



HAL
open science

Etude géologique des environs du Monétier-les-Bains (H-A) (Zones subbriançonnaise et briançonnaise) - Alpes françaises

Jean Barfety

► **To cite this version:**

Jean Barfety. Etude géologique des environs du Monétier-les-Bains (H-A) (Zones subbriançonnaise et briançonnaise) - Alpes françaises. Stratigraphie. Université de Grenoble, 1965. Français. NNT : . tel-00720619v2

HAL Id: tel-00720619

<https://theses.hal.science/tel-00720619v2>

Submitted on 10 Oct 2012

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.

Doctorat de 3^e Cycle

N° d'ordre:

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE DE L'UNIVERSITÉ

SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE STRUCTURALE

PAR

Jean-Claude BARFETY

Etude géologique des environs du Monétier - les - Bains (H-A)

(Zones subbriançonnaise et briançonnaise)

Soutenue le 28 juin 1965 devant la Commission d'Examen

Messieurs les Professeurs : R. BARBIER Président

R. MICHEL
J. DEBELMAS | Examineurs

Res sentiments amicaux à
Robert Arnould et Madame...
J. J. J. J.

DOCTEUR

Etude .ge

orat de 3^e Cycle
N° d'ordre:

THÈSE

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR DE 3^{ème} CYCLE DE L'UNIVERSITÉ

SPÉCIALITÉ : GÉOLOGIE STRUCTURALE

PAR

Jean-Claude BARFETY

Etude géologique des environs du Monétier - les - Bains (H-A)

(Zones subbriançonnaise et briançonnaise)

Soutenue le juin 1965 devant la Commission d'Examen

Messieurs les Professeurs : R. BARBIER Président

 R. MICHEL
 J. DEBELMAS | Examineurs

AVANT - PROPOS

Au seuil de ce mémoire, je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à tous ceux qui m'ont permis de le mener à bien.

Je remercie Monsieur le Professeur R. BARBIER de m'avoir autorisé à effectuer une thèse de 3ème CYCLE à Grenoble et Monsieur J. GUILLEMOT qui a volontiers accepté qu'elle tienne lieu de diplôme de l'E.N.S.P.M.

Ma gratitude va particulièrement à Monsieur le Professeur J. DEBELMAS pour m'avoir proposé un sujet dans un cadre aussi attachant que le Briançonnais et je garderai toujours un très agréable souvenir des longues journées solitaires passées en montagne; les conseils de mon professeur, sur le terrain, ou à l'Institut m'ont été précieux.

Je n'oublierai pas l'intérêt que Monsieur M. LEMOINE a bien voulu prendre à cette étude, les discussions et les services qu'il m'a si souvent accordés, lors de courses communes ou de ses venues à Grenoble. Je l'en remercie vivement.

En tant que collaborateur auxiliaire à la carte géologique, je remercie Monsieur J. GOGUEL de l'aide matérielle dont j'ai profité durant deux étés.

Je remercie Monsieur J. SIGAL de m'avoir déterminé les microfaunes du Crétacé supérieur.

Ma reconnaissance va aussi à Monsieur J. SARROT-REYNAULT qui a dirigé l'impression de ce manuscrit.

Je pense, encore, à tous les membres du corps enseignant de l'Institut Dolomieu et, en particulier, à Messieurs M. GIDON, C. KERCKHOVE, J.P. THIEULOY, P. VIALON, pour l'aide apportée soit sur le terrain, soit au laboratoire.

Je ne saurais oublier le personnel technique des laboratoires de l'E.N.S.P.M., de l'Ecole des Mines de Paris et de l'Institut Dolomieu, pour tous les travaux effectués durant deux années.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION

1 - Situation géographique	-----	1
2 - Historique sommaire des recherches antérieures	-----	1
3 - Schéma structural	-----	4

Chapitre I . STRATIGRAPHIE DU BRIANÇONNAIS

1 - <u>Houiller</u>	-----	5
2 - <u>Permien</u>	-----	5
3 - <u>Trias</u>	-----	6
A . <u>Le Werfénien</u>	-----	6
1 . Le Werfénien inférieur		
2 . Le Werfénien supérieur		
3 . Paléogéographie du Werfénien		
B . <u>Le Trias calcaréo-dolomitique</u>	-----	9
1) . Les calcaires - Anisien	-----	9
a - Les calcaires vermiculés	-----	11
- Tête-Noire		
- Grand-Aréa		
b - Série calcaréo-dolomitique de l'Anisien inférieur	-----	13
- Série de base à prédominance calcaire		
- Niveau à accidents siliceux		
- Série calcaréo-dolomitique		
c - Série calcaire - Limite Anisien, Ladinien	-----	15
2) . Les dolomies - Ladinien	-----	18
a - Série inférieure		
b - Les dolomies zonées		
- Tête du Grand-Pré		
- Point 2390,6		

C . <u>Le Trias supérieur</u>	-----	20
1) . Trias supérieur absent	-----	20
2) . Trias supérieur dolomitique et bréchique	-----	21
3) . Dépôts finitriasiques	-----	21
- Tête du Grand-Pré		
- Grand-Aréa		
- Aiguillette du Lauzet		
Paléogéographie du Trias calcaire	-----	23
4 - <u>Terrains post-triasiques</u>	-----	24
I . <u>Ecailles du ravin de Chanteloube</u>	-----	24
A - Malm		
B - Crétacé supérieur		
II . <u>Tête du Grand-Pré</u>	-----	25
A - Dogger		
B - Malm		
C - Néocomien		
D - Crétacé supérieur		
III . <u>Aiguillette du Lauzet</u>	-----	27
1 - Aiguillette du Lauzet		
2 - Points 2390,6 et 2329,6		
3 - Interprétations		
IV . <u>Anticlinal du Bez-Goudissard</u>	-----	29
V . <u>Grand-Aréa</u>		
A - Unité inférieure	-----	29
B - Unité supérieure	-----	30
1 . Flanc est du synclinal	-----	30
- Dogger		
- Malm		
- Néocomien		
- Crétacé moyen		
2 . Variations vers l'W	-----	33
- Malm		
- Néocomien		
3 . Transgression du Crétacé supérieur	-----	34
4 . Conclusions		

VI . <u>Tête-Noire, Crête du Châtelard</u>		
A - Dogger	-----	35
B - Malm	-----	35
1 . Description des brèches	-----	37
2 . Affleurements	-----	39
3 . Etudes micrographiques	-----	42
C - Crétacé	-----	43
1 . Flanc oriental de Tête-Noire	-----	43
2 . Flanc occidental	-----	45
3 . Coeur du synclinal	-----	46
4 . Crête du Châtelard	-----	48
D - Mode de formation des brèches de Tête-Noire	-----	48
1 . Caractéristiques des brèches	-----	49
2 . Genèse des brèches	-----	50
VII . <u>Paléogéographie</u>	-----	51
1 - Dogger		
2 - Malm		
3 - Néocomien	-----	54
4 - Néocrétacé		
Chapitre II . STRATIGRAPHIE DU SUBBRIANÇONNAIS		
Historique	-----	56
1 - Lias - Dogger	-----	56
a . Ecaille du Fontenil		
b . Digitation Lauzet-Roche Olvéra		
2 - Callovo-Oxfordien	-----	57
3 - Malm supérieur - Néocomien	-----	58
4 - Crétacé supérieur	-----	59
5 - Flysch noir	-----	59
. Affleurements		
. Micrographie		
6 - Conclusions	-----	61
<u>Le Quaternaire</u>	-----	62
A - <u>Le glaciaire</u>	-----	62
1 . Le glaciaire ancien		

2 . Le glaciaire récent	-----	62
- Moraines de névé		
- Rock-glaciers		
B - Les glissements	-----	63
C - Les tufs du Monétier	-----	63

Chapitre III . TECTONIQUE DES UNITES SUBBRIANÇONNAISE ET BRIANÇONNAISE

I . <u>Rive gauche de la Guisane entre le Lauzet et le Monétier</u>		
A - La zone subbriançonnaise	-----	65
1 . Ensemble supérieur	-----	65
2 . Ensemble inférieur	-----	66
3 . Rapports avec les régions voisines	-----	66
B - La zone briançonnaise	-----	68
1 . Structure	-----	68
2 . Rapports avec le Subbriançonnais et avec le Houiller	-----	68
II . <u>Massifs de Tête-Noire et du Grand-Aréa</u>		
A - Tête-Noire, crête du Châtelard	-----	69
1 . Structure	-----	69
a - Tête-Noire		
b - Crête du Châtelard		
2 . Accidents longitudinaux, rapports avec le Houiller	-----	71
3 . Accidents transversaux	-----	71
B - Le Grand-Aréa	-----	73
1 . Structure	-----	73
2 . Les failles	-----	74
3 . Paquets glissés de Chaméant	-----	75
4 . Le Houiller oriental	-----	75
III . <u>Massif de la Tête du Grand-Pré</u>		
A - Les écailles du ravin de Chanteloube	-----	75
• Ravin de Chanteloube		
• Montagne des Guibertes		
B - Le synclinal de la Tête du Grand-Pré	-----	79
C - Anticlinal du Bez-Goudissard	-----	79
D - Relations avec la Balme et Rocher Rouge	-----	80
IV . <u>Relations entre le N et le S de la Guisane</u>	-----	80

Chapitre IV . CONCLUSIONS GENERALES

1 . <u>Rapports avec les régions voisines</u>	-----	82
- Subbriançonnais		
- Briançonnais		
II . <u>Histoire géologique de la région étudiée</u>	-----	83
1 - Houiller - Lias		
2 - Jurassique - Crétacé		
3 - Paroxysme alpin		

BIBLIOGRAPHIE	-----	85
---------------	-------	----

PLANCHES HORS-TEXTE	-----	92
---------------------	-------	----

PL. I

fig. 1 - Arête nord-ouest du Grand-Aréa vue depuis le sommet.

fig. 2 - Arête nord-ouest, détail de 1.

fig. 3 - Face nord du Grand-Aréa vue depuis la crête de Tête-Noire.

fig. 4 - Sommet du Grand-Aréa (Oxfordien).

PL. II

fig. 1 - Sommet du Grand-Aréa et face nord vu depuis l'arête nord-ouest

fig. 2 - Arête nord-ouest du Grand-Aréa vue depuis les pentes ouest.

PL. III

fig. 1 - Crête de Tête-Noire, Malm supérieur bréchiq.

fig. 2 - " " base du Malm, granoclasement.

fig. 3 - Sommet de Tête-Noire, pélires siliceuses (néocrétacées ?).

fig. 4 - Tête-Noire, point coté 2827,6 : brèches néocrétacées.

PL. IV

fig. 1 - Panorama de la crête de Tête-Noire et du versant ouest

fig. 2 - Crête de Tête-Noire, bloc de dolomies interstratifié dans la brèche jurassique supérieur.

PL. V

fig. 1 - Les Rochers de Privé et la Crête de Baude vus depuis le sommet de Tête-Noire.

fig. 2 - La Grande-Manche vue depuis le point coté 2827,6.

PL. VI

fig. 1 - Massif du Grand-Aréa vu depuis la route du col du Granon (cote 2100).

fig. 2 - La Tête du Grand-Pré (versant sud) vu depuis le point coté 2428,5.

Liste des planches

1 - Contexte géologique des environs du Monétier	-----	3
2 - Permien - Tête-Noire	-----	7
3 - Passage du Werfénien inférieur au Werfénien supérieur Grand-Aréa	-----	7
4 - Les calcaires vermiculés - Tête-Noire - Petit-Aréa	-----	10
5 - Anisien inférieur - Tête-Noire	-----	12
6 - " " - Tête du Grand-Pré	-----	14
7 - " " - Petit-Aréa	-----	16
8 - " " - Grand-Aréa	-----	17
9 - Le Ladinien - Grand-Aréa - Tête du Grand-Pré	-----	19
10 - Le Trias supérieur - Tête du Gand-Pré - Grand-Aréa	-----	22
11 - Tête du Grand-Pré - Oxfordien-Néocomien	-----	26
12 - Grand-Aréa - séries post-triasiques	-----	31
13 - Dogger - Tête du Grand-Pré - Tête-Noire	-----	36
14 - Tête-Noire - base du Malm	-----	38
15 - " - Malm brèchique	-----	40
16 - Série énigmatique de Tête-Noire	-----	44
17 - Corrélations des faciès des différentes unités de la région du Monétier	-----	52 - 53
18 - Schéma structural	-----	64
19 - Coupes sériées de la rive gauche de la Guisane	-----	67
20 - " " du massif de Tête-Noire	-----	70

21 - Coupes sériées du massif du Grand-Aréa	-----	73
22 - Coupes schématiques des écailles de Chanteloube	-----	76
23 - Coupes sériées du massif de la Tête du Grand-Pré	-----	78

Cartes hors-texte

Cartes au 1/20,000 : Briançon 1 - 2

Névache 5 - 6

La Grave 8

Cartes au 1/50,000 : Briançon

Névache

La Grave

- INTRODUCTION -

1. - SITUATION GEOGRAPHIQUE.

"Le bourg du Monétier se trouve au milieu de la plus jolie vallée du département ; elle est remarquable par la fertilité de son sol, par ses forêts de mélèzes, par les glaciers qui descendent très bas et non loin des terrains cultivés..."

E. Gueymard, 1830.

Point n'est besoin de décrire plus longuement ce petit village dit "thermal" qui, de son assise de tufs, domine la Guisane. Des montagnes massives cernent ce hâvre de verdure blotti, à mi-chemin, entre le col du Lautaret et la citadelle de Briançon.

La région étudiée s'étale, au N et au S du Monétier, entre les villages du Lauzet ($x = 925,200 - y = 309,800$) en amont, et de Saint-Chaffrey ($x = 935,000 - y = 301,500$) en aval. Elle comporte d'imposantes montagnes aux falaises calcaires; sur la rive gauche de la Guisane, se relayent du NW au SE les sommets: de l'Aiguillette du Lauzet (2726m), de Tête-Noire (2917m), du Grang-Aréa (2865m), et, isolé sur la rive droite, se dresse le massif de la Tête du Grand-Pré (2562m). Des terrains houillers, sombres et tendres, forment les pentes molles, souvent glissées de leur soubassement et donnent des cols d'accès facile : cols du Chardonnet, de Buffère, de Cristol, du Granon. (cf. Pl. 1).

Au Nord, la vallée de la Clarée sert de limite naturelle à notre étude, de Névache aux chalets de Foncouverte ($x = 931,740 - y = 312,200$).

2. - HISTORIQUE SOMMAIRE DES RECHERCHES ANTERIEURES.

1830 - E. GUEYMARD semble être le premier géologue à parcourir notre région, et, il affirme en passant de Névache au Monétier par le col de Buffère : "tout le terrain est de grès à anthracite, avec quelques lambeaux de calcaire sur les hauteurs". Ces calcaires sont alors datés du Lias.

1864 - C. LORY dessine la première carte géologique du Briançonnais. Par ailleurs, il commence à déchiffrer la tectonique alpine qu'il explique par des failles N-S, presque toujours verticales.

1890 - W. KILIAN envisage la structure en éventail du Briançonnais dont l'axe correspondant à la zone houillère serait jalonné par les synclinaux du Grand-Aréa et du Queyrellin. Le premier, avec certitude, il signale la présence de Malm dans les Alpes internes, celui du Grand-Galibier.

1892, - E. HAUG démontre la présence indubitable de nappes de charriage dans les Alpes.

1899 - P. TERMIER au cours de son étude "Les Montagnes comprises entre Briançon et Vallouise" conçoit l'existence de quatre écailles superposées issues du versant oriental des Alpes, ce que W. KILIAN

s'attachera rapidement à réfuter.

1900 - Première édition de la feuille Briançon au 1/80,000.

1904 à 1912 - W. KILIAN et J. REVIL citent la présence des étages du Trias, Lias, Dogger, Malm dans les massifs du Grand-Galibier, de la Grande Manche, de l'Aréa. Ils nient l'existence de failles verticales, seules existeraient des surfaces de contact anormal " toujours parallèles à la stratification".

1922 - C. PUSSENOT montre l'absence de Lias en Briançonnais : la brèche, dite " du Télégraphe ", jalonne la base des transgressions jurassiques par suite d'érosions importantes.

1924 - F. BLANCHET et L. MORET affirment l'âge néocrétacé des "marbres en plaquettes".

1931 - D. SCHNEEGANS établit la stratigraphie et la tectonique réelles du massif du Grand-Galibier qui est nettement séparé des séries du col du Galibier dont il fait la sous-zone du Pas du Roc, équivalent de la deuxième écaille de P. TERMIER.

1933 - Deuxième édition de la feuille Briançon au 1/80,000 avec des contours de D. SCHNEEGANS pour notre région.

1934 - M. GIGNOUX et L. MORET définissent la zone subbriançonnaise.

1938 - M. GIGNOUX et L. MORET différencient un Briançonnais externe à Oxfordien et Néocomien réduits d'un Briançonnais interne plus lacunaire encore,

1940 - J. GOGUEL revoit les écailles de P. TERMIER entre Briançon et Vallouise (chaîne de Montbrison) et définit un peu différemment les deuxième et troisième écailles, termes qu'il conserve,

1948 - R. BARBIER définit les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise, au N du Pelvoux, zones dont il complétera l'étude jusqu'au S du Galibier en 1963.

Les études récentes, d'une minutie extrême, vont permettre de renouveler nos connaissances sur les phénomènes paléogéographiques et tectoniques qui ont présidé aux structures actuelles.

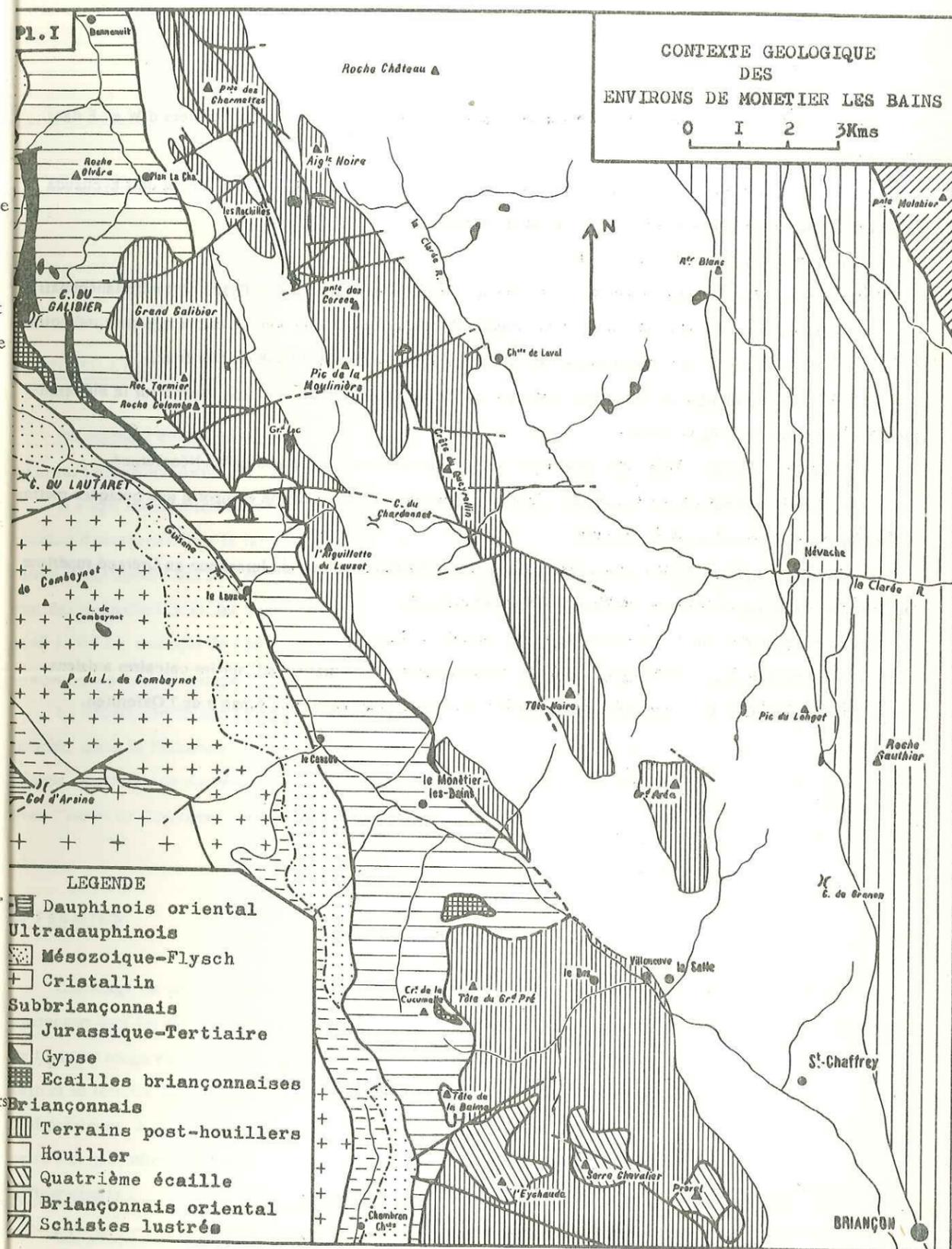
A partir de 1950, J. DEBELMAS et M. LEMOINE, entreprennent l'étude systématique du Briançonnais et montrent qu'il a joué comme un géanticlinal plat et stable, immergé depuis le Bathonien, mais accidenté d'une série de hauts fonds et de sillons "où continuent à régner temporairement des états de cordillère".

Ces deux auteurs détaillent la stratigraphie du Mésozoïque briançonnais, notamment celle du Trias (1963).

1965 - B. TISSOT, dans sa brillante étude des massifs du Grand-Galibier et des Cerces, met en évidence, au Crétacé supérieur, des paléoreliefs actifs allongés dans le sens de la future chaîne et décrit un système de cassures transverses.

1963 - R. FEYS, publie les résultats d'une étude sur le Houiller et le Permien du département des Hautes-Alpes.

1964 - M. LEMOINE décrit des failles anciennes E-W ayant pu conditionner la paléogéographie aux alentours de la " quatrième écaille",



3. - SCHEMA STRUCTURAL. (cf. PL. 1)

Avant d'aborder notre étude, nous serons amenés à définir les différentes unités rencontrées d'W en E dans notre région.

1) Zone subbriançonnaise. Elle forme une bande continue, de 1 à 2 km de largeur, du col de l'Eychauda au col du Galibier et traverse la Guisane au village du Monétier.

2) Zone briançonnaise. Elle comprend :

- Les écaillés briançonnais apparaissant au contact "marbres en plaquettes" - flysch noir subbriançonnais.
 - + écaillés du Ravin du Loup, sur le flanc oriental de la Cucumelle que nous ne citons que pour mémoire.
 - + écaillés du Ravin de Chanteloube et de la Montagne des Guibertes au SSE du Monétier.
 - Le synclinal de la Tête du Grand Pré, correspondant à un sillon de sédimentation charrié sur le Subbriançonnais. Il disparaît au N de la Guisane.
 - La zone synclinal de l'Aiguillette du Lauzet, où la sédimentation ne reprend qu'au Néocrétacé.
 - L'anticlinal siliceux du Bez-Goudissart, dont la couverture post-triasique ne comporte que quelques mètres de "marbres en plaquettes" et de flysch noir.
 - Le synclinal de Tête-Noire, caractérisé par une série brèche, allant du Jurassique au Crétacé supérieur (ou Tertiaire ?). Il est couronné d'une klippe de terrains crétacés.
- Nous y rattacherons, au N, le paléorelief de la crête du Châtellard.
- L'unité de base du synclinal du Grand-Aréa, où le Néocrétacé est transgressif sur les calcaires anisiens.
 - L'unité supérieure du Grand-Aréa, correspond à un sillon de sédimentation à partir de l'Oxfordien.

CHAPITRE I

STRATIGRAPHIE DU BRIANÇONNAIS

1. HOULLER

Récemment étudié par R. FEYS (1963), le Houiller ne sera examiné ici que sous l'angle de ses rapports avec les terrains mésozoïques.

Il s'agit essentiellement de conglomérats, grès micacés, et de schistes pouvant renfermer de nombreuses couches d'anthracite dont la faible épaisseur et la discontinuité n'autorisent pas de véritables exploitations. Ces terrains contiennent des sills éruptifs qui se sont le plus souvent injectés à la faveur des couches de houille. Ce sont des microdiorites et des microgranites, mis en place lors de la phase saaliennne (R. FEYS et C. GREBER, 1949). Un bel exemple de ces intrusions est visible, aux Gardéolles, dans le premier lacet de la route du col du Granon, au dessus du village du Villard Laté (x=935, 900 y=301, 600).

La découverte de nombreux gîtes fossilifères a permis (R. FEYS, 1952 et 1953; C. GREBER, 1953) de différencier, outre le Namurien, le Westphalien A, B, et C, disposés suivant des bandes NNW-SSE, entre Guisane et Clarée. Au dessus en discordance reposent, à l'E, les assises conglomératiques du Granon rapportées, par analogie avec l'assise de Courchevel, au Stéphanien.

2. PERMIEN

Cet étage est uniquement représenté, dans notre région, par des conglomérats bigarrés appelés classiquement Verrucano dont les éléments sont surtout des galets de quartz roses, rouges, vermillés, verts et blancs, des galets de liparites rouge vif ou violacés et, à la base surtout, des galets de Houiller. Cette assise ne dépasse jamais 15-20 m et se termine en plusieurs points (Grand-Aréa, Tête-Noire) par 1 à 2m de pélites vertes et violettes, quartzofeldspathiques, à ciment de séricite, et ponctuées de petits éléments éruptifs. Au delà, ceux-ci disparaissent, on passe aux quartzites werféniens par disparition lente des quartz colorés puis de tout galet quartzeux.

Affleurements :

Les affleurements de ces terrains sont fréquents mais discontinus. On les trouve sous forme de schistes siliceux

verts et violets dans les écaillies de Chanteloube et de la Montagne des Guibertes. Ils affleurent en divers points des falaises du Monétier et plus au N sous Roche-Chevalier (x = 928,220 y = 308,000), puis au point coté 23293 (x = 927,320 y = 309,140). Conglomérats et pélites violacées reprennent quelque importance sur le flanc est de l'Aiguillette du Lauzet, au col de l'Aiguillette. Dans le massif du Grand-Aréa, on les retrouve à la Montagne de Sachet, le long du Chemin du Roy (x = 934,180 y = 304,450), puis sur le flanc ouest des sources du torrent du Rocher-Noir jusqu'au col de Buffère.

