localement de produits volcano-détritiques basiques, à Acceglio-Sant'Anna; arkoses métamorphiques ("quartzites blastopsammitiques") à Célèbes; grauwackes acido-basiques en Californie; seuls les schistes pélitiques et les psammites japonais offrent une nature pétrographique un peu singulière vis à vis des types précédents. Cette singularité se retrouve dans la comparaison des analyses chimiques de ces roches (Fig. 3): alors que les roches d'Acceglio et de Californie (De Roever ne fournit pas d'analyse des roches de Célèbes) sont remarquablement proches chimiquement - les deuxièmes accusant cependant une prédominance du sodium sur le potassium, contrairement aux premières, différence reflétant l'abondance des feldspaths potassiques et de la muscovite à Acceglio - les roches japonaises sont moins acides, beaucoup plus ferrugineuses (d'où une coloration plus sombre) et plus pauvres en potassium pour une teneur en sodium intermédiaire entre celles des roches précédentes.

Les paragenèses néoformées sont aussi très semblables. Partout sont associés à la jadéite: quartz, albite (plus ou moins disparue suivant les cas), lawsonite (dans des niveaux voisins à Acceglio), glauco-phane (légèrement postérieure à Acceglio et en Californie), chlorite, séricite, éventuellement pumpellyite et stilpnomélane.

La similitude de ces gisements se poursuit dans leur extension: toutes ces paragenèses à jadéite sont locales (bien que ce caractère soit discuté en Californie) au sein de zones métamorphiques généralement tectonisées, proches des terrains non métamorphisés.

Toutes ces similitudes s'étendent enfin aux processus générateurs invoqués par les auteurs ayant étudié ces gisements. Nous les évoquerons en détail plus bas.

### III- GISEMENTS A JADEITE OU PYROXENES JADEITIQUES EN CORSE ALPINE ET DANS LES ALPES OCCIDENTALES.

De nos comparaisons précédentes nous avons écarté les gisements se trouvant dans des conditions géologiques par trop éloignées de celles de la bande d'Acceglio-Longet afin de ne pas nous apesantir, à propos de gisements très lointains, sur des descriptions dont nous ne tirerions pas de conséquences directes. Par contre, revenant dans nos régions alpines occidentales, il est intéressant de passer en revue les différents sites à jadéite connus afin d'en opposer les caractéristiques. Signalons au passage que la quasi-totalité des gisements dont nous allons parler sont totalement ignorés des études bibliographiques relatives à la jadéite, même les plus modernes.

I- En Corse alpine. Jadéite ou pyroxènes jadéitiques sont connus dans la zone des Schistes lustrés de Corse dans trois types de roches:

a/- Ophiolites: NETELBEECK (1951, p. 93) et BROUWER & EGELER (1951, 1952) signalent des "jadéites-aegyrines" riches en jadéite dans des métaspilites à glaucophane.

b/- Quartzites dérivant de radiolarites: NETELBEECK (1951, p. 65-69) signale encore des "jadéites-aegyrines" associées à la crossite dans de telles roches. Pour les trois auteurs précédents, ces pyroxènes sodiques se sont développés durant la phase alpine qui vit la cristallisation d'une paragenèse de Schistes à glaucophane et lawsonite sous de fortes pressions sans doute non orientées et à une température vraisemblablement modérée.

c/- Niveaux de décomposition acide se trouvant à la base des Schistes lustrés (A. AUTRAN, 1964).

Dans ce dernier type de gisements, il s'agit, selon A. AUTRAN, de bancs de composition rhyolitique à arkosienne, associés à des calcaires gréseux et des quartzites à hématite, et se présentant sous deux faciès principaux: une roche massive à aspect de roche éruptive (4 & 5 m d'épaisseur) et une roche à schistosité accentuée contenant des cristaux de microcline.

Ces deux faciès contiennent des cristaux millimétriques de jadéite, de quartz, de phengite, de microcline et d'albite.

La jadéite est zonée: les coeurs des cristaux sont riches en gouttes de quartz qui les rendent troubles, alors que la périphérie est plus pure. On trouve ce minéral en inclusions dans des microclines, ou encore en fragments dans l'albite. La formule structurale de ce pyroxène fait apparaître: 90% de jadéite, 7% de tschermakite, et 3% d'acmite.

Toujours d'après A. AUTRAN, cette jadéite serait issue de microclines perthitiques, selon la réaction:



dans les conditions du métamorphisme des schistes à glaucophane, dont la paragenèse classique (chlorite, phengite, lawsonite, pumellyite, glaucophane, crossite, magnésioriébeckite) se trouve dans des roches associées aux faciès jadéitiques. Se fondant sur les données de l'expérimentation et du calcul thermodynamique, cet auteur précise que "si la température n'a pas dépassé 350°, le métamorphisme de ces terrains s'est fait à une pression solide moyenne considérable, de l'ordre de 10 à 11 kilobars". Considérant que les contraintes orogéniques ont été insuffisantes pour créer de telles pressions, A. AUTRAN, affirme finalement qu'il faut admettre un enfouissement de la série des Schistes lustrés corses à une profondeur de 35 km environ (compte-tenu d'une densité moyenne de 2,8

pour les roches de cette formation). De plus, cet enfouissement fut bref, ne laissant pas le régime thermique normal à cette profondeur s'installer dans le matériel ainsi enfoui.

La similitude est frappante entre ces gisements et leur environnement, d'une part, et ceux d'Acceglio-Sant'Anna, d'autre part. Nous discuterons plus bas des hypothèses génétiques que nous pensons pouvoir avancer à propos de la bande d'Acceglio.

## 2- Dans les Alpes occidentales proprement dites.

a/- Dans les ophiolites des Schistes lustrés piémontais. Au Mont Viso et dans les Vals de Suse (PIOLTI 1899) et d'Aoste (DAMOUR 1881) existent des niveaux de roches à allure éclogitique avec ou sans glaucophane, contenant des pyroxènes sodiques de type omphazite et chloromélanite, exceptionnellement jadéite. Ces gisements ont été étudiés globalement par FRANCHI (1900), FRANCHI, NOVARESE & STELLA (1903) et récemment par BEARTH (1959). Pour ce dernier la genèse de ces éclogites est surtout le résultat de conditions localement anhydres (cœur des pillows, éléments des brèches...); éclogites et schistes à glaucophane sont envisagés comme de simples étapes métastables avant la réalisation de l'état stable prasinitique.

b/- Dans la zone Sezia-Lanzo R. MICHEL (1953) a déterminé des diopsides jadéitiques au sein de micaschistes dans le Rio Piovano (p. 228). Ce minéral contiendrait 30% de jadéite. Il se présente "en faisceaux enchevêtrés et localement rayonnants de petits prismes allongés qui englobent poecilitiquement des grenats et de nombreux nodules de quartz". Les géologues italiens (FRANCHI, NOVARESE & STELLA) qui avaient déterminé le pyroxène comme omphazite, avaient appelé ces roches "éclogites", encore renforcés dans leur idée par la présence au sein de roches voisines de niveaux extrêmement riches en grenats. D'après R. MICHEL, les diop-

sides jadéitiques feraient partie de la paragenèse ancienne de ces roches polymétamorphiques.

c/- Dans le Massif Dora-Maira, FRANCHI (1900) signale des "pyroxènes jadéitiques" dans certains micaschistes à grenats, avec ou sans glaucophane et chloritoïde, ainsi que dans des lentilles "éclogitiques" accompagnant des cipolins à talc. D'après A. MICHARD, ces niveaux sont probablement polymétamorphiques.

d/- Dans le Massif d'Ambin, S. LORENZONI (1963 a et b), a découvert une véritable jadéite dans des métagrauwackes épimétamorphiques à gastaldite, qui font partie du "Groupe de la Clarée" (micaschistes à glaucophane et grenat), que surmonte le "Groupe d'Ambin", ces deux ensembles formant le noyau permo-carbonifère du massif.

La roche jadéitique, en bancs de quelques mètres, est grise, à grain fin, compacte, à schistosité peu accentuée et structure blastopsammitique. La masse fondamentale est un agrégat de petits cristaux de quartz, plagioclase, phengite, jadéite, gastaldite, pumellyite, séricite et chlorite, au sein duquel se trouvent des grains de quartz plus ou moins recristallisés provenant du sédiment arénacé originel. Une analyse chimique de cette roche est reproduite dans notre figure 3. La comparaison des analyses chimiques de nos propres roches et de celle d'Ambin fait ressortir la grande similitude des milieux pétrographiques à jadéite, avec cependant une inversion des rapports entre sodium et potassium.

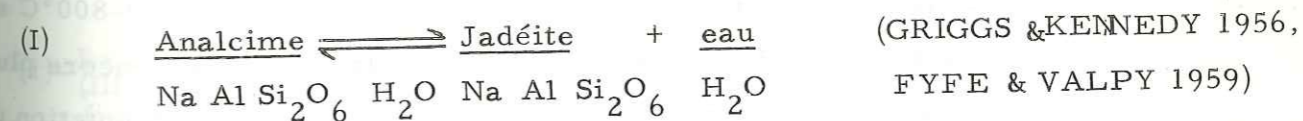
La jadéite se présente en grains troubles, irréguliers, toujours à bords finement découpés. Ces cristaux sont cassés, et soit isolés, soit groupés. Les propriétés optiques du minéral sont reproduites dans le tableau de la page 92.

Selon S. LORENZONI, la jadéite provient de la transformation du plagioclase sodique avec ségrégation du quartz, opinion fondée en partie sur l'observation d'une plus grande densité de pyroxène sodique dans les plages de la roche où, au contraire, l'albite est plus rare. Le métamorphisme subi par cette grauwacke fut de bas degré car il a conservé la structure clastique et a fait naître la paragenèse citée plus haut; il représenterait une variation locale de pression dans le cadre des conditions du faciès des schistes à glaucophane qui a affecté le "Groupe de la Clarée".

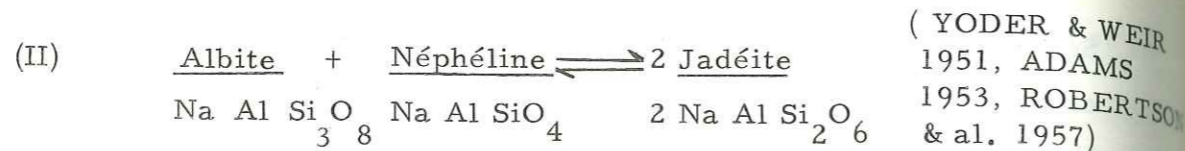
S. LORENZONI, avec qui nous avons eu le plaisir d'examiner, en compagnie de A. MICHARD et E. ZANETTIN, successivement les gisements jadéitiques d'Ambin et de Sant'Anna di Bellino, s'est déclaré convaincu comme nous de la grande parenté de ces paragenèses autant que des séries encaissantes.

#### IV- HYPOTHESES GENETIQUES ET CONCLUSIONS.

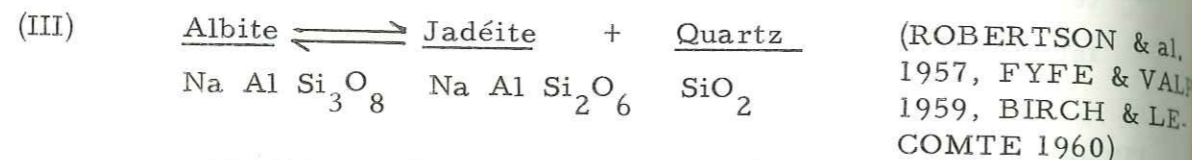
Un examen complet des études de thermodynamique expérimentale (exposées en détail par YODER 1950; résumées dans BIRCH & LECOMTE 1960 et DEER, HOWIE & ZUSSMAN 1963), dans lesquelles un système chimique est soumis à des variations de ses conditions de pression et de température, montre que, dans l'état actuel des connaissances dans ce domaine, on a pu réaliser cinq types de réactions impliquant la jadéite ou aboutissant à sa formation:



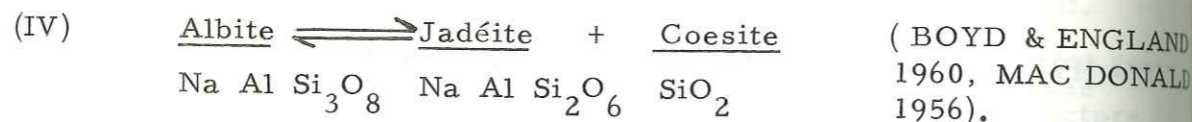
Les pressions nécessaires sont de 12 000 à 19 000 bars pour des températures de 250 à 650°C.



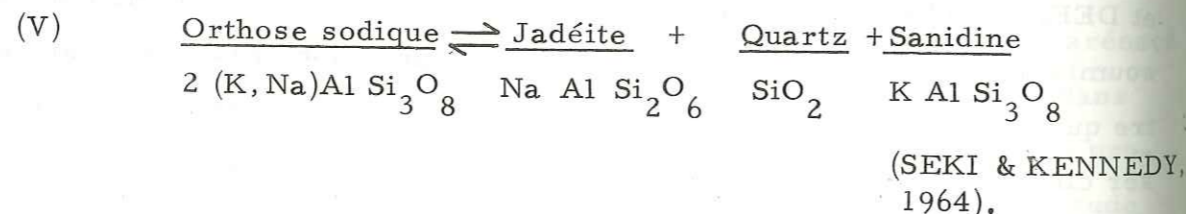
Température et pression sont liées par la relation suivante:  
 $P$  (bars) =  $1\,000 + 18,5 T$  (°C) entre 12 et 25 kilobars et  
 600 et 1200°C (domaine exploré expérimentalement).



L'équilibre suit la réaction:  $P$ (bars) =  $6000 + 20 T$  (°C).  $T$  est supérieure, dans les expériences effectivement réalisées, à 600°C. L'association Jadéite + Quartz est stable du côté hautes pressions.



Nous ne nous attarderons sur cette réaction qui peut être considérée comme une modalité de la précédente.



La transformation s'opère, en présence d'eau, à 600-800°C sous une pression de 20-25 kilobars; sous des pressions encore plus fortes en l'absence d'eau. Dans les deux cas, l'augmentation de pression (de l'ordre de 10 kilobars) amène le remplacement du quartz par la Coésite. L'orthose utilisé contenait 4,40% de  $\text{Na}_2\text{O}$  et 11,17% de  $\text{K}_2\text{O}$ .

A partir de ces données que l'on peut qualifier de "théoriques" nous pouvons faire un raisonnement analogue à celui que fit DE ROEVER (1955) à propos de la jadéite de Célèbes: ni l'analcime, ni la néphéline ne sont connues dans les roches de notre bande d'Acceglio, pas plus, d'ailleurs, que dans les régions avoisinantes. De plus, les milieux pétrographiques dans lesquels se trouve la jadéite de Sant'Anna et du sommet 2985 m sont, nous l'avons dit, des milieux volcaniques acides (anciennes rhyolites ou tufs, ou arkoses rhyolitiques) dans lesquels il est peu probable qu'il se soit trouvé antérieurement au métamorphisme alpin, de l'analcime ou de la néphéline, que ce dernier aurait alors transformées en jadéite. Au contraire, l'étude de nos paragenèses, confrontées à celles qui se trouvent dans des conditions comparables et aux théories génétiques qu'ont formulées les auteurs qui s'en sont occupés, nous conduisent à adopter comme seul plausible un processus impliquant la réaction (III)<sup>(1)</sup>. Mais la réaction (V) a pu aussi intervenir aussi bien dans le cas des nodules de Sant'Anna, où la jadéite épigénise entièrement des feldspaths potassiques, que dans celui du sommet 2985 m où elle est souvent incluse dans des microclines perthitiques (comme d'ailleurs aussi en Corse, d'après AUTRAN 1964).

Il faut cependant expliquer la présence d'albite dans nos microclines avant le développement de la jadéite. Deux possibilités s'offrent à nous:

1- Albitisation du microcline au sein-même de la roche éruptive,

(1) - La réaction (IV) n'est, nous l'avons vu, qu'une modalité de la réaction (III) dans laquelle les conditions de pression en particulier sont plus difficiles à réaliser. Les pressions nécessaires à la formation de la jadéite sont suffisamment difficiles à imaginer dans la bande d'Acceglio pour qu'on se contente de celles exigées par la réaction (III). Rappelons que la Coésite est une forme de silice que l'on connaît naturellement que dans les impacts de grosses météorites.

puis jadéitisation lors du métamorphisme alpin.

2- Albitisation suivie de jadéitisation, le tout durant le métamorphisme alpin.

La première possibilité est tentante non seulement car la plus simple, mais aussi car déjà connue dans d'autres endroits (par exemple dans les porphyroïdes de la Meuse J. DE LAPPARENT, 1909, admet une albitisation magmatique de la sanidine).

Ainsi, la jadéite de la bande d'Acceglio-Longet semble bien pouvoir s'être formée selon la réaction (III), et dans une certaine mesure selon la réaction (V). La présence des gouttelettes quartzieuses incluses dans le pyroxène et celle d'une auréole albitique autour du même pyroxène lorsqu'il est inclus dans le microcline, sont encore des arguments en faveur de cette hypothèse.

La première conséquence que l'on tire alors de la présence de cette jadéite, si l'on s'en tient aux données thermodynamiques, est la nécessité de très fortes pressions dans la bande d'Acceglio durant le métamorphisme alpin, ou une partie de celui-ci. Le métamorphisme épizonal requérant une température minimum de 300°C, on arrive, d'après les courbes de stabilité de la jadéite selon la réaction (III), à une pression nécessaire de 10 kilobars. La réalisation de telles pressions par une surcharge purement lithostatique nécessiterait un enfouissement à 35 km de profondeur. Cela pose dans la bande d'Acceglio des problèmes géodynamiques insurmontables car: en supposant par exemple que cette surcharge vient d'un empilement de nappes de charriage et en superposant les nappes piémontaises (avec le maximum d'ophiolites) et la nappe du Flysch à Helminthoïdes (en supposant, ce qui est assez gratuit, qu'elle s'est trouvée là lorsque se formait la jadéite), on arrive à seulement 5 km de terrains environ. Même si l'on trouvait la surcharge nécessaire, il resterait encore un problème im-

portant: la localisation restreinte de la jadéite au sein du complexe volcanique acide d'Acceglio (porphyres quartzifères et porphyroïdes ocellées muscoviteuses et jadéitiques ont la même composition chimique) et la proximité de terrains non métamorphiques seulement séparés de la demi-fenêtre d'Acceglio par une étroite bande de Schistes lustrés. Nous nous contenterons pour terminer de simplement évoquer la nécessité d'un enfouissement très rapide suivi d'une remontée immédiate de façon à ne pas laisser un régime thermique incompatible avec la paragenèse épizonale s'établir.

Pourtant la jadéite existe et pas seulement dans les autoclaves. Il faut donc tenter de concilier les nécessités purement géologiques et les impératifs thermodynamiques. Nous pensons que les compromis doivent être recherchés dans trois directions:

- Intervention de la pression d'eau qui, comme cela est classique dans les expériences de synthèse, favorise la formation de la jadéite bien qu'elle ne soit pas elle-même hydratée. Nous avons déjà évoqué une telle possibilité à propos du développement de la muscovite (par "phyllonitisation" alpine des porphyroïdes, p. 78).
- Intervention de tensions tectoniques. C'est un fait d'observation que la jadéite apparaît dans les parties du complexe volcanique acide les plus violemment écaillées, laminées et plissotées.
- Intervention de processus cristallogénétiques naturels, (tels que substitutions d'ions.....) encore non étudiés au laboratoire et qui auraient contribué à abaisser les pressions que l'on tient actuellement pour indispensables à la formation de la jadéite.

E- BIBLIOGRAPHIE DU PROBLEME DE LA JADEITE.

Nous avons regroupé ici les références bibliographiques relatives exclusivement au problème de la jadéite. Faisant ainsi, notre but a été double: ne pas livrer une liste bibliographique unique qui aurait été trop longue et faciliter la consultation des listes de références en les regroupant autour de deux grands sujets: la jadéite d'une part, la bande d'Acceglio-Longet d'autre part (en fin de volume).

Ne figurent ici que les titres des publications dont il a été question depuis la page 88 (D - Etude particulière de la jadéite de la bande d'Acceglio-Longet) à l'exclusion de tous autres.

Le lecteur trouvera d'autres listes bibliographiques complètes et assez récentes principalement dans YODER (1950), DE ROEVER (1955), et DEER, HOWIE & ZUSSMAN (1963).

- ADAMS L.H. (1953) - A note on the stability of jadeite - Amer. Journ. Sci., vol. 251, p. 299.
- AUTRAN A. (1964) - Description de l'association minérale métamorphique Jadéite + Quartz, découverte à San Andrea di Cotonone dans les "schistes lustrés" à glaucophane de Corse - Comm. à la Soc. Fr. de Min. et de Cristal., le 16 avril 1964. Sous presse.
- BANNO S. (1958) - Glaucophane schists and associated rocks in the Omi District, Niigata Prefecture, Japan. - Japanese Journal Geology geography, vol. 29, p. 29-44.
- BAUER M. (1895) - On the jadeite and others rocks from Tammaw in Upper Burma - India Geol. Survey Records, vol. 28, p. 91 - 105.

- BAUER M. (1896) - Jadeit von "Tibet" - Neues Jahrb., Band 1, p. 85-95.
- BAUER M. (1897) - Das Vorkommen des Jadeits von "Tibet" - Neues Jahrb., Band 1, p. 258-259.
- BAUER M. (1906) - Weitere Mitteilungen über den Jadeit von Ober-Birma - Centralb. Mineralogie, p. 97-112.
- BEARTH P. (1959) - Über Eklogite Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlave - Schweiz. Petr. Miner. Mitt., vol. 39, p. 267-286.
- BIRCH F. & LE COMTE P. (1960) - Temperature-pressure plane for albite composition - Am. Jour. Sci. 258, p. 209-217.
- BISHOP H.R. (1906) - Investigations and studies in jade - The Bishop Collection (printed privately), vol. 1, p. 162, New-York.
- BLEECK A.W.G. (1907) - Die Jadeitlagerstätten in Ober-Birma - Zeitschr. prakt. Geologie, V. 15, p. 341-365.
- BLEECK A.W.G. (1908) - Jadeit in the Kachin Hills, Upper Burma - Indian Geol. Survey Records, Vol. 36, p. 254-285.
- BLOXAM T.W. (1956) - Jadeite-bearing metagraywackes in California - Amer. Min., vol. 41, p. 488.
- BLOXAM T.W. (1959) - Glaucophane-schists and associated rocks near Valley Ford, California - Amer. Journ. Sci., vol. 257, p. 95.
- BOLANDER L. PH. (1950) - First jadeite discovery in America - Mineralogist, 18, 186, 188.
- BOYD F.R. & ENGLAND J. L. (1960) - The quartz-coesite transition - Jour. Geophys. Res. 65, 749-756.
- BROTHERS R.N. (1954) - Glaucophane-schists from the North Berkley Hills, California - Amer. Journ. Sci., vol. 252, p. 614-626.
- BROUWER H. A. & EGELER C. G. (1951) - Sur le métamorphisme à glaucophane dans la Nappe des Schistes lustrés de la Corse - K Akad. Wetensch. Amsterdam. Proc., ser. B, vol. 54, p. 130-139.



- BROUWER H. A. & EGELER C. G. (1952) - The glaucophane facies metamorphism in the schistes lustrés nappe of Corsica - K. Akad. Wetensch. Amsterdam Verh. Afd. Nat., Tweede reeks, vol. 48, n° 3.
- CHHIBBER H. L. (1934) - The mineral resources of Burma - London, Mac Millan Co, Ltd, p. 26-77.
- COLEMAN R. G. (1954) - Optical and chemical study of jadeite from California - Résumé, Bull. geol. Soc. Amer., vol. 65, p. 1241.
- COLEMAN R. G. (1955) - Optical and chemical study of jadeite from California - Amer. Min., vol. 40, p. 312. Résumé.
- COLEMAN R. G. (1956) - Jadeite from San Benito County, California - Gems & Gemology, Fall 1956, p. 331-4.
- COLEMAN R. G. (1957) - Mineralogy and petrology of the New Idria District, California - Unpublished thesis for D. Ph. degree. Dissertation Abstracts, 17, N° 7, 1533.
- COLEMAN R. G. (1959) - Genesis of jadeite from San Benito County, California - Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, p. 1583. Résumé.
- COLEMAN R. G. (1961) - Jadeite deposits of the clear Creek Area, New Idria District, San Benito County, California - Journal of Petrology, vol. 2, Part 2, p. 209-47.
- DAMOUR A. (1881) - Nouvelles analyses sur la jadéite et sur quelques roches sodifères - Bull. Soc. Min. de Fr., t. IV, 1881, n° 6, p. 157.
- DEER W. A., HOWIE R. A. & ZUSSMAN J. (1963) - Rock forming minerals - vol. 2, p. 99-108, Longmans Ed., Londres.
- FOSHAG W. F. (1955) - Chalchihuitl; a study in jade - Amer. Min., vol. 40, p. 1062.
- FOSHAG W. F. (1957) - Mineralogical studies on guatemalan jade - Smithsonian Miscellaneous Collections, vol. 135, n° 5, Washington.
- FOSTER H. L. (1949) - Jadeite occurrence in Niigata Prefecture, Japan - U. S. Geol. Survey, Memorandum for Record.

- FRANCHI S. (1900) - Sopra alcuni giacimenti di rocce giateitiche nelle Alpi occidentali e nell'Apennino ligure - Boll. R. Com. Geol., 1900, n° 2.
- FRANCHI S., NOVARESE V. & STELLA A. (1903) - Nuovi giacimenti di rocce giadeitiche in Piemonte - Boll. della Soc. Geol. Ital., vol. XXII, fasc. I.
- FYFE & VALPY G. W. (1959) - The analcime-jadeite phase boundary: some indirect deductions - Amer. Journ. Sci., vol. 257, p. 316-20.
- GRIGGS D. T. & KENNEDY G. C. (1956) - A simple apparatus for high pressures and temperatures - Amer. Journ. Sci., vol. 254, p. 722.
- IWAO S. (1953) - Albitite and associated jadeite rock from Kotaki district, Japan; a study in ceramic raw material - Geol. Surv. Japan, Rept., vol. 153, p. 1 (M. A. 12-381).
- IWASAKI M. (1960) - Clinopyroxene intermediate between jadeite and aegyrine from Suberi-dani, Tokushima Prefecture - J. Geol. Soc. Japan, vol. 66, p. 334-40.
- KANEHIRA K. & BANNO S. (1960) - Ferriphengite and aegirinjadeite in a crystalline schist of the Imori district, Kii Peninsula - J. Geol. Soc. Japan, vol. 66, p. 654-9.
- KAWANO Y. (1939) - A new occurrence of jade (jadeite) in Japan and its chemical properties - Japan Assoc. Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists Journal, vol. 22, p. 195-201 (en Japonais).
- KIDDER A. V. (1949) - Jades from Guatemala - Carnegie Inst. Wash. Middle Amer. Archaeol. Ethn, n° 91.
- KRENNER J. A. (1899) - Jadeitsteine aus Birma; Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien - (1877-1880), vol. 3, p. 343-351, Vienna, Ed. Hötzel.
- KTENAS C. (1907) - Die Einlagerungen im krystallinen Gebirge der Kykladen auf Syra und Sifnos. - Min. pet. Mitt., vol. 26, p. 257-320.

