



HAL
open science

Etude géologique de la partie française du massif du Grand Paradis (Région de Bonneval sur Arc, Vanoise orientale)

Jean Michel Bertrand

► **To cite this version:**

Jean Michel Bertrand. Etude géologique de la partie française du massif du Grand Paradis (Région de Bonneval sur Arc, Vanoise orientale). Pétrographie. Université de Paris, 1966. Français. NNT : . tel-00667175

HAL Id: tel-00667175

<https://theses.hal.science/tel-00667175>

Submitted on 22 May 2015

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.

Ex. Personnel.
del Escal.

MEMOIRE
présenté
à la
FACULTE DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITE DE PARIS

pour obtenir le DIPLOME D'ETUDES SUPERIEURES
DE SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Michel Louis BERTRAND

1966

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE
FRANÇAISE DU MASSIF DU GRAND-PARADIS
(REGION DE BONNEVAL SUR ARC, VANOISE ORIENTALE)

MEMOIRE
présenté
à la
FACULTE DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITE DE PARIS

pour obtenir le DIPLOME D'ETUDES SUPERIEURES
DE SCIENCES NATURELLES

par

Jean-Michel Louis BERTRAND

1^{er} sujet : ETUDE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE FRANCAISE
DU MASSIF DU GRAND PARADIS.

(Région de Bonneval sur Arc, Vanoise
Orientale)

soutenu le	1966	devant la Commission d'examen
M. J. JUNG		Président
M. F. ELLENBERGER		Rapporteur
M. P. COLLOMB		Examineur
M. E. RAGUIN		Membre invité

Lorsqu'en Octobre 1961, Monsieur le Professeur François Ellenberger, me confiait l'étude de la partie française du massif du Grand Paradis, j'acceptai avec empressement, heureux d'associer mon amour pour la montagne et mon enthousiasme pour la géologie alpine.

Je tiens à le remercier, pour les discussions passionnées et les longues courses sur le terrain, pendant lesquelles il a su me faire profiter de son expérience tant alpine que scientifique; il a souvent au laboratoire freiné mon imagination de néophyte, m'évitant ainsi de nombreuses erreurs.

Monsieur le Professeur R. Michel, qui m'a fait part de son expérience du cristallin des Alpes internes, trouvera ici tous mes remerciements.

Je remercie Monsieur E. Raguin, des conseils qu'il m'a donnés et aussi d'avoir la bonté de faire partie de mon jury.

Que Monsieur P. Collomb à qui je dois tant, au point de vue pétrographique et structurologique, et qui a bien voulu faire quelques courses avec moi, trouve ici l'expression de ma gratitude.

Je remercie Monsieur le Professeur J. Jung d'avoir accepté d'être président du Jury.

~~Que~~ Messieurs J. Marçais et J. Fabre, en m'acceptant comme géologue au Centre de Recherches sur les Zones Arides m'ont fait découvrir les richesses du désert et m'ont permis de mener à terme ce travail, je leur en suis infiniment reconnaissant.

Tous mes remerciements vont aussi à Messieurs J.P. Bloch, A. Michard et P. Vialon, pour les courses faites ensemble et les discussions au laboratoire.

Je tiens à remercier Monsieur G. Deicha, qui m'a initié au problème des inclusions dans les minéraux.

Je n'oublierai pas mes camarades R. Caby, P. Saliot, etc.

qui m'accompagnèrent sur le terrain dans des courses difficiles. Certaines parois ne me furent accessibles que grâce au concours de mes camarades alpinistes, que je remercie.

Toute ma gratitude aux chercheurs du laboratoire et au personnel technique. Comment remercier Madame Pelletier pour son sourire et son amabilité de tous les instants.

C'est grâce à Monsieur Mémin et au laboratoire de photographie, que ce mémoire a pu être illustré.

Je dois les analyses chimiques à Monsieur Patureau, que je remercie beaucoup.

Mes nombreux séjours à Bonneval ont été des plus agréables grâce à l'accueil que j'y ai trouvé, en particulier auprès de Monsieur G. André, le Maire et de Philippe Blanc et sa famille, qui avaient mis à ma disposition leur propre chalet d'alpage de la Lenta.

Enfin je ne saurai passer sous silence le courage de Janine, qui m'a si souvent accompagné sur le terrain et aidé dans la mise en forme de ce travail.

CHAPITRE I

CADRE GEOGRAPHIQUE ET HUMAIN

Bonneval-sur-Arc (1783 m) est situé au fond de la haute vallée de l'Arc, séparé de la basse et moyenne Maurienne, enlaidie par les fumées industrielles, par une série de verroux glaciaires qui sont autant d'obstacles à la circulation. Il arrive fréquemment que le village de Bonneval soit coupé du reste du monde par suite des avalanches qui descendent des pentes abruptes de la vallée, bel exemple d'auge glaciaire. A Bonneval même, la morphologie glaciaire est accentuée par la structure géologique : au niveau actuel du replat de l'auge, affleurent largement des cargneules, base tectonique de la série des Schistes lustrés, où s'étalent de vastes pâturages à peu près plats (plateau des Loses, pâturages du Vallonnet); les gorges de raccordement des torrents, descendant des glaciers actuels, sont entaillées dans les gneiss qui forment le soubassement de ces plateaux, où sont encore bien visibles les surfaces moutonnées anciennes. L'appareil glaciaire actuel est encore très étendu malgré le recul incessant très bien visible si l'on compare le dessin de la carte au 1/20.000, datant de 1902, avec les contours actuels des glaciers. Le glacier des Evettes et ses dépendances forment l'ensemble le plus caractéristique : magnifique glacier composé, formé par la coalescence de plusieurs cirques glaciaires, il montre, à petite échelle, tous les caractères classiques des grands glaciers (moraines latérales et médianes bien développées).

D'après les chiffres cités par R. Blanchard, la haute Maurienne possède une des plus fortes altitudes moyennes des

Alpes françaises (la seconde après celle du massif du Mont-Blanc). Le climat y est assez clément, en regard de cette altitude, Bonneval reçoit 821 mm d'eau en moyenne par an (pour 1019 à Bourg-St-Maurice, 1674 au Petit St-Bernard et, plus à l'Ouest, 2014 au Monastère de la Grande Chartreuse). Malgré cela, l'ensemble de la commune est souvent couvert de neige, de Novembre à Mai et d'immenses avalanches descendant des Pointes d'Andagne et du Méan Martin, isolent parfois le village pendant de longues semaines.

L'altitude, l'isolement, contribuent à faire de Bonneval un village replié sur lui même, où les habitants tirent toutes leurs ressources de l'élevage. Le tourisme suscité par la création récente du Parc National de la Vanoise, est peut-être le seul espoir de survie pour ces petites communautés montagnardes.

C'est aussi un pays de légendes et, si la mine de fer des Sarrasins existe bien à la Lenta, je n'ai pu, hélas, retrouver au cours de mes courses en montagne, ni la mine d'or de l'Ouille des Pariotes, ni les diamants et les pierres précieuses, semées au cours du Moyen-Age, par les caravanes de contrebandiers passant par le col de Sea, ni le vieux village de Bonneval, enseveli sous l'énorme clapier de Faudan, résultat de la colère divine contre les habitants, qui s'étaient vendus au diable.

CHAPITRE II

EVOLUTION DES IDEES A PROPOS DU MASSIF DU GRAND-PARADIS.

Peu d'auteurs ont travaillé sur le massif du Grand-Paradis lui-même, mais, par contre, nombreux sont ceux qui, étudiant les enveloppes mésozoïques ont cherché à inclure le Grand-Paradis, dans les grandes synthèses tectoniques alpines, émettant des hypothèses sur l'âge et l'histoire de cet énorme massif gneissique monotone. Il n'est pas dans mon propos, de retracer toute l'histoire des idées relatives aux zones internes des Alpes, je ne retiendrai donc, que ce qui a trait au Grand-Paradis lui-même (et éventuellement au Mont-Rose qui semble-t-il, lui ressemble beaucoup).

A. Sismonda (1838, 1848, 1852) interprète les Alpes internes comme un noyau de gneiss ou "roches primitives", enveloppé de terrains jurassiques et de serpentine. Ch. Lory (1866) voit dans sa "4ème zone alpine", des boutonnières de roches cristallines émergeant au sein de schistes calcaréotaqueux. B. Gastaldi (1871, 1874, 1878), M. Baretta (1877), D. Zaccagna (1887, 1892) et A. Bucca (1886) considèrent les massifs internes comme un vieux socle précambrien qu'ils divisent en deux séries : la série inférieure, "gneiss central" ou "gneiss antique", serait d'âge laurentien inférieur, tandis que la série supérieure, série des roches vertes, serait d'âge laurentien supérieur ou huronien.

Jusqu'ici aucune mention n'a été faite de la tectonique. A partir de 1894, M. Bertrand cherche à appliquer la notion de nappe de charriage aux secteurs internes des Alpes occidentales. Pour ce qui est de l'âge des différentes séries, il reprend les idées de P. Termier (1891) qui, pensant que le métamorphisme croît d'Ouest en Est, voit dans les gneiss

du Grand-Paradis, l'équivalent, plus métamorphique, du Permo-Houiller de Vanoise. Les Schistes lustrés seraient donc d'âge triasique ou liasique. En 1903 P. Termier insiste sur le fait que le Grand-Paradis est formé d'une série cristallophyllienne alpine résultant du métamorphisme d'un matériel permo-houiller. De toutes ces idées ne ressort pas encore de grande synthèse architecturale et, si on sait que les grandes nappes de charriage existent, on ne peut encore ordonner ces nappes dans un grand ensemble cohérent à l'échelle alpine. M. Lugeon et E. Argand (1905) vont combler cette lacune en étendant à l'ensemble des massifs cristallins internes la structure en nappes, décrite dans les massifs simplotessinois. Le Grand-Paradis est attribué à la nappe du Mont-Rose, tandis que les Schistes lustrés font partie de la nappe de la Dent-Blanche.

Entre 1912 et 1925, les géologues de l'Office Géologique d'Italie, publient les feuilles au 1/100.000 du Grand-Paradiso, Ivrea, Susa, Torino. Ces géologues (S. Franchi, V. Novarese, E. Mattiolo, A. Stella) se sont appliqués à décrire systématiquement le massif, sans idées synthétiques préconçues, sinon une grande défiance vis à vis des grandes synthèses tectoniques d'Argand. Par contre, E. Raguin (1930) reprend les idées de P. Termier quant à l'âge des gneiss du Grand-Paradis. Il signale des granites permo-houillers, transformés en orthogneiss lors du métamorphisme alpin et démontre le charriage généralisé des Schistes lustrés sur le socle gneissique, et leur division en "grandes écaillés" superposées. G.B. Dal Piaz (1939) nie l'existence de la série compréhensive ancienne ou E. Argand englobait tous les schistes cristallins et démontre la généralité de la discordance hercynienne. A. Amstutz (1935, 1949, 1950, 1952, 1961) s'intéresse aux "gneiss minuti", des différentes unités des Alpes internes et propose pour ces gneiss une origine ignim-

Con. A. Anstötz (1962) invoque...

-5-

britannique et un âge permien. Par ailleurs il nie l'existence de la nappe du Mont-Rose. Dans le massif du Mont-Rose, P. Bearth (1945) pense avoir mis en évidence une phase alpine de granitisation différente des granites hercyniens, mais il revient quatre ans plus tard sur cette hypothèse. Dans un ouvrage fondamental R. Michel (1957) reprend l'étude pétrographique du massif, bien négligée jusque là, au profit des synthèses tectoniques. Il distingue deux séries. L'une, anté-alpine, polymétamorphique, dérive d'une série sédimentaire ancienne transformée par le métamorphisme hercynien en migmatites et en ectinites; elle est peu modifiée par le métamorphisme alpin post-orogénique, comportant une importante métasomatose sodique.

Ces conclusions sont critiquées par A. Bianchi, G.B. Dal-Piaz et C. Viterbo en 1959. Ces auteurs mettent en doute l'importance primordiale donnée par R. Michel à la métasomatose et proposent, sans préciser l'âge de la déformation, une origine "ortho" pour beaucoup de roches du Grand-Paradis.

G. Elter (1960) insiste sur la position allochtone des Schistes lustrés et sur l'ampleur des rétroécaillages alpins. A. Anstötz (1962) invoque, pour expliquer l'alternance de "gneiss minuti" et de gneiss ocellés sur le flanc Nord du massif, des "subductions" cisailantes, c'est à dire "l'entraînement en profondeur, impliquant un cisaillement, avec tendance à la compression au dessus de la surface principale de cisaillement et au dessous : laminage, étirement et schistosité parallèle à cette surface, intense près d'elle mais s'amortissant avec l'éloignement". Il soutient de plus, que les gneiss orthosiques diaphtorisés représentent d'anciens sédiments dévonien ou siluriens, migmatisés lors du métamorphisme hercynien et que les "gneiss minuti" représentent la couverture post-orogénique hercynienne du massif.

Enfin dans une note récente (1965) F. Ellenberger remet

Con. A. Amstutz (1962) invoque...

-5-

britannique et un âge permien. Par ailleurs il nie l'existence de la nappe du Mont-Rose. Dans le massif du Mont-Rose, P. Bearth (1945) pense avoir mis en évidence une phase alpine de granitisation différente des granites hercyniens, mais il revient quatre ans plus tard sur cette hypothèse. Dans un ouvrage fondamental R. Michel (1957) reprend l'étude pétrographique du massif, bien négligée jusque là, au profit des synthèses tectoniques. Il distingue deux séries. L'une, anté-alpine, polymétamorphique, dérive d'une série sédimentaire ancienne transformée par le métamorphisme hercynien en migmatites et en ectinites; elle est peu modifiée par le métamorphisme alpin post-orogénique, comportant une importante métasomatose sodique.

Ces conclusions sont critiquées par A. Bianchi, G.B. Dal-Piaz et C. Viterbo en 1959. Ces auteurs mettent en doute l'importance primordiale donnée par R. Michel à la métasomatose et proposent, sans préciser l'âge de la déformation, une origine "ortho" pour beaucoup de roches du Grand-Paradis.

G. Elter (1960) insiste sur la position allochtone des Schistes lustrés et sur l'ampleur des rétroécaillements alpins. A. Amstutz (1962) invoque, pour expliquer l'alternance de "gneiss minuti" et de gneiss ocellés sur le flanc Nord du massif, des "subductions" cisailantes, c'est à dire "l'entraînement en profondeur, impliquant un cisaillement, avec tendance à la compression au dessus de la surface principale de cisaillement et au dessous : laminage, étirement et schistosité parallèle à cette surface, intense près d'elle mais s'amortissant avec l'éloignement". Il soutient de plus, que les gneiss orthosiques diaphtorisés représentent d'anciens sédiments dévoniens ou siluriens, migmatisés lors du métamorphisme hercynien et que les "gneiss minuti" représentent la couverture post-orogénique hercynienne du massif.

Enfin dans une note récente (1965) F. Ellenberger remet

en cause l'autochtonie apparente du dôme du Grand-Paradis, le rapprochement des deux socles Vanoise et Grand-Paradis, étant nécessaire pour expliquer la nappe de la Grande Motte, dont l'origine doit être recherchée sous le Grand-Paradis. "Ce resserement est le plus commodément obtenu par un charriage cisailant sub-horizonta^l précoce, sous faible surcharge". Cet auteur ne pense pas que le Grand-Paradis se soit comporté comme les nappes du Simplon, c'est à dire qu'il ait pu être rhéomorphe, lors de l'orogénèse alpine, mais il admet qu'il n'en est pas loin : " un stade de plus et le tout fut devenu tardivement rhéomorphe".

CHAPITRE III

CADRE STRUCTURAL

I - ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

Quatre principaux ensembles lithologiques peuvent être distingués d'emblée, dans la région de Bonneval-sur-Arc. Ils sont caractérisés par des styles tectoniques et des associations cristallines différentes. Ce sont :

- les Schistes lustrés,
- la Série verte du Montet,
- la Série de Bonneval,
- les gneiss ocellés du Grand-Paradis.

Les Schistes lustrés sortent du cadre de la présente étude, mais on ne peut travailler dans cette région sans en tenir compte, ne serait-ce que pour établir des comparaisons; il s'agit en effet de la seule formation mésozoïque bien caractérisées, n'ayant subi que le métamorphisme alpin. Ils sont constitués, dans la région de Bonneval, de calcoschistes épizonaux où abondent les prasinites et les serpentines (en particulier sur la rive gauche de l'Arc). Leur structure est complexe et on peut considérer que chaque mince bande de cargneule et même de dolomie "triasique" (au dessus d'Andagne), sépare des écailles ayant chacune des caractères propres (voir E. Raguin, 1930).

La Série verte du Montet n'a jamais été décrite et correspond à un ensemble de prasinites et de gneiss albitiques reposant indistinctement sur les autres ensembles (à l'exception des Schistes lustrés), mais toujours surmontée par les cargneules, formant la base tectonique des Schistes lustrés. Il est donc logique, à première vue, de la rattacher au so-

cle plutôt qu'à ses enveloppes sédimentaires.

La Série de Bonneval correspond, à peu près, à l'ensemble qui avait été décrit, par les auteurs, sous le nom de "gneiss minuti". Formée de gneiss albitiques, à ocelles de microcline (gneiss à faciès Bonneval de R. Michel), et de gneiss ocellés clairs phengitiques, ses rapports avec les gneiss ocellés à biotite, qui forment l'essentiel du massif, sont ambigus et il ne m'a pas été possible de les déterminer (à cause de l'existence du grand accident de l'Ecot).

Les gneiss ocellés du Grand-Paradis constituent la partie orientale du territoire étudié. Ce sont des gneiss à biotite, très différents des faciès déjà signalés, alternant avec des septums de roches dépourvues de grands feldspaths et de composition variée (gneiss albitiques, quartzites albitiques, prasinites, etc.).

II - ELEMENTS STRUCTURAUX.

Deux groupes d'accidents caractérisent la structure actuelle du versant ouest du Grand-Paradis. Ce sont les failles et les plissements successifs qui, intimement liés, aboutissent à des structures complexes incompréhensibles si l'on ne fait qu'une analyse rapide : les images géométriques "cylindriformes" ne suffisent absolument pas à expliquer la structure réelle du massif.

1 - Les failles.

Deux séries de failles découpent le massif gneissique et leur rejet ultime, affectant les Schistes lustrés est négligeable en comparaison de leur rejet total, qui a abouti, dans le socle, à l'individualisation de compartiments à composition lithologique totalement différente. Il s'agit

donc de failles anciennes, qui ont rejoué après la mise en place des Schistes lustrés (elles sont d'ailleurs fréquemment injectées par des cargneules, provenant du coussinet de base des Schistes lustrés).

Les failles les plus importantes sont des failles sub-méridiennes. de N.NE - S.SW, dans la partie septentrionale du territoire étudié, elles deviennent N.S, dans la région des Evettes. La plus marquante de ces failles sépare deux domaines absolument différents : partant de l'Ecot, elle va passer au Col de Gontière et ~~continue, en Italie, en direction du Col du Nivolet;~~ son pendage est variable : subverticale à l'Ecot, elle s'incline vers l'Ouest (pendage de 60° environ) au Plan Sec et à l'Aiguille de Gontière. Elle isole en particulier la Série de Bonneval et la majeure partie de la Série verte, du reste du massif.

Croisant cette première famille, d'autres failles accompagnées de multiples diaclases, de direction moyenne N.W - S.E, ont un rejet moindre. Ce sont pourtant les accidents les plus visibles dans le paysage.

2 - Les Plis.

A l'exception du grand pli de Bonneval, les plis sont très peu visibles dans le paysage et leur étude commence, en fait, par l'observation des linéations et des petits plis bien mieux individualisés, sur le terrain. Ils s'alignent suivant deux directions, pratiquement orthogonales, correspondant à deux phases distinctes de plissement. La première phase, la plus ancienne (toujours reprise par la seconde) est marquée par des plis de faible amplitude. L'axe de ces plis plonge vers l'W - N.W avec des plans axiaux à pendage faible S.SW. Chaque fois que l'on peut observer un litage lithologique (correspondant à une ancienne stratification),

ce litage dessine des plis admettant les plans de foliation métamorphique comme schistosité de plan axial. Ces plis peuvent être d'échelle métrique ou hectométrique, et l'on observe, dans certaines parois italiennes, de grands plis dissymétriques en chevrons (vallée de la Stura di Sca, en aval de Gias-Neuf). Il semble qu'il s'agisse d'un système de plis couchés, dont l'échelle est difficile à préciser, déversés vers le Nord. Les axes portés sur notre carte structurale correspondent à des zones intensément plissées à l'échelle métrique pouvant correspondre à des têtes de grands plis couchés. La seconde phase est bien mieux visible. Elle est prépondérante dans la Série de Bonneval, mais elle y interfère avec les structures plus anciennes. Les axes de ces plis plongent vers le S.W, avec des valeurs variables, ce qui donne à ces plis, souvent de type concentrique à grande échelle (surtout dans les parties superficielles), l'aspect de grands coupes.

III - COMPARTIMENTS STRUCTURAUX.

Ces éléments structuraux et lithologiques m'ont conduit à distinguer, dans le socle antétriasique, trois compartiments, sur lesquels les Schistes lustrés gisent avec une parfaite indifférence :

- le compartiment de Bonneval-Lenta, le plus occidental, est limité, à l'Est par la faille qui, partant du chalet du Crozat traverse l'Arc en aval de l'Oratoire Saint-Landry. Il est caractérisé, du point de vue lithologique par la présence exclusive de la Série de Bonneval, et du point de vue tectonique, par l'interférence des deux systèmes de plis, avec prépondérance de la seconde phase.

- le compartiment Ecot-Montet, contigu, est très allongé, du Nord au Sud et limité, à l'Est par la grande faille

de l'Ecot qui, partant du point coté 2.205 m, sur la rive gauche de l'Arc, va aboutir au Col de Gontière. Il comporte des gneiss ocellés, la Série de Bonneval et la Série verte.

- le compartiment Levanna-Evettes, est pour l'instant limité à l'Est, seulement par la crête frontière. Il comporte essentiellement des gneiss ocellés, avec quelques lambeaux de Série verte, et il est caractérisé par la prédominance de la phase tectonique la plus ancienne.

CHAPITRE IV

LA SÉRIE VERTE DU MONTET.

I - DÉFINITION ET LOCALISATION.

Lorsque l'on monte le sentier du refuge du Carro, on est surpris de trouver, en éboulis, des roches qui ne ressemblent ni aux gneiss ocellés à biotite du compartiment des Levannas, ni aux gneiss albitiques de la Série de Bonneval. Ce sont des roches bleutées, finement schisteuses, intensément microplissées suivant deux directions perpendiculaires. Elles affleurent dans la partie supérieure du vallon du Montet, et forment un ensemble bien individualisé, tant du point de vue lithologique, que structural. L'affleurement le plus étendu peut être suivi depuis l'extrémité S W du plateau des Reys, jusqu'au Col de Gontière; cette "Série verte du Montet" existe aussi au sommet de la butte de la Manda et nous pensons la retrouver à l'Aiguille de Gontière et à la cime du Carro.

Les rapports avec le substratum sont énigmatiques : si, au Montet, la concordance est parfaite, à tel point que le passage ^{semble} continu (réurrence de lits à grands feldspaths à la base de la Série verte), au chalet de la Manda, la série repose sur des gneiss albitiques de la Série de Bonneval et, à l'Aiguille de Gontière, elle repose en discordance angulaire très nette, soulignée par une mylonitisation intense, sur des gneiss ocellés à biotite. Cette Série du Montet est donc, en discordance cartographique, sur différents autres termes du socle, mais il est impossible de savoir s'il s'agit d'une discordance stratigraphique ou d'un contact tectonique.

1 - Le Montet.

La paroi qui ferme le cirque inférieur du Montet vers le N W montre sous la Série verte, la coupe suivante :

a) - A la base, des gneiss ocellés à biotite et à enclaves grises finement grenues, avec quelques filons sécants de ~~leptynite~~ à microcline.

b) - Au dessus, des gneiss ocellés à microcline pauvres en biotite, très lités, présentent une alternance bien marquée de niveaux à porphyroblastes abondants, avec d'autres, qui en sont presque dépourvus et des lits de leptynite. En lame mince, une roche ocellée, prise dans cette zone montre :

- du microcline à habitus arrondi, avec des figures d'étirement et des cassures recimentées par du quartz et de l'albite; de l'albite maclée Carlsbad, non déformée, donc nettement post-tectonique; du quartz en ruban, d'aspect très mylonitique (mylonite schisteuse de A. Demay, blastomylonites de C. Exner); de la chlorite en lamelles, du mica blanc pseudo-uniaxe du type "phengite" non déformé, mais articulé suivant des microplis.

Cette roche a donc subi, avant la recristallisation de l'albite, une déformation importante.

c) La limite gneiss ocellés-Série verte est difficile à placer avec certitude, car les niveaux franchement ocellés disparaissent au sommet des gneiss, tandis que des alternances de leptynites fines existent aussi à la base de la Série verte ^{et} plusieurs niveaux à grands feldspaths, identiques à ceux des gneiss ocellés sous-jacents.

Le passage semble donc bien continu au niveau de cette coupe. S'agit-il d'un passage stratigraphique normal, d'un contact tectonique "cicatrisé" ou d'un "front de migmatisation" ? Il est bien difficile de répondre à cette question.

2 - Chalet de la Manda.

La Série verte, épaisse de vingt mètres environ, relativement peu microplissée, repose ici sur des gneiss de la Série de Bonneval, par l'intermédiaire d'une semelle mylonitique. Ces mylonites sont des roches blanches où la proportion de quartz et d'albite est importante; ceci et l'absence de grandes phyllites contribue à donner à la roche un aspect de faux quartzite bréchique⁽¹⁾. Etant donné l'état de recristallisation de cette "semelle mylonitique" on peut supposer que le mouvement qui lui a donné naissance est précoce et antérieur à la dernière phase de recristallisation.

3 - Aiguille de Gontière, cime du Carro.

Sur la paroi Est de l'Aiguille de Gontière, on observe un contact brutal entre une formation claire et une formation plus sombre, que l'on suit le long de l'arête sud de l'Aiguille. Des gneiss ocellés à biotite, massifs, à filons discontinus de leptynite porphyroïde, forment la partie claire : ils ont un pendage Ouest de 10° environ. Ils passent, vers le haut, à un gneiss très cataclasé blanchâtre où l'on reconnaît à l'état de fantôme, la structure habituelle des gneiss ocellés. Sur ces gneiss cataclasés repose, avec un pendage N.W. de 30° environ, la Série verte. Au contact, les prasinites sont éclatées, bréchiques, recimentées par de la calcite et montrent une schistosité parallèle au contact soulignée par des joints chloriteux. A la cime du Carro, la Série verte forme les tous derniers mètres de la paroi et la

(1) Suivant la terminologie de P. Quensel (1916), ce serait des ultramylonites, c'est à dire des roches broyées où la recristallisation a été notable; on aboutit par un tel processus à ce qu'il appelle des "mylonit gneiss", où l'on retrouve des éléments broyés originels, englobés dans une matrice de néoformation orientée.

discordance angulaire est, là aussi, bien visible.

II - DESCRIPTION DES PRINCIPAUX FACIÈS.

Nous allons passer en revue les différents faciès que l'on rencontre dans cette série. Ces faciès sont, dans l'ensemble, nettement différents de tout ce que l'on peut trouver dans les autres séries et, sur le terrain, la confusion est impossible : les roches à grains souvent très fins et à surfaces "S" bien marquée, sont intensément plissotées et ont une teinte gris-vert-bleutée caractéristique; les affleurements ont toujours un aspect chaotique dû à l'intense tectonique de petite et moyenne échelle, ce qui tranche nettement avec la tranquillité relative de la Série de Bonneval et des gneiss ocellés.

Parmi les faciès observés, les plus fréquents sont ceux de prasinites et de gneiss prasinitiques. Suivant la nomenclature de V. Novarese (1894), le terme de "prasinite" désigne un ensemble de roches très variées où l'on trouve essentiellement de l'albite et des minéraux du "faciès greenschist" (c'est à dire : amphibole-épidote-chlorite). Lorsque à ces minéraux s'ajoute du quartz, et que la proportion d'albite devient importante, ce sont pour Novarese, des gneiss prasinitiques. On peut distinguer à l'intérieur de ce groupe, les faciès ovarditiques où la chlorite est prédominante, et les faciès prasinitiques sensu stricto où ce sont l'épidote et l'amphibole qui dominent. A la suite de R. Michel, j'adopterai cette nomenclature et en particulier pour les roches de la Série verte où pratiquement tous les faciès sont prasinitiques au sens large.

A - LES ROCHES VERTES.

Les modalités de gisements sont assez variables; on

peut distinguer trois types différents :

- les prasinites en nodules isolés,
- les masses noduleuses et bréchiques de prasinites,
- les prasinites rubannées associées à des roches blanches et à des gneiss prasinitiques.

1 - Les prasinites en nodules isolés.

Ce sont des ovoïdes de 30 à 50 cm, pour leur plus grande longueur, parfois plus petits, situés parallèlement à la foliation des gneiss prasinitiques encaissants. Ces nodules montrent fréquemment une zonation très nette de l'extérieur vers l'intérieur :

a) - La partie corticale a un aspect "truité", les ocelles d'albite, visibles à l'oeil nu dessinent avec les minéraux sombres une résille mouchetée.

b) - Puis vient, vers l'intérieur, une zone de prasinites feuilletées sombres, en enveloppes concentriques. Elle est formée d'une alternance de lits (de l'ordre du mm) vert-foncés, qui s'avèrent au microscope avoir gardé, malgré la recristallisation, un aspect microcristallin, et de lits plus clairs, largement cristallisés en zoïsite, clinozoïsite et amphiboles bleu-vert pâles.

1) zones microcristallines : à faible grossissement, on voit nettement des fantômes de phénocristaux subautomorphes, actuellement transformés, en totalité, en épidote granulaire, et qui ont pu être des pyroxènes calciques. A grossissement plus fort, la "pâte" se révèle formée d'un assemblage microscopique de quartz, albite, clinozoïsite, amphibole bleu-vert en très fins batonnets. Les épidotes vertes sont cantonnées dans les ex-phénocristaux. Par endroits la structure

est quasi-doléritique, et il s'agit peut-être d'une recristallisation mimétique de la structure primaire.

2) zones largement cristallisées : elles ont une texture largement "grenue", les épidotes en particulier, peuvent être énormes et se présentent sous trois formes (épidote pâle à biréfringence forte, zoïsite, clinozoïsite). On y retrouve les mêmes actinotes bleu-vert, mais en grandes lames. De l'albite poecilitique et de la calcite "cimentent" ces grands minéraux.

c) - Des prasinites massives, vert-foncé, forment le coeur des nodules. On y retrouve les mêmes constituants que dans les roches précédentes, mais avec une plus grande proportion de sphène, de grenat et de chlorite. Il est nécessaire de souligner que ces roches ne sont pas orientées, et ont une structure quasi-isotrope.

Cette zonation, et surtout la forme ovoïde de ces nodules, donne à penser qu'il s'agit de pillow-lavas isolés, résultant de coulées basiques sous-aquatiques. Toutefois, je n'ai jamais trouvé de vrais coussins pédonculés et il ne faut pas exclure, pour ces nodules, la possibilité d'une autre origine.

En effet, une des caractéristiques tectoniques de cette Série verte est la multiplicité des plis de type semblable, à toutes les échelles et suivant deux directions presque orthogonales : à peu près N.W. (N. 305) et S. SW. (N. 210). Suivant les endroits, l'un ou l'autre de ces systèmes de plis prédomine et j'ai pu observer souvent la superposition des deux directions de plis, avec une intensité égale. On peut donc penser à une origine tectonique de ces nodules, qui proviendraient d'un double boudinage de coeurs de charnières. Là aussi pourrait exister une zonation et les zones, largement cristallines dans les nodules, pourraient être interprétées comme des recristallisations post-tectoniques, cicatri-

sant les ruptures et les replis et aboutissant à la formation des nodules.

Cependant il existe des nodules plissés en S, et on voit mal comment, sans multiplier les phases tectoniques, on pourrait, avec les deux phases correspondant aux plis N. 210 et N. 305, aboutir à la formation de nodules et à leur plissement ultérieur.

2 - Les masses noduleuses et bréchiques de prasinite.

Ce sont des masses de quelques mètres d'épaisseur, d'aspect chaotique où les amas lenticulaires de minéraux blancs (quartz, albite, calcite) sont abondants, et qui présentent, à l'affleurement, un aspect rouillé caractéristique. Elles sont composées de nodules jointifs, souvent très brisés, où les structures zonaires sont difficilement reconnaissables. Le problème est le même que pour les nodules isolés mais faute de savoir s'il s'agit de vrais pillow-lavas, on peut cependant y voir un matériel d'origine volcanique probable.

3 - Les prasinites rubannées.

Ces prasinites rubannées sont toujours orientées. L'orientation planaire est très nette (litage originel ?), mais l'orientation linéaire l'est beaucoup moins; en effet, il y a peu de minéraux aciculaires capables de matérialiser une linéation. Les amphiboles, lorsqu'elles sont visibles à l'oeil nu, sont allongées selon toutes les directions dans la foliation et les micas blancs, finement plissotés se présentent assez mal à l'observation d'une linéation.

Ces prasinites sont intimement liées à des roches blanches à composition prasinitique sensu lato.

a) - Gneiss albitique à clinozoïsite. Le faciès le plus re-

marquable est un gneiss albitique à clinozoïsite très blanc, très schisteux, se débitant en écailles fines et dont la composition est la suivante :

Quartz et albite finement associés, l'albite ayant souvent de minuscules inclusions de scricite et d'amphibole incolore; grands micas blancs pseudo-uniaxes ne formant pas de lits continus; amas de clinozoïsite très abondants; chlorite rare; sphène et leucoxène; calcite accessoire.

Ces roches sont associées aux prasinites rubannées et l'opposition brutale de roches vertes et blanches donne aux affleurements un aspect caractéristique.

b) - Gneiss albitiques à deux micas. Il s'agit de gneiss albitiques gris riches en mica blanc en grandes lamelles (à angle d'axe faible et qui n'ont ni la couleur, ni le léger pléochroïsme des "phengites", décrites par R. Michel dans les gneiss minuti et dans les Schistes lustrés). Associées à ces micas blancs et souvent de façon très intime, mimant des macles polysynthétiques, il existe des phyllites caractérisées par leur pléochroïsme acajou incolore, que l'on peut rapprocher des "biotites acajou" décrites par A. Michard dans le Massif de Dora-Maira. Ces biotites sont indemnes de cataclase et semblent donc syntectoniques. Non rétro-morphosées, elles appartiennent à une phase récente de métamorphisme. Accessoirement, on trouve, dans ces roches, quelques amphiboles (actinotes bleu-vert), de la chlorite verte en lamelles, des grenats et du sphène.

c) - Quartzites albitiques. Le quartz y est légèrement prépondérant sur l'albite et de grandes phyllites blanches donnent à la roche un certain feuilletage. Les minéraux accessoires sont inclus poecilitiquement dans les plages d'albite; ce sont essentiellement de la clinozoïsite et de l'apatite.

B - LES GNEISS PRASINITIQUES.

La plus grande partie de la Série verte du Montet est formée de gneiss prasinitiques. Ce sont des roches gris-bleuté, à patine brunâtre, se débitant en grandes lauzes à surfaces gondolées car le microplissement est général.

1 - Gneiss prasinitique à amphibole et grenat.

C'est une roche finement feuilletée gris-vert où les grenats sont bien visibles à l'œil nu. On y observe : amphibole pâle aciculaire, à angle d'extinction faible (actinote sensu lato), partiellement remplacée par un feutrage de chlorite en rosette et de séricite; amphibole néoformée bleu-vert pâle en baguettes microscopiques; grenat cassé et chloritisé; mica blanc intensément microplissé; "biotite acajou"; zoïsite peu abondante; clinozoïsite en proportion importante; sphène assez abondant; albite poecilitique; quartz; leucoxène; ilménite; tourmaline; apatite.

On observe donc, dans cette roche, des indices d'une rétro-morphose (en particulier grenat et actinote). Cette rétro-morphose est peu développée et les deux phases de métamorphisme sont pratiquement isozonales. Peut-être vaut-il mieux parler de métamorphisme polyphasé que de polymétamorphisme. Les deux paragenèses successives sont :

- actinote aciculaire, grenat, mica blanc pseudo-uniaxe, clinozoïsite, biotite acajou.
- actinote bleu-vert, chlorite en rosette.

Il est intéressant de noter la relation qui existe entre la 1ère paragenèse et la phase de plissement correspondant à la linéation N.305. Les micas blancs en particulier sont alignés suivant cette linéation.

2 - Gneiss prasinitique à chlorite. (faciès ovarditique)

Ce faciès est en général plus sombre que le faciès précédent. On y observe en lame mince :

- albite poecilitique prépondérante; quartz peu abondant; grandes plages de clinozoïsite zonées, le cœur ayant une biréfringence plus faible que la périphérie; chlorite en rosette (polarisant dans les tons gris-bleutés); biotite à pléochroïsme acajou-jaune d'or, quelquefois associée à la façon de macles polysynthétiques avec la chlorite; mica blanc microplissé; sphène et leucoxène; calcite; ilménite; apatite; tourmaline cassée.

Une fissure tardive de la roche est remplie par de l'albite et de la chlorite. Cela laisse supposer qu'il existe une troisième phase cristallogénétique tardive correspondant à la recristallisation de l'albite, de certaines chlorites en rosette et peut-être du quartz.