Les meilleures coupes nous sont cependant fournies par le versant est de Tête-Noire :

- à l'éperon Rambert, points cotés 2746 et 2531 (cf. PL. 2), R. FEYS (1963) a découvert à quelques mètres sous le Verrucano une flore à *Neuropteris Linguaeifolia* P.B. du Westphalien C. Là, les galets de liparites ne sont abondants qu'à l'extrême base du Permien qui ne dépasse pas une dizaine de mètres.

- sur la crête de Baude, elle-même, le Verrucano a disparu par écrasement mais il se reconstitue sur le versant nord.

- sur la crête de Casse Pinière, les conglomérats se terminent par des pélites vertes et violettes.

Conclusions :

L'âge de ces conglomérats n'a jamais pu être fixé avec précision en l'absence de tout fossile. Cependant ils peuvent reposer sur des terrains houillers non seulement de faciès pétrographique mais d'âge également différents; de plus des discordances angulaires sont visibles en plusieurs points du Briançonnais (Tête de la Cassille, W de Roche-Château), et la base des conglomérats montre souvent des galets houillers. Vers le haut, par contre il y a passage aux quartzites de plus en plus claires et homogènes du Werfénien inférieur. Il est donc logique de rattacher ce type de sédimentation continentale au Néopermien supérieur. Quant aux galets éruptifs, inconnus en Vanoise, ils ont peut-être une origine méditerranéenne (Maures et Estérel), les coulées acides qui leur ont donné naissance étant mal connues (rhyolites néopermiennes de la Ponsonnière?).

3. TRIAS

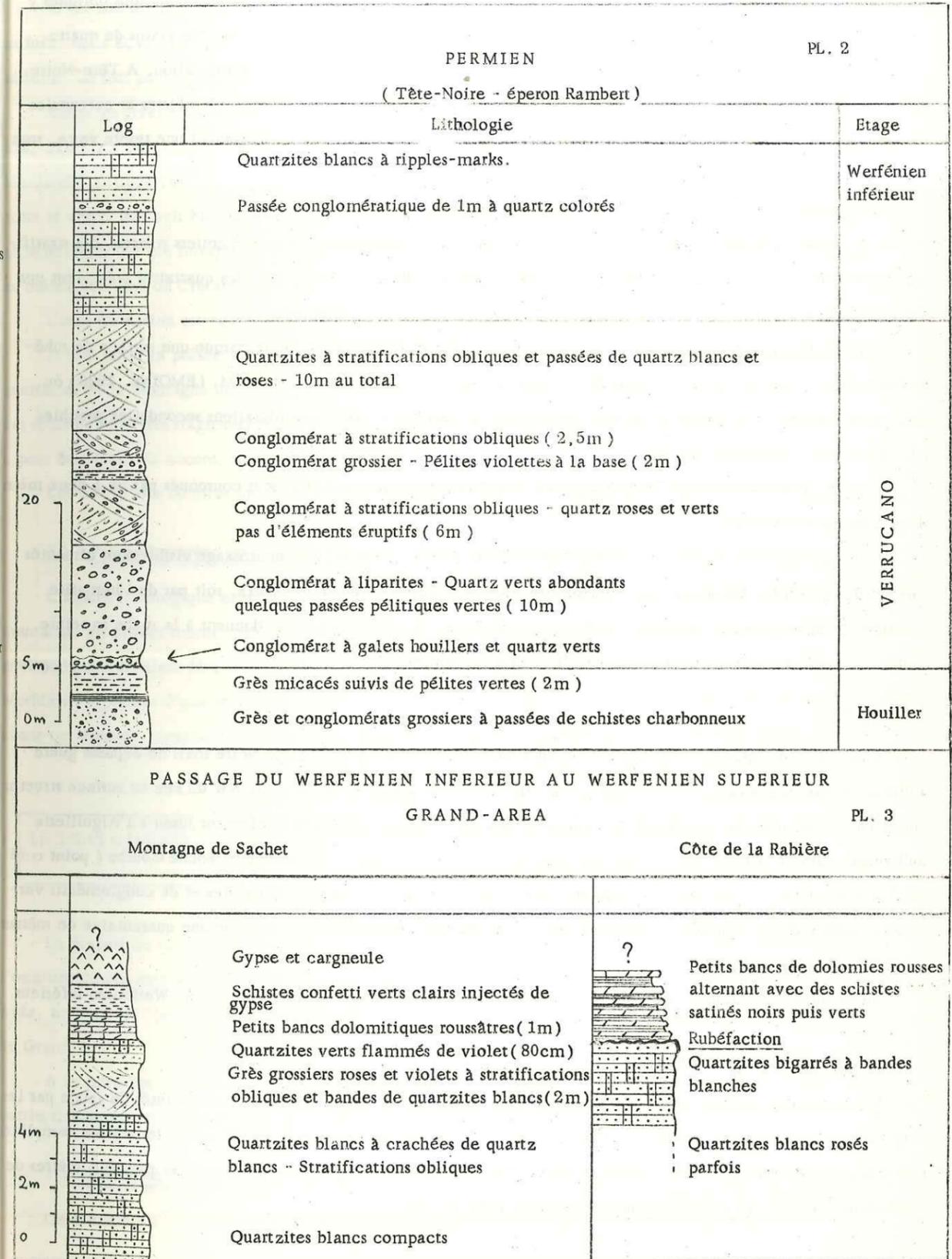
Depuis les importantes recherches de F. ELLENBERGER en Vanoise (1958 et 1963) et les travaux de J. DEBELMAS et M. LEMOINE en Briançonnais (1955 à 1963) le Trias alpin est assez bien connu.

A LE WERFENIEN

On y distingue superposés, deux ensembles lithologiques très différents :

1) - Le Werfénien inférieur.

Ce sont les classiques quartzites blanches, à patine vert-bronze, découpés en falaises abruptes et pitons déchiquetés. Ils passent de façon continue à la base aux conglomérats du Verrucano par l'intermédiaire de grès-



quartzieux mal consolidés à crachées de galets centimétriques blancs, roses ou verts; les stratifications obliques y sont nombreuses. Les quartzites homogènes et massifs se montrent formés, au microscope, de grains de quartz engrenés, propres et bien classés (0,3mm). Des ripples-marks soulignent parfois la stratification. A Tête-Noire, les quartzites de la Crête de Baude, contiennent une trentaine de mètres avant l'horizon à schistes et cargneules une passée (3,5m) plus grossière affectée de stratifications obliques prenant successivement une teinte verte, rose et violette.

Le passage au Werfénien supérieur est toujours très rapide :

- à la Montagne de Sachet (cf. PL. 3), au S du Petit Aréa, apparaissent dans les derniers mètres, des stratifications obliques et des teintes bariolées déjà observées par W. KILIAN (1904) : là, "les quartzites présentent une variété rouge-groseille, zonée de bandes plus claires, à l'éclat un peu résineux".

- à la Côte de la Rabière (cf. PL. 3), sur le flanc ouest du Grand-Aréa, on remarque une surface de rubéfaction rouge sombre ou verte, qui peut être d'origine continentale (J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1963) ou marine, ou encore, s'expliquerait par des minéralisations hydrothermales avec migrations secondaires possibles (J. DEBELMAS, renseignement oral).

- sur le versant oriental de Tête-Noire et à Roche Chevalier, les quartzites sont couronnés par un à deux mètres de grès brunâtres rubéfiés.

Ces quartzites terminales, aux quartz toujours bien classés, arrondis, sans nourrissage visible, sont cimentés soit par de la séricite vert-clair, variété phengite, pléochroïque, corrodant les quartz, soit par de l'hématite amorphe. A celle-ci peut s'adjoindre l'ankérite corrodant facilement les grains et donnant à la roche sa teinte rouille. On observe toujours quelques tourmalines brunes, hercyniennes.

Affleurements :

L'épaisseur des quartzites atteint 200 à 250 m sur le versant oriental de Tête-Noire mais ne dépasse guère 150m sur la bordure occidentale du Grand-Aréa. Ils affleurent largement à l'W et au NW du Bez en surface structurale constituent l'essentiel du "synclinal" du Monétier, puis disparaissent à peu près totalement jusqu'à l'Aiguillette du Lauzet. Partout ailleurs, ils ont subi des laminages intenses : ravins de Chanteloube, Roche Courbe (point coté 2323, x = 928,020 y = 308,330). Un éboulis résiduel bien délimité, à blocs de quartzites et de conglomérats verucano, mérite d'être signalé à l'extrémité sud de la Crête des Rochers de Privé, environ une quarantaine de mètres au-dessous du point coté 2830,2.

En Briançonnais comme en Vanoise, ces quartzites, quoique azoïques, sont rapportés au Werfénien inférieur.

2) - Le Werfénien supérieur.

Les formations tendres de cet étage donnent toujours des vires, couloirs et petits cols, teintés de jaune par les cargneules. Par suite de la tectonisation facile à ce niveau et des recouvrements quaternaires, les coupes complètes sont très rares : le sommet de la Côte de la Rabière dans le massif du Grand-Aréa nous livre les premiers mètres de cette série, mais le passage à l'Anisien est invisible (cf. PL. 3).

C'est une alternance de petits bancs dolomitiques ocres à surface membraneuse, et de schistes pélitiques satinés, noirs et verts. L'analyse aux R.X. des schistes verts indique, outre la présence de dolomie, silice et séricite, un fort pourcentage d'illite, argile caractéristique des milieux lagunaires.

Entre les diverses barres de quartzites du Monétier, notamment le long des sentiers du Puy Jaumard (x = 930,110 - y = 305,940), du Puy du Cros (x = 930,120 - y = 306,240) et sur la rive droite du torrent du Merdarel (altitude 1600) s'intercalent de petits bancs réguliers de dolomies jaunes et de schistes dolomitiques noirs et verts. Il s'agit bien de Werfénien supérieur comme l'avait déjà signalé R. FEYS (1963), mais ces affleurements ont été interprétés comme du Houiller sur la deuxième édition de la carte Briançon au 1/80.000 et même, comme du Crétacé supérieur sur la carte au 1/50.000 de P. TERMIER (1903).

Cette formation est également visible sous Roche Chevalier.

Il faut noter la présence, assez exceptionnelle en Briançonnais, de gypse sur la butte jaunâtre coiffant les quartzites de la Montagne de Sachet, (Petit-Aréa) le long de la route militaire du col de Buffère. Il est mêlé à des schistes verts très fragmentés (cf. PL. 3). Nous verrons cependant, dans le chapitre tectonique, que ce gypse a peut être bien, là encore, une origine mécanique.

Les formations décrites sont traditionnellement attribuées au Werfénien supérieur.

3) - Paléogéographie du Werfénien.

L'aspect lithologique et micrographique des quartzites werfénien ne peut être expliqué que par une sédimentation en milieu marin, peu profond cependant, précédée d'une phase de tri éolien presque parfait. Les côtes environnantes devaient être très plates, barrées seulement de grandes dunes. Cette sédimentation est suivie au Werfénien supérieur d'une régression marquée par des dépôts franchement lagunaires. Les rubéfections observées, avant cet épisode, semblent dues à l'action de courants sous-marins plutôt qu'à une émergence réelle.

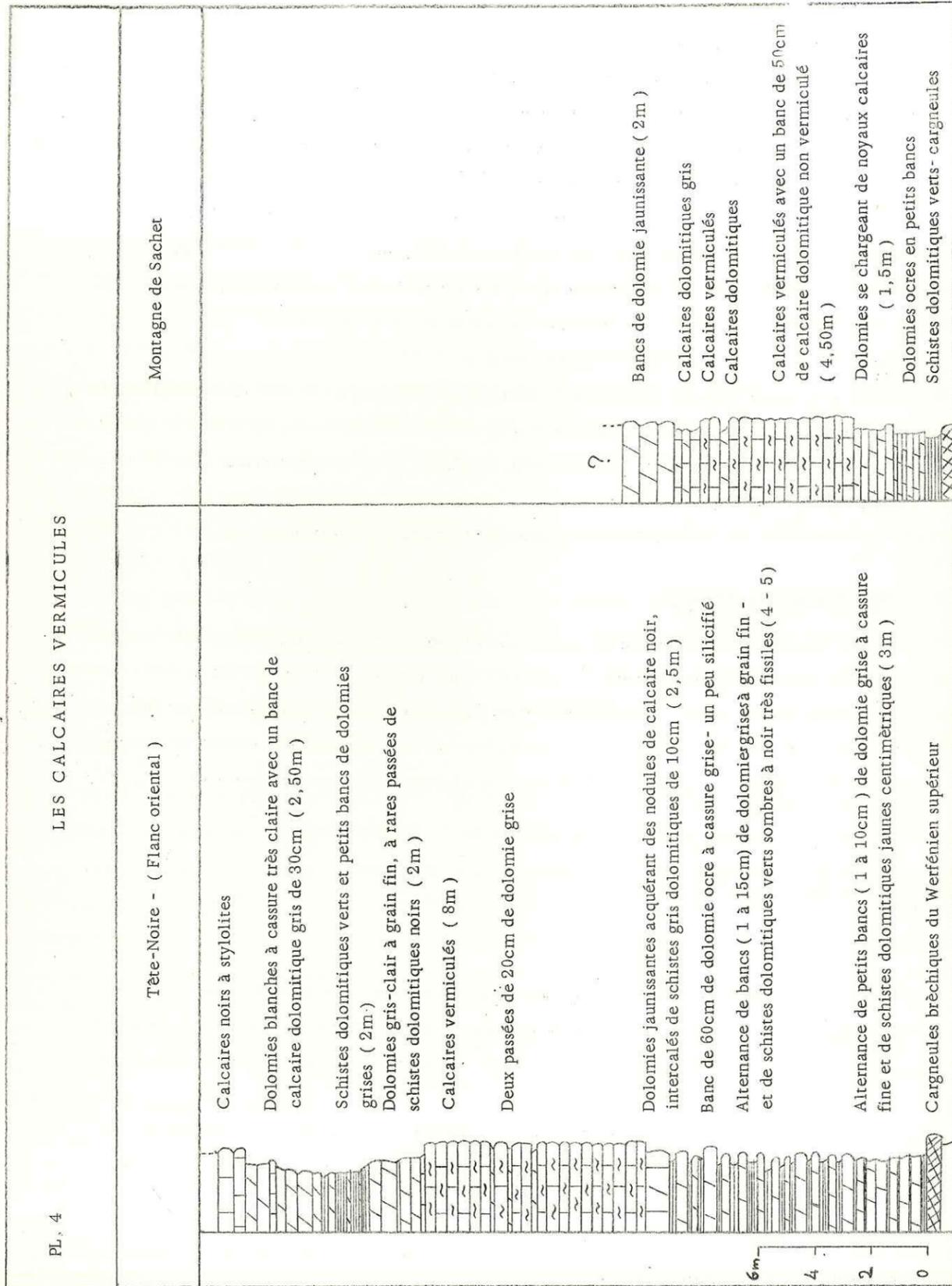
LE TRIAS CALCAREO - DOLOMITIQUE

La plupart du temps, très épais par rapport aux terrains sus-jacents, le Trias calcaréo-dolomitique forme l'ossature de nos montagnes. Il peut reposer sur son "substratum siliceux" : massifs de Tête-Noire et du Grand-Aréa, ou bien sur "les marbres en plaquettes" subbriançonnais : massifs de l'Aiguillette du Lauzet et de la Tête du Grand Pré.

A la suite des auteurs précédents, (J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1963), nous y avons différencié une partie inférieure, surtout calcaire, d'une partie supérieure, principalement dolomitique.

1) - Les calcaires - Anisien.

On y distingue trois ensembles successifs :



a - Les calcaires vermiculés

Il s'agit des calcaires vermiculés vrais ou inférieurs, car des faciès voisins peuvent se retrouver, plus haut, dans le Virglorien.

1. - Tête Noire (cf. PL. 4).

= La Crête de Baude nous fournit vers 2700m d'altitude, au-dessus de la vire jaune des cargneules, la meilleure coupe de cette formation dont l'épaisseur atteint 22m. On peut y introduire trois coupures lithologiques:

- La base (10m) est uniquement dolomitique, bancs de dolomies jaunâtres ou grises, à grain fin, plus épais vers le haut, à intercalaires centimétriques de schistes fissiles, jaunes ou vert sombre. Le passage aux calcaires vermiculés proprement dits est progressif; le dernier banc montre des noyaux puis des bâtonnets, de plus en plus fréquents, de calcaires gris cimentés de dolomie jaune.

- Sur 8m, se développent des calcaires dolomitiques à boudins ou nodules calcaires saillants, bleutés, de taille et de forme variables (1 à 10cm) parfois entrecroisés, enrobés de dolomie jaunâtre. Des bandes calcaires non perturbées s'y individualisent. Ils se débitent en dalles de 5 à 10cm.

- Dans les trois derniers mètres, la sédimentation redevient dolomitique et c'est à l'apparition des calcaires cristallins noirs que nous ferons débiter l'Anisien calcaire.

Les vermiculures ont été interprétées de différentes façons :

. Pour F. ELLENBERGER (1958), elles seraient d'origine organique et résulteraient du remplissage par la vase de terriers d'animaux fouisseurs.

. Par contre Z. KOTANSKI (1955) et M. LATREILLE (1957), y voient des phénomènes de remaniements diagénétiques.

De fait, le passage progressif des dolomies aux calcaires vermiculés, la conservation de zones calcaires non dérangées, la forme même en nodules ou bâtonnets, la texture souvent fluidale de la dolomie peuvent s'expliquer par remaniement de vases alternativement calcaires et dolomitiques, par suite de ruptures d'équilibre du fond marin. Ces mouvements sismiques correspondraient à la subsidence de la fosse briançonnaise après le Werfénien. De plus, les calcaires noduleux à trame dolomitique se retrouvent à différents niveaux de l'Anisien inférieur et, à la fin du Trias, apparaît un faciès voisin dans le massif de la Tête du Grand-Pré (cf. plus loin).

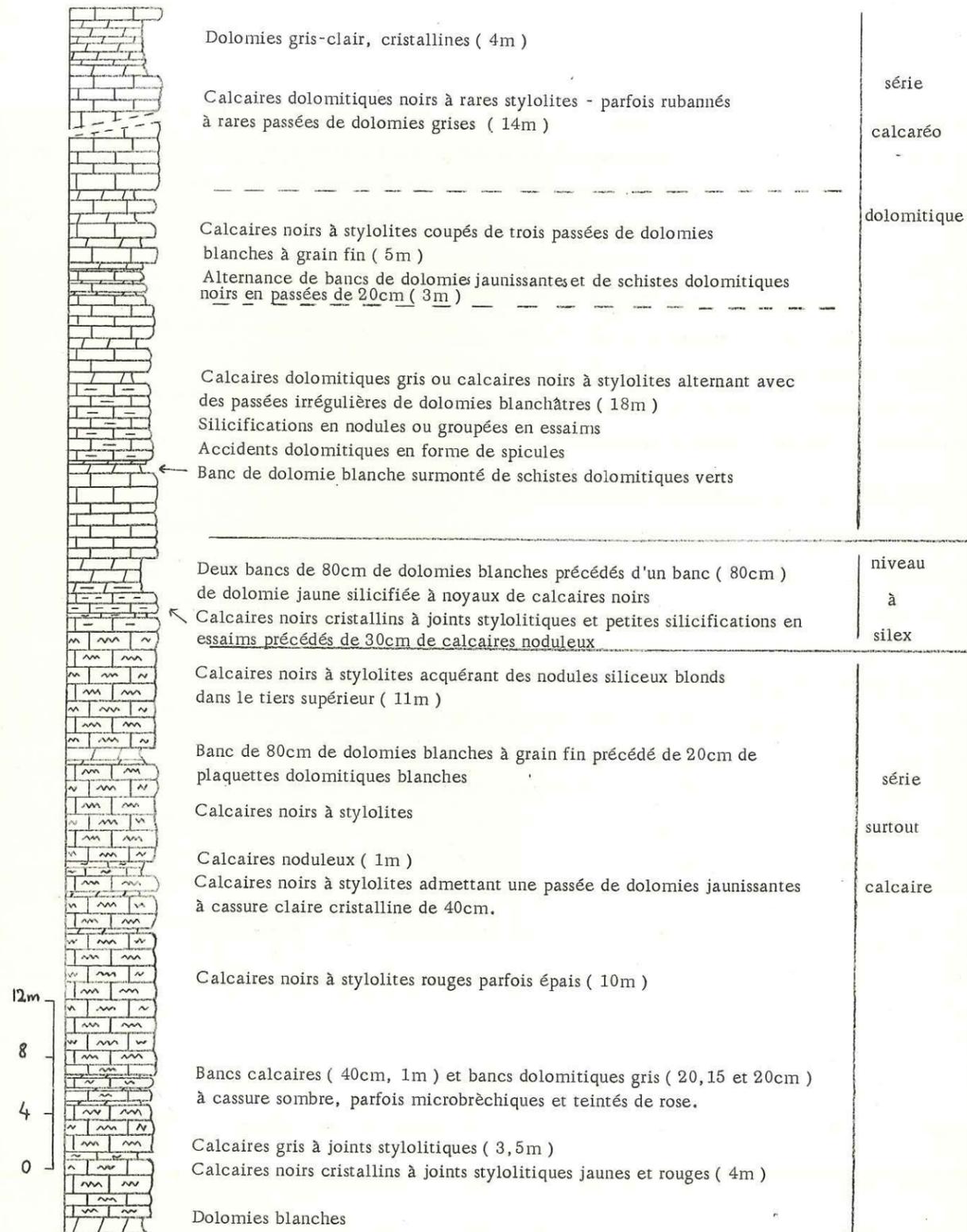
= Sur la rive droite du Ruisseau du Raisin (NNW de la Grande-Manche), (x = 930,200 - y = 310,500), on peut relever, entre les quartzites écrasés et les calcaires anisiens, 2m de calcaires vermiculés suivis de calcaires dolomitiques jaunes.

2. - Grand-Aréa

Les calcaires vermiculés sont observables en deux points :

= à l'extrémité ouest de la Crête de Cristol, sur son flanc sud, (x = 934,300 - y = 306,800) reposent, sur des gypses et cargneules, 2 à 3m de calcaires vermiculés très injectés de calcite et encadrés de bancs de dolomies ocrées.

ANISIEN INFÉRIEUR
(Série calcaréo-dolomitique)
Tête-Noire (versant est)



= sur le versant ouest de la Montagne de Sachet, un peu au-dessus de la route militaire du col de Buffère (x = 934,220 - y = 304,800), cette formation, très tectonisée, ne dépasse pas une dizaine de mètres; le passage aux calcaires anisiens est invisible. (cf. PL. 4)

Remarque : A la Tête du Grand-Pré, les calcaires vermiculés de même que "la vire des cargneules", n'affleurent nulle part.

En Briançonnais, cette formation si caractéristique a fourni quelques articles de *Dadocrinus* et des Gastropodes. C'est par comparaison avec la Vanoise, où il est bien daté, que ce niveau est rapporté au Virglorien basal.

b - Série calcaréo-dolomitique de l'Anisien inférieur.

Il s'agit d'une alternance de calcaires noirs, prédominant largement, de dolomies claires à grains fins et de schistes dolomitiques jaunes ou verts dessinant un net rubanement à la base des falaises triasiques.

Dans chacun de nos massifs, la présence d'un niveau à accidents siliceux nous a permis de diviser cette série d'une centaine de mètres en trois parties.

1. - Série de base à prédominance calcaire.

° Position des coupes : (valable également pour le Ladinien et le Trias supérieur)

= Tête-Noire : arête est qui, de l'éperon Rambert, rejoint le point sommital (cf. PL. 5).

= Tête du Grand-Pré : à l'W du Bez, entre les lieux dits Peyrourette et Serre-Girarde (931,350 - 301,900)

(cf. PL. 6).

= Petit-Aréa : arête sud-est, au-dessus du ressaut de quartzites dominant la route militaire du col de

Buffère (cf. PL. 7).

= Grand-Aréa : le versant oriental (934,400 - 306,000) (cf. PL. 8).

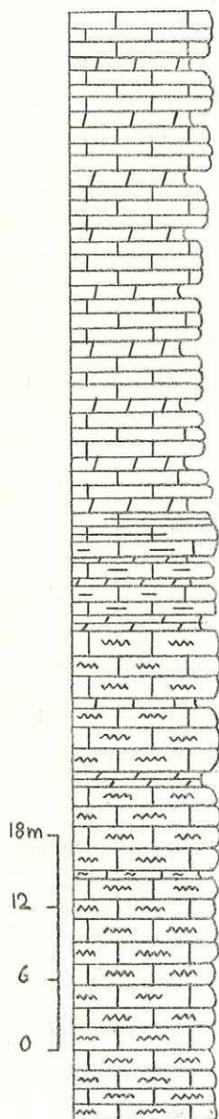
° Lithostratigraphie :

Sur une quarantaine de mètres, se développent des calcaires sombres, cristallins, à joints ou sutures stylolitiques, déterminant des bancs d'épaisseur variable. Ils sont coupés de vires étroites, au nombre de trois à cinq, où s'observent des bancs épais de 50 à 80cm ou de simples plaquettes centimétriques de dolomies blanches ou jaunissantes, parfois associées à des calcaires noduleux. Dans ces derniers, les noyaux calcaires bien individualisés sont cimentés par de fins réticulums argilo-dolomitiques étroitement anastomosés. Dans un type lithologique voisin, le calcaire sombre prend la forme de nodules ou de boudins, de 1 à 10cm, noyés dans une gangue dolomitique à texture fluidale.