- LACROIX A. (1930) - La jadéite de Birmanie: les roches qu'elle constitue ou qui l'accompagnent. Composition et origine - Bull. Soc. franç. Min., vol. 53, p. 216.
- LEFEVRE R. & MICHAUD A. (1965) - La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements, de type nouveau, de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes, Italie) - Bull. Soc. franç. de Min. et Cris. (sous-pressé).
- LORENZONI S. (1963 a) - Sugli scisti a glaucofane del Gruppo montuoso d'Ambin (Alpi Cozie) Nota preliminare - Ric. sci., vol. 33 (II-A), p. 799-806 (1963).
- LORENZONI S. (1963-b) - Metagrovacche, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite, affioranti nel gruppo montuoso d'Ambin (Alpi Cozie). - Ric. sci., vol. 33 (II-A), p. 1059-1066 (1963).
- MAC DONALD G. J. F. (1956) - Quartz-coesite stability relations at high temperatures and pressures - Amer. Journ. Sci., vol. 254, p. 713-721.
- MADDOCK M. (1955) - Geology of the Mt. Boardman quadrangle, California - Unpublished Ph. D. thesis, University of California, Berkeley, p. 106-108.
- MCKEE B. (1958) - Jadeite alteration of sedimentary and igneous rocks - Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 69, p. 1612. Résumé.
- MICHEL R. (1953) - Les schistes cristallins des Massifs du Grand-Paradis et de Sezia-Lanzo (Alpes franco-italiennes) - Thèse. Sciences de la Terre, t. I, n° 3-4, Nancy.
- MIELLENZ R. C. (1939) - The geology of the southwestern part of San Benito County, California - Unpublished thesis for D. Ph. degree. University of California.
- MIYASHIRO A. (1961) - Evolution of metamorphic Belts - Journal of Petrology, vol. 2, Part 3, p. 277-311.
- NETELBEECK Th. A. F. (1951) - Géologie et pétrologie de la région entre Vezzani et Lugo di Naza (Corse) - University of Amsterdam doctorate thesis, Amsterdam.

- NOETLING F. (1892) - Preliminary report on the economic resources of the amber and jade mines area in Upper Burma - Geol. Survey India Records, vol. 25, p. 130-135.
- NOETLING F. (1893) - Note on the occurrence of jadeite in Upper Burma - Geol. Survey India Records, vol. 26, p. 26-31.
- NOETLING F. (1896) - Über das Vorkommen des Jadeits in ober Birma - Neues Jahrb., Band 1, p. 1-17.
- OMORI K. (1939) - Optical properties of Japanese jade - Japan. Assoc. Mineralogists. Petrologists and Economic Geologists Journal, vol. 22, p. 201-212 (en Japonais).
- PHILIPPSON A. (1959) - Das Aegaeische Meer und seine Inseln - Vittorio Klostermann (Frankfurt am Main).
- PIOLTRI G. (1899) - Sulla presenza della jadeite nella Valle di Suza - Atti della R. Acc. delle Sc. di Torino, XXXIV, disp. 12.
- RANSOME F. L. (1894) - Geology of Angel Island - Univ. Calif. Pub. Dept. Geol., 1-193.
- ROBERTSON E. C., BIRCH & MacDONALD G. J. F. (1957) - Experimental determination of jadeite stability relations to 25,000 bars - Amer. Journ. Sci., vol. 255, p. 115.
- ROEVER W. P. de (1947) - Igneous and metamorphic rocks in eastern central Celebes - Geological explorations in the island of Celebes - Amsterdam.
- ROEVER W. P. de (1955) - Genesis of jadeite by low grade metamorphism - Amer. Journ. Sci., vol. 253, p. 283.
- SEKI Y. (1960) - Jadeite in Sanbagawa crystalline schists of Central Japan - Amer. Journ. Sci., vol. 258 (dec. 1960), p. 705-715.
- SEKI Y., AIBA M. & KATO C. (1960) - Jadeite and associated minerals of meta-gabbroic rocks in the Sibukawa district, Central Japan - Amer. Mineral., vol. 45, p. 668-679 (1960).
- SEKI Y. & KENNEDY G. C. (1964) - The breakdown of potassium feldspar  $KAlSi_3O_8$  at high temperatures and high pressures - Amer. Mineral., vol. 49, nov, déc.

- SEKI Y. & SHIDO F. (1959) - Finding of jadeite from Sanbagawa and Kamuikotan metamorphic belts, Japan - Proc. Jap. Acad., vol. 35, p. 137.
- SHIDO F. (1958) - Calciferous amphibole rich in sodium from jadeite-bearing albitite of Kotaki, Niigata Prefecture - Journ. Geol. Soc. Japan, vol. 64, p. 595.
- SHIDO F. & SEKI Y. (1959) - Notes on rock-forming minerals. II. Jadeite and hornblende from the Kamuikotan metamorphic belt - Journ. Geol. Soc. Japan, vol. 65, p. 673-7.
- STROBEL (1883) - Provenienza delli oggetti di nefriti o di giadeite - Boll. di Paletnol. Ital., IX, n° 11-12.
- STROBEL (1884) - Provenienza dei manufatti preistorici di nefriti e di giadeite - Boll. di Paletnol. Ital., X, n° 7-8.
- STROBEL (1886) - Di alcune accette di pietra, specialmente di giadeite del R. Museo di antichita di Parma - Boll. di Paletnol. Ital., XII, n° 5-6.
- TILLEY C. E. (1956) - Nepheline associations - Kon. Ned. Geol. Mijn. Gen., Geol. Sci., Brouwer vol., p. 403.
- TUCAN F. (1929) - Jadeite from Aljagica in South Serbia - Soc. Sci. nat. Croatica, vol. 41, p. 91-100.
- WASHINGTON H. S. (1922 a) - The jade of the Tuxtla Statuette - U. S. Nat. Mus. Proc., vol. 60, p. 1-12.
- WASHINGTON H. S. (1922 b) - The jades of Middle America - Nat. Acad. Sci. Proc., vol. 8, p. 319-326.
- WOLFE C. W. (1955) - Crystallography of jadeite crystals from near Cloverdale, California - Amer. Min., vol. 40, p. 248.
- YODER H. S. (1950) - The jadeite problem - Parts I et II - Amer. Journ. Sci., vol. 248, p. 225 et p. 312.
- YODER H. S. & CHESTERMAN C. W. (1951) - Jadeite of San Be-

nito County, California - Spec. Rep., Div. Mines, California, n° 10-c, p. 1.

- YODER H. S. & WEIR C. E. (1951) - Change of free energy with pressure of the reaction nepheline+albite= 2 jadeite - Amer. Journ. Sci., vol. 249, p. 683.
-

CHAPITRE III- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES SCHISTES, MICASCHISTES  
ET GNEISS CHLORITO-ALBITIQUES.

Nous aborderons avec ce chapitre la description de roches classiques dans la bande d'Acceglio-Longet depuis les études de A. MICHARD (1959) et de D. LEBLANC (1962). Alors qu'aux environs du Col du Longet elles occupent une superficie considérable avec une grande variété pétrographique, elles commencent à se réduire en Val Varaita pour ne plus avoir que quelques représentants confinés aux parties hautes en Val Maira. Nous n'avons donc eu l'occasion d'étudier qu'un petit nombre d'affleurements de ces roches, qui, de plus, ne nous ont pas offert un éventail pétrographique aussi riche que plus au Nord, l'absence la plus remarquable étant celle de prasinites lawsonitiques habituellement associées aux formations chlorito-albitiques. Notre exposé s'en trouve réduit, n'ayant que peu de choses à ajouter à ce qu'ont dit A. MICHARD et D. LEBLANC. Notre contribution à l'étude de ces roches s'est limitée à circonscrire l'extension méridionale de cet ensemble chlorito-albitique lors du lever de notre carte géologique. L'explication de cette restriction paradoxale des affleurements de roches, pourtant stratigraphiquement profondes, lorsqu'on approche de zones topographiquement basses (la Maira est seulement à 1100 m d'altitude à Maddalena alors que la Varaita est à 1880 m à Sant'Anna di Bellino) se trouve à la fois dans la structure de l'"anticlinal d'Acceglio" lui-même et dans l'obliquité du décapage de la couverture allochtone de Schistes lustrés par rapport aux directions structurales de son substratum, faisant apparaître vers le Nord des terrains en position plus interne que ceux qui se voient au Sud. Nous exposerons d'ailleurs ce problème en détail dans notre chapitre consacré à la structure et à la tectonique de la région que nous avons étudiée.

### I- ETUDES PRECEDENTES.

A. STELLA (1894) puis S. FRANCHI (1898) ont étudié le Permo-Carbonifère de la "Zone axiale" dont la "Zone anticlinale du Pelvo d'Elva" est un rameau détaché au niveau d'Acceglio. Ce Permo-Carbonifère comporte, selon ces auteurs, des schistes, micaschistes et gneiss mêlés et même passant à des roches éruptives acides et basiques; mais leurs descriptions pétrographiques sont trop imprécises pour que nous puissions rapporter tel ou tel type à l'un des nôtres (mis à part évidemment des types bien caractéristiques tels que porphyres quartzifères, prasinites lawsonitiques ou anagénites...). Cependant, dans la légende des coupes sériées que S. FRANCHI (1898) joint à son mémoire on peut voir dans son Permo-Carbonifère "à faciès ordinaire" des "schistes sériciteux, quartzo-sériciteux et chloriteux" que nous pouvons rapprocher des roches dont nous parlerons ici.

A. MICHARD (1958) a le premier défini clairement les faciès chlorito-albitiques de la bande d'Acceglio-Longet et ce sont ses types que nous adopterons ici. Il a distingué des "gneiss, schistes et quartzites chlorito-albitiques" qui se différencient par leur plus ou moins grande richesse en albite et quartz et par leurs caractères macroscopiques. Des types extrêmes sont réalisés par des "schistes conglomératiques polygéniques" et des "schistes quartzitiques blancs", qui ne sont pas fondamentalement différents des schistes chlorito-albitiques mais qui s'en distinguent les premiers par leur caractère détritique très marqué, les seconds par la large prédominance du quartz sur les phyllites.

D. LEBLANC (1962) a aussi rencontré dans la terminaison septentrionale de la bande d'Acceglio-Longet des "séricite et chlorito-schistes" (les "schistes chlorito-albitiques" de A. MICHARD), des

"quartzites micacés albitiques" (les "quartzites chlorito-albitiques" de A. MICHARD) et des "schistes quartzeux" (différant des quartzites micacés albitiques par leurs lits phylliteux mieux individualisés et par la rareté de l'albite). Ces formations attribuées au Permien sont intimement mêlées à des prasinites lawsonitiques qu'elles semblent remanier.

### II- PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS.

Tous les affleurements de schistes, micaschistes et gneiss chlorito-albitiques sont, dans la partie de la bande d'Acceglio-Longet que nous avons étudiée, compris entre la crête Maira-Varaita et le Monte Chersogno, c'est-à-dire entre environ 2300 et 3000 m (Voir la carte géologique jointe à ce mémoire, ainsi que les coupes sériées de la Planche I).

De très beaux affleurements ceinturent la Rocca la Marchisa sur son flanc oriental et descendent jusqu'aux Colle della Marchisa et delle Sagne avant de se perdre vers le Rio di Verzio. Une bande chlorito-albitique part du pied oriental du sommet 2985 m et se poursuit jusqu'au Monte le Brune en passant par la base des Rochers de la Lausa et du sommet 2903 m. Enfin, de beaucoup moins beaux affleurements émergent çà et là de la moraine dans le haut cours du Rio di Verzio autout de la Capana di Verzio et d'autres se trouvent laminés sous la Cresta della Marchisa (Planche I, figure 10).

### III- ASPECT MACROSCOPIQUE.

Toutes nos roches chlorito-albitiques possèdent, entre autres caractères communs, une couleur sombre verte à bleue, due à l'abondance de la chlorite et des pigments ferrugineux, rarement à l'abondance de ces derniers seuls. Cette couleur les fait se singulariser au milieu de leur contexte de porphyres quartzifères, porphyroïdes variées, anagénites et quartzites dont la teinte est toujours claire en cassure aussi bien qu'en patine ou,

si elle fonce, reste dans les bruns et les gris.

A cette première caractéristique de faciès s'en ajoute une autre: les gneiss, micaschistes et schistes chlorito-albitiques ne forment jamais de sommets ou d'arêtes aigües: leur faible dureté et leur friabilité (sauf pour les rares faciès franchement gneissiques) ajoutées à leur faible puissance, font que leurs gisements sont toujours en contre-bas des points culminants en quartzites werféniens ou en éléments volcaniques acides.

#### IV - ETUDE MICROSCOPIQUE.

##### A- TYPES GNEISSIQUES.

###### 1- Gneiss fin chlorito-albitique de la Rocca la Marchisa.

(Planche I, Figure 4, n° 12, base de l'affleurement).

La roche est gris-verdâtre pointillé de blanc (albités) et de vert (chlorites), et massive, ce qui est remarquable parmi les faciès chlorito-albitiques et est à rapporter à l'abondance des albités poecilitiques. De fines paillettes de séricite scintillent çà et là, mais l'ensemble de la roche est plutôt mat.

Le microscope permet de bien voir la texture gneissique: alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits phylliteux:

a/- Les lits quartzo-feldspathiques sont fins et discrets: quartz et albite y sont engrenés, une paillette phylliteuse s'intercalant parfois entre deux cristaux. La pigmentation ferrugineuse est pauvre (quelques pyrites oxydées, quelques traînées de leucoxène).

b/- Les lits phylliteux prédominent, continus mais flexueux. Ils sont formés presque uniquement de séricite sale, verdâ-

tre, pléochroïque et d'albités poecilitiques. La chlorite en grands cristaux est beaucoup moins abondante que le mica blanc. Les albités découpent les paillettes phylliteuses tel un emporte-pièces, phagocytant le mica sans en digérer les impuretés ferrugineuses qui subsistent alignées avec celles des micas adjacents intacts. C'est le caractère le plus spectaculaire de ces faciès que ces albités bien blanches souillées de petits granules de pyrite, d'hématite, de petites tourmalines et de petites baguettes de séricite ou de chlorite, tachetant le fond gris-vert de la roche et s'y étalant en tache d'huile. Les tourmalines minuscules abondent, jaunes, vertes ou bleues, de même les pigments ferrugineux, surtout pyrite et leucoxène: tous sont statistiquement orientés selon la schistosité mais aussi assez souvent obliques par rapport à elle. On trouve enfin quelques apatites craquelées.

###### 2- Gneiss fin chlorito-albitique carbonaté de la Rocca la Marchisa. (Planche I, Figure 4, n° 12, sommet de l'affleurement).

La roche a le même aspect macroscopique que la précédente. La texture gneissique est cependant moins régulière. Les mêmes minéraux sont présents mais en proportions et sous des aspects un peu différents: la chlorite devient abondante, les albités poecilitiques sont souvent mœclées, des associations épitaxiales séricite-chlorite sont aussi visibles, les tourmalines sont plus grosses, à cœur jaune-verdâtre et couronne bleue, certaines montrent un bourgeonnement d'aiguilles bleues sur un individu vert (voir microphotographie). Enfin, de larges plages xénomorphes de calcite viennent s'intercaler entre les éléments précédents, les incluant au cours de leur accroissement.

3- Gneiss fin bleu chlorito-albitique de la Cresta della Marchisa. (Planche I, Figure 10, n° 5).

Ce faciès se singularise surtout par sa couleur bleue franche; les proportions des divers minéraux colorés ne sont plus les mêmes que dans les deux types précédents qui étaient verts, bien que la texture gneissique fine persiste grâce à la présence d'albites ocellaires nombreuses, à inclusions alignées, parfois maclées. Quartz, séricite et apatite gardent leur aspect précédent, tandis que les chlorites sont remarquablement pâles, ce qui explique que leur teinte soit marquée macroscopiquement par celle des pigments ferrugineux (surtout grains pyriteux oxydés et leucoxène) et des tourmalines dont l'abondance est elle-aussi inhabituelle. Petites, craquelées (fractures transversales) et zonées (une couronne bleue enserme un coeur vert-jaunâtre), elles constellent tout le fond de la roche.

4- Gneiss fin chlorito-albitique à glaucophane du Colle delle Sagne. (Planche I, Figure 5, n° 2).

Ce gneiss est une très belle roche compacte, solide, montrant de fins lits verts et blancs alternés. Le microscope révèle qu'à ces habituelles alternances de lits phylliteux (séricite et chlorite, parfois associées épitaxiquement) et de lits quartzo-feldspathiques (albites poëcilitiques maclées) viennent se superposer: de la calcite en rhomboèdres bien cristallisés ou en ciment xénomorphe s'insinuant entre les autres minéraux; des paillettes de mica blanc, souvent largement développées, disposées en travers de la schistosité, parfois chloritisées sur leurs bords; de grandes traînées de leucoxène parallèles aux lits phylliteux qu'elles cernent; des apatites craquelées; enfin d'abondants prismes ou sections losangiques de glaucophane très frais, polychroïque, aux fins clivages.

Ainsi, autour d'un type gneissique banal tel que celui de la Rocca la Marchisa (base de l'affleurement n° 12, planche I, figure 4), peuvent se produire des variations minéralogiques: apparition massive de la calcite (sommet géométrique du même affleurement), prédominance des minéraux bleus (à la Cresta della Marchisa), profusion de fins prismes de glaucophane (au Colle delle Sagne). Ces variations n'altèrent en rien l'unité de ce groupe de roches fondée sur un caractère macroscopique (la texture gneissique qui donne leur solidité, leur cohésion à ces roches) reflet d'une structure microscopique commune: l'alternance régulière de lits séricito-chloriteux et de lits quartzo-feldspathiques, les uns et les autres soudés solidement par les albites poëcilitiques. C'est la disparition de cette belle ordonnance qui va caractériser les types chlorito-albitiques suivants: micaschisteux et schisteux.

Notons enfin la présence quasi-permanente de lentilles quartzeuses d'un blanc laiteux, parfois rosées, parfois même bleutées, au sujet desquelles il est difficile de décider s'il s'agit de lentilles quartzeuses d'exsudation métamorphique ou d'anciens galets quartzeux étirés.

## B- TYPES MICASCHISTEUX ET SCHISTEUX.

Les représentants les plus caractéristiques de ces faciès s'observent:

- à la Rocca la Marchisa (Planche I, figure 4, n° 7), au Colle della Marchisa (Planche I, figure 4, n° 19) et dans le haut cours du Rio di Verzio, pour ce qui est des micaschistes chlorito-albitiques.

- au pied oriental du sommet 2985 m (Planche I, figure 6, n° 2) et encore dans le haut cours du Rio di Verzio, pour les schistes chlorito-albitiques.

Ces roches ne sont pas fondamentalement différentes des gneiss chlorito-albitiques, elles s'en distinguent seulement par un aspect macroscopique plus grossier, plus irrégulier (pas d'alternances régulières de lits clairs quartzo-albitiques, et foncés séricito-chloriteux), qu'accompagne la forte diminution du nombre et de la taille des albites amiboïdes qui assurent la grande cohésion des gneiss. A ce détail près, la composition minéralogique, comme nous allons le voir, est quasiment la même, la proportion des minéraux auxquels on peut attribuer une origine franchement détritique ou franchement pélitique étant ici plus importante.

Nous appelons micaschistes chlorito-albitiques les faciès schisteux dans lesquels des séricites, voire même franchement des muscovites, sont assez abondantes pour consteller les plans du clivage schisteux de paillettes brillantes visibles à l'oeil nu et qu'il est souvent possible de détacher avec l'ongle. Les schistes chlorito-albitiques, au contraire, sont mats: la séricite y reste microscopique. Mais, bien entendu, cette distinction est assez délicate et arbitraire, la nature nous livrant en fait toutes les nuances possibles sans coupures franches. Nos dénominations "micaschistes" et "schistes" correspondent donc à des faciès originellement plus pélitiques ou plus détritiques, pour autant que l'action du métamorphisme alpin permette de juger de ce qu'étaient ces roches avant qu'elle ait eu lieu.

Nous décrirons ci-dessous un exemple typique de chacun des deux faciès. Cependant, chaque affleurement, chaque lame mince, a ses particularités; le lecteur en trouvera quelques-unes consignées dans la légende de la planche I et des microphotographies (Tome II).

1- Micaschiste chlorito-albitique de la Rocca la Marchisa.  
(Planche I, Figure 4, n° 7).

La roche est verte, légèrement bleutée, souvent piquetée d'albites blanches semblables à des têtes d'épingles, brillantes (micas blancs étirés dans le plan de la schistosité). Les accidents quartzeux macroscopiques abondent au point de former des lits ou des lentilles très étirées, les uns et les autres de dimensions décimétriques.

Au microscope la roche apparaît formée de l'accolement de lits phylliteux flexueux, les autres minéraux ne jouant qu'un rôle accessoire dans la détermination de la structure d'ensemble:

- de larges lames de muscovite sont séparées par des traînées continues et épaisses d'impuretés ferrugineuses (essentiellement leucoxènes, mais aussi limonite, pyrites oxydées, ilménite en baguettes ...);
- des lames vert-clair de chlorite, indépendantes ou accolées et alternées régulièrement avec la muscovite, sont légèrement moins abondantes que le mica blanc;
- des phénoblastes d'albite généralement non maclés (rarement maclés Carlsbad), mais dont on peut voir parfois les fins clivages, ont crû dans ces lits phylliteux repoussant des traînées de leucoxène, en incluant d'autres (le plus souvent). Ces albites tardives montrent ainsi des alignements d'inclusions opaques se prolongeant latéralement par celles qui encombrent encore les micas. Des reliques de ces micas eux-mêmes sont visibles dans quelques albites poecilitiques.

A côté de ces albites tardives, nous avons observé quelques individus subautomorphes montrant des ébauches de faces



planes: peut-être sont-ils d'origine et de générations différentes des précédents,

- des cristaux limpides de quartz, engrenés, sont présents en proportion non négligeable;
- des fines paillettes de séricite forment localement un feutrage fin autour des quartz;
- accessoirement sont présents: de petits zircons, des apatites craquelées, des tourmalines vivement colorées et zonées, de l'épidote (zoisite);
- enfin, quelques larges lames de muscovite se singularisent par leur position nettement oblique par rapport aux directions de la structure orientée que nous venons de décrire.

Ce faciès micaschisteux passe latéralement à un faciès nettement gneissique fin et régulier sur le flanc méridional de la Rocca la Marchisa (Planche I, figure 5, n° 2), alors que les leviers de A. MICHARD indiquent sa disparition plus au nord sous une masse d'éboulis, avant de réapparaître noté "schistes chlorito-albitiques".

## 2- Schistes chlorito-albitiques du sommet 2985 m

(Planche I, Figure 6, n° 2).

La roche est gris-verdâtre grossière et mate, montrant elle aussi des petits points blancs (albités). La structure microscopique est désordonnée, tourmentée. Une intense pigmentation opaque d'ankérite altérée en limonite l'imprègne. On y observe:

- de fines paillettes de séricite et de chlorite mêlées;

- de l'albite poecilitique à inclusions alignées;
- du quartz abondant toujours feutré de séricite;
- de la calcite mêlée aux paillettes sériciteuses;
- des tourmalines zonées;
- des petits prismes de glaucophane mauve;
- des apatites craquelées;
- des traînées de leucoxène et des pyrites oxydées;
- enfin, trait marquant, des phyllites brunes pléochroïques que A. MICHARD (1962 b) a montré être des biotites, abondent. Nous discuterons de la nature de ces micas bruns à propos de ceux que l'on trouve dans les marbres chloriteux néocrétacés-paléocènes. Nous n'avons pas poussé la comparaison entre les uns et les autres ( en particulier par les méthodes roentgenographiques, comme l'a fait ailleurs A. MICHARD); cependant la concentration de micas bruns dans nos faciès schisteux grossiers nettement détritiques nous amène à douter de leur identité avec ceux des marbres chloriteux.

Micaschistes et schistes chlorito-albitiques diffèrent donc essentiellement: par le degré de régularité de leur structure, par l'abondance et la taille des micas blancs, par la proportion de quartz. Mais ils ont en commun la présence de corps ankéritiques à patine brun foncé, en lentilles isolées et réparties au sein de leur masse, quelquefois concentrées en niveaux tels que ceux que nous avons représentés sur la planche I, figure 5, n°<sup>os</sup> 6 et 8. Ces concrétions ankéritiques, interprétées par F. ELLENBERGER (1958), en Vanoise, comme produites dans les conditions arides du climat permien, furent décrites en Val Varaita par A. MICHARD (1958) comme d'"ex-filons hydrothermaux alpins contemporains du métamorphisme et tronçonnés par les tectoniques successives", opinion que nos propres ob-

servations nous incitent à ne pas partager, bien que nous n'ayons d'arguments précis en faveur de la première. La forme de ces lentilles exclue en effet qu'elles soient filoniennes, bien que des petits filons quartzo-albitiques remplissent les fractures provoquées par la tectonique alpine. Mais elles lui sont évidemment antérieures.

Ces corps ankéritiques apparaissent comme formés essentiellement de carbonate contenant du quartz en grands cristaux xénomorphes engrenés, de grandes séricites parfois incluses dans le quartz. Par contre, albites poecilitiques et chlorites font défaut dans la masse carbonatée, alors qu'on retrouve les premières dans des filons quartzo-feldspathiques cloisonnant de part en part les corps carbonatés. La postériorité de ces filons est évidente, corroborée par la présence de reliques de carbonate le long de leur parcours. Enfin, quelques "yeux" allongés se sont révélés être en calcite et de fait correspondent macroscopiquement à des plages effervescentes à l'acide.

#### V - ORIGINE PROBABLE DES FACIES CHLORITO-ALBITIQUES.

Il est évident qu'un volume de roches aussi faible que celui que nous avons eu l'occasion d'étudier ne permet guère, par le peu de renseignements qu'il nous a fournis, de tirer des théories définitives sur la nature originelle de nos gneiss, micaschistes et schistes chlorito-albitiques. Aussi, ce n'est qu'en comparant nos roches à leurs homologues situées plus au Nord jusqu'au Col du Longet -domaine où elles sont bien plus développées et où elles offrent un éventail pétrographique bien plus riche - et en tenant compte des interprétations tirées de leurs observations par A. MICHARD et D. LEBLANC, que nous sommes arrivés aux conclusions suivantes.

A. MICHARD (1958) a déjà interprété les gneiss chlorito-albitiques comme "dérivant de l'action du métamorphisme alpin sur une roche volcanique permienne". Les schistes chlorito-albitiques, quant à eux, sont indubitablement détritiques car ils contiennent des galets de quartz et de "roches éruptives très altérées, non reconnaissables". Les quartzites chlorito-albitiques dériveraient "d'un grès conglomératique... à minéraux et galets résultant de la destruction de roches du type amphibolite ou diabase sodique". Les schistes conglomératiques polygéniques contiennent d'abondants galets: quartz et quartzites blancs, quartz roses, roches éruptives (anciennes variolites ?), tourmalinites quartziques: le caractère détritique de ces roches est évident. Enfin, derniers représentants de ces faciès chlorito-albitiques, les schistes quartzitiques blancs ne sont autres qu'une modalité non conglomératique des schistes précédents.

C'est D. LEBLANC (1962) qui a bien mis en évidence la parenté qui existe entre tous les faciès chlorito-albitiques et une roche volcanique: une prasinite lawsonitique, dont il a observé le remaniement par les faciès schisteux.

Nous sommes donc en présence, devant ces faciès chlorito-albitiques, de représentants très variés d'un vaste complexe vulcano-détritique basique: laves proprement dites, faciès périphériques tufacés, remaniés faiblement ou franchement détritiques. Les trois faciès que nous avons rencontrés ne sont que peu de chose et ne se comprennent que replacés dans cet ensemble étendu de la Maira au Col du Longet:

un de nos faciès est d'origine plutôt "ortho": ce sont nos gneiss chlorito-albitiques, qui semblent bien dériver d'une roche volcanique basique à la fois abondamment albitique et riche en ferromagnésiens que l'on retrouve dans les chlorites, glaucophane, tourmaline, pyrites, leucoxène, limonite... qui forment une part importante de la roche. Peut-être certains niveaux sont-ils déjà mêlés d'éléments détritiques: il faudrait, pour

CHAPITRE IV - SCHISTES ET MICASCHISTES DIVERS ASSOCIES AUX  
COMPLEXE VOLCANIQUES.

Les faciès que nous avons regroupés ici sont à la fois variés et peu abondants sur le terrain, à l'état de passées très locales au sein des porphyroïdes ou des roches chlorito-albitiques. Leur interprétation génétique est peu aisée: certains se rapprochent plus nettement de l'un des complexes volcaniques, tandis que d'autres présentent des caractères mixtes. La très faible extension de ces roches, leur état le plus souvent laminé, pulvérulent, rendant la confection de lames minces quasi-impossible, nous ont amenés à ne les citer ici que dans l'optique de formations complémentaires des deux grands ensembles volcaniques précédents.

I- Micaschistes muscoviteux, onctueux, blancs. (m. m. bl.). Deux affleurements de ces micaschistes s'observent:

- au sein des porphyroïdes muscoviteuses du Colle della Marchisa (Planche I, figure 4, n° 15);
- au sein de celles du flanc occidental du Monte le Brune.