Ces deux faciès ne sont que les termes limites d'une série où l'on trouve tous les intermédiaires possibles, mais il existe quand même, une incompatibilité entre certains minéraux. En particulier on trouve rarement ensemble l'amphibole et la chlorite en lamelle. De même deux associations semblent s'exclure : ce sont calcite-chlorite d'une part, grenat-amphibole de l'autre. Par contre épidote, clinozoïsite et biotite-acajou sont assez ubiquistes.

III - CONCLUSION.

Les caractères essentiels de cette Série du Montet sont :

- sa situation ambiguë par rapport au massif du Grand-Paradis;

- sa composition lithologique : origine volcanique ou volcano-détritique probable;

- son métamorphisme : les minéraux énumérés semblent tous alpins et les rétro-morphoses observables se sont effectuées durant le métamorphisme alpin polyphasé.

Il reste à replacer cette série dans le cadre général du massif ce qui est délicat pour une formation qui n'a jamais été décrite. Elle évoque la série permo-carbonifère prasinitique de Vanoise, mais la comparaison de faciès n'est guère satisfaisante; peut-être s'agit-il quand même d'un lambeau de Vanoise rétrocharrié sur le Grand-Paradis. Mais cette série représente peut-être une couverture autochtone discordante du Grand-Paradis anté-triasique. On voit donc que la question est loin d'être résolue et qu'il faudra chercher d'autres affleurements (en direction de Valsavaranche), si l'on veut connaître les rapports réels de cette série et de son socle.

CHAPITRE V

LA SERIE DE BONNEVAL

(gneiss minuti sensu lato)

I - INTRODUCTION

Le terme de gneiss minuti (équivalent de gneiss à grain fin) a été employé d'abord par les auteurs des feuilles "Grand-Paradiso" et "Ivrea", de la carte géologique d'Italie (S. Franchi, E. Mattiolo, V. Novarese, A. Stella, 1912). Il ne d'agissait donc, au début, que d'une définition de faciès.

R. Michel, dans sa thèse (1957) en a fait un "groupe" d'extension régionale : il oppose en effet, le groupe des gneiss minuti de Sparone (qu'il divise en gneiss de Pessinetto, inférieurs, à biotite plus ou moins chloritisée et en gneiss de Pont-Canavese, supérieurs, dépourvus de biotite), au groupe des migmatites du Grand-Paradis. Par ailleurs il signale dans la coupole migmatitique elle-même des septums de gneiss minuti. Cette dualité de gisement est importante à signaler dès l'abord : en effet, ces gneiss minuti (faciès) ont deux types de gisement : en massifs ceinturant d'une façon plus ou moins continue l'ensemble du Grand-Paradis, et en intercalations, notamment au glacier du Mulinet, dans la série des gneiss ocellés à biotite.

Au point de vue pétrographique; il s'agit toujours de gneiss albitiques, mais je ne traiterai pour l'instant que le premier groupe, réservant le second au chapitre sur les gneiss ocellés du Grand-Paradis.

On peut distinguer, dans l'ensemble "gneiss minuti" trois parties d'épaisseur et de composition différentes. Ce sont de bas en haut :

a) - Les gneiss à faciès Pont de la Lame dont le type est pris dans le lit de l'Arc, sous le vieux pont de la Lame. Ce sont des gneiss ocellés clairs dépourvus de biotite et alternant avec des gneiss albitiques.

b) - Les gneiss à faciès Bonneval (définis par R. Michel 1957), qui sont des gneiss albitiques à petits yeux de microcline peu abondants.

c) - La partie supérieure, de composition moins homogène, formée de roches de teinte souvent brune et où alternent, faciès quartzeux, micaschistes albitiques et gneiss albitiques. Ces faciès passent vers le haut à des quartzites albitiques qui peuvent représenter la base du Trias.

II - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES DIFFERENTS FACIES.

A - LES GNEISS DU PONT DE LA LAME

J'ai été amené à définir ce faciès particulier, pour les raisons suivantes :

- son extension,
- sa position incertaine.

En effet, il s'agit d'un faciès ubiquiste que l'on rencontre, comme les gneiss^{fins}/albitiques dans deux types de gisements.

- associé aux gneiss à faciès Bonneval,
- associé aux "orthogneiss" et aux séries non granitiques du socle.

En fait, il semble s'agir de deux choses différentes, mais cette séparation est à vrai dire assez intuitive, entre deux séries de lithologie assez semblable. Ces gneiss clairs affleurent en particulier dans le cours de l'Arc, entre Bonneval et l'Ecot, à la partie inférieure visible du compartiment limité par la faille de la Manda, et l'accident de l'Ecot-Gontière, où ils ont une épaisseur de 250 m environ, et en intercalations plus ou moins discontinues, au sein même

des gneiss à faciès Bonneval.

Dans le compartiment de l'Ecot le contact entre gneiss à faciès Bonneval et gneiss à faciès Pont de la Lame, se fait au replat où sont installés les chalets de l'Arcelle et du Plan Jacot et, sur les photographies aériennes une légère discordance cartographique est discernable, discordance qu'il est malheureusement impossible de mettre en évidence sur le terrain par suite du manque d'affleurements. Les différents faciès observables se situent entre deux pôles :

- gneiss ocellé clair à gros microclines sans biotite.
- gneiss fins albitiques légèrement différents des gneiss minuti du fait de la présence de lits phylliteux presque continus.

1 - Les gneiss ocellés clairs.

Ce sont des gneiss lités où d'un lit à l'autre les différences dans les proportions entre feldspath potassique et albite sont notables, ils sont constitués de :

- microcline-I (toujours perthitique) en grandes plages sub-automorphes (le "moirage" est souvent irrégulier) et albitisé : des facules d'albite parsèment le microcline et une ceinture de quartz-albite, fine, entoure chaque plage. Il est souvent cassé et les morceaux sont disséminés dans l'assemblage granoblastique (de recristallisation tardive). quartz-albite-microcline;
- microcline - II : petits microclines régulièrement quadrillés, xénomorphes, qui semblent être contemporains de la recristallisation du quartz et de l'albite;
- quartz : en assemblage granoblastique ou quelque fois en fuseau ;
- albite : elle se rencontre sous trois formes : facules dans les grands microclines I, en assemblages xéno-

blastiques avec le quartz, en porphyroblastes poecilites de petite taille, maclés;

- micas blancs : pseudo-uniaxe, différents de ceux des gneiss minuti sensu stricto : le pléochroïsme est nul;
- accessoirement, on trouve en petite quantité, de la clinozoïsite, de l'épidote, de la chlorite, du sphène et de l'apatite.

Une étude macroscopique sur une surface "S" (plan de feuilletage de la roche, souligné par la disposition planaire des phyllites) montre les faits suivants :

- deux linéations sont bien visibles, orientées N.310° et N.210° : la première est marquée par un alignement préférentiel des phyllites, des microclines etc., c'est la linéation principale, l'axe pétrographique de la roche; la seconde (bien mieux visible dans les faciès fins) correspond à un gonflement de la surface "S", et replisse la linéation N.310°.

Les microclines I ne se comportent pas tous de la même façon vis à vis de cette direction N.310° (L. 1), on trouve

- de grands microclines presque automorphes régulièrement allongés, parallèles à L. 1. En lame mince ils s'avèrent fracturés et recimentés mais leur forme reste semblable géométriquement;
- des microclines en amas arrondis plus ou moins plissés en S, tendant à donner des nodules. Ils semblent avoir des directions statistiques différentes de N.310°. En lame mince ce sont eux qui sont cassés, avec torsion et disjonction de débris entraînés dans la mésostase quartz-albite. De plus les poches d'étirement y sont particulièrement développées.

Ces faits nous amènent à la conclusion suivante : les microclines I sont antérieurs à la tectonique responsable de la linéation L. 1. Ils n'étaient pas orientés avant cette phase qui a eu pour effet :

- d'allonger les microclines de direction voisine de la linéation,

- de tordre et de casser les microclines de direction trop différente.

Ces porphyroblastes de microcline sont donc certainement anté-tectoniques, ce sont des minéraux résiduels d'une phase cristallo-génétique ancienne. S'agit-il de minéraux d'origine métamorphique ? L'absence de toute trace de rétro-morphose dans ces faciès ne concorde pas avec cette hypothèse. Ces minéraux peuvent donc avoir une origine volcanique (ou sub-volcanique) ou même, peut-être, une origine détritique ou volcano-détritique. Dans le cas de roches aussi transformées, force nous est d'avouer notre ignorance quant à leur origine réelle.

2 - Les gneiss albitiques fins.

Alternant avec les gneiss ocellés clairs, ils ne diffèrent guère des gneiss à faciès Bonneval (voir plus loin), sinon par la tendance des phyllites à former des lits continus donnant ainsi à la roche un feuilletage bien marqué. Ce sont des gneiss fins, très feuilletés, de teinte gris verdâtre, qui contiennent souvent de grands cristaux de feldspath potassique épars. L'existence de faciès intermédiaires prouve la continuité lithologique des gneiss albitiques aux gneiss ocellés du type Pont de la Lame et permet un rapprochement avec les gneiss à faciès Bonneval que nous étudierons bientôt.

Remarque en deux points, j'ai pu observer, parmi les gneiss à faciès Pont de la Lame, des passées de gneiss ocellés à biotite identiques à ceux du compartiment des Lovannas (il s'agit du confluent de l'Arc avec le torrent du Vallonet et du torrent du Plan Jacet). Il ne faut donc pas exclure

l'éventualité, dans cette partie inférieure de la Série de Bonneval, d'une granitisation identique à celle qui tient une large place dans le compartiment des Levannas.

En conclusion, le passage continu, vers le haut des gneiss à faciès Pont de la Lame, vers les gneiss à faciès Bonneval est probable mais il est impossible, étant donné la présence de l'accident de l'Ecot, de connaître le soubasement de ces faciès ocellés, ni leurs relations avec les gneiss ocellés à biotite du compartiment oriental.

B - LES GNEISS A FACIES DE BONNEVAL.

Ils forment la masse imposante des gneiss que l'on voit de Bonneval : partie centrale de l'anticlinal du plateau des Loses où ils ont une puissance de cent à cent-cinquante mètres, gneiss du lit de l'Arc, sommet de la butte de la Manda. Il s'agit d'un ensemble homogène de gneiss albitiques verdâtres, massifs, à débit en lauzes assez grossières. Des "yeux" sporadiques de feldspath potassique, de un à deux centimètres, parsèment la roche, par ailleurs de grain fin (cristaux millimétriques). Les surfaces "s"⁽¹⁾ ne sont pas toujours soulignées par des lits phylliteux continus.

Du point de vue pétrographique, il s'agit de gneiss albitiques, pauvres en phyllites, leur composition est la suivante :

- le microcline est toujours présent, en petit s ocellés de taille voisine du centimètre, disséminés dans la mésostase quartzo-albitique. Il se présente sous

(1) On entendra par surface "s", une foliation métamorphique pouvant correspondre localement à la stratification originelle, mais qui suit, chaque fois que l'on peut l'observer, le plan axial des plis dessinés par des rubannements plus ou moins quartzeux ou feldspathiques.

deux formes : 1°) ocelles alignés dans la foliation, présentant des pseudo-macles en échiquier, soulignées par l'exsolution d'albite. Il semble que ce soit du microcline ancien bien antérieur à la recristallisation de l'albite; 2°) plages xénomorphes microscopiques, à quadrillage bien régulier, non cataclasées, formant avec le quartz et l'albite un assemblage de type grano-blastique. Il semble qu'il s'agisse de microcline "récent" contemporain ou sub-contemporain de la recristallisation de l'albite. Celle-ci fossilise toutes les traces de déformation de la roche et par conséquent a des chances d'être alpine;

- l'albite est toujours en cristaux poecilites, petits poeciloblastes de un à deux millimètres, de forme arrondie, à contours amiboïdes, englobant des séricites, de petites chlorites, de l'apatite, de la clinzoïsite, du rutile. Par ailleurs, elle contribue avec le quartz et les microclines xénomorphes à la constitution de la mésostase quartzo-feldspathique;

- le mica blanc, vert pâle macroscopiquement, présente parfois un léger pléochroïsme vert-pâle incolore, il a été déterminé par R. Michel, par analyse chimique, comme étant de la phengite. Mais dans des roches analogues du Valais, J.P. Shaer décèle, après étude aux rayons X, la présence de paragonite. N'ayant pas fait personnellement l'étude systématique de ces micas, je me contenterai de les appeler micas blancs pseudo-uniaxes, en signalant éventuellement leur pléochroïsme;

- la biotite est toujours présente, en très petite quantité. Comme dans la Série du Montet, c'est une biotite acajou, apparemment non rétrotransformée, souvent associée au mica blanc, et d'âge alpin très probable;

- on trouve accessoirement de la chlorite.

Les lits phylliteux sont en général discontinus mais ne correspondent pas à la stratification. Celle-ci est marquée par des zones plus sombres, dessinant souvent des plis, dont la foliation matérialise le plan axial.

Faciès particuliers.

a) Gneiss ocellé clair à microcline.

Ils diffèrent très peu des gneiss à faciès Pont de la Lame, sinon peut-être par une teinte plus verte, due à la proportion de mica blanc-verdâtre. Les microclines y ont un habitus identique et on peut faire le même raisonnement que pour ceux du faciès "Pont de la Lame", quant à leur origine antétectonique.

b) Gneiss ocellé du Rocher des Lisières.

C'est un gneiss albitique clair, massif, pauvre en phyllites, constellé de petits ocelles gris-noirs de deux millimètres de diamètre environ. Leur répartition est quelconque. Au microscope ces ocelles s'avèrent être des feldspath potassiques, microclines peu quadrillés de forme ovoïde qui ressemblent à ceux de la roche blanche tuffacée du Grand Méan (voir plus loin). Ce sont des cristaux automorphes corrodés. Certains sont complètement albitisés à la périphérie (albite finement naclée). Le passage insensible du microcline à l'albite, qui se voit en lame mince avec une frange de Becke progressive, semble indiquer qu'il s'agit plutôt d'un microcline sodique à l'origine, que d'un apport extérieur d'albite. Le reste de la roche est un gneiss albitique, de composition normale, avec une proportion un peu plus grande de sphène et d'apatite.

On observe donc, trois groupes de minéraux :

- les microclines résiduels, seuls témoins d'une para-

genèse (I) originelle,

- une première paragenèse alpine (II), formée de petits minéraux, souvent cassés, réduits en miettes : biotite acajou, chlorite, mica blanc pseudo-uniaxe, clinozoïsite, apatite;

- une seconde paragenèse alpine (III) formée d'albite poecilitique, de microcline et de quartz.

Les microclines résiduels sont nettement anté-tectoniques, tandis que la paragenèse (II) peut se diviser en minéraux légèrement déformés (biotite, chlorite, clinozoïsite), et en minéraux syncinématiques, formant des arcs polygonaux (voir A. Demay), autour des plis d'axes N.305° et d'axe N.210°. Ces deux phases de plissement se sont donc accompagnées de recristallisations importantes. Par contre, l'albite poecilitique est indemne de cataclase et englobe indifféremment tous ces minéraux. Elle correspond vraisemblablement au stade ultime de l'histoire cristalline de toutes ces roches et oblitère toutes les structures antérieures.

L'existence des microclines résiduels et en particulier des ocelles de microcline gris-noir est le seul élément qui peut nous renseigner sur l'origine de ces gneiss albitiques (sensu lato). En effet, ces minéraux sont les seuls qui peuvent provenir d'une phase anté-alpine de cristallogenèse. On voit mal de tels "yeux" de microcline se former lors d'une phase de métamorphisme, en l'absence d'autres minéraux (biotite, muscovite), qui auraient dû laisser des traces. Il n'en est rien et aucune rétro-morphose notable n'est visible. Il faut donc invoquer autre chose qu'un polymétamorphisme, pour ces grands cristaux de feldspath potassique. Il peut en particulier, s'agir d'anciens phénocristaux (primaires ou remaniés) de laves ou de tufs acides. L'idée d'une telle origine n'est pas nouvelle, A. Amstutz pense avoir trouvé, dans les gneiss minuti du Mont Emilius, des xénolithes et il

attribue, à la masse des gneiss minuti, une origine ignimbri-
tique : il étend cette hypothèse aux gneiss minuti du Grand-
Paradis. Il faut noter aussi, la ressemblance frappante qui
existe entre les gneiss de Bonneval et les gneiss de Luzerne
(dans le massif de Dora-Maira) que j'ai pu voir en compagnie
de J.P. Bloch, A. Michard et P. Vialon. Ces gneiss de Luzer-
ne contiennent des "galets" d'une roche éruptive blanche.

C - LA PARTIE SUPERIEURE DES GNEISS MINUTI.

On observe, à la partie supérieure des gneiss minuti,
des variations de faciès importantes mais sans apparition de
types de roches vraiment nouveaux. Ce sont en fait des varia-
tions sur le thème "gneiss albitique", variations marquées
par des modifications dans la proportion des divers éléments
constitutifs.

On y trouve :

- des quartzites albitiques, qui possèdent un type de
phyllite différent de celle des gneiss à faciès Bonne-
val, c'est un mica pseudo-uniaxe, de teinte vert épinard
en grandes lamelles (1 nm). Le quartz forme les deux
tiers, environ, de la roche.
- des gneiss albitiques, dépourvus des ocelles de micro-
cline caractéristiques des gneiss à faciès Bonneval
sous-jacents.
- des micaschistes albitiques, où la proportion de phyl-
lite augmente considérablement, donnant quelquefois des
délits fins entièrement phylliteux.
- des leptynites albitiques, où la proportion de phylli-
te est dérisoire.

Il faut noter, dans la plupart de ces roches, la présen-
ce de calcite accessoire et de clinozoïsite, peu fréquentes
dans les gneiss à faciès Bonneval. Les faciès quartzeux sont

surtout abondants dans le haut de la série et semblent passer en continuité à de vrais quartzites qui possèdent, en proportion infime, les mêmes minéraux que ceux des gneiss minuti, et qui pourraient représenter la base du Trias.

Dans l'ensemble, cette partie supérieure des gneiss minuti, est plus litée, plus diversifiée que le corps principal. Ces faciès représentent une tranche relativement mince de l'ensemble (40 à 50 m au maximum).

III - CONCLUSION.

Nous avons vu que l'ensemble de cette Série de Bonneval, caractérisée par la prédominance du faciès gneiss albitique semblait monométagénique. A l'exception des phénoblastes de microcline qui sont anté-tectoniques et proviennent d'une phase de cristallogénèse anté-alpine, difficilement attribuable à une phase de métamorphisme, tous les minéraux font partie de la paragenèse alpine. Il est donc tentant, en suivant A. Amstutz, d'en faire une couverture post-orogénique hercynienne d'âge permien ou permo-triasique. Dans le cadre de ce travail, je ne puis que reposer la question. En effet, je ne connais pas la base de cette Série de Bonneval, il faut espérer que des levés futurs en direction de Valsavaranche résoudre en partie le problème. Je ne puis dire, étant donné l'allure monométagénique des septums de gneiss albitiques du compartiment Levanna-Evettes, si la Série de Bonneval représente l'équivalent latéral non granitisé, de la série d'orthogneiss, ou si elle est effectivement discordante sur un complexe granitisé et tectonisé lors de l'orogénèse hercynienne (comme le pense A. Amstutz). L'existence, en Haute-Maurienne, du grand accident de l'Ecot-Gontière rend insoluble le problème des relations entre les gneiss de la Série de Bonneval et les orthogneiss des Levannas.

CHAPITRE VI

LE TRIAS

I - INTRODUCTION.

En suivant un ordre stratigraphique normal la place logique de ce chapitre aurait dû être tout à fait au début de ce mémoire, mais du fait de l'apparente dualité de faciès du Trias qui apparaît soit lié à la Série du Montet, soit à la Série de Bonneval, j'ai préféré, pour plus de clarté, intercaler ici l'étude du Trias.

Le problème classique posé par le Trias du Grand-Paradis est le suivant : adhère-t-il au socle, ou est-il lié aux Schistes lustrés ? La réponse à cette question est conditionnée en grande partie par le rôle que l'on attribue aux cargneules phylliteuses. Ces cargneules, souvent bréchiques (éléments de Schistes lustrés déjà métamorphiques), forment un coussinet quasi continu à la base des Schistes lustrés. Certains auteurs, en particulier F. Ellenberger, ont insisté sur le rôle tectonique de ces cargneules. Il est donc logique, de placer la discontinuité entre les Schistes lustrés et le "socle", à la base de ces cargneules. Si l'on considère, au contraire, que les cargneules font partie de la série triasique, ce qui a été fréquemment admis (R. Michel), il est logique de considérer que le Trias forme la base de la série des Schistes lustrés et que le décollement s'est effectué au niveau du Werfénien. Le caractère indéniablement tectonique du contact, Trias-cargneules (petits blocs-klippes de Trias emballés dans les cargneules du Montet, écaille de socle au Col des Evettes); ainsi que la continuité observée au contact du Trias avec le socle me font adopter la première hypothèse.

Mais, il se pose alors une seconde question : le Trias repose en continuité sur deux séries différentes du socle, la Série de Bonneval et la Série du Montet. Est-il donc en discordance sur un socle déjà tectonisé ? ou bien est-on en présence de deux Trias différents liés à des unités tectoniques différentes ? L'ambiguïté du contact entre la Série verticale du Montet et les autres séries du socle, ne simplifie pas le problème. Là où la Série du Montet semble reposer sur la Série de Bonneval (chalet de la Manda), on n'observe pas deux Trias superposés sur la même verticale. Malgré cela on ne peut exclure, à priori, qu'il s'agisse de deux unités distinctes possédant chacune leur Trias.

II - LE "TRIAS" LIÉ A LA SÉRIE DE BONNEVAL.

Dans la région de Bonneval, les coupes les plus typiques que je pense pouvoir attribuer au Trias, se trouvent au sommet du plateau des Loses, le long de la retombée S. E. de l'anticlinal du plateau des Loses, au couloir de la Clapera, à la Grande Feiche. Dans tous ces affleurements, on observe un passage apparemment continu entre le sommet des gneiss albitiques de la Série de Bonneval et de vrais quartzites qui peuvent représenter la base du Trias. Ailleurs (couloir de la Fontaine, La Benna), la tectonique et le laminage rendent les contacts difficilement interprétables.

- Coupe du Plateau des Loses.

Au dessus des gneiss albitiques très quartzeux de la partie supérieure de la Série de Bonneval affleurent :

1°) deux à trois mètres de quartzites. Ils sont composés de : quartz; albite accessoire ainsi que de minuscules microclines, en très petite quantité; un glaucophane

très pléochroïque (du type crossite) très peu abondant; apatite; biotite, du type biotite-acajou; épidote; calcite. Tous ces minéraux hormis le quartz sont en quantité infime.

Au point de vue du métamorphisme qualitatif, ces quartzites ne sont pas différents des gneiss minuti sous-jacents. Ceci implique, s'il s'agit bien de Trias, qu'on ne peut admettre pour la Série de Bonneval, l'existence d'une phase de métamorphisme anté-triasique.

2°) Un niveau très constant, d'épaisseur réduite (quelques centimètres à un mètre), intensément microplissé, constitué par un micaschiste à grenat et chloritoïde. Le quartz-y est abondant (30% environ); l'albite est en proportion variable (de 10 à 30%); les minéraux phylliteux et aciculaires (glaucophane pâle en grandes lamelles, chlorite en rosette et en lamelle, biotite acajou, mica blanc pseudo-uniaxe), avec les grenats "boule de neige" à inclusions de quartz et de chlorite, la clinozoisite et un chloritoïde très pléochroïque peu abondant représentent à peu près la moitié de la roche. Accessoirement existent aussi sphène, hématite et tourmaline.

Ce niveau se retrouve à la Clavera, la Grande Feiche et semble partout en continuité avec les quartzites. La seule différence notable, au point de vue du métamorphisme, réside dans la présence de glaucophane dans ces niveaux (quartzites et micaschistes à grenat et chloritoïde), alors qu'il est totalement absent de la Série de Bonneval sous-jacente.

3°) Au dessus, en disharmonie (microplis de plus grande ampleur), reposent des marbres qui se prêtent assez mal à une analyse de détail. Là où ils sont le moins intensément microplissés (flanc E.S.E de l'anticlinal du plateau des Loses), ils ont une puissance d'environ 20 mètres. Ils adhèrent toujours parfaitement aux micaschistes à chloritoïde et grenat sous-jacents.

La stratification, qui n'est pas obligatoirement concordante avec la foliation métamorphique marquée par l'arrangement planaire des phyllites, se marque, en général, par l'alternance de calcaire gris-bleu, très cristallin, avec parfois de petits granules dolomitiques et de dolomie blanche saccharoïde. Des nodules quartzeux ou des exsolutions de calcite soulignent parfois les charnières des microplis. L'état de recristallisation et de microplissement est tel que tout essai de rapprochement avec des faciès triasiques classiques est voué à l'échec; il peut tout aussi bien s'agir de termes plus élevés dans la série mésozoïque.

- Accessoirement on trouve, dans ces marbres et dolomies phylliteuses, les minéraux suivants : mica blanc, pseudo-uniaxe; quartz, épidote, chlorite blanche à biréfringence élevée (chlorite magnésienne ?).

Ce "Trias" est donc assez peu caractéristique et on peut émettre quelques doutes :

a) sur l'attribution au Werfénien des quartzites de base qui peuvent tout aussi bien faire partie de la Série de Bonneval;

b) sur l'âge réel des marbres et dolomies phylliteuses.

III - LE TRIAS LIÉ A LA SÉRIE DU MONTET.

Les affleurements triasiques jalonnent le contact entre la Série du Montet et le coussinet de cargneules (très épais au plateau des Reys et au Montet), qui forme la base tectonique des Schistes lustrés. On les trouve au chalet de la Manda, au Montet et, au Plan Sec, au lac de Gontière et au sommet de l'Ouille de Gontière. Ce Trias est caractérisé par l'extrême réduction, sinon l'absence en de nombreux points, des quartzites et la présence de dolomies blanches peu phylliteuses qui ont gardé intacts, contrairement aux marbres

et dolomies liées à la Série de Bonneval, la plupart de leurs caractéristiques sédimentaires.

Coupe du Plan Sec.

La coupe la plus complète se trouve au fond du petit cirque du Plan Sec, au pied de l'Aiguille de Gontière. La série triasique y affleure en un petit synclinal couché vers l'Ouest entouré de part et d'autre par les prasinites de la Série verte du Montet. Le flanc normal de ce synclinal, moins laminé que le flanc inverse montre la coupe suivante (environ 25 mètres) :

1°) à la base, affleurent sous forme de boudins discontinus, des quartzites très légèrement albitiques où l'on trouve, accessoirement, en très faible quantité :

- de la zoïsite, du mica blanc pseudo-uniaxe, de la chlorite, du rutile et de la calcite.

(Ces quartzites ont environ un mètre de puissance au lac de Gontière);

2°) puis viennent, dix centimètres de micaschistes rouges colorés par de l'hématite et composés de :

- quartz prépondérant; albite poecilitique en très petite quantité; mica blanc pseudo-uniaxe non déformé, très abondant. Accessoirement : petits grenats, leucoxène, apatite, calcite et ankérite;

3°) quelque mètres de marbre blanc très laminé à granules et filets dolomitiques;

4°) un mètre de marbre clair à zones siliceuses séparé des précédents par un délit occupé par un micaschiste albitique;

5°) puis affleure un niveau très fin, laminé, de micaschiste vert qui s'avère composé de :

- quartz et albite poecilitique relativement peu abon-

dants (proportions variables suivant les échantillons); amphibole bleu-vert (actinote), chlorite verte en lamelle, biotite vert-kaki-brun, mica blanc pseudo-uniaxe et clinozoïsite forment à peu près les deux-tiers de la roche; accessoirement on y trouve des grenats, de la calcite et de la magnétite.

Il s'agit donc d'un véritable micaschiste prasinitique, très peu différent de certains faciès de la Série verte du Montet;

6°) un mètre de marbre saccharoïde à nombreux délits phylliteux;

7°) cinq mètres de marbres et dolomies finement zonées (dolomies "varvées").

D'après des renseignements oraux de J. Galli et R. Caby, certains faciès ressemblent beaucoup à ceux de l'Anisien briançonnais. En particulier les marbres blancs à petits délits et granules dolomitiques et les dolomies "varvées". Le niveau de micaschiste prasinitique pourrait être l'équivalent du niveau d'émersion à composition cinéritique décrit par ces auteurs (1964). Mais cet "air de famille" ne doit pas faire oublier le fait que ce Trias est extrêmement réduit : en additionnant le Werfénien et l'Anisien on ne trouve que vingt-cinq mètres d'épaisseur totale, alors qu'ils atteignent plusieurs centaines de mètres dans le Briançonnais le plus interne. Si ce Trias présente certaines similitudes avec celui du domaine briançonnais, il en diffère donc notablement par son épaisseur.

IV - CONCLUSION.

Je n'ai nulle part parlé de la possibilité, pour le Trias de reposer sur des termes plus profonds du socle, en particulier sur les gneiss oillés du compartiment des Levan-

nas. En effet, les quelques affleurements cités par les auteurs dans la région de Bonneval où le Trias présente ce type de gisement, sont très discutables. Au ruisseau de Picherse (R. Michel), quelques centimètres de cipolins à pargasite reposent sans discontinuité sur la série de gneiss à petits yeux du Roc des Pareis et supportent immédiatement les cargneules bréchiques de la base des Schistes lustrés.

Au col des Evettes, un bel affleurement de quartzites (cité par M. Gignoux) s'avère constitué de leptynites à microcline, faciès fréquent dans le complexe des gneiss oeilés. Au Col de Sea (R. Michel), les quartzites font partie intégrante de la série du Col de Sea (voir plus loin), et les cargneules viennent au dessus, contenant ici une importante lentille de gypse et d'anhydrite. Nulle part, donc, on ne trouve les faciès caractéristiques de marbres et de dolomies.

Seuls donc peuvent être, en toute rigueur rapportés au Trias, les marbres et dolomies liés à la Série du Montet. Le doute subsiste pour les marbres phylliteux liés aux gneiss albitiques de la Série de Bonneval qui peuvent aussi bien appartenir au Lias ou au Malm. De même, il est difficile d'affirmer que les quartzites ne font pas partie du socle et que leur gisement à proximité du sommet de la série ancienne n'est pas un hasard.

Néanmoins le Trias existe et son caractère le plus évident, l'extrême réduction d'une série de type briançonnais, fait bien penser comme l'a déjà noté R. Michel, à un Trias transgressif sur le môle ancien du Grand-Paradis, ancienne limite orientale possible du domaine briançonnais.

Reste le problème de la dualité de gisement des calcaires et dolomies attribuables au Trias. Ce problème est en fait beaucoup plus général car il est lié à l'interprétation des rapports de la Série du Montet avec les autres séries du socle et je manque d'éléments, dans la région de Bonneval

pour le résoudre. S'agit-il d'une transgression sur un socle déjà tectonisé et érodé avant le Trias, ou bien d'un écaillage alpin amenant la Série du Montet en contact anormal sur le reste du socle ? Tels sont les deux termes de l'alternative.

Il manque pour la note figure un petit
couplet sur les caractères :
- caractère rhéologique (boudin)
- plan stratigraphique
- rôle tectonique

CHAPITRE VII

LES GNEISS DU COMPARTIMENT LEVANNA-EVETTES.

I - INTRODUCTION.

Les gneiss ocellés du Grand-Paradis, ont été l'objet, depuis que les géologues italiens du XIXe siècle (B. Gastaldi, 1874; M. Baretta, 1877; D. Zaccagna, 1887, 1892; A. Bucca, 1886) leur attribuèrent une origine sédimentaire et un âge laurentien inférieur, d'un grand nombre d'interprétations divergentes. H.P. Cornelius (1917) pensait que ces gneiss provenaient de la transformation d'un granite alpin, tandis que pour G.B. Dal-Piaz (1939) (1959) il s'agissait d'une intrusion granitique anté-triasique. E. Raguin (1930) dans la notice de la carte géologique au 1/50.000 de Tignes, admet que les gneiss massifs sont des orthogneiss, tandis que les faciès schisteux de bordure représentent la série sédimentaire où ces granites ont fait intrusion. De toute façon, le métamorphisme responsable de cette transformation en orthogneiss et paragneiss est d'âge alpin. Cet auteur, après Marcel Bertrand et P. Termier, admet, par comparaison avec les séries de Vanoise (et en particulier les célèbres gneiss du Sapey), un âge permo-carbonifère pour l'ensemble du Grand-Paradis. R. Michel (1957) développe dans sa thèse une interprétation bien différente : il s'agit d'une "vieille série sédimentaire" transformée lors du métamorphisme hercynien en migmatites et en micaschistes supérieurs et inférieurs. Cet ensemble a subi, en outre, le métamorphisme alpin, moins "profond" que le métamorphisme hercynien, et responsable de la rétro-morphose généralisée de la série. Cette série anté-hercynienne était monotone et constituée, en majeure partie, de schistes argileux avec de rares passées marneuses donnant

les quelques niveaux d'amphibolites, les roches éruptives étant pratiquement inexistantes.

Mes propres études sur le terrain, m'ont amené à quelques affirmations et à beaucoup de problèmes non résolus; je peux poser, comme hautement probable, l'existence de granites porphyroïdes et de gneiss ocellés, résultant de l'étirement d'âge alpin de ces granites. ⁽¹⁾ Par contre, je n'ai pu résoudre le problème de la structure réelle du massif gneissique. En effet, la petite partie du massif du Grand-Paradis, que l'on peut observer de Bonneval-sur-Arc, se compose, abstraction faite des "gneiss minuti sensu lato", qui ont une structure différente, d'un vaste bloc monoclinale où de vastes "feuilletés" d'orthogneiss (épais de quelques mètres à une centaine de mètres), alternent avec des séries non granitisées, à grand développement latéral, que l'on peut considérer comme de vastes septums. Le problème qui se pose dès l'abord est donc celui-ci : ce bloc est-il monoclinale ou isoclinale ? Monoclinale, dans le cas où la série est continue et où seuls certains faciès préférentiels ont subi la granitisation; isoclinale s'il existe des plis couchés de grande amplitude pouvant être responsables du type de gisement en "feuilletés".

II - LES SEPTUMS DE GNEISS ALBITIQUES ET DE PRASINITES.

A - Refuge du Carro.

Entre le refuge du Carro et la faille du torrent de derrière la Mine, affleure une série complexe constituée d'une alternance de gneiss ocellés clairs, de gneiss albitiques à petits grenats, de micaschistes verts à actinote et de prasi-

(1) Certains gneiss ocellés pouvant avoir une origine différente.

nites. Cet ensemble, décalé par la faille de l'Ouille des Pariotes, affleure au dessus d'un massif d'orthogneiss dans la partie supérieure de la pente menant au Col du Carro, où elle supporte une nouvelle lame d'orthogneiss. L'épaisseur de cette série peut être évaluée à cent mètres environ, si l'on exclut (d'une manière approximative) les replis internes, pourtant abondants dans les faciès fins.

Sur le plateau des Losières, à l'Est du Ruisseau de Léchans, affleure une série semblable, où les roches vertes sont absentes, mais il s'agit très probablement de la même série où les prasinites apparaissent progressivement, lorsqu'on se dirige vers le Col du Carro. En effet, au Col du Carro les roches vertes sont abondantes, sous l'Aiguille de Gontière existent deux niveaux principaux peu épais et discontinus (nodules), et aux Losières les roches vertes sont inexistantes.

Principaux faciès

a) Gneiss ocellés clairs.

Ce sont des gneiss ocellés à gros porphyroblastes de microcline, très feuilletés, de teinte générale claire. La biotite est en général absente et la chlorite peu abondante. Ils sont néanmoins très phylliteux, le mica blanc, pseudo-uniaxe, ne présente pas à l'œil nu la teinte vert-pâle des "phengites" de la Série de Bonneval.

b) Gneiss albitiques.

Ce sont des gneiss albitiques massifs, à débit en lames (les Losières).

L'albite et le quartz forment les deux-tiers de la roche. Le tiers restant est constitué en majorité par un mica blanc, pseudo-uniaxe, de la clinozoïsite, de la chlori-

te. Accessoirement, en quantité infime, on y trouve de l'épidote, de la zoïsite, une amphibole bleu-vert à faible biréfringence et à angle d'extinction inférieur à 10° (actinote), du grenat, du sphène, une "biotite" verte, de l'apatite.

Toutes les variations semblent exister quant aux proportions des divers minéraux et on trouve :

- des quartzites albitiques,
- des albitites presque dépourvues de quartz,
- des gneiss albitiques à minéraux,
- des micaschistes albitiques à tendance prasinitique.

c) Les gneiss amphiboliques.

Ce dernier type mérite d'être signalé, car les amphiboles abondantes, bien visibles à l'oeil nu sur les surfaces de feuilletage, où elles ne sont pas orientées, sont complètement rétro-morphosées en oligiste, clinozoïsite et biotite verte. Il peut s'agir, comme en Vanoise, du glaucophane d'une paragenèse alpine précoce, complètement détruit mais, ici, aucune relique ne permet de l'affirmer.

d) Prasinites.