Les joints stylolitiques sont remplis, soit d'un produit argilo-dolomitique jaune ou verdâtre, soit d'un argile sidérolitique rouge. Ils sont plutôt grossiers (0,5cm) et quelque peu différents des vrais stylolites. L'origine des produits de remplissage peut être sédimentaire. Ils résulteraient alors du lessivage de sols d'altération, prenant naissance sur des terres émergées, proches des lieux de sédimentation de notre région. Ils pourraient provenir, également, du lessivage du fond marin avec dissolution de la phase carbonatée et concentration des produits argileux et du fer : la genèse de la dolomie étant favorisée en milieu agité. Ou bien, leur origine est post-

ANISIEN INFÉRIEUR
(Série calcaréo-dolomitique)

Tête du Grand-Pré
(flanc est)



Alternance sur 40 - 50m de bancs de calcaires gris parfois rosés, à cassure sombre en passées de 2 à 3m et de bancs dolomitiques jaunes ou gris à grain fin en groupes de 50cm à 1m. Près des passées dolomitiques les calcaires acquièrent de petites bandes dolomitiques. Episodiquement apparaissent des nodules, bandes ou essaims de silex.

série
calcaréo
-
dolomitique

Calcaires noirs à silex blonds noduleux à la base, puis à zones siliceuses (4m)
Calcaires noirs à mouchetures siliceuses en passées de 2,5m et 1,5m et dolomies grises ou jaunes (1,2m, 30 et 40cm) à grain fin et silex à la base

niveau
à
silex

Calcaires noirs à joints stylolitiques admettant, en leur milieu, 80cm de calcaires plus schisteux (12m)

série
calcaire

Alternance de bancs dolomitiques jaunissants de 10 à 20cm et de fines plaquettes dolomitiques jaunes et vertes (1,5m)
Calcaires gris à joints stylolitiques (7m)

Calcaires noduleux (1m)

Calcaires gris à grain fin, cassure noire, à joints stylolitiques jaunes ou verdâtres (2)m environ)

sédimentaire : des circulations de solutions Mg ou Fe se seraient produites ultérieurement au sein des calcaires consolidés, le long des joints de stratification ou par des fissures capillaires. E. GENGE (1958), dans une étude récente sur le massif du Seehorn (Préalpes Médiannes,) montre par des observations de terrain précises la place prépondérante de ces phénomènes de dolomitisation secondaires, même dans le cas des joints stylolitiques.

Ceci rejoint le problème général de la dolomitisation du Trias.

2. - Niveau à accidents siliceux.

L'apparition de silex coïncide, de façon constante, avec un niveau à gros bancs dolomitiques jaunissants, calcaires dolomitiques et dolomies à boudins calcaires noirs. D'abord épars ou de petite taille et groupés en essaims, ils peuvent passer à de véritables zones siliceuses (Tête du Grand-Pré). Au microscope, ils correspondent à des recristallisations de quartz et calcite en plages granoblastiques.

3. - Série calcaréo-dolomitique.

Au-dessus, se développe une alternance de bancs de calcaires sombres, en groupe de 2 à 3m, et de bancs de dolomies grises ou jaunâtres, en passées de 50cm à 1m ; le passage d'une séquence à l'autre se fait par l'intermédiaire de calcaires dolomitiques zonés. Des rognons siliceux sont encore fréquents à la base où on observe également (Petit-Aréa, Tête-Noire) un faciès de calcaires gris à petits accidents dolomitiques jaunes, spiculaires. Approximativement au milieu de cette série, prend place une passée de dolomies grises à intercalaires de schistes dolomitiques noirs, verts ou même violacés. Ce niveau correspond, peut-être, comme nous allons le voir, à la limite Virglorien-Ladinien.

c - Série calcaire - Limite Anisien-Ladinien.

Sur 50 à 70m, se développent, sauf au Petit-Aréa où la série s'arrête au niveau précédent, des calcaires gris un peu rubannés à cassure sombre ou très claire, à débit prismatique, à rares bancs dolomitiques gris. Ce faciès très monotone ne nous a livré aucun repère lithologique, en particulier le niveau habituel à silex (J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1963) est absent. Par contre cette formation, en Vanoise et dans les Préalpes Médiannes, est rattachée au Ladinien. Cartographiquement, nous l'avons inclus dans le Virglorien.

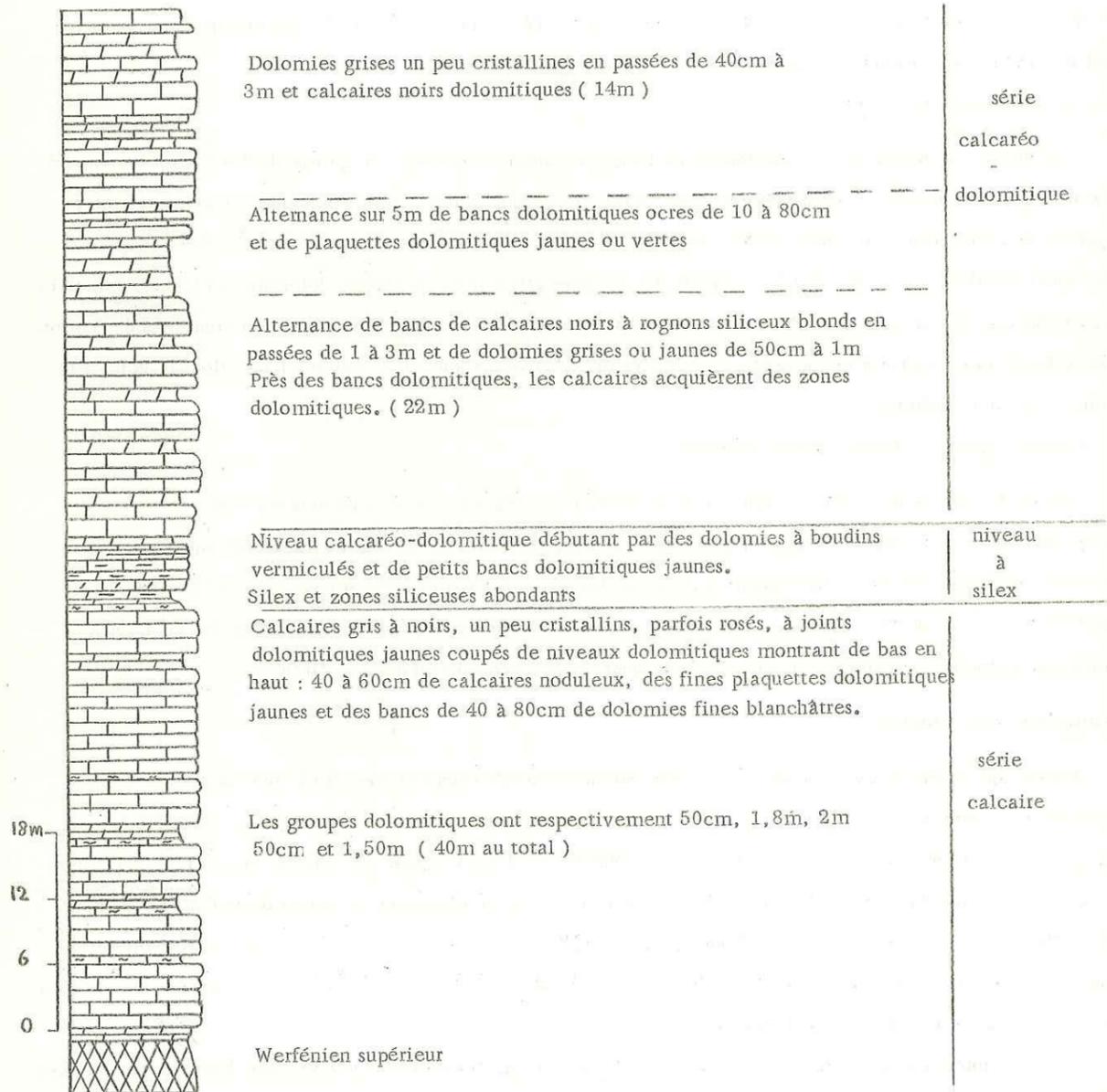
Limite Virglorien-Ladinien.

On sait qu'en Vanoise et dans le Briançonnais oriental (Roche Gauthier, 4km à l'E du Grand-Aréa), cette limite est soulignée par un niveau peu épais de schistes dolomitiques rutilants ou même par un véritable "sidérolitique". Dans le massif du Grand-Galibier F. ELLENBERGER (1963) signale des schistes versicolores à la base des dolomies ladinienues. A la Tête du Grand-Pré, dans le bassin de réception du torrent de la Grande Chalance (929,930 - 302,350) nous avons observé un niveau comparable peu épais (50 - 80cm), de schistes dolomitiques jaunes et rouges. Il est suivi de calcaires et dolomies assimilables à la base du Ladinien. Ce niveau n'a cependant pas été retrouvé sur le versant est du massif.

Dans les autres massifs, nous serions tentés de placer la limite Virglorien-Ladinien aux dolomies versicolores citées plus haut, et de rattacher tout ce qui les surmonte au Ladinien inférieur, sinon excessivement mince ou

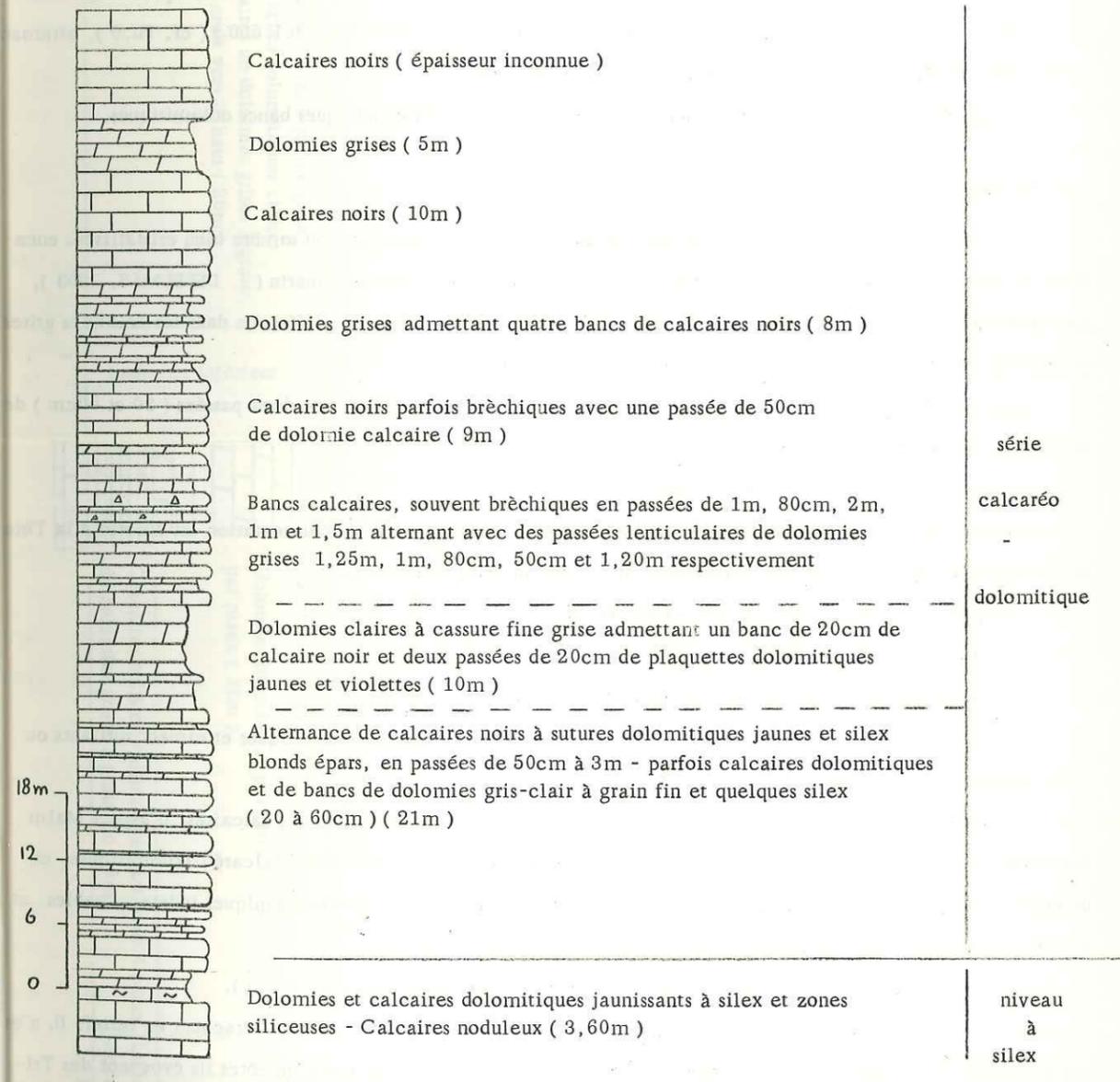
ANISIEN INFÉRIEUR
(Série calcaréo-dolomitique)

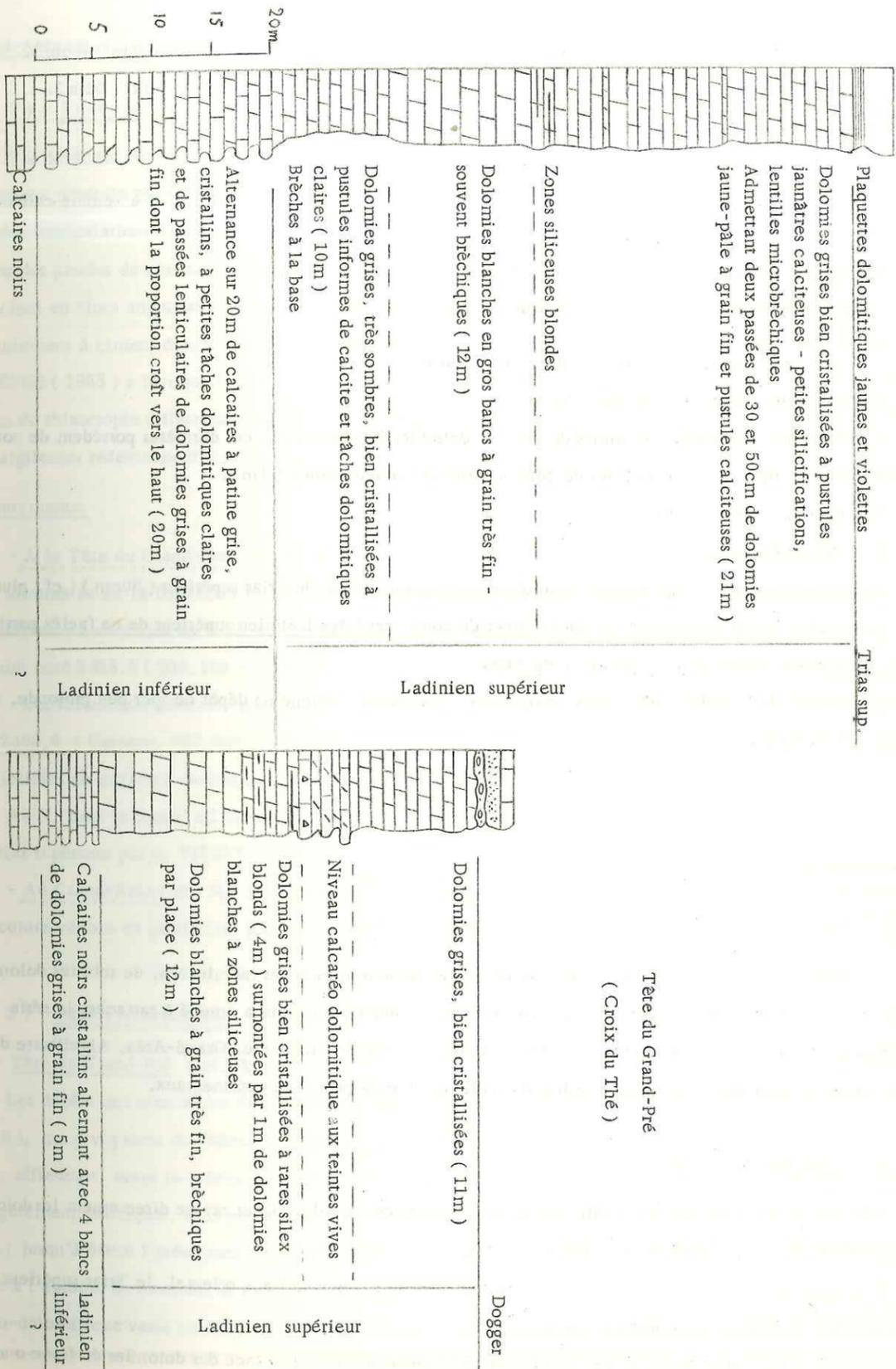
Petit-Aréa
(arête sud-est)



ANISIEN INFÉRIEUR
(Série calcaréo-dolomitique)

Grand-Aréa (urité inférieure, flanc est)





même absent comme nous allons le voir. L'absence de fossiles nous empêche d'être plus formel.

2) - Les dolomies - Ladinien.

On y distingue une série inférieure calcaréo-dolomitique d'une série dolomitique massive :

a - Série inférieure.

La série calcaire à peine dolomitique, d'attribution incertaine, devient à son sommet sur quelques mètres beaucoup plus dolomitique et passe progressivement aux dolomies typiques :

+ Au Grand-Aréa (unité supérieure) (cf. PL.9), on observe des calcaires gris foncé, rubannés, à taches dolomitiques plus claires; des passées dolomitiques lenticulaires et bréchiques y sont de plus en plus fréquentes.

+ A la Tête du Grand-Pré, sur l'arête NNW de la Croix du Thé (930, 730 - 301, 560) (cf. PL.9), alterne sur 4 - 5m, des bancs de dolomies grises et de calcaires sombres.

+ A la Tête-Noire, les calcaires acquièrent dans les derniers mètres quelques bancs dolomitiques.

b - Les dolomies zonées.

Ce sont des dolomies massives au toucher farineux, blanches à grain fin, ou sombre bien cristallisées encadrant les premières. On y observe des niveaux bréchiques de remaniement sous-marin (J. DEBELMAS, 1953), quelques accidents siliceux blonds (Grand-Aréa, Tête du Grand-Pré), et, de préférence dans les dolomies grises de petites pustules blanches ou jaunâtres de calcite recristallisée.

Au Grand-Aréa (cf. PL.9), les dolomies grises supérieures sont coupées de deux passées (30 et 50cm) de dolomies, jaune pâle, à grain fin.

+ Variation de sédimentation (calcaire).

A la base des dolomies grises supérieures, un intéressant changement de sédimentation est à noter à la Tête du Grand-Pré et dans le massif de l'Aiguillette du Lauzet au point coté 2390, 6.

- Tête du Grand-Pré (Croix du Thé) (cf. PL.9).

Du SE au NW on relève en série inverse :

1. - Dolomies grises et blanches à accidents siliceux (5m).
2. - Calcaires sombres montrant deux lentilles bréchiques à éléments dolomitiques et ciment rutilants ou jaune également dolomitique (1m).
3. - Dalles calcaires décimétriques, à joints dolomitiques jaunes ou verts. Les calcaires, d'aspect Malm supérieur, montrent au microscope une pâte calciteuse fine, à noyaux recristallisés calcaréo-dolomitiques, et de nombreux fantômes d'oolites ainsi que des plaques d'Entroques et autres débris organiques indéterminables, et de rares quartz détritiques (50cm).
4. - Plaquettes de calcaires dolomitiques et schistes dolomitiques rutilants (30cm).
5. - Calcaires dolomitiques à pâte fine où de nombreux organismes silicifiés se détachent en relief. IL n'est guère possible de dégager leur face dorsale mais par leur forme et quelques débris de côtes ils évoquent des Trigonies du genre *Myophoria goldfussi* caractéristiques du Ladinien supérieur (1m).

6. - Calcaires dolomitiques jaunes, à cassure savonneuse, et nombreux débris d'Entroques (40cm).
7. - Dolomies grises cristallisées (30cm) précédées d'un petit niveau de calcaires noirs (5cm).
8. - Calcaires dolomitiques noirs finement silicifiés (80cm).
9. - Dolomies grises bien cristallisées massives (11m).
10. - Brèches dolomitiques jaunes précédant le Dogger microbréchique (50cm). Cet ensemble calcaréo-dolomitique semble inclu dans le Ladinien.

Nous allons préciser les choses :

- Point coté 2390,6 (927,030 - 309,830)

De bas en haut, nous avons au-dessus de l'Anisien :

1. - Dolomies grises puis blanches (20 m).
 2. - Calcaires fins blancs, flammés de vert, et dolomies jaunes à silex, ces dernières possèdent de nombreux débris organiques et en particulier de grosses Entroques concentriques (1m).
 3. - Calcaires noirs (1m).
 4. - Dolomies grises (15m).
 5. - Plaquettes dolomitiques jaunes et violettes marquant la base du Trias supérieur (50cm) (cf. plus loin).
- La présence ici de Trias supérieur nous permet de confirmer l'âge Ladinien supérieur de ce faciès particulier, au premier abord, de ceux de la fin du Trias.

Cet épisode de calcaires oolithiques, zoogènes et bréchiques, indique un dépôt de mer peu profonde, néritique, à Entroques et Lamellibranches.

C LE TRIAS SUPERIEUR

L'existence invariable au-dessus du deuxième niveau de dolomies grises ladinien, de schistes dolomitiques versicolores peu épais, indice d'un changement de sédimentation, nous a amené à rattacher la série sus-jacente surtout bréchique au Keuper. En certains points (Tête du Grand-Pré, Grand-Aréa, Aiguillette du Lauzet) elle sera couronnée de schistes noirs, dolomies et brèches peut-être continentaux.

1) - Trias supérieur absent.

C'est le cas du massif de Tête-Noire où le conglomérat de base du Dogger ravine directement les dolomies grises et blanches très peu épaisses du Ladinien (8m).

A la Tête du Grand-Pré, sur l'arête de la Croix du Thé et sur tout le flanc oriental, le Trias supérieur est réduit à 50cm de brèches dolomitiques jaunes.

Des croûtes siliceuses rouges et des argiles sidérolitiques enduisent la surface des dolomies du flanc ouest.

Grand-Aréa où la sédimentation ne reprendra qu'au Malm ou au Crétacé supérieur.

2) - Trias supérieur dolomitique et bréchique.

Les dolomies du Trias supérieur, semblables à première vue, à celles du Ladinien, montrent à l'examen une teinte générale plus claire, une cassure fine non cristalline et un litage régulier. Rapidement, elles acquièrent des intercalations de schistes argilo-dolomitiques jaunes, verts et rouges. Parfois, (Tête du Grand-Pré) on relève des passées de calcaires fins, blancs ou rosés. Vers le haut et sur une épaisseur très variable, les bancs se dissocient en blocs anguleux de taille variable ou bien sont simplement basculés. La genèse de cette brèche de remaniement à ciment dolomitique versicolore où les éléments étrangers sont absents est encore peu claire ; E. GENGE (1958) a invoqué l'action d'ébranlement sismique du substratum. Ceux-ci provoqueraient des phénomènes de thixotropie différentielle dans des sédiments encore mous : les bancs se brisent, tandis que les zones plus argileuses redeviennent fluides.

Affleurements.

- A la Tête du Grand-Pré (cf. PL. 10), le Trias supérieur s'allonge suivant une bande discontinue, à l'W et N du sommet et sur le bord droit du haut vallon du torrent de la Grande Chalance. On le retrouve, par suite d'un redoublement tectonique au N du point coté 2415,5 (930,420 - 302,260) et il affleure encore largement à l'E du point coté 2428,5 (930,180 - 301,500).

- Les formations décrites, quoique peu épaisses, une dizaine de mètres au plus, réapparaissent au point coté 2390,6 (Guisane, 927,030 - 309,830) et à l'Aiguillette du Lauzet (flanc inférieur). Elles sont rubéfiées et silicifiées en surface (croûtes rouges).

Au N, dans le massif du Grand Galibier, des brèches semblables affleurent largement et ont été assimilées au Trias supérieur par B. TISSOT (1956).

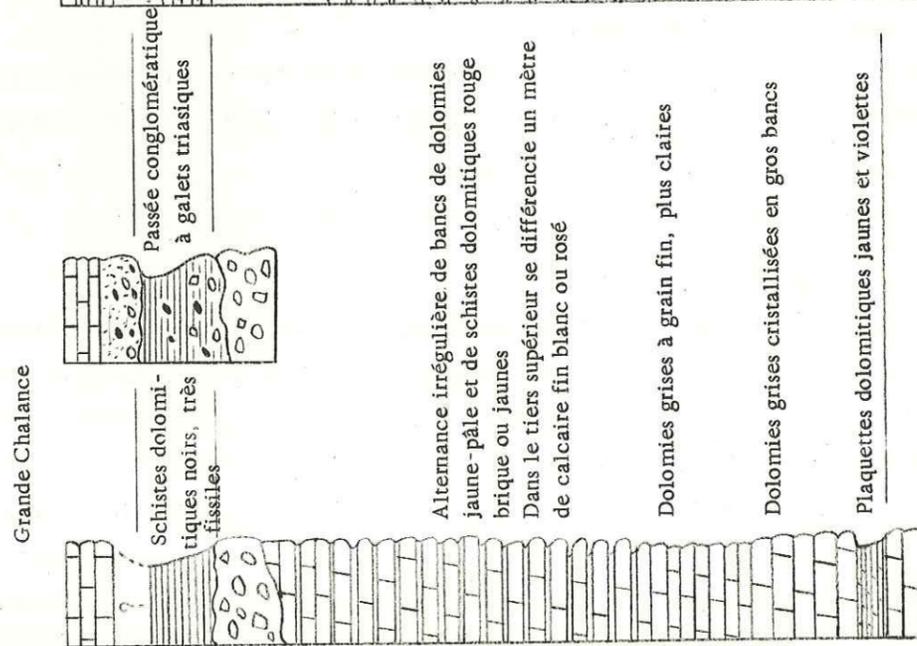
- Au Grand-Aréa (cf. PL. 10) des coupes identiques ont été relevées. Elles débutent encore, par un niveau versicolore visible en particulier près du sommet, en contrebas de celui-ci à l'E et au SE, et enfin sous l'arête nord.

3) - Dépôts finitriasiques.