La roche se présente comme un micaschiste très feuilleté, extrêmement friable, pulvérulent à certains endroits. Les feuillets sont plaqués de larges micas blancs étirés. La séricite, elle-aussi présente, tache les doigts. Quelques petits feldspaths (probablement potassiques) porcelanés, écrasés, sont visibles; de même de petits quartz gris.

Leur association étroite avec les porphyroïdes muscoviteuses nous incite à considérer ces roches soit comme un faciès de laminage de celles-ci, soit comme un faciès originellement plus fin, caractérisé par l'absence de gros yeux quartzo-feldspathiques.

2- Schistes onctueux blanchâtres, violacés ou verdâtres. (s. o. bl.).

Ces schistes onctueux se trouvent principalement:

- au Colle delle Sagneres, où ils sont mêlés aux porphyroïdes muscoviteuses et aux micaschistes chlorito-albitiques (Planche I, figure 4, n° 28 et 32);
- dans le haut-cours du Rio di Verzio, au contact de micaschistes chlorito-albitiques et de micaschistes bruns chlorito-sériciteux;
- enfin, sur le flanc oriental des rochers de la Lausa, associés à une porphyroïde sériciteuse; (Planche I, figure 7, n° 5).

Contrairement aux micaschistes précédents, ces schistes ne montrent pas de larges paillettes de mica blanc; on y distingue seulement quelques scintillements sériciteux et des mouchetures vertes (chlorites). La séricite s'y manifeste encore par les traces blanches qu'elle laisse sur les doigts.

L'aspect microscopique du seul échantillon dont la cohésion nous ait permis d'y faire une lame mince (celui du haut-cours du Rio di Verzio) rappelle beaucoup une porphyroïde sériciteuse: structure orientée dessinée par les lits phylliteux, quartz à habitus rhyolitique. Mais il s'y surajoute des caractères qui le rapprochent des faciès chlorito-albitiques: présence de nombreuses albites poecilitiques dans les lits micacés, lesquels sont particulièrement riches en chlorites et micas brunâtres pléochroïques (biotites ?). Enfin, la pigmentation ferrugineuse est abondante, surtout représentée par des restes d'ankérite limonitisée.

Nous aurions été tentés de faire de ces schistes onctueux un faciès originellement fin ou secondairement laminé des porphyroïdes

sériciteuses, si leur juxtaposition constante aux faciès chlorito-albitiques jointe à quelques caractères pétrographiques les en rapprochant, ne nous avaient incités à voir en eux un faciès plutôt mixte. Ainsi sommes-nous peut-être en présence d'une formation volcanique acide fine remaniant les produits du volcanisme basique (ou réciproquement).

Mais la plus grande prudence s'impose dans de telles conclusions; ainsi certains représentants de ces faciès présentent-ils d'autres caractères qui les placeraient parmi les schistes néopermiens, par exemple des traînées violacées, et seraient peut-être alors un remaniement simultané des deux volcanismes précédents.

3- Micaschistes bruns chlorito-sériciteux. (m. br.).

Ces micaschistes se trouvent en association avec divers types d'autres roches:

a/- Au sein de porphyroïdes muscoviteuses. C'est le cas principalement au Colle delle Sagneres (Planche I, figure 4, n° 30, 35 et 37) et entre ce col et le Colle delle Sagne (Planche I, figure 6, n° 7).

Ces faciès se singularisent sur le terrain par leur teinte brune foncée aussi bien en patine qu'en cassure. Par ailleurs, et contrairement aux faciès précédents, ces roches sont assez cohérentes en général. Les feuillets du clivage schisteux montrent quelques micas blancs en grandes paillettes mais jamais abondants.

Au microscope, on remarque d'emblée la prédominance des chlorites, des phyllites brunes pléochroïques et de la pigmentation ferrugineuse (essentiellement pyrite, leucoxène et limonite). Les autres minéraux sont ceux de la paragenèse classique des porphyroïdes: lits phylliteux (séricite, chlorite, phyllites brunes) moulant des amandes essentiellement quartzieuses. Les feldspaths sont rares (aussi bien albite que feldspaths

taposés, se limite à l'abondance des chlorites et des tourmalines (ces dernières à certains niveaux seulement). Par contre, l'albite poecilitique est absente ou très rare. Les pigments bruns abondent toujours (phylrites brunes, pyrites, leucoxène) répartis sur les lits alternés chlorito-sériciteux et quartzeux.

Ainsi que nous l'avions annoncé au début de ce chapitre, la description rapide que nous venons de donner de ces schistes et micaschistes associés aux roches volcaniques acides et basiques confirme leurs ambiguïtés:

- ambiguïté de faciès pétrographique les faisant osciller du pôle acide au pôle basique, les rapprochant parfois des faciès néopermiens.
- ambiguïté de position structurale le plus souvent dans des zones laminées où il est difficile de dire si la proximité de tel ou tel faciès bien identifié est originelle ou résulte des caprices de l'écaillage alpin.

---

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

CHAPITRE V - LES "ANAGENITES S. L. ", FORMATIONS DETRITIQUES  
VERSICOLORES.

Les formations détritiques versicolores que nous allons décrire maintenant sont, comme les quartzites werféniens, d'une remarquable uniformité de faciès dans tout le domaine Briançonnais, leur grande extension géographique étant depuis longtemps un des faits classiques de la géologie de ces régions. En dépit d'inévitables variations locales, nos roches sont, en effet, semblables à celles que F. ELLENBERGER (1958) a décrites en Vanoise et à Ambin, en les attribuant au Néopermien ou Permo-Trias. Ce sont encore les mêmes que différents auteurs ayant étudié le Briançonnais "classique" ont appelées "Permo-Trias" ou -assez improprement semble-t-il- "Verrucano". Vers le Sud, on les retrouve dans le Briançonnais ligure ("Conglomérats polychromes" de J-P. BLOCH). Il est intéressant de remarquer que ces faciès débordent vers l'Est la Bande d'Acceglio-Longet, qui représente pourtant le rameau le plus interne de la Zone Briançonnaise; A. MICHARD (1960) les a en effet retrouvés dans la région de Sampeyre, en bordure du massif cristallin interne Dora-Maira.

Les géologues italiens ont coutume d'appeler "anagénites" le faciès prédominant grossièrement détritique et versicolore de ces roches. Nous conserverons ce terme dans un sens large, y incluant alors l'ensemble des formations comprises stratigraphiquement entre les complexes volcaniques et les quartzites conglomératiques blancs.

I- ETUDES PRECEDENTES.

Nous avons déjà dit dans notre chapitre consacré à l'histoire des recherches géologiques dans notre région que D. ZACCAGNA (1887) fut le premier à décrire ces faciès versicolores dans la Bande d'Acceglio-Longet.

Mais c'est S. FRANCHI (1898) qui les assimila aux "anagénites" du Monte Besimaua pourtant définies par D. ZACCAGNA lui-même et que ce dernier avait même datées du "Permien supérieur-Trias inférieur".

A. MICHARD (1958) a bien insisté sur la large répartition de ces anagénites s. l. en Val Varaita et nous avons constaté qu'il en est de même en Val Maira. Par contre, D. LEBLANC (1962) a été frappé par leur restriction considérable aux abords du Col du Longet.

Les faciès décrits par ces deux auteurs se révèlent être assez semblables aux nôtres, mais la complexité tectonique des zones qu'ils ont étudiées ne leur a pas permis de détailler la stratigraphie interne de ces formations anagénitiques. Enfin, nous avons eu récemment l'occasion de présenter l'essentiel de ce qui suit au Colloque sur le Verrucano qui s'est tenu à Pise en septembre 1965.

## II- PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS DES FORMATIONS ANAGENITTIQUES S. L.

On retrouve dans la terminaison méridionale de la Bande d'Acceglio-Longet à propos des anagénites, les mêmes difficultés d'étude qu'on rencontrées A. MICHARD et D. LEBLANC plus au Nord: le violent écaillage des terrains les a ou broyés ou mélangés tectoniquement. Cependant une très large zone d'affleurements d'anagénites a été relativement épargnée par la tectonique alpine, c'est celle qui surplombe immédiatement la Maira, en aval d'Acceglio. La partie sommitale du Monte Ruissas montre encore des anagénites en masse importante. Ailleurs plus au Nord, ce ne sont qu'affleurements isolés au sein de bandes de terrains hétérogènes: sur les flancs septentrional et oriental du Monte le Brune, au Passo Chersogno, dans le haut-cours du Rio di Verzio, enfin sur la ligne de crête Maira-Varaita à

la Cresta della Marchisa, au Colle della Marchisa, au Colle delle Sagne-res et au voisinage du Monte Camoscere.

## III- DESCRIPTION DES FACIES ANAGENITTIQUES.

### 1- Anagénites s. l. de la Vallée de la Maira.

Enveloppant entièrement des porphyres quartzifères, termes du complexe volcanique acide les moins affectés par la tectonique et le métamorphisme alpins, et qui forment-là le coeur de l'"anticlinal d'Acceglio", les formations anagénitiques se développent largement sur les deux rives de la rivière. Mais c'est seulement sur la rive gauche (septentrionale), dans la grande falaise appelée Costa Chiot, que les observations suivantes peuvent être faites.

Les "anagénites s. l.", roches sur lesquelles l'action du métamorphisme alpin épizonal est très bien visible, forment un ensemble important de 400 m d'épaisseur environ se subdivisant en deux groupes superposés dissemblables:

a/- La formation débute par des anagénites typiques, épaisses d'une cinquantaine de mètres, grossières, massives, transgressives sur les porphyres quartzifères: les niveaux inférieurs sont constitués par une roche ayant encore à première vue l'aspect du porphyre, mais contenant des gros feldspaths potassiques détritiques arrondis ivoirins mêlés à des quartz roses. Au-dessus, sur 200 à 250 mètres, la masse proprement dite est constituée d'arkoses conglomératiques, de grès arkosiques et de quartzites conglomératiques, à feldspaths potassiques détritiques encore abondants, à gros quartz roses et blancs et à débris de roches volcaniques: lames violacées ou brunes que certains auteurs, par exemple P. TERMIER, ont assimilées à des liparites <sup>(1)</sup> et blocs centimétriques de véritables rhy-

(1) - L'état de ces éléments violacés ou rougeâtres ne permet malheureusement pas une détermination de leur nature pétrographique exacte.

olites très blanches à petits quartz gris. Au sein de cette masse grossièrement détritique s'individualisent des niveaux plus fins, dont l'un atteint une vingtaine de mètres d'épaisseur et se trouve à peu près à la moitié de l'ensemble. Ce sont des schistes quartziteux et sériciteux verts, tout à fait semblables aux "schistes verts d'Aussois" décrits en Vanoise et à Ambin (F. ELLENBERGER, 1958, p. 133). Ils comportent eux-aussi des quartz roses et blancs et des feldspaths potassiques détritiques, mais de taille et en nombre beaucoup plus petits que les éléments des faciès décrits plus haut. Des lits uniquement schisteux en sont totalement dépourvus.

Malgré les passées plutôt schisteuses qui se produisent au sein de ces formations typiquement anagénitiques, l'ensemble de la masse se comporte globalement de façon rigide au point de vue tectonique.

b/- La centaine de mètres supérieure voit la généralisation du faciès fin et schisteux. Son comportement tectonique est celui d'un niveau de décollement constant au-dessus duquel les formations superposées sont traînées. Il en résulte un broyage général, souvent un mélange d'éléments variés: anagénites, quartzites francs, quartzites conglomératiques, schistes divers quartziteux ou sériciteux, quelquefois réduits à l'état de poudre onctueuse.

Ce faciès fin est celui de schistes sériciteux onctueux blanchâtres à verdâtres et de schistes quartziteux et phylliteux verts à petits quartz roses et blancs, et même de quartzites fins vert pâle. Un dernier caractère qui oppose ce sommet fin à sa base grossière est la disparition progressive et quasi-totale des feldspaths potassiques et détritiques.

L'épisode fin précédent est suivi par un retour brutal de la sédimentation grossièrement détritique avec des décharges de quartz-

zites conglomératiques précédant des quartzites fins qui supportent la couverture calcaire autochtone.

Ainsi, la coupe naturelle pratiquée par la Maira dans la falaise de la Costa Chiot permet, par sa netteté et sa tranquillité tectonique:

- de se faire une idée de la stratigraphie interne des "anagénites s. 1.": présence de passées fines au sein d'une masse très grossière.
- d'observer sur une même verticale à la fois le plancher et le toit des anagénites: porphyres quartzifères et quartzites conglomératiques blancs.
- de mettre en évidence le caractère transgressif de ces anagénites sur les porphyres quartzifères.

Tout cela nous sera très précieux quand le moment sera venu de tenter une synthèse stratigraphique de l'ensemble de la série siliceuse.

## 2- Les formations anagénitiques du Monte Ruissas.

Comme nous le verrons plus loin à propos des problèmes tectoniques et structuraux, le Monte Ruissas est essentiellement constitué, dans ses parties élevées, par un noyau anagénitique expulsé vers l'Est à la faveur de décollements différentiels en particulier au niveau du sommet schisteux des anagénites s. 1. .

Le versant oriental, de haut en bas topographiquement et en série stratigraphique renversée, comporte:

- 1/- des ANAGENITES GROSSIERES, formant le sommet proprement-dit (2476 m);
- 2/- une vingtaine de mètres de SCHISTES et QUARTZITES FINES;
- 3/- des QUARTZITES CONGLOMERATIQUES puis des QUART-



## ZITES FRANCS;

- 4/- des lambeaux de couverture calcaire associés à des éléments au contraire siliceux (anagénites, tufs rhyolitiques, ...);
- 5/- à nouveau des QUARTZITES CONGLOMERATIQUES, puis FRANCS, supportant une nouvelle série calcaire;
- 6/- enfin, les SCHISTES LUSTRES.

Les ANAGENITES GROSSIERES (1) ne diffèrent en rien des bancs les plus détritiques de la Costa Chiot: conglomérats arkosiques à gros quartz roses ou blancs, feldspaths potassiques détritiques porcelanés ou ivoirins, "liparites" abondantes, séricite disséminée.

Entre les roches massives et résistantes (1) et les quartzites conglomératiques sous-jacents (3), et non moins résistants, la paroi montre une vire d'une vingtaine de mètres occupée par des roches laminées (2). Malgré l'état de ces roches, nous y avons reconnu successivement les faciès suivants (fig. 22):

- 1- Les niveaux anagénitiques grossiers formant le sommet du Monte Ruissas sont, au voisinage de cette vire schisteuse, presque totalement dépourvus de gros feldspaths potassiques détritiques, mais toujours très riches en gros quartz roses et blancs et en "liparites", soudés solidement par une trame quartzreuse et sériciteuse. Perdant ainsi leur caractère qui les rapprochait d'arkoses, ce ne sont plus que des conglomérats siliceux assez grossiers.
- 2- Viennent à leur contact des quartzites sériciteux blancs, fins, lités, constitués de grains de quartz soudés par un ciment quartzeux richement sériciteux (3 m environ).
- 3- Schistes onctueux vert-pâle, quartzeux et sériciteux (3 m).
- 4- Quartzites blancs très purs, sans quartz roses. Ce niveau

extrêmement plissé en tous sens, appartient probablement aux quartzites francs werféniens, ou peut aussi représenter un passage fin au sein des quartzites conglomératiques. En tous cas, il semble bien que son intercalation dans ces niveaux soit d'origine tectonique et non stratigraphique (1, 5 m).

- 5- Niveau anagénitique tout à fait semblable à - 1 - : gros quartz roses et blancs détritiques soudés par un ciment quartzo-sériciteux; peu de gros feldspaths potassiques (3m).
- 6- Schistes sériciteux vert-foncé, peu quartzeux, riches en pigments ferrugineux responsables de la teinte sombre générale de ce niveau (0, 5 m).
- 7- Schistes quartzeux vert-très-pâle, sériciteux, réalisant, en plus schisteux le même faciès que -2- (4 m).
- 8- Schistes vert-foncé, onctueux, à séricite largement dominante sur le quartz, assez massifs (2m).
- 9- Schistes quartziteux vert-clair, de grain extrêmement fin, et particulièrement laminés: affectés par plusieurs plans de schistosité, ils ont pris un aspect fibreux (1 m).
- 10- Début de la grande masse de quartzites conglomératiques, qui passeront plus bas (topographiquement) à des quartzites francs, porteurs de quelques lambeaux de couverture calcaire.

## CONCLUSION.

Au Monte Ruissas les formations anagénitiques s.l. se présentent sous un faciès semblable à celui de la Costa Chiot: elles débutent par des anagénites grossières d'abord largement feldspathiques puis perdant peu à peu ce caractère d'arkoses. Ce noyau dur est séparé des quartzites conglomératiques par un niveau essentiellement schisteux, siège de décollements importants, où l'on trouve des faciès variés: soit originaux (schistes sériciteux, schistes onctueux, schistes quartziteux fins), soit franchement "anagénitiques", soit déjà quartziteux se rapprochant ainsi plutôt du Werféniens. Mais ce niveau réalise ici encore un tel mélange qu'il est impossible d'y

établir une succession stratigraphique-type. Cette vire schisteuse est aussi d'épaisseur beaucoup plus réduite qu'à la Costa Chiot, encore en raison du traitement tectonique subi.

### 3/- Formations Anagénitiques du Monte Camoscere.

Entre, à l'Ouest, la grande dalle de quartzites conglomératiques de la Rocca Gialeo et, à l'Est, le Pelvo d'Elva, lui aussi constitué par des quartzites conglomératiques, le Monte Camoscere et la crête qui le prolonge vers l'Ouest-Sud-Ouest montrent une zone laminée faite d'une juxtaposition de formations appartenant aux anagénites grossières, aux quartzites conglomératiques, aux quartzites francs, et surtout aux schistes divers qui couronnent les formations anagénitiques s. l. .

Ces derniers faciès sont tout à fait semblables à ceux que nous venons de décrire sur l'arête sud-orientale du Monte Ruissas: succession rapide de quartzites schisteux plus ou moins fins et lités, de schistes quartziteux fins vert-sombre à vert-pâle, généralement onctueux. Ces quartzites schisteux et schistes quartziteux ne diffèrent entre eux que par les proportions relatives de quartz et de séricite qu'ils contiennent. Les uns et les autres sont le plus souvent ponctués de petits quartz roses, et les différences de teinte tiennent aux pigments ferrugineux.

### 4/- Les formations anagénitiques de la Rocca la Marchisa et du Rio di Verzio.

Nous ne nous livrerons pas à une description pétrographique de ces formations car elles ne diffèrent pas des précédentes. La lé-

gende de la planche I apporte d'ailleurs quelques précisions sur quelques niveaux précis.

La raison de leur évocation ici est dans le fait que cette partie de la région que nous avons étudiée est la seule où les formations anagénitiques se trouvent mêlées à des éléments du complexe volcanique basique. Malheureusement, l'étude des contacts ne nous a pas fourni de renseignements fondamentaux: les seuls sur lesquels on puisse tirer des conclusions solides sont, à l'évidence, tectoniques. Ceux qui pourraient être interprétés comme stratigraphiquement normaux ne nous montrent pas des anagénites remaniant des formations chlorito-albitiques comme celles de la Costa Chiot qui remanient les porphyres quartzifères et les contiennent en galets. Par contre, la carte géologique que nous avons levée évoque plutôt une discordance de "mapping" des anagénites sur leur substratum volcanique.

### IV- CONCLUSION.

De la Costa Chiot, au Sud, à la ligne de crête Maira-Varaita, au Nord, et malgré les aléas de la tectonique alpine, nous pouvons admettre comme caractéristiques des "anagénites s. l. ":

- 1- Localement leur caractère transgressif sur les porphyres quartzifères.
- 2- Leur composition essentiellement siliceuse, feldspathique potassique et sériciteuse.
- 3- Leur granulométrie extrêmement grossière, à l'exception de quelques passées fines principalement localisées à leur sommet stratigraphique.

- 4- Leur alimentation en produits volcaniques acides détritiques et, de façon tout à fait surprenante, l'absence totale d'éléments volcaniques basiques.
- 5- Leur "discordance de mapping" sur les complexes volcaniques qui les ont précédées dans le temps.
- 6- Enfin, l'opposition des comportements mécaniques, lors des mouvements tectoniques, entre la masse inférieure formant un noyau compact, et son sommet, formant un niveau de décollement préférentiel dont le rôle fut primordial dans le genèse de la structure actuelle de la partie de la Bande d'Acceglio-Longet que nous avons étudiée.

## CHAPITRE VI- LES QUARTZITES CONGLOMERATIQUES BLANCS.

L'examen de la carte géologique que nous avons levée montre que les quartzites conglomératiques blancs y occupent la surface d'affleurement la plus grande. Ce sont eux-aussi qui permettent, par leur cohésion et leur dureté, à des sommets tels que le Pelvo d'Elva, la Rocca la Marchisa et le Monte Chersogno de se maintenir à une altitude supérieure à 3000 m.

La coupe de la falaise de la Costa Chiot que nous avons déjà eu l'occasion d'exposer (p. 48) nous révèle que ces quartzites conglomératiques blancs succèdent aux schistes couronnant les anagénites, sur lesquels ils sont généralement traînés et passent de façon continue vers le haut aux quartzites francs.

On peut considérer logiquement que quartzites conglomératiques blancs et quartzites francs appartiennent à un même cycle sédimentaire inaugurant le Trias, ce cycle succédant à celui des anagénites, interrompu par des faciès schisteux. Si nous avons dissocié les deux types de quartzites dans notre exposé, c'est afin de souligner combien leur importance volumétrique est frappante par rapport à celle des autres formations. De plus, une unité structurale est exclusivement constituée de ces quartzites conglomératiques blancs: il s'agit de celle qui forme la ligne de crête entre le Colle delle Sagneres et le Monte Camoscere, en passant par la Rocca Gialeo, et qui se prolonge vers le Sud dans le flanc du Monte Chersogno avant de disparaître. Cette masse de quartzites conglomératiques blancs, isolée de son contexte stratigraphique (plancher et toit), donne ainsi une certaine individualité à la formation.

La pétrographie de ces roches est extrêmement simple et monotone: il s'agit, dans la quasi-totalité des cas, de galets de quartz soudés par

un ciment quartzitique, type de soudure extrêmement solide.

Les galets sont blancs, de taille généralement centimétrique, mais atteignant quelquefois le décimètre, généralement allongés, quoique bien roulés. Les directions d'allongement ne sont pas quelconques, mais toujours en rapport avec la ou les schistosités et linéations de la roche dans son ensemble. Dans certains niveaux laminés les galets sont transformés en amandes dont les bords s'effilochent, alors que dans d'autres de ces niveaux les galets sont fracturés par une série de plans parallèles.

Quelques variations locales sur ce mode général sont observables:

1- Les quartzites conglomératiques formant le sommet de la Rocca della Marchisa contiennent quelques feldspaths potassiques dans leur pâte au voisinage de la Cresta della Marchisa (planche I, fig. 10, n° 8), alors qu'ils en sont dépourvus au sommet lui-même (Planche I, fig. 4, n° 1 et fig. 10, n° 9). Ces quartzites conglomératiques à pâte quartzo-feldspathique sont remarquables aussi par leur richesse en séricites moulant les galets ou cernant des amandes formées d'un fin mortier de grains de quartz mêlés de feldspaths. Dans les deux faciès, un grand nombre de galets sont recristallisés sur leurs bords et passent ainsi insensiblement à leur ciment. Dans ce ciment lui-même de très nombreux grains montrent de belles couronnes d'accroissement.

2- Aux alentours du Lago Camoscere les galets ne sont pas exclusivement en quartz blanc: certains, dans une proportion extrêmement faible, sont formés de quartzites noirs ou de schistes vert-foncé. Les quartzites noirs sont totalement inconnus à l'affleurement dans notre région parmi les formations antérieures aux quartzites conglomératiques; quant aux schistes sombres, leur état ne permet pas de les iden-

tifier à coup sûr aux formations chlorito-albitiques.

Signalons enfin la présence de réurrences de quartzites conglomératiques au sein-même de la masse des quartzites francs, dans la Costa Chiot et sur le flanc oriental de la Rocca la Marchisa (planche I, fig. 4, n°4).

Nous évoquerons après avoir étudié les quartzites francs les hypothèses relatives à l'origine des uns et des autres. Disons ici seulement que l'origine du matériel siliceux est aussi énigmatique dans les deux cas, alors que celle des feldspaths potassiques des niveaux inférieurs est plus facile à imaginer dans les formations volcaniques acides antérieures.

CHAPITRE VII- LES QUARTZITES FRANCS.

Inséparables des quartzites conglomératiques, auxquels ils succèdent stratigraphiquement, de façon continue, par disparition des galets siliceux, les quartzites francs sont les roches les plus banales que l'on rencontre dans la bande d'Acceglio, dont elles forment l'essentiel de l'ossature. Elles en déterminent l'architecture et le paysage, et sont le meilleur guide dans la recherche des affleurements de la couverture calcaire, qui forme une mince pellicule au sommet stratigraphique de leur masse imposante.

Leur plus beau développement est atteint dans la vallée de la Maira à Maddalenna-Ussolo, où ils supportent en série renversée la couverture calcaire interne, et un peu en aval d'Acceglio où, formant la Punta Culour, ils supportent, cette fois en série normale, la couverture calcaire externe.

Sur ce même flanc occidental de l'"anticlinal d'Acceglio", le Rio Mollasco les entaille en gorges, et leur sommet stratigraphique émerge des Schistes Lustrés et de la moraine sur toute l'étendue de la Regione Serri située en surplomb du Rio Mollasco. C'est la même dalle qui, se poursuivant vers l'Est, se débarasse définitivement de sa couverture allochtone au Monte Cappel, et se développe largement sur le flanc occidental du Monte Ruissas. Plus au Nord, elle constitue une épaisse dalle servant d'abri aux bergers de la Capana di Verzio.

Sur le flanc oriental de l'"anticlinal d'Acceglio", les quartzites francs sont continus de Maddalenna-Ussolo jusqu'au Pelvo d'Elva, en passant par les flancs orientaux des Monte Ruissas, le Brune et Chersogno.

Roches extrêmement résistantes, les quartzites francs offrent des affleurements à la morphologie vigoureuse, de couleur très claire, ceinturés par de vastes éboulis secs, formés d'éléments anguleux, très sonores sous le pas, se mettant facilement en marche, rendant pénible toute ascension. Ces

éléments anguleux sont généralement petits, au maximum décimétriques, alors que les quartzites conglomératiques ont plutôt tendance à s'accumuler en vastes chaos de blocs métriques, formant de gigantesques déserts de pierres (par exemple autour du Lago Camoscere).

Les affleurements, bien que massifs dans l'ensemble, laissent apparaître un litage régulier et un débit parallélépipédique à peu près général, mais plus accusé vers le sommet stratigraphique.

L'épaisseur maximum atteinte par la formation est de l'ordre de 200 mètres (dans la vallée de la Maira).

Nous n'avons trouvé nulle part trace de stratifications entrecroisées (signalées plus au Nord par A. MICHARD). De même, comme le fait remarquer F. ELLENBERGER (1958, p. 155), bien que le métamorphisme alpin ait été pratiquement sans effet sur ces roches, aucun reste fossilifère n'y est décelable, pas plus à Acceglio qu'ailleurs dans l'ensemble du Briançonnais. Aussi leur âge werfénien, bien que réunissant tous les suffrages, n'est en réalité fondé sur aucune détermination paléontologique, et nous ne faisons en l'admettant que nous aligner sur l'ensemble des auteurs alpins.

#### PETROGRAPHIE DES QUARTZITES FRANCS.

La roche est fine, très claire: blanche, légèrement verdâtre, souvent à enduit sériciteux qui la rend luisante. Mais on observe les variations de faciès suivantes:

- des bancs colorés marquent le sommet de la formation, associés à des bancs carbonatés.

- quelques passées conglomératiques sporadiques se produisent dans la masse des quartzites francs alors qu'on est déjà éloigné stratigraphiquement des quartzites conglomératiques proprement dits.
- de même, on rencontre çà et là des passées pélitiques.