Elles apparaissent généralement en ovoïdes de taille variable (vingt centimètres à un mètre pour la plus grande longueur), pouvant faire penser à des pillow-lavas; malheureusement toute zonation bien caractéristique a été effacée. Néanmoins, **sur** quelques uns de ces ovoïdes, j'ai pu distinguer une zone corticale, d'aspect moucheté, où la proportion d'albite est importante, et une zone centrale massive, dense, constituée presque uniquement d'amphibole et d'épidote. Il est donc très possible qu'il s'agisse de pillows-lavas, ce qui peut expliquer les différences d'épaisseur de ces niveaux à roches vertes, par la plus ou moins grande proximité d'un

centre d'émission. De plus, j'ai pu observer, à la cote 2950, environ et non loin de la faille qui passe à la cime du Carro, un niveau de brèche à éléments prasinitiques. Ces éléments, de teinte rosée possèdent des litages franchement discordants avec la foliation locale. Ils sont emballés dans une prasinite schisteuse verte. Il n'est pas exclu qu'il s'agisse d'une brèche tectonique, mais la proximité de niveaux à ovoïdes mal formés (ou déformés), fait plutôt penser à une brèche d'origine volcanique.

L'un des éléments est une belle prasinite à grain moyen, peu orientée, où la clinozoïsite est prédominante avec l'albite. On y trouve aussi :

- actinote bleu-vert; calcite; sphène et leucoxène, grenat; chlorite en rosette; quelques micas blancs pseudo-uniaxés; séricite; apatite.

Un autre élément, d'aspect caverneux est à actinote prédominante avec une très forte proportion de calcite. Cette roche contient aussi des reliques, complètement rétro-morphosées en épidote, calcite et fines actinotes, de grands minéraux à habitus trapu pouvant représenter d'anciens plagioclases (ou un minéral ferro-magnésien calcique ?).

Un troisième élément de cette brèche est une clinozoïsite à grenat et albite, les autres constituants habituels des prasinites n'existant qu'en très faible proportion.

En conclusion, si dans cette Série du Carro, les roches vertes semblent bien d'origine volcanique, on ne peut guère se prononcer avec certitude sur l'origine des gneiss albitiques et des gneiss ocellés associés. Du fait de l'existence de feldspath potassique anté-alpin (antérieur aux phases de tectonique et de métamorphisme alpins), on peut leur attribuer une origine volcanique ou sub-volcanique; les faciès ocellés pouvant représenter d'anciennes roches microgrenues

porphyriques et les gneiss albitiques dérivant de roches effusives et de tufs. Mais il est possible aussi d'expliquer les faciès ocellés par une migmatisation (ou granitisation) préférentielle de certains lits, aboutissant à une "migmatite hétérogène".

B - OUILLE DE TRIEVES.

Une excellente coupe est visible (fig. 6) entre le Glacier des sources de l'Arc et le sommet central de l'Ouille de Trièves. Sur trois cent mètres, on peut observer une alternance de feuillets d'orthogneiss et de roches non granitisées (essentiellement prasinites et gneiss albitiques) qui plongent au S.S.W, de 15 à 20° environ.

a) A la base, la barre rocheuse, correspondant à celle qui domine le col Martellot, est constituée par un orthogneiss clair, à biotite peu abondante où les enclaves sont bien visibles du fait du décapage glaciaire.

b) Lorsque l'on débouche sur le petit glacier suspendu du col de Trièves, le replat où s'appuie ce glacier, correspond à une vire de prasinites très fines à grenat. Ces prasinites sont concordantes avec les orthogneiss, du moins juste au contact, car dès que l'on s'éloigne quelque peu de ce contact le microplissement devient intense, aboutissant à une roche noduleuse à grande échelle, où tous les faciès se mêlent.

L'un des faciès caractéristiques, associé à ces prasinites à grain fin, est un micaschiste albitique (très pauvre en albite) à très beaux grenats rouges, à chloritoïde (à pléochroïsme bleu-vert-jaune, intense), où l'on trouve aussi : de la clinozoïsite, du sphène, de la chlorite, des amphiboles rétro-morphosées, du glaucophane, du mica blanc pseudo-uniaxe.

Grenat et mica blanc forment les deux cinquièmes de la roche. Le quartz est en proportion à peu près équivalente. Les autres minéraux forment le reste. Le chloritoïde, dont on ne peut pas voir les relations avec le grenat, forme des amas sub-rectangulaires qui peuvent résulter de la rétro-morphose de minéraux plus anciens. Le glaucophane, très peu abondant et très pâle, apparaît au coeur des plages d'amphiboles rétro-morphosées et peut donc représenter le minéral primaire conservé ici à l'état de relique.

On y trouve aussi des gneiss albitiques divers où les petites biotites acajou sont presque toujours présentes. Ils ressemblent beaucoup aux faciès de la Série de Bonneval.

c) Vers le haut, on passe progressivement d'un gneiss albitique du type "faciès Bonneval" à un gneiss ocellé d'allure nébulitique, par accroissement rapide des porphyroblastes de microcline. Cependant le passage se fait sans enclaves et la roche, feldspathisée, garde en filigrane ses caractères originels : alternance de gneiss ocellé clair et de gneiss ocellé, plutôt basique, très riche en chlorite. Un tel faciès de gneiss ocellé à chlorite donne d'après l'analyse chimique (fig. 1, An I), une norme de diorite quartzique. Les paramètres, calculés sont :

C. I. P. W. : II, (4), 5, 2', 5. '5, 1, 1, 2'.

Niggli : al 37,30; fm 34,57; c 5,85; alk 22,24.

Cette roche correspond donc à la granitisation d'une roche originellement assez basique. Les enclaves existent mais à une certaine distance du contact avec les gneiss albitiques. Près de ce contact on trouve plutôt des ségrégations et des filonnets pegmatitiques de microcline. Ce niveau a environ 70 mètres de puissance et correspond au glacier suspendu de Trièves.

d) L'arête de Trièves est constitué par un nouveau niveau de roches vertes et de gneiss albitiques. On y observe

des prasinites à gros grain, très peu orientées et très albitiques alternant avec des gneiss albitiques très clairs. Le tout, bréchique et plissé, est sillonné en tous sens par des filons de quartz minéralisé en oligiste, ce qui donne à ces affleurements une teinte brune. Ces roches vont former le sommet de l'arête du Mulinet au point coté 3391 m.

e) Au dessus du premier col entre la pointe 3013 et le sommet Est de Trièves, des microclines apparaissent, d'abord timidement, au toit de la bande précédente, dans un gneiss albitique fibreux, d'aspect très mylonitique au microscope et où la chlorite est relativement abondante; puis on passe vers le haut à une roche ocellée à biotite d'abord porphyroïde puis à grain fin. Au sein de cette lame de gneiss ocellés, peu épaisse (10m), existent des enclaves d'un type particulier : de forme ellipsoïdale, elles contiennent d'abondantes rosettes, bien visibles à l'oeil nu, de chlorite très verte;

f) Le sommet Est de Trièves est formé d'une nouvelle bande de gneiss albitiques clairs avec quelques niveaux ocellés.

g) Sur l'arête Est du sommet central, les orthogneiss apparaissent progressivement, d'abord lit-par-lit, puis deviennent massifs et homogènes et constituent tout le sommet principal.

Remarque : Du fait de l'alternance, dans cette série, de gneiss ocellés granitoïdes et de gneiss albitiques fins, les rapports entre la foliation (S. 2) et le rubanement lithologique (S. 1) qui peut correspondre à la stratification originelle, sont très nets. Cette série est intensément microplissée (plis centimétriques à métriques). Ces plis sont tous synschisteux et la foliation, soulignée par l'arrangement planaire des minéraux, matérialise le plan axial des plis dessinés par les surfaces (S. 1). De plus, les micas blancs

sont alignés suivant la même direction que les axes des plis (N. 305°). Ces plis sont, comme nous le verrons plus loin, d'âge alpin précoce.

Que représentait cette série avant l'orogénèse alpine ? Deux faits sont, sans aucun doute anté-alpins :

gny. la dév. → -le rubannement lithologique, qu'il représente une ancienne stratification (stratification volcanique), la granitisation ayant affecté préférentiellement certains niveaux, ou bien les traces d'une ségrégation métamorphique ou métasomatique ancienne;

-les minéraux caractéristiques des orthogneiss (voir plus loin) : microcline, biotite ancienne, certains quartz globulaires.

Par contre, l'ensemble des minéraux constitutifs des faciès non ocillés font tous partie de la paragenèse alpine (polyphasée).

C - GLACIER DU MULINET.

Sur le grand glacis correspondant à l'auge bien découpée du glacier du Mulinet, affleurent plusieurs bandes de gneiss albitiques tout à fait semblables aux gneiss à faciès Bonneval. Il s'agit certainement du même niveau qui réapparaît plusieurs fois, à la faveur de petites failles E W et d'ondulations d'axe N. 305°.

D - ARETE DU GRAND MEAN.

L'arête du Grand Méan, dirigée à peu près E.W, est constituée, dans son ensemble, par une série de gneiss clairs, de micaschistes albitiques à actinote et de gneiss albitiques chloriteux verdâtres, se débitant en parallélipèdes réguliers. Le pendage relativement fort (il atteint 45°) don-

ne à l'arête du Grand Méan son aspect déchiqueté. Ce même ensemble va former la plus grande partie de l'arête du Mulinet entre le Roc du Mulinet (orthogneiss) et la pointe Mezenile (orthogneiss). Vers l'W, cette série s'enfonce sous le Mt-Séti et va former la base de la paroi E de la gorge de la Recula.

Cette série a une importance particulière car elle renferme des tufs rhyolitiques encore bien reconnaissables, même à l'oeil nu.

1 - Tufs rhyolitiques.

Un mince niveau se suit parfaitement depuis l'arête du Mulinet (Dent d'Ecot), jusqu'au pied W. de l'arête du Grand Méan. Ce niveau est constitué de roches blanches, que l'on pourrait confondre avec des quartzites sans la présence d'un très fin litage et petits ocelles gris arrondis dans certains niveaux. Sur une surface polie (Pl.X, ph.35) on remarque très bien le litage ondulé ressemblant à une fluidalité. Au microscope cette "fluidalité" n'est plus visible, mais on observe :

- un assemblage granoblastique très fin de quartz et de feldspaths où il est difficile de faire la part de l'albite et du feldspath potassique, ni l'un ni l'autre n'étant maclés. La méthode de coloration au cobaltinitrite de sodium⁽¹⁾ m'a permis, dans ces roches de mettre en évidence,

(1) Cette méthode (E.H.Bailey et R.E.Stevens, 1960) consiste en la coloration des fluosilicates, obtenus par attaque d'une surface de la roche (surface polie ou lame mince) à l'acide fluorhydrique. Puis, par action du chlorure de baryum, on remplace le calcium des plagioclases par le baryum, qui réagit avec l'acide rhodizonique en donnant des sels de baryum insolubles, rouges. De même on échange le sodium du cobaltinitrique de sodium par le potassium du fluosilicate obtenu par attaque d'un feldspath potassique par l'acide fluorhydrique, ce qui donne un précipité jaune. Cette méthode est assez rapide et très commode surtout en surface polie. Elle est, de plus, assez fine, et permet une étude ultérieure à la loupe binoculaire. En lame mince, les résultats sont nettement moins bons, car les précipités colorés ont tendance à être déplacés par le baume du Canada, lors de la pose de la lamelle couvre-objet.

Correcte Albite 23,32%
Anorthite 3,89%

X

la proportion importante de feldspath potassique. Dans l'échantillon correspondant à la photographie, la proportion de feldspath potassique est de 30 à 40 %, le reste de la roche étant constitué surtout de quartz et d'albite;

- des ocelles arrondis de microcline très finement quadrillé, passant à leur périphérie, avec une frange de Becke progressive, à de l'albite (exsudation de l'albite d'un feldspath sodi-potassique ou albitisation métasomatique ?);
- de minuscules, mais relativement abondantes (environ 1/20) clinozoïsites;
- des zircons;
- de la séricite.

Un peu d'albite ou de l'albite est rare le sodium en Anorthite ??

A l'analyse chimique (An. n° 2, fig. 1), cette roche montre une grande richesse en silice ($SiO_2 = 76,20$) une très faible proportion de fer, de manganèse, de magnésium et de calcium (donc roche hololeucocrate) et beaucoup de sodium et de potassium ($Na_2O = 2,75$; $K_2O = 5,50$). Recalculée suivant les normes C.I.P.W., cela nous donne une roche qui contiendrait:

apatite - 0,23 %; ilménite - 0,07 %; magnétite - 0,58%;
orthose - 32,80 %; calcite - 1,59 %; hyperstène (Mg) - 0,75 %; quartz - 36,80 %.

~~Albite 27,18%~~ a vérifier

Les paramètres sont :

I, 3 (4), 1 (2), 3. 3,1,1,2, et suivant la classification de Lacroix, il s'agit d'une rhyolite hyperalcaline hololeucocrate.

Les paramètres de Niggli sont :

si - 473; al - 49,60; fm - 5,79; c - 5,97; alk - 38,60;
k - 0,57; mg - 0,47; qz - 218,6; c/fm - 1,03; o - 0,32.

D'après la représentation tétraédrique de Niggli cette roche se place dans le triangle IV, dans le domaine correspondant aux roches éruptives.

La comparaison des résultats bruts de l'analyse, avec les chiffres donnés par Johannsen pour les "leucorhyolites", est très satisfaisante. Les analyses de Johannsen montrent en général un rapport $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$ légèrement plus faible. Il n'est pas exclu que cette rhyolite ait eu, à l'origine, une légère tendance kératophyrique, mais les vrais quartz-kératophyre montrent en général une moins grande proportion de silice, et un rapport $\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$ sensiblement égal à 1.

Quelle était la texture initiale de cette roche ? L'aspect actuel (et en particulier le litage très fin) suggère qu'il s'agissait d'une cinérite ou d'un tuf plutôt que d'une roche effusive. Les ocelles de microcline seraient alors d'anciens phénocristaux potassiques (sanidine) remaniés dans le tuf, ce qui peut expliquer, pour une part, leur habitus arrondi.

Remarque : Mis à part ce faciès assez exceptionnel (notamment par son état de conservation et de non déformation), l'essentiel de ce niveau clair de l'arête du Grand Méan, est constitué de faux-quartzites (à 60% de feldspaths), dont l'origine doit être identique, et de micaschistes albitiques à clinozoïsite très abondante (albite + clinozoïsite = ancien plagioclase).

2 - Gneiss albitiques, gris.

Ces roches forment la grande masse de l'arête du Grand Méan (environ 100 m de puissance) et affleurent largement au pied du Mont-Séti, dans la gorge de la Recula. Ce type de roche forme aussi la majeure partie du septum des Evettes, ainsi que de celui de l'Aiguille de Bonneval mais elles y sont associées à d'autres faciès, inconnus ici. Ces roches possèdent un débit caractéristique en lauzes parallélépipédiques donnant aux parois où elles affleurent, un aspect instable.

Elles sont constituées de :

- quartz; microcline; albite prépondérante; grenats hélicitiques éclatés et recimentés par de la chlorite; chlorite en lamelles et en rosettes; muscovite bi-axe en grande lamelles tordues; calcite relativement abondante, clinozoïsite rare; ilménite; sphène et leucoxène; apatite. Il faut signaler aussi, quelques minuscules biotites acajou, associées à de la chlorite.

3 - Gneiss albitiques amphiboliques.

Ce sont des gneiss albitiques à grandes amphiboles disposées en étoile dans les plans de foliation. Ils contiennent - de l'albite poécilitique qui est prépondérante; de grandes amphiboles bleu-vert, poécilitiques et zonées (le coeur est plus ou moins rétro-morphosé). L'angle d'axe, mesuré par la méthode de la section cyclique (courbure de la branche d'hyperbole), est d'environ 85° ce qui est satisfaisant pour une actinote; des petites biotites brun-vert-olive entourent parfois les amphiboles et parsèment la roche, elles sont parfaitement fraîches et non tordues; de grandes clinozoïsites en proportion égale à celle de l'amphibole (clinozoïsite + amphibole forment $1/3$ de la roche); de petits grenats inclus dans l'albite poécilitique; du mica blanc pseudo-uniaxe; du quartz très peu abondant; de l'apatite.

Une roche voisine a un grain beaucoup plus fin et la clinozoïsite y est plus abondante. Toutes ces roches sont, en fait, des "prasinites à biotite" et elles ressemblent beaucoup aux faciès de la Série du Montet ou de l'Ouille de Trièves.

En conclusion, nous voyons que cette série contient des

éléments d'origine volcanique indubitable : ce sont les dérivés rhyolitiques de l'arête du Grand Méan. Le reste de la série peut être assimilé à des tufs, plus ou moins basiques, et à leurs produits de remaniement sédimentaire éventuel, mais aucune structure relique ne vient confirmer ce point de vue qui reste théorique.

E - SERIE DES EVETTES.

Au pied Ouest du Mont-Séti, affleure un septum dont le contact remarquable avec le granite du Séti fera l'objet d'une étude détaillée (voir plus loin). Ce septum est constitué de gneiss albitiques, de "prasinites" claires, de gneiss albitiques, de quartzites et de gneiss ocellés. Dans cette série s'intercalent des faciès particuliers, présents aussi au sein des "feuilletés" d'orthogneiss (voir panorama n°3), où ils ont un gisement lenticulaire, en forme de corps de poisson. Ce sont des roches hololeucocrates à gros porphyroblastes de microcline peu orientés ("leptynites à microcline", voir plus loin).

1 - Gneiss albitiques gris.

Ils ressemblent beaucoup à ceux du Grand Méan. Ce sont des gneiss albitiques à biotite verte et à microcline, peu orientés, où les micas blancs font presque défaut.

2 - Brèche à éléments de leptynite albitique fine.

Cette brèche d'origine tectonique probable (intense microplissement du ciment) affleure au milieu de la moraine du glacier des Evettes, à quelque distance des affleurements du Mont-Séti. Le ciment, très phylliteux est constitué de :

- quartz abondant (1/4 de la roche), à extinction roulante; grands micas blancs pseudo-uniaxe, très tordus et microfaillés; chloritoïde abondant en petits prismes trapus; clinozoïsite; apatite; grenat; chlorite verte; zircon; fantômes de grandes amphiboles, entièrement rétrotransformées en séricite, et en petites actinotes fibreuses bleu-vert.

3 - Trilogie : gneiss ocellé, schiste noir, quartzite albitique.

Cette trilogie se répète deux fois dans la coupe. Le passage progressif des termes de l'un à l'autre évoque une séquence sédimentaire.

a) Les quartzites albitiques contiennent :

- une proportion importante d'albite (30% environ) quelques micas blancs pseudo-uniaxes et accessoirement de la clinozoïsite.

b) Les schistes noirs sont formés d'une alternance très fine (de l'ordre du demi-millimètre), de lits de composition différente :

- lits à quartz, albite, microcline, mica blanc, apatite;

- lits à calcite, épidote, clinozoïsite, quartz.

c) Des yeux feldspathiques et des amas lenticulaires de quartz apparaissent progressivement dans les schistes noirs aboutissant à un faciès de gneiss ocellé. Les yeux feldspathiques sont cassés et corrodés par le quartz et l'albite de la mésostase.

- L'albite a un habitus ocellé, en gros porphyroblastes (1mm) surimposés. Elle est rarement maclée; on y trouve aussi quelques grenats et un peu de mica blanc pseudo-uniaxe légèrement pléochroïque (vert-pâle); de petites

biotites brun-pâle en agrégats parsèment la roche et entourent parfois sans être déformés, les grands micas blancs tordus; l'épidote et la clinozoïsite sont toujours présentes; accessoirement existent le sphène, l'apatite et le zircon.

F. Ellenberger, au cours d'une course commune a pensé voir, dans de telles roches, d'anciens conglomérats. Bien que l'origine détritique d'une telle roche (confirmée par son entourage : la trilogie décrite ci-dessus a indéniablement un cachet sédimentaire) soit probable, les amas lenticulaires de quartz peuvent provenir d'exsudations aussi bien que d'anciens galets.

4 - Schiste à chloritoïde. (Pl. VII, ph. 27,28)

Cette roches est constituée, à 60% environ, d'une chlorite blanche à rosettes dont la teinte de polarisation est comparable à celle du quartz. De grands chloritoïdes, atteignant un centimètre, à pléochroïsme bleu-gris pâle parsèment la roche. Ils présentent des macles polysynthétiques, leur extinction est légèrement oblique et les teintes de biréfringence sont anormales et du 1er ordre. Ils sont parfois légèrement déformés.

Une étude aux rayons X ⁽¹⁾ montre qu'il s'agit d'un chloritoïde manganésifère, dont le diagramme de diffraction est très semblable à celui du chloritoïde provenant d'un mica-schiste de Rawlinsville, Pennsylvanie ⁽²⁾.

Quelquefois de gros grenats (1,5 cm) sont présents dans la roche et ils incluent, poeciliquement, des chloritoïdes non déformés. Les chlorites blanches ne sont,

(1) effectuée obligeamment par Mme Orszag (Laboratoire de Géologie du S.P.C.N., Orsay)

(2) d'après X Ray Powder data file, 1960, A.B.T.M. Spécial Techinal Publication.

elles, jamais reprises dans les grenats. Ceci indique clairement la succession de deux paragenèses correspondant, grosso-modo, à la même zone de métamorphisme : la première caractérisée par le chloritoïde, la seconde par le grenat.

Quelques micas blancs apparaissent sporadiquement, et accessoirement sphène, rutile et ilménite sont présents.

L'analyse chimique n° III, fig. 1, correspond à un faciès dépourvu de grenat (cas le plus fréquent) on constate : la pauvreté en silice compensée par une grande richesse en alumine et en magnésie (SiO_2 : 39,15; Al_2O_3 : 26,50; MgO : 10,50). On remarquera aussi l'importance du fer total (FeO - 6,50; Fe_2O_3 : 4,60). La norme C.I.P.W. correspondante est : apatite - 0,67; ilménite - 2,37; orthose - 21,13; albite - 5,45; anorthite - 2,50; corindon - 20,50; magnétite - 6,66; hypersthène(Mg) - 26,2; hypersthène(Fe) - 8,1; quartz - 1,1.

L'excès d'alumine et de magnésium sont soulignés par l'abondance du corindon et de l'hypersthène virtuel. Les paramètres sont : III, 5', 2, 2. 2, 1, 1, (2) 3 ce qui correspond, suivant la classification de Lacroix à un gabbro.

Un calcul moléculaire, inspiré de Niggli, effectué avec des minéraux plus proches de la réalité minéralogique, montre que cette roche, qui contient de l'albite, de la muscovite et du quartz virtuel en proportion importante, ne peut nullement être un gabbro. On obtient :

hématite - 3,5; rutile - 0,9; muscovite - 32,2; anorthite - 1,3; albite - 6,3; amésite - 24,1; Fe - tremolite - 1,6; hypersthène - 9,6; quartz - 7,9; corindon - 12,30.

L'excès d'alumine est ici artificiellement compensé par la muscovite, mais non totalement. Les paramètres de Niggli sont : si : 88,9; al / 35,25; fm : 56,1; c : 2,39; alk : 6,62; $\frac{c}{fm}$: 0,042; qz : négatif. Reporté sur un triangle $\frac{al}{alk} \cdot \frac{c}{fm}$,

cette roche se place dans le domaine des sédiments résiduels et argileux et ne correspond à aucun des magmas de référence de Niggli.

Cette roche a donc peu de chance de provenir d'un gabbro mais plutôt d'une roche sédimentaire. La faible épaisseur du niveau (il ne dépasse jamais 50 cm), fait plutôt penser à un ancien sol fossile plutôt qu'à un sédiment évolué. De plus des arguments d'ordre chimique viennent confirmer ce point de vue : en effet la présence de fer ferreux en quantité notable et la saturation en magnésium est l'indice d'un lessivage peu important et d'une évolution peu poussée à partir d'une roche basique. De tels types de sols contenant la montmorillonite et des argiles magnésiennes du type vermiculite ou saponite et dont la composition chimique est comparable à celle de notre roche à chloritoïde sont connus sous le nom de tirs au Maroc et de regurs en Inde. Les conditions nécessaires pour la formation de tels sols sont, d'après G. Millot, une roche mère riche en cations bivalents et un drainage déficient. Mais malheureusement, dans l'entourage immédiat de cette roche à chloritoïde, les roches vertes font défaut, ceci n'est pas, à mon avis, très gênant, car elles existent dans d'autres niveaux de la série ancienne granitisée et on peut toujours imaginer un ancien tuf basique (soit remanié, soit de dépôt direct), évolué sur place en un sol de type regur (sol margalitique).

De telles intercalations, de type résiduel, ne sont pas rares dans les séries sédimentaires de type détritique ou volcano-détritique. Citons, en particulier, des argiles bauxitiques dans le Stéphanien de Decazeville⁽¹⁾, les "gores" et les "tonstein" des bassins houillers que J. de Lapparent attribue à l'évolution de type pédogénétique d'un matériel

(1) G. Kulbicki et P. Vetter (1955).

regur — *Vari Bourras*
Cendres volcaniques

détritique (1), les argiles bauxitiques de l'Ayrshire (Ecosse) qui proviennent d'anciens basaltes (1).

Cette roche à chloritoïde me permet, en accord avec la présence de conglomérats possibles, d'émettre l'hypothèse d'une origine détritique, pour une partie de cette série des Evettes.

5 - Gneiss albitiques à glaucophane.

Ce sont des roches gris-bleutées présentant parfois un beau développement de microcline. Ce microcline tardif, associé avec l'albite en assemblage granoblastique poecilitique montre à l'oeil nu une vague forme rectangulaire pouvant correspondre à des porphyroblastes embryonnaires qui seraient d'âge alpin.

Outre le microcline et l'albite qui forment, avec le quartz peu abondant, les deux tiers de la roche on trouve : du glaucophane pâle en grandes baguettes déprimées et presque complètement rétrotransformées en actinote bleu-vert et en séricite; de l'épidote verte, des chlorites vert-pâle à biréfringence élevée; du mica blanc pseudo-uniaxe; de la clinozoïsite; de l'apatite.

En conclusion, cette Série des Evettes est caractérisée par la présence de faciès d'origine probablement sédimentaire (schiste à chloritoïde, quartzite, conglomérat possible). On ne peut donc la relier aux septums déjà décrits qui ont, plus probablement, une origine volcanique ou volcano-détritique (roches vertes, tufs).

(1) J. de Lapparent (1935).

F - SERIE DU PONT DU SETI.

Je passerai très vite sur cette série, qui a beaucoup de points communs avec la précédente, mais qui est sensiblement moins variée. Le faciès le plus courant est un gneiss albitique à ocelles de microcline. Cependant on y trouve aussi des chlorites à chloritoïdes; identiques au faciès des Evettes, et un niveau très laminé de prasinites. Cette série affleure entre le Pont du Sėti, où elle a subi une granitisation (passage progressif par enclaves à un orthogneiss), et la faille qui limite à l'Est le horst du Roc des Pareis; son épaisseur est de cent mètres environ.

Localement, les faciès fins pauvres en biotite et en chlorite sont envahis par de gros porphyroblastes de microcline (6 à 7 cm). Ces microclines ont une structure en éponge et se surimposent aux lits phylliteux. On peut donc penser à une origine métasomatique, relativement tardive, de ces porphyroblastes, postérieure à la formation de la foliation (qui dérive de la phyllitisation d'une surface, qui peut être, soit lithologique, soit d'origine mécanique suivant les cas). On retrouve donc, comme dans la série des Evettes, la présence de feldspaths potassiques qui peuvent être d'âge alpin (ou provenir du bourgeonnement alpin d'anciens porphyroblastes feldspathiques).

Deux niveaux différents de roches à chloritoïde affleurent ici. Le premier est absolument identique à celui de la base du Mont Sėti (Série des Evettes); le second contient en plus de l'albite, du grenat et de l'épidote (du fait de la présence d'albite et d'épidote, il mérite le nom d'ovardite à chloritoïde).

Le septum de roche claire qui ceinture presque complètement le Mont Sėti, à mi-hauteur, est constitué des mêmes faciès et il s'agit certainement du même niveau. La coupe est

cependant plus réduite et ne dépasse pas cinquante mètres.

G - SERIE DU ROC DES PAREIS.

Au sommet et sur le flanc Ouest (Col des Evettes), du Roc des Pareis, affleure une série dont le caractère principal est d'être intensément cataclasée. Tous les faciès méritent le nom de "mylonite schisteuse" (A. Demay). Le quartz y a toujours une allure fluidale et forme des rubans continus en lame mince (Pl. III, ph. 11). La rétro-morphose et le broyage y sont constants et on aboutit même, à la limite, à de véritables pseudo-tachylites, c'est à dire une roche complètement broyée sans recristallisation ultérieure (Pl. III, ph. 9, 10).

*ce qui est
la roche
à la limite*

Cet écrasement généralisé épargne, malgré tout, quelques faciès encore reconnaissables. En particulier, sur le raccourci du col des Evettes, une "marche" rocheuse (de 50 cm) parmi les alpages, est formée d'une alternance fine de roches blanches (mylonites schisteuses à résidus feldspathiques éclatés et dispersés) et d'un micaschiste vert :

- à grenats hélicitiques et à grandes amphiboles complètement rétro-morphosées, avec du quartz en rubans, peu d'albite, de la chlorite, une biotite verte, du mica blanc pseudo-uniaxe, du sphène et de l'apatite.

H - AIGUILLE DE BONNEVAL.

Au-dessus d'une partie basale, constituée d'orthogneiss et de granites très peu orientés, l'Aiguille de Bonneval se compose, au niveau des grandes vires médianes de la face Ouest, d'une série de gneiss albitiques gris, ressemblant fortement à ceux qui constituent l'arête du Grand Méan. Mais cette série comporte un niveau de chloritite à chloritoïde,

qui, de ce fait, la rapproche plutôt des séries des Evettes ou du pont de Sėti. En intercalations cette série contient des gneiss ocellés sombres, très orientés, à composition dioritique, qui forment le sommet principal, de l'aiguille de Bonneval. Peu de nouveautés, au point de vue des faciès, sinon un gneiss albitiques contenant d'énormes (1 cm) cristaux de zoïsite très dispersive, à biréfringence faible; ce faciès est associé aux chloritites à chloritoïde et grenat, comme toujours d'épaisseur très faible (moins d'un mètre).

I - COL DE SEA.

La série de l'Aiguille de Bonneval supporte, en disharmonie très nette, un ensemble de prasinites et de gneiss prasinitiques finement alternés, qui forment l'ensemble de l'Aiguille de Séa, entre le Col de Bonneval et le Col de Séa. Cette série est affectée de grandes ondulations d'axe W.N.W, ces ondulations sont absentes dans la série de l'Aiguille de Bonneval, qui est, en revanche, intensément microplissée (axe N. 305°). Elle est constituée de faciès intermédiaire entre :

- quartzites albitiques contenant, à l'état de minéraux accessoires, tous les composants des prasinites associées
- prasinites amphiboliques à amphibole bleu-vert (actinote d'angle d'axe $2\psi = 80^\circ$ à 85°).

Quelques niveaux de gneiss ocellés (très peu) sont associés à ces faciès et il est tentant de rapprocher cette série de celle du Carro.

Il faut signaler la présence, sur l'arête Ouest de l'Aiguille de Séa, au niveau du petit col situé à mi-hauteur, de pillow-lawas probables, présentant les mêmes caractères que ceux du Carro (différentiation entre une zone corticale de prasinite albitique mouchetée, et un coeur massif). Cette zonation concentrique et l'allure contournée, mamelonnée, de

l'affleurement font penser à une origine volcanique sous-aquatique. Il ne m'a pas été possible de trouver des nodules isolés (alors qu'il en existe au Carro).

Quant au reste de la série, le fait d'y trouver (ne serait-ce qu'en très faible proportion) tous les minéraux des prasinites ferait supposer une origine tuffacée. Le faciès le plus caractéristique est une roche finement litée, comportant une alternance de lits à albite, quartz, mica blanc, clinozoïsite, chlorite, épidote, amphibole bleu-vert, grenat, sphène, zoïsite et de lits constitués essentiellement d'albite poécilitique contenant en minuscules inclusions tous ces minéraux.

Accidentellement un faciès clair quartzitique voisine, au Col de Sea, avec des gypses triasiques qui font partie de la "semelle tectonique", de base des Schistes lustrés.

ESSAI DE CORRELATION ENTRE CES SERIES.

L'énumération, un peu fastidieuse, de toutes ces séries non granitisées fait apparaître des éléments communs à plusieurs d'entre elles mais aussi beaucoup de divergences. Deux groupes peuvent être distingués :

- les séries sédimentaires détritiques (Evettes, Pont du Seti, Aiguille de Bonneval ?).

- les séries volcaniques et volcano-sédimentaires (Carro, Trièves, Grand Méan, Col de Sea).

Il était tentant, par l'analyse stratigraphique de ces séries d'essayer de déterminer la structure réelle du "monoclinal" que forme le massif. S'agit-il d'une série continue dont certains termes sont granitisés, ou plutôt d'une série repliée sur elle-même en vastes plis couchés isoclinaux ? La présence, dans tous les septums à cachet sédimentaire, de la région des Evettes, de roches à chloritoïde pouvait faire

envisager la deuxième solution, malheureusement l'entourage de ces niveaux à chloritoïde (par ailleurs toujours semblables en faciès et en épaisseur) infirme cette hypothèse.

Par ailleurs, si les séries du Carro et de Trièves présentent une certaine continuité cartographique et une relative identité lithologique, on ne peut assimiler la série du Grand Méan, à aucune autre.

à revoir en détail

En résumé, nous pouvons, pour l'instant, établir la succession stratigraphique suivante, de bas en haut (géométriquement) :

- série volcanique et volcano-détritique à prédominance basique du Carro-Trièves,
- série volcanique et volcano-détritique acide du Grand Méan.
- séries "sédimentaires" détritiques de la région des Evettes.

Cette succession stratigraphique est discontinue et incomplète du fait de la présence des granites anciens, transformés en orthogneiss. Il n'est pas exclu que les granites aient eu, dès l'origine, un type de gisement en feuillets concordants avec la stratification et qu'ils résultent de la granitisation préférentielle de certains niveaux.

III - LES GNEISS OEILLES ET LES FACIES GRANITOÏDES.

Les séries non granitisées n'occupent qu'une faible portion du massif, la plus grande partie est constituée de gneiss oillés parfois d'allure banale, mais présentant souvent des enclaves et de gros cristaux rectangulaires de microcline perthitique peu orientés. Tous les intermédiaires existent entre des gneiss rubannés à structure blastomylonitique (recristallisation alpine) et de véritables reliques de granites porphyroïdes dépourvus d'orientation (Pointe de la Piatou) et il

est tentant de les relier génétiquement, les uns aux autres, c'est à dire de considérer les gneiss oeillés comme étant des orthogneiss, obtenus par le laminage alpin des granites porphyroïdes plus anciens. Deux faciès extrême (Pl. X, ph. 33-34), un granite porphyroïde à pegmatite (Pointe de la Piatou) et un orthogneiss très laminé (versant S.W du Mont Séti), montrent, de même qu'un gneiss oeillé banal les mêmes constituants. Dans le cas du faciès très étiré, les feldspaths potassiques sont réduits en miettes et entraînés dans les fuseaux quartzo-albitiques (contenant aussi du microcline de néoformation). Certains de ces feldspaths sont étalés en plaques très minces. Dans le cas de gneiss oeillé banal nous retrouvons les individus de feldspath potassique, cassés en deux ou trois morceaux recimentés par du quartz, de l'albite et du microcline de néoformation; les extrémités des "amygdales" feldspathiques sont formées des mêmes minéraux. Dans le cas du granite porphyroïde, les porphyroblastes de microcline perthitique sont à peine éclatés.

Un critère intéressant apparaît dans tous les gneiss oeillés, qui permet d'imaginer leurs relations génétiques avec les granites porphyroïdes. Ce critère est celui de la forme des yeux feldspathiques, qui revêt deux types :

a) yeux subrectangulaires très allongés pouvant atteindre 10 cm dans certains cas. Ils s'avèrent au microscope élongés avec fracturation suivant un plan perpendiculaire à la direction de cette élongation. On constate qu'ils indiquent par leur allongement, à peu de chose près, la direction N.305° c'est à dire la linéation principale;

b) yeux globulaires, en amas qui semblent avoir tourné, s'être comme enroulés sur eux-mêmes.

On peut supposer que lors de la phase tectonique responsable de linéation N.305° les porphyroblastes présentant une

identité d'orientation avec cette direction ont peu bougé, qu'ils ont été simplement étirés, tandis que les autres, présentant une orientation quelconque, ont tourné pour former les yeux globulaires.

Ces deux types de porphyroblastes sont en quantités sensiblement équivalentes, ce qui conduit à penser que leur forme actuelle est due à un processus d'allongement différentiel d'une roche isotrope à l'origine, si l'on admet que l'angle limite pour qu'un individu feldspathique soit élongé ou enroulé lors d'un étirement orienté, est de l'ordre de 45° (1). Cette roche, isotrope à l'origine, existe encore à l'état de relique : il s'agit de granites porphyroïdes déjà signalés en particulier de celui de la Pointe de la Piatou.

Ce critère permet, je pense, d'appeller orthogneiss la majeure partie de ces gneiss ocellés banals et en particulier lorsqu'il présentent conjointement d'autres caractères granitiques comme la présence d'enclaves, d'aplite, et de pegmatite.