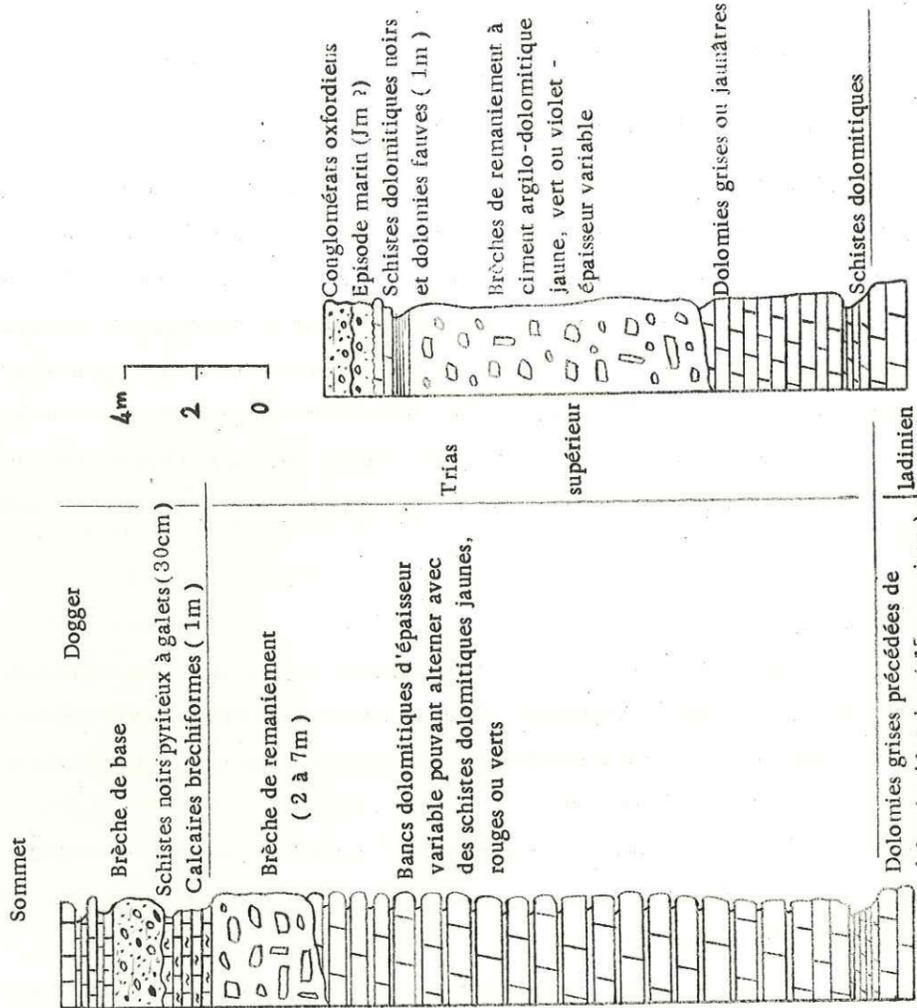
a - Tête du Grand-Pré. (cf. PL. 10)

Les dépôts que nous allons décrire étaient déjà connus de M. GIGNOUX, L. MORET (1938) et D. SCHNEEGANS (1938), qui y voyaient du "Réthien à Avicula contorta". Au-dessus du torrent de la Grande Chalance, à l'altitude 2100, affleurent, entre la brèche du Trias supérieur et le Dogger, 2m de schistes noirs ou rouilles, dolomitiques légèrement pélitiques. Plus près du sommet ils se chargent en galets bien roulés de calcaires et dolomies du Trias (jusqu'à 50cm) présentant des encroûtements ferrugineux bruns ou verts. Ce niveau s'amenuise pour disparaître à l'aplomb du sommet. Il est relayé progressivement et à sa base par un calcaire bréchiforme noir, à maille argilo-dolomitique verte ou blanche et délit schisteux. Il peut prendre un aspect " lumachellique " mais ne renferme

Tête du Grand-Pré



Grand-Aréa
flanc est



PALEOGEOGRAPHIE DU TRIAS CALCAIRE

Une mer épicontinentale et de faible profondeur recouvre tout le Briançonnais, du Virglorien au Trias supérieur. Les organismes habituellement décrits sont des algues calcaires, de petits Gastropodes, des Trigonies, et de nombreuses Entroques, associés ou non à des faciès oolitiques. Tout apport terrigène cesse. L'installation de ce régime marin est marquée à l'Anisien inférieur par une grande instabilité du fond qu'attestent les types lithologiques rencontrés. Au Trias supérieur la régression s'amorce, les sédiments prennent des teintes bariolées et le fond marin, à nouveau mouvant, les remanie. Cette tendance s'affirme jusqu'à l'émersion totale à l'extrême sommet du Trias et au Lias. On peut supposer que c'est durant cette période très favorable que s'est produite la dolomitisation des sédiments du Trias : apport de solutions magnésiennes et circulation par les diaclases, veines, fissures et cavités du plateau karstique. Un climat chaud et humide, à tendance tropicale, favorisant l'élaboration d'argile sidérolitique et la concentration en surface de silice sous forme de croûtes rouges.

aucune trace organique. Il affleure encore sous le point coté 2428,5.

Ces dépôts lenticulaires nettement différenciés du Dogger sont en parfaite concordance avec la brèche monogénique sous-jacente et peuvent logiquement représenter un "Keuper continental réduit". Rappelons que le Rhétien n'est connu, de façon certaine, qu'en un point du Briançonnais, dans la nappe de Peyre-Haute (J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1957); l'existence de Rhétien n'est cependant pas à rejeter totalement ici car R. BYRAMJEE et F. POIMBOEUF (1954, inédit) signalent, à la Tête de la Balme (929,730 - 299,800), la présence de calcaires lumachelliques à Pectens en continuité avec le Trias.

b - Grand-Aréa (cf. PL. 10).

Dans les dernières pentes, à l'E et au SE du sommet, on peut observer un bref épisode de schistes noirs et bancs dolomitiques, à patine fauve et cassure noire (1m). Il est suivi d'un conglomérat marin que nous pensons être Dogger (cf. chapitre suivant).

c - Aiguillette du Lauzet et prolongement sud.

La falaise sommitale de l'Aiguillette faisant suite au replat herbu des "marbres en plaquettes" est constituée de brèches à galets dolomitiques et calcaires du Trias et ciment calcaréo-dolomitique jaune à trainées rouges. Elles ravinent, soit les dolomies blanches ladinienes, soit les calcaires.

Cette brèche se retrouve, plus au S, à Roche Courbe (928,020 - 308,330), où elle forme une véritable poche à l'intérieur des calcaires ansiens.

En définitive, elle est assimilable à la brèche jaune des Rochers Plats du Lac Blanc (massif du Grand Galibier) étudiée par B. TISSOT (1955).

4 - TERRAINS POST-TRIASIQUES

C'est à partir du Jurassique que nos unités stratigraphiques vont se différencier.

La sédimentation va reprendre successivement :

- au Dogger, dans le massif de la Tête du Grand-Pré et de Tête-Noire,
- à l'Oxfordien, au Grand-Aréa (flanc est de l'unité supérieure),
- au Malm supérieur, dans les écailles du ravin de Chanteloube et sur le bord ouest du Grand-Aréa (unité supérieure),
- au Crétacé supérieur, à Fréjus (anticlinal du Bez-Goudissard), dans le massif de l'Aiguillette du Lauzer, dans l'unité inférieure du Grand-Aréa et sur la crête du Châtelard (?).

Nous verrons qu'un problème demeure en ce qui concerne d'éventuels dépôts tertiaires.

Nous étudierons ces différents terrains dans chacune de nos zones paléogéographiques en progressant d'W en E, sauf pour l'unité Tête-Noire-Châtelard, caractérisée par des faciès lithologiques exceptionnels que nous examinerons plus longuement en dernier lieu.

1. ECAILLES DU RAVIN DE CHANTELOUBE

A - MALM

Vers la cote 1800, le torrent de Chanteloube (rive droite de la Guisane entre le Monétier et les Guibertès), contraint à un coude brusque vers l'E, entaille profondément des calcaires considérés, la plupart du temps, comme triasiques. Il s'agit, en grande partie, d'une microbrèche grise à petits éléments dolomitiques jaunes acquérant rapidement un ciment fin d'aspect jurassique. Les faunes observées en lames minces, malgré l'absence de Calpionelles, confirmeraient cette hypothèse bien difficile à vérifier sur le terrain. P. TERMIER (1903) décrivait déjà au même endroit du Malm à "faciès Guillestre" épais.

B - CRETACE SUPERIEUR

Au-dessus apparaissent des calcschistes verts, peu épais, reposant sur le Trias calcaréo-dolomitique ou le "Malm" par l'intermédiaire d'une brèche à éléments jurassiques dont le ciment montre, en effet, quelques fantômes de Rosalines. On retrouve des calcschistes sur le sentier de la Montagne des Guibertès, à la cote 1800. En ces deux points, ils sont recouverts anormalement de Permo-Houiller et de Werfénien inférieur.

Le même type de coupe se retrouve dans les écailles du ravin du Loup (J. DEBELMAS, 1961).

II - TETE DU GRAND-PRE

Le massif de la Tête du Grand-Pré correspond à ce qu'il est convenu d'appeler un sillon de sédimentation. En effet, là, le Dogger, l'Oxfordien et le Malm supérieur suivi de Néocomien, se sont déposés en continuité.

Ces différents termes, d'épaisseur très réduite ont été décrits par M. GIGNOUX et L. MORET (1938).

A - DOGGER (cf. Pl. 13 - fig. 1)

Dans le massif, le Dogger affleure largement suivant trois bandes N-S axées respectivement sur le sommet, le point coté 2415,5 (930,420 - 301,900) et le point coté 2350,2 (930,680 - 301,900), entre la Croix du Thé et Serre Girarde.

Les meilleurs affleurements sont à l'W, où le Dogger est transgressif sur le Trias supérieur, par l'intermédiaire d'une brèche de base à ciment calcaire gris ou rosé et à galets roulés triasiques pouvant atteindre 30cm. Celle-ci passe rapidement à une microbrèche et à une calcarénite parfois très fossilifère, à Nérinées surtout (300m au N du sommet).

On passe ensuite, à un calcaire noir ou bleuté à nombreux débris organiques ou clastiques. Au microscope, on y voit de petits Polypiers, des sections de Lamellibranches, des plaques d'Oursins et quelques Foraminifères, les quartz toujours corrodés sont rares et très petits. A quelques mètres, sous le point coté 2428,5 (930,180 - 301,500), au sommet de cette formation, les fossiles souvent silicifiés sont nombreux : Polypiers du genre *Thecoseris* *Schardti* Koby, Bryozoaires, Crinoides, Nérinées, sections de Lamellibranches.

Au-dessus, se développent des calcaires argileux (Bélemnites) à rognons, puis à zones siliceuses-abondantes.

Au total, le Jurassique moyen (Bathonien) atteint une épaisseur d'une trentaine de mètres.

A l'E, le Dogger montre des faciès très comparables, malgré la tectonisation, sinon qu'il est transgressif sur le Ladinien supérieur. Au NE de la Croix du Thé (930,940 - 301,700), un niveau à grandes oolites est visible à la base de la formation.

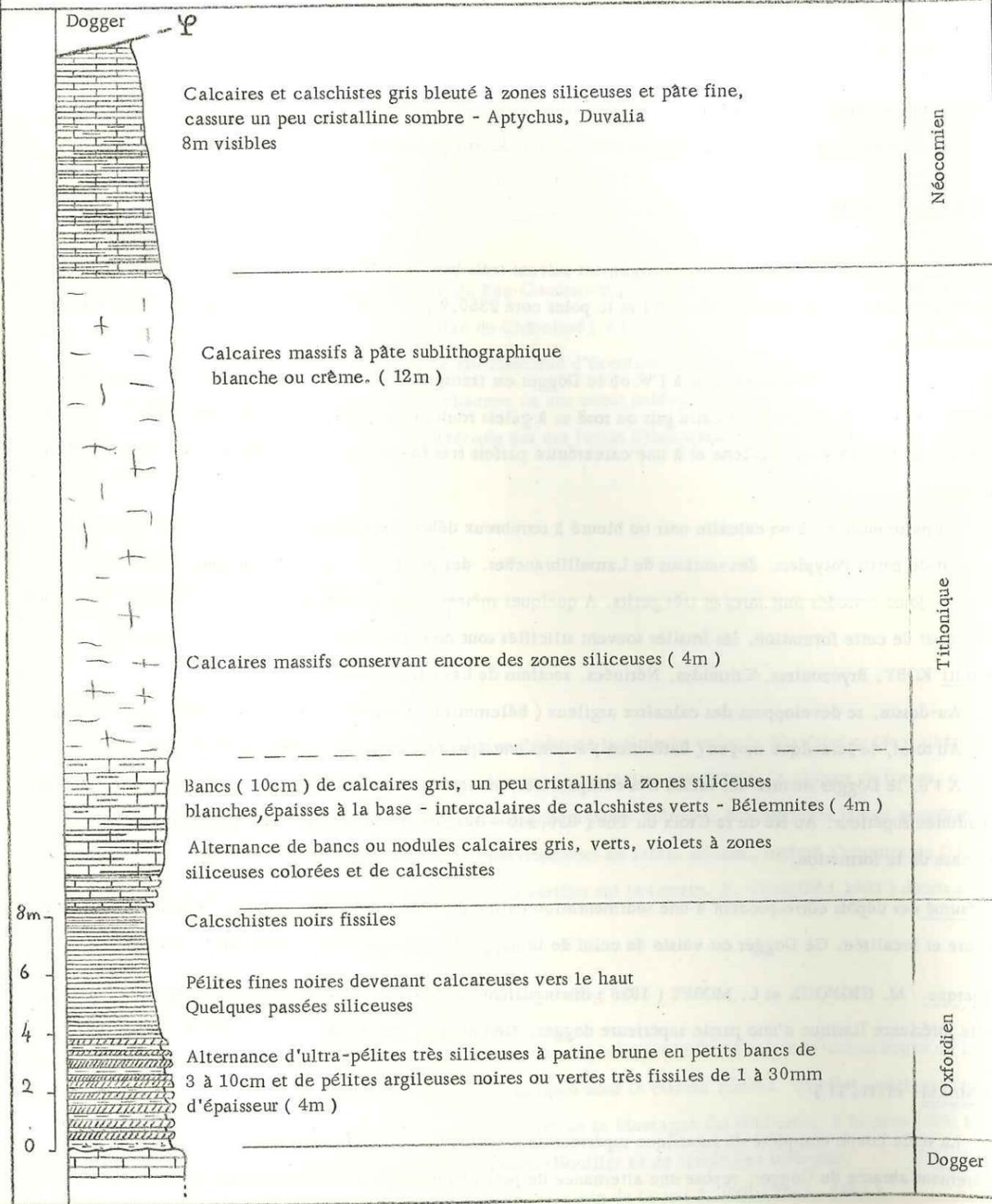
En résumé ces dépôts correspondent à une sédimentation calme de vases organiques en milieu néritique. La faune est rare et localisée. Ce Dogger est voisin de celui de la nappe de Champcella (J. DEBELMAS, 1955).

Remarque. M. GIGNOUX et L. MORET (1938) distinguaient, dans les falaises de la Tête du Grand-Pré, une partie inférieure liasique d'une partie supérieure dogger. Rien ne nous permet de conclure dans le même sens.

B - MALM (cf. Pl. 11)

La seule coupe complète du Jurassique supérieur nous est donnée par la falaise sommitale. Sur la surface légèrement abasée du Dogger, repose une alternance de petits bancs siliceux brunâtres et de pélites noires argi-

TETE DU GRAND-PRE
(sommet)
Série Oxfordien-Néocomien



leuses dont P. TERMIER (1903) faisait du "flysch noir" et attribuée depuis 1936 par M. GIGNOUX à l'Oxfordien. L'examen micrographique des bancs durs révèle une pâte de quartz cryptocristallins, incolore, ponctuée d'oxydes de fer où subsistent des rhomboédres de carbonates à bordure ankérisée et quelques quartz détritiques. Ceci suggère la silicification d'une roche anciennement pélitique. Vers le haut, les schistes de plus en plus argileux font place à des calcschistes noirs, puis rosés et verts où s'individualisent des nodules calcaires à pâte fine également colorés. La base de la falaise correspond à des calcaires à zones siliceuses vertes, rosées ou blanches admettant des intercalaires calcschisteux avant de devenir massifs.

En quelques mètres (30 environ), nous passons ainsi de façon continue et progressive de l'Oxfordien au Tithonique.

Affleurements :

Ces termes jurassiques apparaissent en de nombreux points sur les pentes nord-est et sud du sommet. L'Oxfordien affleure en surface structurale sur le dos du Dogger, près du point coté 2415,5 et on le retrouve encore tout au long du flanc inverse du synclinal. Il n'y a donc pas variation des dépôts d'W en E ; par contre vers le S, dès la crête de la Balme, J. GOGUEL (1940) signale l'absence de l'Oxfordien remplacé là, par "une surface d'émersion corrodée et ferrugineuse" séparant Dogger et Malm.

C - NEOCOMIEN (cf. PL. 11)

C'est à la Tête du Grand-Pré ainsi qu'à Notre-Dame des Neiges, près de Briançon, que fut reconnu pour la première fois, la présence de Crétacé inférieur dans les unités externes du Briançonnais par M. GIGNOUX, L. MORET, H. RENZ, D. SCHNEEGANS (1935 - 1938).

Au sommet précisément, le Tithonique passe en continuité à des plaquettes calcaires et des calcschistes à zones siliceuses, à Aptychus et Bélemnites. Le calcaire, à pâte fine, est sombre, légèrement bleuté, et montre au microscope de nombreux débris organiques indéterminables, des plaques d'Oursins et de rares Calpionelles.

Le Néocomien affleure encore à l'E et au NE du sommet, notamment près du point 2415,5 où il forme le coeur d'un repli synclinal.

Il ne dépasse jamais une dizaine de mètres de puissance.

D - CRETACE SUPERIEUR

Le chevauchement du Dogger (cf. chapitre Tectonique) nous empêche de savoir si le Néocomien passe en continuité au Crétacé supérieur comme le prétendaient M. GIGNOUX et L. MORET (1936 et 1938).

Les calcaires à zones siliceuses ont toutefois tendance à passer à des calcschistes plus fissiles à l'W du sommet.

III - AIGUILLETTE DU LAUZET

Sur la rive gauche de la Gusanie, le Trias (Trias supérieur sans doute) de l'unité de l'Aiguillette du Lauzet

est recouvert directement par le Crétacé supérieur, visible à l'Aiguillette et, plus au S, aux points cotés 2390,6 et 2329,6.

I - Aiguillette du Lauzet.

Le Crétacé supérieur affleure largement au coeur du synclinal, entre les deux falaises verticales du Trias. On peut l'étudier, soit sous le sommet, soit à l'extrémité nord de cette vire, face aux Crêtes de la Bruyère, soit encore, sous le point coté 2558,5 (926,800 - 310,130).

a - Au N, depuis le bord inférieur du synclinal et de bas en haut, on relève :

1 - Brèche du Trias supérieur.

2 - Calcschistes rouges (Globotruncana) conglomératiques à galets dolomitiques suivis de calcschistes verts (1m).

3 - Pélites noires argileuses (3m).

4 - Calcschistes alternativement verts, violets et noirs.

5 - Calcschistes gris plus compacts, très plissotés (5m).

A nouveau calcschistes identiques à 4, puis pélites, schistes conglomératiques violets (20cm) et brèches triasiques du flanc supérieur. Entre pélites et schistes violets s'intercale 1m de calcaires fins gris à Belemnites (J.)

b - Sous le sommet, on retrouve la même succession de terrains avec des épaisseurs plus fortes. Le niveau pélitique nous a livré de nombreuses Rosalines, très recristallisées cependant, et quelques Globigérines. Sous le flanc inverse, existe aussi une lentille de calcaires fins, blancs ou rosés à silex rouges et galets dolomitiques (Is probable?).

c - Sous le point coté 2558,5 les calcschistes sont en contact direct avec l'Anisien ou le Ladinien du flanc inverse ou bien en sont séparés par quelques centimètres de calcschistes violets conglomératiques et par une brèche triasique très rubéfiée sur 1m.

2 - Points cotés 2390,6 et 2329,6.

Dans les deux cas, on note au-dessus du flanc inférieur :

1 - Brèche du Trias supérieur encroûtée parfois de silice rouge.

2 - Pélites noires un peu calcaireuses, seules, ou précédées de calcschistes verts ou violets.

3 - Interprétations.

Un peu au N, au Pic de la Bruyère, B. TISSOT (1956) décrit des coupes analogues avec "marbres en plaquettes" rouges et verts suivis de 10 - 15m de calcschistes argileux noirs. De plus, au Clos des Vaches, ce dernier niveau repose sur le Malm par l'intermédiaire d'un "hard-ground", à Globotruncana. Ainsi dans cette zone paléogéographique, la sédimentation aurait repris plus tardivement ou bien les pélites noires sont dues à une simple variation latérale des dépôts comme l'atteste la présence de Rosalines.

IV - ANTICLINAL DU BEZ-GOUDISSART

Là encore, les seuls dépôts post-triasiques rencontrés sont néocrétacés. Nous les avons observés en deux points :

+ Un peu au N du hameau abandonné de Fréjus, exactement au point coté 1960,2 (931,500 - 301,420), le

Ladinien peu épais est raviné par une brèche, à galets anguleux de Trias (jusqu'à 50cm) et ciment de calcaires blancs ou rosés, suivie de calcschistes rouges. Un peu plus bas, dans le virage du chemin muletier conduisant à Fréjus, on voit de petits affleurements de calcschistes rouges ou verts.

+ Près de la jonction du torrent de Fréjus et du torrent de Fangeas (932,040 - 301,200) s'intercalent, entre Trias calcaire et Flysch noir, quelques mètres de calcschistes rouges et verts. Cet affleurement était déjà connu de P. TERMIER (1903) qui signale aussi un peu de "Malm blanc et rosé", et de R. BYRAMJEE et F. BOIMBOEUF (1954, inédit).

V - GRAND-AREA

Nous y avons différencié deux unités : l'une à caractère de "sillon" (unité supérieure), l'autre à caractère de "haut-fond". Nous débuterons l'étude du massif par cette dernière.

A - UNITE INFÉRIEURE (cf. PL. VI - fig. 1)

La couverture de l'unité inférieure ne subsiste plus dans le massif, que sous la forme de deux petits affleurements de Néocrétacé transgressif sur l'Anisien. Ils sont situés tous deux sur le versant oriental.

1 - 400m au SE du sommet à l'altitude 2600 environ, dans le premier et plus large couloir du versant (934,230 - 306,060) on relève la succession suivante :

1 - Calcaires anisiens noirs zonés de rouge sur 50cm.

2 - Calcschistes blancs, flammés de vert et rouge, un peu bréchiques à la base : galets mesurant jusqu'à 15cm de dolomies blanches et grises. Silex rouges (2m).

Ils sont tronqués par les dolomies et calcaires de l'unité supérieure.

2 - Au N, près de la crête de Cristol (934,280 - 306,700), la falaise anisienne est coupée d'une lentille de schistes rouges vers l'altitude 2650, bien visible depuis le col de Cristol ou la route militaire du col des Cibières. Cette vire que l'on peut atteindre par un petit couloir d'éboulis montre :

1 - Calcaires anisiens à intercalaires rouges microbréchiques.

2 - Brèche à galets triasiques dolomitiques ou calcaires et jurassiques supérieurs cimentés de calcschistes rouges où nous avons découvert une dent de Strophodus, poisson brouteur de la famille des Hybodontidés (Trias-Jurassique).

Les calcschistes se sont révélés azoïques et très recristallisés en lames minces.

En conclusion, cette région a dû rester émergée jusqu'au Néocène et fonctionner comme un plateau karstique dont les cavités auraient été comblées lors de la transgression.

B - UNITE SUPERIEURE

Si le flanc est du synclinal se comporte bien comme un "sillon" de sédimentation avec Dogger (?), Malm, Crétacé inférieur et moyen, de rapides variations de sédimentation nous font passer vers l'W, à une série extrêmement réduite ne comportant plus que du Crétacé supérieur.

1 - Flanc est du synclinal, (cf. PL. II - fig. 1)

a - Dogger. (cf. PL. 10)

Au-dessus des dolomies fauves et des schistes noirs du Trias supérieur (cf. chapitre précédent), apparaît un banc gris de 50 - 60cm, conglomératique. Les galets calcaires et dolomitiques, épars, sont très arrondis et peuvent atteindre une quinzaine de centimètres vers le haut. Un mince film ferrugineux peut séparer ce conglomérat du Trias, de plus, en surface il est rubéfié, verdi, et les galets sont perforés. Ce niveau, très constant entre Trias supérieur et Oxfordien, affleure près du sommet (à l'E et une cinquantaine de mètres en contrebas) et sous l'arête nord. Nettement indépendant des deux étages qui l'encadrent, il semble témoigner d'un bref épisode marin. On peut logiquement penser qu'il s'agit d'un écho très affaibli de la transgression du Dogger.

b - Malm. (cf. PL. 12 - fig. 1) (cf. PL. I - fig. 4)

Dès 1904, W. KILIAN signale le Jurassique supérieur dans le massif ainsi qu'à Névache et à Notre-Dame des Neiges.

Sur le flanc est, renversé, du synclinal du Grand-Aréa, le Malm est transgressif sur le Trias supérieur. La coupe que nous décrivons peut s'observer, soit à l'E du sommet (934,080 - 306,380), soit sous l'arête nord et tout au long de celle-ci.

1 - Conglomérat "Dogger".

2 - Trois bancs très constants microbréchiques à galets anguleux et ciment très siliceux (quelques quartz détritiques). Ils sont séparés par des pélites rouges conglomératiques par place, (50-60cm).

3 - Pélites violettes très détritiques s'affinant vers le haut (80 à 200cm).