#### 1- Type habituel: quartzite fin, blanc-verdâtre de la Punta Colour.

La roche, qui n'a pas subi de laminages intenses, se compose de grands grains de quartz détritiques (plus rarement de grains de feldspaths: généralement de l'orthose hydrolysée) imbriqués les uns dans les autres de plusieurs façons:

- soit directement par interpénétration des grands grains de quartz qui ont recristallisé sur leurs bords (type "quartzite" véritable),
- soit par l'intermédiaire d'un mince feutrage de SERICITE en fines paillettes, recristallisation alpine de la coque d'impuretés argileuses des grains du sédiment primitif,
- soit par l'intermédiaire d'une mosaïque de fins cristaux de quartz, représentant sans doute la partie siliceuse du ciment originel.

Ces trois modes de soudure des grains de quartz se rencontrent parfois dans une même lame mince et, le plus souvent, on observe une combinaison des deux derniers: fin mortier de paillettes de séricite mélangées à des petits grains de quartz (type "grès à ciment quartzeux et pélitique").

Des bancs nettement plus riches en feldspaths détritiques apparaissent de place en place: ces feldspaths (10 à 20% des gros grains) sont très kaolinisés, et occupent le coeur d'alvéoles sériciteuses importantes. En même temps on observe une invasion de zircons détritiques roulés.

Enfin, toutes ces lames sont riches en petites apatites alpines;

les impuretés ferrugineuses sont très rares, quoique certains échantillons en montrent une concentration plus grande (mais en conservant sa teinte claire à l'échantillon): leucoxène, rares grains de pyrite automorphes.

Les actions tectoniques ne se traduisent que par le craquellement des quartz et leur extinction onduleuse.

2- Type habituel MAIS LAMINE: quartzite fin, blanc-verdâtre de la Rocca la Marchisa.

L'échantillon macroscopique ne diffère du type précédent que par l'apparition d'un feuillete souligné par un enduit sériciteux rendant brillante la surface des feuillets; mais l'affleurement est toujours homogène: la solidité de la roche, sa cohésion mécanique, ne sont pas encore affectées par le laminage.

Au microscope, nous avons maintenant une roche orientée: des gros grains de quartz (ou plus rarement de feldspath) sont allongés dans un ciment de fins grains de quartz, de séricite et d'apatites, tous ces petits cristaux étant eux-aussi orientés parallèlement aux gros individus. Des zircons roulés sont toujours présents.

La roche est donc constituée d'alvéoles quartzieuses empi-lées et emballées dans de la séricite et du quartz fin.

Ici la séricite a tendance à recristalliser en larges lames allongées et nettement étirées, beaucoup plus grandes que dans le type précédent (non laminé); de même, l'apatite alpine est craquelée. Cet habitus des minéraux alpins montre que des mouvements tectoniques se sont produits après l'action du métamorphisme.

3- Type feuilleté: Schiste quartziteux vert de la Rocca la Marchisa.

Un tel faciès ne s'acquiert que dans les anciennes passées

pélitiques des quartzites comme l'atteste la concentration de la séricite dans ces lits.

Le laminage très intense affecte la roche à l'échelle macroscopique: elle se clive naturellement et n'offre aucune résistance mécanique. Les éléments constitutifs sont toujours les mêmes: gros quartz isolés, ciment quartzo-sériciteux dominant, nombreux zircons craquelés, pigmentation d'hématite.

4- Bancs versicolores et bancs carbonatés du sommet stratigraphique des quartzites francs.

De semblables bancs ont été décrits ailleurs dans le Briançonnais (cf. J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1961, p. 232) et la Vanoise (cf. F. ELLENBERGER, 1958, p. 157 et 1961, p. 220; P. ROGEL, 1961, p. 695): partout ils sont l'indice de la proximité du sommet stratigraphique des quartzites; ils sont en effet suivis d'une formation schisto-dolomitique qui précède les couches à Dadocrinus de l'Anisien inférieur.

Trois types d'affleurements se présentent sur notre terrain d'étude:

a/- A la Rocca la Marchisa: quartzites bruns à grain fin, isolés dans un empilement complexe d'écaillés du socle siliceux. Rien, en dehors de la coloration des bancs indique que l'on soit au sommet stratigraphique des quartzites: nous l'admettons par comparaison de faciès.

Au microscope, les gros cristaux de quartz sont soudés par un fin mortier quartzo-sériciteux à apatites alpines et zircons roulés, comme dans les quartzites normaux; mais en plus, toute la roche est abondamment envahie de pigments ferrugineux: hématite en grains, fantômes ankéritiques limonitisés, leucoxène en réseau diffus. Les séricites sont "sales". Chaque grain de quartz se détache donc d'une gangue brune qui donne sa couleur à la roche.

b/- A Acceglio: retombée occidentale de la Punta Calour.

Ici les bancs bruns supportent la couverture calcaire externe; l'érosion du Trias calcaréo-dolomitique antérieure à la transgression jurassique s'est arrêtée au sommet du Werfénien représenté par ces bancs colorés.

Ces bancs ont le même aspect que ceux de la Rocca la Marchisa; cependant l'ankérite chargée de limonite ne se présente plus en fantômes noirs, mais est encore présente en grands cristaux.

A quelques mètres sous ces bancs bruns, un banc clair est formé de quartz noyé dans un ciment de calcite associée à des paillettes de séricite.

c/- Quartzites versicolores et carbonatés supportant la couverture calcaire interne.

Les bancs colorés sont constants d'Ussolo-Maddalenna au Pelvo d'Elva (cf. coupes 14 à 21) dans la couverture calcaire interne. Ils sont spectaculaires au Monte Chirle (coupe 20) où ils supportent la formation schisto-dolomitique certainement werfénienne supérieure dont nous reparlerons plus loin à propos de la description systématique de ces coupes.

La coloration des bancs est brune ou verte, avec ou sans taches noires; elle affecte des bancs entiers (dans toute leur masse) ou est diffusée en forme de nuages dans des bancs clairs. Les bancs colorés dans toute leur masse ont un grain très fin et un litage régulier: ce sont de véritables schistes quartziteux. Leur examen au microscope montre une prédominance du ciment sériciteux porteur des pigments colorés, alors que les grains de quartz sont réduits à quelques îlots. Ces bancs colorés correspondent donc à une sédimentation plus pélitique, qui supplantera les apports détritiques siliceux au Werfénien supérieur.

Les bancs carbonatés ont un grain plus grossier, leur patine est sombre mais leur cassure est claire (blonde). Ils sont constitués d'une alternance de lits presque uniquement sériciteux (exactement semblables aux lits bruns et verts précédents. Ce sont des passées pélitiques transformées en lits schisteux) et de lits formés de larges cristaux de quartz, associés à de la calcite ou de la dolomite très abondantes et des grands cristaux d'ankérite limonitisée; ces lits quartzo-carbonatés sont parsemés de petites lamelles de séricite, de zircons minuscules et de grains d'apatite.

CONCLUSION.

Au point de vue de la sédimentation les quartzites werfénieniens représentent une accalmie (après les énormes décharges des quartzites conglomératiques sous-jacents, que l'on retrouvera sporadiquement au sein-même de la masse quartzitique fine) et le dernier épisode à dominante siliceuse (avant les pélitites du Werfénien supérieur et le Trias moyen et supérieur puis le Jurassique et le Crétacé calcaréo-dolomitiques).

Si nous avons dans les porphyres quartzifères d'Acceglio un témoin de la source possible des feldspaths détritiques disséminés parmi les grains de quartz, le cadre restreint de cette étude ne permet par contre pas de déterminer l'origine du matériel siliceux, surtout sans le secours des techniques sédimentologiques.

Mais les supputations faites par l'ensemble des auteurs jusqu'à ce jour sur l'origine des quartzites werfénieniens du Briançonnais s. l. ont été récemment résumées par J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1962, p. 234): "Les quartzites du Briançonnais ..... représentent un dépôt effectué dans une mer peu profonde, en bordure d'une côte sablonneuse et vraisemblablement très plate". D'après F. ELLENBERGER (1958, p. 158 -



1962, p. 219) ce dépôt marin aurait été précédé d'un triage éolien. C'est aussi l'opinion de J. RICOUR (1960): "Le cadre génétique des quartzites du Trias briançonnais peut être imaginé comme un milieu marin dont l'arrière-pays était un continent très plat, dénudé et aride, théâtre d'importants phénomènes éoliens, mais de relief trop faible pour fournir un matériel grossier (hormis dans certaines couches de base)".

---

CHAPITRE VIII - CONCLUSION A L'ETUDE DE LA SERIE SILICEUSE.  
ESSAI DE STRATIGRAPHIE.

Disons tout d'abord, afin de bien situer dans quelles conditions se posent les problèmes stratigraphiques dans la série siliceuse de la Bande d'Acceglio-Longet, que jamais aucune découverte paléontologique n'est venue étayer les hypothèses relatives aux âges des diverses formations. Ainsi, toute datation ne peut y être faite que par analogie de faciès avec des formations datées ailleurs dans les Alpes (par exemple dans la Zone houillère briançonnaise), ou encore en adoptant des évaluations admises par l'ensemble des géologues alpins sans qu'elles aient pour autant été démontrées paléontologiquement (c'est l'exemple classique des quartzites "werfénien" du Briançonnais). De telles assimilations deviennent évidemment beaucoup plus aléatoires lorsqu'il faut encore déduire mentalement l'action du métamorphisme alpin avant d'entreprendre les comparaisons. On comprend donc que les évaluations que nous allons soumettre au lecteur ne sont qu'un pas de plus dans la recherche de l'exactitude, et par conséquent sont susceptibles d'être plus ou moins rapidement périmées. Ce pas n'a pu être franchi que parce que nous avons ajouté quelques faits nouveaux à ceux qui avaient fondé les idées de nos prédécesseurs, et aussi grâce à la chance que nous avons eue de travailler sur la partie de cette Bande d'Acceglio-Longet de beaucoup la plus facile à analyser.

I- HYPOTHESES STRATIGRAPHIQUES PRECEDENTES.

Pour S. FRANCHI (1898) les terrains constituant sa "Zone d'Acceglio-Col du Longet" étaient d'âge permo-carbonifère, y compris les anagénites. De leur côté les quartzites étaient attribués au "Trias inférieur".

Une précision un plus grande est donnée par S. FRANCHI & A. STELLA (1930) dans leur Carte géologique Dronero-Argentera puisque la même "zone" n'est plus que permienne. Les quartzites y demeurent "éotriasiques".

Le premier travail de détail, celui de A. MICHARD (1959), a abouti à un vieillissement important d'une bonne partie des terrains les plus anciens (voir notre Historique p. 27). Se fondant en effet sur une détermination erronée de disthène (qui s'est révélé être en réalité notre jadéite), cet auteur ne put admettre que des roches contenant un tel minéral -réputé être classiquement de "degré" métamorphique bien plus "intense" que celui de l'épizone alpine- n'aient pu subir que le métamorphisme alpin: elles devaient exister antérieurement au moins à la phase hercynienne et forment donc un socle polymétamorphique (gneiss à "disthène" et micaschistes biotitiques).

Un ensemble stéphano-permien de gneiss ocellés à microcline (métasomatose-éopermienne), d'arkoses "cyano"-biotitiques et de prasinites lawsonitiques, suivis des faciès chlorito-albitiques, repose sur le socle précédent en discordance sudète. Les anagénites néopermiennes viennent à leur tour en discordance saaliene, surmontées en concordance par les quartzites francs werféniens.

D. LEBLANC (1962) n'a pas retrouvé d'éléments du socle polymétamorphique. Il en a cependant admis l'existence comme source des éléments détritiques contenant du "disthène" (jadéite). Ses hypothèses stratigraphiques n'avaient dès lors pas de raison de différer de celles de A. MICHARD: arkoses à "disthène", gneiss à microcline ou à albite et faciès chlorito-albitiques sont datés du Permien inférieur-Carbonifère; les anagénites du Permien supérieur et les quartzites du Werféniens.

## II- FAITS NOUVEAUX JUSTIFIANT DE NOUVELLES HYPOTHESES STRATIGRAPHIQUES.

Les différences entre nos hypothèses stratigraphiques et celles des auteurs que nous venons de citer se justifient par la mise en évidence d'un certain nombre de faits nouveaux:

### 1 - Détermination optique, roentgenographique et chimique de la JADEITE.

Contrairement au disthène, ce minéral se place très bien dans le cadre de la paragenèse épimétamorphique alpine ou du moins dans l'une de ses phases (voir R. LEFÈVRE & A. MICHARD, 1965). Il n'impose pas l'existence d'un socle gneissique polymétamorphique.

### 2- Passage latéral des porphyres quartzifères aux diverses porphyroïdes.

Cette évolution latérale se fait par apparition de minéraux nouveaux (séricite, puis muscovite, enfin jadéite) et par l'acquisition progressive d'une texture gneissique ocellée. Elle est bien démontrée par l'observation:

a/-de la continuité cartographique des divers affleurements lorsqu'on se déplace de la Maira vers le sommet 2985 m ; les interruptions sont le fait des moraines ou de l'érosion, mais la reconstitution structurale que nous proposerons plus loin offre des jonctions logiques par-dessus les coupures actuelles.

b/-de l'étroite association des gisements de porphyres quartzifères et de porphyroïdes, en particulier aux Rochers de la Lausa (voir la Planche I).

c/-de la composition minéralogique des porphyroïdes les plus pro-

ches des porphyres quartzifères: les quartz et feldspaths potassiques à faciès rhyolitique ne laissent pas de doute sur leur origine éruptive.

- d/- de la teneur exceptionnellement élevée des prophyroïdes muscoviteuses en Lithium, qui tend à prouver qu'une partie au moins de la muscovite résulte de la transformation de feldspaths potassiques sous l'action d'agents pneumatolytiques pénécontemporains de la mise en place des laves.
- e/- de l'identité des compositions chimiques des roches de cet ensemble (voir le tableau d'analyses chimiques de la fig. 3).

Ainsi, il faut abandonner l'idée d'un socle polymétamorphique dans le cas des porphyroïdes jadéitiques du sommet 2985 m et regrouper l'ensemble des gneiss leucocrates décrits plus au Nord, au sein d'un complexe volcanique acide, dont la variété pétrographique originelle (coulées différentes, tufs, arkoses ...) et les modalités des traitements postérieurs expliquent l'actuelle diversité des faciès.

Une telle origine volcanique acide a déjà été attribuée à des formations d'allure porphyroïde (au sens de J. DE LAPPARENT, 1909) ou même franchement gneissique. Citons quelques exemples parmi les études récentes:

- a/- La porphyroïde de Réquista, dans le Rouergue (P. COLLOMB, 1957).
- b/- Les gneiss de La Preste, dans les Pyrénées orientales (G. GUITARD, 1958).
- c/- La "blaviérite" de la base du Cambrien de l'Est de la Montagne Noire (J. P. CARRON & P. COLLOMB, 1959).
- d/- La porphyroïde antésilurienne dite "Ollo de sapo" ("Oeil de crapaud") dans le Nord-Ouest de l'Espagne (I. PARGA-

PONDAL, P. MATTE & R. CAPDEVILA, 1964). (1)

Plus près de nous géographiquement, A. STELLA (1895) avait déjà comparé les gneiss (porphyroïdes) ocellés du Val Varaita aux "bésimaudites" des Alpes Maritimes dont le caractère volcanique acide est bien établi. P. VIALON (1962) a récemment décrit dans le Massif Dora-Maira des orthogneiss qu'il dit être tout à fait semblables à ces mêmes "bésimaudites". Enfin, c'est aussi l'opinion de A. MICHARD (1962 b) à propos des gneiss ocellés divers de la "Série de Dronero" au Sud de ce même Massif Dora Maira.

3 - Intrication des éléments de notre complexe volcanique acide avec des faciès chlorito albitiques, d'origine volcanique basique probable.

Bien que ces faciès chlorito-albitiques soient très peu représentés dans la région que nous avons étudiée, nous les trouvons toujours en liaison étroite avec les formations acides, comme le montrent les coupes détaillées de notre Planche I. Mieux encore, nous avons pu observer au moins un cas (Planche I, fig. 5, n° 10 et 11) où une juxtaposition de porphyroïdes muscoviteuses et de micaschistes chlorito-albitiques ne doit rien à la tectonique, mais s'explique aisément par l'interstratification de formations volcano-détritiques acides et basiques.

(1)

La ressemblance est absolument frappante entre les individus de microcline maclés Carlsbad et plus ou moins transformés (jusqu'à devenir un "cristal d'albite avec plus ou moins de quartz, dans lequel subsistent quelques plages de microcline résiduel", p. 128) dont la photographie est fournie par ces auteurs (fig. 10, p. 132) et la photographie des épigénies jadéitiques de Sant'Anna di Bellino, se présentant aussi sous la forme de feldspaths potassiques maclés Carlsbad (R. LEFEVRE & A. MICHARD, 1965, fig. 4 et 5). Les premiers microclines proviennent de niveaux nettement détritiques de la porphyroïde "Ollo de sapo".

Lorsqu'on se porte plus au Nord, dans les domaines de très large affleurement de ces formations, on trouve beaucoup plus de renseignements à la fois sur ces roches basiques et sur leurs rapports avec les autres faciès. Ainsi, D. LEBLANC (1962) a-t-il bien mis en évidence l'intercalation de prasinites lawsonitiques (avec faciès variolitiques) dans les schistes chlorito-albitiques et les faciès jadéitiques avec passages progressifs des uns aux autres, interprétés comme des remaniements de coulées ou de tufs contemporains. A. MICHARD a aussi montré qu'à Bellino, la matrice des épigénies jadéitiques, situées dans les micaschistes argentés de Sant'Anna, a exactement la paragenèse des schistes chlorito-albitiques; de plus, il s'associe à ce faciès des bancs de porphyroïdes identiques à celles que nous avons décrites vers Acceglio, ou même des schistes chlorito-albitiques ordinaires.

Le problème de la position stratigraphique de ces venues basiques n'est pas facile à résoudre, aucune observation de terrain n'étant parlante à ce sujet. Nous avons vu que dans le Val Maira, seul endroit où une succession stratigraphique soit bien observable, les anagénites remanient uniquement les faciès volcaniques acides. Nous pensons pouvoir en déduire, ainsi que des comparaisons qui vont suivre, une position stratigraphique plutôt basse des formations volcaniques basiques par rapport aux formations volcaniques acides.

Nous arrivons ainsi à la conclusion que les formations les plus anciennes de la Bande d'Acceglio-Longet constituent un vaste complexe vulcano-détritique acide avec intercalations basiques dans sa partie inférieure.

### III - ESSAI DE SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE DE LA SÉRIE SILICEUSE.

C'est à ce point de notre propos que nous devons user de comparaisons avec les résultats acquis dans d'autres parties des Alpes internes.

1- Nous avons admis (p. 164) l'âge werfénien des quartzites francs par analogie avec les estimations faites par l'ensemble des géologues alpins sur les quartzites briançonnais, d'ailleurs sans preuves paléontologiques.

2- Le passage des quartzites conglomératiques blancs aux quartzites francs est, nous l'avons vu (p. 159), continu par disparition progressive des galets de quartz. Nous pouvons admettre que ces quartzites conglomératiques forment un même cycle avec les quartzites francs et que leur âge est werfénien basal.

3- Les formations anagénitiques s. l. sont unanimement considérées comme néopermiennes, en donnant à ce terme un sens assez vague. Cependant:

- "En Maurienne et Tarentaise, le "Permo-Trias" ... qui ne contient pas ou presque pas de galets de liparites, est considéré ... comme du Néopermien supérieur. (in R. BARBIER, J. P. BLOCH, ... 1961, p. 346).
- dans le Massif de Vanoise septentrionale on décrit des "arkoses violacées et conglomérats verts ou pourprés (Néopermien), passant en continuité vers le haut à 300 ou 400 m de schistes et quartzites argentés du "Permo-Trias" " (id. p. 347).
- dans le Massif de Vanoise méridionale, ce sont "de puissants conglomérats siliceux verdâtres, des schistes argentés, des arkoses, dont la partie supérieure cesse d'être feldspathique et

prend peu à peu le faciès "Permo-Trias" " (id. p. 347).

On voit donc qu'en tous cas, le sommet schisteux et fin de nos "anagénites s. 1. " peut être daté du Néopermien supérieur.

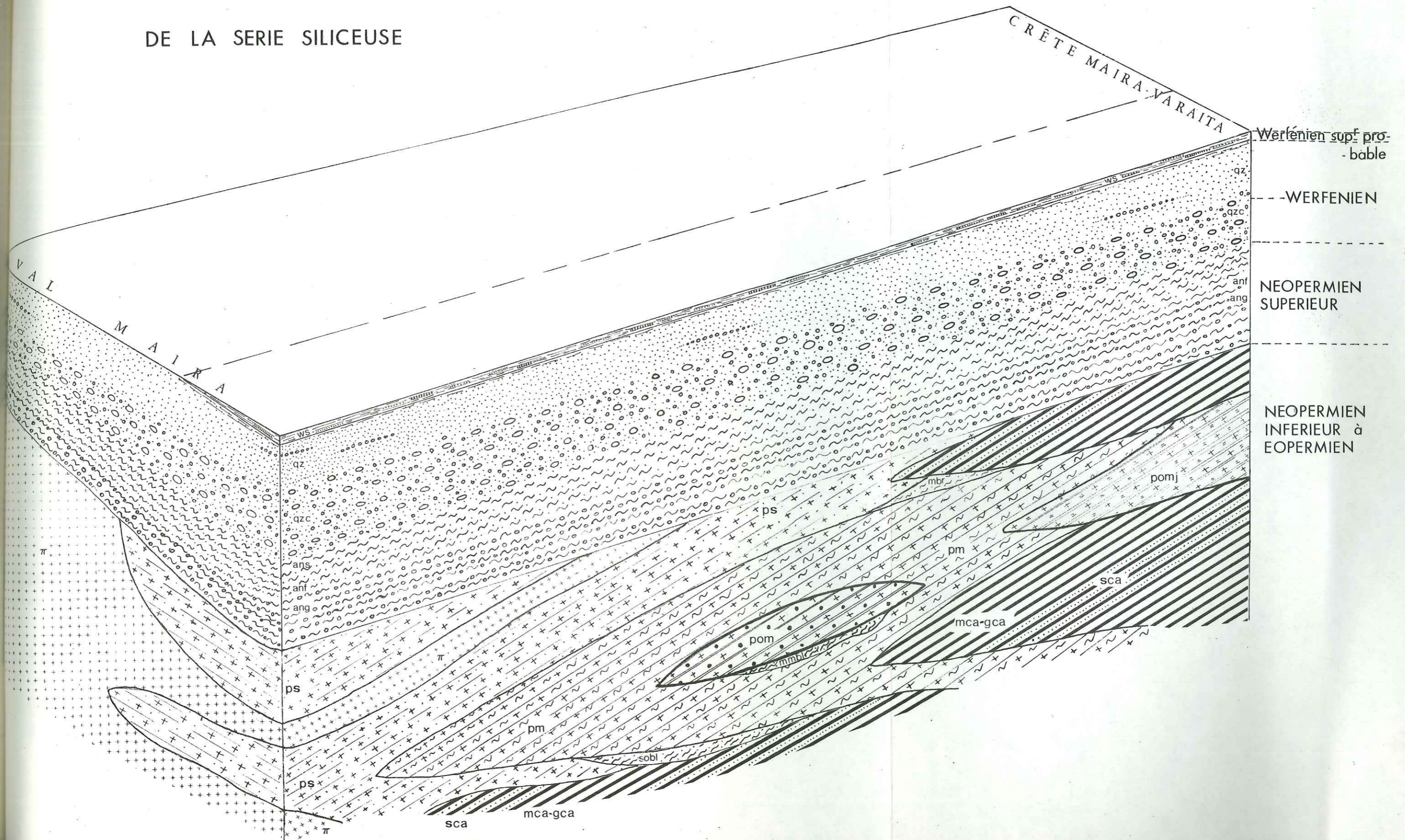
4- Le remaniement local des porphyres quartzifères et la discordance cartographique des anagénites s. 1. sur leur substratum pourraient être mis en parallèle avec la discordance saaliennne de H. STILLE si la similitude entre notre complexe volcanique acide et les "Bésimaudites néopermiennes" (R. BARBIER, J. P. BLOCH, ... 1961, p. 355), ainsi que les manifestations volcaniques acides de la Zone houillère briançonnaise (Rhyolites de la Ponsonnière, à la limite du Néopermien inférieur et supérieur, id., fig. 5, p. 346-347) ne nous obligeaient à admettre que notre complexe volcanique acide monte dans le Néopermien inférieur.

5- Les éléments volcaniques basiques, de leur côté, peuvent être datés de l'Eopermien. Ils semblent bien être, en effet, les équivalents des prasinites présentes dans la partie inférieure des Bésimaudites et dans les schistes stéphano-autuniens de Ligurie (J. P. BLOCH) , des schistes bleus albitiques avec roches metabasiques de Vanoise (F. ELLENBERGER, 1958), et des gneiss albitiques et schistes bleus avec encore des roches metabasiques à Ambin (F. ELLENBERGER et J. GOGUEL), toutes formations du "Permien inférieur".

La prise en considération de toutes ces données assez souvent disparates nous a amenés à tenter la synthèse stratigraphique consignée dans le tableau suivant, en laissant aux attributions d'âges ainsi qu'aux limites des "étages" un caractère suffisamment flou pour refléter leur caractère éminemment arbitraire.

ESSAI DE SYNTHÈSE STRATIGRAPHIQUE

DE LA SÉRIE SILICEUSE



TROISIEME PARTIE:  
ETUDE PETROGRAPHIQUE ET ESSAI DE STRATIGRAPHIE DE LA  
COUVERTURE CALCAIRE

Le demi-fenêtre de terrains siliceux briançonnais qui commence à s'envoyer sous les Schistes Lustrés s. l. à Acceglio, pour disparaître définitivement au Col du Longet, est uniformément bordée par deux liserés de calcaires métamorphiques : un premier sur son bord occidental et un deuxième, à l'autre extrémité, sur son bord oriental. Cependant, dans notre terrain d'étude, qui ne représente que la terminaison méridionale de la demi-fenêtre d'Acceglio, nous avons mis en évidence un troisième liseré, parallèle aux deux précédents, mais situé au milieu des affleurements de la série siliceuse.

Pour nous, ces trois bandes calcaires appartiennent à deux groupes très différents: à la fois par leur nature lithologique et par leur position structurale:

- 1° - Les liserés occidental et central sont d'affinités briançonnaises, et représentent les flancs normal et inverse de l'anticlinal siliceux d'Acceglio.
- 2° - Le liseré oriental a une lithologie complètement originale, et est la couverture d'une écaille en position renversée vers l'Est sur les Schistes Lustrés.

C'est pourquoi notre étude de la couverture calcaire se fera en deux grands chapitres:

- La série calcaire externe, à affinités briançonnaises,
- La série calcaire interne, dont les affinités sont encore mal définies.

## CHAPITRE I - LA SERIE CALCAIRE EXTERNE, A AFFINITES BRIANCONNAISES.

### A- HISTORIQUE ET ETAT ACTUEL DES PROBLEMES.

Dès la fin du siècle dernier, S. FRANCHI explora -entre autres- les alentours d'Acceglio, reconnaissant la presque totalité de nos terrains, et donnant d'extrêmement belles et objectives descriptions. Dans son article fondamental de 1898: "Sur l'âge mésozoïque de la zone des Roches Vertes dans les Alpes occidentales" il publia les résultats de ses travaux où nous trouvons, parmi de nombreuses autres, deux coupes qui nous intéressent ici:

- La première (fig. 5, p. 70: "Contact externe de la zone permocarbonifère du Pelvo d'Elva, avec la zone des Roches Vertes, près du Colle di Vers et de la Cima delle Sagne (Rocca la Marchisa), sur la ligne de partage Maira-Varaita"), correspond à la moitié occidentale de notre profil tectonique N°22, et à nos coupes détaillées n<sup>os</sup> 12 et 13. Elle indique la Cresta della Marchisa comme étant en "calcari micacei tabulari verdognoli" (nos Marbres chloriteux), le Colle di Vers en "calcare ocraceo", et la Costa Sebolet en "calcescisti", l'ensemble "toujours concordant et en continuité de sédimentation".

- La seconde (fig. 16, p. 123: "Succession lithologique près du contact avec le Permo-Carbonifère au Nord d'Acceglio"), nous montre encore clairement: des calcaires tabulaires et des schistes quartzo-sériciteux, compris entre les quartzites et les calcschistes (ici à lentilles de diabase), et l'ensemble parfaitement concordant.