Mais il ne faut pas exclure complètement la possibilité qu'une partie de ces gneiss ocellés aient été à l'origine des " embréchites ocellées " déjà orientées. Certains massifs (Ouille de Trièves, versant occidental) présentent une grosse masse de gneiss ocellés dépourvus d'enclaves et où les yeux

(1) Cet angle limite de 45° dont la valeur semble intuitivement évidente lorsqu'on raisonne en plan, ne l'est plus quand on raisonne dans l'espace : la moitié de toutes les directions possibles de l'espace se situe dans un double cône ayant pour demi angle au sommet 60° ; mais en fait la courbe de variation est fonction de la quantité de directions spatiales possibles à une pente relativement forte. Si l'on tient compte du fait que la quantité relative des deux types de porphyroblastes n'est que sensiblement équivalente (à 10% près par exemple) cela donne une marge possible de 15° environ pour fixer l'angle limite, le raisonnement ci-dessus est donc relativement satisfaisant.

feldspathiques sont rarement subrectangulaires. L'identité minéralogique de ces gneiss ocellés avec les faciès porphyroïdes me fait supposer la même origine, mais un doute subsiste.

Nous allons donc décrire successivement, les différents éléments remarquables de ces orthogneiss en étudiant, de préférence, les faciès peu étirés; l'analyse d'un contact entre un orthogneiss à enclaves et un septum non granitisé, l'étude des enclaves au sein du matériel granitique et celle des feldspaths potassiques qui vont nous conduire à une ébauche de chronologie de la mise en place et de l'évolution des orthogneiss.

A - EVOLUTION DU " GRANITE " A PROXIMITE DU CONTACT

La photographie 37, planche .XI, montre assez bien l'allure du granite à proximité immédiate du contact. On a l'impression d'une fumée granitoïde, envahissant une roche avec plusieurs stades de contamination (la roche étant peut-être hétérogène à l'origine). Les enclaves sombres correspondent en général, à des ségrégations de ferromagnésiens (biotite, mais aussi amphibole). La matrice à grain fin est un "granite incomplet" où abondent des fuseaux de saussurite souvent zonés (Pl. V, ph. 18,19). Ces fuseaux sont certainement des anciens plagioclases zonés. Des grands éléments de feldspaths potassiques, corrodés et tournés "flottent" dans une "pâte" grano-blastique de quartz et d'albite. Le passage vers les zones en "fumées porphyroïdes" est progressif. Il se fait par augmentation de la proportion des grands microclines et par diminution des fuseaux plagioclasiques. Par ces zones largement cristallisées on passe au granite porphyroïde banal, qui contient les mêmes constituants.

Tous ces faciès ~~représentent~~ deux types bien distincts de biotite:

a) biotite ancienne, qui voisine avec de petites chlorites de néoformation sans lien génétique apparent. Elle est très brune, riche en gros zircons et en exsudation d'hématite et de rutile (Pl. II, Ph. 5,6).

Elle est souvent décolorée en bordure (parfois totalement), ou transformée incomplètement en chlorite verte (sans déformation ni fracturation connexe). Cette rétro-morphose ne s'accompagne donc pas de modification de forme et il semble s'agir d'un simple phénomène chimique indépendant de la déformation. En général le degré de transformation est différent dans les enclaves et dans le granite franc : les biotites des enclaves, très brunes sont indemnes de rétro-morphose; par contre, celles du granite sont souvent complètement chloritisées. On peut penser que l'enclave, enceinte protégée lors du phénomène granitisant, s'est comportée de la même façon lors de la rétro-morphose, la bordure de l'enclave jouant le rôle d'écran ("screen") par rapport au métamorphisme.

b) biotites de néoformation alpine (souvent orientées suivant la linéation alpine). Ce sont des biotites très fraîches, non déformées, qui ont un pleochroïsme acajou-incolore, mais qui ne sont pas, comme dans les Séries de Bonneval et du Montet, associées à des micas blancs ou des chlorites; elles sont, au contraire "autonomes" et forment souvent des amas mesurant parfois, deux à trois centimètres (Pl. VIII, ph. 29).

Le quartz se présente, lui aussi, de deux façons : en assemblages granoblastiques plus ou moins rubannés (voir "mylonites schisteuses" du Roc de Pareis) et en grains bleutés atteignant un demi centimètre. Ce quartz, très cataclasé, représente certainement le quartz ancien, originel, du granite. Il présente dans sa masse des aiguilles de rutile et des inclu-

sions à libelle mobile (1).

L'histoire de cet orthogneiss peut donc être pour l'instant, résumée de la façon suivante :

- (1) granite mésocrate à biotite et plagioclase,
- (2) phase porphyroïde,
- (3) fracturation des porphyroblastes et déformation de l'ensemble de la roche,
- (3) - (4) production de biotite de néoformation syntectonique
- (5) recristallisation du quartz et de l'albite.

Les deux premières phases sont antérieures aux déformations alpines liées au métamorphisme, tandis que les phases suivantes font partie de l'histoire alpine de la roche.

B - ETUDE DES ENCLAVES

D'un point de vue strictement descriptif, on peut classer les enclaves en deux groupes : les enclaves claires et les enclaves sombres; il semble d'ailleurs qu'il existe des relations de succession entre ces deux groupes d'enclaves, car on trouve fréquemment des enclaves sombres dans les enclaves claires (Pl. VIII, ph. 29 et Pl. XIII, ph. 41).

1) Les enclaves claires

Elles correspondent au point de vue composition à la matrice fine, déjà décrite à propos du contact du granite du Mont Seti avec le septum des Evettes. On y trouve tous les constituants du granite, sous des formes un peu différentes. Le degré de laminage est le même que dans les orthogneiss et les enclaves sont toutes allongées selon la linéation principale (N. 305°), ce qui indique que leur formation est ancienne, antérieure au phénomène responsable de cette linéation. Examinons une de ces enclaves très peu étirées. Elle provient

(1) Nous devons à l'extrême obligeance de G. Deicha d'avoir pu les observer, à l'ultramicroscope.

du sommet de la Pointe de la Piatou où le granite est, lui aussi, presque isotrope (Pl. X, ph. 33). L'examen macroscopique de cette roche montre de gros quartz globulaires ⁽¹⁾ mis en relief par l'érosion et de grands yeux feldspathiques automorphes ou hypidiomorphes d'un feldspath différent des gros phénocristaux du granite porphyroïde. Tous ces minéraux se concentrent en zones allongées, mimant une stratification. Au microscope, à faible grossissement, les "phénocristaux" saussuritisés, apparaissent non déformés (l'un d'eux est cassé en deux petits morceaux), et des feldspaths hypidiomorphes plus petits, damouritisés, enserrant des amas sombres surtout biotitiques. Le tout a une structure qui évoque un peu celle d'un trachyte. A grossissement plus fort, les "phénocristaux" feldspathiques se révèlent finement saussuritisés (clinozoïzite, albite) et peuvent représenter un plagioclase de basicité moyenne, tandis que les petits feldspaths damouritisés peuvent être d'anciens plagioclases acides. Ces derniers sont entourés de filets rosés de feldspaths potassiques de néoformation, ce qui semble indiquer que la roche, ne contenant par ailleurs aucun feldspaths potassique, a subi un apport (notable) (peut-être lors de la granitisation).

Les amas sombres sont constitués de biotite, d'actinote incolore, de sphène, d'épidote incolore, d'hématite et d'ilménite abondante, d'apatite, et semblent retromor-

(1) Une étude rapide de ces quartz, effectuée avec G. Deicha, a montré les faits suivants, très satisfaisants pour une origine magmatique de ce minéral : présence d'amas microcristallins inclus qui pourraient être d'anciens reliquats magmatiques; inclusions solides alignées (cassures remplies par le magma), très rares dans un matériel granitique; présence de microlithes d'un minéral indéterminable à indice plus élevé que le quartz; absence de rutile et faibles proportions d'inclusions liquides secondaires. Par contre le quartz du granite correspondant à cette enclave montre d'abondantes inclusions liquides secondaires et beaucoup d'aiguilles de rutile, caractères fréquents dans les quartz de granite (Vater. 1961). L'étude des inclusions dans les quartz est en cours et sera développée ultérieurement.

phosés. Leur forme, trapue, à extrémités tronquées ainsi que la grande proportion de fer exsudé en hématite, évoque d'anciennes hornblendes basaltiques. Du quartz, et de l'albite très fins remplissent les vides entre ces minéraux. Cette roche fait penser à une rhyolite ou à une dacite où l'ancien verre aurait recristallisé en quartz et en albite, les ferro-magnésiens servant de pôle d'attraction pour récupérer les cations résiduels du verre (Ca, Fe, Mg, Ti). Cette enclave n'est pas la seule enclave claire où existent les indices d'une origine volcanique, mais c'est la seule, que je connaisse d'où les phénocristaux potassiques soient absents. La photographie n° 17, planche V, montre un très beau quartz globulaire et corrodé, dont l'origine rhyolitique est probable vu sa forme presque parfaite. Dans cette même enclave (qui provient de la base N. du mont Seti) existent aussi de petites ocellles de microcline analogues à ceux du tuf du grand Méan, et des fuseaux de saussurite représentant l'ancien plagioclase. La proportion de ferro-magnésiens est moindre que dans le faciès de la Pointe de la Piatou, la roche initiale était donc plus acide et plus potassique.

Les minéraux
L'étude de ces enclaves claires me conduit donc à leur attribuer une origine volcanique. Il faut noter que la plupart des minéraux de ces enclaves ~~potassiques~~ (en particulier les plagioclases et les feldspaths) existent aussi dans le granite, ce qui indique une parenté chimique entre le granite et les enclaves.

2) Les enclaves sombres.

Ce sont en général des roches où la proportion de biotite est très importante. Un faciès de "gneiss tacheté", en enclave dans les orthogneiss de la prise d'eau de l'Ecot, montre des nids de biotite très fraîche, absolument indemne de rétro-morphose, très proche de la biotite acajou de la Série de Bonneval. Ces nids sont entourés d'une matrice semi-mylonitique

à quartz et albite à débris de feldspaths potassiques. Le tout a une structure en losange souligné par les "nids" de biotite. Cette enclave est donc entièrement recristallisée lors de la déformation et du métamorphisme alpin.

Une autre enclave, à la base du Seti, présente une structure analogue mais les "nids" sont à amphibole incolore et la clinozoïsite est abondante.

On ne peut donc, comme dans le cas des enclaves claires avancer une hypothèse sur l'origine de ces enclaves.

3) Enclaves sombres à l'intérieur des enclaves claires.

Ce sont toujours des concentrations biotitiques, mais il est impossible de préciser s'il s'agit de concentrations primaires (composition différente), ou de zones de ségrégation contemporaines de la granitisation.

4) Conclusion : Les caractères de la granitisation.

En se référant à la classification donnée par J. Didier et M. Roques, 1959, d'après les enclaves des granites du Massif Central, on peut considérer que les deux types de granitisation que ces auteurs définissent, sont possibles dans le cas des granites du Grand-Paradis.

Il peut s'agir d'une "granitisation indirecte", c'est à dire effectuée, au moins en partie, au dépens de roches éruptives magmatiques, mises en place avant le granite (mais faisant partie de la même phase plutonique). Les enclaves seraient donc des enclaves homéogènes (A. Lacroix, 1893), d'un type spécial : il existe une communauté de chimisme et de texture entre l'enclave et le granite, mais l'enclave a une origine magmatique d'un premier stade, tandis que le granite a plutôt une origine métasomatique tardive. Si l'on admet, par contre, que la granitisation est très nettement séparée, dans le temps, des faciès microgrenus et éruptifs des enclaves, celles-ci sont alors de véritables enclaves ennalogènes et on peut parler de

"granitisation directe". Quoiqu'il en soit ce granite est certainement métasomatique plutôt que franchement intrusif et discordant et on peut supposer qu'il s'est installé de préférence, dans certaines zones de faciès volcaniques ou subvolcaniques.

C - ETUDE DES FELDSPATHS.

On peut distinguer cinq types principaux de feldspaths correspondant au moins pour les feldspaths potassiques, à des stades d'évolution de l'orthogneiss :

- F.I : fuseaux de saussurite (anciens plagioclases)
- F.I' : amas difformes de damourite (anciens plagioclases acides?)
- F.II : grands porphyroblastes de microcline hypidionormorphes mais déplacés et souvent déformés par cassure et rotation.
- F.III : microcline xenomorphe post-tectonique.
- F.IV : porphyroblastes d'albite.

1 - Anciens plagioclases F.I.

Ils ne sont pas différents de ceux déjà décrits dans les enclaves microgrenues, mais je n'en ai jamais observé qui soient zonés dans les orthogneiss.

2 - Anciens plagioclases damouritisés F.I'.

Actuellement constitués de séricite et d'albite (avec très peu de clinozoïsite), ces feldspaths forment des plages de forme quelconque, parfois sub-rectangulaires, mais le plus souvent en amas diffus, sans limites nettes avec le quartz et l'albite de la mésostase. Ils semblent nettement antérieurs à l'étirement de la roche et correspondent vraisemblablement à d'anciens plagioclases acides.

3 - Porphyroblastes potassiques F.II.

Une étude aux rayons X (effectuée par Mme Orszag), a montré qu'il s'agissait de microcline de triclinicité moyenne

(suivant la méthode de G. Sabatier, 1963). Ce sont de grands porphyroblastes caractéristiques de tous les gneiss ocillés. Ils présentent souvent des cassures recimentés par de l'albite et des "pseudo-macles en échiquier", marquées par l'exsolution de l'albite ~~de~~ de la perthite. Cette albite présente souvent (Pl. VII, ph. 26) des macles polysynthétiques, orientées par rapport aux directions cristallographiques du microcline hôte. Ces macles de l'albite sont subparallèles à la trace du plan de macle (Carlsbad) du microcline. Parfois l'exsolution de l'albite ne prend pas le faciès "en échiquier" mais forme des agrégats amoëboïdes, partant des bords vers le centre des feldspaths potassiques. Le pourtour des microclines est, lui aussi; très généralement albitisé avec souvent une ceinture de minuscules clinozoisites (Pl. IV, ph. 13, 14). Ces porphyroblastes se trouvent ainsi, surimposés, dans les enclaves, ce qui suggère que leur croissance est postérieure à la formation du granite à plagioclase.

Ces porphyroblastes ont un aspect tardif, car leur déformation (ils ont tourné et se sont un peu cassés), est sans commune mesure avec celle des feldspaths F.I et F.I'. Néanmoins la même phase de déformation est responsable de l'état actuel de ces différents types de feldspaths. On peut expliquer cette anomalie apparente par la grande résistance des feldspaths potassiques, non altérés par l'écrasement et le laminage; les feldspaths F.I, vraisemblablement déjà altérés avant la déformation (comme d'ailleurs les feldspaths F.I') se sont déformés plastiquement, tandis que les F.II intacts, se sont comportés comme des fragments résistants, entraînés dans une phase plus ou moins plastique.

4 - Microcline, F.III.

Ce sont de petits microclines xenomorphes, très régulièrement quadrillés, limpides, qui font partie de l'assemblage granoblastique quartz-albite. Ils sont tout à fait tardifs et postérieurs aux dernières déformations, qui ont affecté

l'ensemble du massif.

5 - Albite, F.IV.

De gros porphyroblastes d'albite poecilitique nettement surimposés à tous les autres minéraux (Pl. IV, ph. 16 et Pl. VII, ph. 25) existent en proportion éminemment variables : très abondants dans certaines zones, ils sont quasiment absents ailleurs. Cette répartition irrégulière et la cristallisation, tout à fait tardive, de cette albite sont-ils des arguments suffisants pour invoquer, à la suite de R. Michel, une métasomatose sodique importante? Des migrations à petite échelle sont nécessaires à la formation de ces porphyroblastes, mais il n'est pas évident que l'albite soit d'origine lointaine (proportion importante de plagioclases acides primaires F.I' dans les orthogneiss).

D - LES ROCHES BLANCHES.

Ces roches blanches, congénères du granite se présentent sous différents aspects. Le faciès le plus typique, qu'il faut se garder de confondre avec un quartzite, est une roche porphyroïde peu orientée de composition sensiblement identique à celle du granite (sinon une proportion bien plus grande de feldspath potassique).

Elles ont un type de gisement lenticulaire en "corps de poisson" allongés, parallèles à la foliation des orthogneiss (voir panorama N° 3). Il est difficile de dire si ces fuseaux résultent de la tectonique, ou s'il s'agit de lentilles primaires. Parfois elles envahissent une série non granitisée et sont alors parfaitement interstratifiées.

En lame mince, un échantillon pris à la base du Mont Sėti montre :

- du quartz très peu abondant; de l'albite formant un tiers de la roche environ; de grands porphyroblastes de microcline de type F.II, montrant de belles exsolu-

tions d'albite épitaxique, orientée par rapport aux directions cristallographiques du microcline; du microcline F.III xénomorphe; et accessoirement : de la chlorite vert pâle; de la clinzoïsite; une "muscovite" biaxe; de la biotite très pâle; de l'apatite et du leucoxène.

On constate l'absence de plagioclases F.I et F.F.. On peut avancer l'hypothèse d'une phase sub-pegmatitique potassique tardive (dans l'évolution anté-alpine du granite), liée à l'apparition de porphyroblastes F.II dans le granite.

Ces roches montrent toujours des traces d'étirement, notamment au col des Evettes, ce qui prouve que leur mise en place est antétectonique.

Un second type de roches blanches, moins fréquent, est visible au pied du Mont Sėti. C'est une "pseudo-pegmatite" orientée, à grands cristaux de muscovite bi-axe. Les petits ocelles de microcline, présents dans cette roche, ressemblent beaucoup à ceux du "tuf" du Grand Méan.

Il faut signaler aussi de véritables aplites, très abondantes dans certaines zones (N. du glacier du Mulinet, Mont Sėti, Aiguille de Bonneval). A grain fin et à contours dif fus elles apparaissent en filons sécants, indépendants de la foliation des orthogneiss, mais sont toujours finement orientées dans leur masse parallèlement à cette foliation. Je reviendrai sur ce problème lors de l'étude du "granite leucocrate" de l'aiguille de Bonneval.

E - AIGUILLE DE BONNEVAL, CAS PARTICULIER.

A la base de l'Aiguille de Bonneval, entre la Pointe de la Piattou et le resaut du glacier des Evettes, affleure un complexe granitique particulier. Il se compose :

- d'un granite porphyroïde riche en biotite dépourvu d'orientation, auquel sont associées des pegmatites à tourmaline.
- d'un granite fin leucocrate, tardif, en nuages non

orientés, reprenant à la manière d'agmatites le granite porphyroïde. Vers le haut (partie médiane de l'arête nord de l'aiguille de Bonneval), l'étiement apparaît progressivement.

1- Le granite porphyroïde de la Piatou (Pl. XII, ph. 39)

L'ensemble des pointes de la Piatou est formé par un granite massif, à enclaves claires, contenant les mêmes constituants que les "orthogneiss banals". Ce granite est traversé par des filons de pegmatite à tourmaline, grenat et piedmontite, inconnus partout ailleurs dans la région de Bonneval (les "pseudo-pegmatites" à muscovite des Evettes sont à grain fin et ont une structure très différente, ressemblant plus aux "tufs" à ocelles de microcline qu'à de vraies pegmatites). Ce massif granitique transforme, à son mur, une série de prasinites claires, à amphiboles presque incolores, injectées de matériel granitique, ce qui leur donne le faciès d'agmatites sur une épaisseur assez considérable (50 m environ).

2 - Le granite leucocrate tardif.

Peu développé la plupart du temps, et ressemblant à un réseau complexe de filons aplitiques, il forme localement (arête Sud-Ouest de l'aiguille de Bonneval), de vrais massifs contenant, à l'état d'enclaves, le granite porphyroïde. Le contact de ces enclaves est toujours net, les contours souvent anguleux, (Pl. XII, ph. 38) et on peut se demander si ce matériel fin n'est pas post-tectonique, c'est à dire d'âge alpin.

La composition minéralogique de ces granites est la suivante :

les feldspaths potassiques de petite taille (maximum 0,5 cm) sont hypidiomorphes, leur périphérie est albitisée et on observe fréquemment des traces de rotation de ces ocelles par rapport à leur entourage. Abondants, ils ressemblent beaucoup aux microclines des "tufs" du Grand Méan; les plages da-

mouritisées correspondent à d'anciens plagioclases acides (de type F.I'); l'albite rare en porphyroblastes, abonde dans la mésostase en association avec le quartz et le microcline de type F.III; la biotite, peu abondante, en petits individus, contient souvent des zircons, elle est parfois verdie mais jamais transformée en chlorite; quelques muscovites franchement biaxes ($2\gamma = 40^\circ$ environ) sont tordues; accessoirement on trouve de la chlorite, du sphène et du zircon.

Au point de vue minéralogique, la ressemblance est grande entre ces granites leucocrates et les "orthogneiss" (excepté l'absence de F.I et le type particulier des porphyroblastes de microcline).

Au point de vue microtectonique, ce matériel leucocrate semble indéniablement moins déformé que les orthogneiss. Néanmoins les minéraux sont toujours légèrement orientés et déterminent une vague foliation, peu visible à cause du caractère massif et peu phylliteux du faciès.

L'hypothèse émise plus haut, en faveur d'un âge alpin de ce matériel leucocrate, basée sur l'allure des contacts entre ce "granite" et les orthogneiss est donc infirmée par l'identité pétrographique de ces deux faciès; on retrouve les mêmes biotites "anciennes" à zircons inclus, les mêmes types de feldspaths. Il faut donc assimiler ce "granite" leucocrate, à une phase "aplitique" au sens large, tardive de l'évolution du complexe granitique, avant sa déformation alpine. Ceci est confirmé par le passage latéral progressif de ces massifs de granite leucocrate à enclaves d'orthogneiss, vers des chevelus aplitiques. P.Bearth avait signalé, en 1945, la présence de granites alpins dans le Massif du Mont-Rose, mais il est revenu sur cette hypothèse, quatre ans plus tard (1).

(1) L'étude d'un autre gisement situé au pied Ouest de l'Aiguille de Bonneval montre que ce granite fin est bien anté-tectonique. on observe en effet aussi bien pour le granite Porphyroïde que pour le granite fin, tous les intermédiaires entre les faciès équants et les faciès orientés.

F - ZONATION EN GRAND DES FACIES GRANITIQUES.

Nous ne disposons, pour l'instant, que d'éléments isolés qui permettent de retracer l'histoire du granite, mais il manque une vision d'ensemble de la répartition des différents faciès dans l'espace. Nous savons déjà (voir chapitre III), que l'ensemble du compartiment Levanna-Evettes, forme un vaste monoclin à pendage S-W. Les faciès granitiques se placent remarquablement dans ce monoclin et on observe de haut en bas la succession suivante :

- a) granite de l'aiguille de Bonneval, souvent peu orienté, largement porphyroïde, avec aplites, vraies pegmatites et "granite leucocrate" tardif;
- b) orthogneiss du Mont Sėti, à enclaves abondantes, où les aplites sans être fréquentes, existent. Cet orthogneiss contient un faciès leucocrate différent de celui de l'aiguille de Bonneval, certainement plus ancien (car lié à l'apparition des porphyroblastes de feldspaths potassiques). Ce sont des leptynites porphyroïdes. Les pegmatites vraies font défaut;
- c) gneiss ocellé de l'Ouille de Trièves, dépourvu d'enclaves et de roches blanches, à caractères granitoïdes peu marqués;
- e) J'ai pu observer, lors d'une descente du Col Perdu, vers Ceresole, le passage du faciès des Levannas, au faciès du "granite fondamental" défini par R. Michel aux Scalari. Le passage semble se faire par diminution de la proportion d'enclaves (déjà très faible aux Levannas) et de la proportion relative des grands porphyroblastes potassiques, par rapport aux feldspaths de la mésostase (la proportion globale de la roche en feldspath potassique restant la même). L'étirement subsiste jusqu'au granite des Scalari, avec le même axe W.N.W.-E.S.E. Peu de différences existent à l'échelle microscopique, sinon une rétro-morphose moins importante et, dans les faciès non orientés, la quasi absence de cataclase.

En conclusion, on voit que cette zonation mégascopique

homogénéisation

a deux caractères essentiels :

- l'homogénéisation de plus en plus complète vers le bas (diminution des enclaves, apparition de faciès granitiques nets).
- la multiplication des phases évolutives tardives du granite vers le haut : roches blanches, aplites, pegmatites, granite leucocrate de l'aiguille de Bonneval.

G - CONCLUSION.

En résumé, l'évolution dans le temps des orthogneiss peut être retracée de la façon suivante :

- (1) granite mésocrate à biotite et plagioclases reprenant un matériel d'origine volcanique ou subvolcanique (termes micro-grenus).
- (2) développement des porphyroblastes de microcline (F.II) peut-être lié à la mise en place des leptynites porphyroïdes
- (3) phase aplito-pegmatitique et mise en place du "granite leucocrate" de l'aiguille de Bonneval.
- (4) phase de déformation majeure, responsable de la foliation des orthogneiss, de la fracturation des porphyroblastes et de l'étirement des fuseaux plagioclasiques.
- (4)-(5) phase de métamorphisme alpin principale, génératrice des biotites (acajou) de néoformation et des micas blancs pseudo-uniaxes.
- (6) phase de déformation tardive, peu accusée, responsable localement du froissement des micas blancs et des biotites alpines.
- (7) recristallisation post-tectonique des porphyroblastes d'albite et de l'assemblage granoblastique quartz-albite-microcline (F.III).

Nous avons mis en évidence, trois éléments principaux de la pétrogénèse des orthogneiss. Ce sont :

- a) la granitisation qui correspond aux phases (1), (2) et (3). Elle est caractérisée par son type d'évolution et les enclaves qu'elle laisse subsister. Il est impossible de fixer un âge à cette granitisation car il n'existe aucun repère stratigraphique

sat

sûr. Une chose est certaine : elle est antérieure à la première phase de déformation alpine. Le granite des Scalari a été daté par G.Pangaud, J.Lameyre et R.Michel (1957) par la méthode du plomb à 340 M.A. ; par contre la méthode potassium-argon a donné 45 M.A \pm 1 (D.Krummenacher et J.F. Evernden 1961). L'âge le plus ancien peut donner l'âge réel du granite tandis que l'âge récent peut donner l'âge de réjuvenation des biotites lors du métamorphisme alpin. Le petit nombre de mesures actuellement connues ne peut donner de résultats formels, mais un âge ancien est probable pour ce granite (au moins anté triasique).

b) La déformation principale caractérisée par l'acquisition du faciès "orthogneiss". Cette déformation n'a pu se produire que grâce à un état de mobilité, du à l'existence d'une phase de métamorphisme synchrone. Nous avons vu que cette phase de déformation est certainement d'âge alpin.

c) La phase de métamorphisme accompagnant la déformation principale (les alignements de minéraux néoformés sont orientés de la même façon que les axes des microplis). Ce métamorphisme est responsable dans les orthogneiss, de biotites de néoformation et d'un état de mobilité ayant facilité l'acquisition du faciès feuilleté, sans trop de dommages pour la plupart des minéraux préexistants.

CHAPITRE VIII

LE METAMORPHISME

I - LE MATERIEL ORIGINEL.

Quelques éléments, glanés çà et là, nous ont permis d'émettre des hypothèses quant à l'origine du matériel. Deux groupes de faciès ont pu être séparés : ceux dont l'origine volcanique ou volcano-détritique est probable, et les faciès franchement sédimentaires.

A - MATERIEL VOLCANIQUE OU VOLCANO-DETRITIQUE.

Je crois impossible, dans l'état de transformation actuel de toutes les roches, de faire la part de ce qui est d'origine volcanique et de ce qui est remanié. Tout ce que nous pouvons dire c'est qu'une telle origine (incomplètement précisée) est probable pour certains faciès et je rappellerai brièvement les arguments à l'appui de cette hypothèse.

1) Les gneiss de la Série de Bonneval. C'est essentiellement la présence d'ocelles de microcline, qui peut faire penser à une origine volcanique ou volcano-détritique. Cette hypothèse avait déjà été émise par A. Amstutz (1962) mais il a été impossible de trouver ici l'équivalent des xénolithes qu'il dit avoir trouvé au Mt-Emilius.

L'augmentation de la proportion de quartz vers le haut et le passage progressif aux quartzites, que l'on peut supposer triasiques, ressemble assez bien à la transition classique dans le Briançonnais du Néopermien aux quartzites werféniens.

Les porphyroblastes de microcline des gneiss à faciès Pont de la Lame sont nettement anté-tectoniques et comparables à ceux des orthogneiss. J'ai émis pour de telles roches

l'hypothèse d'une origine porphyrique, sans exclure toutefois complètement l'éventualité de grands feldspaths détritiques à peine remaniés.

2) Les gneiss albitiques des septums.

Le voisinage de ces gneiss albitiques avec les roches vertes d'origine volcanique probable (pillow lavas), et avec les "tufs rhyolitiques" du Grand Méan, peut donner un argument mais tout à fait indirect.

3) Les "tufs rhyolitiques" du Grand Méan.

Outre la composition chimique, la présence de reliques feldspathiques (ocelles hypidiomorphes) et le fin litage suggèrent une origine tuffacée et, peut-être même cinéritique pour ces roches.

4) Les prasinites et les gneiss prasinitiques.

Au moins dans trois secteurs : Montet, Carro, Col de Sea la présence de pillow lavas possibles confirme une origine volcanique, que laisse supposer la fine alternance de faciès clairs et foncés, très semblables (au métamorphisme près) aux faciès du Permo-Houiller de Vanoise-Mont-Pouri.

5) Les enclaves du granite.

Des reliques minérales, dans ces enclaves, semblent indiquer une origine ignée (quartz "rhyolitique", plagioclases zonés, ancienne hornblende basaltique, texture microgrenue conservée).

B - MATERIEL SEDIMENTAIRE.

Sont, presque à coup sûr, d'origine sédimentaire, certaines roches de la Série des Evettes. C'est, associée aux chloritites à chloritoïde qui ne peuvent pas, de par leur composition chimique, être d'origine éruptive, la trilogie quartzite, schistes noirs et "conglomérat", qui a un cachet sédimentaire très net.

Partout ailleurs, les arguments manquent mais il est

très possible que beaucoup de faciès de gneiss albitiques dérivent d'anciens sédiments arkosiques.

II - LES PARAGÉNÈSES MINÉRALES.

Pour dater le métamorphisme des roches du Grand Paradis, nous disposons de deux repères :

- Les quartzites "triasiques", mais nous avons vu que leur âge est douteux et qu'il peuvent aussi bien être plus anciens.

- Les Schistes lustrés n'ont, par définition, subi que le métamorphisme alpin, si leur âge mésozoïque est bien établi. Ceci n'était pas l'avis de Marcel Bertrand qui voulait initialement en faire du Paléozoïque, mais il s'est rendu aux arguments de S. Franchi, qui sont à la base de la conception actuelle de l'âge mésozoïque des Schistes lustrés.

Nous avons constaté que les quartzites "triasiques" montraient un métamorphisme qualitativement identique à celui de la Série de Bonneval et de la Série du Montet sous-jacente. D'autre part, une comparaison rapide avec les Schistes lustrés montre, dans ces derniers, les mêmes paragenèses minérales (à l'exception de la biotite acajou et des minéraux de la "paragenèse granitique") que dans les roches du substratum anté-triasique (grenat, chloritoïde, glaucophane, actinote, chlorite, épidote, albite, microcline). La différence essentielle réside dans la présence, dans les Schistes lustrés, de faciès pétrographiques inconnus dans le socle sous-jacent (faciès "calcschiste" notamment).

Ces considérations conduisent à adopter pour les minéraux de cet ensemble monométamorphique, un âge alpin (en exceptant bien sûr, les minéraux des granites qui, nous l'avons démontré par la microtectonique, sont ante-alpins).

1 - Polymétamorphisme ou métamorphisme polyphasé ?

J'ai déjà signalé au cours de la description des prin-

cipaux faciès, des indices de rétro-morphose pour certains minéraux. Faut-il automatiquement penser à deux phases largement séparées dans le temps ? Ces rétro-morphoses peuvent aisément se produire au cours d'une seule grande phase de métamorphisme et l'on a plutôt des paragenèses successives, pratiquement isozonales, à la limite de l'épi et de la mésozone.

Les grenats sont souvent éclatés et recimentés ^{par de la} en chlorite, parfois ils sont simplement rétro-morphosés, mais cette chlorite non orientée et en rosettes est franchement post-tectonique tandis que le grenat (Pl. I, ph. 3) est syncinématique. Ils englobent souvent des chloritoïdes, qui lorsqu'ils sont isolés sont tordus et cassés.

Les grandes amphiboles aciculaires sont presque toujours plus ou moins rétro-morphosées. Ce sont suivant les cas, des glaucophanes ou des actinotes transformées en amas de petites actinotes bleu-vert et de clinozoïsite (Pl. II, ph. 7,8).

La biotite de néoformation, est toujours intimement liée à des chlorites ou à des micas blancs pseudo-uniaxes. Cette association, en lamelles accolées mimant des macles polysynthétiques est caractéristique et je pense qu'il faut y voir un indice d'équilibre métamorphique entre ces minéraux.

Ces transformations, approximativement isozonales, proviennent d'équilibres successifs, au cours d'une même grande phase de métamorphisme. Il ne faut pas oublier que l'évolution tectonique est polyphasée, il est donc normal que ce métamorphisme, toujours plus ou moins lié aux déformations (les minéraux s'alignent suivant les linéations et dans les plans de foliation, obtenus lors des plissements), soit lui aussi polyphasé.

2 - Essai d'établissement de la succession des paragenèses.

En se basant sur deux caractères microstructuraux des minéraux qui sont : leurs inclusions et leurs rapports avec les phases de déformations, nous allons établir un ordre chro-

nologique des différentes cristallisations :

a) Chloritoïde.

Le chloritoïde est toujours déformé. Souvent inclus dans les grenats (Pl. VII, ph. 27, 28), il est antérieur à ce minéral. L'existence de chloritoïde, au dessus des quartzites triasiques, et dans les Schistes lustrés exclut la possibilité que le chloritoïde soit un minéral ancien comme le suppose G.V. Dal Piaz (1965) pour des chloritoïdes du Grand St-Bernard. Néanmoins le groupement des chloritoïdes en nodules, dans certains faciès (Trièves, aiguille de Bonneval), peut faire supposer que le chloritoïde remplace un minéral plus ancien (anté-alpin).

b) Grenat, actinote, glaucophane.

Le grenat est souvent syncinématique, lié à la première phase de déformation (linéation N. 305°). Il est toujours plus ou moins cassé et rétrotransformé en chlorite. L'actinote et le glaucophane, toujours peu colorés (à l'exception des "crossites" des quartzites triasiques), sont presque toujours rétrotransformés. Croissant dans les plans de foliation déterminés par la phase de déformation principale, ils ne sont pas orientés dans ces plans. Ils sont tardicinématiques, plutôt que syncinématiques.

c) Biotite acajou, mica blanc pseudo-uniaxe, chlorite en lamelles.

Ces minéraux sont toujours déformés par la seconde phase de déformation mais s'alignent parallèlement à la linéation N.300°.

d) Epidote-clinozoïsite, sphène.

Ces minéraux ne sont jamais déformés. Ils sont donc contemporains ou tardifs par rapport aux dernières déformations, à moins que leur nature cristalline ne soit rebelle à toute déformation, auquel cas ils peuvent être plus anciens.

e) Amphibole bleu-vert, chlorite en rosette.

Jamais déformés et épigénisant les actinotes, les

glaucophanes et les grenats, ces minéraux sont postérieurs à la dernière déformation.

f) Quartz-albite, microcline F.III.

Ce sont les minéraux qui ont cristallisé en dernier. Les porphyroblastes d'albite, toujours poecilitiques, renferment en inclusion tous les autres minéraux et ne sont jamais déformés. Quartz, albite et microcline F.III, microcristallins et xénomorphes forment l'assemblage granoblastique non cataclasé de ^{la} mésostase de recristallisation tardive.

Remarque - J'ai signalé l'existence possible, aux Evettes et au pont du Sėti, de porphyroblastes potassiques d'âge alpin. Cette hypothèse est basée sur l'inclusion de minéraux alpins par ces porphyroblastes. Il est possible que le cas ne soit pas unique et que beaucoup de porphyroblastes apparemment anté-alpins soient en fait, plus récents.

Je ne citerai que pour mémoire les minéraux accessoires qui sont difficilement intégrables dans une telle chronologie. Ce sont : la calcite, la tourmaline, l'apatite, le zircon, le rutile, l'ilménite. Zircon et apatite, souvent cassés peuvent être anciens.

Les minéraux antérieurs à la paragenèse alpine sont donc rares si l'on excepte la "paragenèse granitique" on ne trouve que de vagues nodules épigénisés en chloritoïde et difficilement interprétables. Il ne reste donc que très peu d'éléments pour reconstituer une paragenèse plus ancienne. Le métamorphisme hercynien, s'il a existé, devait donc être de degré égal ou inférieur au métamorphisme alpin, qui l'a complètement masqué. Par voie de conséquence, nous devons admettre que les granites du compartiment Levannas-Evettes se sont mis en place dans une série relativement peu métamorphique.

III - ZONEOGRAPHIE.

La région étudiée, doit être placée, dans sa totalité,

à la limite entre la zone des micaschistes supérieurs et celle des micaschistes inférieurs. En effet la biotite, au moins sous sa forme acajou, est toujours présente mais l'oligoclase ne cristallise jamais. La zonéographie définie par F. Ellenberger dans la Vanoise est beaucoup plus satisfaisante ici : nous serions dans la zone "C", caractérisée par la disparition complète de toute structure sédimentaire.