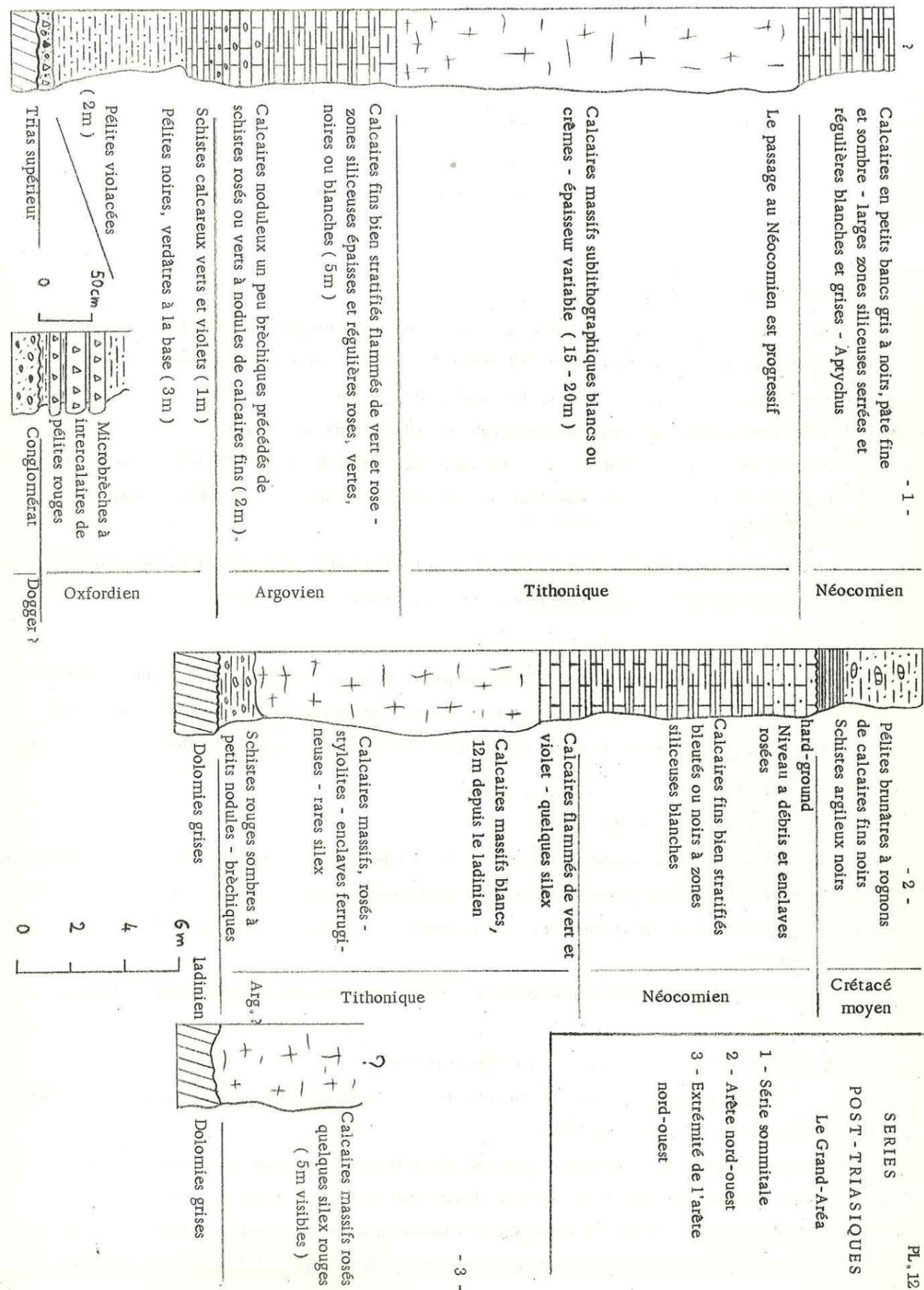
4 - Argillites siliceuses noires ou verdâtres, très fissiles, à passées plus claires, pélitiques (2 à 6m).

Les termes 3 et 4 sont remplacés, à l'extrémité nord de l'arête par des pélites rouges à bandes siliceuses sombres.

Ils sont interprétés comme du Flysch noir sur la carte Briançon au 1/80,000.

5 - On passe progressivement à des schistes calcaires verts puis violets (1m) se chargeant de nodules de calcaires fins, blancs ou rosés.

6 - Calcaires noduleux un peu bréchiques (galets dolomitiques gris ou rouilles), quelques silex rouges et de très nombreuses Bélemnites (2m).



7 - Calcaires blancs flammés de vert et de rose, à zones siliceuses épaisses de teintes variées et parfois extrêmement plissotées. (cf. J. DEBELMAS, 1953) (5m).

8 - Calcaires massifs très fins, à Calpionelles et Radiolaires (entre 10 et 20m).

Les termes 2, 3, 4 et 5 représentent l'Oxfordien (attribution lithostratigraphique par suite de l'absence de fossiles).

Les termes 6 et 7 représentent l'Argovien.

Le terme 8 équivaut au Tithonique.

Nous n'avons pas retrouvé dans les calcaires tithoniques les jaspes rouges sombres décimétriques disposées "en bandes longitudinales" dans lesquelles D. SCHNEEGANS (1930) décrit de nombreux Radiolaires (genre Sphaerellariés, Spumellariés et Nassellariés). Par contre, de même que cet auteur, nous n'avons jamais relevé de Radiolaires dans les zones siliceuses incomplètement silicifiées du niveau sous-jacent.

Une coupe, en tout point semblable, a été décrite à Notre-Dame des Neiges près de Briançon par M. GIGNOUX (1936), puis par M. LEMOINE (1950) qui a observé des Radiolaires dans le ciment rouge du conglomérat de base de "l'Oxfordien".

Notons que nous avons observé un Malm très voisin sur la crête sud du Queyrellin où un banc brèche (3m) s'intercale dans des pélites noires sans doute oxfordiennes (cf. aussi B. TISSOT, 1956).

c - Néocomien (cf. PL. 12 - fig. 1)

Le Jurassique supérieur que nous venons de décrire passe en continuité au Néocomien. Celui-ci est représenté par des calcaires bien stratifiés noirs ou bleutés à rognons, puis zones siliceuses blanches. Nous y avons trouvé quelques Aptycus (Aptycus cf. didayi) et une mauvaise Ammonite. La partie visible de la série a une épaisseur de 15m environ.

d - Crétacé moyen (cf. PL. 12 - fig. 1)

Le Crétacé moyen forme le coeur du synclinal, Crétacé supérieur et Flysch noir (malgré les indications de la carte au 1/80.000) étant absents. Dans la coupe précédente, le sommet du Néocomien est partout caché par les éboulis, mais nous pouvons l'observer au NW du sommet, sur le flanc normal (933,830 - 306,400). En ce point on relève :

1 - Calcaires néocomiens couronnés par une mince surface de rubéfaction verdâtre, siliceuse et ferrugineuse.

2 - Schistes noirs argileux (2 - 3m). Albien possible.

3 - Pélites brunâtres à rognons de calcaires noirs fins montrant au microscope des Radiolaires, Globigérines et Rosalines très recristallisées. Cénoomanien?.

Il est difficile, en l'absence de fossile déterminable et de terrains plus récents d'attribuer un âge précis à ces formations. Elles ont cependant un faciès voisin de celles décrites par M. LEMOINE (1950a), au NE de Névaiche, dans la combe des Thures, et datées par des Globotruncana du Cénoomanien; J. DEBELMAS (1955) décrit également des choses semblables dans la nappe de Champcella, coupe du bas-torrent de l'Ascension. De

plus nous avons retrouvé les mêmes formations à Tère-Noire (klippe de terrains crétacés) où leur âge a pu être précisé.

2 - Variations vers l'W.

a - Malm.

Nous passerons en revue trois coupes successives d'E en W.

1) Arête nord, flanc normal du synclinal (933,940 - 306,520) (cf. PL. II - fig. 1)

De bas en haut on relève :

1 - Dolomies grises ladiniennes enduites d'une mince croûte ferrugineuse.

2 - Calcaires noduleux blancs mouchetés de rose à liant argileux rouge. Ce faciès appelé "marbre de Guillestre" témoigne d'une double sédimentation sous le jeu de courants sous-marins intenses (cf. G. LUCAS, 1955).

3 - Calcaires fins légèrement rosés à zones siliceuses violacées ou blanches (2m).

4 - Calcaires massifs crèmes (8m).

Le faciès de pélites noires a ici disparu, peut-être relayé par celui des "marbres de Guillestre". Ceci s'accompagne d'une forte réduction d'épaisseur.

2) Arête nord-ouest (933,700 - 306,410). (cf. PL. 12 - fig. 2) (cf. PL. II - fig. 2)

On observe de bas en haut :

1 - Dolomies grises supérieures à surface perforée et enduite d'argile rouge sidérolitique.

2 - Sidérolitique rouge sombre où s'individualisent de petits nodules de calcaires fins, blancs ou rosés, dont la taille s'accroît progressivement vers le haut (1 à 1,5m). Les Bélemnites sont nombreuses, les Ammonites rares et à l'état de vestiges. On note quelques galets triasiques.

3 - Calcaires clairs à ponctuations rosées et nombreux stylolites ; quelques silex et des lentilles brunâtres très ferrugineuses (3m).

4 - Calcaires massifs à Calpionelles.

Nous n'avons pas ici le faciès "marbres de Guillestre" typique, la phase argileuse, terrigène, prédominant largement sur la phase calcaire, vase pélagique.

Les lames minces, taillées dans les nodules du niveau 2, montrent dans une pâte calcilitique, une accumulation de débris d'Echinodermes, section d'Aptycus, Saccocomidés, Globigérinidés, Rotalidés, filaments et débris de Lamellibranches auxquels s'ajoutent des Radiolaires et des Calpionelles. Ce mélange de faunes, sans doute remaniées, ne préjuge pas de l'âge de la reprise de sédimentation, mais atteste que le faciès noduleux et pseudo-brèche n'est pas limité à l'Argovien.

3) Extrémité de l'arête nord-ouest (933,650 - 306,640). (cf. PL. 12 - fig. 3) (PL. I - fig. 1 et 2)

On observe, là, le dépôt direct, sans interposition de calcaires noduleux, de brèches ou de sidérolitique, de calcaires blancs ou rosés à rares silex rouges et parcourus de stylolites. La sédimentation n'a repris ici qu'au Tithonique.

Au-delà, dans la falaise, les observations sont difficiles, étant donné l'importance de la tectonisation, mais

le Jurassique supérieur (calcaires fins, blancs) semble céder la place progressivement à une brèche néocrétacée (blocs de Tithonique) témoignant d'une transgression encore plus tardive et d'une érosion du Malm (sous-marine) (cf. plus loin paragraphe 3).

b - Néocomien. (cf. PL. 12 - fig. 2)

Sur le versant nord ou sous l'arête nord-ouest (coupes précédentes 1 et 2), le passage Tithonique-Néocomien est souligné par 1,5m environ de calcaires blancs, flammés de vert et violet, à silex rouges. Ils montrent au microscope, outre des débris d'Aptycus et de Crinoïdes, de jolis stylolites ferrugineux soulignés par des recristallisations de calcite et de silice. Les calcaires noirs néocomiens montrent à leur sommet des passées détritiques et de petites enclaves rosées. Ils sont rubéfiés en surface et sont suivis de schistes noirs et de pélites brunâtres que nous avons attribués au Crétacé moyen (cf. plus haut).

3 - Transgression du Crétacé supérieur. (cf. PL. II - fig. 2)

L'extrémité de l'arête nord-ouest du Grand-Aréa nous montre sur son flanc sud (933,560 - 306,500) des replis nous permettant d'observer la transgression du Crétacé supérieur sur le Ladinien.

En partant de la base (série normale) on a la coupe suivante :

1 - Dolomies ladinienes grises couronnées d'une brèche (1m) à éléments triasiques et jurassiques (calcilutites à Saccocomidés, Entroques, Aptycus, Calpionella alpina et Calpionella elliptica) et ciment jaune et rouge. La dolomie peut aussi être directement encroûtée de silice rouge microbréchique.

2 - Calcschistes violets un peu conglomératiques (Trias et Jurassique supérieur) à silex blonds ou rouges passant à des calcschistes verts (1,5m).

3 - Calcschistes gris à points noirs d'épaisseur très variable.

4 - Pélites grises à noires admettant quelques nodules de calcaires fins noirs. Ceux-ci recèlent de grandes Rosalines d'âge sans doute Turonien-Sénonien inférieur avec Globotruncana sigali (détermination J. SIGAL). Le reste de la coupe correspond aux termes précédents renversés :

5 - Calcschistes gris, puis verts et violets à silex blonds et rouges (3m).

6 - Brèche grossière à galets triasiques et malm (Bélemnites, Calpionelles) cimentés par des calcschistes verts et violets qui nous ont livré :

Globotruncana stéphani

" helvetica (espèce dominante)

" linnei

Cette association est caractéristique du Turonien (déter. J. SIGAL). La reprise de sédimentation (termes 2 et 6) se fait donc au Turonien et le terme le plus récent (4), pélites noires, ne dépasse pas le Sénonien. Là encore, comme à l'Aiguillette du Lauzet, le Tertiaire est absent.

4 - Conclusions.

- A l'E (sommet du Grand-Aréa) la reprise de sédimentation se fait dès l'Oxfordien et la région va garder

un caractère marin jusqu'au Cénomânien (et sans doute durant tout le Crétacé supérieur puisque ce dernier est connu à l'W du massif), car nulle trace d'émersion n'est visible. L'extrême réduction de la série (guère plus de 50m au total) est due à des lacunes sous-marines : action de courants marins.

- Le Malm supérieur a une aire d'extension apparente plus grande que l'Oxfordien, mais il débute toujours par des faciès pélagiques ; il a du être précédé d'une période de non dépôt dont l'importance est impossible à préciser.

- A l'extrémité occidentale du massif, le premier terrain déposé ou conservé depuis le Ladinien, est le Crétacé supérieur (avec brèche de base). Cette région a donc fonctionné comme un haut-fond et a pu émerger après le Malm, si celui-ci s'est déposé.

VI - TETE-NOIRE, CRETE DU CHATELARD

Le massif de Tête-Noire, encore appelé Montagne du Vallon, sur les anciens fonds topographiques, auquel nous avons adjoint l'extrémité est de la crête du Châtelard, constitue une entité paléogéographique complexe dont les dépôts sont forts différents de ceux du Briançonnais classique.

Ses caractères essentiels sont :

- un Dogger peu épais et sporadique.

- une puissante série bréchique allant du Malm au Crétacé supérieur (Tertiaire ?).

- une série schisteuse noire, énigmatique (Crétacé ? , Tertiaire ?) recouverte anormalement de termes en partie plus anciens, Crétacé inférieur, moyen et supérieur.

A la crête du Châtelard, les érosions anciennes ont atteint les quartzites.

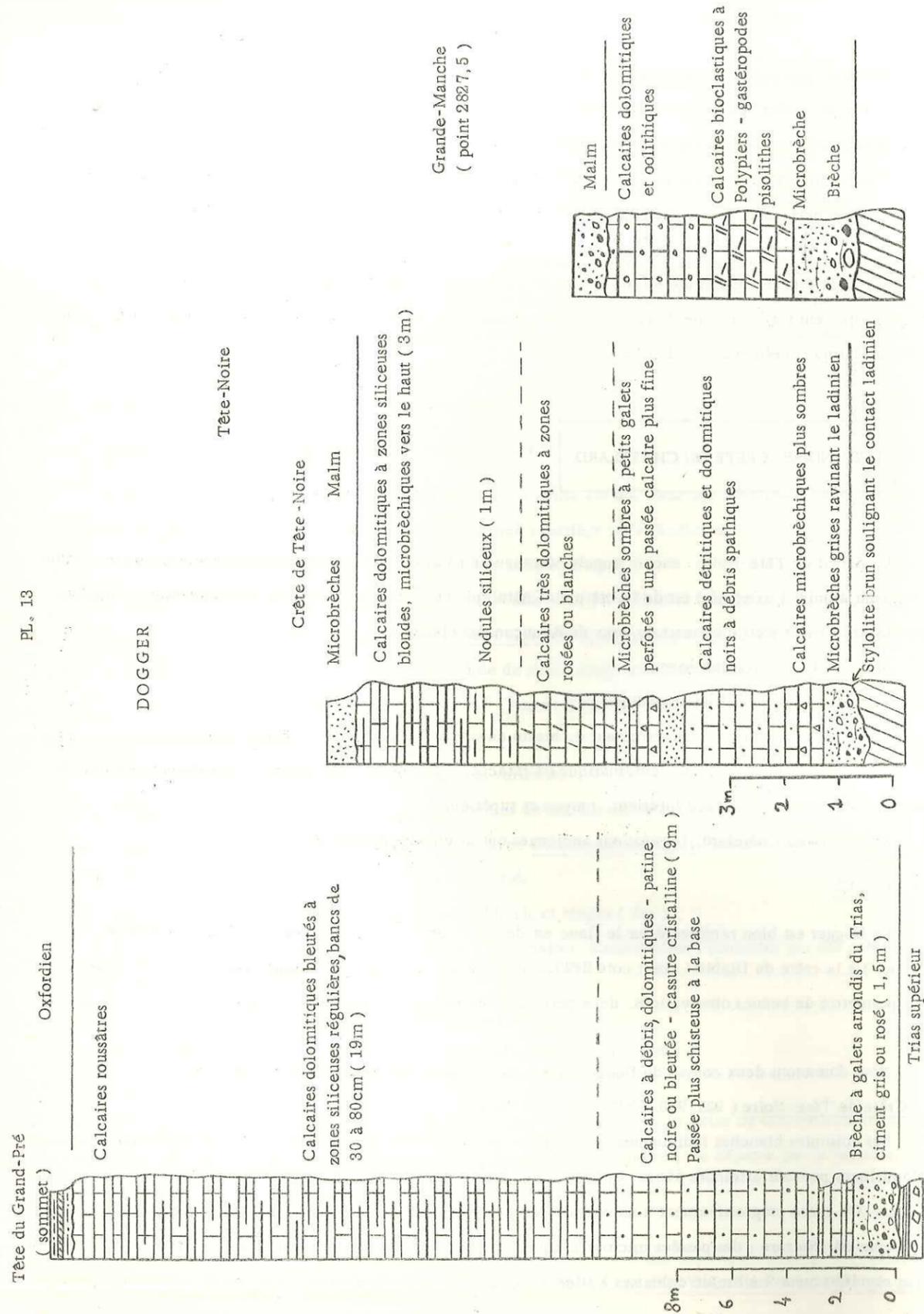
A - DOGGER

Le Dogger est bien représenté sur le flanc est de Tête-Noire, de la crête de Tête-Noire (arête au S du sommet) à la crête du Diable (point coté 2827,5) ; il est trop tectonisé en se rapprochant du col de Buffère pour permettre de bonnes observations, deux petits affleurements sont cependant visibles au SE du point coté 2586,7.

Nous donnerons deux coupes du Dogger indiquant ses variations de faciès du S vers le N :

1 - Crête de Tête-Noire (931,950 - 307,800) (cf. PL. 13)

Les dolomies blanches ladinienes sont ravinées par une brèche grisâtre (1m) à galets anguleux uniquement dolomitiques pouvant atteindre 50cm. Un très mince fil ferrugineux souligne parfois le contact du Jurassique sur le Trias. On passe progressivement à un calcaire gris ou noir, dolomitique, à points noirs spathiques, où le quartz détritique est très rare ; des passées microbréchiques, à galets roulés, s'y individualisent fréquemment. Au-dessus vient régulièrement 2 à 3m de calcaires à silex et zones siliceuses blondes, se chargeant de débris clastiques au



sommet : calcaires oolitiques ou dolomitiques, et quartz plus nombreux.

La série n'excède pas une dizaine de mètres.

2 - Grande-Manche, point coté 2827,5 (931,320 - 309,400) (cf. PL. 13)

Là encore, le Dogger débute par une brèche ravinant les dolomies ladinienes, mais elle est surmontée de calcaires bioclastiques formés d'une accumulation de Polypiers (genre *Thecoseris Schardti* KOBY), Nérinées, Bryozoaires et de grosses pisolithes. Son épaisseur est faible et ne dépasse pas 5m; sur l'arête elle-même de la crête du Diable, un peu au S du point coté, le Dogger est encore plus réduit. On y note la coupe suivante :

- 1 - Microbrèches dolomitiques reposant sur les dolomies (1,20m).
- 2 - Calcaires dolomitiques grisâtres (30cm).
- 3 - Brèches jaunes du Jurassique supérieur.

En résumé, Le Dogger peu épais de Tête-Noire témoigne, par la fréquence de ses niveaux brèchiques, d'une sédimentation troublée, peu profonde, maintes fois remaniée, limitée à un petit bassin. Au N, tant sur la crête du Queyrellin que dans le massif des Cerces, le Dogger est en effet inconnu.

B - MALM

A Tête-Noire, et à l'extrémité est de la crête du Châtelard (929,850 - 310,850), se développe, soit au-dessus du Dogger (E de Tête-Noire), soit sur le Trias calcaire, une épaisse série de brèches, lithologiquement très variables d'un point à l'autre du massif.

Elles n'étaient pas totalement inconnues jusqu'à ce jour puisque W. KILIAN et J. REVIL (1904) les signalaient déjà au-dessus des Chalets de Queyrellin, "près d'un lac", le lac du Chardonnet, sans doute, et leur attribuaient un âge Jurassique supérieur par suite de la présence d'*Aptycus* et de *Duvalia*. Ils semblaient aussi les retrouver à Tête-Noire (formation J5 de la deuxième édition Briançon au 1/80.000).

Nous nous attacherons à en décrire les caractéristiques, puis les principaux affleurements.

1 - Description des brèches, (cf. PL. III - fig. 1 et 2).

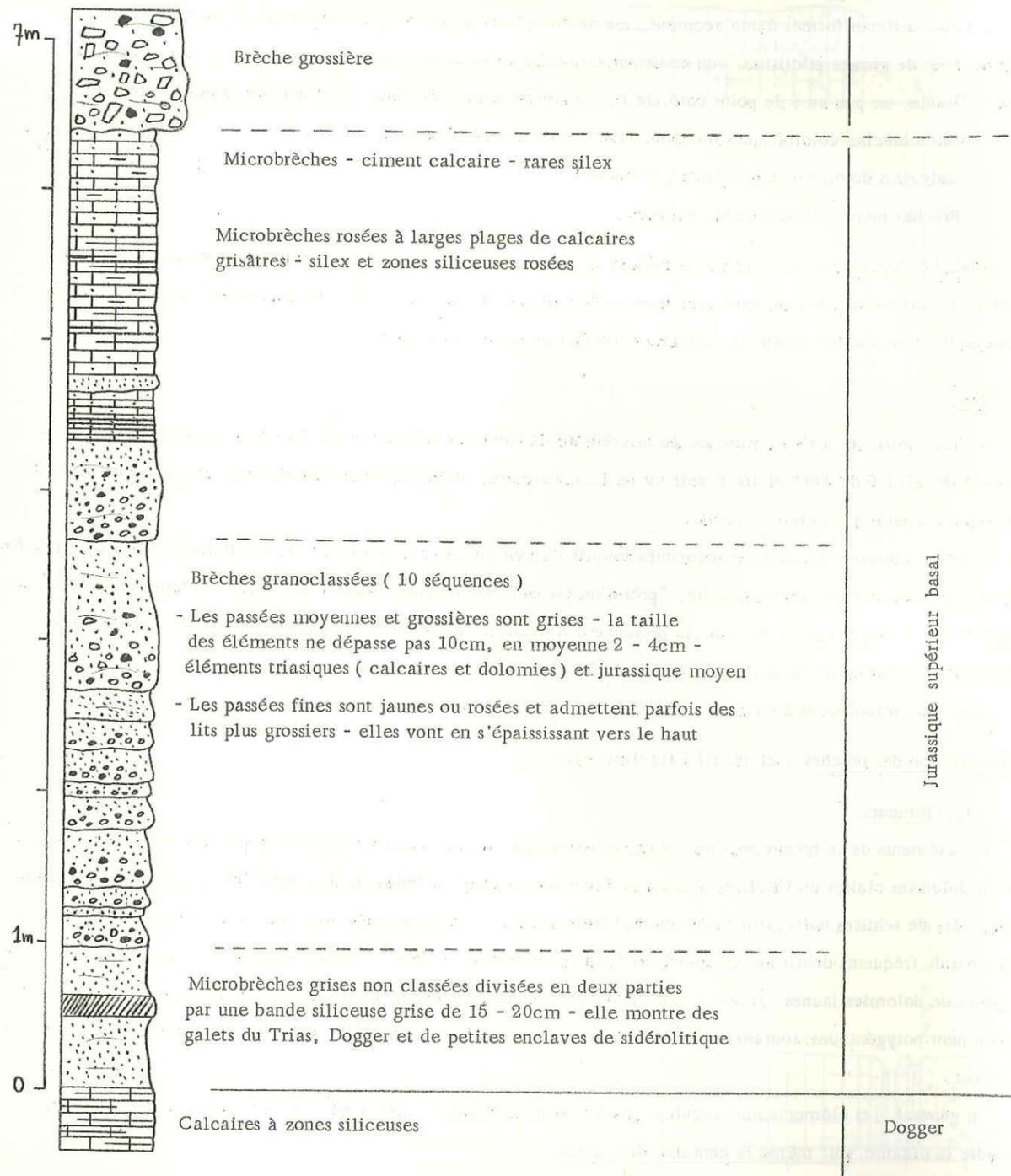
a) Eléments.

Les éléments de la brèche sont de nature diverse et proviennent pour la plus grande part du Trias : calcaires noirs et dolomies claires de l'Anisien, dolomies blanches et grises du Ladinien. Les galets de Dogger, de calcaires vermiculés, de schistes noirs satinés, de quartzites blancs et de conglomérats verrucano y sont plus rares. Il faut citer aussi de fréquents débris de schistes dolomitiques verts clairs à illite et silice, soient seuls, soient associés à des bancs de dolomies jaunes ; il doit s'agir de Werfénien supérieur ou de Trias supérieur. Ces brèches sont donc franchement polygéniques; toutefois au voisinage immédiat des gros blocs, il y a identité parfaite entre éléments et ciment.

En général, les éléments sont anguleux ou faiblement émoussés, leur dimension est très variable et peut atteindre la dizaine, voir même la centaine de mètres.

JURASSIQUE SUPERIEUR DE TETE-NOIRE

(microbrèches granoclassées de base)



b) . Classement.

Le classement des blocs peut être localement très bon, ainsi à l'E, la série débute par trois ou quatre bancs rosés bien granoclassés .

La plupart du temps, les bancs de brèches grossières atteignent plusieurs mètres et leur épaisseur est très grande par rapport aux microbrèches de teintes plus vives qui leur fait suite, sans transition d'ailleurs. De plus leur constance horizontale est réduite, ils se soudent le plus souvent entre eux.

Fréquemment la brèche révèle un aspect très chaotique où les blocs intimement soudés les uns aux autres sont très hétérogènes.

c) . Ciment. (cf. PL. III - fig. 2)

Le ciment est peu abondant et sa proportion n'excède pas 10%. A la base, il est surtout argilo-dolomitique, jaune ou rosé; les éléments sont alors uniquement des calcaires et dolomies de l'Anisien et on aboutit à un véritable "Trias régénéré". Plus haut, le ciment est franchement calcaire, blanc ou rosé, très fin, un peu brêchique, riche en débris organiques. Dans les passées microbrêchiques, on observe souvent des enclaves ou nuages de calcaire gris aux contours imprécis. Ils évoquent toujours de façon frappante les calcaires du Malm.

2 - Affleurements.

Cette brèche est bien représentée à travers tout le massif, du col de Buffère au ruisseau du Chardonnet (930-309). Nous l'étudierons, d'abord, sur le versant est de Tête-Noire, puis nous irons à l'W et enfin, au N, à l'extrémité de la crête du Châtelard.

a) . Flanc est.

1 . Au-dessus du col de Buffère, la brèche affleure très largement et forme les points cotés 2586, 7 (932, 320 306, 830) et 2705, 8 (932, 300 - 307, 160). On peut constater, au SW du col, qu'elle repose sur le Dogger par l'intermédiaire d'une passée microbrêchique rosée.