Ces "parfaites concordances et continuités de sédimentation" vues par S. FRANCHI, furent le sujet de polémiques, durant tout le premier quart



de ce siècle, entre géologues italiens et français, et c'est dans le but d'y mettre fin que S. FRANCHI et P. TERMIER, accompagné de W. KILLIAN et E. RAGUIN, se retrouvèrent à Acceglio en Août 1925, au cours d'une excursion en commun qui les mena des environs de Bardonecchia à ceux du Col de Larche. Malheureusement, les espoirs furent déçus et chacun fit devant sa propre Société Géologique un compte-rendu en opposition avec celui de l'autre: S. FRANCHI (1926) réaffirma la concordance des Schistes Lustrés sur leur substratum éotriasique, et P. TERMIER (1925) leur individualisation en une vaste nappe de charriage.

Ce qui nous intéresse ici, c'est ce que pensèrent l'un et l'autre de notre série calcaire externe:

- Pour S. FRANCHI, il ne fait pas de doute que les calcaires tabulaires", situés sur les quartzites éotriasiques, sont du Trias moyen.

- Pour P. TERMIER, "Le village d'Acceglio est bâti sur un amas de Roches Vertes (diabase) inclus lui-même dans les Schistes Lustrés... qui reposent sur les quartzites, ou parfois sur un étage dolomitique et calcaire extrêmement réduit, témoin de Trias moyen conservé çà et là dans le contact anormal".

Donc, sur ce point, il y a accord: le liseré correspondant à notre série calcaire externe est attribué unanimement au Trias moyen.

Sur la feuille Dronero-Argentera de la Carte Géologique d'Italie au 1: 100,000 ème, publiée par S. FRANCHI et A. STELLA en 1930, apparaît bien le liseré occidental de notre couverture calcaire (toujours attribuée à la base stratigraphique des calcschistes), mais aussi nous trouvons la première mention de notre liseré central, seulement dessiné au débouché de la petite vallée du Rio delle Grange dans celle de la Maira, pour ce qui concerne notre terrain d'étude, mais qui prend sur la rive

méridionale de la Maira, et jusqu'au Vallonne del Preit, un beau développement continu. (Marqué ctx: "calcaire cristallin tabulaire, parfois richement micacé, et plus ou moins arénacé").

En 1953, puis 1955, S. CONTI, reprenant des études sur les Alpes occidentales, se trouva, à son tour, face aux mêmes problèmes. Ses conclusions furent les suivantes:

- 1° - Les Schistes Lustrés sont bien autochtones;
- 2° - Les calcaires tabulaires qui sont à la base stratigraphique des Schistes lustrés sont transgressifs sur le Permo-Werfénien, et leur âge est infraliasique.

Comme nous le voyons, les idées des géologues italiens avaient sensiblement évolué, et le caractère transgressif de notre couverture calcaire était mis en évidence pour la première fois.

En 1957, un pas décisif fut franchi, lorsque J. DEBELMAS et M. LEMOINE mirent en évidence le faciès briançonnais de nos calcaires et parvinrent même à leur attribuer un âge par analogie avec leurs homologues non métamorphiques, bien datés, à l'Ouest, dans le Briançonnais classique. Ces auteurs décrivent, hors de notre terrain, mais en continuité structurale avec nos bandes d'affleurements calcaires plusieurs coupes:

- 1- Correspondant à notre liseré occidental:  
une coupe dans le Val Varaita, en amont de Bellino, à l'Ouest du Col de Reissassetto (1957, p. 39-2);
- 2- Correspondant à notre liseré central:  
- une coupe voisine de la précédente, mais plus à l'Est, entre San Anna et le Colle Bondormir (1957, p. 39-1);  
- une autre dans le Vallon del Preit, en amont de Canosio (1957,

p. 39-1).

Dans les trois cas, la succession est la suivante:

- 1- Quartzites werféniens
- 2- Dolomie triasique à patine "capucin", discontinue ou même absente,
- 3- Conglomérats et microconglomérats à galets de dolomie triasique et ciment de calcaire gris métamorphique, rappelant certains faciès du Dogger briançonnais,
- 4- Calcaires par places colorés de vert et de rose, évoquant un calcaire noduleux extrêmement laminé (cf. Marbre de Guillestre),
- 5- Marbres blancs, supportant un enduit verdâtre ("hard-ground"),
- 6- Calcschistes verdâtres ressemblant aux "marbres en plaquettes" briançonnais (néocrétacé-paléocène).

Ainsi, J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1) définirent la ZONE d'ACCEGLIO s. l., s'individualisant à l'Est du Briançonnais classique, à Trias calcaréo-dolomitique épais et caractérisée par une "transgression du Jurassique sur le Werféniens ou le Permien, le Trias calcaréo-dolomitique ayant été presque entièrement détruit par une érosion probablement anté-rhétienne".

C'était le départ donné à une série de travaux dans cette région des Alpes Cottiennes, à la structure jusque là assez obscure. En 1958, A. MICHARD, fit une étude pétrographique et stratigraphique de la couverture calcaire à affinités briançonnaises, juste au Nord de notre futur terrain, confirmant entièrement les assimilations de faciès qu'avaient faites J. DEBELMAS et M. LEMOINE, mais ne retrouvant pas trace du "hard-ground"

(1)- Ces auteurs furent surtout aidés dans leur interprétation par la découverte (M. LEMOINE, 1957.) de séries analogues en Haute-Ubaye (Roure, Col du Longet), avec, au Roure, des fossiles jurassiques, néocrétacés et paléocènes. (Calpionelles, Globotruncana, Globorotalia) (Voir notre introduction historique).

qu'avaient signalé ces derniers auteurs entre "marbres blancs" et "marbres en plaquettes".

C'était pourtant ce "hard-ground" qui devait fournir les premiers microfossiles et la première donnée stratigraphique incontestable dans la zone d'Acceglio, lorsqu'en 1960 M. LEMOINE y découvrit des Globotruncana du Sénonien (probablement inférieur) au Col du Longet. Le charriage des Schistes Lustrés sur la zone d'Acceglio ne faisait dès lors plus aucun doute (à moins, évidemment, de les considérer comme entièrement tertiaires, ce qui, tout de même, paraît exclu, même pour les tenants les plus solides de leur autochtonie).

A notre tour, nous retrouvions ce "hard-ground" en de nombreux points de notre terrain d'étude (1962), mais toujours dans le liseré occidental. A Acceglio-même, au pied oriental de la Costa Sebolet et au Monte Ruisas, il nous fournit la microfaune du Crétacé supérieur.

En 1962, D. LEBLANC, décrivit encore des faciès comparables aux précédents, et, en particulier, retrouva le "hard-ground" en trois gisements, malheureusement sans fossiles déterminables.

Enfin, récemment, M. d'ALBISSIN (1963), dans le cadre de son étude des traces de la déformation dans les roches calcaires, a analysé des échantillons de Marbre de Guillestre provenant les uns du Briançonnais non métamorphique et les autres de la Zone d'Acceglio. Bien que ces derniers n'appartiennent pas à la bande d'Acceglio-Longet, qui nous occupe seule ici, mais à la bande du Roure, nous retiendrons les intéressants résultats des analyses spectrographiques: "la proportion d'oligo-éléments est pratiquement la même dans la Zone d'Acceglio et la région de Guillestre", confirmation des assimilations de faciès faites par J. DEBELMAS & M. LEMOINE (1957) par des techniques radicalement différentes de celles de la géologie classique.

## B- PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS DE LA SERIE CALCAIRE EXTERNE

Les principaux affleurements de notre SERIE CALCAIRE EXTERNE A AFFINITES BRIANCONNAISES, se situent, sur notre terrain d'étude, du Nord au Sud:

### 1° Pour le liseré occidental:

- a/- au Colle di Vers et à la Cresta della Marchisa. (Affleurements déjà étudiés par A. MICHARD sur la ligne de crête (1958, p. 91 et 95).
- b/- au pied oriental de la Costa Sebolet, à 100 m. au Nord du point coté 2.506 m. (Affleurement déjà cité par nous-mêmes, 1962).
- c/- immédiatement au Nord de la Capana di Verzio, et au Sud du point coté 2.498 m.
- d/- sur le flanc sud-occidental du Monte Ruissas, immédiatement à l'Est des Grange Baricocca. (Affleurement et coupe décrits en détail par nous-mêmes, 1962).
- e/- sur le flanc sud-oriental du Monte Cappel, sur la rive droite du Rio delle Grange, entre 200 et 500 m de sa source.
- f/- enfin, aux environs immédiats d'Acceglia, aux Grange Serri et Mongardino. (Affleurements eux-aussi déjà décrits par nous-mêmes, 1962).

### 2° Pour le liseré central:

- a/- une mince bande discontinue d'affleurements, très importante à notre sens pour toute l'interprétation tectonique de notre terrain, se situe au pied nord-oriental des Rochers de la Lausa.
- b/- deux groupes de petits affleurements isolés à mi-pente, sur le flanc sud-oriental du Monte Ruissas (en gros le long de la courbe de niveau 2600 m).

- c/- un très bel affleurement à la source même du Rio delle Grange, à 2.400 m, sur le flanc méridional du Monte Ruissas. Cet affleurement se prolonge vers le Sud et vient au contact (évidemment tectonique) des affleurements e/ du liseré occidental.
- d/- enfin, dans la basse vallée de ce même Rio delle Grange, deux groupes d'affleurements correspondent à la petite bande de calcaires tabulaires marqués par S. FRANCHI et A. STELLA sur leur carte au 1:100.000 ème (1930).
- e/- sur la rive droite de la Maira, nous avons simplement vérifié que les affleurements d/ se continuaient, pour aboutir, dans le Vallonne Preit, à la coupe décrite par J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1957, p. 39-1).

## C- DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES-TYPES.

Cette description se fera selon un ordre géographique, de la Cresta della Marchisa au Nord, à la vallée de la Maira au Sud. Les complications tectoniques, qui entraînent le plus souvent une réduction des coupes observables, et la grande variabilité latérale des faciès, ne nous permettrons de donner une "série calcaire externe-type", qu'en faisant la synthèse des différentes coupes observées. Cependant, le lecteur aura peut-être intérêt à lire d'abord la description de la coupe du flanc sud-occidental du Monte Ruissas, qui est la plus complète et qui, surtout, nous a fourni des microfaunes déterminables, permettant de se situer stratigraphiquement.

- 1- Coupe du Colle di Vers, et de la Cresta della Marchisa (Voir le profil tectonique n°22, et les coupes détaillées n° 11, 12, 13)  
Le contact de la Série calcaire de la Cresta della Marchisa sur la

Série siliceuse de la Rocca la Marchisa, se fait, sur la ligne de crête, par une zone très laminée (coupe détaillée n° 11): des marbres chloriteux y reposent directement sur des schistes permians et des anagénites permotriasiques, quelques copeaux de dolomie triasique séparant de façon discontinue les uns et les autres.

Il faut rescendre 200 m plus bas, sur le versant méridional, pour observer la coupe suivante (coupe détaillée n° 13):

- 1- Quelques mètres de marbre noir-bleuté représentent le terme le plus inférieur visible;
- 2- Marbre massif blanc, à traînées rosées et verdâtres, parfois très parallèles ou, au contraire, fusionnant pour déliter des amandes aplaties de marbre (10 à 20 m);
- 3- Enduit verdâtre discontinu, mais atteignant par places de 1 à 2 cm d'épaisseur, s'insinuant dans le marbre 2 qui le supporte, au point de former une zone encroûtée épaisse d'une dizaine de centimètres. Ce "hard-ground" ne nous a fourni que de vagues restes microfossiles méconnaissables.
- 4- Marbres chloriteux, ici très épais (plusieurs dizaines de mètres, peut-être une centaine, mais l'appréciation de l'épaisseur devient très aléatoire du fait de l'existence de nombreux replis). Ils forment un ensemble massif (la Cresta della Marchisa en est entièrement formée), mais se débitant en plaquettes selon les plans de schistosité, ces plaquettes portant elles-mêmes de fortes empreintes de linéation, témoins de l'intensité des mouvements tectoniques dans ce secteur.

Le Colle di Vers lui-même est occupé par des lits de cargneule jaune clair à ocre, se désagrégant en débris sableux, et emballant des bancs de calcaires clairs et des dolomies grises. Cet ensemble marque le

contact anormal entre Série Calcaire Externe et Schistes Lustrés.

Enfin, à l'Ouest, la Costa Sebolet est formée de Calcschistes gris clairs ou sombres, bruns, ou enfin verdâtres, alternant avec des niveaux de phyllades schisteux et noirâtres (faciès "Schistes Lustrés" typiques) et comprenant près du Colle di Vers un banc important de prasinite bleue.

## II- Coupe des affleurements calcaires des alentours de la Capana di Verzio (Voir le profil tectonique n° 24)

Ces affleurements calcaires sont très bien développés:

- au-dessus de la dalle de quartzites servant de toit à la Capana (= cabane) di Verzio;
- juste au Sud du point coté 2498 m où l'érosion a très bien dégagé les différents bancs venant au contact de la dalle de quartzites werféniens;
- mais la seule coupe continue complète ne peut être relevée que sur la tranche de cette dernière dalle, dans le lit du petit torrent qui la limite à l'Est.

Cette coupe est la suivante:

- 1- Les quartzites werféniens.
- 2- Un ensemble de 6 m de Calcaire gréseux gris clair. La base (sur 50 cm environ) est un véritable conglomérat à éléments siliceux (quartzites) dont la taille va du millimètre au décimètre, et dont la forme est soit arrondie ("galets" plus ou moins étirés), soit anguleuse, soit enfin rubannée (véritables "lames" siliceuses pouvant alors atteindre presque le mètre de longueur).

Immédiatement au-dessus de ces 50 cm grossièrement détritiques, vient un niveau de calcaire légèrement plus sombre chargé de fins granules de dolomie claire (0,20 à 0,40 cm).

Enfin, sur les 5 m suivants le calcaire gréseux redevient clair et fin.

- 3- A l'ensemble précédent plutôt clair, succèdent 6,50 m de Calcaire noir à fins lits gréseux gris très réguliers. Les deux premiers mètres en sont massifs, alors que le reste se débite en plaquettes.
- 4- En fin, 1m de Calcaire gréseux gris clair est visible au sommet, avant que des éboulis ne cachent le reste de la coupe.

III- Coupe du flanc sud-occidental du Monte Ruissas (Voir le profil tectonique n° 26, et la coupe détaillée n° 14).

Nous reprendrons simplement la coupe que nous avons déjà décrite ailleurs (1962); du Nord-Est au Sud-Ouest, et de bas en haut, les terrains suivants se succèdent:

- 1- Anagénites permienes et quartzites blancs werféniens;
- 2- Premier groupe de marbres:
  - Marbre gris, un peu feuilleté, très gréseux, contenant de véritables galets de quartzites werféniens (1 à 5 m).
  - Marbre noir à grain grossier, très feuilleté (1 à 2 m).
  - enfin, Marbre massif blanc ou rosé, à traînées verdâtres et brunâtres en amandes (1 à 5 m).
- 3- Croûte ferrugineuse et phosphatée ("hard-ground"), d'épaisseur centimétrique, contenant des Globotrunca et des Globigérines (Crétacé supérieur).
- 4- Deuxième groupe de marbres: Marbres chloriteux (1 à 5 m).
- 5- Important niveau de Cargneules, englobant des bancs de Dolomie grise à filets blancs (10 à 15 m)
- 6- Enfin, les Schistes Lustrés avec Ophiolites, formant le Monte Cappel.

IV- Coupe de la série calcaire externe à proximité du Village d'Acceglio.

De même que la précédente, nous avons déjà décrit cette coupe par ailleurs (1962).

Au premier lacet du chemin menant aux Grange Mongardino et Serri, dans le vallon d'un petit affluent de la Maira, sans nom sur les cartes, la coupe, malheureusement très écaillée, permet de reconnaître:

- 1- Les quartzites werféniens blancs d'abord conglomératiques, puis à grain fin, homogènes;
- 2- Une formation schisteuse gréso-micacée, à quartz roses et gros blocs de quartzites;
- 3- Un groupe de marbres, assez complexe du point de vue tectonique, mais où l'on reconnaît:
  - des marbres gris, roses et blancs, à passées très gréseuses, semblables au premier groupe de la coupe précédente, mais sans marbres noirs,
  - plusieurs niveaux de "hard-grounds" qui nous ont aussi fourni la microfauve à Globotruncana et Globigérines;
  - des marbres chloriteux massifs à passées roses;
- 4- Un niveau de serpentes en lentilles de dimensions métriques, associées à des bancs de marbres sombres, auquel succèdent les Schistes Lustrés contenant les Roches Vertes d'Acceglio.

V- Coupe des affleurements calcaires situés dans la vallée de la Maira, à 150 m environ à l'Ouest du Rio delle Grange.

L'ensemble des affleurements calcaires de la basse vallée du Rio delle Grange, représente pour nous, au point de vue structural, le passage de

la couverture calcaire du flanc inverse de l'anticlinal d'Acceglio, d'une rive à l'autre de la Maira.

Comme cela est l'habitude (sauf sur le flanc occidental du Monte Ruissas, comme nous l'avons vu), la série calcaire est intensément écaillée et plissotée dans le détail, redoublant les formations dont, en plus, les faciès varient très rapidement latéralement.

Dans le cas du Rio delle Grange, les affleurements se répartissent en trois groupes distincts, que l'on voit très bien sur la carte géologique que nous avons levée: deux au débouché du torrent, et un 3ème à 500-600 m en amont. Le seul qui présente une série clairement analysable est le plus occidental des deux premiers.

On y observe en série renversée, et d'Ouest en Est:

1- Les quartzites werféniens blancs et fins, dont le sommet stratigraphique est verdi sur une épaisseur de 30 cm environ, avec apparition de lits sériciteux (correspondant sans doute à d'anciennes passées pélitiques).

La base de la série calcaire, correspondant à des niveaux plus tendres que les quartzites, a été dégagée par l'érosion, et forme un couloir emprunté par un petit éboulis qui cache la liaison avec les terrains suivants, sur 5 m; mais la continuité stratigraphique ne fait pour nous aucun doute.

2- Formation dolomitique, à patine générale jaune-clair:

- la base, est formée de dolomie à cassure gris-jaunâtre très claire intercalée de petits lits calcaires millimétriques, l'ensemble assez massif (0,60 m).

- le haut semble uniquement en dolomie jaune, mais se débite en plaquettes de quelques cm d'épaisseur, faisant apparaître des fines

lames phylliteuses ou schisteuses, sortes de membranes séparant des lits dolomitiques.

3- Formation calcaire grise, épaisse de 5,50 m environ, que l'on peut détailler ainsi de bas en haut:

- 0,50 m de calcaire phylliteux, finement lité, gris-clair un peu verdâtre, comportant:

- des lamelles de schistes pélitiques ou dolomitiques violacés ou jaunes, de quelques mm d'épaisseur, laissées en relief par érosion différentielle.

- des lentilles aplaties (épaisseur: 1 à 10 cm, longueur: 5 cm à 1 m) calcaires (à patine grise ou rouille) ou dolomitiques (jaunâtres).

- 2m de calcaire feuilleté gris sans lentilles mais encore à lamelles jaunâtres en relief.

- 2 m de calcaire gris-jaunâtre feuilleté, grésomiacé, à lentilles calcaires à patine grise nombreuses au sommet.

- enfin, 1 m de calcaire gris à fins lits plus sombres, gréseux et sériciteux.

4- Marbres chloriteux (15 m), comportant des niveaux diversement colorés (verts, roses, jaunâtres) et plus ou moins sombres alternés. Ces marbres sont très phylliteux et à grain grossier.

5- Il leur succède une cargneule ocre foncée, caverneuse, qui les sépare de quelques calcschistes et phyllades, témoins de la présence de restes de Schistes lustrés sur le flanc oriental de l'anticlinal d'Acceglio".

D- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX TERMES DE LA  
SERIE CALCAIRE EXTERNE

1- Marbres gréseux gris clairs.

Très répandus chaque fois qu'affleure la couverture calcaire, ils ne sont vraiment caractéristiques que lorsqu'ils sont grossièrement détritiques (comme aux alentours de la Capana di Verzio). Sinon, ce sont des marbres blancs ou gris, à patine en tous cas toujours grise parfois assez foncée.

Le grain est fin (pour ce qui est de la partie calcaire). Le plus souvent, la partie siliceuse est isolée par les actions météoriques sur les affleurements qui sont de ce fait très rugueux. Nous avons déjà décrit le faciès très détritique de ces marbres gris-clair.

Lorsqu'ils sont chargés de granules dolomitiques clairs, un peu verdâtres ("pistache"), ceux-ci n'apparaissent pas en cassure, mais seulement sur des plaques débitées selon les plans de schistosité et exposées longtemps aux agents atmosphériques.

Au microscope, on observe:

- de la calcite prédominante, en larges cristaux.
- du quartz très abondant, devenant même exclusif dans certaines plages, et alors en individus largement recristallisés et imbriqués.
- de la séricite en fines paillettes le plus souvent, mais pouvant aussi se développer en larges lames.
- de l'albite, toujours présente et à inclusions (quartz, calcite, paillettes fines de séricite), rarement mâclée.
- quelques apatites cassées.
- des pigments ferrugineux opaques peu abondants
- (la chlorite est totalement absente).

II- Marbres noirs.

Ils sont absolument originaux par leur teinte sombre qui les singularise entre les marbres gréseux gris-clair qui les supportent et les marbres roses à traînées verdâtres en amandes qui les surmontent. Des marbres noirs existent aussi dans les Schistes Lustrés: ils sont très difficiles à distinguer de ceux qui nous occupent ici lorsque des complications tectoniques viennent embrouiller les coupes. Aussi cette description pétrographique n'est-elle valable que dans les 3 cas absolument indiscutables d'affleurements que nous avons rencontrés: au Colle di Vers, à la Capana di Verzio, et au Monte Ruissas, où leur position dans la série est évidente.

Ce sont des marbres à grain généralement fin (sauf au Monte Ruissas). Ils supportent de fins lits gréseux gris-beige très réguliers et continus, que l'érosion met souvent en relief.

L'examen microscopique montre:

- de la calcite largement prépondérante
- du quartz, lui aussi abondant (au maximum moitié moins que la calcite, sauf dans les lits gréseux où les rapports s'inversent).
- de l'albite, rare, à inclusions, peu souvent mâclée.
- de la séricite, qui est le mica le plus abondant. Elle se présente en paillettes assez grandes, cernées de noir et les clivages encombrés de grains ferrugineux. Elle ne forme pas de lits continus, mais est cependant statistiquement orientée parallèlement aux lits gréseux, avec, en plus, de nombreuses paillettes en tous sens.
- de la pyrite et du leucoxène qui abondent.
- de la chlorite qui est rare (sauf au Monte Ruissas) et toujours en minuscules paillettes perdues dans la séricite.
- quelques apatites sont visibles, ainsi que des grandes ankérites limonitisées.

Finalement, l'aspect microscopique de ces marbres noirs n'est guère original et la teinte sombre homogène (macroscopique) n'est acquise que par la dispersion des pigments colorés, qui ne se regroupent pas comme dans les marbres chloriteux sur des minéraux typiques largement développés (comme la chlorite).

### III- Marbres rosés à traînées verdâtres et brunâtres en amandes.

C'est une des formations les plus constantes dans le secteur que nous avons étudié, toujours reconnaissable à sa teinte rosée, son grain finement cristallin, ses affleurements massifs aux formes arrondies (contrairement aux marbres chloriteux, par exemple), son absence de phyllites visibles à l'oeil nu.

Ce qui frappe le plus à l'examen macroscopique, ce sont les traînées sombres qui peuvent prendre l'aspect de lits continus, ou, au contraire, délimiter des amandes de calcaire clair.

Le plus bel affleurement que nous ayons découvert de ce marbre, se trouve à la source du Rio Delle Grange: c'est un calcaire noduleux à peine laminé (contrairement aux autres affleurements): une trame brun-verdâtre sombre que l'on reconnaît être essentiellement phylliteuse, isolée des nodules de 1 à 3 cm de diamètre, étirés sur une dizaine de centimètres. Devançant nos hypothèses stratigraphiques nous devons dire tout de suite, que pour qui connaît le Marbre de Guillestre, il ne fait aucun doute que celui-ci en est la réplique fidèle.

Certains affleurements prennent un débit en plaquettes, lié au développement de lits sériciteux continus facilitant le clivage, résultat d'un laminage plus poussé.

Les caractéristiques de ce faciès sont toutes macroscopiques. En effet, l'aspect microscopique est des plus anodin:

- la calcite occupe à elle seule la presque totalité de la roche, en

grands cristaux solidement imbriqués.

- sur ce fond carbonaté se détachent çà et là des individus isolés et très grands de quartz et d'albite, qui, contrairement à ce qui se passe dans les autres marbres, sont sub-automorphes, l'albite étant souvent mâclée.

- dans les faciès très laminés, la séricite abonde en lits continus, alors que dans les autres faciès elle est rare et pas spécialement orientée.

- enfin, la pigmentation ferrugineuse (leucoxène, pyrite, limonite, hématite) est générale.

### IV- Croûtes ferrugineuses et phosphatées ("hard-ground").

Toujours supportés par les marbres rosés noduleux, ces "hard-grounds" s'y insinuent le plus souvent, si bien qu'ils représentent plutôt une croûte centimétrique ou une zone encroûtée décimétrique à la surface de ces marbres qu'une formation indépendante.

Leur teinte est brune-verdâtre.

Ils sont difficiles à repérer sur la tranche de la série calcaire, ce qui explique qu'ils soient passés inaperçus assez souvent. Mais, lorsque cette série calcaire se présente en très larges dalles presque horizontales, et que l'érosion a dégagé les marbres chloriteux qui les surmontent, ils apparaissent très bien, leur couleur et leur aspect tranchant sur leur substratum. On peut alors les détacher facilement au burin.

Au microscope: on observe un enrichissement du sommet des marbres rosés en:

- pigments ferrugineux, qui deviennent très abondants (en particulier, pyrites automorphes nombreuses et parfois visibles à l'oeil nu);
- chlorites;



- séricites,
- tourmalines,
- albite poecilitiques,
- apatites très nombreuses,
- phosphate de chaux isotrope ou plutôt cryptocristallin, dont l'extinction entre nicols croisés permet aux restes microfossiles (Globotruncana, Globigérines) d'apparaître car épigénisés en calcite le plus souvent, quelquefois en quartz ou albite.

Le milieu phosphaté et ferrugineux a été ici un excellent conservateur contre la mobilisation de matière entraînée par le métamorphisme alpin. Toute recristallisation de la calcite ne pouvant se faire que sur place, dans la gangue phosphatée, les nouveaux cristaux ont épousé les moules en creux des précédents. Par contre, c'est l'absence de gangue protectrice qui a entraîné la disparition des fossiles dans les marbres.

#### V-Marbres chloriteux.

Ce sont des roches généralement massives et très résistantes: elles peuvent former des sommets aigus (telle la Cresta della Marchisa), si leur épaisseur s'y prête, et dans tous les cas les bancs de marbres chloriteux sont nettement en relief.

Cette massivité en grand peut d'ailleurs être accompagnée dans le détail par un débit en plaquettes de certains bancs.

La couleur est très variable mais généralement à base de vert: vert clair, vert foncé (surtout en patine) vert jaunâtre. Comme nous l'avons vu dans la coupe située à 150 m à l'Ouest du débouché du Rio delle Grange dans la vallée de la Maira, la couleur peut devenir rose ou pure-

ment jaunâtre, mais ceci est tout à fait exceptionnel dans notre terrain d'étude.

Le grain est de façon constante très grossier; les phyllites claires ou sombres sont toujours très bien développées et leur présence constitue un caractère majeur de la reconnaissance macroscopique de la roche.

Au microscope on observe:

- de la calcite formant l'essentiel de la roche; ses cristaux sont très larges et imbriqués les uns dans les autres. Les clivages sont extrêmement bien marqués, souvent même incurvés, sans doute sous l'effet de déformations tardives ayant joué plastiquement dans le calcaire;
- de la quartz, toujours assez abondant, à extinction onduleuse et cassures. Il s'insinue entre les cristaux de calcite.
- de l'albite, quelquefois mâclée, toujours à inclusions (séricite, calcite, quartz);
- de la chlorite, très pléochroïque (vert clair à jaune-brun clair le plus souvent), en lamelles flexueuses ou en très larges lames;
- de la séricite, soit en association syncristalline (individus alternés) avec la chlorite dans les lits flexueux, soit isolés en paillettes ou en rosettes, ou encore en inclusion dans l'albite;
- dans certains échantillons (en particulier au Rio Delle Grange), nous avons observé une phyllite brune, pléochroïque (Np brun sombre, Ng brun jaune clair), toujours associée à la chlorite. Lors de nos premiers examens nous avons eu l'attention attirée sur le fait que l'apparition de cette phyllite brune coïncidait toujours avec une grande richesse de la roche en pigments ferrugineux, encombrant en particulier les lits phylliteux, surtout dans les cli-

vages.