Au point de vue faciès régional, au sens d'Eskola, on peut classer les roches du Grand-Paradis dans le faciès "greenschist", plus précisément dans un subfaciès à "biotite acajou-chlorite" où le grenat et le chloritoïde seraient présents.

IV. - CONCLUSION.

Nous avons pu voir que le métamorphisme alpin est seul observable et que les rétro-morphoses observées s'expliquent très bien par plusieurs phases successives de ce métamorphisme, lié à l'évolution tectonique. Les seuls minéraux qui peuvent être anté-alpins, sont, des minéraux résiduels de roches éruptives anciennes, mais aucune trace de métamorphisme ne peut être mise en évidence sur ces reliques. L'établissement de cette conclusion repose essentiellement sur le fait que les mêmes paragenèses minérales peuvent être observées dans les schistes lustrés, dans le Trias et dans les différentes séries du socle anté-triasique.

CHAPITRE IX

TECTONIQUE

I - LES PLIS ET LES LINEATIONS.

Nous avons déjà vu, lors de la description des ensembles lithologiques et dans l'introduction structurale, que la région étudiée est affectée de plissements. A l'exception du grand pli du Plateau des Loses, bien visible depuis le village de Bonneval, et de quelques charnières d'échelle hectométrique, ces plis doivent être déduits des éléments observables à petite échelle, c'est à dire des linéations et des microplis. En règle générale, chaque linéation, même lorsqu'elle se marque par un alignement de minéraux, correspond à des microplis ce qui suggère une liaison entre les déformations et le métamorphisme. Il existe deux phases principales de plissement, superposées dans bien des cas, que nous étudierons l'une après l'autre :

A - Plis d'axe W.N.Wi-E.S.E. (N.295° à N. 305°).

Ces plis, les plus anciens, sont rarement observables directement sauf dans le compartiment Levanna - Evettes où existent de grands plis, (d'échelle hectométrique), appartenant à cette phase. S'agit-il de charnières de grands plis couchés, ou bien d'un simple fronçage généralisé (drag folds à grande échelle), négligeable si l'on considère l'ensemble du massif. J'ai essayé de résoudre ce problème par la stratigraphie des septuns non granitisés, or nous avons vu qu'il était illusoire de vouloir s'appuyer sur cette stratigraphie pour résoudre les problèmes de structure. Les plis, parfois d'échelle importante (il est possible que les deux niveaux de roches vertes de l'Ouille de Trièves dessinent un tel pli), sont toujours déversés vers le Nord et parfaitement synschisteux. La schistosité cristallophylienne, marquée par la disposition planaire des principaux

éléments minéralogiques, coïncide toujours avec la schistosité de plan axial des plis, qui ne sont donc visibles que lorsque les conditions lithologiques (alternance de niveaux de composition différentes) s'y prêtent (Pl. XIV.). Il est parfois possible de deviner des "fantômes" de telles structures plissées dans les faciès homogènes.

Le problème reste posé (et il n'est pas particulier aux gneiss de Bonneval) de savoir si l'observation de plis couchés de petite échelle, à plans axiaux subhorizontaux, correspondant à la foliation métamorphique, permet de déduire l'existence de grandes structures couchées en nappes complexes de type de celles qui sont décrites par P. Michot dans la catazone norvégienne. Je ne puis, dans le cadre de cette étude trop locale et en l'absence de critères "stratigraphiques", que poser le problème.

B - Plis d'axe N.N.E. - S.S.W. (N.205°).

Ces plis plus tardifs, reprennent les structures antérieures. La linéation L_1 correspondant aux plis anciens est toujours enroulée autour des plis de seconde phase, d'axe N.N.E. - S.S.W. Les deux directions d'axes étant approximativement orthogonales, il n'est pas possible d'observer de dédoublement apparent de la linéation ancienne qui s'enroule autour des plis récents. La linéation ancienne garde donc, à quelques degrés près (valeur inférieure à l'étalement statistique des mesures), le même azimuth dans les flancs normaux et dans les flancs inverses. Il est possible d'envisager l'existence d'une charnière de seconde phase (N.205°) lorsque, dans une zone déterminée, souvent de superficie restreinte, les linéations anciennes acquièrent des plongements importants. Dans ces zones de charnière de seconde phase, les roches prennent, surtout dans les faciès fins (gneiss minuti), un aspect "nébulitique", le feuilletage disparaît presque totalement à l'exception de quelques plans phylliteux conservés où l'on observe la linéation L_1 . Cette allure

de "nébulite albitique" a pu être obtenue, par recristallisation de l'albite, postérieure à une phase de remobilisation synchrone de la déformation. De petits plis affectent les plans phylliteux résiduels et les minéraux phylliteux sont orientés parallèlement au plan axial de ces plis. J'ai pu observer localement (la Cristallière) des plis d'échelle métrique voisins, de même axe et de même orientation de plan axial, dont les uns sont parfaitement synschisteux (micas orientés suivant le plan axial) et les autres postschisteux (micas tournant autour de la charnière). On peut expliquer de deux façons la coexistence de ces plis de style différent :

plissement

- Les plans plissés peuvent être différents (statification, ancien feuilletage). Dans les zones de "nébulites albitiques", les plans phylliteux existant donnent, plissés, aux plis de phase II, une allure postschisteuse.
- Les phases de recristallisation encadrent la phase de plissement et, suivant les cas, l'une ou l'autre est prépondérante.

Comment se fait-il que certains minéraux ("phengites" en particulier), s'orientent dans les plans axiaux correspondants à deux phases de plissement successives ? Trois hypothèses sont envisageables :

- 1) Il existe en fait, deux paragenèses successives contenant du mica blanc pseudo-uniaxe.
- 2) Les micas primaires sont réorientés dans les charnières de la phase II.
- 3) Les deux systèmes de plis sont coplanaires (au point de vue de leur plan axial). L'étude statistique des pôles de plans, montre que cette dernière hypothèse est possible.

C - LES LINEATIONS.

Les linéations mesurées se répartissent en trois groupes :

1) Axes de plis d'échelle centimétrique à millimétrique.

Ces axes correspondent, en orientation, aux deux systèmes de plis déjà définis. Les linéations correspondant à la seconde phase donnent souvent aux surfaces qu'elles affectent un aspect gaufré caractéristique. Ce gaufrage reprend, partout en l'ondulant, la linéation la plus ancienne, et il est surtout visible dans les faciès fins et dans les faciès très phylliteux. A ces deux directions de linéation, s'ajoutent parfois, surtout dans les Schistes lustrés, un gaufrage, nettement moins bien marqué que le précédent, orienté N.S. à léger plongement Nord.

2) Alignements de minéraux.

Les minéraux dont l'alignement peut être mesuré sur le terrain sont assez rares. Ce sont les "phengites", quelques amphiboles (les grandes actinotes peu colorées n'ont souvent qu'une orientation planaire) et, dans les orthogneiss les microclines et les biotites orientés suivant la linéation N. 305°. Partout, l'alignement des minéraux correspond à la linéation ancienne N.305°. Par contre il arrive que des phyllites soient disposées suivant les plans axiaux de plis de petite échelle, de la seconde phase, mais cette orientation planaire se fait sans orientation linéaire.

3) Microflexures et fentes d'albitisation.

Le compartiment Levanna -^rEvettes, composé en majeure partie, d'orthogneiss et de gneiss ocellés, présente souvent une linéation marquée par des microplis flexuraux, qui s'accompagnent d'un blanchiment de la roche correspondant à un enrichissement local en albite. Ces flexures, toujours orientées N.210°, replissent la linéation ancienne.

D - ETUDE STATISTIQUE DES LINÉATIONS ET DES STRUCTURES PLANAIRES.

Cette étude statistique porte sur environ 400 mesures

de linéation (axes de microplis et alignements de minéraux), et 200 mesures de plans de foliation. Les mesures sont reportées sur un diagramme de Schmidt.

Le diagramme total des linéations mesurées, (fig. n° 2) montre un maximum important entre N.295° et N.305° qui s'étale assez largement. Un autre maximum (N.210°) est mieux groupé. Les deux directions ainsi définies sont presque orthogonales ce qui explique l'absence de déviation de la linéation la plus ancienne, par les plis tardifs.

Le diagramme obtenu, en ne tenant compte que des mesures effectuées dans la Série de Bonneval, montre un caractère particulier : le maximum ^{qui} correspond à la linéation ancienne est légèrement décalé vers le Nord (de 10° environ), par rapport au maximum observé sur le diagramme total (fig. N° 4). Par contre, si l'on groupe les mesures provenant des orthogneiss et des septums, on constate une déviation vers le Sud du maximum de cette linéation (fig. n° 5).

Cela explique l'étalement constaté sur le diagramme total. Deux hypothèses viennent à l'esprit pour expliquer ce dédoublement de la linéation NW.SE :

- a) Il s'agit de deux linéations différentes, n'ayant pas la même signification (l'une des deux pouvant être plus ancienne).
- b) Il s'agit, et cela est plus probable, de la même linéation, qui subit, à l'Ouest, une inflexion progressive vers le Nord. Un tel phénomène est observable sur le terrain : depuis Forno-Alpi-Graie, jusqu'à l'Ecot, on voit la linéation principale passer dans les orthogneiss de N.275° à N. 310°, d'une façon apparemment progressive. L'ensemble des axes anciens subirait donc, de l'Est vers l'Ouest, une virgation vers le Nord-Ouest. Cela peut correspondre à la surrection tardive, en dôme, du Grand Paradis. L'accident de l'Ecot, correspond peut-

être à un déplacement non semblable, des compartiments qu'il délimite, l'un par rapport à l'autre (les directions de plans et d'axes ne se retrouvant pas identiques après le mouvement), déplacement qui aurait accentué localement la virgation observée depuis Forno- Alpi-Graie. Le diagramme des pôles de plans de foliation (et des plans axiaux de plis) montre un maximum unique très net. Il serait logique, étant donné la dualité des systèmes de plis, d'avoir un dédoublement du maximum. Cela n'est pas le cas ; deux interprétations sont possibles :

a) les deux systèmes de plis sont synchrones et ont un même plan axial. Cela ne cadre pas avec les observations de terrain : la linéation L_2 (N.210°) reprend toujours la linéation L_1 (N.305°).

b) Les deux systèmes de plis sont coplanaires. Le second système a "utilisé" les plans axiaux déjà matérialisés lors de la première phase. Cela explique le fait que les seuls plis post-schisteux observés sont de seconde phase : localement l'utilisation des plans axiaux de la première phase n'a pu être réalisée.

Vient à l'encre

II - LES FAILLES ET LES DIACLASES.

Dès l'abord le socle gneissique semble plus fracturé que les Schistes lustrés. Il est délicat, étant donné la monotonie de faciès et l'absence de critères stratigraphiques sûrs de déterminer parmi ces fractures celles qui ont une certaine importance structurale et celles qui ne sont que de simples diaclases. Les critères de gisement de ces failles (présence de mylonites injection de cargneules, fractures ouvertes) sont insuffisants, car elles ont toutes, plus ou moins, rejoué tardivement. Les deux critères que je retiendrai pour la classification de ces failles sont les suivants :

le contact avec les

-96-

- affectent-elles les Schistes lustrés ?

- séparent-elles dans le socle, des compartiments lithologiques différents ?

Affectant les Schistes lustrés, elles ont eu un rejeu tardi - alpin notable (plus important qu'une simple fracturation aboutissant à la formation de diaclases). Déterminant des compartiments de socle à lithologie différente, elles sont certainement anciennes et antérieures à la mise en place des Schistes lustrés.

1) Les accidents anciens.

Le plus important est l'accident de l'Ecot qui sépare l'ensemble de la Série de Bonneval, à l'Ouest, des autres termes du socle à l'Est. De direction presque méridienne (légèrement N.E-S.W.) cette faille a une signification structurale majeure; son rejeu alpin est important : mesurable au dessus de l'Ecot (rive gauche de l'Arc), il est de l'ordre de la centaine de mètres. Ce rejeu alpin, tardif, est responsable de la plupart des mylonites, (les gneiss oeillés qui ont subi un début de mylonitisation sont ^{déjà} des orthogneiss, c'est à dire qu'ils ont déjà subi, avant la fracturation, une phase alpine de déformation). Il est à noter aussi, dans ces failles, les fréquentes injections "per descensum" de cargneules.

La faille de l'Ecot est doublée, à l'Ouest, par une autre faille moins importante qui sépare le compartiment de la Manda, de celui de Bonneval. L'un de ces compartiments (Bonneval) est constitué de gneiss albitiques de la Série de Bonneval à l'exclusion de tout autre terme, l'autre (la Manda) de gneiss à faciès Pont de la Lame, de gneiss à faciès Bonneval, de Série verte du Montet. Ces compartiments étaient déjà individualisés; sinon avant le Trias (qui occupe toujours une position sommitale par rapport à ce socle et a donc pu se déposer sur un ensemble déjà tectonisé), du moins avant la mise en place des Schistes lustrés.

D'autres failles dans le compartiment Levanna -Evettes, sont moins régulières et on les perd facilement parmi d'innombrables fractures et failles de moindre importance; la faille qui coupe en deux l'Ouille de Trièves, par exemple, semble importante, mais il n'est pas possible de préciser si elle se continue au pied Est du Mont Sėti ou si elle va passer dans la gorge de la Recula.

2) Les failles récentes.

Je signalerai d'abord pour mémoire, les rejeux d'accidents anciens, qui sont souvent marqués par des injections de cargneules (Montet, Torrent de derrière la Mine, l'Arcelle). Trois directions sont prépondérantes dans les failles tardives qui ne sont souvent que de simples diaclases; ce sont :

- N.E -S.W. correspondant aux "fentes d'albitisation",
- N-S. failles de la région des Evettes,
- WNW -ESE. failles découpant en tranches les structures de la Série de Bonneval.

Toutes ces failles ont un rejet apparemment faible, non mesurable à cause de la monotonie de faciès.

III - TECTONIQUE DES SCHISTES LUSTRES.

Ils sortent du cadre de cette étude mais leur observation est nécessaire pour replacer dans un cadre d'ensemble l'histoire alpine du socle gneissique. Leur caractéristique principale est d'être divisés en feuilletés superposés séparés par des digitations allongées de cargneules. L'une de ces digitations célèbre, est la digitation de l'Iseran qui s'étend de la pointe du Méan Martin, jusqu'à la Pointe de Bassagne. Dans la vallée de l'Arc elle-même, sur la rive droite, on compte, au niveau du plateau des Loses, trois digitations superposées de cargneules. Toutes ces digitations se ferment vers l'Est en se perdant

dans la masse des Schistes lustrés.

On peut interpréter ce type de structures, de la façon suivante : lors d'une phase de reflux vers l'est des Schistes lustrés, il y a eu décollement différentiel des Schistes lustrés "sous le vent" des reliefs de la structure du socle. Dans les plans de "clivage" ainsi définis se sont injecté latéralement, des cargneules. L'intensité de ce décollement différentiel diminue lorsqu'on s'éloigne des reliefs du socle, ce qui explique la fermeture vers l'Est des digitations de cargneules. La digitation de l'Iseran ne serait qu'une forme hypertrophiée d'un tel décollement correspondant, peut-être, à cet énorme "relief" que forme le massif du Grand Paradis, dans son ensemble. Ces considérations font intervenir une tectonique de rétroécoulement en masse des Schistes lustrés, rétroécoulement facilité par la semelle tectonique formée par les cargneules. Nous ne retrouvons nulle part dans le socle, trace de tels phénomènes, il devient donc à peu près certain que les phases de plissement du socle sont antérieures à cette tectonique de rétroécoulement. Les Schistes lustrés devaient être déjà plissés, structurés, métamorphiques (les cargneules bréchiqes sont souvent à éléments de calcschistes métamorphiques), avant la phase de rétrocharriage, car on y trouve toutes les linéations présentes dans le socle. Cela permet donc de supposer que les Schistes lustrés ont subi, après leur mise en place, des déformations et un métamorphisme, un rétrocharriage dont il est impossible de donner l'ampleur, mais ceci ne donne aucun élément de réponse au problème de l'autochtonie ou de l'allochtonie des Schistes lustrés sur le Massif du Grand Paradis.

IV - ESSAI DE RECONSTITUTION DE LA GRANDE TECTONIQUE DU SOCLE.

Les grands accidents N.S qui séparent des compartiments de lithologie différente sont la seule manifestation observable d'une tectonique antétriasique possible. La grande tecto-

? ante arnee ds Sl

nique alpine précoce (d'axe N.W.-S.E.) est non moins difficile à imaginer. Elle est responsable d'une schistosité régionale soulignée par la foliation métamorphique qui s'avère, chaque fois que l'on peut l'observer, parallèle au plan axial d'un système de plis. Le problème est de déterminer l'échelle de ces plis. J'ai pu observer, en aval de Gias Neuf, dans la haute vallée de la Stura di Sea, des grands plis couchés successifs d'échelle hectométrique. Le petit nombre de belles coupes verticales sur le versant français ne m'a pas permis de telles observations et je n'ai pu mettre en évidence que des "zones intensément microplissées" à toutes les échelles, qui pourraient correspondre à de grandes charnières complexes de plis couchés d'échelle kilométrique. Mais tout cela ne repose que sur des éléments épars et je n'ai jamais pu observer de tels plis. La stratigraphie des septuns ne peut être d'aucun secours pour débrouiller les grandes structures.

La tectonique de seconde phase (axe N.E.-S.W.) est plus facilement interprétable, car un grand pli de cette phase est visible dans le paysage (plateau des Loses). Ce pli affecte le Trias, il est stratigraphiquement mieux daté que les plis de première phase. Légèrement déversé vers l'Est, son plongement axial est variable; il se présente comme un grand pli concentrique, affecté d'une schistosité de fracture parallèle au plan axial, dont le "top" présente longitudinalement une courbe flexueuse : cela explique les ennoyages rapides au N.E. et au S.W. de ce pli. Décalé par des failles de direction N.W.-S.E., il s'ennoie avec un plongement axial de 45° environ, sous le plateau d'Andagne. Un autre pli de ce type, conjugué avec une importante faille de direction N.W.-S.E., explique la remontée du socle à la Cristallière.

Cette seconde phase est très peu visible dans le compartiment oriental, au delà de la faille de l'Ecot. Nulle part je n'ai pu observer de structures de grande amplitude correspondant

à cette phase, dans les gneiss oëillés.

La faille de l'Ecot et peut-être, à un degré moindre, les autres accidents du même type, ont joué comme "différentiels tectoniques" : de part et d'autre les actions tectoniques n'ont pas été symétriques. Le compartiment oriental, très affecté par les plissements d'axe N.W.-S.E., n'a pratiquement pas souffert de la seconde phase, tandis que le compartiment occidental a subi les deux phases et notamment la seconde. Tout se passe comme si les plissements se produisaient indépendamment dans chaque bloc : cela explique que ces accidents anciens n'aient pas été affectés par les déformations alpines (orthogonaux aux axes des plis de première phase, ils n'ont pu être affectés par ces plissements).

Le synchronisme de la seconde phase et des mouvements de retrocharriage des Schistes lustrés est suggéré par le léger déversement vers l'E.S.E., du pli de ^Donneval. Néanmoins il faut admettre (voir Schistes lustrés) que l'écoulement différentiel des Schistes lustrés en feuilltres superposés, s'est continué après la formation des bombements du socle (dus en grande partie aux plis de seconde phase) condition nécessaire pour ^{que} les "digitations" de cargneules, "sous le vent tectonique" de ces bombements, aient pu se former.

V - CONCLUSION.

Les événements tectoniques se sont donc succédés de la façon suivante :

- ou alpin mésoce*
- 1) tectonique anté triasique séparant des compartiments de lithologie différente;
 - 2) première phase alpine responsable de la linéation N.305° et de la transformation en orthogneiss des granites anté-alpins;
 - 3) seconde phase alpine, affectant surtout la bordure occidentale du massif et les Schistes lustrés;
 - 4) retro écoulement des Schistes lustrés;

5) fracturation généralisée, avec rejeu des fractures
anciennes

CHAPITRE X

CONCLUSIONS

Les études en cours sur la partie Ouest du massif du Grand Paradis, n'ont amené, pour l'instant, aux conclusions suivantes :

-Existence de trois séries lithologiques différentes dont les rapports sont ambigus, et d'un Trias très réduit.

-Une granitisation complexe a affecté, avant l'orogénèse alpine, la série la plus profonde et épargné, du moins dans la région étudiée, la Série de Bonneval (gneiss minuti). Ces granites ont été transformés en orthogneiss par les déformations d'âge alpin.

-Prédominance de la tectonique et du métamorphisme d'âge alpin, dans l'évolution du socle du Grand Paradis: si un métamorphisme et une tectonique plus anciennes ont existé, ils ont été complètement masqués par les transformations alpines.

I - SERIES LITHOLOGIQUES.

Par suite de la structure compartimenté de l'ensemble du massif cristallin, les rapports entre les Séries de Bonneval et du Montet d'une part et les séries granitisées du compartiment Levanna - Evettes d'autre part sont inconnus.

La Série du Montet.

Formée de prasinites et de gneiss prasinitiques, elle rappelle les métadérivés basiques du Permien de Vanoise, mais aussi certaines roches des séries du Ruitor observées en compagnie de J. Fabre.

La Série de Bonneval.

Elle est constituée par une masse importante de gneiss albitiques et de gneiss ocellés clairs à microcline, dont l'o-

rigine volcanique ou volcanodétritique n'est que supposée (les reliques sont très rares). Il est donc prématuré de les attribuer au Permien.

Le Trias.

Le Trias repose indistinctement sur les deux séries précédentes, avec des faciès légèrement différents. Deux hypothèses sont possibles :

- Trias transgressif sur un socle déjà tectonisé;
- Trias dépendant de deux unités tectoniques distinctes;

Le petit nombre des affleurements et l'ambiguïté des rapports entre la Série du Montet et la Série de Bonneval ne m'ont pas permis de trancher entre ces deux hypothèses.

La Série granitisée du compartiment Levannas-Evettes.

Cette série n'est connue que par les septuns qui ont échappé à la granitisation. Ces septuns sont de deux types :

- septuns de roches vertes, comportant des prasinites associées à des gneiss albitiques et des gneiss ocellés clairs, pauvres en biotite et en chlorite;
- septuns de roches claires, où l'on trouve ensemble des roches blanches massives, finement litées, à petits ocellés de feldspaths potassiques, dont l'origine tuffacée est indubitable, et des faciès à cachet typiquement sédimentaire (quartzites albitiques, schistes noirs, conglomérats quartzo-feldspathiques possibles.)

L'ensemble de cette série semble donc d'origine volcanosédimentaire. Les termes franchement éruptifs semblent rares (prasinites en nodules évoquant des pillow lavas?).

II - LES GRANITES ANTE-ALPINS.

Connus à l'état d'orthogneiss (dont la linéation et la foliation sont d'âge alpin) ou localement bien conservés dans des zones peu déformées (granite de la Piatou) les granites sont bien caractérisés par :

- leur composition minéralogique : plagioclases rétro-

- morphosés, microclines perthitiques, biotite et quartz;
- leurs enclaves qui ont souvent une texture microgrenue ou des reliques de faciès volcaniques ou subvolcaniques (quartz rhyolitiques, plagioclases zonés, etc...)
- leur cortège filonien d'aplitites et de pegmatites.

Pour la transformation en orthogneiss de ces granites je propose le type d'évolution suivant : le granite, porphyroïde à l'origine, a subi une déformation intense, dans un climat où ses principaux éléments sont stables. La recristallisation syntectonique de la mésostase actuelle (quartz-albite, microcline) a permis la réorientation sur place, sans écrasement généralisé, des principaux éléments figurés dans la roche.

III - TECTONIQUE ET METAMORPHISME.

L'ensemble du socle est affecté par deux phases de déformations que je pense toutes deux alpines et de signification régionale. En effet leurs manifestations microtectoniques (linéations, plis) se retrouvent identiques dans les Schistes lustrés avoisinants, ainsi que dans les massifs voisins de Vanoise (F. Ellenberger), d'Ambin (M. Gay) et de Dora Maira (P. Vialon). La phase majeure, synchrone du métamorphisme alpin principal, est génératrice de plis isoclinaux de faible ampleur, d'axe W.N.W - E.S.E, déversés vers le N.NE et d'une linéation homoaxiale, bien visible dans l'ensemble des gneiss ocellés. Une phase plus tardive correspond, dans la Série de Bonneval, à des plis à grand rayons de courbure, sortes de grands voussoirs d'axe E.S.E W.N.W, déversés faiblement vers l'E.S.E. Des accidents redressés, antérieurs à la mise en place des Schistes lustrés, ont abouti à la formation de compartiments de composition lithologique différente. Cette compartimentation du socle est le seul phénomène que l'on puisse attribuer, à coup sûr à une tectonique anté-alpine.

Le métamorphisme alpin, intimement lié aux phases de

déformation (phyllitisation des surfaces "S", plans axiaux, de plis, croissance de minéraux suivant la linéation principale) s'est effectuée à la limite inférieure de l'épizone. Polyphasé, il accompagne les phases de déformation jusqu'à la recristallisation ultime du quartz, de l'albite et du microcline (F.III) qui s'est effectué après tous les mouvements et déformations.

Quant au métamorphisme hercynien, il est complètement masqué par les paragéneses alpines. Les seuls minéraux anciens sont ceux de la "paragénèse granitique" et certains porphyroblastes de microcline de faciès oillés clairs qui sont peut-être d'anciens "porphyres". Le métamorphisme régional hercynien a donc été soit nul soit plus faible que le métamorphisme alpin superposé.

BIBLIOGRAPHIE

Principales abréviations

- B.R.C.G.I. : Bolletino del R.Comitato Geologico d'Italia.
B.S.C.G.F : Bull. des Services de la Carte Géologique de France.
B.S.G.I : Boll. della Societa Géologica Italiana.
B.S.G.F : Bull. de la Société Géologique de France
B.S.M.P : Bull. Suisse de Minéralogie et de Pétrographie
C.R.Acad. Sc. Comptes hebdomadaires des S.éances de l'Académie des Sciences, Paris.
C.R.Somm. S.G.F : Compte rendu sommaire des S.éances de la Société Géologique de France, Paris.
- A.S.T.M (1960) Spécial technical publication 48.5 Index to the X ray powder data file. Am. Society for testing materials (Philadelphia)
- AMSTUTZ A. (1935) Note préliminaire sur la structure des Pennides au sud d'Aoste. Arch. Sc. Genève, 140, p. 214-222.
- (1949) Structure et genèse des plissements alpins au Sud d'Aoste. Ibid. 154, p.163 - 165.
- (1950) Pennides au Sud d'Aoste et nappe du Mont Rose. Ibid. 155, p. 231-232.
- (1951) Sur la zone dite des racines, dans les Alpes occidentales. Ibid, 156, p. 319 -323.
- (1951b) Sur l'évolution des structures alpines. Ibid, 156, p.323-329.
-(1951c) Sur le Paléozoïque des Pennides au Sud d'Aoste. Ibid, 156, p. 329-334.
- (1962) Notice pour une carte géologique de la

vallée de Cogne et de quelques autres espaces au Sud d'Aoste. Arch. Sc. Ph. et Nat. Genève, vol 15 fasc. 1.

ARGAND E. (1911) Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et des territoires environnants. Essai de Carte structurale. (Echelle 1/500.000) Mat. Carte Geol. Suisse (Nouv. Série), 27. (Carte spéciale n° 64, 4 Pl.)

- (1911) Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. Carte Géol. Suisse (Nouv. série) 31, p. 1 à 26, 1 Carte tectonique, 2 stéréogrammes.

- (1916) Sur l'Arc des Alpes occidentales. Eclog. Géol. Helv. 14, p.145-199.

- (1934) La zone Pennique. Guide Géol. Suisse, 3, p. 149-189.

ARGAND ET LUGEON M. (1905a) Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C.R. Acad. Sc. Paris 140, p.1364-1367.

(1905b) Sur les .. homologues dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. Ibid; 140 p. 1491-1493.

ATHERTON M.P. (1964) The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic facies. The Amer. Miner. . . . vol. 49, n° 9-10, p. 1331-1349.

AYRTON S. BUZZI M. (1963) Granitisation sélective de filons basiques dans la région de Qugssimiut, S.W Groënland. Eclog. Géol. Helv. 56, 2, p. 809-816.

BAILEY E.H , STEVENS R.E (1960) Selective Stanning of K feldspars and plagioclase in rocks slabs and thin section. The Amer. Miner. 45, p. 1020-1025.

- BARBIER R. BLOCH P ...etc. (1960)
Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre Mem. Prof. P. Fallot Soc. Géol. France, t. II, p. 331-377
- BARETTI M. (1877) Studi Géologici sul gruppo del Gran Paradiso Mem. R. Acad. Naz. Lincei, (3), 1, p. 195-313.
- BEARTH P. (1939) Ueber den Zusammenhang von Monte-Rosa und Bernhard. Decke. Eclog. Geol. Helv. 32, p. 101-111
- (1945) Ueber spätalpine granitische Intrusionen in der Monte-Rosa. Bernhard Decke. Bull. Suisse minéral. et Petro. 25, p. 1-22.
-(1948) Ueber Albitisierung im Altkristallin des Monte-Rosa. Ibid. 28, p. 140-145.
-(1949) Bemerkungen zur Metamorphose und Granitbildungen in Monte-Rosa Gebiet. Ibid, 29, p. 193-197.
-(1952) Géologie und Petrographie des Monte-Rosa. Mat. Carte Geol. Suisse, (Nouv. Série.) 96, 94 p.
-(1960) Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand St. Bernard dans le Valais (Suisse) Livre Mem. Prof. P. Fallot Soc. Géol. France t. II p. 407-418.
- BERTRAND J.M (1965) Données nouvelles sur la géologie de la partie française du Massif du Grand Paradis (Haute Maurienne) C.R. Acad. Sc. Paris, t. 260, p. 6405-6408.
- BERTRAND M. (1894a) Sur l'âge des Schistes lustrés de la Maurienne et de la Tarentaise. C.R. Som. Soc. Géol. France p/ 24-27.
-(1894b) Etudes dans les Alpes françaises. Structures en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphisme. Bull. Soc. Géol. France. (3) 22, p. 69-118.

- (1894c) Etudes dans les Alpes françaises. Schistes lustrés de la zone centrale. Ibid. (3), 22, P. 119-162.
- (1894d) Maurienne et Tarentaise. B. L. S. C. G. F. 38, p. 110-115.
- BERTRAND M. et TERMIER P. (1895) Carte géologique détaillée de la France au 1/80.000. Feuille 179bis. Bonneval sur Arc.
- (1899) Carte géologique détaillée de la France. 1/80.000. Feuille 169 ter: Tignes.
- BIANCHI A. DAL PIAZ G.B (1959) La memoria geologica-petrographica di R. Michel sul massiccio del Gran Paradiso e regioni limitrofe (osservazioni critiche) R; della Soc. Mineralo. Italiana; anno XV, p. 21-24.
- (1963) Gli inclusi di "micaschisti éclogitici" della zona Sesia nella formazione porphiritica permiana della zona del Canavese fra Biella e Orapa. Caratteristiche ed estensione dei fenomeni metamorfici. Giorn. di Geol. Ann. del Museo geol. di Bologna Serie (2) vol XXXI.
- BLANCHARD R. (1952) Les alpes occidentales. Tome III : Les Grandes alpes françaises du Nord (massifs centraux zone intra-alpine) Grenoble Arthaud 698 p. 91 pl, 8 cartes, 103 figures.
- BONIFAS M. (1959) Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Mem. Serv. Carte Géol. d'Alsace Lorraine, n° 17.
- BUCCA L. (1886) Appunti petrografici sul gruppo del Gran Paradiso nelle Alpi occidentali. Boll. Real. Geol. Ital. 17, p. 449-467.
- CABY R. GALLI J. (1964) Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone Briançonnaise. C.R. Acad. Sc; Paris, t. 259, p. 417-420.

- CALLEGARI E. MONESE A. (1959) La distribuzione del sodio e del potassio nelle rocce del massiccio del Gran Paradiso. Nota I.R. R. Acad. Nazion. Lincei Fasc. 1-2; Serie VIII, vol. XXVII. p.60-70.
- (1959) La distribuzione del sodio e del potassio nelle rocce del massiccio del Gran Paradiso. Nota II Ibid. Fasc. 3-4, Serie, VIII, Vol XXVII p. 131-135.
- (1960) La distribuzione del sodio e del potassio nelle rocce del massiccio del Gran Paradiso. Ibid. Fasc.6, Nota III: Le rocce femiche. Serie VIII, vol. XXVIII p. 883-888.
- COLLOMB P. (1960) La linéation dans les roches. Bull. Trim. Serv. Inf. Geol. du B.R.G.M, n° 48, 11p.
- CORNELIUS H.P. (1921) Ueber einige Probleme der penninischen zone der Westalpen. Geol.Rundschau, 10, p. 289-318.
- (1939) Das Profil des Col Lauzon in den Grajischen Alpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 27, p. 132-142.
- (1936) Einige Beobachtungen an den Gneissen des Monte Rosa und Gran Paradiso, Ibid. 29, p. 1-20.
- DAL PIAZ G.B (1928a) La digitazione gneissica del Val Inferno (Gran Paradiso) e le sue relazioni con la massa frontale del ricoprimento quinto. Rend. R; Acad. Naz. Lincei. (6),7,p.150-154.
- (1928b) sulla geologia del gruppo della Grivola. Ibid. (6),7,p. 414-419.
- (1928)c Geologia della catena Herbetet-Gran Nomenon. Mem. Ist. Geol. R.Univ.Padova,7, 83 p. (Carte au 1/25.000)
- (1938) Alcuni considerazioni sull'età degli orthogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alpi Tauri. Periodica di Mineralogia, 9, p. 273-287.
- (1939) La discordanza ercinica nella zona penninica e le sue conseguenze nei riguardi della storia

- geologica delle Alpi. B.S.G.I.p.105-152.
- DAL PIAZ G.V (1964) Il cristallino antico del versante meridionale del Monte Rosa paraderivati a prevalente metamorfismo alpino. Rend. Soc. Min. Italiana Anno XX
- DERR HOWIE ZUSSMANN (1962) Rock forming minerals 5vol. édité par Longmans, Green and Co Ltd.
- DEICHA G. (1964) L'expansion actuelle des recherches sur les inclusions fluides des minéraux et des roches. Ann. Soc. Geol. du Nord. LXXXIV, p. 83-89.
- DEMAY A. (1942) Microtectonique et tectonique profonde. Mem. Serv. Carte Geol. Fr. 247 p. 17 pl.
- DIDIER J. (1964) Les granites dans la littérature géologique. Bull trim. Serv. Geol. du B.R.G.M n°3
- DIDIER J. ROQUES M. (1959) Sur les enclaves des granites du Massif central français. C.R. Acad. Sc. Paris, 248, p. 1839-1841
- ELLENBERGER F. (1949a) Sur quelques caractéristiques du métamorphisme alpin dans la Vanoise. C.R.Somm. S.G.F. p. 249-250
- (1952b) Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. Ibid. p. 318-321
- (1954) Migmatites d'âge permien dans la zone houillère briançonnaise. (Alpes occidentales) Ibid. p. 64-67
- (1955b) Linéations et grande tectonique. Ibid. p. 174-177
- (1958) Etude géologique du pays de Vanoise. Mem. Carte. Géol. Fr.
- (1960) Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute Maurienne (Savoie) B.S.G.F.(7) II p. 190-194
- (1960) La Vanoise, un géanticlinal métamorphique

- in Livre Mem. Prof. P.Fallot Mem. Soc. Geol. Fr.
t. II, p. 383-393
- (1965) Le "style pennique". Rhéomorphisme ou cisaillement? Application au Grand Paradis. C.R.Acad. Sc. Paris, t 260, p. 4008-4011
- ELTER G. (1960) La zona pennica dell'alta e media valle d'Aosta e le unita limitrofe. Mem. Inst. Geol. Min. dell' Univ. de Padova. vol XXII 22 fig. 1 tavola, 1 carta tectonica 1/100.000
- ERNST W.G (1963) Petrogenesis of glaucophane schists. Journal of Petrology. vol 4, n°1, p. 1- 30
- ESKOLA P (1949) The problem of mantled gneiss domes. Quart. Jour. Geol. Soc. London , 104, p. 461-476
- EXNER C (1960) Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohe Tauern. In livre Mem. Prof.P.Fallot. t II, p. 503-515
- FABRE J Rapport Arc dans Tignes. Rapport E.D.F inédit.
- FOURMARIER P. (1948) Schistosité régionale et schistosité locale. Arch. Sc. Genève fasc. I, p. 188
- (1949) Etirement des roches et schistosité. B.S.G.F (5) t. XIX p. 569-575
- (1951) Schistosité, foliation et microplissement Arch. Sc. Genève Fasc. I, p.5
- (1952a) Aperçu sur les déformations intimes des roches en terrains plissés. Ann. Soc. Geol. de Belgique t 75, p. 181-194
- (1952b) Schistosité et phénomènes connexes dans les séries plissées. C.R. du 19° congrès Internat. Alger Section III, fasc. III, p 117-131
- (1953) Schistosité et grande tectonique. Ann. Soc. Geol. de Belgique. t 76, p. 275-301

- (1960) Les déformations mineures des roches. (Schistosité, microplissement, foliation) dans les chaînes plissées de la zone méditerranéenne. In Livre Mem. Prof. P. Fallot Mem. S.G.F t 1, p.57-82
- FRANCHI S. (1898) Sull' eta mesozoica della zona delle pietre verdi nelle alpi occidentali. B.R.C.G.I, 29, p. 173-247, 325-482
- (1899) Nuove localita con fossili mesozoici nella zona delle pietre verdi presso il colle del piccolo San Bernardo. Ibid. 30, p. 303-324
- (1904) Ancora sull'eta mesozoica della zona delle pietre verdi. Ibid. 35, p. 125-179
- (1925a) I dati stratigrafici et paleontologici fondamentali per l' eta secondaria dei Calcescisti e l'ipotesi di un grande carreggiamento della massa di questi nelle Alpi franco-italiane. Rend. R. Acad. Naz. Lincei, (6) 1, p. 283-291
- (1925b) Sulla grande varieta dei complessi litologici del Trias metamorphico delle Alpi occidentali. Ibid. (6),1, p.423-429
- GASTALDI B. (1871) Studi geologici sulle Alpi occidentali Mem. Desc. Carta Geol. Italia, 1, p. 1-36
- (1874) Studi geologici sulle Alpi occidentali. Ibid, 2, p. 1-63
- (1878) Sui rilevamenti geologica fatti nelle Alpi piemontese durante la campagna del 1877. Mem. R. Acad. Naz. Lincei, (3), 2, p. 1-11
- GAY M. (1963) Présence de discontinuités dans la série siliceuse du massif d'Ambin. (Alpes franco-italiennes) C.R. Acad. Sc. Paris, t 256, 23, p. 4937-4938
- (1964) Les leyptinites alcalines du Massif d'Ambin. (Alpes franco-italiennes) C.R.Somm. S.G.F, fasc.4 p. 170-172

- (1964) A propos de certaines écailles du Massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes) C.R.Somm. S.G.F Fasc. 5, p.183-185, 1 fig.
- GIGNOUX M. Géologie stratigraphique. 5^e édition Masson Paris.
- GOGUEL J. (1952 b) Traité de tectonique Paris Masson.
- (1952 b) Tectonique des Schistes lustrés de Bonneval. (Savoie) C.R. Somm.S.G.F p. 309-311
- GROLIER J. (1963) La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples.
- VIALON P. Bull. S.G.F (7) VI p. 309-322.
- GUITARD G. (1960) Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales; leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. B.S.G.F (7), II, p. 862-887
- (1961) Micropathite d'origine volcanique dans les gneiss ocellés du Canigou (Pyrénées orientales) Bull. Soc. Fr. Crist. Min. vol. 84, p. 92-93
- (1962) Sur l'existence de plis anté schisteux dans le Paléozoïque inférieur et les gneiss du Massif de Canigou-Carança (Pyrénées orientales) C.R. Somm. S.G.F p.297-299
- (1963) Sur la présence de feldspaths à structure rapakivi et à inclusions en zone dans les gneiss ocellés du Massif de Canigou-Carança. (Pyrénées orientales) Ibid. p. 82-83
- (1963) Sur l'importance des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'anciens granites parmi les gneiss du Canigou. (Pyrénées orientales) C.R.Somm. S.G.F, p. 130-132
- GUITARD G. RAGUIN E. SABATIER G. (1960) La symétrie des feldspaths potassiques dans les gneiss et les granites

- des Pyrenées orientales : Bull. Soc. Fran. Min. Crist. t. LXXXIII, p. 48-56
- HALFERDAHL L.B. (1961) Chloritoid: its composition, X ray and optical properties . Stability and occurrence. Journal of Petrology. Vol 2 part I p. 49-134
- HARKER A. (1950) Metamorphism. 3^o Edition 362 P.
- HERMANN F. (1925a) Cinq coupes à travers les Alpes occidentales. C.R. Somm. S.G.F, p. 127-128
- (1925b) Sur la structure des Alpes occidentales. C.R.Somm. S.G.F, p. 176-178
- (1925c) Paléogéographie et genèse pennique. Ecl. Geol. Helv. 19, p. 604-618
- (1925 d) Sur le faisceau de plis en retour de Val-savaranche et les prolongements de l'éventail de Bagnes dans les Alpes franco-italiennes. CR. Acad. Sc.Paris t.180, p. 1515-1517
- (1938) Carte géologique des Alpes du Nord occidental au 1/200.000 et carte structurale au 1/750.000
- (1951b) La structure clastique dans les Alpes occidentales. CR. Acad.Sc. Paris t.232, p. 859-862
- (1951c) Striction et écoulement dans les Alpes occidentales Ibid. t. 232, p. 1228-1230
- (1951d) Ecoulement et serrage final dans les Alpes occidentales. Ibid. t.232, p. 1307-1309
- HIEKE MERLIN O., JUSTIN VISENTIN E. (1962) Studio dei componenti accessori nelle rocce del Gran Paradiso, con particolare riguardo ai minerali radioattivi. Publ. Consiglio naz. delle ricerche. Padova.
- JAFFE F.C. Les ophiolites et les roches connexes de la région du col des Gets. (Chablais, Hte Savoie) Pub. Lab. Geol. Univ. de Genève Nelle. Série n° 84
- JOHANNSEN Ph.D. (1939) A descriptive petrography of the igneous rocks (4 vols) Univ. of Chicago press.