A son sommet, la brèche contient des galets de Malm, elle est sans doute d'âge plus récent.

Partout la tectonisation gêne considérablement les observations. Cependant une anomalie mérite d'être signalée : légèrement au SE du point 2705, 8, au sommet de la brèche, prennent place des bancs de dolomies jaunes à sutures violacées zonées de calcaires gris, très fins. L'analyse micrographique n'apporte aucun argument en faveur d'un âge jurassique de ce niveau. Plus certainement, il doit s'agir d'une écaille de Trias supérieur.

2 . Au N du point 2705, 8, s'étend une large croupe herbue, puis, par gradins successifs, on s'élève à travers les calcaires anisiens pour atteindre un replat d'une dizaine de mètres correspondant aux dolomies ladiniennes et barré par un ressaut dont la base est formée de Dogger. C'est à partir de ce point que la brèche s'étudiera avec commodité, soit en poursuivant l'arête de la crête de Tête-Noire jusqu'au sommet, soit en parcourant la face est, soit encore, en redescendant jusqu'aux éboulis du torrent du Merdarel. (cf. PL. 15) (cf. PL. IV fig. 1).

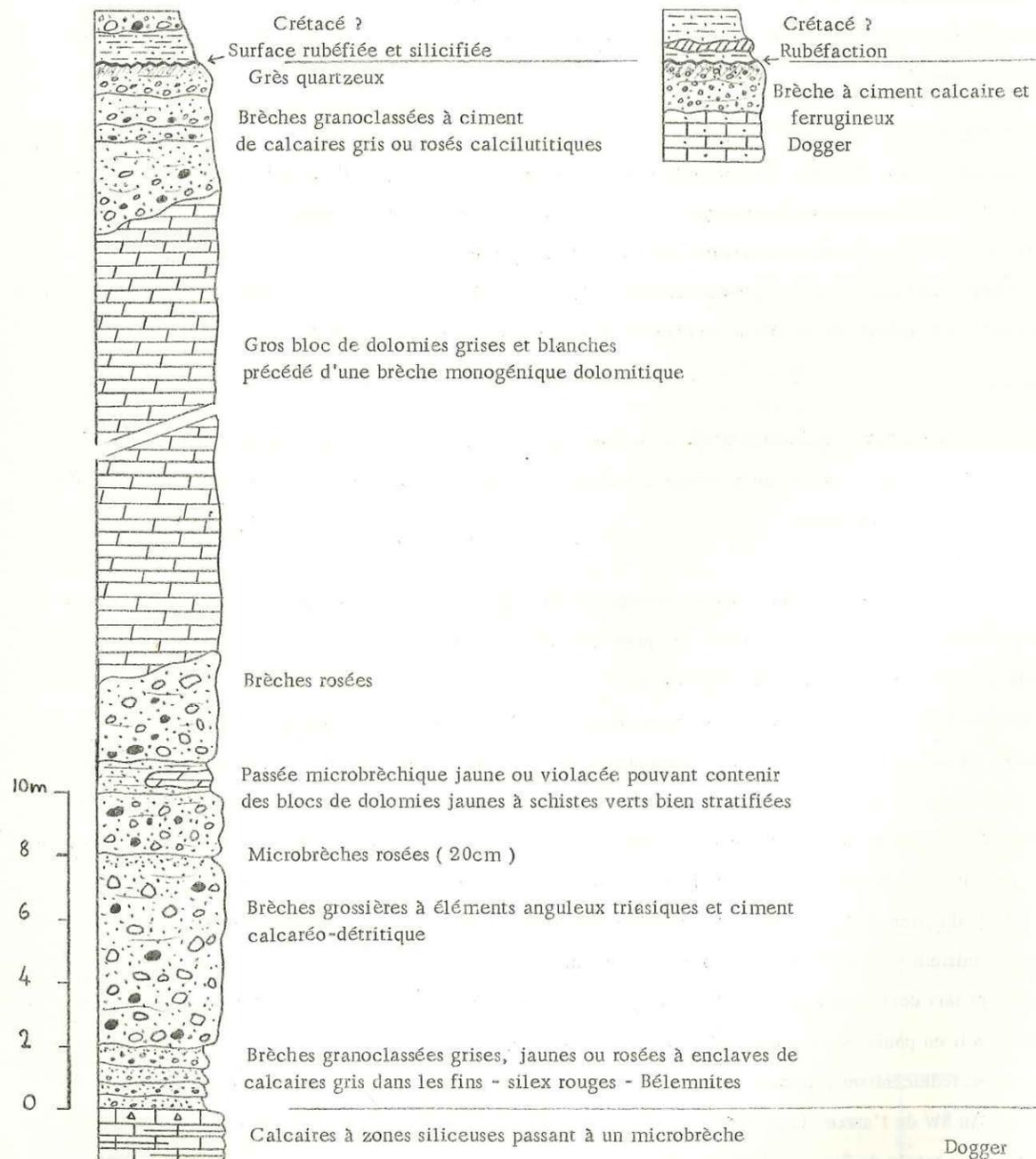
Un peu au SW de l'arête, la brèche granoclassée de base prend un développement inhabituel (cf. PL. 14). Sur une épaisseur totale de 6m, les galets s'ordonnent en une douzaine de cycles, de plus en plus nets vers le haut.

TETE - NOIRE

Malm-bréchiq

Crête de Tête-Noire

Point 2827,5



Les passées grossières sont grises, les fines jaunes, roses ou violacées. Le classement n'est cependant pas toujours idéal : l'une ou l'autre des séquences peut manquer et des récurrences sont possibles. Les dernières séquences fines se terminent par un calcaire bréchiq et micronoduleux à silex et zones siliceuses rouges; des Bélemnites y sont visibles. Ces caractères rappellent, quelque peu, le "faciès marbres de Guillestre". Vers l'W, près des éboulis du Merdarel, les passées fines sont moins nombreuses, les grossières se développent et prennent de gros galets.

Plus haut, en poursuivant notre coupe, les passées fines sont moins nettes et ont une extension limitée; parfois des bancs de dolomies jaunes à intercalaires de schistes violets ou verts semblent s'y interstratifier avec une certaine continuité. Il est difficile d'estimer leur exacte signification. Cependant, lorsque les observations sont possibles, ces dolomies ont indubitablement une origine allochtone, par exemple, le bloc bien visible depuis le point 2705,8, proche des éboulis du Merdarel (931,820 - 307,650) (cf. PL.IV - fig.1).

Au-dessus du ressaut décrit, affleure un très gros bloc de dolomies blanches et grises parfaitement interstratifié dans la brèche (PL.IV - fig.2). Il se présente comme une grande dalle de 15 - 20m de puissance et d'une centaine de m² de surface. Précisons que ce bloc repose, partout, sur les brèches déjà décrites, et sur une dizaine de mètres de Dogger. Un deuxième bloc, moins spectaculaire, car formé de calcaires gris anisiens donne un gros "gendarme" à l'W du sommet. Sa position stratigraphique est identique à celle du bloc précédent, il est simplement remonté par des cassures transverses.

3 . Au sommet de Tête-Noire, les galets diminuent de taille, les passées microbréchiques, plus abondantes, se chargent en quartz détritiques et la dernière, intensément rubéfiée, prend une teinte rouge ou noire.

Au total, la brèche atteint, là, une épaisseur moyenne de 30 à 40m.

4 . Du sommet au point coté 2827,6 (931,430 - 308,500), la brèche reste dans les abrupts de la face est, sa partie supérieure est seule accessible. Les blocs de quartzites sont plus fréquents et, comme corollaires, des passées gréseuses s'y individualisent. D'autre part, la brèche, en surface, est rubéfiée et silicifiée sur plus d'un mètre.

5 . A l'extrémité sud de la crête du Diable, (cf. PL.15) sous le point coté 2827,5 (931,320 - 309,400), la brèche n'a plus qu'une épaisseur de 1,5m. Les galets, de faible dimension, ne sont pas classés et le ciment calcaire est fortement imprégné par les oxydes de fer.

b) Flanc ouest. (cf. PL.V - fig.2).

La brèche constitue l'essentiel du flanc inverse du synclinal de Tête-Noire, depuis son extrémité sud jusqu' au droit du col de Roche Noire (930,400 - 309,400), Elle englobe le Jurassique et le Néocrétacé qu'il est alors difficile de différencier avec précision. Ici, la brèche ravine le Trias calcaire; elle est très chaotique avec des blocs de toutes dimensions.

La brèche Jurassique possède un ciment calcaréo-dolomitique, à la base, puis calcaire, à pâte fine, blanc ou rosé, à nombreux débris. Des passées de calcschistes, rouges, microbréchiques (avec des feldspaths de néoformation) peuvent se développer dans la masse.

On retrouve ces brèches sur le versant oriental du point coté 2516,3 (extrémité nord de la crête du Raisin) associées à des microbrèches granoclassées de teintes vives.

c) . Crête du Châtelard.

L'extrémité nord-est de la crête du Châtelard, est constituée d'une épaisse accumulation de brèches chaotiques, traversée par un pointement de Permo-Houiller-Werfénien dont nous parlerons plus loin. Tout à fait à l'E, près du ruisseau du Raisin (rive gauche, 930,200 - 310,900), ces brèches, renversées, ravinent les calcaires anisiens; là, sur une vingtaine de mètres de puissance, elle simule un "Trias régénéré", puis le ciment devient calcaire très fin, blanc, rosé ou rouge vif (épaisseur totale difficile à estimer), C'est là, que W. KILIAN (1904), avait dû trouver "Aptycus latus QU., Aptycus beyrichi ZITT., Duvalia (communes).

3 - Etudes micrographiques. - Age.

a) . Microbrèches rosées de base.

Les éléments sont anguleux, mal classés (jusqu'à 2mm). On y rencontre des calcaires et dolomies grenues ou fines du Trias, des calcaires oolitiques du Dogger; leur contours sont diffus, effilochés et souvent auréolés de calcite recristallisée et orientée. Les quartz sont rares et de petite taille. Le ciment, essentiellement calcaire, peut se réduire à un simple film ferrugineux; on y note des plaques d'Oursins, des débris de Lamellibranches et d'Aptycus, très souvent recristallisés, et, dans les parties les plus fines, calcilutitiques, des Radiolaires calciteuses et de nombreux filaments droits ou ondulés (Lamellibranches?). Les silex sont le résultat de silicification incomplètes pouvant épigéniser des plaques d'Oursins dont la structure est encore bien visible.

b) . Ciment calcilutitique gris ou rosé.

Comme nous l'avons vu, il apparaît un peu plus haut dans la série; il peut passer à une microbrèche. Il nous a livré une association de formes typiquement jurassique supérieur : plaques et radioles d'Oursins, Saccocomidés, parfois très beaux, mais la plupart du temps, fragmentés et recristallisés, Radiolaires calciteuses, Globochaete, Foraminifères, débris de Lamellibranches et une forme en diapason, très allongée (1cm) et tronçonnée qui serait un Ptéropode. Les rhomboèdres de dolomite ne sont pas rares dans ces lames.

Des échantillons récoltés, sur le flanc ouest de Tête-Noire ou au Châtelard, nous ont livré les mêmes organismes.

c) . Microbrèches terminales.

Il s'agit d'un grès fin ou moyen (0,3mm) formé de 60% de quartz et grains de quartzite finement corrodés, bien classés, la plupart du temps auréolés de calcite recristallisée en fibres orthogonales. On relève quelques petits grains très arrondis de tourmaline brune. Le ciment est calcaire ou très ferrugineux.

d) . Age de la brèche.

L'examen microscopique du ciment confirme l'âge jurassique supérieur de cette brèche. Nous avons noté l'absence de Calpionelles. Pour JURGEN-REMANE (1963), VERNIORY (1955), celles-ci apparaissent à la limite Tithonique moyen/supérieur au moment de l'extinction des Saccocomidés avec lesquels elles ne sont jamais associées. La brèche de "Tête-Noire" reposant, en continuité (à l'E) sur le Dogger serait ainsi comprise entre

l'Oxfordien et le Tithonique moyen. On peut aussi suggérer que les conditions de dépôts n'ont pas permis le développement des Tintinnoïdiens ou que les recristallisations les ont détruites.

En conclusion, reconnaissons qu'il est difficile, actuellement de limiter vers le haut, avec précision nos brèches, mais qu'il n'est pas impossible qu'elles dépassent le Malm (quartz abondants, tourmalines, blocs de calcaires fins remaniés au sommet).

C - CRETACE

Au Crétacé, la sédimentation varie beaucoup d'un point à l'autre du massif. On peut distinguer les faciès orientaux noirs et pélitiques où M. GIGNOUX (1938), sans preuves cependant, voyait un flysch tertiaire, des faciès du flanc ouest, plus classiques. Du S vers le N, nous observons leurs relations et imbrications. La crête du Châtelard, quant à elle, forme une entité paléogéographique nettement individualisée.

1 - Flanc oriental de Tête-Noire. (cf. PL. V - fig. 1)

a) . Sommet de Tête-Noire. (cf. PL. 16)

En partant du sommet et en suivant l'arête nord-ouest, on relève :

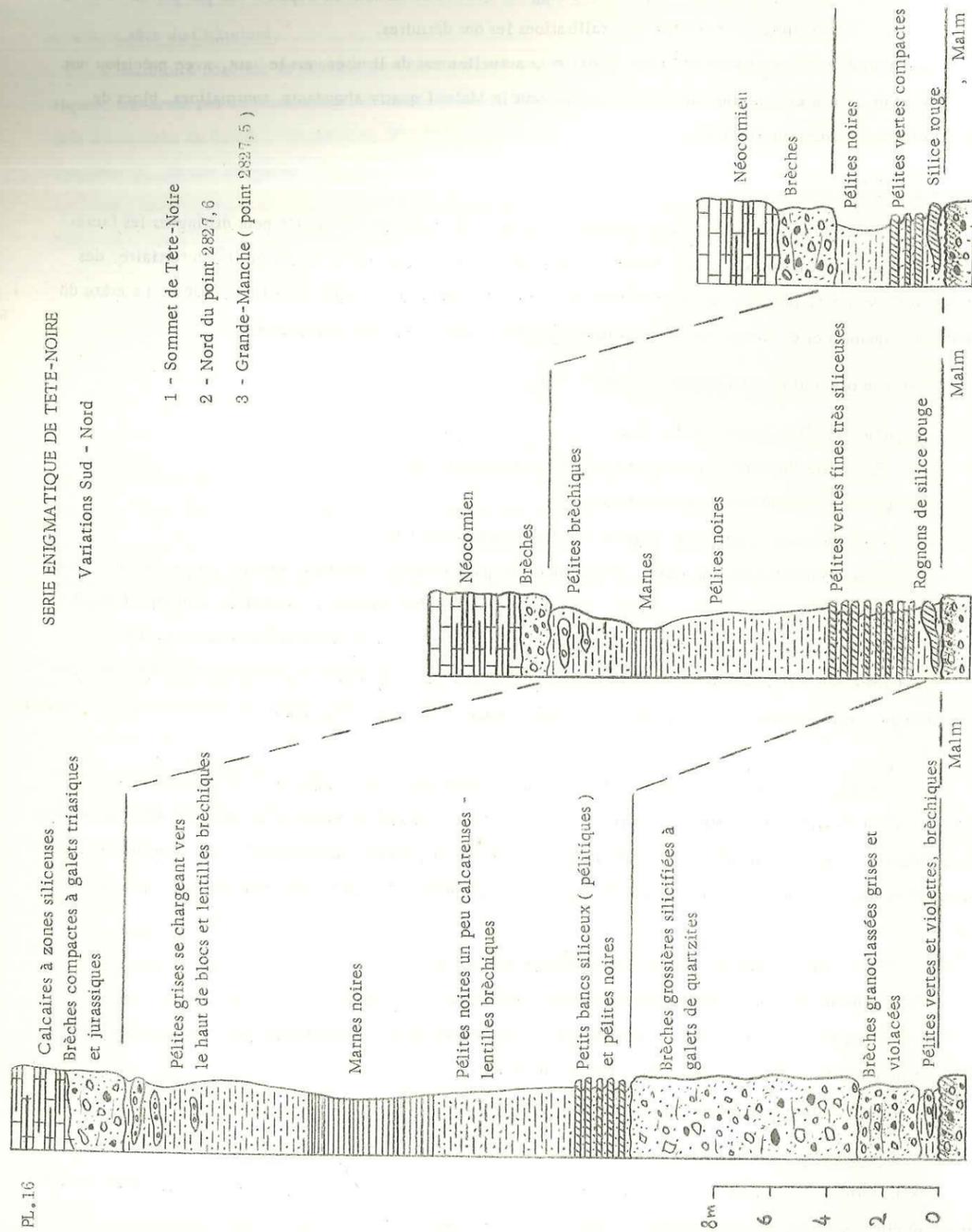
- 1 - Brèches jurassiques rubéfiées en surface.
- 2 - Pélites violettes, vertes puis noires à lentilles bréchiques (1m).
- 3 - Brèches granoclassées, de teinte claire, dont les passées fines, violettes, sont des grès à ciment calcaré-siliceux formés de 60-70% de quartz corrodés, bien classés (160 à 200 microns), quartzites, calcaires (3mm), muscovites et rares tourmalines brunes. Les auréoles de recristallisation sont fréquentes autour des grains.
- 4 - Grosse lentille de brèches grossières très silicifiées aux blocs bleutés ou brunis marqués de silicifications concentriques. Les éléments sont triasiques avec blocs de quartzites livides. Elle passe au sommet à une microbrèche (10m).
- 5 - Alternance de petits bancs siliceux (10cm) durs et compacts, blanchâtres et de pélites noires (cf. PL. 3 - fig. 3). Le microscope révèle une pâte cryptocristalline de silice granoblastique où se remarquent des rhomboèdres de carbonates ankéritisés, de rares quartz détritiques en voie de disparition ("dissolution"), des fantômes de Radiolaires et de spicules. On peut y voir la silicification quasi complète d'une roche fine primitivement pélitique (2 à 3m).
- 6 - Pélites plus calcaireuses noires; disparition des bancs siliceux.
- 7 - Marnes noires renfermant quelques lentilles bréchiques (8 - 10m).
- 8 - Pélites grises se chargeant progressivement de blocs épars et de lentilles bréchiques. Les éléments silicifiés, en majorité triasiques, ont une patine bleutée ou brune.
- 9 - Brèches compactes suivies de Néocomien (cf. plus loin).

b) . Variations vers le N. (cf. PL. 16) et (PL. V - fig. 2).

Cette série se suit sur le versant est de l'arête des Rochers de Privé jusqu'au point 2827,6, puis passe en flanc ouest où elle est visible jusqu'au point coté 2827,5.

SERIE ENIGMATIQUE DE TETE-NOIRE

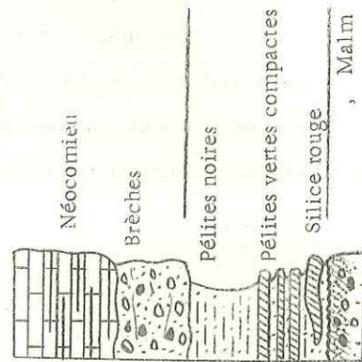
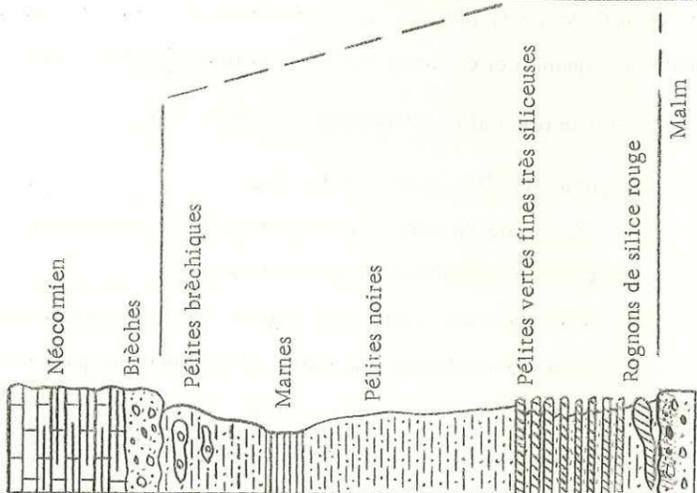
Variations Sud - Nord



1 - Sommet de Tête-Noire

2 - Nord du point 2827,6

3 - Grande-Manche (point 2827,5)



Son épaisseur décroît peu à peu : d'une trentaine de mètres dans la coupe précédente, elle passe à 15m au N du point 2827,6, puis à 6m sous le point 2827,5 (crête du Diable). Là, on relève (cf. PL. 16)

- 1 - Brèche jurassique supérieur rubéfiée et silicifiée sur 50cm à 1m.
- 2 - Pétilites conglomératiques violacées englobant de grosses lentilles de silice rouge-vif ou violettes à l'aspect rognoneux. Ces rognons sont formés d'une pâte de silice cryptocristalline fortement pigmentée où subsistent quelques rhomboédres de carbonates à bordures ankéritisées et de rares quartz arrondis.
- 3 - Pétilites vertes très dures, de structure identique à celle des bancs siliceux déjà décrits.
- 4 - Pétilites noires siliceuses et cassantes.
- 5 - Brèches suivies de Néocomien.

c) Col de Buffère.

Au-dessus du col de Buffère, à l'W et au SE du point 2705,8 on retrouve de petits affleurements de la base de la série noire. Ils reposent sur une brèche très silicifiée et rubéfiée à éléments triasiques (calcaires et quartzites) et jurassiques supérieurs. Ils sont recouverts de Trias calcaire.

Un autre affleurement, minuscule, mérite d'être signalé au N du point 2705,8 à quelques mètres sous l'arête herbue (932,200 - 307,420) entre une brèche silicifiée (flanc oriental) et des calcschistes rouges (appartenant au flanc occidental).

Conclusion.

Cette formation pétilitico-bréchique, s'est révélée totalement azoïque malgré toutes nos recherches (lames minces et lavages des marnes). Elle est voisine, par certains aspects (bancs siliceux), de l'Oxfordien de la Tête du Grand-Pré, mais y semble difficilement rattachable ici. Elle repose, en effet, sur des brèches du Malm (montant peut-être dans le Crétacé) et rien ne nous autorise à admettre une discontinuité entre les deux (hard-ground).

D'autre part, un tel faciès n'est pas connu dans le Néocomien Briançonnais.

Nous allons essayer de préciser les choses, car cette série se retrouve en différents points du flanc ouest du massif, où les faciès sont plus classiques.

2 - Flanc occidental de Tête-Noire

a) Au droit du sommet (point 2916,8).

Le sommet de la falaise du versant ouest (flanc inverse) est constitué d'une brèche très chaotique faisant suite à la brèche du Malm. Les éléments en sont des calcaires et dolomies triasiques, des quartzites werféniens, des calcaires blancs et rosés du Malm. On y relève des passées très rubéfiées et silicifiées, ainsi qu'un bloc de quartzite de plus d'une centaine de mètres de longueur (931,380 - 308,000). Le ciment de la brèche, rouge ou vert, est extrêmement silicifié et n'a livré aucun fossile.

Elle passe (le meilleur affleurement est visible aux sources du torrent du Merdarel : 931,650 - 307,800) à une brèche moins grossière (quelques mètres) à ciment noir, pétilitique avant d'être relayée par des pétilites sombres à bancs siliceux verdâtres, prolongement de la série orientale.

Jusqu'au point 2827,6 cette succession (brèches+pélites siliceuses) se retrouve, mais en affleurements isolés (931,400 - 308,180 et 931,320 - 308,400).

b) . Transversale de la Grande Manche (flanc ouest). (cf. PL. V - fig. 2 et PL. III - fig. 4)

La brèche, identique à celle que nous venons de décrire dans la coupe précédente, est cimentée à son sommet par des calcschistes rouges et verts et non plus par des pélites noires. Ces calcschistes, malgré les silicifications et recristallisations, contiennent de grandes Rosalines indiquant un âge sénonien inférieur probable (déter. J. SIGAL). Ils se développent ensuite sur une grande épaisseur bien que, sans doute, dédoublés tectoniquement (cf. chapitre Tectonique).

La même coupe se retrouve, un peu au S, au point coté 2827,6 où les calcschistes restent très conglomératiques sur une dizaine de mètres.

c) . Crête de Tête-Noire.

En se rapprochant du col de Buffère, le flanc ouest du synclinal est en grande partie constitué de brèches montant probablement dans le Crétacé (blocs de quartzites, Malm ?), et que nous n'avons pas différenciées de la brèche jurassique sur nos levés au 20,000.

De plus, des calcschistes verts et rouges apparaissent à nouveau au N du point coté 2705,8 (932,150 - 307,500), mais leurs relations avec les brèches n'est pas visible.

Conclusion (âge supposé de la série noire).

Il reste deux indéterminations majeures :

- âge de la série noire ?
- âge du sommet de la brèche du flanc ouest, dans la moitié sud du massif ?

Cependant, de nos observations de terrains, il ressort, que lorsque les "marbres en plaquettes" existent, les pélites noires tendent à disparaître (transversale de la Grande Manche); au droit du sommet, la série noire, seule présente, forme le terme le plus récent du synclinal. Entre ces points extrêmes, nous semblons observer une intrusion des deux faciès lithologiques (point coté 2827,6 notamment).

Il est donc permis de voir, dans le faciès inhabituel du sommet de Tête-Noire, une simple variation latérale de sédimentation restreinte au Néocrétacé, pélitique au S, calcaire au N. De telles variations, bien que moins développées ont été observées au Sénonien dans les massifs de l'Aiguillette de Lauzet et du Grand-Aréa (face ouest), (cf. plus haut).

Mais il n'est pas non plus interdit, d'envisager une reprise de sédimentation plus précoce au S qu'au N (Crétacé moyen par exemple) ou plus tardive (Eocène), suivant l'ampleur que l'on accorde à la lacune stratigraphique apparaissant au-dessus des brèches jurassiques du flanc est.

3 - Coeur du synclinal de Tête-Noire. (klippe crétacé)

Entre les deux séries de coupes, décrites plus haut, s'intercalent des terrains crétacés, allochtones.

a) . Coupe de l'arête des Rochers de Privé. (cf. PL. V - fig. 1) et (Pl. 16)

Deux cents mètres environ au NW du sommet de Tête-Noire, on relève successivement, à la suite de la série noire, les termes suivants :

1 - Pélites sombres très conglomératiques.

2 - Brèches compactes à éléments triasiques et malm. Le ciment calcaréo-siliceux est difficile à dater en raison des recristallisations et de l'absence de tout débris organique significatif. Très localement il évoque, à l'affleurement, le Néocrétacé : calcschistes verts à tâches rosées, montrant au microscope une forte proportion de quartz, quelques tourmalines brunes.