Deux hypothèses se présentèrent alors à notre esprit:

- 1- soit que nous étions en présence de biotite partiellement rétro-morphosée en chlorite, avec exsudation de granules ferrugineux.
- 2- soit que nous étions au contraire en présence d'associations syncristallines séricite-chlorite, où la diffusion des pigments ferrugineux à l'état dissout avait sali la séricite en la teintant en brun.

Ayant admis, comme nous le verrons plus loin, un âge Néocrétacé-paléocène pour ces marbres chloriteux, ils ne pouvaient avoir subi que le seul métamorphisme alpin, réputé d'épizone, et par conséquent incapable de donner naissance à de la biotite. D'autre part, rien dans nos observations, ne pouvait étayer l'hypothèse d'une origine détritique de ces phyllites brunes, alors que tout plaidait au contraire pour une coloration de la séricite par les pigments ferrugineux.

Nous aurions résolu définitivement ainsi ce problème, si A. MICHARD n'y avait apporté récemment sa contribution dans une étude systématique de la zonéographie alpine dans les Alpes cottiennes méridionales (1962 b), où il a pu mettre en évidence plusieurs sortes de biotites, dont la détermination est confirmée aux Rayons X.

Les descriptions qu'il donne nous permettent maintenant d'assimiler nos phyllites brunes à ce qu'il désigne sous le nom de biotite-acajou.

On observe encore dans ces marbres chloriteux:

- des pigments ferrugineux (parfois très abondants comme nous venons de le voir): traînées de leucoxène, granules d'illménite dans les clivages des phyllites (en particulier sous forme de baguettes allongées très noires), hématite, limonite, pyrites cubiques.

- de l'ankérite en grands rhomboèdres intensément chargés de pigments brunâtres (limonite).
- enfin, de façon tout à fait sporadique: apatites et tourmalines.

#### E- ESSAI DE STRATIGRAPHIE DE LA SERIE CALCAIRE EXTERNE CONCLUSIONS-

La comparaison des différentes coupes que nous avons données permet de reconstituer une "série calcaire externe type". De bas en haut elle comprend:

- 1- Un SUBSTRATUM de quartzites werféniens, qui peut être soit leur sommet, (bancs verdis à l'Ouest du Rio delle Grange), soit un niveau quelconque (D. LEBLANC a observé plus au Nord que ce substratum peut localement être inférieur stratigraphiquement à ces quartzites, pour atteindre le Permien).

- 2- Des FORMATIONS INTERMEDIAIRES qui peuvent être de deux sortes:

a/- Des résidus de Trias calcaréo-dolomitique. Le plus bel exemple (en dehors de celui que nous avons décrit au Rio delle Grange) est observable entre les Grange Serri soprano et Ciaboti soprano où l'on voit des alternances de dolomie et calcaires blonds à grandes membranes phylliteuses, plaquées sur les quartzites werféniens. Ces résidus semblent attribuables à l'Anisien inférieur.

b/- Des formations arkosiques issues du socle siliceux (Grange Mongardino, Coupe IV). Leur âge post-triasique est localement attesté par la présence de galets dolomitiques (dans le flanc inverse, le long de la rive droite du Rio delle Grange à 500 m environ de sa source).

### 3- Les TERMES CALCAIRES PROPREMENT DITS:

- a/- Le marbre gréseux gris-clair, phylliteux, parfois grossièrement détritique, toujours sableux, pouvant localement contenir des granules dolomitiques clairs.
- b/- Le marbre noir.
- c/- Le marbre rosé à traînées brunes et verdâtres en amandes dont le faciès rappelle de façon frappante un marbre de Guillestre laminé (daté paléontologiquement du Malm dans le Briançonnais classique et dans la Bande du Roure).
- d/- Un "hard-ground" discontinu, parfois fossilifère: Globotruncana, Globigèrines (Crétacé supérieur).
- e/- Des marbres chloriteux typiquement homologues de ceux de Vanoise, représentant un faciès épimétamorphique des calcaires en plaquettes du Briançonnais classique et de la partie la plus externe de la Zone d'Acceglio: la Bande du Roure (partout datés du néocrétacé-paléocène).

### 4- Un ENSEMBLE CHARRIE:

- a/- Dans le contact anormal: Cargneules emballant des marbres clairs et des dolomies grises à filets blancs dont le faciès évoque le Ladinien, ou encore coussinets de serpentes.
- b/- La masse principale des Schistes Lustrés à Ophiolites recouvre le flanc normal de l'anticlinal d'Acceglio (liseré occidental), tandis que le flanc inverse (liseré central) vient au contact d'une dalle de quartzites supportant en série renversée la série calcaire interne (liseré oriental).

EN CONCLUSION, nos études de la Série Calcaire Externe nous permettent d'affirmer, au point de vue stratigraphique:

l'âge néocrétacé ou néocrétacé-paléocène des marbres chloriteux superposés aux niveaux à Globotruncana.

l'âge Malm au moins de la partie supérieure de l'ensemble calcaire situé sous ces mêmes niveaux, celle qui évoque de façon si frappante le marbre de Guillestre.

Par contre, rien ne permet de dater précisément la transgression du marbre gréseux gris-clair, dont on sait seulement qu'il est post-triasique et anté-malm (peut-être malm).

CHAPITRE II - LA SERIE CALCAIRE INTERNE.

Nous groupons sous cette dénomination un ensemble d'affleurements occupant la même position, avec une constance remarquable, entre les quartzites werféniens et la masse principale des Schistes Lustrés, tout le long du bord oriental de la demi-fenêtre d'Acceglio.

Cette série calcaire interne ne représente pas le flanc inverse de l' "anticlinal d'Acceglio"; cette affirmation se fonde sur deux faits:

- 1- Il originalité lithologique de ces affleurements par rapport à la série calcaire externe, définie sur le flanc occidental, c'est-à-dire normal, de l'anticlinal.
- 2- La présence d'un liseré d'affleurements calcaires semblables à la série du flanc normal, mais en position renversée, entre la série normale et la série que nous définissons ici comme interne.

Cette démonstration est valable du Nord au Sud de notre terrain d'étude:

1- AU NORD, de la Cresta Sebolet, à l'Ouest, au pied du Pelvo d'Elva, à l'Est, trois bandes calcaires se succèdent, alternant avec des bandes siliceuses:

- a/- Le flanc normal de l'anticlinal: à la Cresta la Marchisa,
- b/- Son flanc inverse: au pied oriental des rochers de la Lausa.  
Ces deux premières séries ont un caractère externe à affinités briançonnaises.
- c/- Enfin, la série interne, en position renversée: au pied du Pelvo d'Elva.

2- De même, AU SUD, dans la vallée de la Maira, nous rencontrons d'Ouest en Est:

- a/- Le flanc normal (externe) à Acceglio,

- b/- Le flanc inverse (externe aussi) au débouché de la vallée du Rio delle Grange dans celle de la Maira,  
 c/- La série interne un peu en amont de Maddalenna.

Notre série interne apparaît donc comme la couverture d'une gigantesque écaille très plate, sorte de semelle de quartzites werféniens, flanquant uniformément à l'Est l'anticlinal d'Acceglio. C'est cette dalle de quartzites renversés qui donne leur allure grandiose au Pelvo d'Elva (3064 m) et au Monte Chersogno (3026 m), premiers sommets importants lorsque l'on vient de l'Est, visibles-même de la Plaine du Pô par temps exceptionnellement clair.

Dans leur première exploration de la région, J. DEBELMAS & M. LEMOINE (1957) avaient déjà insisté sur la présence d'une double barre de quartzites werféniens sur le bord oriental de ce qu'ils définirent alors comme la Zone d'Acceglio. Ils décrivent les deux séries calcaires liées à ces barres: une série de type externe liée à la plus occidentale, et, liés à la plus orientale, les calcschistes piémontais qui leur parurent "transgressifs sur les quartzites par l'intermédiaire de conglomérats à ciment micaschisteux et galets dolomitiques, analogues à ceux de l'Alpet près du Mont Genève, de Combe Brémont et du Col du Longet en Ubaye". De plus, ces calcschistes piémontais comportaient à leur partie inférieure "deux petites barres de calcaires métamorphiques gris, en plaquettes, évoquant le Lias". Ces deux auteurs tombaient d'accord avec S. CONTI (1953), (1955), pour admettre la transgression des Schistes Lustrés sur cette deuxième barre de quartzites, après érosion du Trias moyen à la fin du Trias ou au début du Jurassique, en admettant comme étant du Rhétien ou du Trias supérieur les conglomérats à ciment micaschisteux interstratifiés avec des dolomies.

Le problème de la série calcaire en position interne dans la bande d'Acceglio fut ensuite repris en détail par A. MICHARD (1958), qui, bien que n'ayant pas distingué deux séries calcaires, consacra une partie importante de son Diplôme d'Etudes Supérieures à une extrêmement belle description des "brèches polygéniques du Bric Rutund et de la Rocca Ferra", sommets formant la bordure orientale de la bande d'Acceglio immédiatement au Nord de la partie que nous étudions ici. Il conclut en fin d'étude à l'autochtonie de ces brèches et leur attribua un âge contemporain de celui de ses "calcaires grésivoirins" de la série externe, c'est-à-dire Jurassique moyen ou supérieur. Les autres éléments calcaires de cette série furent assimilés par A. MICHARD à ceux de la série calcaire externe.

A son tour, D. LEBLANC (1962) se trouva face au problème de la série calcaire interne dans son étude de la terminaison septentrionale de la bande Acceglio-Longet. Mais là les conditions d'affleurement et la complexité tectonique rendirent ses conclusions plus aléatoires que celles de A. MICHARD. Finalement, bien que considérant les brèches comme allochtones, il ne se résolut pas à en faire la base stratigraphique des Schistes Lustrés, optant pour une solution d'"allochtonie proche" opposée à une "allochtonie lointaine" des Schistes Lustrés, ces derniers les ayant entraînés lors de leur passage.

La moindre complexité tectonique de la région que nous avons étudiée, nous a permis de faire d'intéressantes observations qui, si elles ne résolvent évidemment pas les problèmes qui se posent plus au Nord, du moins aident à les replacer dans un ensemble structural.

Nous avons dit combien nous avons été frappé par la constance de la position de notre série calcaire interne, située du Pelvo d'Elva, au Nord, jusqu'à la Maira, au Sud, entre une dalle de quartzites werféniens

qui la surplombent, et la masse monotone des Schistes Lustrés.

Ceci nous a engagé à relever systématiquement une série de coupes parallèles dans les meilleurs affleurements. Pour ne pas alourdir notre texte, nous avons décidé de présenter la description objective des différents bancs de chacune de ces coupes comme légende détaillée de notre Planche II (voir tome II, légende des figures 14 à 21, p. 25 à 37). Par contre, nous allons discuter et interpréter ces coupes dans ce qui suit.

I - COUPE DETAILLEE DE LA COUVERTURE CALCAIRE INTERNE DU FLANC ORIENTAL DU PELVO D'ELVA. (Planche II, fig. 14, voir description tome II, p. 26-27).

L'apparition d'un débit parallélépipédique marqué dans les quartzites francs werféniens (14-1) est l'indice de la proximité de leur sommet stratigraphique. Ceci est confirmé par la présence de la formation suivante (14-2) dont le mode de repos sur les quartzites est tout à fait normal; la continuité de sédimentation est évidente: les bancs quartzitiques ne sont autres que des récurrences des quartzites francs sous-jacents.

Cette formation (14-2) que nous n'avons jamais rencontrée dans les affleurements de la série calcaire externe est attribuable au Werféniens supérieur. Elle représente en effet l'équivalent des formations analogues décrites par F. ELLENBERGER en Vanoise (1958, p. 157 et 1961, p. 220) et J. DEBELMAS & M. LEMOINE dans le Briançonnais (1961, p. 234) <sup>(1)</sup> et attribuables à cet étage car précédant im-

(1) A. MICHARD (1958, p. 73) a attribué au Werféniens supérieur "un calcaire schisteux noir, bréchoïde, à éléments de dolomie jaune, micacé et gréseux", situé à la base des falaises de dolomie du Muschelkalk du Bric Rutund. Quoiqu'il ne semble pas qu'il s'agisse de la même forma-

médiatement l'Anisien inférieur à Dadocrinus <sup>(1)</sup>.

Avec le grès calcaire et sériciteux à galets dolomitiques 14-3 et la microbrèche à ciment calcaire et granules dolomitiques 14-4, nous nous trouvons en présence de roches détritiques carbonatées, mais très riches en silice (certainement fournie par l'érosion de quartzites werféniens), d'âge post-triasique (comme l'attestent les galets de dolomie triasique). Le grès calcaire 14-3 évoque les formations gréseuses de la base de notre série calcaire externe. La microbrèche 14-4, pour sa part, évoque à la fois:

- celle du Bric Rutund décrite et attribuée au Jurassique par A. MICHARD (1958).
- le calcaire sombre chargé de fin granules de dolomie claire que nous avons trouvé en certains points de la série calcaire externe (p. 191 et 196).
- les microbrèches cendrées du Dogger briançonnais par son aspect général, ses granules dolomitiques et sa couleur gris-verdâtre.

Les schistes grossiers 14-5 et 14-7 évoquent les schistes chlorito-albitiques permien par leur composition minéralogique; nous les interprétons comme des arkoses issues du socle siliceux (par érosion post-triasique profonde, atteignant les faciès chlorito-albitiques), sur lesquelles le métamorphisme alpin a agi en reproduisant une roche exactement semblable

tion que celle qui nous occupe ici, sa position structurale (prolongement septentrional de notre série calcaire interne) indique qu'elle peut avoir une relation avec notre Werféniens supérieur.

(1) J. DEBELMAS & M. LEMOINE font remarquer que cette formation attribuée au Werféniens supérieur pour des raisons géométriques (car comprise entre quartzites et Anisien inférieur à Dadocrinus), "est presque identique à une formation qui, dans les Hauts-Tatras, occupe une position stratigraphique semblable et a fourni des fossiles d'âge Werféniens supérieur (KOTANSKI, 1959)". (voir aussi J. DEBELMAS (1960) à propos de la comparaison du Trias haut-tatrique avec celui des Alpes occidentales).

à celle dont elle est issue (cf. les "micaschistes reconstitués" de M. LEMOINE, 1961 b, p. 173).

Le banc de marbre bleu-sombre 14-6, à petits lits siliceux, semble être un niveau jurassique en place sur les arkoses 14-5.

Les marbres 14-8 et 14-9 sont franchement assimilables à des faciès sombres des marbres chloriteux néocrétacés-paléocènes, tandis que le marbre phylliteux à lentilles quartzieuses et galets dolomitiques 14-10 semblerait plutôt jurassique. La succession 14-8, 14-9, 14-10 serait inverse du sens stratigraphique normal (en partant du sommet des quartzites).

Dans le schiste chlorito-albitique 14-11 nous voyons encore un mimétisme des schistes permien, supportant normalement le marbre sombre 14-12 qui le remanie à l'évidence et dont l'âge est probablement jurassique ou crétacé. Remarquons à propos du schiste 14-11 que les séries, correspondant à notre série calcaire interne, décrites par A. MICHARD (1958) et D. LEBLANC (1962) reposaient sur un substratum allant des quartzites werféniens aux schistes permien. Ici, le substratum est uniforme: du Pelvo d'Elva à la Maira, c'est le sommet des quartzites werféniens et le Werféniens supérieur; mais, dans notre coupe 14, nous voyons la présence de ces schistes permien se faire sentir dans les arkoses issues du socle (14-5, 14-7, 14-11) que nous n'allons pas retrouver plus au Sud. L'apparition de ces arkoses se marque aussi dans notre coupe par un enrichissement subit de la série en albites, tourmalines et chlorites, très communes dans les schistes chlorito-albitiques permien, mais qui ici envahissent les bancs calcaires. Il est vrai qu'on pourrait affirmer que ces arkoses ne sont en fait que d'authentiques schistes permien. Mais alors, il serait singulier de trouver sur une même coupe, à quelques mètres l'une

de l'autre, une couverture calcaire sur werféniens supérieur conservé suivie d'une autre où l'érosion anté-jurassique aurait décapé werféniens supérieur, quartzites francs et conglomératiques, anagénites et peut-être même une partie des complexes volcaniques. Cette érosion profonde a nécessairement eu lieu en un point de la Zone d'Acceglio afin d'alimenter les arkoses, mais ce point devait être éloigné, sans doute situé plus au Nord, dans les domaines où la série calcaire repose sur le Permien véritable, mis à nu.

Enfin, pour terminer cette coupe, les alternances de marbres noirs et de schistes bruns 14-13 nous font entrer dans les faciès typiques des Schistes lustrés qui se développent dans les phyllades noires à lentilles de serpentes 14-14. Rien ne marque sur le terrain le contact anormal des faciès de Schistes lustrés 14-13 sur les faciès de marbres "jurassiques" 14-12, alors que les lentilles de serpentes situées dans les phyllades 14-14 laisseraient supposer au contraire qu'il passe à cet endroit une cicatrice analogue à celle que nous avons admise pour le repos anormal des Schistes lustrés sur la série calcaire externe. Les récents développements des travaux dans les unités des Schistes lustrés (A. MICHARD & C. STURANI, 1964) nous font penser que les serpentes en question ne marquent pas ici un contact anormal majeur, mais tout au plus un clivage au sein même des Schistes lustrés, si même elles n'y sont pas en place.

## II - COUPE DETAILLÉE DE LA COUVERTURE CALCAIRE INTERNE DU FLANC ORIENTAL DU MONTE LE BRUNE. (Planche II, fig. 15, voir description tome II, p. 28-29).

Cette coupe débute, comme la précédente, par une formation (15-2) attribuable au Werféniens supérieur, reposant normalement sur le sommet des quartzites werféniens (15-1) marqué par des lits verdâtres.

Les calcaires gréseux et phylliteux (15-3 et 15-4) semblent être des niveaux jurassiques gris puis noirs en place sur le Werfénien supérieur. Le niveau de schistes pulvérulents et de cargneule (15-5) est l'indice du passage à cet endroit d'un contact anormal, peut-être celui des Schistes lustrés sur la série calcaire interne qui serait dans ce cas très réduite à l'affleurement. Dans cette hypothèse, l'ensemble des marbres qui suivent (15-6 à 15-10) seraient des bancs calcaires des Schistes lustrés. Mais l'hypothèse de clivages mêlant les faciès de la Nappe et de son substratum ne peut être abandonnée totalement, les marbres phylliteux et gréseux 15-6, 15-8 et 15-10 pouvant être des faciès du Jurassique.

III- COUPE DETAILLÉE DE LA COUVERTURE CALCAIRE INTERNE DU FLANC ORIENTAL DU COLLE RUISSAS. (Planche II, fig. 16, voir description tome II, p. 30).

Il y a peu de choses à ajouter à la description de cette coupe. Si l'on accorde une signification tectonique au niveau 16-3 à cargneule ou blocs de dolomie triasique, la série calcaire interne a pratiquement disparu des affleurements, réduits au sommet des quartzites werféniens (16-1) supportant du Werfénien supérieur (16-2). Dès lors, les niveaux calcaires et schisteux suivants font partie des Schistes lustrés. Mais on peut penser aussi, comme dans la coupe précédente, que certains niveaux de ces calcaires sont attribuables au Jurassique ou même au Crétacé (par exemple les niveaux 16-4, qui est chloriteux, et 16-5, à allure jurassique, et que nous avons d'ailleurs isolés pour cette raison sur notre carte géologique).

IV - COUPE DETAILLÉE DE LA COUVERTURE CALCAIRE INTERNE DU FLANC ORIENTAL DU MONTE RUISSAS. (Planche II, fig. 17, voir description tome II, p. 31).

Cette coupe montre, directement sur les faciès attribuables au Werfénien supérieur (17-2), des niveaux calcaires et gréseux (17-3 à 17-7) semblables à ceux que nous avons précédemment rattachés aux Schistes lustrés. Cependant, l'attention doit être retenue par la présence de deux minéraux assez spéciaux: la lawsonite et la pumpellyite, présentent dans le grès calcaire 17-6. La lawsonite est connue dans la région d'Acceglio à la fois dans les prasinites permienne (S. FRANCHI 1896, 1897, A. MICHARD 1958, D. LEBLANC 1962) et dans les ophiolites des Schistes lustrés (S. FRANCHI 1897, P. BEARTH 1962). La pumpellyite, quant à elle, n'est présente que dans le deuxième type de gisements, d'ailleurs associée à la lawsonite (P. BEARTH 1962). En milieu carbonaté, la lawsonite a été décrite par F. ELLENBERGER (1960) en Vanoise, dans des dolomies rhétiennes, des calc-schistes du Lias prépiémontais et des marbres chloriteux néocrétacés-paléocènes, toujours pseudomorphosée. Dans notre grès calcaire 17-6, au contraire, elle est très fraîche, très bien reconnaissable à ses clivages, ses formes losangiques et ses macles polysynthétiques. Il est certain que la présence de lawsonite et de pumpellyite dans ce niveau est en relation à la fois avec la présence d'ophiolites (aujourd'hui disparues) et avec les conditions un peu spéciales du métamorphisme alpin (que nous avons déjà rencontrées avec la jadéite des porphyroïdes permienne).<sup>(1)</sup>

(1)

Rappelons que dans la comparaison que nous avons faite entre la jadéite de la Bande d'Acceglio et quelques autres gisements mondiaux (2<sup>e</sup> partie, ch. II, p. 102 à 115), nous avons rencontré la lawsonite et la pumpellyite dans les faciès métamorphiques à glaucophane et jadéite: à Célèbes, en Californie, au Japon, en Corse, dans les Schistes lustrés piémontais, et à Ambin. La présence de ces deux minéraux dans notre région n'est donc pas surprenante. En Californie, McKee (1958) considère que la lawsonite représente la partie albitique d'un plagioclase, dont la partie albitique donne de la jadéite dans les conditions requises de température et de pression.



V - COUPES DETAILLÉES DANS LA COUVERTURE CALCAIRE INTERNE AU MONTE CHIRLE (Planche II, fig. 18, 19 et 20, voir description tome II, p. 32 à 36).

Ces trois coupes (dont les deux dernières sont le détail de la première) sont extrêmement intéressantes par les précisions qu'elles apportent:

- 1/ - Sur la lithologie du sommet des quartzites werféniens: bancs versicolores carbonatés et pélitiques, que nous avons rencontrés constamment dans les coupes précédentes et que la coupe 20 nous livre en grand détail (20-1 à 20-6).
- 2/ - Sur la lithologie du Werfénién supérieur. C'est la coupe 19 qui est la plus belle de toutes celles que nous avons rencontrées dans notre exploration systématique de ce revers oriental de la Bande d'Acceglio depuis le Pelvo d'Elva. Notons qu'au Monte Chirle ce Werfénién supérieur est schisto-dolomitique, alors que plus au Nord il était nettement siliceux (Schistes siliceux alternant avec des lits de quartzites verdâtres).

Revenons sur les formations surmontant ce Werfénién supérieur dans la coupe 18: le marbre 18-3 semble bien jurassique, suivi d'une récurrence (tectonique) de Werfénién supérieur 18-4, précédant elle-même de nouveaux marbres 18-5 et 18-6 eux-aussi de faciès jurassique.

Avec le niveau suivant (18-7), nous entrons dans le domaine des Schistes lustrés. Les "biotites acajou" des bancs calcaires de la formation 18-7 posent des problèmes métamorphiques abordés par A. MICHARD (1962 b) et qui dépassent (comme ceux posés par la law-

sonite et la pumpellyite de 17-5 ou l'actinote de 18-9) le cadre de notre étude centrée sur la demi-fenêtre d'Acceglio et non sur sa couverture allochtone de Schistes lustrés.

On peut rapporter le calcaire gréseux et phylliteux gris-clair 18-8, soit au Jurassique, soit aux bancs calcaires des Schistes lustrés, sans que rien ne puisse nous faire incliner dans un sens ou dans l'autre.

Les associations d'actinote sous deux faciès, d'épidote et de chlorite du calcaire 18-9, sont aussi un trait marquant faisant le grand intérêt de cette coupe du Monte Chirle. Tous ces minéraux trahissent la présence de roches vertes au voisinage de ces roches calcaires, mais qui ont aujourd'hui disparu, cachées par les éboulis ou les clivages tectoniques. Cette idée de la liaison des marbres à minéraux singuliers (lawsonite-pumpellyite dans 17-5, actinotes-épidotes-chlorites dans 18-9) avec des ophiolites se confirme par l'observation de telles associations marbres à minéraux-ophiolites à des affleurements où les secondes sont encore en place: à 500 m au sud du Monte Chirle et, encore plus au Sud, aux Grange Chiapollato (voir carte géologique jointe).

IV - COUPE DETAILLÉE DANS LA COUVERTURE CALCAIRE INTERNE A MADDALENA. (Planche II, fig. 21, voir description tome II, p. 37)

Sur les quartzites werféniens (21-1) et le Werfénién supérieur (21-2) reposent directement des faciès attribuables aux Schistes lustrés tels que nous les avons rencontrés jusqu'ici (21-3 à 21-6). Mais avec 21-7 et 21-8 apparaissent dans ces Schistes lustrés des niveaux à brèches dolomitiques. Les Schistes lustrés phylladiques sombres n'apparaissent qu'avec 21-9.

Nous savons que notre série calcaire interne se prolonge vers le

Sud:

- 1- Nous l'avons reconnue, lors de courses rapides sur la rive méridionale de la Maira, en face de Maddalena.
- 2- Beaucoup plus au Sud, à Canosio, J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1957) l'avaient vue dans la même position, sous la barre de quartzites la plus orientale (voir le début de ce chapitre).

#### CONCLUSION A L'ETUDE DE LA SERIE CALCAIRE INTERNE.

Notre série calcaire interne apparaît bien comme la couverture d'une grande écaille de quartzites werféniens renversée vers l'Est sur le domaine des Schistes lustrés s. str. ; elle est séparée de ceux-ci par un contact anormal difficile à localiser en raison de la similitude et de l'imbrication des faciès marmoréens des deux unités.

Cette série se caractérise:

- 1- par la présence constante du sommet des quartzites werféniens (bancs carbonatés et pélitiques versicolores).
- 2- par la présence du Werfénién supérieur (Schistes pélitiques et siliceux, parfois à lits de carbonates).
- 3- par l'absence du Trias calcaréo-dolomitique, caractéristique commune avec la série calcaire externe. Mais ce Trias calcaréo-dolomitique a-t-il été enlevé par l'érosion avant le dépôt des divers termes post-werfénién supérieur, ou a-t-il disparu à la suite d'un clivage tectonique ? On sait en effet que dans l'ensemble du Briançonnais, le werfénién supérieur pélitique joue le rôle de niveau de décollement. La première hypothèse est la plus probable car un clivage tectonique aurait entraîné ensemble Trias et

terrains postérieurs, or certains niveaux de cette couverture calcaire interne ont toutes chances d'être jurassiques ou crétacés (par exemple la microbrèche à granules dolomitiques du Pelvo d'Elva et nombre de niveaux calcaires gréseux ou chloriteux). Une difficulté subsiste: comment une érosion aussi profonde a-t-elle pu enlever le Trias calcaréo-dolomitique sans toucher aux pélites werféniennes supérieures ?

- 4- par l'intrication complète des faciès: les propriétés mécaniques des pélites du Werfénién supérieur et des phyllades des Schistes lustrés se sont conjuguées pour cliver intimement tous les niveaux.
- 5- par l'absence de tout repère paléontologique permettant de fonder une stratigraphie comme on peut le faire, même de façon limitée, dans la série calcaire externe.