- JUNG J. Précis de petrographie. Masson. Paris.
- JUNG J. et ROQUES M. (1936) Les zones d'isonétamorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central français. Rev. Sc. Nat. Auv. 2, p.38-85
-(1952) Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes B.S.C.G.F, 235,62p.
- KOHLER A. (1949) Recents results of investigations on the felspars. Journ. of Geol. t.57, p. 592-599
- KRUMMENACHER D. EVERNDEN J.F. (1960) Déterminations d'âge isotopiques sur quelques roches des Alpes par la méthode de Potassium-Argon. B.S.M.P, 40,p.267
- KULBICKI G. VETTER P. (1955) Sur la présence d'argiles bauxitiques dans le Stéphanien de Decazeville. CR. Acad. Sc. de Paris 240, p. 104-106
- LACROIX A. (1901) Sur deux nouveaux groupes d'enclaves des roches éruptives. B.Soc. Fr. Min. Paris (34) p.488-504
- DE LAPPARENT J. (1935) Les hydroxydes d'aluminium des argiles bauxitiques de l'Ayrshire (Ecosse) Bull. Soc. Fr. Min. t. LVIII p. 246-267
- LEMOINE M. (1955) Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (Hautes Alpes) . CR. Somm. S.G.F, n° 5-6 p. 94
-(1962) Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les Schistes lustrés du Queyras (Hautes Alpes) et des régions voisines. Ibid, n° 7 p. 186-188
- LORY Ch. (1866) Essai sur la structure géologique de la partie des Alpes comprise entre le Mont blanc et le Mont Viso. Alpes.. B.S.G.F, (2) 23, p. 482-497
-(1881) Sur les Schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région. Ibid. (3),9, p. 652-679

- LUGEON M. (1902) Sur la coupe géologique du Massif du Simplon. CR. Acad. Sc. Paris 134, p. 725-727
- MATTIROLO E. (1899) Relazione sul rilevamento geologico eseguito nel 1897 nella valle de Champorcher (Alpi Graie) B. R. G.G.I, 30, p. 3-29
-(1905) Su di una carta geo-litologica della valle di Lanzo. Ibid, 36, p. 191-211
- MICHARD A. (1962) Sur quelques aspects de la zonéographie alpine dans les Alpes Cottiennes méridionales. B.S.G. F. 7^e Série, t.4, n^o4 p. 477-491.
- MICHARD A. Une nappe de socle dans les Alpes Cottiennes internes? Implications paléogéographiques et rôle éventuel de mouvements crétacés. C.R.Acad.Sc. 260, p.4012-4015.
- MICHEL R. (1949) Micaschistes albitisés dans les Schistes lustrés de la Haute Maurienne. CR. Acad. Sc. Paris, 228, p. 1875-1876
-(1951a) Zonéographie et âge des schistes cristallins du Massif du Grand Paradis. (Alpes franco-italiennes) Ibid, 232, p. 1365-1366
-(1951 b) Lo studio petrografico degli gneiss del Gran Paradiso (Alpi Graie) e sul conseguenze sulla genesi e sull'età di queste rocce B.S.G.I. p. 592-598
-(1951c) Relations zonéographiques entre le Massif de Sesia Lanzo et le Massif du Grand Paradis (Alpes piémontaises) CR. Acad. Sc. Paris, 233, p.1470-1471
-(1952) Résultats de l'étude pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia Lanzo. Trav. Lab. Geol. Grenoble, 30, p. 149-165.
-(1953) Les Schistes cristallins du Massif du Grand Paradis et de Sesia Lanzo (Alpes franco-italiennes)

- Thèse, Sciences de la terre, Nancy, t.1, n° 3-4
287 p. 1 Carte couleur, 1 pl.
- MICHOT P. (1951) Essai sur la géologie de la catazone. Bull. Acad Roy. de Belgique. Cl. des Sciences, V° sér. t XXXVII p. 260-276
- (1955) Anorthosites et anorthosites. Ibid, V° ser. t.XLI p. 275-294
- (1956) Structures tectoniques de la catazone norvégienne. Ibid, V° ser. t;XLII p. 209-227
- (1955) L'anatexie leuconoritique. Ibid, V° ser. t. XLI p. 374-385
- (1956) La géologie des zones profondes de l'écorce terrestre. Ann. Soc. Geol. de Belgique. t. LXXX p. 19-60
- (1957) Constitution d'un dôme de gneiss coiffé en milieu catazonal profond. Bull. Acad. Roy. de Belgique Cl. des Sciences. V° Ser. t. XLIII p.23-44
- (1957) Phénomènes géologiques dans la catazone profonde. Geol. Rundschau Band.46; Seite 147-173
- (1960) Le problème des intrusions marginales. Ibid. Bd. 50, Seite 94-105
- (1960) La géologie de la catazone : le problème des anorthosites, la palingénèse basique, et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional. (Norvège Méridionale) Int. Congress. XXI Session Norden Excursion Ag.
- (1963) La structure continentale. Bull. Acad. Roy. de Belgique Cl. des Sciences V° ser. t. XLIX
- MILLOT G. (1964) Geologie des Argiles. Masson. Paris.
- MIYASHIRO (1961) Evolution of metamorphic belt. Journal of petrology, 2, p.277-311.
- NOBLE D.C. (1962) Plagioclase unmixing and the lower boundary

- of the amphibolite facies. Jour. of Geology, 2,
p. 234-240
- NOVARESE V. (1894a) Nomenclature e sistematica delle rocce
verdi delle Alpi occidentali. B.R.C.G.I, 25, p.164
-181
-(1894b) Relazione sul rilevamento eseguito nelle
Alpi occidentali (Valli del'Orco et della Soana)
nella campagna del 1893 Ibid, 25, p.215-230
-(1899a) Relazione sul rilevamento geologica del
1898 nella val Soana e nella Valsavaranche. Ibid.
30, p. 29-31
- PANGAUD G. LAMEYRE J. MICHEL R. (1957) Age absolu des migmatites
du Grand Paradis (Alpes franco-italiennes) CR.Acad.
Sc. Paris t.245, p. 331-333
- PERRIN R. ROUBAULT M. (1947) Sur l'âge alpin de noyaux des nappes
penniques CR. S.G.F. P. 252-254
-(1951) Les idées nouvelles en pétrographie et
l'étude du métamorphisme alpin. B.S.M.P. 31, p.552
-577
- PHILPOTTS A.R. (1964) Origin of pseudotachylites. Am. Jour. Sc.
vol. 262, p.1008-1035
- QUENSEL P; (1916) Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an
Material aus dem Kebnekaisergebiet. Bull. of the
Geol. Inst. of Upsala. Vol. XV p. 91
- RAGUIN E. (1925) Nouvelles observations sur la Région des Alpes
comprise entre Modane et Tignes. B.S.G.F, (4)
p. 703-727
-(1926) Au sujet de divers types de mylonites gra-
nitiques le long des lignes de dislocation de l'
Ouest du plateau central. Mem. Serv. Carte Geol.
161, t. 29, 18 p. ! carte.
-(1929a) le faisceau vermiculaire de Zermatt a-t-
il son homologue dans la structure géologique de

- la Haute Maurienne? CR.Acad. Sc. Paris! 189,
p.859-860
- (1929b) Subdivision de la nappe des Schistes lustrés en Haute Maurienne. Ibid. 189, p.934-936
- (1930a) Sulla struttura della "nappe des Schistes lustrés" nell'Alta Moriana (Francia) Mem. Inst. Geol. R. Univ. Padova, 8, p. 56-65
- (1930b) Notice explicative de la feuille de Tignes au 1/50.000 (Imprimerie nationale, Paris) 58 p.
- (1930c) Haute Tarentaise et Haute Maurienne (Alpes de Savoie) Meme. Expl. Carte Geol. France ,IV,107p.
- (1931) Notice explicative de la feuille de Lanslebourg. 1/50.000 (Imprimerie nationale, Paris) 47 P.
- RAGUIN E. HERMANN F. (1930) Carte geologique de la France à l'échelle du 1/50.000 Feuille XXXVI-33 : Tignes
- (1931) Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50.000 Feuille XXXVI -34 : Lanslebourg
- RAMBERG J.G. (1952) The origin of métamorphic and metasomatic rocks. Univ. of Chicago Press
- RAMSAY J.G. (1962) Interference patterns produced by superposition of folds of similar type. Journ. of Geol. 70, p. 466-481
- (1963) Structure and métamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the N.W Calédonides in "The British Caledonides" edited by M.R.W. Johnson and F.H.Steward (London) p. 143-175
- REUNION extraordinaire en Maurienne et Tarentaise (Savoie)
(1954) CR.Somm. S.G.F, p. 435-505, 1 carte hors texte
- RITMANN A. Les volcans et leur activité. Edition française par H.Tazieff Masson, Paris.
- RODGERS J. (1960) L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale. In liv. Mem . Prof. P.Fallot

- Men . S.G.F, t.1, p. 83-96
- SABATIER G. A propos de la mesure de pourcentage de triclinisme des feldspaths potassiques. Bull. Soc. Fr. Min. Crist. LXXXVI, p. 64-68
- SCHAER J.P (1960) Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. Trav. Inst. Geol. Univ. Neuchatel
- SEDERHOLM (1923) On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of south-western Finland. Comm. Geol. Finland Bull. (58) p. 75-95
- SISMONDA A. (1838) Osservazioni mineralogiche e geologiche per servire alla formazione della carta geologica del Piemonte. Mem. R. Acad. Sc. Torino. (2), 2, p. 1-40
-(1848) Notizie e schiarimenti sulla costituzione delle Alpi piemontesi. Ibid. (2) p. 9
- STELLA A. (1894) Relazione sul rilevamento eseguito nell'anno 1893 nelle Alpi occidentali. (Valli dell'Orco e della Soana) B.R.C.G.I, 25, p. 343-371
- TERMIER P. (1891) Etude sur la constitution geologique de la Vanoise. B.S.C.G.F, 20, p. 1-147
-(1895) Feuille de Bonneval au 1/80.000 Ibid. CR. Coll. 44, p. 150-152
-(1901a) Sur les micaschistes, les gneiss, les amphibolites et les roches vertes des Schistes lustrés des Alpes occidentales. CR. Acad. Sc. Paris, 133, p. 841-844
-(1902) Quatre coupes à travers les Alpes franco-Italiennes B.S.G.F, (4), 2, p. 411-433
-(1903) Les schistes cristallins des Alpes occidentales. C.R. IX^o Congrès Geol. Int. Vienne p. 571-586
-(1907) Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. B.S.G.F, (4), 7; p. 174-189

-(1928) Le pays des nappes des Alpes françaises.
C.R.Acad. Sc. Paris, 186, P. 113-117

TURNER F.S., VERHOOGEN (1960) Igneous and metamorphic petrology
Second. édition Mc. Graw Hill Book company

TURNER F.S., WEISS L. Structural analysis of metamorphic tecto-
nites. Mc. Graw. Hill. Book company.

OFFICIO GEOLOGICO D'ITALIA

-(1912) Carta geologica d'Italia. Foglio 41 della
carta al 1/100.000 : Gran Paradiso

-(1912) Carta geologica d'Italia. Foglio 42 della
carta al 1/100.000 : Ivrea

-(1913) Carta geologica d'Italia. Foglio 55 della
carta al 1/100.000 : Susa

-(1925) Carta geologica d'Italia. Foglio 56 della
carta al 1/100.000 : Torino.

VIALETTE Y., VIALON P. (1964) Etude géochronologique de quelques
micas des formations du Massif de Dora-Maira
(Alpes Cottiennes piémontaises) Ann.Fac.Sc. Univ.
de Clermont. 25, p. 3010-3012

VIALON P. -(1961) Présence d'une discordance à affinités
saaliennes dans le Massif de Dora Maira (Alpes
cottiennes piémontaises) Ibid. 253, p. 1820-1822
-(1960) Existence de formations détritiques dans
les schistes cristallins du Massif de Dora Maira
(Alpes cottiennes piémontaises) C.R.Acad Sc. Paris
251- p.1886-1888
-(1962) Tectonique et métamorphisme dans le Massif
de Dora Maira (Alpes Cottiennes) C.R.Somm. S.G.F
p.127-128
-(1962) Sur le Permien dans le Massif de Dora Maira
(Alpes Cottiennes) Ibid. p. 210-211
-(1962) Orthogneiss et gneiss ocellés du Massif de
Dora Maira (Alpes cottiennes piémontaises). Ibid.

178-179.

-(1963) Sur la genèse de certains micaschistes des Alpes cottiennes peimontaises et ses conséquences
C.R.Somm. S.G.F., p.132-133

VITERBO C. (1959) La composizione chimico-petrografica di alcune rocce tipiche del Gran Paradiso. Rend. Soc. Min. Ital. Anno XV, p.255-282

-(1961) Carateri[†] chimico-petrografica di alcune intercalazioni femiche negli scisti del cristallino antico della zona Sesia Lanzo. Alpi piemontesi. Rend. Soc. Min. Ital. Anno XVII p. 592-598

WILSON G. (1965) The tectonic signiffance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. Bull. Soc. Geol. Belgique. 84, n° 9-10 p. 423

ZACCAGNA D. (1892) Riassunto di osservazioni geologiche fatte sul versante occidentale delle Alpi Graie. B.R.C.G.I, 23, p. 175-244

ZWART H.J. (1960) Relations between folding and metamorphism in the central Pyrenées and their chronological succession. Geol. en Mijnbouw ,5, J.39, p. 163.

CHAPITRE I		
	<u>Cadre géographique et humain.</u>	p.1
CHAPITRE II		
	<u>Evolution des idées à propos du massif du Grand Paradis.</u>	p.3
CHAPITRE III		
	<u>Cadre structural.</u>	
	I Ensembles lithologiques.	p.7
	II Eléments structuraux	p.8
	1- Les failles	p.8
	2- Les plis	p.9
	III Compartiments structuraux.	p.10
	- Le compartiment Bonneval-Lenta	
	- Le compartiment Ecot-Montet	
	- Le compartiment Levanna-Evettes	
CHAPITRE IV	<u>La Série verte du Montet.</u>	
	I Définition et localisation	p.12
	1-Le Montet	p.13
	2-Chalet de la Manda	p.14
	3-Aiguille de Gontière. Cime du Carro	p.14
	II Description des principaux faciès	p.15
	A- Les roches vertes.	p.15
	1) Les prasinites en nodules isolés	p.16
	2) Les masses noduleuses et bréchiques de prasinites	p.18
	3) Les prasinites rubannées	p.18
	B- Les gneiss prasinitiques.	p.20
	1- Gneiss prasinitiques à amphibole et à grenat	p.20
	2- Gneiss prasinitiques à chlorite (faciès ovarditique)	p.21
	III Conclusion	

CHAPITRE V La Série de Bonneval

(gneiss minuti s.l.)

I	Introduction	p.23
II	Etude pétrographique des différents faciès	
A-	Les gneiss du Pont de la Lame	p.24
	1) Les gneiss oeuillés clairs	p.25
	2) Les gneiss albitiques fins.	p.27
B-	Les gneiss à faciès Bonneval	p.28
	Faciès particulier	p.30
	a) Gneiss oeuillé clair à microcline	p.30
	b) Gneiss ocellé du Rocher des Lisières	p.30
C-	La partie supérieure des Gneiss minuti	p.32
III	Conclusion	p.33
CHAPITRE VI	<u>Le Trias</u>	
I	Introduction	p.34
II	Le "Trias" lié à la Série de Bonneval	
	Coupe du Plateau des Loses	p.35
III	Le Trias lié à la Série du Montet	
	Coupe du Plan Sec	p.37
IV	Conclusion	p.39
CHAPITRE VII	<u>Les gneiss du Compartiment Levanna-Evettes.</u>	
	Introduction	p.42
II	Les septums de gneiss albitiques et de prasinites	p.43
A-	Refuge du Carro	
	Principaux faciès	p.44
B-	Ouille de Trièves	p.47
C-	Glacier du Mulinet	p.50
D-	Arête du Grand Méan	p.50
	1) Tufs rhyolitiques	p.51
	2) Gneiss albitiques gris	p.53
	3) Gneiss albitiques amphiboliques	p.54

E- Série des Evettes	p.55
1) Gneiss albitiques gris	p.55
2) Brèche à éléments de leptynite albitique fine	p.55
3) Trilogie: Gneiss ocellé, schiste noir, quartzite albitique	p.56
4) Schiste à chloritoïde	p.57
5) Gneiss albitique à glaucophane	p.60
F- Série du Pont du Sési	p.61
G- Série du Roc des Pareis	p.62
H- Aiguille de Bonneval	p.62
I- Col de Sea	p.63
J- Essai de corrélation entre ces séries	p.64
III Les gneiss ocellés et les faciès granitoïdes	
A- Evolution du "granite" à proximité du contact	p.68
B- Etude des enclaves	p.70
1) Les enclaves claires	p.70
2) Les enclaves sombres	p.72
3) Enclaves sombres à l'intérieur des enclaves claires	p.72
4) Conclusion: les caractères de la granitisation	p.73
C- Etude des feldspaths	
1) Anciens plagioclases FI	p.74
2) Anciens plagioclases damouritisés F I'	p.74
3) Porphyroblastes potassiques F II	p.74
4) Microcline F III	p.75
5) Albite F IV	p.76
D- Les roches blanches	p.76
E- Aiguille de Bonneval, cas particulier	p.77
1) Le granite porphyroïde de la Piatou	78
2) Le granite leucocrate tardif	p.78

F-	Zonation en grand des faciès granitiques	p.80
G-	Conclusion	p.80
CHAPITRE VIII <u>Le Métamorphisme.</u>		
I	Le matériel originel	p.83
A-	Matériel volcanique ou volcano-détritique	
B-	Matériel sédimentaire	p.84
II	Les paragenèses minérales	p.85
1)	Polymétamorphisme ou métamorphisme polyphasé ?	p.85
2)	Essai d'établissement de la succession des paragenèses	p.86
III	Zonéographie	p.88
IV	Conclusion	p.89
CHAPITRE IX <u>Tectonique.</u>		
I	Les plis et les linéations	p.90
A-	Plis d'axe WNW-ESE (N.295° à N.305°)	p.90
B-	Plis d'axe NNE-SSW (N.205°)	p.91
C-	Les linéations	
1)	Axes de plis d'échelle centimétrique à millimétrique	p.93
2)	Alignements de minéraux	p.93
3)	Microflexures et fentes d'albitisation	
D-	Etude statistique des linéations et des structures planaires	p.93
II	Les failles et les diaclases.	p.95
1)	Les accidents anciens	p.96
2)	Les failles récentes	p.97
III	Tectonique des Schistes lustrés	p.97
IV	Essai de reconstitution de la grande tectonique du socle	p.98
V	Conclusion	p.100
CHAPITRE X <u>CONCLUSIONS</u>		
I	Séries lithologiques	p.102
II	Les granites anté alpins	p.103

III Tectonique et métamorphisme

BIBLIOGRAPHIE

p.104

p.106



CARTE STRUCTURALE DE BONNEVAL s/ARC

- | | | | |
|---|--------------------------------|---|------------------------|
| ↖ | axe de petit pli et | ■ | Cargneules |
| — | alignement de minéraux | ● | Schistes lustrés |
| ≡ | Anticlinal phase II | ⊗ | Gneiss oillés |
| ≡ | Zone de charnière ?
phase I | ⊘ | Séries Bonneval Montet |

3km

J.M. BERTRAND
1. de Excl

MEMOIRE
présenté
à la
FACULTE DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITE DE PARIS
pour obtenir le DIPLOME D'ETUDES SUPERIEURES
DE SCIENCES NATURELLES
par
Jean-Michel Louis BERTRAND
1966
ETUDE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE
FRANÇAISE DU MASSIF DU GRAND-PARADIS
(REGION DE BONNEVAL SUR ARC, VANOISE ORIENTALE)

FIGURE I. ANALYSES CHIMIQUES (Effectuées par M.PATUREAU)

	Mut (1) Tuf du Gd. Méan	183 (2) Trièves. Gneiss chloriteux	H 5 (3) Chloritite à Chloritoïde
SiO ₂	76.20	56.70	39.15
Al ₂ O ₃	13.60	19.50	26.50
Fe ₂ O ₃	0.35	4.80	4.60
FeO	0.20	2.65	6.50
MgO	0.30	3.20	10.50
CaO	0.90	1.70	0.87
Na ₂ O	2.75	3.80	0.65
K ₂ O	5.50	5.00	3.60
TiO ₂	0.05	0.55	1.25
P ₂ O ₅	0.07	0.17	0.30
MnO	0.01	traces	0.11
H ₂ O+	0.10	0.15	0.20
H ₂ O-	0.40	2.00	6.30
Total	100.43	100.22	100.53
C.I.P.W:	I, 3(4), 1(2), 3. 3, 1, 1, 2.	II, (4)5, 2'5.'5, 1, 1 2'	III, 5', 2, 2.2, 1, 1, (2)3.
Niggli	al 49.60	37.20	35.25
	fm 5.79	34.57	56.1
	c 5.97	5.85	2.39
	alk 38.60	22.24	6.62

LEGENDE DES FIGURES n° 2 3 4 5

mesures pour 1% de la surface de la demi sphere de projection



plus de 40 mesures



de 30 a 40 mesures



de 20 a 30 mesures



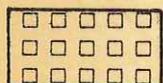
de 10 a 20 mesures
(figure 4: entre 15 et 20 mesures)



de 10 a 15 mesures



de 5 a 10 mesures



de 2 a 5 mesures



Figure 2

N

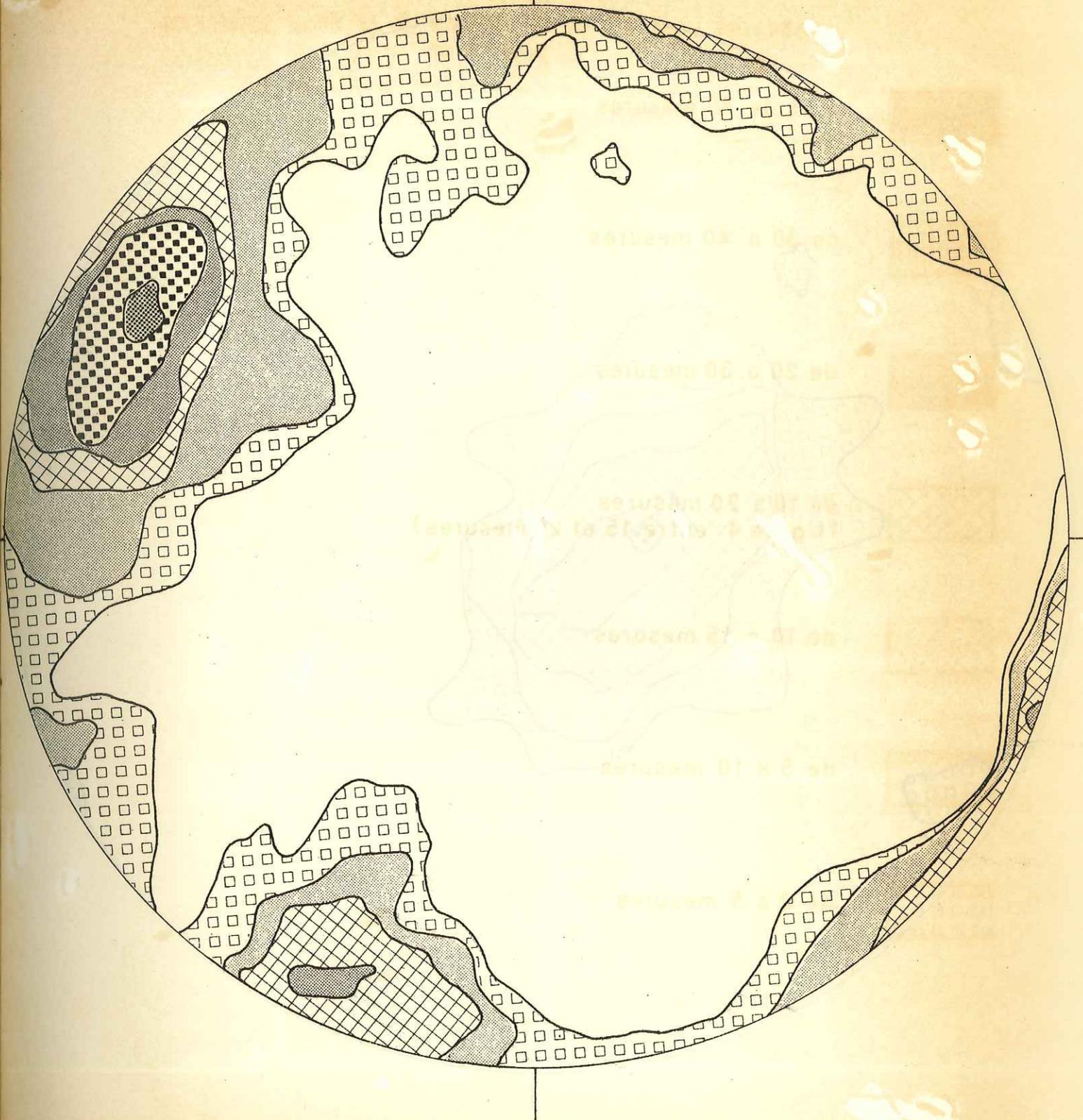


Figure 3

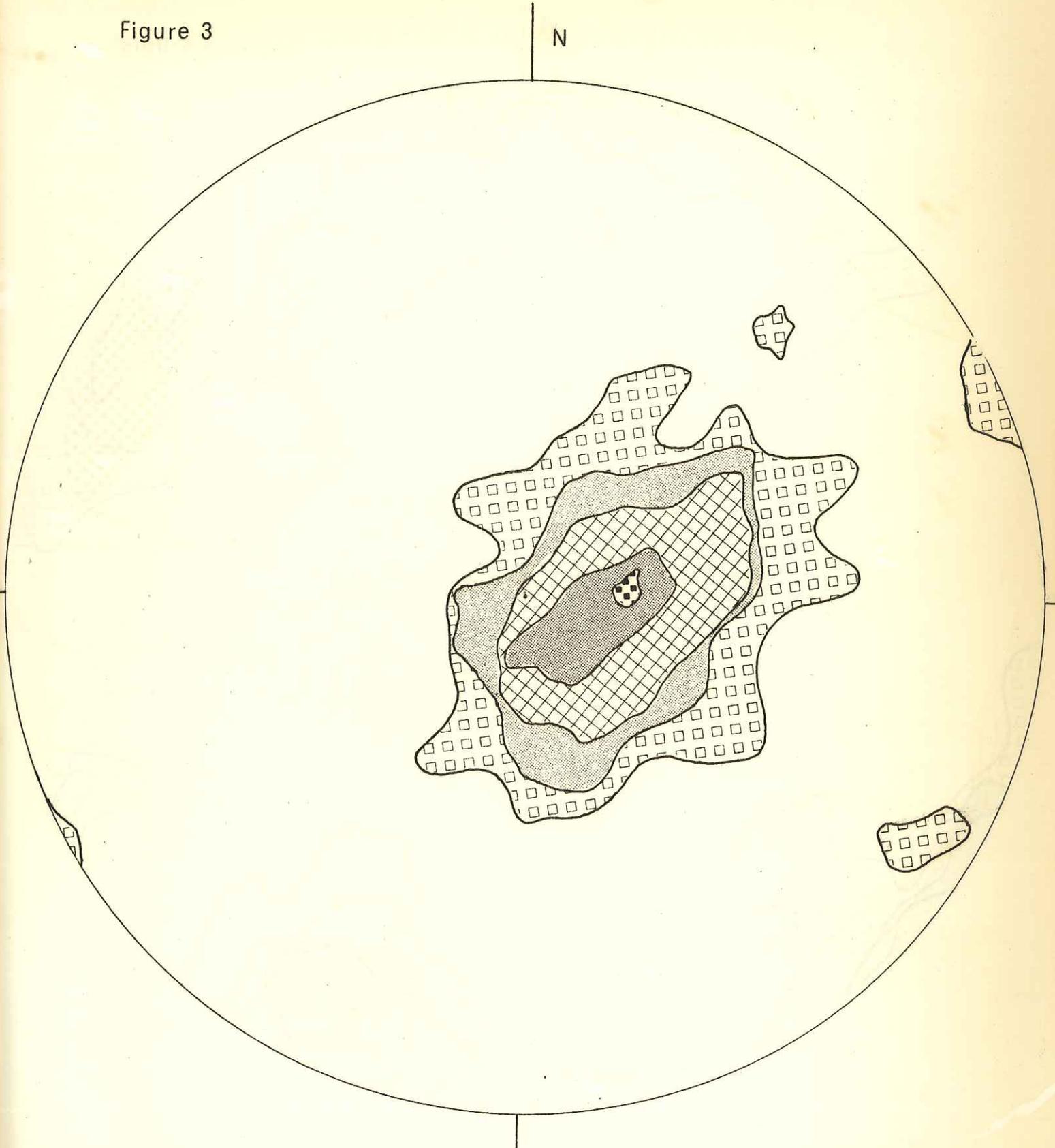


Figure 4

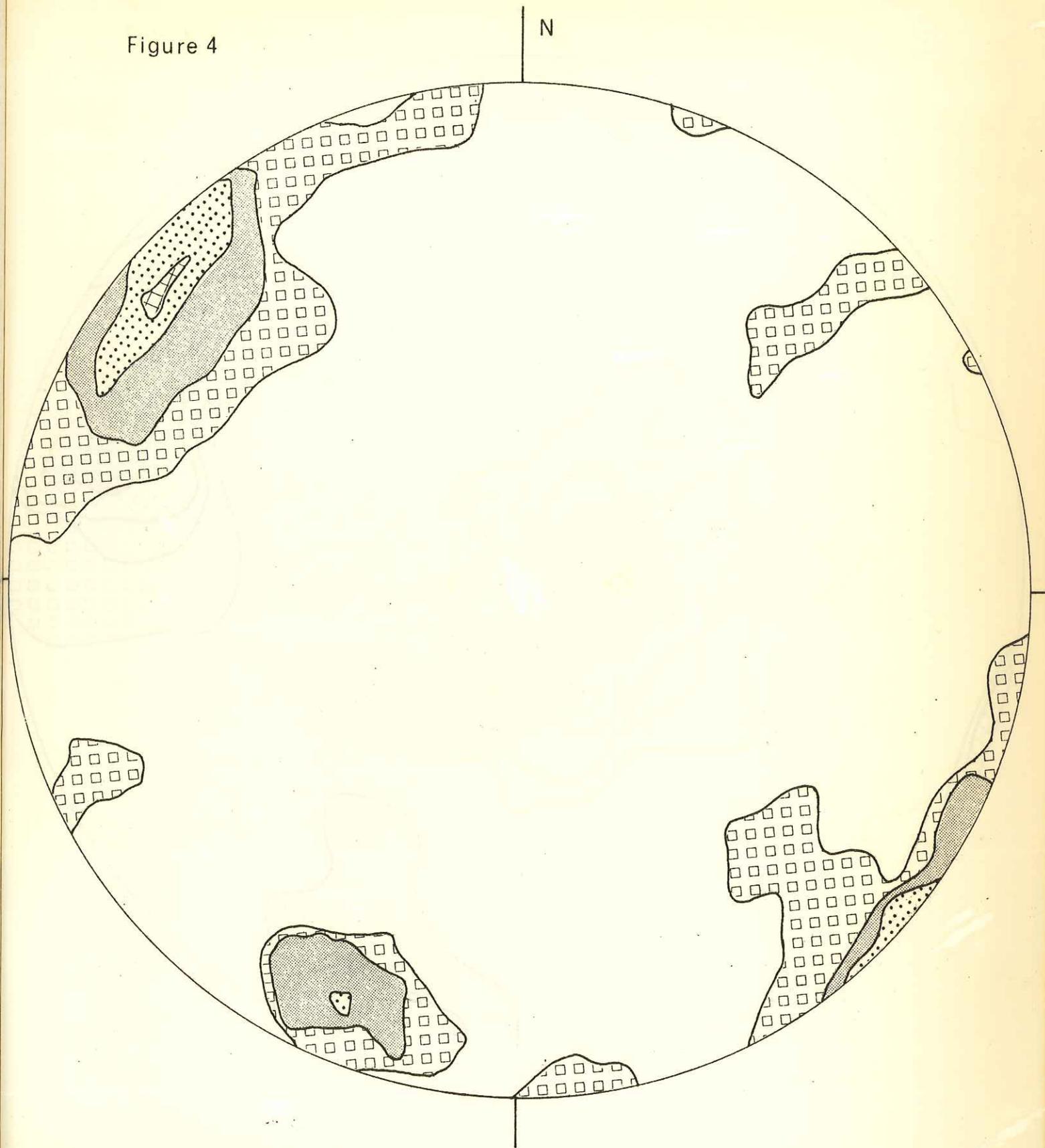


Figure 5

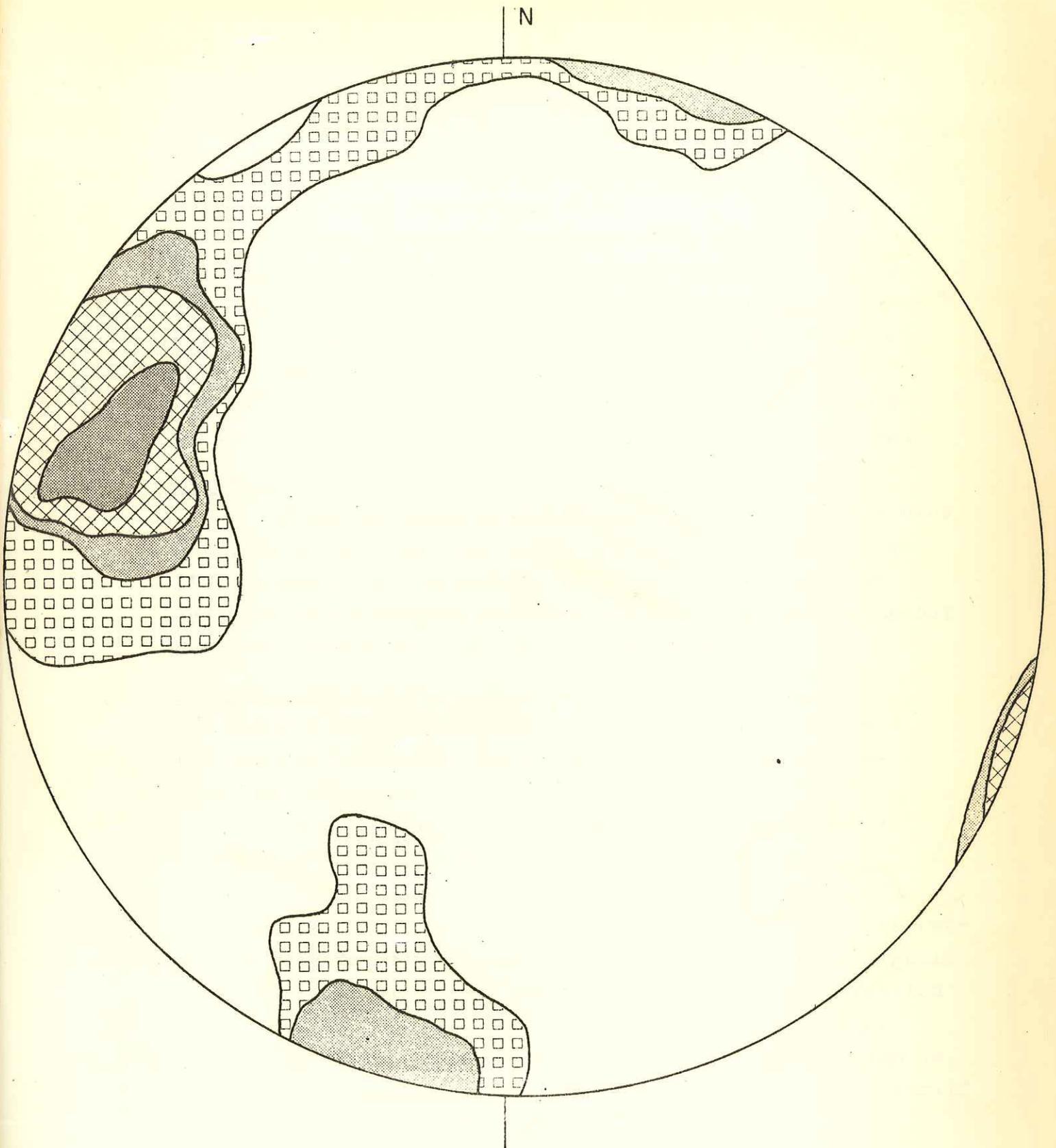


Figure 2.