3 - Calcaires bleutés à zones siliceuses et petites enclaves rosées. Ils sont assez fossilifères : Aptycus, Bélemnites tronçonnées, articles de Crinoïdes, et par place, microbrèchiques. L'examen microscopique révèle une pâte calcilitique, à débris organiques parfois abondants, stylolites ferrugineux et stries de recristallisation; les organismes intacts sont des Crinoïdes, Radiolaires, spicules d'Eponges et quelques jolies Calpionelles. Ces calcaires néocomiens ressemblent beaucoup à ceux du Grand-Aréa et sont, comme ces derniers couronnés d'un hard-ground verdâtre ou rouille, ferrugineux et siliceux. (les termes 2 et 4 ont une épaisseur variable de 4 à 8m).

4 - Schistes noirs luisants, un peu pélitiques (2-5m).

5 - Pélites grises à petites lentilles brèchiques et nodules calcaires. Ceux-ci nous ont livré au microscope des spicules de Spongiaires, Globigérines, Radiolaires et Ticinelles albiennes (déter. J. SIGAL) (3,5m).

6 - Calcschistes gris et pélites brunâtres débutant par une lentille brèchique à éléments triasiques; Rosalines probablement cénomaniennes.

7 - Calcschistes gris puis verts (10m). La présence de grandes Rosalines (*Globotruncana lapparenti* et *Globotruncana sigali*) indique un âge Sénonien. Une coupe semblable, mais incomplète, a été décrite au Grand-Aréa (flanc est) en ce qui concerne les termes 3, 4, 5, 6, .

En résumé : On passe ainsi sans émergence visible du Néocomien au Néocrétacé : Le Crétacé supérieur n'est pas transgressif, il y a seulement variation progressive des dépôts.

Affleurements :

Ces terrains se poursuivent dans la face est de Tête-Noire jusqu'au point 2827,6 où ils repassent à l'W à la faveur d'une cassure E-W. De là au point 2827,5 le Néocomien affleure le plus souvent seul, les termes supérieurs ayant été érodés (sauf sur l'arête transversale de la Grande Manche). Le Néocomien réapparaît également en flanc ouest, une centaine de mètres au S du point 2827,6.

b) . Point 2827,6.

Sous le point coté 2827,6 (exactement 931,200 - 308,780), l'érosion a largement dégagé le Néocomien et la brèche compacte qui le précède (terme 2 de la coupe précédente) ployés ici en anticlinal et reposant comme partout ailleurs, sur la série noire conglomératique à son sommet. Entre Néocomien-brèche et série noire, au point où ces formations s'ennoient, à l'W, sous les éboulis et le glaciaire, existent des calcschistes néocrétacés

verts et violets. Il est difficile d'affirmer si ceux-ci appartiennent à la série noire (ciment? galets?) ou s'il s'agit d'une écaille tectonique. Quoiqu'il en soit, cette observation nous amène à admettre un contact anormal entre la série noire et les terrains crétacés occupant le coeur du synclinal et jouant alors le rôle de klippe.

Conclusion.

Comme nous l'avons vu, le passage de la "série noire" au Néocomien est assez progressif : les pélites se chargent de blocs, puis de lentilles bréchiques et les calcaires sus-jacents sont précédés de brèches grossières (non datées). Dès lors, se pose le problème de la mise en place de cette klippe de terrains crétacés.

Il s'agit :

- soit d'un chevauchement classique et la brèche, solidaire du Néocomien, serait Jurassique supérieur.

- soit d'un paquet glissé resédimenté dans la vase fluide du fond marin; on devrait alors parler de klippe sédimentaire, aux dimensions exceptionnelles, (1,3km de longueur), mise en place vers la fin du Crétacé ou la base du Tertiaire (?).

4 - Crête du Châtelard.

Les brèches Jurassiques, décrites plus haut, montent dans le Crétacé supérieur bien que nous ne l'ayons pas différencié sur notre carte au 1/20.000. En effet, un peu au N du pointement de quartzites, elles possèdent des lentilles de calcschistes rouges à grandes Rosalines (Sénonien?). Au-dessus du petit lac du Châtelard, ces brèches sont intensément rubéfiées et silicifiées.

L'apparition des quartzites en ce point est le résultat de l'érosion ancienne de la couverture calcaire dont les débris s'accumulaient près de ce haut-fond. La surface des quartzites est très irrégulière, parfois rubéfiée, parfois "arénisée" retenant des galets de calcaires triasiques. Au-dessus viennent des pélites noires à petits bancs très écrasés de calcaires sombres, verdâtres, ainsi que des passées de calcschistes rouges ou verts et de petites lentilles de calcaires rosés. Ces faciès lithologiques, très recristallisés, ne nous ont livré aucune trace organique. Ils peuvent être crétacés ou post-crétacés comme les dépôts énigmatiques de Tête-Noire auxquels on peut les comparer.

D - MODE DE FORMATION DES BRECHES DE TETE-NOIRE

La formidable accumulation de brèches, dépassant, par endroit 200m de puissance, que nous avons décrit dans le Jurassique et le Crétacé de Tête-Noire et du Châtelard est tout à fait exceptionnelle en pays briançonnais. Le Malm débute parfois (cf. J. DEBELMAS, M. LEMOINE, B. TISSOT) par des brèches et microbrèches dont l'épaisseur ne dépasse pas 4-5m et se comportant toujours comme un conglomérat de base. Seul, M. GIDON(1962), signale dans la nappe du Châtelet (vallon Laugier) et l'anticlinal de Marinnet, une "brèche de cordillère" atteignant parfois 50m, mais très lenticulaire, reposant en discordance angulaire, sur le Trias ou le Dogger. En Chablais, dans la nappe de la Brèche, les brèches jurassiques sont très épaisses mais originaires de régions plus orientales. Au Néocrétacé, par contre, on connaît quelques exemples plus précis : brèches de la Madeleine au N du massif d'Escreins

(F. BLANCHET et L. MORET, 1924-1925), brèches des Cerces (D. SCHNEEGANS, B. TISSOT, 1956), brèches de l'anticlinal de Marinnet (M. GIDON, 1962). Les brèches de la Tsanteleina en Vanoise (F. ELLENBERGER, 1955) et de l'Eychauda au NW de Briançon (M. LEMOINE, 1961) sont plus internes et possèdent un matériel surtout cristallophyllien.

A la lumière de ces travaux (cf. aussi R. CHESSEX, 1959, sur la nappe de la Brèche) et après avoir résumé les faits observés, nous envisagerons un mode de genèse possible pour nos brèches.

1 - Caractéristiques des brèches de Tête-Noire et du Châtelard.

a) . Variation progressive dans le temps des éléments de la brèche.

Plus on monte dans la série, plus les galets sont anciens; les quartzites n'apparaissent qu'au Crétacé supérieur sur le flanc ouest de Tête-Noire. Les quartz détritiques sont suffisamment abondants au sommet de la brèche du flanc est pour que s'édifient des bancs de grès (des blocs de quartzites sont également présents). Ce phénomène témoigne de l'usure progressive de la couverture calcaire, puis des quartzites, et peut-être même du Verrucano briançonnais. On pourrait alors se demander si la couleur noire, du Crétacé supérieur supposé de Tête-Noire, ne pourrait pas être due au lessivage du Houiller : ZULAUF (1963) explique ainsi les schistes noirs du Versoyen.

b) . Erosion différentielle du substratum sur de faible distance horizontale.

Beaucoup plus intense vers l'W et le NW l'érosion ne laisse subsister à la crête du Châtelard qu'une mince pellicule de quartzites. A l'E de Tête-Noire, le Trias possède une épaisseur normale tandis que les brèches reposent sur l'Anisien à l'W.

c) . Allure chaotique des brèches du flanc ouest de Tête-Noire.

Des blocs anguleux, de toute taille, sont disposés sans ordre; aucun granoclassement ne s'observe dans les passées fines (sauf au point coté 2516,3, crête du Raisin). Le transport a du être faible. Ces brèches évoquent des écroulements de falaise. Il en est de même pour toutes les brèches de la Crête du Châtelard, réparties à l'E ou à l'W du haut fond.

d) . Classement des brèches du sommet de Tête-Noire.

L'allure des dépôts est plus tranquille, des passées fines assez constantes succèdent aux bancs grossiers et par endroit le granoclassement est très net. D'énormes blocs ont cependant pu y glisser. Vers le N, la puissance des brèches se réduit progressivement (1 à 2m sur la crête du Diable), on s'éloigne de la zone d'apport.

e) : Le caractère marin.

La sédimentation a du être profonde, car le ciment de la brèche jurassique est identique à celui du Malm classique : vases pélagiques à Bélemnites et Radiolaires. Les interstratifications dolomitiques ne sont qu'apparentes, on peut observer leur passage latéral à une brèche à cailloux dolomitiques. L'absence de stratification entrecroisée dans les parties fines, de figures sédimentaires à la base des bancs et de galets roulés, renforce l'idée que la région n'était pas sous l'influence de conditions néritiques.

2 - Génèse des brèches.

Ces brèches dénotent de la présence, vers l'W, de reliefs sous-marins actifs et peut-être, sièges de violents séismes au Malm et au Crétacé supérieur. Ceux-ci créaient puis démolissaient des abrupts sous-marins, permettaient en outre la dislocation du Trias - ce qui favorisait les écroulements postérieurs. Les couches triasiques n'étaient d'ailleurs pas forcément horizontales, une certaine inclinaison autorisait le déclenchement de phénomènes de "décoiffement" avec ou sans plissement, et d'écroulement en masse. Des blocs énormes pouvaient alors, sous leur propre poids, glisser fort avant dans le bassin marin. En définitive, au pied des reliefs, s'accumulait un chaos de brèches que les séismes suivants remettaient en mouvement, provoquant des coulées boueuses et peut-être des courants de turbidité, d'extension plus ou moins lointaine.

Le meilleur exemple de l'action des séismes sur les sédiments a été observé par H. TAZIEFF (1960), après celui du Chili en 1960. Cet auteur a pu remarquer des lames de terrains glissés, longues de plusieurs kilomètres et épaisses de plusieurs dizaines de mètres. Le déplacement horizontal était de l'ordre du kilomètre et affectait des matériaux rigides, cassants. En mer, de tels phénomènes doivent encore être facilités par la présence d'un substratum mou et imbibé d'eau, (glissement de la klippe de Tête-Noire?).

Le même type de phénomène expliquerait les brèches des Cerces, limitées au Néocrétacé. Le schéma paléo-océanographique de la région serait alors celui d'une série de hauts-fonds ou d'une crête sous-marine, plus ou moins orientés dans le sens de la future chaîne, dont les flancs instables subiraient de puissantes dénudations. On ne peut échapper ainsi à l'idée d'une certaine relation de ces mouvements avec la tectonique profonde. De façon plus précise, on serait alors tenté (B. TISSOT, 1956) d'y voir le jeu, d'un ou plusieurs accidents longitudinaux ou de simples bombements anticlinaux ou de flexures. La brèche de base du Crétacé supérieur, à l'extrémité sud de la crête de Queyrellin, repose en effet en discordance angulaire sur le Malm-Néocomien. Dans cette optique, au N de la Guisane, ces brèches, observables sur une dizaine de kilomètres (ce qui est un strict minimum) correspondraient à la préfiguration, dès le Malm, de l'anticlinal houiller de la Casse Blanche. Remarquons encore, qu'au S de la "quatrième écaille", sur l'anticlinal des Combes (plus occidental que celui de la Benoîte) existent des points où le Néocrétacé est directement transgressif sur les quartzites avec brèches de base (J. GOGUEL; M. LEMOINE, 1953).

En définitive, et de façon toute schématique, nous aurions affaire à une "cordillère" au sens défini par J. DEBELMAS (1957), c'est à dire "un état d'activité tectonique, affectant un point particulier du géosynclinal, sur une certaine longueur (parallèlement à l'axe de la future chaîne), pendant un temps variable, se traduisant par la formation d'une ride convexe du fond marin", sans y voir comme F. ELLENBERGER (1957) pour la brèche de la Tsanteleina "une écaille en marche... avec expulsion de petits lambeaux de poussée, atteignant une échelle tectonique", c'est à dire une amorce de nappe.

VII - PALEOGEOGRAPHIE

Du Dogger au Néocrétacé, on assiste à la submersion progressive de la plateforme briançonnaise émergée durant tout le Lias. (cf. PL.17)

1 - DOGGER

La transgression du Dogger (avec conglomérat de base) se limite à de petits bassins bordés de zones, émergées ou non, où les dépôts sont absents :

- Tête du Grand-Pré : sédimentation calme de vases calcaires organiques.
- Tête-Noire : sédimentation réduite, troublée par des apports clastiques fréquents, signe d'une instabilité des régions avoisinantes.

En définitive, les faciès restent néritiques.

2 - MALM

Bien que la mer recouvre la plus grande partie de notre région, la sédimentation va y rester faible et excessivement variable.

a) Ecailles du ravin de Chanteloube.

Les dépôts sont bréchiques ou prennent le faciès "marbre de Guillestre". Il s'agissait d'une zone haute; reconnaissable, toutefois, que les observations sont trop fragmentaires pour nous donner une idée précise de cette région.

b) Tête du Grand-Pré.

Après le Dogger, il ne semble pas y avoir eu d'émergence, seuls de fins apports terrigènes (silice abondante) marquent la "vire oxfordienne". Progressivement la sédimentation devient calcaire, les détritiques disparaissent. L'absence du faciès "marbre de Guillestre" dénote une grande stabilité du fond marin. La profondeur augmente sans doute avec le dépôt des vases fines à Radiolaires et Calpionelles.

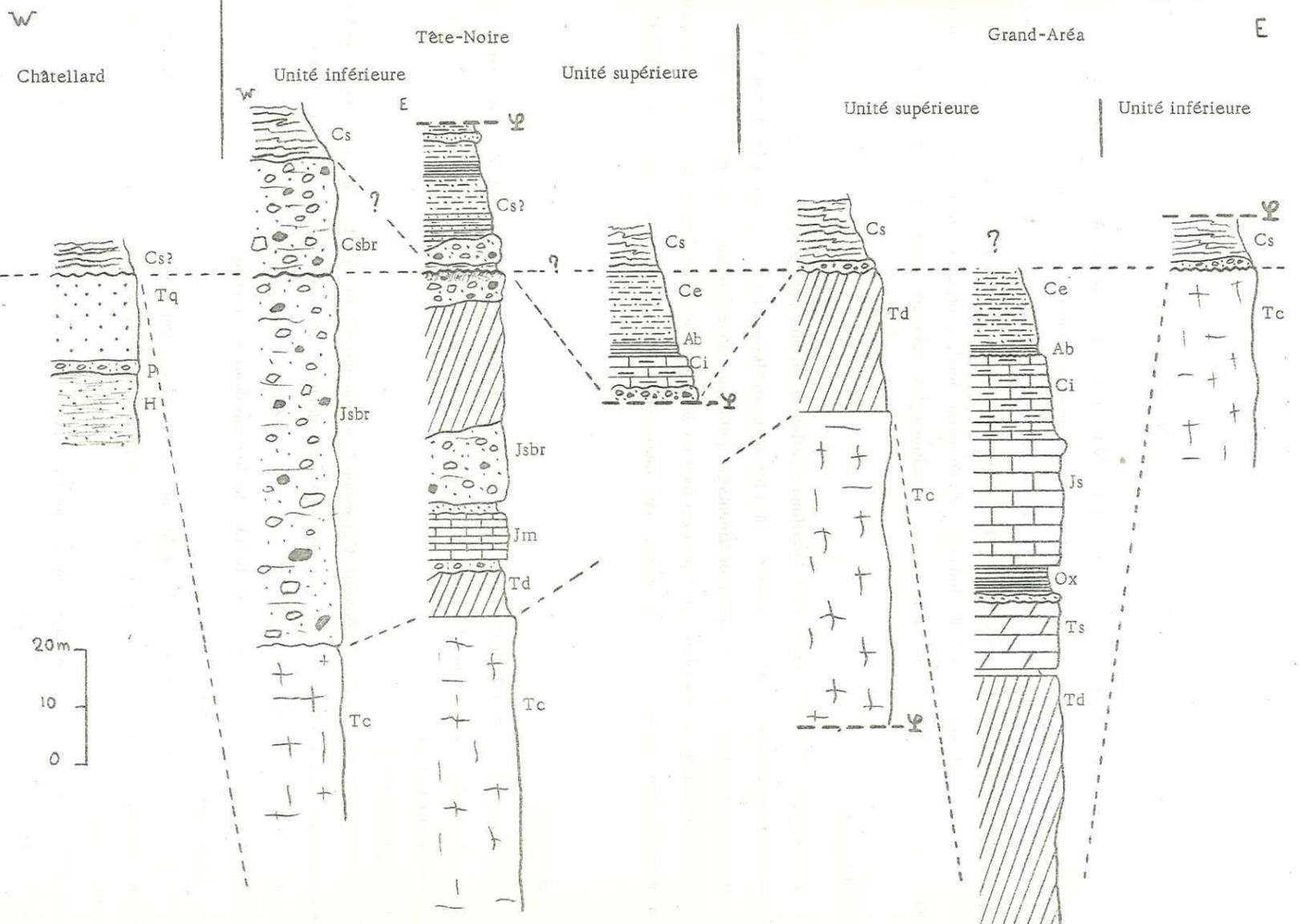
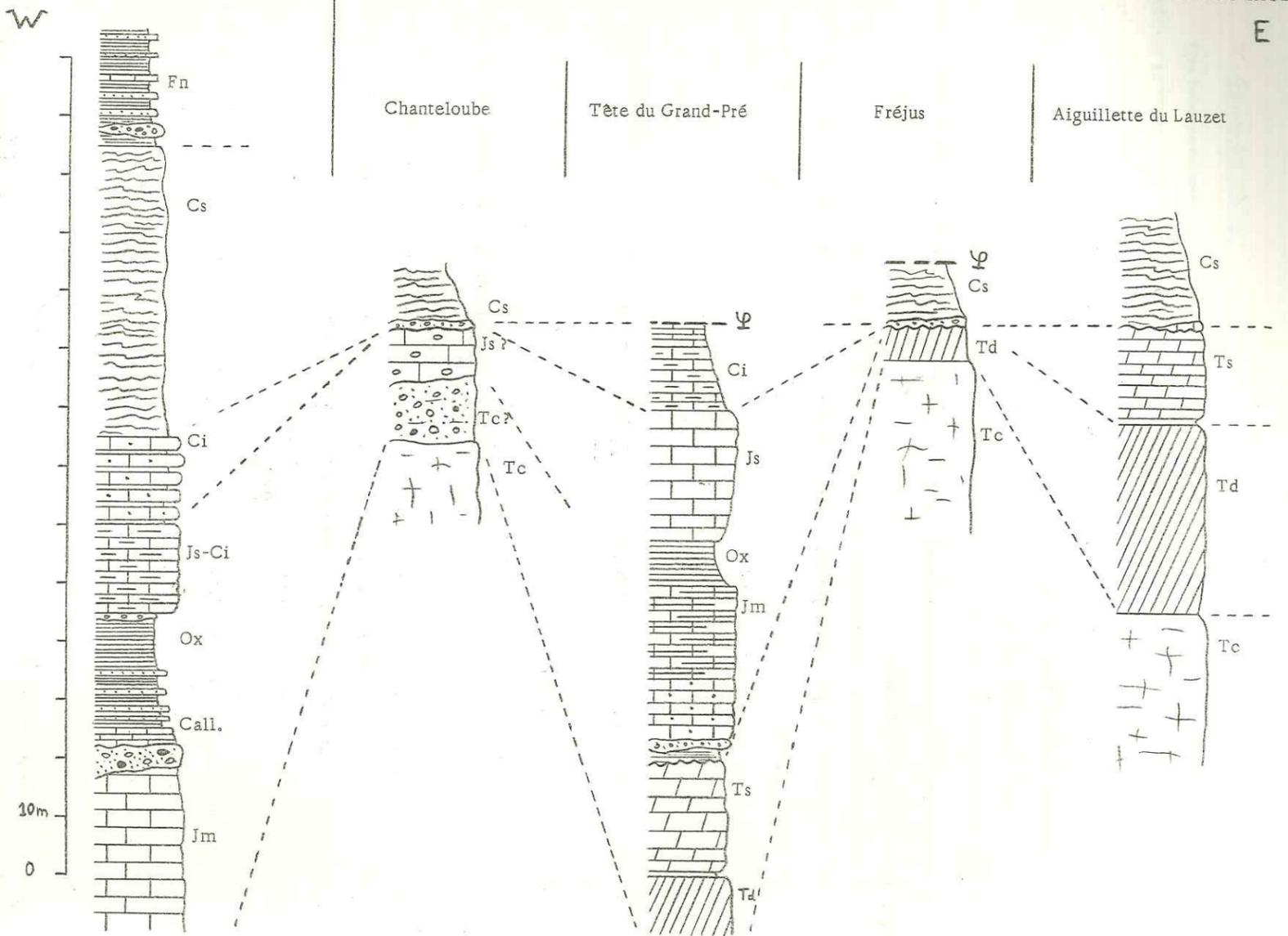
c) Tête-Noire, Châtelard.

De puissantes accumulations bréchiques témoignent d'une grande activité sismique vers l'W, comme nous l'avons expliqué plus haut.

d) Grand-Aiéa (unité supérieure).

L'incursion marine, au Dogger, a été de faible durée, mais l'émergence qui a dû lui succéder ne s'est pas traduite par une érosion importante : elle n'atteint jamais le Trias supérieur.

La transgression jurassique débute à l'Oxfordien par des brèches siliceuses; elle est suivie de dépôts finement détritiques puis vaseux. Au Queyrellin, des brèches grossières apparaissent à ce niveau. Les conditions marines se



poursuivent durant tout le Jurassique et aboutissent, là encore, aux dépôts de boues extrêmement fines. A l'Argovien cependant, une certaine instabilité (courants sous-marins) se traduit par quelques apports brèchiques et l'élaboration de calcaires noduleux.

Vers le bord ouest de ce petit bassin, la reprise de sédimentation se fait de plus en plus tardivement. Des hauts-fonds, émergés ou non, ont dû subsister quelque temps, ils correspondent à une érosion plus intense du substratum atteignant le Ladinien. Ils sont balayés de courants violents durant l'Oxfordien et l'Argovien : absence de dépôts brèchiques, apports de terrigènes très fins (argile rouge), apparition du faciès "marbre de Guillestre" dit "faciès pélagique déposé sur des hauts-fonds en voie de submersion", joints stylolitiques, enclaves ferrugineuses. Au Tithonique, les zones hautes sont plus restreintes, la sédimentation pélagique gagne de nouvelles régions.

3 - NEOCOMIEN

Le Néocomien est présent partout où le Jurassique supérieur se termine par des calcaires blancs massifs (Tête du Grand-Pré, Grand-Aréa), sauf à Tête-Noire, où il repose anormalement sur des terrains d'âge incertain.

Au Crétacé inférieur, les conditions de sédimentation prolongent donc celles du Tithonique : des vases pélagiques à Calpionelles et Radiolaires se déposaient dans les zones dites de "sillon" tandis qu'ailleurs des lacunes devaient persister par suite de l'action des courants sous-marins ou peut-être d'émersions temporaires (M. LEMOINE 1953).

4 - NEOCRETACE

Le caractère géantoclinal du Briançonnais s'estompe complètement à la fin du Crétacé, des dépôts uniformes recouvrent alors toute la plateforme. Nous pouvons essayer d'en donner une image schématique; quatre types de régions devaient coexister.

a) . Régions émergées.

Nous n'en avons que très peu de témoins. Cependant la région actuelle du Grand-Aréa (unité inférieure) a dû rester émergée durant un laps de temps plus ou moins long, depuis le Lias peut-être. Les ravinements ont atteint l'Anisien, tandis que des produits karstiques s'élaboraient (argile rouge pénétrant dans les fissures et joints des calcaires). Des brèches jalonnent la base de la transgression sans doute sénonienne.

b) . Hauts-fonds sous-marins.

Depuis le Trias, le massif de l'Aiguillette du Lauzet constitue une zone stable sans tendance à l'émergence (érosion faible ou nulle car le Trias supérieur est conservé sur de grandes distances), ni à la sédimentation (croûtes siliceuses, rubéfaction).

Le bord NW du sillon de sédimentation du Grand-Aréa devait subir le même régime bien que l'érosion ait été plus forte (Trias supérieur, Malm ?).

c) . Zones dépressionnaires.

Au Grand-Aréa et dans la klippe de Tête-Noire (Tête du Grand-Pré ?), au sommet du Néocomien, les courants

interrompent durant un temps la sédimentation (hard-ground). Elle reprend, sans conglomérat de base, par des dépôts finement détritiques (Crétacé moyen) passant progressivement aux calcschistes planctoniques du Néocrétacé. Ces régions sont restées sous-marines.

d) . Zones complexes.

Le massif de Tête-Noire se comporte au Malm, puis au Néocrétacé comme un sillon à sédimentation brèchique, alimenté par les produits de destruction de reliefs marins situés plus à l'W (type crête du Châtelard) et de position variable au cours des âges (blocs de Malm dans la brèche crétacée). Seismes, écroulements de falaise accompagnés de courants de turbidité (?) expliquent la genèse et la mise en place de ces brèches.

Au Crétacé inférieur, la région adjoignant comme un haut-fond sans sédimentation (hard-ground à l'E, enclaves rubéfiées à l'W) tandis qu'au voisinage des terres, émergeaient et subissaient une évolution latéritique s'accompagnant d'une forte libération de silice. En effet, tous les dépôts suivants seront extrêmement silicifiés.

Au Néocrétacé (Tertiaire) brèches et calcschistes pouvaient être relayés par des dépôts noirs finement clastiques, parfois plus grossiers, résultat, peut-être, de l'érosion du Houiller. C'est à cette époque et sur cette série, qu'a pu se faire le glissement de la klippe de Tête-Noire, que l'on pourrait considérer comme sous aquatique (wildflysch, contact de resédimentation).

CHAPITRE II

STRATIGRAPHIE DU SUBBRIANÇONNAIS

Historique

La zone subbriançonnaise que nous décrivons du Monétier au Pont de l'Alpe du Lauzet, forme une mince bande de terrains très resserrée entre le cristallin du Pelvoux et l'imposante masse calcaréo-houillère du Briançonnais.