QUATRIÈME PARTIE

TECTONIQUE ET SCHEMA STRUCTURAL DE LA TERMINAISON  
MÉRIDIIONALE DE LA BANDE D'ACCEGLIO - LONGET

La profonde entaille pratiquée par la Maira entre Acceglio et Madalena se situe non seulement à l'endroit où notre bande de terrains briançonnais se débarasse de sa couverture allochtone de Schistes lustrés, mais encore à la latitude où la structure du substratum autochtone lui-même est le plus clairement analysable. Une coupe parallèle à celle de la Maira est aussi réalisée par la Varaita plus au Nord; mais, outre qu'elle est sensiblement moins profonde que celle de la Maira, la complexité de la structure du substratum briançonnais y est telle que A. MICHARD (1959) n'a pu en tirer ni une interprétation tectonique ni une synthèse structurale de la partie de la Bande d'Acceglio-Louget qu'il étudia. La partie explorée par D. LEBLANC (1962) réunit tous les inconvénients possibles pouvant s'opposer à une tentative similaire: extrême complexité tectonique, zone topographiquement élevée, proximité de l'envolement septentrional définitif sous les nappes piémontaises.

Si les dénominations de S. FRANCHI (1898): "Zone anticlinale du Pelvo d'Elva" ou "Antichinal d'Acceglio" sont valables à la latitude d'Acceglio, nous allons voir qu'il n'en est plus de même assez vite vers le Nord. La position en demi-fenêtre des terrains briançonnais (que S. FRANCHI croyait être la base stratigraphique des Schistes lustrés, ce qui ne pouvait que le confirmer dans son idée structurale) évoque évidemment une disposition anticlinale du

substratum, mais une analyse systématique à l'aide de coupes sériees nous a permis de suivre l'évolution des structures et de montrer qu'il ne reste quasiment rien, à l'affleurement, de l' "Anticlinal d'Acceglio" sur la ligne de crête Maira-Varaita, où, au contraire ce sont des unités plus internes qui se développent largement. En un mot, le principal résultat de notre analyse structurale est de montrer l'obliquité du décapage par l'érosion de la demi-fenêtre d'Acceglio-Longet par rapport aux structures propres du substratum briançonnais. La demi-fenêtre, qui ne représente après tout que l'état d'avancement de l'érosion à l'heure actuelle, a une direction méridienne dans sa terminaison méridionale, alors que les structures autochtones ont une direction sensiblement SSE-NNW. L'examen de la carte géologique au 1:100 000° de S. FRANCHI & A. STELLA (1930) met d'ailleurs très bien en évidence cette divergence: la Bande d'Acceglio se détache franchement, à Acceglio, des autres bandes briançonnaises non recouvertes de Schistes lustrés. Une inflexion vers l'ouest a lieu ensuite au Nord au niveau de la Varaita, suivie d'un retour à la direction méridienne (voir notre figure 2). Nous verrons que les entailles des rivières dans des structures isoclinales ne sont pas les seules responsables de ce tracé en dents de scie.

Ainsi, de même que nous avons bien insisté sur la différence à faire entre Zone d'Acceglio et Bande d'Acceglio-Longet, nous allons voir qu'il faut bien distinguer la Demi-fenêtre d'Acceglio-Longet, l'Anticlinal d'Acceglio et la Bande d'Acceglio qui se révèle être constituée d'unités structurales assez différentes.

Partant du commentaire des coupes tectoniques sériees, nous allons tenter de comprendre l'évolution longitudinale des structures pour en déduire un schéma structural.

## I- CARACTERISTIQUES FONDAMENTALES DE LA STRUCTURE ET DU STYLE TECTONIQUE.

Plusieurs faits majeurs s'imposent à l'observation première et déterminent les grandes caractéristiques structurales de la région que nous avons étudiée. Ce sont:

### 1- La présence d'un complexe piémontais charrié.

La démonstration de ce charriage est faite tout le long du bord occidental de la demi-fenêtre, entre Acceglio et la Rocca la Marchisa (correspondant au flanc normal de l'Anticlinal d'Acceglio). Les microfaunes néocrétacées-paléocènes renfermées par le "hard-ground" situé entre marbre rose et marbres chloriteux imposent en effet un repos anormal des Schistes lustrés, dont l'âge, bien que non démontré sur la même verticale, ne saurait être post-paléocène. Rappelons que M. LEMOINE (1960 b) avait précédemment découvert le hard-ground fossilifère au Col du Longet, démontant le premier ce charriage dans la partie de la Bande d'Acceglio-Longet la plus éloignée du Briançonnais classique.

Ce contact anormal majeur est souligné sur le terrain par un chapelet discontinu de cargneules, serpentines, éléments calcaréo-dolomitiques triasiques. Mais cette cicatrice peut aussi être vide et les Schistes lustrés reposent alors directement sur leur substratum dont les affinités briançonnaises ne font pas de doute (J. DEBELMAS & M. LEMOINE, 1957).

### 2- La structure grossièrement anticlinale du substratum briançonnais dans la vallée de la Maira.

Nous avons déjà décrit (p. 49) la coupe du flanc normal de cet anticlinal: Schistes lustrés à Ophiolites (Calcschistes, phyllades, niveaux à brèches, prasinites), contact anormal à lentilles de serpentines, couverture calcaire

autochtone, quartzites francs werféniens, quartzites conglomératiques blancs, faciès anagénitiques, et porphyres quartzifères au coeur. La coupe tectonique de la figure 23 (Planche III) montre que le flanc inverse de ce même anticlinal est plus complexe car très écaillé. Il supporte une couverture calcaire renversée. La présence d'un troisième liseré calcaire (Série calcaire interne) en position renversée montre que déjà à cette latitude la structure de la demi-fenêtre n'est pas aussi élémentaire que celle d'un simple anticlinal.

3- Le déversement général des structures vers l'Est, conséquence de mouvements de rétrocharriage et rétroécaillage.

La démonstration du charriage des Nappes piémontaises sur un pays à affinités briançonnaises, jointe à la nécessité d'une origine interne (orientale) des faciès allochtones, feraient attendre, compte tenu de la structure grossièrement anticlinale du substratum, une distribution générale des pendages vers l'Ouest sur le flanc occidental et vers l'Est sur le flanc oriental. Or, l'ensemble des pendages est dirigé vers l'Ouest. L'interprétation avancée depuis longtemps est celle d'un mouvement général de rétrocharriage des Schistes lustrés succédant à leur mouvement de charriage d'Est en Ouest, la surrection de l'anticlinal se plaçant entre les deux mouvements.

L'"Anticlinal d'Acceglio" est donc un anticlinal couché vers l'Est: ses deux flancs sont parallèles. Dans le détail, ce rétro-mouvement a été d'une extrême violence: c'est un rétroécaillage qui a affecté toutes les formations, particulièrement intense à certains niveaux.

4- La présence de zones broyées, laminées, étirées.

L'observation de telles zones est aussi un fait majeur, surtout pour le géologue qui doit d'abord débrouiller les faciès, pour ensuite essayer

de construire un ensemble structural cohérent. Ces zones écaillées se situent à peu près à tous les niveaux avec cependant une prédilection liée aux propriétés mécaniques des roches. Ainsi, les schistes néopermiens (ans) couronnant les anagénites et précédant les quartzites conglomératiques blancs, sont-ils un niveau de décollement et de traînage constants (on l'observe particulièrement bien dans la vallée de la Maira immédiatement à l'Est d'Acceglio et sur la crête Maira-Varaita entre Monte Camoscere et Rocca Gialeo). Nous avons vu aussi (p. 143) que certains faciès de schistes associés aux complexes volcaniques acide et basique étaient bien difficiles à interpréter, le départ entre les responsabilités respectives de la pétrographie originelle et de la tectonique étant délicat à faire. La couverture calcaire externe, pour sa part, bien que restant adhérente à son socle siliceux, est affectée de multiples replis de détail, petites écailles empilées, reflétant bien le mouvement de rebroussement de sa carapace piémontaise. Quant à la couverture calcaire interne, enfin, nous avons vu que sa réduction, sa fugacité aux affleurements (opposées à sa constante position structurale) trouvaient en partie leur explication dans le rôle de niveau de décollement que joue le Werfékien supérieur supposé, comme c'est la règle dans tout le Briançonnais.

METHODES EMPLOYEES POUR L'ANALYSE TECTONIQUE.

La mise en évidence des grands traits structuraux de la Bande d'Acceglio-Longet se heurte à plusieurs difficultés fondamentales:

- 1- L'uniformisation des faciès les plus anciens (les complexes volcaniques) à la suite de l'action métamorphique alpine.
- 2- L'écaillage isoclinal violent, hachant les différentes unités, rendant délicates les généralisations et les regroupements de faciès.

Par contre, certains faits d'observation sont des guides précieux:

- 1- Les zones broyées: elles permettent de déceler le passage des surfaces de déchirure, par exemple au sein d'une masse uniforme de quartzites conglomératiques.
- 2- Les liserés calcaires: leur distribution, leur ordre stratigraphique interne, leur continuité latérale, nous ont permis de distinguer les unités structurales majeures: flancs normal et inverse de l'"anticlinal", flanc inverse portant la série calcaire interne.
- 3- Les successions stratigraphiques incontestables surtout au sommet de la série siliceuse, par exemple les quartzites conglomératiques suivis de quartzites francs.
- 4- Les repères lithologiques: par exemple le sommet stratigraphique versicolore et carbonaté des quartzites werféniens, renseignent sur la polarité d'une dalle isolée de son contexte.
- 5- Les continuités latérales: la démonstration du passage latéral des porphyres quartzifères aux diverses porphyroïdes nous a permis de regrouper ces formations dans les mêmes unités au lieu de les isoler; de même l'intrication des complexes volcaniques acide et basique.
- 6- Les liserés de cargneule et de serpentines marquant le repos anormal des Nappes piémontaises, critère un peu superflu, il est vrai, du fait de l'opposition franche des faciès autochtones et allochtones.

## II- COMMENTAIRE DES COUPES TECTONIQUES SÉRIÉES. (PLANCHE III)

### I- COUPE TECTONIQUE DANS LA VALLEE DE LA MAIRA, D'ACCEGLIO A MADDALENA. (Planche III, fig. 23).

Cette coupe est naturelle: c'est celle que la Maira a creusée entre Acceglio et Maddalena; la fig. 23 représente donc, schématisé, le panorama que l'on peut observer de la rive droite de cette rivière, du haut du Monte Midia (2341 m) qui surplombe directement Acceglio. Le niveau d'érosion est suffisamment profond pour que l'on puisse suivre, sur une même verticale, une succession complète des porphyres quartzifères aux Schistes lustrés et, sur une même horizontale, les deux grandes unités structurales du substratum Briançonnais, dont les importances relatives vont évoluer de coupe en coupe:

1- L'"anticlinal d'Acceglio"', complet, avec ses deux flancs:

- a/- flanc normal vers Acceglio, supportant la couverture calcaire externe normale (arkoses issues du socle siliceux, marbres gris, roses et blancs, "hard-ground" à Globotruncana et Globigérines, marbres chloriteux; cf. p. 193) sur laquelle viennent, par l'intermédiaire d'un coussinet serpentineux, les Schistes lustrés à prasinites.
- b/- flanc inverse vers le Rio delle Grange, supportant la couverture calcaire externe renversée (Trias calcaréo-dolomitique conservé, calcaires grésophylliteux, marbres chloriteux; cf. p. 194) surmontée de cargneules et de quelques rares copeaux de Schistes lustrés.

2- Une Unité interne, réduite ici au sommet stratigraphique d'une dalle quartziteuse werfénienne supportant un werfénien supérieur probable schisto-dolomitique (cf. p. 217), auxquels succèdent des faciès de Schistes lustrés phylladiques, bréchiques, calcschisteux et même franchement calcaires.

Les Schistes lustrés reposent sur l'anticlinal d'Acceglio par les contacts anormaux  $\Phi_1$  et  $\Phi_2$ ; et sur la série calcaire interne par  $\Phi_3$ .

Le substratum Briançonnais est affecté de cassures majeures:

- sur le flanc inverse de l'anticlinal  $\Psi_A$  et  $\Psi_B$ , dont nous analyserons le rôle dans la coupe suivante.
- la base de l'unité interne  $\Psi_C$  coïncide pratiquement ici avec le passage de  $\Phi_2$ , quoique théoriquement il faille les dissocier par des copeaux de Schistes lustrés.

Les contacts anormaux  $\Psi_A$  et  $\Psi_B$  sont de profondes lignes de broyage intense de même que le niveau de schistes néopermiens (ans) du flanc normal de l'anticlinal, niveau au-dessus duquel les quartzites conglomératiques sont trainés et laminés, d'où il résulte un grand mélange tectonique d'éléments variés (cf. p. 152).

Ainsi, la vallée de la Maira offre bien l'image d'un anticlinal couché vers l'Est, comme S. FRANCHI (1898) l'avait bien vu; mais on y observe aussi sur la marge interne un flanc inverse isolé dont l'importance sera capitale dans les coupes suivantes.

## II- COUPE TECTONIQUE PASSANT PAR LA REGIONE SERRI, LE MONTE CAPPEL ET LE MONTE RUISSAS. (Planche III, fig. 24).

La rapide montée en altitude de la rive gauche de la Maira permet de suivre l'évolution des contacts  $\Psi_A$  et  $\Psi_B$ , en même temps que d'observer le brusque développement de l'unité interne.

Toute la Regione Serri est constituée par le dos des quartzites werfénien sur lequel émergent au milieu des alpages des affleurements de couverture calcaire externe et de Schistes lustrés. Alors qu'on s'attendrait à ce que l'anticlinal se referme régulièrement comme dans la coupe précédente, on voit subitement surgir à l'Est des Schistes lustrés du Monte Cappel une série calcaire externe normale suivie de son substratum siliceux (quartzites francs, quartzites conglomératiques, anagénites), écaillé, mais en succession stratigraphique régulière. On arrive ainsi au Monte Ruissas, formé d'un noyau anagénitique résistant (ang.). Poursuivant la coupe vers l'Est, on recoupe une série siliceuse encore violemment écaillée (cf. p. 153), mais globalement complète, renversée, supportant des lambeaux de couverture calcaire au contact d'une dalle de quartzites conglomératiques. Ces derniers ne sont autres que l'apparition de la suite stratigraphique de l'unité interne renversée; il leur succède en effet des quartzites francs, complets, avec leur sommet carbonaté et versicolore caractéristique et un werfénien supérieur probable, enfin une série calcaire interne. On passe ensuite ( $\Phi_3$ ) aux faciès piémontais à roches vertes et marbres à minéraux (cf. p. 215-216).

Le premier liseré de couverture calcaire que nous avons recoupé en descendant le flanc oriental du Monte Ruissas s'insinue entre les quartzites conglomératiques de la dalle interne et la série siliceuse culminant au Monte Ruissas. Une fois de plus le hasard de l'érosion nous a permis d'observer et de cartographier cette couverture calcaire externe renversée, particulièrement

belle à la source du Rio delle Grange où affleure avec du Trias calcaréodolomitique, un faciès de marbres dont la similitude avec le marbre typique de Guillestre est remarquable.

La clé de la tectonique de cette région est dans le haut-cours du Rio delle Grange où, comme on peut le voir sur notre carte géologique, les deux séries calcaires externes, normale et inverse, viennent au contact l'une de l'autre, isolant le Monte Ruissas comme une klippe issue du flanc inverse de l'anticlinal d'Acceglio à la faveur des grandes cassures  $\varphi_A$  et  $\varphi_B$  qui ont éjecté vers l'Est ce noyau dur grâce au niveaux de décollement principalement localisés dans les schistes néopermiens. Ce noyau dur expulsé a été ensuite traîné vers l'Est lors du rôtrocharriage des Nappes piémontaises, sur la tranche  $\varphi_C$  de l'unité interne dont l'importance devient énorme par rapport à sa minceur dans la vallée de la Maira.

L'anticlinal d'Acceglio proprement-dit s'ennoie donc sous sa carapace de Schistes lustrés selon une direction SSE-NNW, alors que viennent à l'affleurement dans la demi-fenêtre méridienne une klippe à affinités externes reposant sur un flanc inverse à affinités internes. Le flanc inverse interne est difficile à raccorder au flanc inverse externe, un énorme flanc normal interne ayant disparu. Mais nous sentons déjà, combien le serrage a été intense, combien le rôtroécaillage a été violent et, enfin, pourquoi des différences sensibles existent entre nos deux types de séries calcaires.

### III- COUPE TECTONIQUE PASSANT PAR LA COSTA SEBOLET ET LE MONTE LE BRUNE. (Planche III, fig. 25).

Le dernier affleurement des quartzites werféniens du flanc normal de l'anticlinal d'Acceglio se situe au fond du Rio Mollasco, à

500 m. au sud de la Madonna delle Grazie; dès lors, l'anticlinal, si grandiose entre Acceglio et Maddalena, nous est caché par son manteau piémontais intact.

A partir de la latitude de la coupe qui nous occupe maintenant, et en allant vers le Nord, nous ne rencontrerons que des éléments de l'anticlinal éjectés sur son flanc oriental et traînés vers l'Est, reposant sur la tranche de l'unité interne dont l'enrichissement progressif vers sa base stratigraphique, conjugué à l'action des grandes cassures plates  $\varphi_D$ ,  $\varphi_E$ ,  $\varphi_F$  et  $\varphi_G$  (analogues au moins en direction et style à  $\varphi_A$ ,  $\varphi_B$  et  $\varphi_C$ ) qui font ressortir successivement des niveaux profonds, nous ont permis de mettre en évidence le passage latéral des porphyres quartzifères aux diverses porphyroïdes, ainsi que l'intrication des deux complexes volcaniques permien.

La Costa Sebolet (2546 m) domine à l'Ouest le Rio di Verzio qui coule à la limite ( $\Phi_1$ ) des Schistes lustrés à Ophiolites et de la couverture calcaire externe normale, cette dernière repose sur des quartzites werféniens ou des anagénites grossières au hasard des replis multiples qui l'affectent ou des nombreuses cassures plates secondaires qu'il est impossible de représenter sur des coupes tectoniques générales. Le contact anormal  $\varphi_C$  qui isole vers l'Est tous les éléments de l'unité interne vient passer sous les quartzites francs, les quartzites conglomératiques et les anagénites du Monte le Brune qui est une klippe analogue au Monte Ruissas (fig. 24). Mais la grande dalle interne a été affectée d'une cassure  $\varphi_D$  recoupant la klippe du Monte le Brune et faisant affleurer en son coeur des porphyroïdes muscoviteuses. Il semble donc y avoir postériorité de  $\varphi_D$  par rapport aux mouvements dont  $\varphi_A$ ,  $\varphi_B$  et  $\varphi_C$  sont la trace: les klippes se trouvent recouvertes par les terrains qu'elles chevauchent (d'où l'explication que nous entrevoyons déjà de la position paradoxale des diverses unités de la série si-



liceuse planche II, fig. 5).

Redescendant le Monte le Brune vers l'Est on recoupe, comme au Monte Ruissas, une série stratigraphique siliceuse, mais ici sans couverture calcaire externe inverse, certainement disparue par laminage. Le contact anormal  $\Psi_C$  fait passer brutalement à des faciès volcaniques acides apparaissant à la base stratigraphique de l'unité interne qui continue donc à s'enrichir. Les épaisseurs des diverses couches sont ici encore réduites par de multiples écaillages secondaires (particulièrement nombreux dans les niveaux schisteux, sériciteux et muscoviteux permien), quoique la suite stratigraphique soit globalement complète. Avec la constance à laquelle nous sommes habitués, nous repassons ainsi dans des quartzites conglomératiques, des quartzites francs, puis un Werfénien supérieur probable, et enfin, après  $\Phi_3$ , dans les unités piémontaises.

Les premiers éléments volcaniques basiques (Schistes chlorito-albitiques, sca) sont visibles, très proches de la couverture calcaire externe du Rio di Verzio, mêlés à des faciès anagénitiques, confirmant ce que nous avons dit de la discordance de mapping des anagénites néopermiennes sur les formations volcaniques.

#### IV - COUPE TECTONIQUE PASSANT PAR LA COSTA SEBOLET, LA CAPANA DI VERZIO ET LE MONTE CHERSOGNO (Planche III, fig. 26).

Une structure nouvelle apparaît dans cette coupe, accentuant encore la prise d'importance de l'unité interne: l'énorme accumulation de quartzites conglomératiques du Monte Chersogno correspond à un repli rabotté à la base ( $\Psi_E$ ). Les choses sont très complexes au niveau de cette surface laminée, si bien qu'il est très difficile de faire le raccord entre les structures situées au-dessus et au-dessous de  $\Psi_E$ . Ce repli du Monte Chersogno semble antérieur à  $\Psi_E$  probablement

provoqué par le rétroécaillage.

Pour le reste de la coupe, l'évolution depuis la précédente n'est guère poussée:

- des porphyres quartzifères apparaissent sous (stratigraphiquement) les anagénites du compartiment limité par  $\Psi_C$  et  $\Psi_D$ .
- des porphyroïdes ocellées muscoviteuses se développent au sein des porphyroïdes muscoviteuses ou sériciteuses situées sous (stratigraphiquement) les quartzites conglomératiques du Monte Chersogno.
- les replis de la couverture calcaire externe du Rio di Verzio sont particulièrement spectaculaires à la Capana di Verzio.
- la terminaison méridionale de la klippe de la Lausa est effleurée.

#### V - COUPE TECTONIQUE PASSANT PAR LA CRESTA SEBOLET ET LES ROCHERS DE LA LAUSA. (Planche III, fig. 27)

La klippe de la Lausa que nous avons seulement effleurée dans la coupe précédente, apparaît ici très largement avec ses résidus de couverture calcaire externe affleurant à la base de la falaise orientale après une suite stratigraphique renversée débutant aux quartzites conglomératiques du sommet de ces rochers. Ainsi, le contact de base de la klippe ( $\Psi_C$ ) se confond avec le passage (théorique) du contact anormal des Schistes lustrés du flanc inverse de l'anticlinal ( $\Phi_2$ ).

La similitude des porphyres quartzifères du haut-cours du Rio di Verzio avec ceux de la base des Rochers de la Lausa (cf. p. 53 et 60) trouve son explication dans la disposition structurale de ces affleurements qui se trouvent être tout à fait en continuité.

Une nouvelle cassure plate  $\Psi_F$  est responsable de l'extension

des affleurements d'anagénites et de schistes chlorito-albitiques que nous constatons en nous rapprochant du pied de la Rocca la Marchisa.

Enfin, la superficie énorme occupée par les quartzites conglomératiques sur le Piano del Vallone, correspond à la suite longitudinale des affleurements du Monte Chersogno.

#### VI- COUPE TECTONIQUE LE LONG DE LA CRETE MAIRA-VARAITA.

(Planche III, fig. 28).

C'est sur cette crête que les terrains appartenant à notre unité interne renversée se présentent avec leur développement maximum. Les deux tiers de cette ligne sont occupés par la dalle de quartzites francs et conglomératiques qui borde de façon continue le flanc oriental de notre demi-fenêtre depuis la Maira et qui vient culminer entre le Pelvo d'Elva et le Monte Camoscere. A l'Ouest de ce dernier sommet une zone laminée est faite d'un mélange tectonique de quartzites conglomératiques et d'anagénites s. l. (cf. p. 156): ce sont les témoins de la base stratigraphique des quartzites conglomératiques écrasée par le traînage des autres quartzites conglomératiques redoublés du Monte Chersogno qui viennent se prolonger latéralement à la Rocca Gialeo.

Les porphyroïdes ocellées muscoviteuses et jadéitiques du sommet 2985 m apparaissent en lentille dans le prolongement des diverses porphyroïdes précédentes, complétant notre complexe volcanique acide.

La crête Maira-Varaita est aussi caractérisée par la prise d'importance maximum des formations volcaniques basiques: les deux complexes volcaniques y sont intimement intriqués.

Bien que la proximité des éléments calcaires externes de

la Cresta della Marchisa et de la masse werfénienne de la Rocca la Marchisa puisse faire penser que la première est la couverture normale de la seconde, force est d'admettre qu'il n'en est rien: la Rocca la Marchisa est renversée (les quartzites conglomératiques dominant indubitablement les quartzites francs) et le col situé entre Cresta et Rocca est occupé par des formations permienne et néopermiennes qui rompraient la continuité stratigraphiques si elle existait. Par conséquent, il faut admettre que la Rocca la Marchisa est un compartiment de la dalle interne, largement remonté par un nouvel accident tangentiel  $\Psi_G$ .

L'accident  $\Psi_F$  a eu un rejeu postérieur à la mise en place de la klippe de la Lausa car il vient la recouvrir légèrement au Colle delle Sagne (cf. la coupe détaillée, Planche II, fig. 5).

#### III- SCHEMA STRUCTURAL.

L'examen des coupes tectoniques auquel nous venons de procéder, nous a permis de mettre en évidence un certain nombre d'unités structurales bien individualisées:

I- LA NAPPE DES SCHISTES LUSTRES OPHIOLITIFERES (Unité IV ou Piémontaise supérieure de A. MICHARD), venant en repos sur son substratum au niveau des contacts anormaux  $\Phi_1$ ,  $\Phi_2$ , et  $\Phi_3$ .

II- UN SUBSTRATUM BRIANCONNAIS INTERNE (Ultrabriançonnais), formé de plusieurs unités distinctes:

1- L'anticlinal d'Acceglio, couché vers l'Est, portant sur ses deux flancs une série calcaire maintenant classique définissant la Zone d'Acceglio; il s'enneoie assez rapidement sous les Schistes lustrés selon une direc-

tion SSE-NNW.

2- Des éléments issus de cet anticlinal à la faveur des cassures  $\psi_A$  et  $\psi_B$  et traînés vers l'Est; ils se trouvent actuellement en deux positions distinctes:

a/- tout le long du bord occidental de la demi-fenêtre, du Monte Cappel à la Cresta della Marchisa (éléments essentiellement calcaires).

b/- à l'état de klippes: klippe du Monte Ruissas, klippe du Monte le Brune et klippe de la Lausa (éléments essentiellement siliceux), poussées vers l'Est sur l'unité suivante.

3- Une unité interne, que nous pouvons appeler Unité du Pelvo d'Elva, vaste flanc inverse portant une série calcaire un peu singulière vis à vis de la précédente; son retournement permet l'étude détaillée des formations stratigraphiquement les plus profondes (les complexes volcaniques) qui sont remontés à la surface par le jeu des accidents  $\psi_C, \psi_D, \psi_E, \psi_F$  et  $\psi_G$ .

SCHEMA STRUCTURAL DE LA  
 TERMINAISON MERIDIONNALE  
 DE LA  
 BANDE D'ACCEGLIO-LONGET



CONCLUSION GENERALE

Bien des aspects de la géologie de la demi-fenêtre d'Acceglio-Longet n'ont pas été abordés dans ce mémoire; par exemple, nous ne nous sommes pas livrés à une description détaillée de tous les minéraux de la paragenèse alpine, ni des faciès piémontais et de leurs ophiolites; des études nouvelles restent aussi à entreprendre en utilisant les techniques de la microtectonique... Par contre, lorsque nos études nous ont apporté des résultats nouveaux par rapport à ceux de nos prédécesseurs, nous n'avons pas craint de les exposer en détail.

La terminaison méridionale de la Bande d'Acceglio-Longet se présente, de même que ses parties moyenne et septentrionale, comme une demi-fenêtre au sein des unités piémontaises charriées. Ce mouvement général de recouvrement de grande ampleur s'est déroulé en plusieurs phases desquelles résulte la disposition actuelle un peu singulière: d'abord, une mise en place de l'intérieur vers l'extérieur de l'arc alpin, c'est-à-dire d'Est en Ouest, suivie d'un mouvement violent de rétrocharriage et rétroécaillage qui fait que, sur son bord oriental, la demi-fenêtre recouvre les terrains charriés sur elle. Entre ces deux phases s'en est sans doute déroulée une autre: le plissement d'ensemble de l'autochtone et des nappes ayant déterminé les grands traits structuraux en anticlinaux et synclinaux dont il ne nous reste souvent que des flancs isolés.