Ensemble des linéations mesurées reportées sur un diagramme de Schmidt.

La linéation L 1 (N. 290 à N. 310) dessine un nuage bien groupé, l'étalement tient à deux causes :

- L 1 est reprise par L 2.
- dans la partie orientale de la région étudiée cette linéation tourne progressivement vers l'Ouest pour devenir pratiquement E.-W. à Forno-Alpi-Graies.

La linéation L 2 (N. 210) bien plus groupée est surtout visible dans le compartiment occidental, (grand pli du Plateau des Loses), et correspond dans le compartiment oriental à un gaufrage des surfaces phylliteuses.

Figure 3

Pôles de plans de foliation. L'ensemble des mesures est très groupé, le plan moyen est à pendage faible vers l'W. Il semble à l'examen de ce diagramme que les deux systèmes de foliation, plans axiaux des plis, correspondant aux deux phases de plissement, coïncident.

Figures 4 et 5

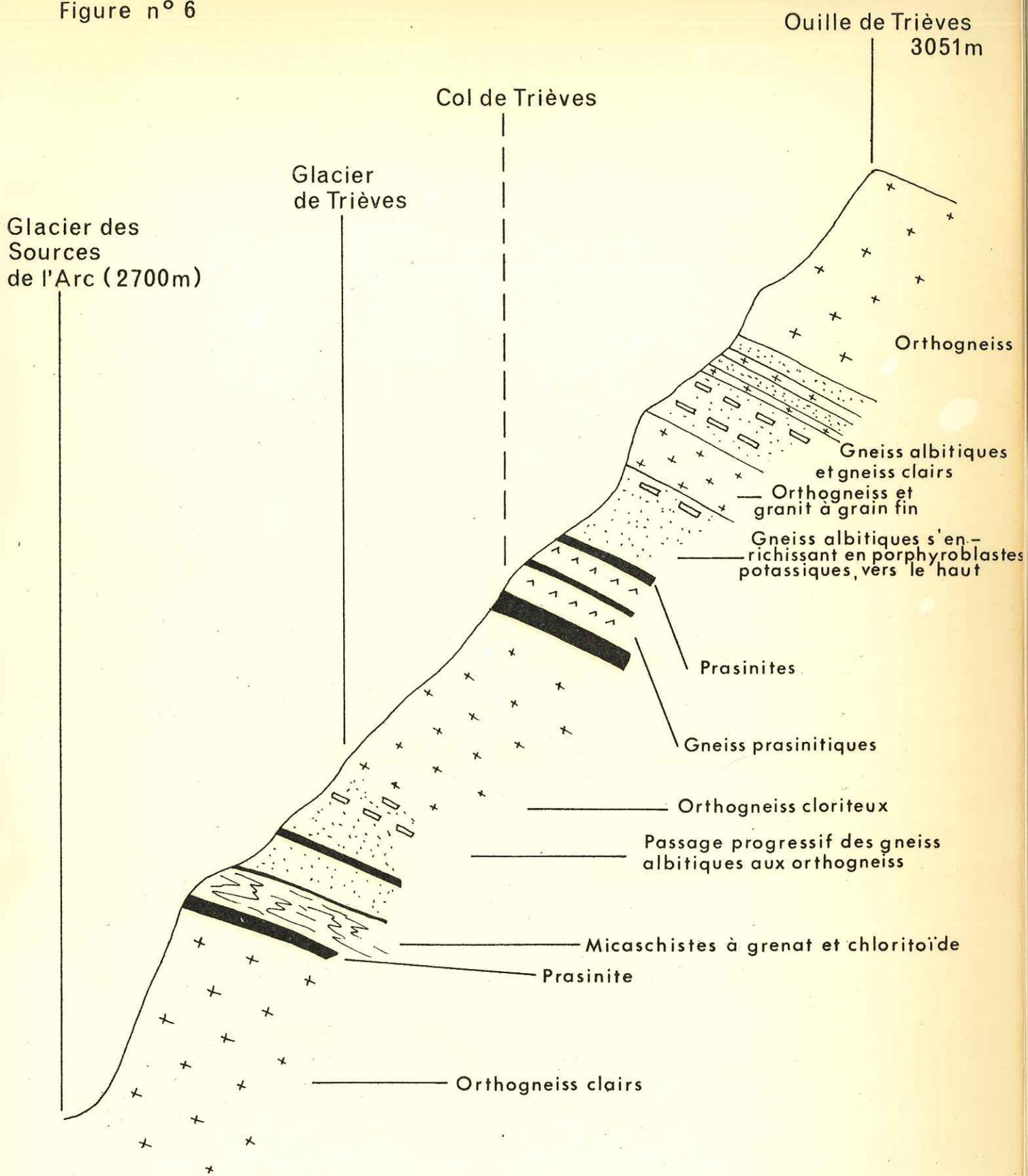
(4) Mesures effectuées dans le compartiment de Bonneval.

(5) Mesures effectuées dans les gneiss ocellés du compartiment oriental.

La comparaison de ces deux diagrammes montre :

- 1) La linéation L 2 est constante en azimuth.
- 2) La linéation L 1 franchement NW. dans les gneiss du compartiment de Bonneval devient presque EW. dans le compartiment oriental : cela correspond au phénomène déjà signalé (fig. 1) de la virgation importante que subit la linéation entre l'E. et l'W. du territoire étudié. Il semble que l'accident de l'Ecot-Gontière souligne une augmentation de cette virgation vers le NW., liée peut-être à un rejeu tardif de cet accident (entre les phases I et II).

Figure n° 6



Légende de la figure n° 7



Glaciaire



6 : serpentine de Schistes Lustrés
v : Roches vertes de la série du Montet



Schistes Lustrés



Gypses et cargneules



Prasinites



Gneiss œillés phengitiques



Gneiss albitique



^{ti}
v
Chlorite à chloritoïde



Leptynite porphyroïde



Gneiss œillés chloriteux



Orthogneiss



Granite

Figure n° 7

Conventions de dessin :

- les traits fins correspondent à la foliation métamorphique.
- les traits pleins correspondent aux contacts stratigraphiques
- plis schématiques, (Ouille de Trièves, Carro) ils soulignent des zones où les plis à toutes les échelles abondent (phase 1) et dans lesquelles il est difficile de savoir ce que tel ou tel niveau devient en profondeur.
- par contre à la Pointe de Sea : grands replis synschisteux disharmoniques sur les gneiss de l'Aiguille de Bonneval.

Schéma structural.

Sur cette coupe, presque toutes les séries de la partie occidentale du massif du Grand Paradis sont présentes à l'exception de la Série de Bonneval qui n'apparaît que dans le compartiment occidental.

- Les faciès les plus profonds affleurent au niveau de l'Arc et de l'Ouille des Pariotes : ce sont des orthogneiss massifs, à enclaves peu abondantes, correspondant à ceux des Levannas.

- Ces orthogneiss sont surmontés par la Série du Carro correspondant peut-être (aux complications de détail près), aux faciès de l'Ouille de Trièves.

- La structure de la région du Mont Sėti est plus complexe; approximativement il s'agit d'un fond de synclinal peu marqué, (postérieur à la phase 1), où les corrélations entre les différents septums sont délicates.

- Après une ondulation anticlinale correspondant à la branche Sud du Glacier du Grand Méan, les gneiss, peu plissés, supportent la masse du granite non orienté de la Pointe de la Piatou qui affleure dans la paroi Nord de l'Aiguille de Bonneval.

- Au dessous de ces granites, de faciès très analogues à ceux des Evettes supportent la série des gneiss prasinitiques du col de Sea.

- Le Col de Sea lui-même est ouvert dans une lentille de gypse accompagné de cargneules qui forment la base du Complexe des Schistes lustrés.

En position énigmatique un lambeau de Série verte du Montet flotte en contact anormal probable (semelle mylonitique) au sommet de la Cine du Carro; il est possible, mais non certain, que la Série du Col de Sea soit équivalente à cette Série verte du Montet.

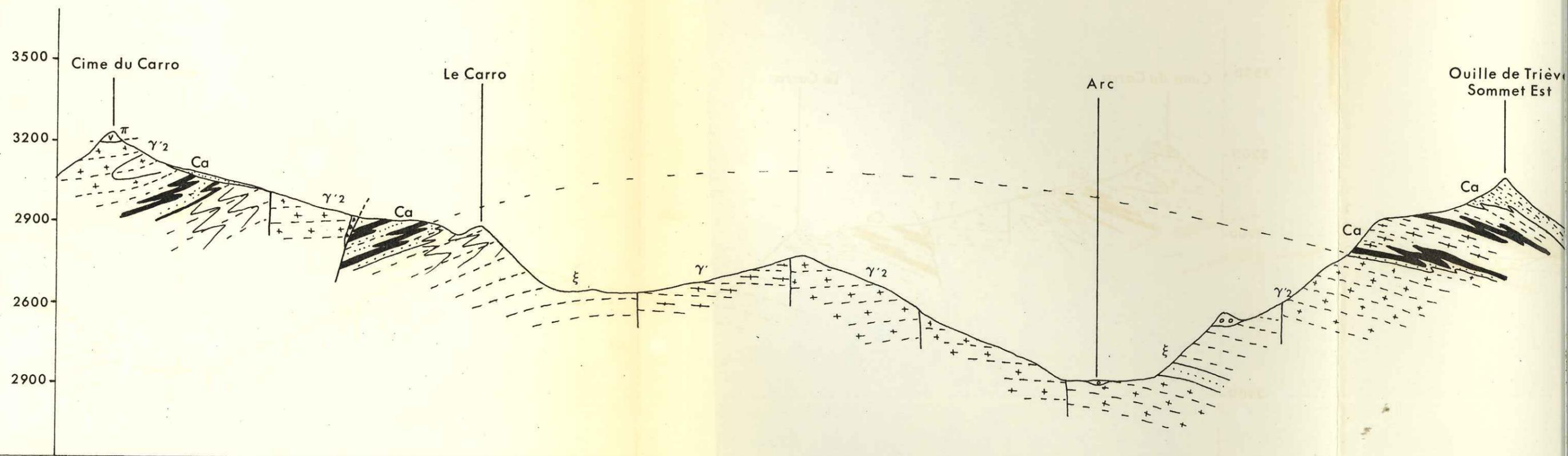
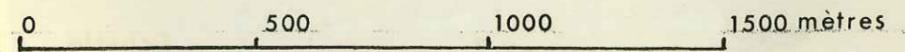


Figure n° 7

Echelle : 1/15000



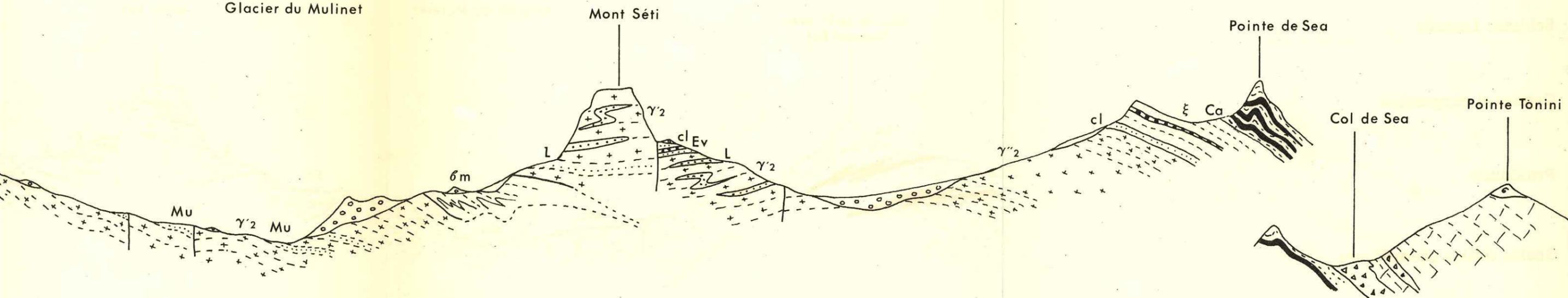
Glacier du Mulinet

Mont Sėti

Pointe de Sea

Col de Sea

Pointe Tonini



Legende des panoramas



Glaciaire



Cargneules (Cg)



Schistes Lustrés (sl)



Roches vertes des Schistes Lustrés (θ , θ')



Calcaires et marbres phylliteux (A. M.)



Série verte du Montet (π)
et série du Carro-Trieves (Ca)



Série de Bonneval, faciès quartzeux du sommet (qm)



Tuf rhyolitique du Grand Méan (p, Ev) et des Evettes



Leptynites porphyroïdes (L)



Série du Grand Mean (GM)



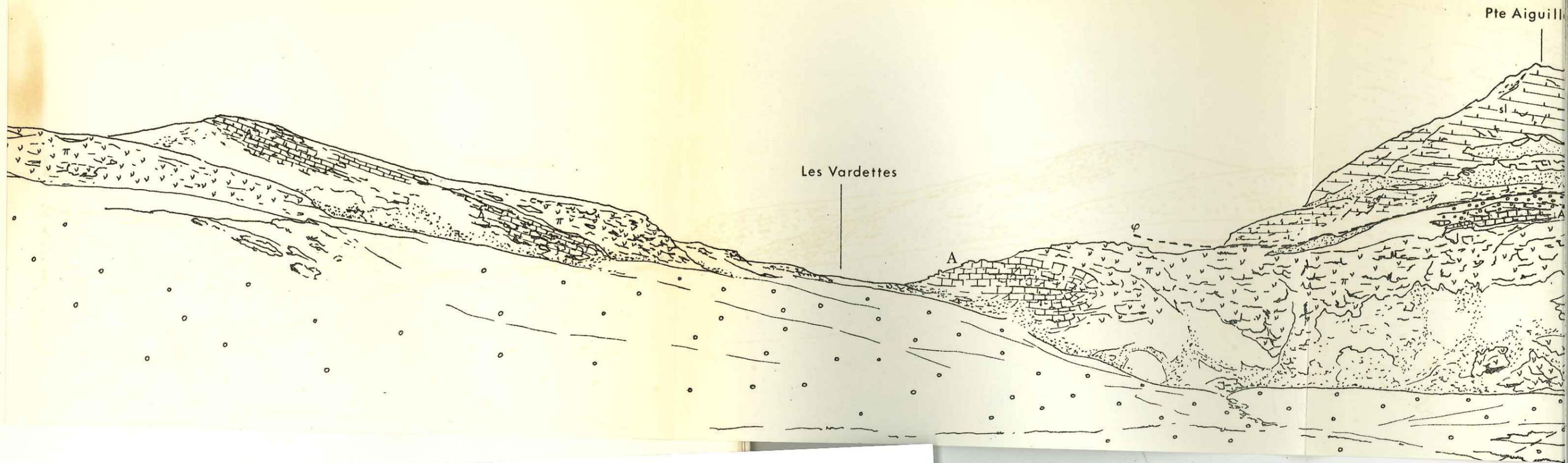
Gneiss albitiques (Bo - Mu)

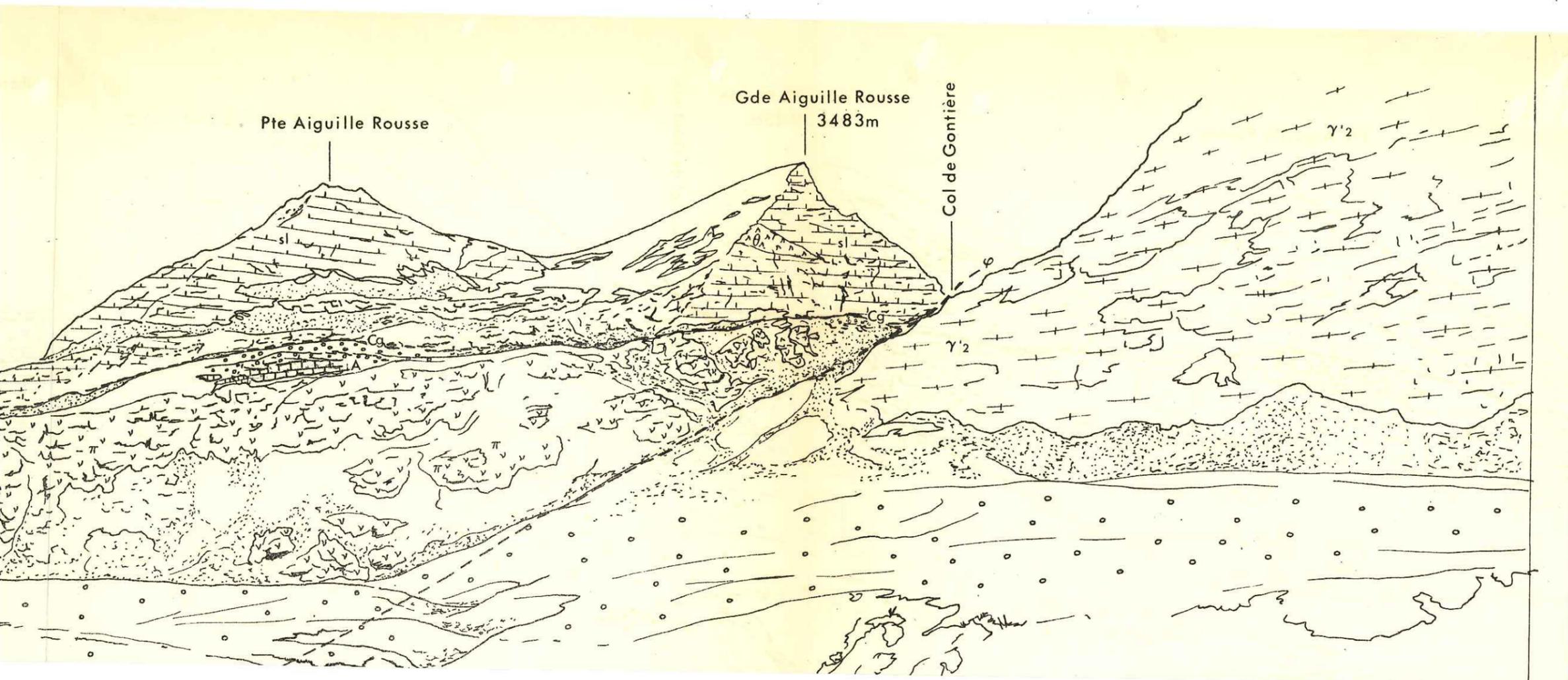


Orthogneiss ($\gamma' 2$)

(n° 1) Panorama du fond du cirque du Plan Sec.
Sur ce panorama sont visibles les deux synclinaux du Plan Sec, ainsi que les plaquages de marbre qui font le sommet de la Série verte du Montet et qui supportent, en contact anormal, par l'intermédiaire d'un coussinet de cargneules, les Schistes lustrés. La grande faille de l'Ecot passe au col de Gontière, elle met en contact la Série verte du Montet et les orthogneiss massifs de l'Ouille de Gontière.

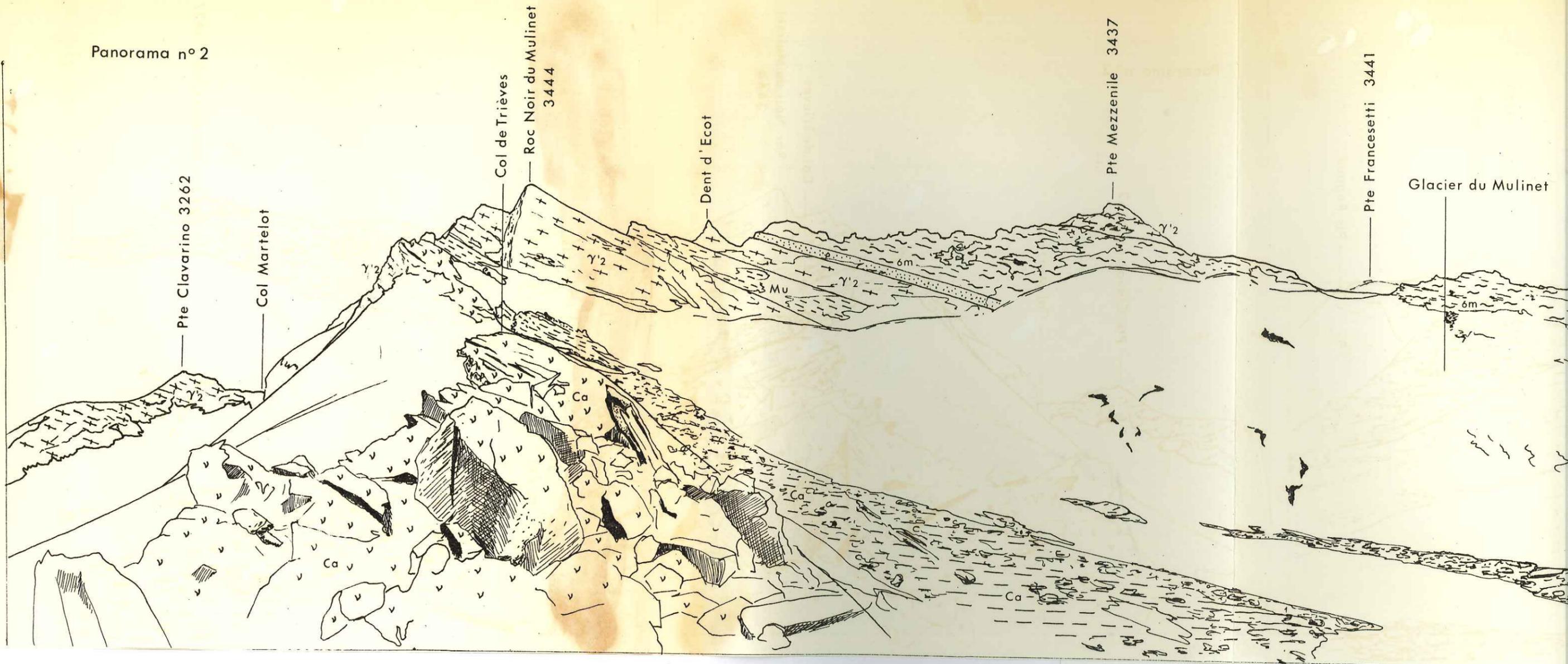
Panorama n° 1



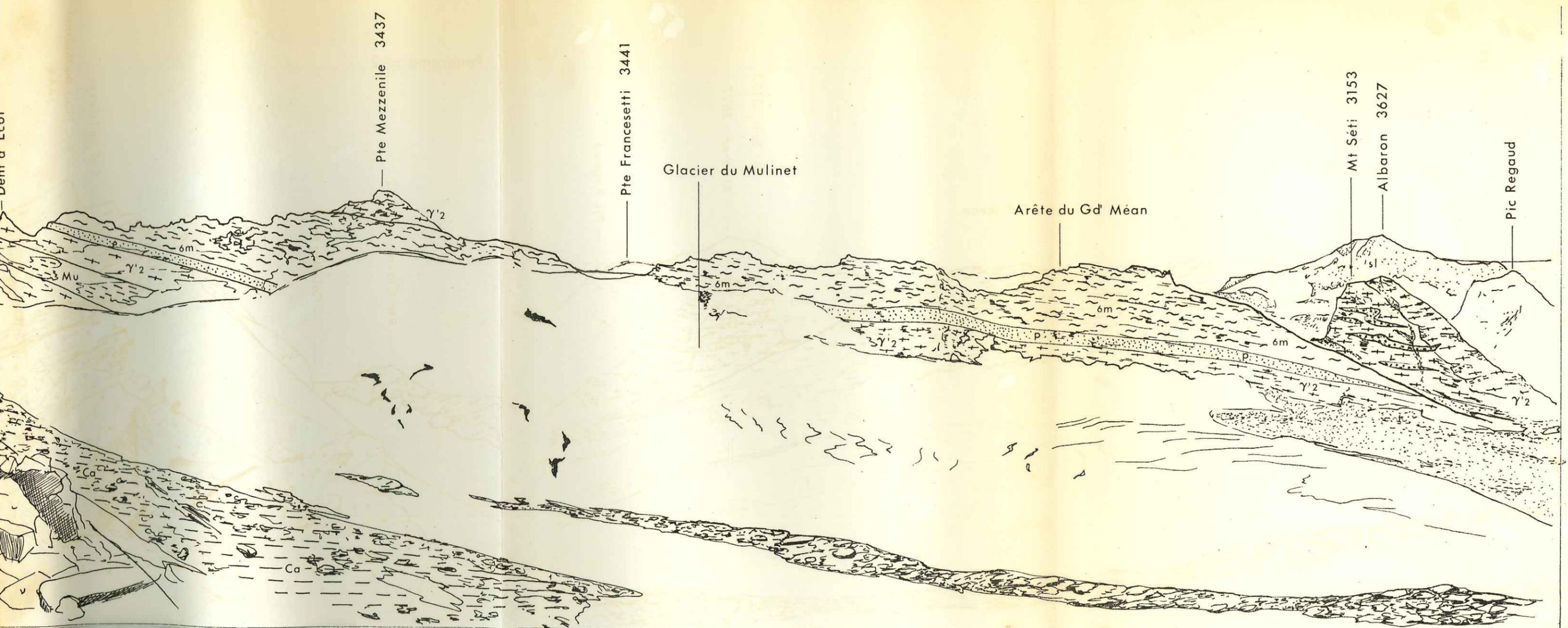


(n° 2) Panorama, pris au col de Trièves, vers le Mont Sėti et l'Albaron. Au premier plan l'arête de Trièves est constituée de roches vertes et de gneiss albitiques. Puis une alternance de feuillets d'orthogneiss et de gneiss albitiques (P: tuf rhyolitique) forme l'arête du Mulinet et celle du Grand Méan. A droite en arrière plan, la face Nord du Mont Sėti montre ses lentilles plissées de leypitinites porphyroïdes. Au dernier plan l'Albaron est constitué de Schistes lustrés avec une puissante armature de serpentines et de prasinites.

Panorama n° 2



Demi d' Lcô



Pte Mezenile 3437

Pte Francesetti 3441

Glacier du Mulinet

Arête du Gd' Méan

Mt Sèti 3153

Albaron 3627

Pic Regaud

6m

6m

6m

6m

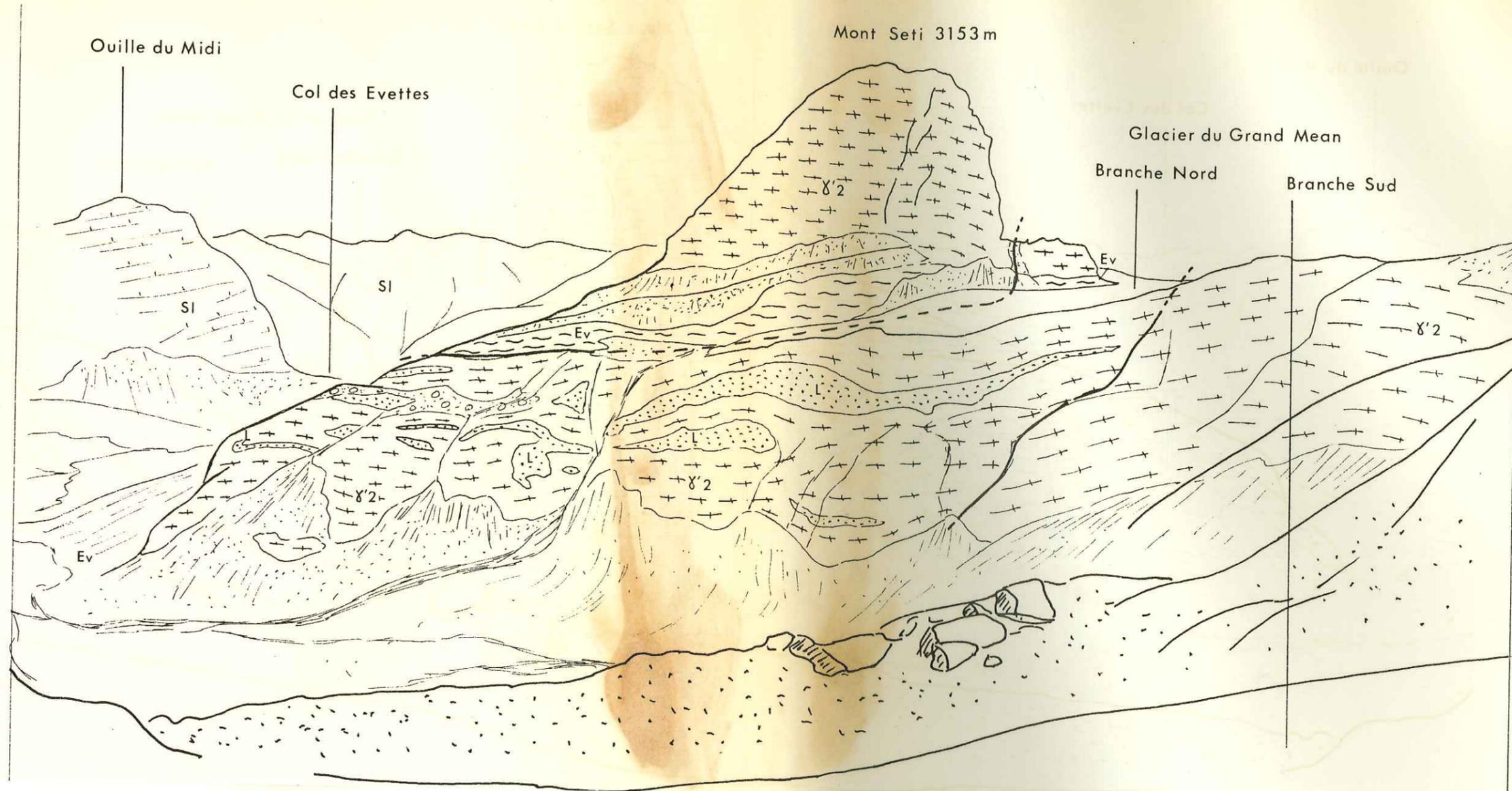
γ'2

Mu

sl

γ'2

Panorama n°3



Panorama (n° 3) , pris de la base de la branche Sud du glacier du Grand Méan, en direction du Mont Sėti. Les lentilles "pisci-formes" de lepytinites à microcline sont bien visibles. La vire utilisée par la branche Nord du glacier est constituée de gneiss albitiques, quartzites conglomérat et chloritite à chloritoïde de la Série des Evettes. Au dernier plan apparaissent les Schistes lustrés de l'Iseran.

Panorama (n° 4) Panorama du Plateau des Loses, vu du sentier des Evettes (au niveau du ruisseau de Picherse). Les compartiments de la partie occidentale du Massif sont bien visibles ici : de gauche à droite :

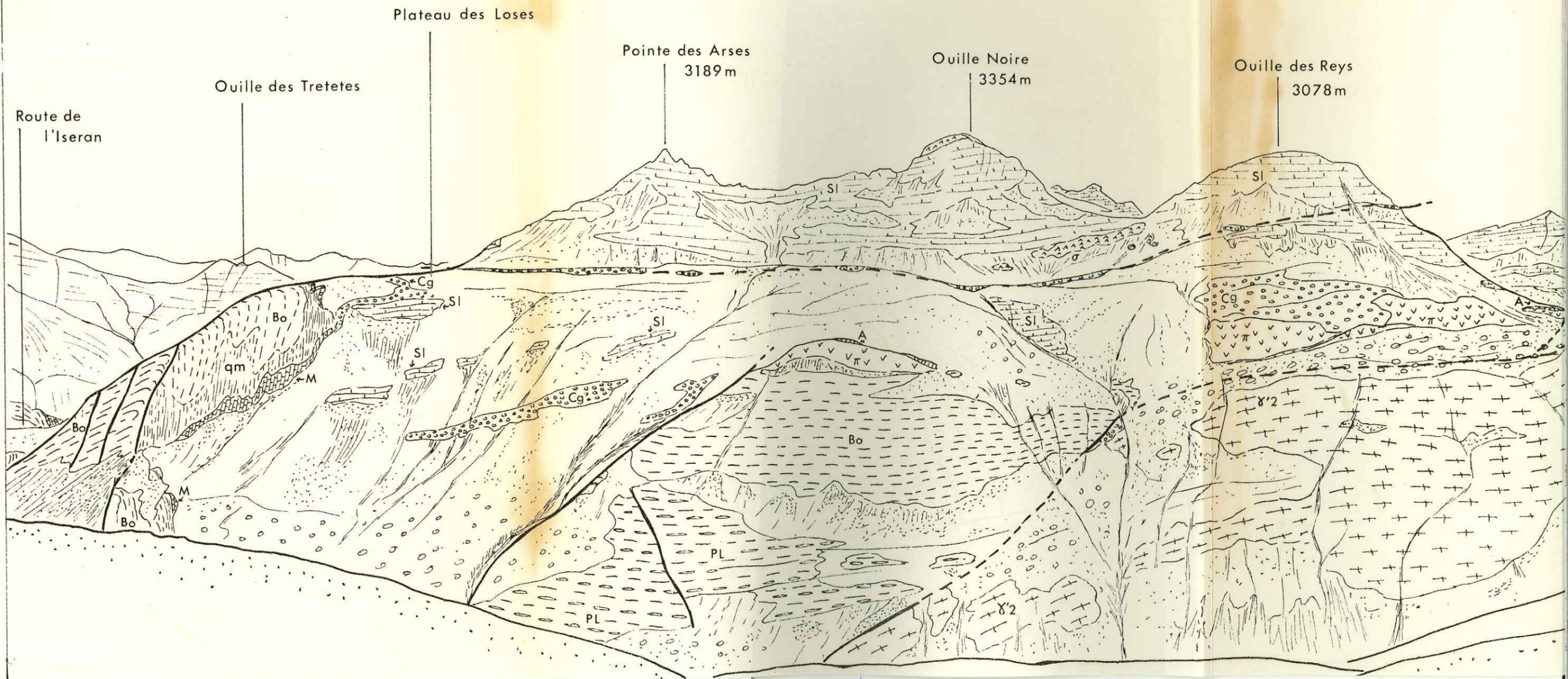
- Compartiment de Bonneval - Lenta. Il est limité à l'Est par la faille (N.NE -S.S.W) qui se trouve à l'aplomb de la pointe des Arses. La retombée Est de l'anticlinal du Plateau des Loses, découpée par des failles de direction N.W.-S.E limite, à gauche la grande dépression synclinale de Lecharenne, occupée par des Schistes lustrés.