La demi-fenêtre appartient au pays briançonnais à la marge interne

duquel elle se place: au Secondaire et au Tertiaire, elle a constitué une partie de la Zone d'Acceglio, unité paléogéographique dont les caractéristiques sont actuellement bien connues. Son socle paléozoïque renferme, à côté de formations banales dans cette région des Alpes, des roches sinon tout à fait originales du moins curieuses par leurs relations mutuelles, que nous avons eu la chance de pouvoir étudier en détail. Ainsi, on observe de haut en bas:

I- UNE SERIE CALCAIRE extrêmement réduite et lacunaire:

- des marbres chloriteux vraisemblablement néocrétacés-paléocènes.
- un niveau phosphaté durci ("hard-ground") renfermant des restes de Globotruncana et de Globigérines.
- des marbres du Malm probable ou immédiatement antérieurs: roses (dont le faciès évoque un Marbre de Guillestre laminé), noirs et gris. Les faciès gris, qui forment la base de cet ensemble, sont gréseux et contiennent souvent des éléments détritiques de calcaire et de dolomie évidemment repris du Trias calcaréo-dolomitique.
- des placages discontinus d'éléments triasiques rescapés d'une phase de décapage intense qui s'est produite entre le dépôt de ce Trias et celui des premiers marbres jurassiques. Une fois le Trias calcaréo-dolomitique érodé, les quartzites werféniens sous-jacents ont été à leur tour rongés, alimentant en quartz la base des mêmes marbres jurassiques.

Cette série calcaire, tout à fait caractéristique de la Zone d'Acceglio se trouve toujours en position externe dans notre demi-fenê-

tre dont le bord interne montre, au contraire, une série calcaire un peu différente, malheureusement azoïque, mais constamment séparée du sommet de la série siliceuse par une formation dont le faciès est celui du Werféniens supérieur.

II- UNE SERIE SILICEUSE occupant la quasi-totalité de la demi-fenêtre.

Toujours en descendant dans la succession stratigraphique on rencontre:

- des quartzites fins werféniens, versicolores et carbonatés à leur sommet, puis blancs, enfin grossièrement conglomératiques.
- des anagénites néopermiennes, quartzites conglomératiques colorés, phylliteux, à dragées de quartz roses et blanches, à débris de "liparites" et à feldspaths potassiques détritiques. Leur masse, loin d'être uniforme, montre des passées schisteuses ou simplement microconglomératiques.

Cet ensemble détritique repose en discordance cartographique générale, avec cependant des remaniements observables localement, sur deux complexes volcaniques dont l'intrication est de plus en plus grande au fur et à mesure qu'on se dirige vers le Nord:

- 1- un complexe volcanique acide, évoluant latéralement du Sud vers le Nord: des porphyres quartzifères ayant subi des actions pneumatolytiques pénécotemporaines de leur mise en place (présence d'Uranium et de fluorine), passent d'abord à des porphyroïdes sériciteuses. Ensuite, toujours sous l'action d'agents pneumatolytiques (attestée par l'étude des teneurs en Lithium), une partie des feldspaths potassiques donne naissance à de la muscovite. Ces porphyroïdes muscoviteuses montrent des passées grossièrement oeilées au sein de bancs plus fins. Le terme de cette évolution consiste

en porphyroïdes ocellées muscoviteuses et jadéitiques. La jadéite, issue de la conversion de l'albite d'anciens microclines pseudomorphosés, pose d'importants problèmes par les fortes pressions que sa genèse exige.

- 2- Un complexe volcanique basique sous forme de schistes, micaschistes et gneiss chlorito-albitiques, malheureusement peu développé dans la région que nous avons étudiée.

L'appartenance de ces formations volcaniques au Permien ne semble pas faire de doute, bien qu'il soit délicat de préciser cette position stratigraphique: les formations acides semblent monter dans la base du Néopermien, alors que les formations basiques se cantonneraient plutôt dans l'éopermien.

La profondeur exceptionnelle de l'érosion, jointe à une disposition structurale extrêmement favorable, nous a permis de tenter, par l'interprétation de coupes tectoniques sériées, fondées au départ sur l'observation du panorama de la Vallée de la Maira, de dresser un schéma structural. On y observe l'indépendance d'un anticlinal d'Acceglio vis à vis d'une unité interne renversée. Mais, alors que l'anticlinal est déjà ennoyé sous les Nappes piémontaises, il en subsiste des témoins à l'état de klippes traînées par les mouvements de rétroécaillage sur la tranche de l'unité interne.

Il sera évidemment du plus haut intérêt de reprendre un jour une synthèse générale de la Bande d'Acceglio-Longet en y incluant, à côté des résultats de cette étude, ceux de tous nos prédécesseurs.

### BIBLIOGRAPHIE

- ALBISSIN M. d' (1963) - Les traces de la déformation dans les roches calcaires - Thèse - Paris. R. G. P. G. D., fasc. suppl.
- BARBIER R., BLOCH J. P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M., LEMOINE M. (1961) - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot. Mémoire hors-série de la S. G. F., Tome II, p. 331-377.
- BEARTH P. (1962) - Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. Bull. suisse Minér. et Pétr., Bd. 42, H. I, p. 127-138.
- BERTRAND M. (1894) - Etudes dans les Alpes françaises. B. S. G. F., 3<sup>e</sup> série, t. XXII, p. 69.
- BLOCH J. P. (1961 a) - Présence d'une série post-triasique à faciès Briançonnais le long de la côte ligure dans le Finalese (Alpes maritimes italiennes). C. R. somm. S. G. F., p. 63, 6 mars.
- BLOCH J. P. (1961 b) - Données stratigraphiques nouvelles sur la "fenêtre" de Castelvechio (Alpes maritimes italiennes) - Découverte d'une "croûte phosphatée" à Rosalines. C. R. Ac. Sc., t. 253, 23 oct. .
- CARRON J. P. & COLLOMB P. (1959) - Quelques aspects du volcanisme cambrien inférieur dans l'E de la Montagne Noire. C. R. somm. S. G. F., 23 novembre, p. 196.
- CITA M. B. (1961) - Trias des Alpes occidentales italiennes - Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes - Montpellier, Mémoires du B. R. G. M., n° 15.
- COLLOMB P. (1957) - Formations acides d'origine éruptive dans la série cristallophylienne du Rouergue. C. R. somm. S. G. F., 18 février, P. 58.

- CONTI S. (1953) - Studi geologici sulle Alpi occidentali (1° et 2° Contrib. ). Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, vol. LXXV, fasc. 2.
- CONTI S. (1955) - Studi geologici sulle Alpi occidentali (3° Contrib. ), Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, vol. LXXVII, fasc. 2.
- DEBELMAS J. (1960) - Comparaison du Trias haut-tatrique avec celui des Alpes occidentales (zone intra-alpine) - Acta Geologica Polonica, vol. X, n° 2, p. 107.
- DEBELMAS J. (1963) - Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes. Geologische Rundschau, Bd 53-I, p. 133-153, 4 fig.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). C. R. somm. S. G. F., 4 fév.
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1961) - Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais s. s. - Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. Montpellier. Mémoires du B. R. G. M., n° 15.
- ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du Pays de Vanoise. Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France.
- ELLENBERGER F. (1960) - Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne (Savoie). B. S. G. F., 7° série, t. II, p. 190-194.
- ELLENBERGER F. (1961) - Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales - Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier. Mémoires du B. R. G. M., n° 15.
- ELLENBERGER F., MICHAUD A., & STURANI C. (1964) - Décou-

- verte d'Ammonites et observations stratigraphiques dans les "Schistes lustrés" du Val Grana (Alpes cottiennes). C. R. Ac. Sc., t. 259, n° 18, 2 nov., p. 3047.
- FRANCHI S. (1896) - Sulla presenza del nuovo minerale Lawsonite come elemento costituente in alcune rocce italiane. Atti della R. Accademia delle Scienze di Torino, vol. XXXII.
- FRANCHI S. (1897) - Sopra alcuni nuovi giacimenti de rocce a Lawsonite. Boll. Soc. Geol. Ital., fasc. I, p. 73-76.
- FRANCHI S. (1898) - Sull'età mesozoica della Zona delle Pietre Verdi nelle Alpi occidentali. Boll. del R. Comitato geologico, n° 3 et 4.
- FRANCHI S. (1900) - Sopra alcune giacimenti di rocce giadeitiche nelle Alpi occidentali e nell'Appennino ligure. Boll. del R. Comitato geologico, n° 2.
- FRANCHI S. (1911) - L'età e la struttura della sinclinale piemontese dopo la scoperta del Retico nell'alta valle di Suza. Bollettino del Servizio Geologico d'Italia, vol. XLII, p. 171-188.
- FRANCHI S. (1926) - Principali risultati scientifici delle escursione geologiche fatte nelle Alpi Cozie con P. TERMIER e W. KILLIAN. Boll. R. Ugg. Geol. d'It., vol. LI, n° 14.
- FRANCHI S. (1929) - Sulla tettonica delle Alpi Cozie Franco-italiane. Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol. XXII.
- FRANCHI S., NOVARESE V., STELLA A. (1903) - Nuovi giacimenti di rocce giadeitiche in Piemonte. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XXII, fasc. I.
- FRANCHI S. & STELLA A. (1930) - Carta Geologica d'Italia. Feuille Dronero-Argentera.
- GASTALDI B. (1876) - Spaccato geologico lungo le valli superiori del Po e della Varaita. Boll. del R. Comitato geologico.
- GASTALDI B. (1878) - Sui rilevamenti geologici fatti nelle Alpi Piemontesi durante la campagna del 1877. R. Acc. dei Lincei, serie 3a, vol. II.



- GIDON M. (1956) - Les rapports entre Schistes Lustrés et terrains Briançonnais en Haute-Ubaye. C. R. Ac. Sc., t. 242, p. 154.
- GOGUEL J. (1955) - Précisions nouvelles sur les écaillés de la couverture du Massif d'Ambin. B. S. G. F., 6° série, t. 5, p. 65.
- GOGUEL J. & ELLENBERGER F. (1952) - La série mésozoïque de la couverture du Massif d'Ambin. C. R. somm. S. G. F., p. 262.
- GOGUEL J. & LAFITTE P. (1952) - Observations préliminaires sur le Massif d'Ambin. B. S. G. F., 6° série, t. 2, p. 575.
- GUITARD G. (1958) - Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le Massif du Canigou (P. O.). C. R. somm. S. G. F., 20 janv., p. 23.
- KOTANSKI Z. (1959) - Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the tatra Triassic in the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, vol. IX, n° 2, p. 113.
- LAPPARENT J. de (1909) - Etude de quelques porphyroïdes françaises. Thèse. Paris.
- LEBLANC D. (1962) - Etude géologique de la région du col du Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). D. E. S., Paris 82 p., 20 pl., inédit.
- LEFEVRE R. (1962) - Observations sur le Mésozoïque à faciès Briançonnais des environs d'Acceglio (Alpes cottiennes, Italie); découverte du Crétacé supérieur fossilifère. C. R. Ac. Sc., t. 254, 5 fév. .
- LEFEVRE R. (1965) - Les formations détritiques versicolores du Néopermien de la Bande d'Acceglio-Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes) - Symposium sur le Verucano. Pise. (sous-presse).
- LEFEVRE R. & MICHARD A. (1965) - La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau de la Bande d'Acceglio-Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). Bull. Soc. franç. Minér. Crist. (sous-presse).

- LEMOINE M. (1952) - Le décollement de la couverture Briançonnaise et ses conséquences. C. R. Ac. Sc., 10 mars, p. 1195.
- LEMOINE M. (1954 a) - Documents nouveaux et hypothèses sur la stratigraphie des "schistes lustrés" du Queyras (Hautes-Alpes). C. R. Ac. Sc., 25 janv. 1954, t. 238, p. 496.
- LEMOINE M. (1954 b) - Sur le problème des rapports entre zone du Briançonnais et Schistes lustrés aux latitudes de Briançon et du Queyras. C. R. somm. S. G. F., 15 févr. 1954, p. 68.
- LEMOINE M. (1954 c) - Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone piémontaise (Schistes lustrés du Queyras). Bull. Serv. Carte Géol. de France, n° 241, tome LII.
- LEMOINE M. (1957) - Calschistes piémontais et terrains à faciès Briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye (Basses-Alpes). C. R. somm. S. G. F., 4 févr. .
- LEMOINE M. (1959) - Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et Briançonnaises. B. S. G. F., 7° série, t. I, p. 90.
- LEMOINE M. (1960) - Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone Briançonnaise. C. R. somm. S. G. F., n° 5, 2 mai, p. 97.
- LEMOINE M. (1960 b) - Découverte d'une microfaune du Crétacé supérieur au col du Longet (sources de l'Ubaye, Basses-Alpes); conséquences tectoniques et paléogéographiques. C. R. somm. S. G. F., n° 9, 19 déc. .
- LEMOINE M. (1961 a) - Le Briançonnais interne et le bord de la zone des schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes et Basses Alpes) (Schéma structural). Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble, t. 37, p. 97.
- LEMOINE M. (1961 b) - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. R. G. P. G. D. (2), vol. IV, fasc. 3, p. 163-180.

- LEMOINE M. (1962) - Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) et des régions voisines. C. R. somm. S. G. F., n° 7, 18 juin, p. 186.
- LEMOINE M. (1963) - Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. Geologische Rundschau, Bd. 53-I, p. 113-132.
- LEMOINE M. & MICHARD A. (1963) - Sur le problème stratigraphique et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes. C. R. Ac. Sc., 29 avril, t. 256, p. 4050.
- LORENZONI S. (1958) - Studio chimico-petrographico della serie permiana del Bric Colmè (Alpi Marittime) e delle mineralizzazioni uranifere connesse. Com. Naz. Ric. Nuc. - Div. Geomineraria -, vol. I, Rome.
- LORENZONI S. & ZANETTIN E. (1958) - Contributo alla conoscenza del giacimento uranifero di Preit (Alpi Cozie). Com. Naz. Ric. Nuc. - Studie e ricerche della divis. Geomineraria; vol. I, 87 p., 8 pl., 1 carte.
- LORY C. (1860) - Description géologique du Dauphiné. Paris.
- LORY C. (1873) - Observations sur la stratigraphie des Alpes graies et cottiennes. B. S. G. F., 3° série, t. I, p. 266.
- MALARODA R. (1957) - Studi geologici nella dorsale montuosa compresa tra le basse valle della Stura di Demonte e del Gesso. Mem. Ist. Geol. Min., Padova, vol. XX.
- MICHARD A. (1958) - Géologie générale de la zone d'Acceglio-Longet dans la région de Bellino (Alpes cottiennes, Italie). D. E. S., Paris, inédit, fasc. I: 122 p., fasc. 2: 19 pl., 1 carte 1/10. 000.
- MICHARD A. (1959) - Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la Haute-Varaita (Alpes cottiennes, Italie). B. S. G. F., 7° série, t. I, p. 52-61, 3 fig., 3 coupes.

- MICHARD A. (1960) - Age néopermien de quelques micaschistes de la région de Sampeyre (Val Varaita, Italie). C. R. somm. S. G. F., n° 9, 5 déc., p. 228.
- MICHARD A. (1961) - Schéma structural du massif triasico-liasique Maira-Grana dans ses rapports avec les Schistes lustrés et le massif Dora-Maira (Alpes cottiennes). C. R. Ac. Sc., 4 déc., t. 253, p. 2726-2727.
- MICHARD A. (1962 a) - Le lambeau de Roccasparvera: un élément de la zone d'Acceglio isolé sur les Schistes lustrés des Alpes cottiennes méridionales. C. R. somm. S. G. F., 18 juin, n° 7, p. 219.
- MICHARD A. (1962 b) - Sur quelques aspects de la zonéographie alpine dans les Alpes cottiennes méridionales. B. S. G. F., 7° série, t. IV, n° 4 (5 nov.), p. 477-491.
- MICHARD A. & STURANI C. (1964) - La zone piémontaise dans les Alpes cottiennes du Cuneese: nouveaux résultats et nouvelles questions. C. R. somm. S. G. F., 7 déc., p. 382.
- MORTILLET G. de (1872) - Géologie du tunnel de Fréjus ou percée du Mont-Cenis. Extrait de la Revue Savoisienne, 16 p. Annecy
- NICOLAS A. & SOLETY P. (1965) - Observations à l'appui d'une origine volcanique pour les minéralisations fluorées de l'Esterel. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 260, p. 2001-2004.
- PARETO L. (1861) - Coupes à travers l'Appenin, de la Méditerranée au Pô. B. S. G. F., 2° série, t. XIX, p. 239.
- PARGA-PONDAL I., MATTE P. & CAPDEVILA R. (1964) - Introduction à la géologie de l'"Ollo de Sapo". Formation porphyroïde antésilurienne du Nord Ouest de l'Espagne. Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España, n° 76, p. 119.
- PORTIS A. (1888) - Sui terreni attraversati dal confine franco-italiano nelle Alpi marittime. Boll. del R. Comitato geologico, p. 42.
- PUSSENOT C. (1930) - La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des Schistes lustrés entre l'arc et le Guil. Grenoble. 160 p. 4 pl.

- RAGUIN E. (1930) - Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). Mém. Serv. Carte Géol. Fr.
- RANKAMA K. , & SAHAMA Th. G. (1950) - Geochemistry. The University of Chicago Press.
- READ H. H. (1949) - A contemplation of time in plutonism. Quart. Jour. Geol. Soc. London. 105, p. 101-156.
- RICOUR J. (1960) - Particularités paléogéographiques des Alpes occidentales aux temps triasiques. Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot, t. II, p. 395. Mémoire hors-série de la S. G. F. (1960-1963).
- ROGEL P. (1961) - Exemple de gisement de galène du Trias. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes. Montpellier. Mémoire du B. R. G. M., n° 15.
- ROSENBUSCH H. (1901) - Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart.
- ROUBAULT M. (1958) - Géologie de l'Uranium. Paris. Masson, Edit.
- ROUTHIER P. (1944) - Essai sur la chronologie des "Roches Vertes" mésozoïques des Alpes occidentales. B. S. G. F., 5° série 14, p. 117.
- ROUTHIER P. (1963) - Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherches. Paris. Masson Edit.
- SISMONDA A. (1838) - Osservazioni mineralogiche e geologiche per servire alla formazione della Carta geologica del Piemonte. Mem. della R. Accademia delle Scienze di Torino, ser. II, t. II).
- SISMONDA A. (1839) - Sui terreni stratificati delle Alpi. Mem. della R. Accademia delle Scienze di Torino, ser. III, t. III.
- SISMONDA A. (1862) - Carta geologica di Savoia, Piemonti e Liguria.
- STELLA A. (1895) - Sul rilavamento geologico del 1894 in Valle Vaira. Boll. del R. Comitato geologico.

- TERMIER P. (1890-1891) - Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise (Alpes de Savoie). Bull. serv. carte géol. de France, t. 2, p. 367-509.
- TERMIER P. (1899) - Sur la structure du Briançonnais. C. R. Ac. Sc., t. 128 (1), p. 466-469.
- TERMIER P. (1925) - Compte-rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora Ripaira, de la Maira et Stura, en compagnie de MM. S. Franchi, W. Killian et E. Raguin. B. S. G. F., 4° série, t. XXV, p. 839-855.
- TERMIER P. & KILIAN W. (1920) - Sur la signification des lambeaux de micaschistes, de roches cristallines diverses et de roches vertes qui affleurent çà et là, près de Briançon, au sein ou à la surface des terrains à faciès briançonnais. C. R. Ac. Sc., t. 171 (2), p. 766-772.
- TERMIER P. & KILIAN W. (1920) - Le bord occidental du pays des Schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes, entre la Haute-Maurienne et le Haut-Queyras. C. R. Ac. Sc., t. 171, p. 885-891.
- TERMIER P. & KILIAN W. (1920) - Le lambeau de recouvrement du Mont Jovet, en Tarentaise; les Schistes lustrés au Nord de Bourg-Saint-Maurice. C. R. Ac. Sc., t. 171, p. 1180-1105.
- TERMIER P. & KILIAN W. (1920) - Sur l'âge des Schistes lustrés dans les Alpes occidentales. C. R. Ac. Sc., t. 171.
- TOLLMANN A. (1964) - Comparaison entre le Pennique des Alpes occidentales et celui des Alpes orientales. C. R. somm. S. G. F. 23 nov., p. 363.
- TRUMPY R. (1958) - Remarks on the pre-orogenic history of the Alps. Geologie en Mijnbouw, n° 10, Nw serie 20 e jaargang.
- TURNER F. J. & VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw-Hill Book Company, Ed.
- VIALON P. (1962) - Ortho-gneiss et gneiss ocellés du Massif Dora-Maira (Alpes cottiennes piémontaises). C. R. somm. S. G. F., 4 juin, p. 178.

ZACCAGNA D. (1887) - Studi geologici sulle Alpi occidentali. Boll. del R. comitato geologico.

- 1954 - Le Mont-Cenis et la couverture propre du Massif d'Ambin.  
Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Maurienne et Tarentaise (Savoie) du 4 au 12 septembre 1954.  
C. R. somm. S. G. F. , p. 458-462.
- 1965 - Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Briançonnais (Hautes-Alpes) du 1<sup>er</sup> au 5 Septembre 1964.  
C. R. somm. S. G. F. , fasc. II, p. 433-472.

TABLE DES MATIERES

|   |    |
|---|----|
| <u>AVANT-PROPOS</u> .....   | I  |
| <u>PREMIERE PARTIE: INTRODUCTION GENERALE</u> .....   | 5  |
| <u>CHAPITRE I- CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'ETUDE ET DOCUMENTS CARTOGRAPHIQUES UTILISES</u> .....                          | 7  |
| <u>CHAPITRE II- CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL. ZONE D'ACCEGLIO ET BANDE D'ACCEGLIO-LONGET.</u>                       |    |
| I - Place de la région étudiée dans les Alpes internes et grands traits de sa structure .....                         | 11 |
| II - Zone d'Acceglio et Bande d'Acceglio-Longet .....   | 13 |
| <u>CHAPITRE III- HISTORIQUE DES ETUDES PRECEDENTES</u> .....  | 17 |
| I - Recherches sur l'âge des Schistes lustrés, du début du 19 <sup>e</sup> siècle à S. FRANCHI .....                  | 18 |
| II - Débats sur la position des Schistes lustrés pendant le premier quart du 20 <sup>e</sup> siècle .....             | 20 |
| III- Travaux modernes et recherches actuelles .....   | 23 |
| <u>CHAPITRE IV- FORMATIONS ET PHENOMENES SUPERFICIELS</u> ...   | 41 |
| <u>DEUXIEME PARTIE: DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE ET ESSAI DE STRATIGRAPHIE DE LA SERIE SILICEUSE</u> ....               | 45 |
| <u>CHAPITRE I- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES PORPHYRES QUARTZIFERES ET DES PORPHYROIDES SERICITEUSES</u> ..                | 47 |
| I - Etude des porphyres quartzifères de la Vallée de la Maira .   | 48 |
| II - Etude des porphyres quartzifères et des porphyroïdes sériciteuses situés entre les sommets 2985 m., 2903 m et le |    |

|   |   |     |
|---|---|-----|
|   | Monte le Brune .....  | 53  |
| III-  | Etude des porphyres quartzifères et des porphyroïdes sériciteuses du haut-cours du Rio di Verzio .....  | 59  |
| IV-   | Extension des porphyres quartzifères et des porphyroïdes sériciteuses dans le Briançonnais interne au voisinage de la Bande d'Acceglio-Longet ..... | 63  |
| <u>CHAPITRE II- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES DIVERSES PORPHYROIDES MUSCOVITEUSES .....</u>      |   |     |
| <u>A- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES PORPHYROIDES MUSCOVITEUSES .....</u>                         |   |     |
|   |   | 68  |
| <u>B- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES PORPHYROIDES OEILLEES MUSCOVITEUSES .....</u>                |   |     |
|   |   | 73  |
| I -   | Affleurement .....  | 73  |
| II -  | Etudes précédentes .....  | 73  |
| III-  | Description des porphyroïdes muscoviteuses du sommet 2903 m. ....   | 74  |
| IV -  | Hypothèses génétiques. Origine de la muscovite .....  | 77  |
| V -   | Conclusion à l'étude des porphyroïdes ocellées muscoviteuses. ....  | 81  |
| <u>C- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES PORPHYROIDES OEILLEES MUSCOVITEUSES ET JADEITIQUES. ....</u> |   |     |
|   |   | 82  |
| <u>D- ETUDE PARTICULIERE DE LA JADEITE DE LA BANDE D'ACCEGLIO-LONGET. ....</u>              |   |     |
|   |   | 88  |
| I -   | Localisation des gisements de la jadéite dans la Bande d'Acceglio-Longet .....  | 88  |
| II -  | Etude minéralogique de la jadéite de la Bande d'Acceglio-Longet .....   | 90  |
| III-  | Comparaison de la jadéite de la Bande d'Acceglio-Longet avec les autres gisements mondiaux, en particulier ceux des Alpes et de Corse .....         | 98  |
| I -   | Divers gisements jadéitiques connus dans le Monde .....   | 100 |
| II -  | Gisements mondiaux à paragenèses semblables à celle de la Bande d'Acceglio .....  | 102 |
| III-  | Gisements à jadéite ou pyroxènes jadéitiques en Corse alpine et dans les Alpes oc-  |     |

|  |  |     |
|--|--|-----|
|  | cidentales .....   | 111 |
| IV-  | Hypothèses génétiques et conclusions .....                               | 115 |
| <u>E- BIBLIOGRAPHIE DU PROBLEME DE LA JADEITE .....</u>  |  |     |
|  |  | 120 |
| <u>CHAPITRE III- ETUDE PETROGRAPHIQUE DES SCHISTES, MICASCHISTES ET GNEISS CHLORITO-ALBITIQUES ...</u> |  |     |
|  |  | 129 |
| I -  | Etudes précédentes .....   | 130 |
| II-  | Principaux affleurements .....   | 131 |
| III-   | Aspect macroscopique .....   | 131 |
| IV-  | Etude microscopique  |     |
| A-   | Types gneissiques .....  | 132 |
| B-   | Types micaschisteux et schisteux .....                                   | 135 |
| V -  | Origine probable des faciès chlorito-albitiques .....                    | 140 |
| <u>CHAPITRE IV- SCHISTES ET MICASCHISTES DIVERS ASSOCIES AUX COMPLEXES VOLCANIQUES .....</u>           |  |     |
|  |  | 143 |
| <u>CHAPITRE V - LES "ANAGENITES S. L.", FORMATIONS DETRI- TIQUES VERSICOLORES .....</u>                |  |     |
|  |  | 149 |
| I -  | Etudes précédentes .....   | 149 |
| II -   | Principaux affleurements des formations anagénitiques .....              | 150 |
| III-   | Description des faciès anagénitiques .....                               | 151 |
| IV -   | Conclusion .....   | 157 |
| <u>CHAPITRE VI - LES QUARTZITES CONGLOMERATIQUES BLANCS</u>  |  |     |
|  |  | 159 |
| <u>CHAPITRE VII - LES QUARTZITES FRANCS .....</u>  |  |     |
|  |  | 163 |
| <u>CHAPITRE VIII - CONCLUSION A L'ETUDE DE LA SERIE SILICEUSE. ESSAI DE STRATIGRAPHIE .....</u>        |  |     |
|  |  | 171 |
| I -  | Hypothèses stratigraphiques précédentes .....                            | 171 |
| II -   | Faits nouveaux justifiant de nouvelles hypothèses stratigraphiques ..... | 173 |
| III-   | Essai de synthèse stratigraphique de la série siliceuse .....            | 177 |
| <u>TROISIEME PARTIE: ETUDE PETROGRAPHIQUE ET ESSAI DE STRA-</u>  |  |     |

TIGRAPHIE DE LA COUVERTURE CALCAIRE ..... 181

CHAPITRE I - LA SERIE CALCAIRE EXTERNE, A AFFINITES BRIANCONNAISES.

- A - HISTORIQUE ET ETAT ACTUEL DES PROBLEMES .... 183  
 B - PRINCIPAUX AFFLEUREMENTS DE LA SERIE CALCAIRE EXTERNE ..... 188  
 C - DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES TYPES ..... 189  
 D - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES PRINCIPAUX TERMES DE LA SERIE CALCAIRE EXTERNE ..... 196  
 E - ESSAI DE STRATIGRAPHIE DE LA SERIE CALCAIRE EXTERNE, CONCLUSIONS. .... 203

CHAPITRE II - LA SERIE CALCAIRE INTERNE ..... 207

QUATRIEME PARTIE: SCHEMA STRUCTURAL DE LA TERMINAISON MERIDIONALE DE LA BANDE D'ACCEGLIO-LONGET ..... 221

CONCLUSION GENERALE ..... 237

BIBLIOGRAPHIE ..... 241

TABLE DES MATIERES ..... 251