- Compartiment de la Manda, où l'on trouve de bas en haut des gneiss à faciès Pont de la Lame, des gneiss à faciès Bonneval et de la Série verte du Montet, surmontée de marbres phylliteux. Vers la droite, la Série du Montet prend de l'importance et constitue la majorité des affleurements de ce compartiment.

- Compartiment Levanna - Evettes, limité à l'Ouest par la Grande faille de l'Ecot qui se prolonge jusqu'au Pas du Bouquetin (à droite de l'aiguille Rousse), est entièrement constitué de gneiss ocellés et d'orthogneiss.

Au dessus de ces compartiments les Schistes lustrés, sub horizontaux sont parfaitement indifférents aux accidents qui affectent le socle. Néanmoins, les reliefs de socle ont provoqué des décollements dans la masse des calcschistes, décollements soulignés par des digitations de cargneules, dont la plus importante forme le replat du Plateau des Loses et du Plan des Eaux.

Panorama n° 4



Plateau des Loses

Pointe des Arses
3189m

Ouille Noire
3354m

Ouille des Reys
3078m

Aiguille Rousse
3483m

Col de
Carro

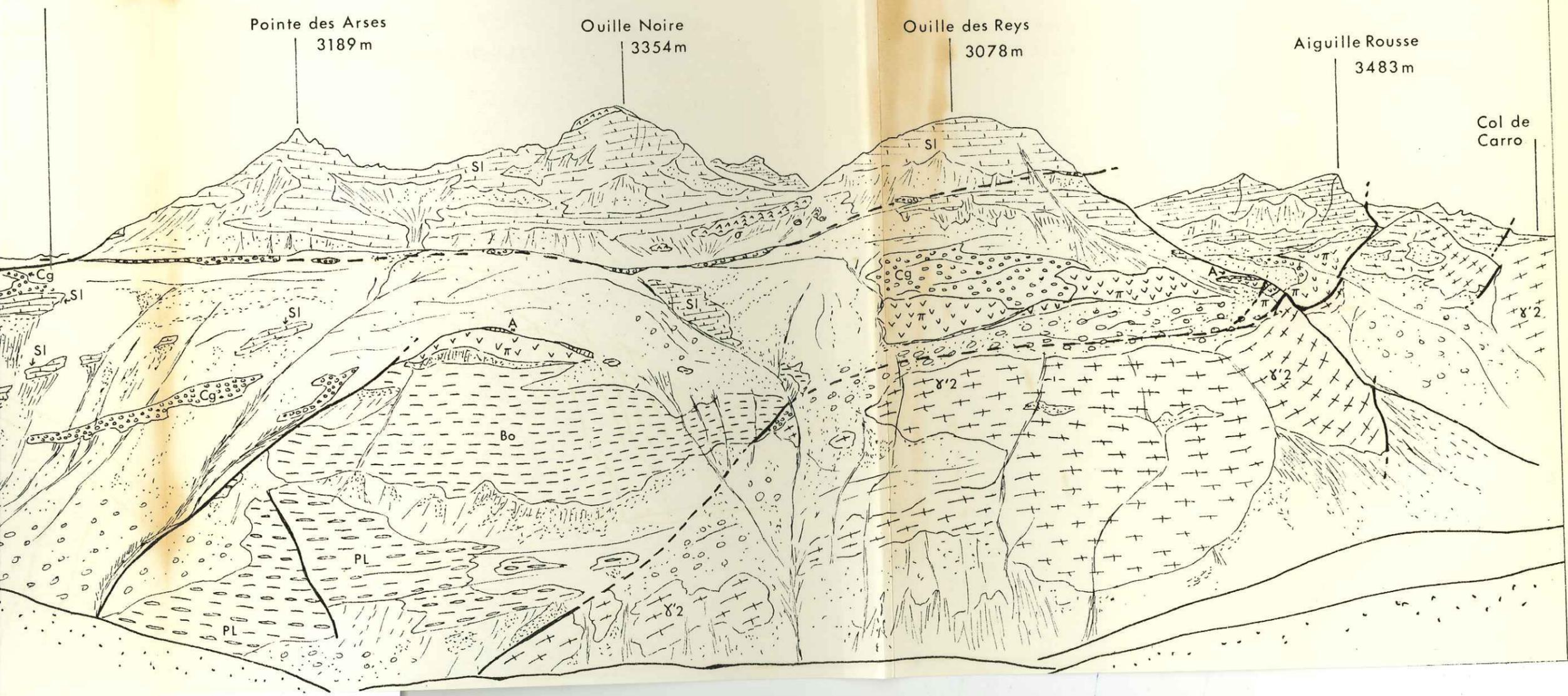


PLANCHE I

Fig. 1 - (Lumière polarisée, X 20) Col de Séa. Gneiss albitique. Plis de petite échelle marqués par des alignements de minéraux (quartz, épidote, micas blancs) fossilisé par l'albite poecilitique post-tectonique.

Fig. 2 - (Lumière polarisée, X 60) Base Ouest du Mont Sėti. Micas blancs tordus et plissotés dans un gneiss albitique à actinote. La seconde phase de déformation est vraisemblablement responsable de ces microplissements.

Fig. 3 - (Lumière polarisée, X 40) Série verte du Montet, chalet de la Manda. Grenat syncinématique "boule de neige", dans un gneiss albitique prasinitique à grenat.

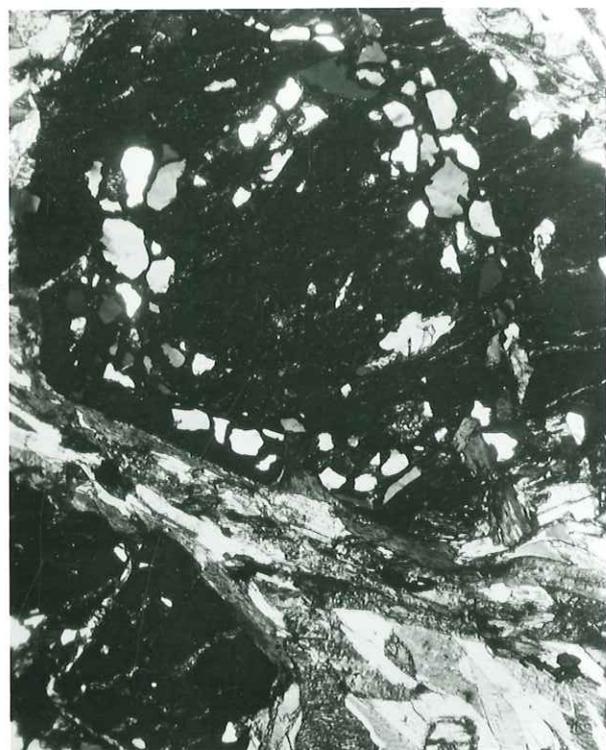
Fig. 4 - (Lumière naturelle, x 60) Série de Bonneval. A l'Est du couloir de la Fontaine. Association de lamelles de "phengite" et de biotite acajou, habitus le plus courant de la biotite acajou.



1



2



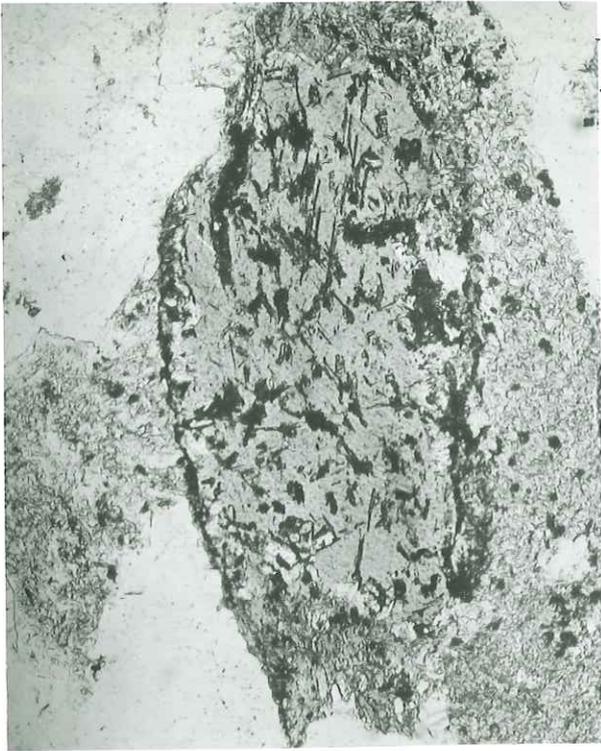
3



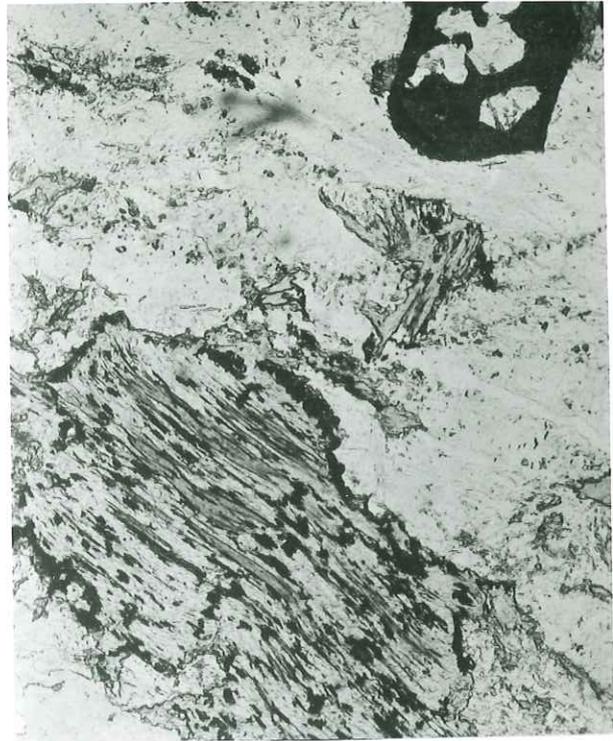
4

PLANCHE II

- Fig. 5 - (Lumière naturelle, X 60) Arête du Grand Méan. Biotite ancienne décolorée à la périphérie qui a exsudé son titane sous forme de rutile (en baguettes) et son fer sous forme d'hématite. Petits zircons à auréoles pléochroïques peu visibles. Malgré la rétro-morphose, la biotite n'est pratiquement pas déformée.
- Fig. 6 - (Lumière naturelle, X 60) Base Sud-Ouest du Mont-Séti. Faciès de bordure du granite. Biotite incomplètement rétro-morphosée (des filets de biotite intacte subsistent au coeur de la chlorite). Restes de zircon. En haut à droite, piedmontite poecilitique à fort pléochroïsme.
- Fig. 7 - (Lumière naturelle, X 40) Sous les marbres du synclinal de Lecharenne (2ème phase de plissement), micaschiste albitique contenant de grandes amphiboles, actuellement transformées en albite, chlorite, séricite et petites actinotes bleues en aiguille et des grenats chloritisés.
- Fig. 8 - (Lumière polarisée, X 60) Arête du Grand Méan. Actinote zonée dont le coeur est rétro-morphosé tandis que la zone corticale est restée intacte.



5



6



7



8

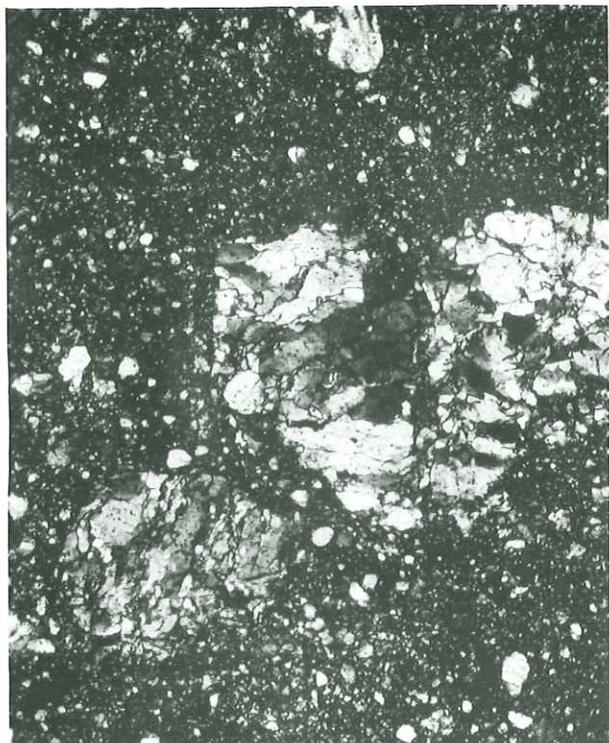
PLANCHE III

Fig. 9 - (Lumière polarisée, X 60) Roc des Pareis. Pseudotachylite : des morceaux broyés et cassés de quartz et de feldspath nagent dans une mésostase finement broyée quasiment isotrope.

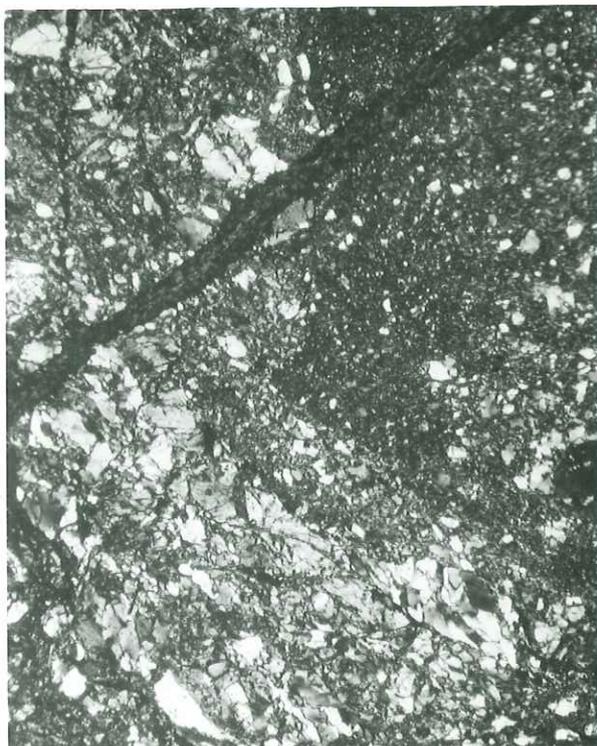
Fig. 10 - (Lumière polarisée, X 40) Col des Evettes. Mylonite incomplète. Grands ilôts de roche simplement éclatée dans une mésostase plus finement broyée, une fissure tardive est remplie de chlorite.

Fig. 11 - (Lumière polarisée, X 20) Torrent de Picherse. "Mylonite schisteuse" au sens de A. Demay. De grands rubans de quartz à extinction onduleuse séparent des lits où subsistent des morceaux de feldspath. Certaines phyllites bien conservées semblent syntectoniques.

Fig. 12 - (Lumière polarisée, X 40) Base Ouest du Mont-Séti. Evolution ultime des orthogneiss. On reconnaît encore les filets isotropes correspondant aux anciens plagioclases; les porphyroblastes de microcline réduits en miettes sont entraînés dans la "mylonite schisteuse" qui forme la mésostase.



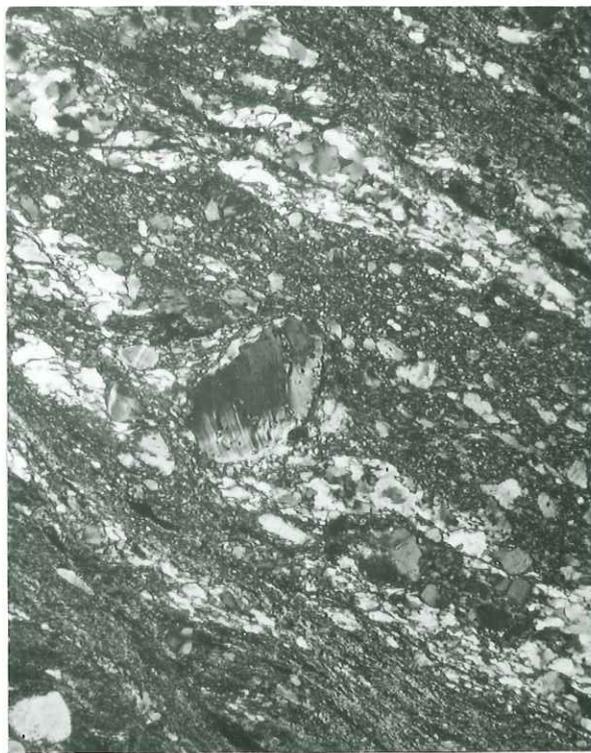
9



10



11



12

PLANCHE IV

- Fig. 13 - (Lumière polarisée, X 20) Base Nord du Mont-Séti.
Rotation d'un grand porphyroblaste dans une enclave d'orthogneiss. On distingue nettement la frange finement broyée du porphyroblaste, comportant des morceaux de microcline intimement mêlés à de l'albite et du quartz de recristallisation. Une fine ceinture de clinozoïsite s'intercale dans cette frange. Des "macles mécaniques" se développent dans un plan perpendiculaire à l'axe d'étirement. On peut supposer à l'examen de cette photographie que la rotation du porphyroblaste s'est faite dans le sens des aiguilles d'une montre.
- Fig. 14 - (Lumière polarisée, X 60) Idem. A ce grossissement on remarque beaucoup mieux l'albitisation marginale du microcline.
- Fig. 15 - (Lumière polarisée, X 20) Base S.W. du Mont-Séti "pseudo-pegmatite" en filon sécant dans les orthogneiss. Présence de grandes muscovites bi-axes (non visibles sur la photo) et petits ocelles de feldspath potassique, identique à ceux du tuf rhyolitique du Grand Méan.
- Fig. 16 - (Lumière polarisée, X 60) Prise d'eau de l'Ecot. Orthogneiss riche en albite post-tectonique non déformée. Par contre un cristal d'apatite est cassé en deux morceaux.



13



14



15



16

PLANCHE V

- Fig. 17 (Lumière polarisée, x10) Base Nord du Mont Sėti.
Enclave d'un orthogneiss. Quartz corrodé, d'allure rhyolitique. On peut observer au bord gauche de la photo un fuseau de saussurite représentant un ancien plagioclase et des ocelles de feldspath potassique.
- Fig. 18 (L.polarisée x60) Base sud-ouest du Mont Sėti.
Faciès de bordure du granite (voir aussi fig.29 Planche VIII) Ancien plagioclase zoné transformé en un amas de saussurite où la zonation reste visible.
- Fig. 19 (L.polarisée x30) Base sud-ouest du Mont Sėti.
Faciès de bordure du granite. Ancien plagioclase zoné relativement peu déformé.
- Fig. 20 (L.polarisée x30)
Tuf rhyolitique de l'arête du Grand Méan. Ocelle de feldspath potassique corrodé. La mésostase est constituée d'un très fin assemblage granoblastique de quartz-microcline-albite.



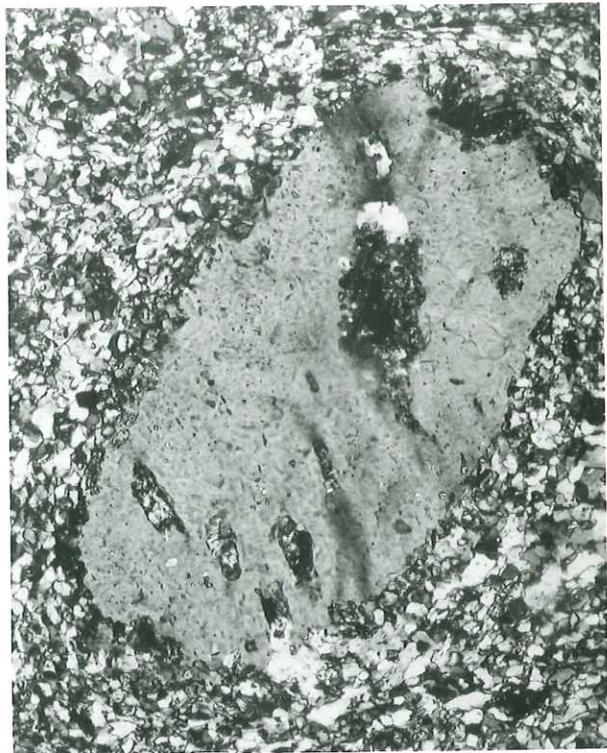
17



18



19



20

PLANCHE VI

- Fig. 21 (Lum. polarisée x20) Ruisseau du Montet. Orthogneiss au mur de la Série verte. Grand microcline perthitique cassé dont les morceaux sont entraînés dans un fuseau mylonitique.
- Fig. 22 (Lum. polarisée x40) Base Nord du Mont Sėti. Orthogneiss. On remarque les amas saussuritisés correspondant à des feldspaths anciens (I) et un morceau déformé de microcline II.
- Fig. 23 (Lum. polarisée x 20) Prise d'eau de l'Ecot. Orthogneiss. Un grand microcline II, complètement éclaté est limité à gauche par un ruban à structure de "mylonite schisteuse" où se surimposent des albites ocellaires non déformées.
- Fig. 24 (Lum. polarisée x 20) Base Sud-Ouest du Mont Sėti. Orthogneiss. Biotites anciennes, flexueuses, ancien feldspath I saussuritisé et microcline perthitique II, éclaté et déformé.



21



22



23



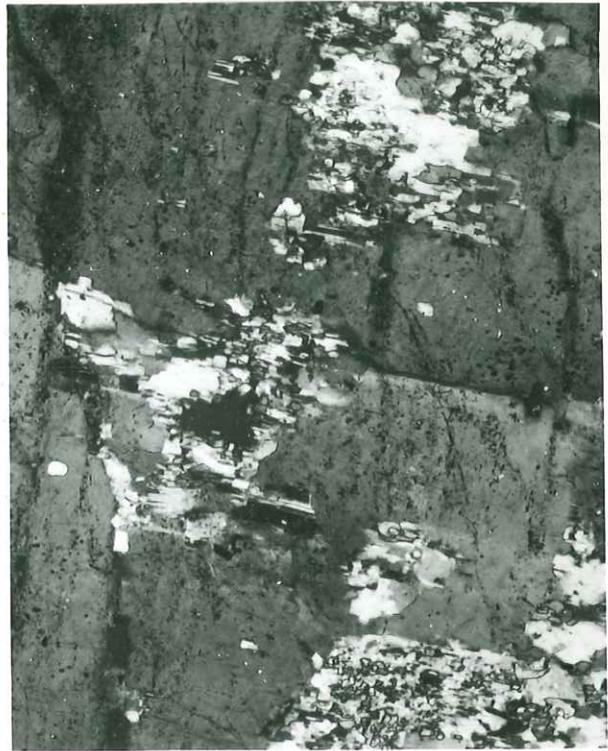
24

PLANCHE VII

- Fig. 25 (Lum. polarisée x 60) Nord de l'arête de Trièves. Roche granitoïde leucocrate, à grands microclines cassés et déformés. La grande plage d'albite maclée de droite est nettement surimposée et tardive par rapport au reste de la roche.
- Fig. 26 (Lum. polarisée x60) Col des Evettes. Roche granitoïde leucocrate. Perthite orientée; l'albite de la perthite s'oriente suivant les directions cristallographiques du microcline hôte, (plans de macle parallèles). On remarque aussi la légère courbure du plan de macle et la fissuration transverse du microcline anté-tectonique.
- Fig. 27 (Lum. polarisée x20) Base Sud-Ouest du Mont Sėti. Chloritite à chloritoïde et grenat. Dans un feutrage de chlorites blanches et magnésiennes, un grenat automorphe non rétro-morphosé englobe de grands chloritoïdes à pléochroïsme faible maclés polysynthétiquement.
- Fig. 28 (Lum. naturelle x 40) Idem. Chloritoïde en inclusion dans un grenat.



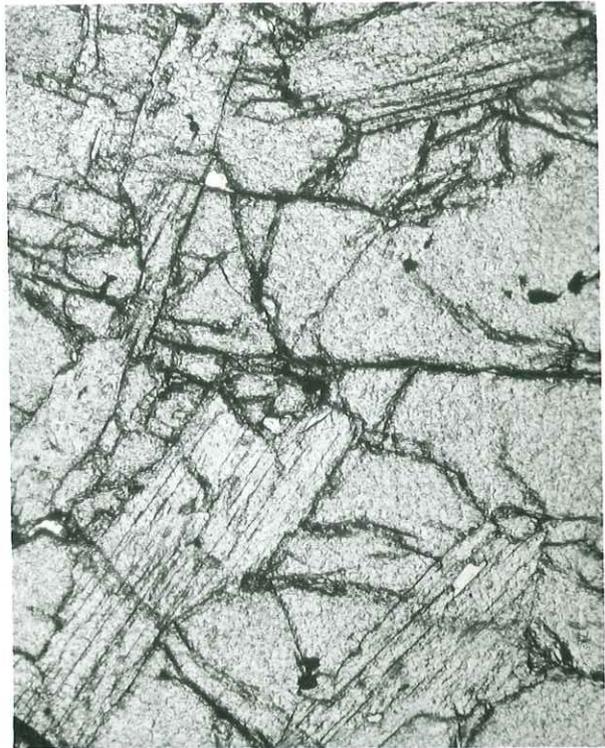
25



26



27



28

PLANCHE VIII

Fig. 29 Base du Mont Sėti. (x1) Faciès de bordure du granite. Un filonet à bords diffus, de matériel potassique en gros cristaux (sub pegmatitique) traverse un matériel granitique plus fin, déformé postérieurement à sa mise en place; ce matériel granitique fin est riche en biotite ancienne et en néobiotite alpine, ainsi qu'en fuseaux de saussurite, représentant d'anciens plagioclases. Les enclaves sombres visibles dans la partie inférieure de la photo, sont des amas de biotite recristallisés (néobiotite alpine).

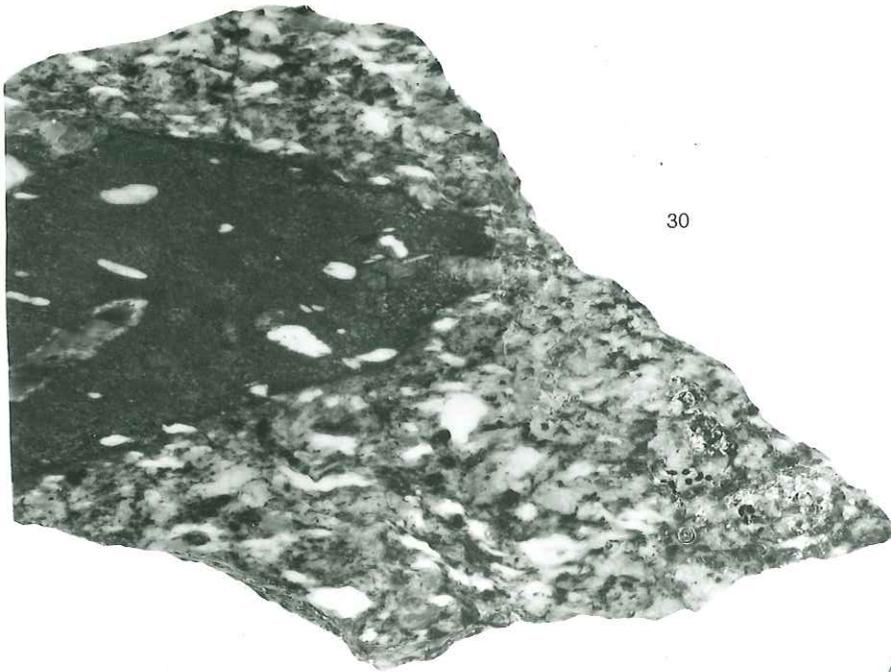


PLANCHE IX

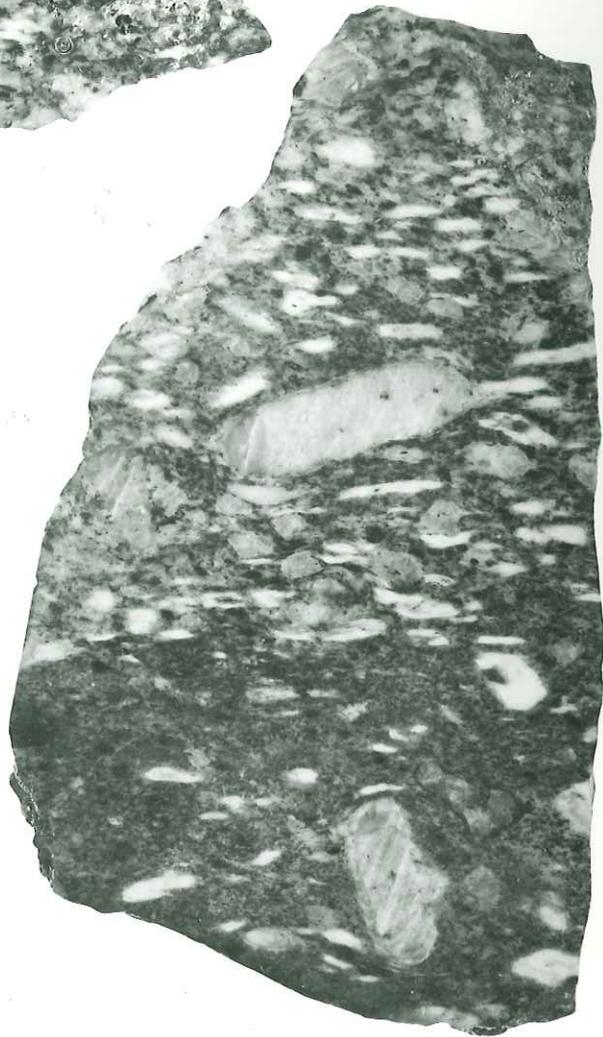
Fig. 30 Arête du Grand Méan (x1) (Bord Sud du glacier du Mulinet) Enclave sombre dans un orthogneiss. Les taches blanches représentent des feldspaths potassiques anciens (antérieurs aux gros phénocristaux). Des quartz globulaires sont peu visibles sur la photo. Le fuseau allongé que l'on voit à gauche est un ancien phénocrystal de plagioclase vraisemblablement zoné (altération différentielle). La mésostase aphanitique est complètement recristallisée.

Fig. 31 Glacier du Grand Méan (branche Nord) (x1) Enclave claire dans un orthogneiss. Beaucoup plus largement cristallisé que la précédente, elle comporte en plus un porphyroblaste de microcline II. Les constituants sont les mêmes que ceux de la roche de la fig. 30.

Fig. 32 Pointe de la Piatou (x1/2) Enclave dans le granite porphyroïde non déformé de la Piatou. De gros quartz globulaires sont en relief et les anciens plagioclases apparaissent en clair, certains étant presque automorphes. Remarquer le litage relatif de la roche faisant penser à une origine détritique.



30



31



32

PLANCHE X

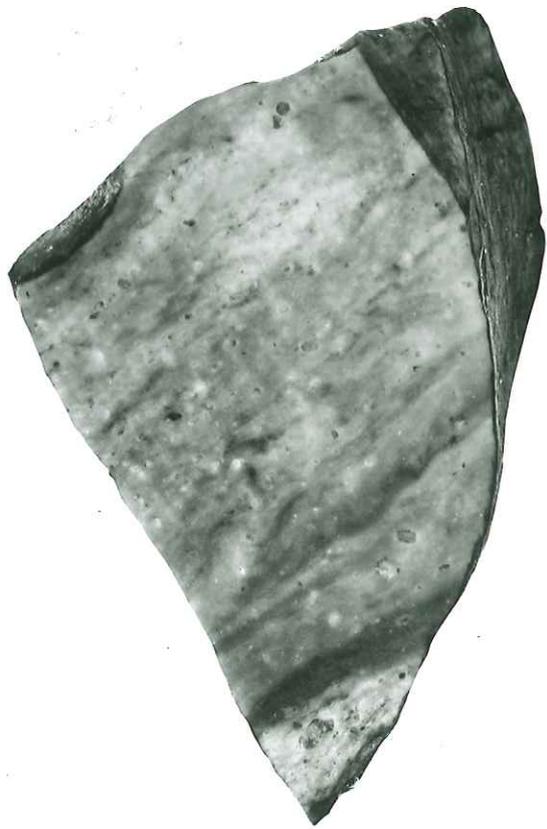
- Fig. 33 Pointe de la Piatou (1/2) Granite porphyroïde non déformé parcouru par des filons de pegmatite à tourmaline (partie gauche de la photographie).
- Fig. 34 Base Ouest du Mont Sėti. (x1) Evolution ultime d'un orthogneiss. Tous les constituants sont bien reconnaissables : les filets blancs représentent les microclines, tandis que les filets gris sont d'anciens plagioclases. La chloritisation des biotites est complète.
- Fig. 35 Arête du Grand Méan. (x1) Tuf rhyolitique. Remarquer les ocelles hypidiomorphes de feldspaths potassiques et le fin litage de la roche, évoquant une fluidalité. La mésostase, très fine, est constituée de quartz d'albite et surtout de microcline.



33



34



35

PLANCHE XI

Fig. 36 Base Sud-Ouest du Mont Sėti.
Front de granitisation, les enclaves, rares au sein du granite, augmentent en quantité vers les bordures.

Fig. 37 Base Sud-Ouest du Mont Sėti.
Faciès de bordure du granite. Au delà de la zone à enclaves, une roche, déjà presque granitique, est envahie par des fumées sub-pegmatitiques de matériel surtout potassique.

36



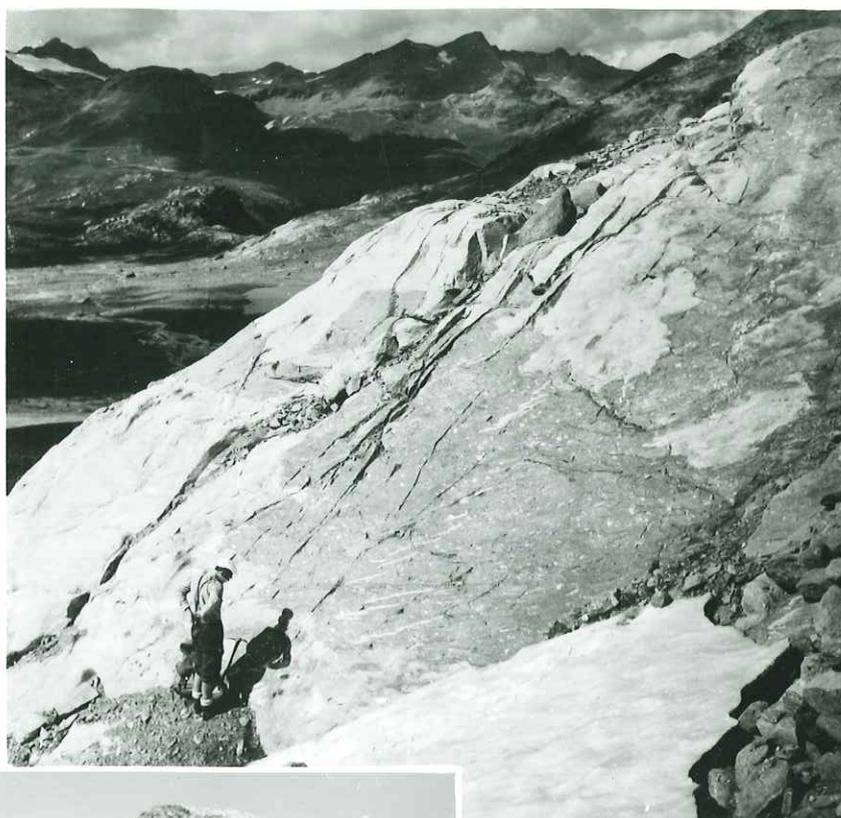
37

PLANCHE XII

Fig. 38 Arête Sud-Ouest de l'aiguille de Bonneval.
Granite fin (blanc sur la photographie) de l'Aiguille de Bonneval, envahissant le granite porphyroïde. Ce granite fin correspond à une phase tardive de la granitisation hercynienne.

Fig. 39 Pointe de la Piatou.
Granite porphyroïde non orienté, avec filon de pegmatite à tourmaline et grenat (partie gauche de la photographie).

38



39

PLANCHE XIII

Fig. 40 Glacier du Grand Méan. Orthogneiss à enclaves très étirées. Ce matériel granitique incomplet fait penser à celui qui est envahi par les fumées granitiques (Pl. XI, fig. 37)

Fig. 41 Base Sud-Ouest du Mont Sėti.
Enclaves vers la bordure du granite. L'hétérogénéité de la phase potassique est bien visible ici et il semble que la quantité de porphyroblastes augmente autour des enclaves. L'étirement est déjà notable.

40



41

PLANCHE XIV

Fig. 42 Cime du Carro.

Grand pli synschisteux d'axe N.310, dans un orthogneiss. La schistosité cristallophyllienne représente le plan axial de ce pli souligné par de très légères différences lithologiques.

Fig. 43 Col du Carro. (environ 100 m sous le col). Plis isoclinaux dans la Série du Carro (alternance fine de prasinites et de gneiss albitiques à microcline). Chaque lentille représente une charnière.

42.



43