La seule étude synthétique en a été faite par M. GIGNOUX et L. MORET, dans leur "Description géologique du bassin supérieur de la Durance".

En 1956, B. TISSOT effleure le problème du Subbriançonnais des environs du Galibier en décrivant ses rapports avec les klippe briançonnaises.

J. DEBELMAS (1961) a consacré une étude détaillée à la partie de cette zone située entre Vallouise et le Monétier.

En 1963, R. BARBIER, prolongeant ses études de la Maurienne fait ressortir la présence de deux digitations bien individualisées jusqu'au Monétier : la digitation du Petit-Galibier comportant en outre trois écailles se relayant du N au S, Plan du Paradis, Sestrières, Fontenil, et la digitation plus interne dite "du Lauzet-Roche Olvéra".

1 - LIAS - DOGGER

a - Ecaille du Fontenil.

Elle est uniquement représentée par la petite barre rocheuse dominant la route du Lautaret à Briançon (cote 1600), à 800m au SE du hameau du Fontenil, entre les villages du Casset et du Lauzet. Cet affleurement, rapporté au Lias sur la feuille Briançon au 1/80.000, était considéré par M. GIGNOUX et L. MORET (1938) comme une duplication "des calcaires brêchoïdes" du Dogger visibles plus haut. Par contre pour R. BARBIER (1963) elle représenterait une série complète allant du Lias inférieur à l'Oxfordien "très voisine lithologiquement de la série du

Pas du Roc".

De bas en haut, on relève la coupe suivante au SE de la barre :

1 - Calcaires dolomitiques, gris bleuté, massifs, à cassure noire un peu spathique, oolithiques et à débris abondants localement. A la base, ils montrent quelques accidents siliceux épars blonds. Des passées calcschisteuses forment des vires (30m).

C'est le Lias inférieur de R. BARBIER.

2 - Calcaires grisâtres et rosés, en petits bancs, à nombreux débris organiques (Polypiers, Lamellibranches, Crinoïdes) ou clastiques (dolomies grises). Cette première vire importante d'une dizaine de mètres se termine par des calcschistes noirs à traces organiques parfois. (Lias supérieur).

3 - Le ressaut suivant est formé de calcaires noirs ou bleutés à nombreux débris et stylolites (20m). C'est le Dogger de R. BARBIER.

4 - Une deuxième vire étroite et sans extension latérale représenterait le Callovien.

5 - On passe progressivement à une microbrèche à éléments dolomitiques et calcaires, un peu silicifiée, puis à une brèche plus grossière, visible sur une vingtaine de mètres avant de disparaître sous le glaciaire.

Ce serait l'équivalent des "brèches du Télégraphe".

Si nous cheminons vers le N de la barre, c'est à dire à 400m environ de cette coupe, on voit la brèche terminale reposer directement sur les calcaires à silex de base qu'elle ravine.

En conclusion la barre du Fontenil est formée de calcaires plus ou moins zoogènes où il nous est difficile, étant donné sa faible extension et l'absence de repères paléontologiques précis, de voir une succession Lias-Oxfordien plutôt qu'une série type "calcaires de Vallouise" uniquement Jurassique moyen.

b - Digitation Lauzet-Roche Olvéra.

Le Lias décrit par R. BARBIER au coeur de la charnière anticlinale dominant au N le Pont de l'Alpe, paraît sujet à caution, des Polypiers du Bathonien ayant été trouvés au cours d'une excursion avec J. DEBELMAS, notamment Calamophyllia radiata KOPY dans la vire calcschisteuse séparant les deux masses calcaires.

Le Dogger constitue la barre rocheuse grise qui, du Monétier à la Madeleine, s'élève progressivement au-dessus de la vallée de la Guisane. Elle est rapportée aux calcaires de Vallouise d'âge Bathonien depuis M. GIGNOUX et D. SCHNEEGANS (1934).

Ce sont des calcaires, plaquetés ou massifs, gris sombre et bleutés, monotones, à rares passées microbrêchiques et zoogènes rosées, à Encrines et Lamellibranches. Les conglomérats supérieurs, encore présents au N du col de l'Eychauda (J. DEBELMAS, 1961), ont ici disparu. Mentionnons que ces calcaires ont livré à J. DEBELMAS, dans la coupe de la banquette des Neyzets, à 4-5m au-dessus du Trias, Cladophyllia radiata KOPY caractéristique du Bajocien supérieur-Bathonien. Le Lias serait donc là encore extrêmement réduit ou absent.

2 - CALLOVO - OXFORDIEN

La plupart du temps le Callovo-Oxfordien manque à l'affleurement et correspond à des contacts anormaux. Nous

l'avons cependant observé en trois points :

a - La coupe du Pont de l'Alpe déjà décrite par M. GIGNOUX (1938) montre au niveau du chemin muletier conduisant à l'Alpe du Lauzet (925,700 - 310,240) :

1 - Dogger

2 - Calcaires en plaquettes grisâtres, rapportés au Callovien, formation où effectivement M. GIGNOUX (1938) et R. BARBIER (1963) ont découvert des *Cancellophycus* au fond du cirque de l'Alpe du Lauzet

3 - Schistes argileux noirs à lentilles brèchiques de l'Oxfordien. Cette série est très tectonisée, elle contient une lame de calcaires fins à zones siliceuses, sans doute Jurassique supérieur.

b - Face au village du Casset, sur la rive gauche du torrent descendant de Roche Courbe on relève exceptionnellement (307,440 - 927,600) :

1 - Calcaires de Vallouise.

2 - Mince plaquettes calcaires microbrèchiques et tachées de violet.

3 - Grès roussâtres en bancs de plus en plus fins vers le haut, à intercalaires de schistes argileux noirs (15m).

4 - Schistes argileux noirs très fissiles se terminant par des lentilles conglomératiques à galets triasiques (10m).

5 - Bancs de 10 à 30cm de calcaires fins à intercalaires de calcschistes noirs (Malm ?).

6 - Calcschistes clairs du Crétacé.

On a là, en quelques mètres, le passage continu du Dogger au Crétacé supérieur.

c - Un lambeau de schistes noirs (1 à 2m) est encore visible près de la route du Lautaret en rive droite du torrent de Saint-Joseph (928,370 - 306,420).

3 - MALM SUPERIEUR - NEOCOMIEN

Les terrains correspondants ne peuvent être observés qu'en des points isolés et le plus souvent, hors de leur contexte stratigraphique. Nous les avons identifiés par comparaison avec la coupe du versant ouest de la Crête de Cibouit, face aux Grangettes (cf. également M. GIGNOUX et L. MORET, 1938 et J. DEBELMAS, 1961).

a - La meilleure coupe nous est fournie par le ravin du Rif Lanterne entre la route nationale et le point coté 1815 (926,040 - 309,420)

De bas en haut :

1 - Plaquettes calcaires rousses ou grises intercalées de calcschistes rosés ou verts. La base est cachée par le glacier (Argovien?).

2 - Calcaires gris, à pâte fine et zones siliceuses continues, suivis de calcaires gris à minces intercalaires de calcschistes (20m), Tithonique.

3 - Calcaires cristallins roussâtres en bancs de 10 à 30cm intercalés de calcschistes noirs ou verts (30m), Néocomien probable.

4 - Calcschistes clairs teintés de rose, Crétacé supérieur.

5 - Flysch noir.

b - La coupe du Pont de l'Alpe (cf. plus haut) montre avant les "marbres en plaquettes" colorés, un niveau d'une dizaine de mètres de bancs de calcaires cristallins à fins intercalaires d'argilites vertes et rouges. Ce niveau, au sommet du Néocomien et fréquemment retrouvé (Les Grangettes, N de la Crête du Galibier), semble constituer un bon repère lithologique.

c - Les autres affleurements de ces terrains sont situés au-dessus de la barre de Dogger près du torrent du Char-dousier (cote 1970) et un peu plus haut, à l'orée des reboisements (cote 2010), ainsi que sur la rive droite du bas-torrent de Saint-Joseph (cote 1560 et 1590). Ce sont toujours des calcaires fins à zones siliceuses et intercalaires de calcschistes colorés.

4 - CRETACE SUPERIEUR

Ce sont des calcschistes clairs souvent gauffrés et tordus. Partout très replissés, ils forment l'essentiel de notre zone subbriançonnaise et peuvent être directement chevauchés par la nappe briançonnaise ou bien emballer ses écaillés frontales (ravin du Loup, ravin de Chanteloube). Dans ce cas, ils ne se différencient pas des "marbres en plaquettes" briançonnais : affleurements de la Montagne des Guibertes (930,840 - 303,150). Leur base est soulignée par des teintes vives, rouges, roses ou vertes; on y voit parfois de grandes Rosalines et des Globigérines (coupe du Pont de l'Alpe). Plus haut, ils sont uniformément gris. Le quartz détritique peut être localement abondant, on aura alors des grès roussâtres, à intercalaires de calcschistes gris. Leur limite supérieure est mal connue, mais ils doivent parfois, passer de façon continue, aux assises de base du flysch noir, donc à l'Eocène.

5 - FLYSCH NOIR

Au-dessus des "marbres en plaquettes" subbriançonnais, vient une série calcaréo-argilo-pélitique. Parfois le passage est brutal, et souligné par des écaillés (ravin du Loup, ravin de Chanteloube, le Monétier); le flysch peut alors ne pas appartenir à la série subbriançonnaise. Quoiqu'il en soit, il s'agit toujours d'une alternance irrégulière de schistes noirs très argileux, de grès bruns micacés, de grès quartzites, de lentilles brèchiques, de calcaires blonds très fins et de schistes siliceux rouges et verts. Sans ces deux derniers types lithologiques, il est très difficile de différencier cette série de l'Oxfordien et même du Houiller.

L'étude micrographique en est décevante et la macrofaune absente. Pourtant, C. PUSSENOT (in GIGNOUX et MORET 1938-1939) a découvert dans les falaises, situées sous les chalets de Puy-Chevalier, des échantillons de

calcaires à Helminthoïdes et l'on sait qu'à la Pointe de la Mandette, sur l'arête du Galibier (que nous avons parcourue en compagnie de C. KERKHOVE) les mêmes pistes sont encore connues dans le flysch noir.

Affleurements :

- Massif de la Cucumelle. Le flysch noir forme le flanc oriental de la Croix de la Cucumelle. Nous y avons retrouvé, un peu au SE du point coté 2604,9 les schistes rouges et verts décrits par J. DEBELMAS (1961). En outre des blocs de gypse et des bancs de dolomies grises (cote 2600) soulignent le contact avec les calcschistes inférieurs. Rappelons que J. DEBELMAS (1961) a évoqué la possibilité d'un rattachement à des flysch exotiques pour ce flysch noir à couches rouges du versant oriental de la Cucumelle.

- De petits affleurements de flysch noir sont visibles en rive droite du ravin de Chanteloube à la base des écaillés briançonnaises.

- Au N du Monétier (928,950 - 306,700) le flysch noir à gros bancs de quartzites verdâtres est emballé dans du gypse.

- En rive droite du torrent de Saint-Joseph, où C. PUSSENOT a sans doute trouvé ses Helminthoïdes, le flysch noir montre de grosses lentilles de calcaires gris un peu détritiques et de brèches à petits éléments dolomitiques et micacés.

- Le flysch noir réapparaît encore sous Roche Courbe, aux abords du torrent du Pervou et sous l'Aiguillette du Lauzet, entre Crétacé supérieur et Houiller briançonnais.

- La digitation du Fontenil se termine vers le haut par des schistes argileux et des bancs de grès fins, affleurant à chaque entaille des torrents affluents de la Guisane. En particulier, au torrent du Rif Lanterne cette formation repose sur le Crétacé supérieur par l'intermédiaire de schistes verts siliceux. Il fait reconnaître toutefois que la similitude avec l'Oxfordien est frappante, notamment celui cité par R. BARBIER (1963) des Granges du Galibier le long de la route descendant sur Valloire.

Micrographie.

- Au torrent du Pervou un échantillon de calcschistes gris à points noirs, ramassé au sommet du Crétacé supérieur nous a livré des Globigérines à gros tests et quelques Globotruncana; tandis qu'une autre lame mince taillée dans des calcschistes noirs pélitiques de la base du Flysch noir, à Roche Courbe, a fourni des Globigérines à tests épais et perforés, caractéristiques du Paléocène. On aurait ainsi, en certains points, passage continu du Néocrétacé à l'Eocène marqué par une variation très nette des dépôts.

- Les assises supérieures par contre se sont révélées franchement azoïques. Dans les grès fins, le pourcentage des quartz, équidimensionnels, un peu corrodés, varie entre 50 et 70%; on y relève aussi des feldspaths, plagioclases, muscovites, carbonates à bordure ankéritisée et plus rarement des pyroxènes et tourmalines brunes. Le ciment est calcaire.

En conclusion, une partie du flysch noir des environs de Monétier-les-Bains ressemble beaucoup à celui de la base du "flysch à Helminthoïdes dissocié" de l'Embrunais-Ubaye (C. KERKHOVE, renseignement oral) ce qui est encore renforcé par la présence de pistes d'Helminthoïdes.

6 - CONCLUSIONS

- La série du Lauzet est caractérisée par son Dogger épais et néritique puis par une sédimentation réduite jusqu'à l'Eocène. La présence de Lias n'a jamais été prouvée de façon certaine dans notre région, cet étage existerait cependant plus au N à la Roche Olvéra (R. BARBIER, 1963). Après l'Oxfordien, peu épais, une sédimentation vaseuse coupée de quelques apports siliceux se poursuit durant tout le Jurassique supérieur très uniformément puis atteint le Néocrétacé; le Crétacé moyen conglomératique de l'Argentière ne peut être mis en évidence ici.

- La zone de sédimentation correspondant aux séries du Fontenil, Sestrières, Plan du Paradis, est très voisine de la précédente; seule, se différencie au sommet du Dogger une dalle de brèche ("Oxfordien") allant en s'épaississant vers le N (80m au Plan du Paradis).

- Ces zones sans doute primitivement juxtaposées devaient correspondre, surtout à l'E, au dernier sillon de sédimentation avant le Briançonnais dont les séries externes (Tête du Grand-Pré) sont en effet très voisines.

LE QUATERNAIRE

A - LE GLACIAIRE

1 - Le glacier ancien.

Nous y avons rangé les formations glaciaires de fond de vallée et des bas versants, entre 1500 et 2000m.

- Vallée de la Guisane, du NW au SE; ce sont les accumulations de gros blocs, face au Fontanil, au Casset et au Monétier (très restreintes ici) et les promontoirs du Freyssinet, de Serre-Barbin, de Villeneuve la Salle.

- Du Monétier à Saint Chaffrey, les torrents de la Moulette, du Merdarel, de la Salle et du Villard entaillent leur gorge dans des dépôts glaciaires très hétérogènes. La moraine du Villard Laté, bien visible de la route du col du Granon, profondément disséquée par l'érosion, a une épaisseur supérieure à la centaine de mètres. En amont du Monétier et jusqu'aux Sestrières, le glacier souvent glissé nous cache, en grande partie, les terrains subbriançonnais.

Ces dépôts sont en partie, des résidus de l'ancien glacier du Lautaret comme l'atteste la présence de galets de protogine, jusqu'à 1600-1700m d'altitude.

2 - Le glacier récent.

a - Moraines de névé.

On y rattache tous les petits arcs morainiques prenant naissance à la base des cônes d'éboulis. Par suite de glissements, on observe souvent leur multiplication, si bien que l'on pourrait y voir un terme de passage avec les véritables rock-glaciers.

b - Rock-glaciers.

Ces appareils glaciaires se développent sur les versants nord et est et sur un substratum peu incliné :

+ Grand-Aréa, sur le versant est et sur le versant nord, (PL, I - fig.3)

+ Tête-Noire, tout au long du versant oriental : col de Buffère, lac de Privé, Bois de Souly (ce dernier ayant flué très bas vers la Clarée), à l'extrémité nord de la Grande Manche.

+ Montagne du Vallon de la Moulette (moins beaux).

Ils sont caractérisés par de longues moraines latérales et des bourrelets transversaux arqués, très serrés, tournant leur convexité vers l'aval et de préférence localisés sur les sections à pente faible; le front du rock-glacier est toujours abrupt, élevé. Le matériel constituant n'importe pas, il est toujours hétérogène.

Ils semblent avoir été signalés pour la première fois dans les Alpes du Sud par P. FALLOT et A. FAURE-MURET (1949), (cf. aussi M. GIDON, 1958).

Leur origine est complexe et peut être due à une ou plusieurs des causes suivantes :

. Forme de régression d'un ancien glacier soumis à des phénomènes de solifluction (loupe de glace fossile ?).

. Glissement successif de moraines de névé sur des coussinets de glace, résultant d'une accumulation de neige d'hiver.

. Langue de débris, à surface uniforme à l'origine. Des phénomènes comparables à ceux donnant naissance aux sols polygonaux et aux sols striés seraient responsables des bourrelets transversaux; l'abrupt frontal et la progression, s'expliqueraient par des phénomènes de dilatation (L. LLIBOUTRY, 1955).

B - LES GLISSEMENTS

1 - Glissements du quaternaire.

En plus des glissements déjà cités, mentionnons celui de la moraine de Corvaria, en rive droite de la Guisane, entre le Monétier et les Guibertes. Sa région frontale est formée d'une accumulation de blocs siliceux sans doute arrachés aux écaillés de Chanteloube.

2 - Paquets glissés de Chaméant et versant est du Petit-Aréa

(cf. chapitre tectonique)

3 - Glissements du Houiller.

On ne peut jamais être sûr que ce terrain soit en place; le plus important glissement est celui du Granon.

Ces glissements datent du retrait glaciaire.

C - LES TUFES DU MONETIER

La butte du Monétier est en grande partie due à une accumulation de tufs déposés par la source ferrugineuse. Ils ne sont pas indiqués sur les cartes géologiques, mais étaient connus de M. GIGNOUX et L. MORET (1938 et 1940). On peut les observer au pied du village près du petit pont enjambant la Guisane, au-dessus du canal Guibertin. Ces tufs se sont déposés en une nappe irrégulière au-dessus des alluvions anciennes de la Guisane, leur épaisseur varie entre 50cm et 15m (maximum observé lors du creusement de puits) : Ils sont constitués d'une alternance de niveaux blancs compacts et de niveaux rougeâtres friables.

La source ferrugineuse possède une température de 40° (été) à son griffon et un débit moyen de 4-5l/s. Température et débit subissent d'importantes variations en fonction de la pluviosité. Pour L. MORET, il s'agit d'une eau chlorosulfatée, calcique et sodique, identique à celle du Plan de Phasy et à celle de la Liche des Chamois (Combeynot).

L'origine de cette eau chaude peut être :

- l'hydratation de l'anhydrite, le gypse est en effet abondant en rive gauche et en rive droite de la Guisane.

- l'oxydation des pyrites de fer contenues dans le Houiller.

- un processus de thermo-siphon, l'eau profitant d'une grande cassure pour remonter (Plan de Phasy).

Ces trois causes peuvent d'ailleurs jouer simultanément.

TECTONIQUE DES UNITES SUBBRIANCONNAISE ET BRIANCONNAISE

Au point de vue structural, nous avons divisé notre région en trois secteurs : (cf. schéma structural PL. 18)

- rive gauche de la Guisane, entre le Lauzet et le Monétier,
- massifs de Tête-Noire et du Grand-Aréa.
- massif de la Tête du Grand-Pré.

1. RIVE GAUCHE DE LA GUISE ENTRE LE LAUZET ET LE MONETIER

Nous étudierons successivement :

- la zone subbriançonnaise.
- la zone briançonnaise (massif de l'Aiguillette du Lauzet),
 . structure.
 . rapport avec le Subbriançonnais et le Houiller.

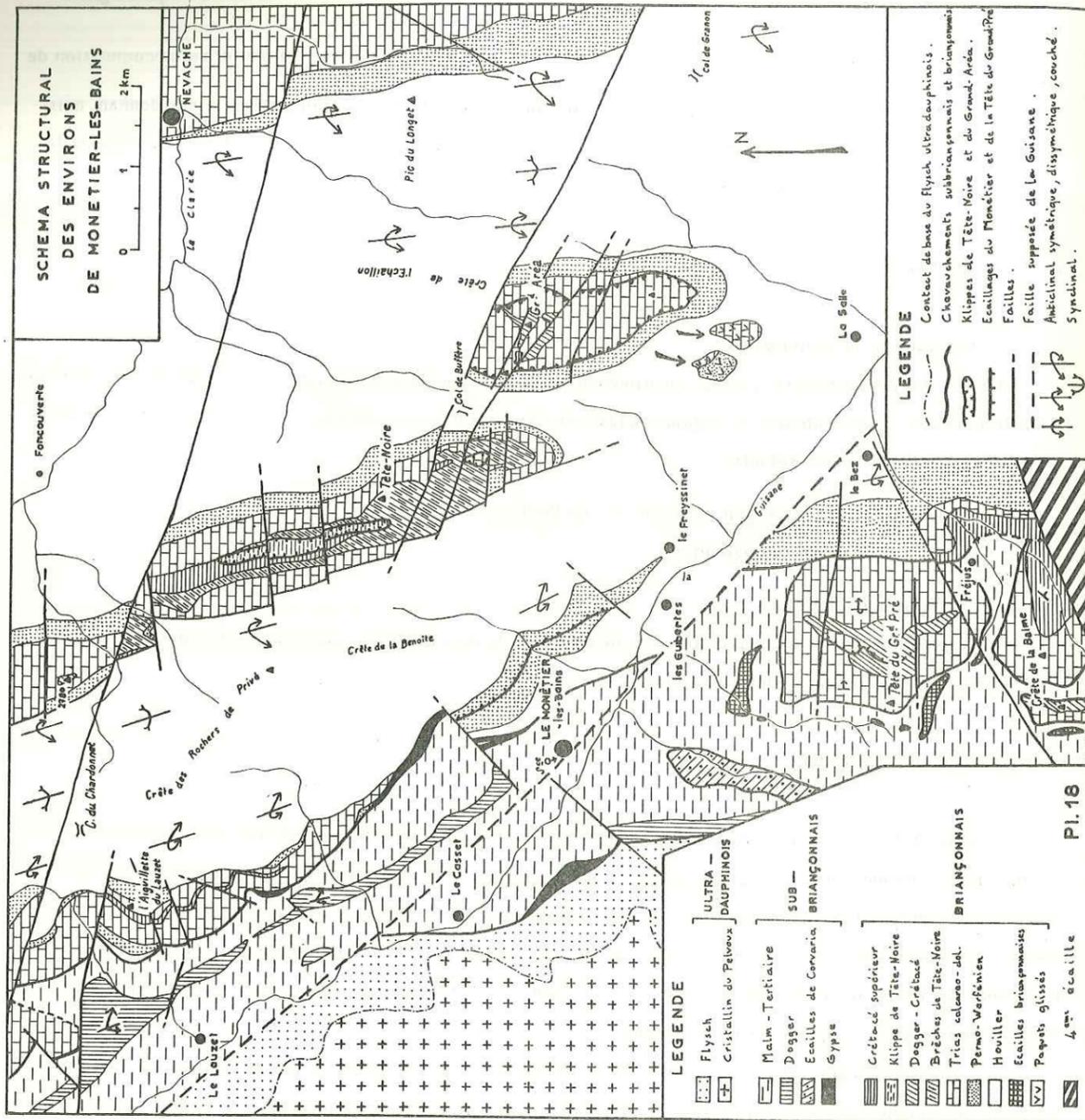
A - La zone subbriançonnaise. (cf. PL. 19)

Nous y avons distingué :

- un ensemble inférieur, mal individualisé dans notre région, et d'interprétation difficile.
- un ensemble supérieur, continu et cohérent, formant l'essentiel des affleurements visibles. Nous commencerons par son étude.

1) , Ensemble supérieur.

Il s'agit du flanc normal de la digitation Lauzet-Roche Olvéra de R. BARBIER (1963), Il comporte un noyau de Dogger, seul élément dur dans toute la lithologie et déterminant par là une falaise d'amplitude variable du Monétier à Roche Colombe. Ce Dogger est ployé en un anticlinal très étroit aux flancs subverticaux. Par place, torrent du Pervou (coupe 3), torrent de l'Alpe, il a été très laminé et ne forme plus qu'une lame écaillée et discontinue.



Le reste de la série s'est le plus souvent totalement désolidarisé de son substratum au niveau des schistes noirs très plastiques de l'Oxfordien, si bien que le Jurassique supérieur est rarement visible à l'affleurement par suite des écaillages subis. En un seul point, face au village du Casset, (coupe 5), l'Oxfordien suivi d'un peu de Malm-Néocomien affleure en position normale.

La couverture de "marbres en plaquettes" - Flysch noir, est très replissée dans le détail, elle s'accumule aux environs du Puy-Chevalier (coupe 5), puis se lamine fortement sous Roche Courbe (point 2323) et sous le point 2329,6 (coupe 4). A l'inverse de ce que nous verrons sur le flanc oriental de la Cucumelle, il ne semble y avoir, ici, aucune discontinuité tectonique entre ces deux termes (sauf au droit de Monétier) : le flysch noir, pour sa partie inférieure du moins, paraissant former la couverture normale des "marbres en plaquettes".

L'anticlinal de Dogger chevauche directement l'ensemble inférieur; cependant R. BYRAMJEE et F. POIMBOEUF (1954 , inédit) signalent, à mi-distance, entre le torrent du Pervou et celui du Chardousier, un petit affleurement de quartzites sous la barre des "calcaires de Vallouise". Il nous paraît difficile d'affirmer s'il s'agit véritablement d'écaillles briançonnaises, prolongement des écaillles du Galibier ou plus simplement de petits paquets glissés.

2) . Ensemble inférieur. (digitation du Fontenil de R. BARBIER) (coupe 4)

Le Dogger (Lias ?) est représenté dans la falaise bordant la route nationale au point coté 1600. Au N et au S, il disparaît brusquement sous le quaternaire; on le retrouve au Nord de la Madeleine, aux Sestrières (où les termes plus récents sont également visibles) et de là, jusqu'à la nouvelle route du Galibier.

Sa couverture, formée de Malm, Néocomien, Crétacé supérieur et Flysch noir est visible dans le torrent du Rif Lanterne et du Pervou (coupe 3); au torrent du Chardousier, des replis rendent son interprétation délicate. Là, et plus au S, il faut d'ailleurs avouer qu'il est difficile de différencier le Flysch de l'Oxfordien.

En résumé, le Subbriançonnais est affecté de plis disharmoniques intenses sans qu'il y ait peut-être chevauchement de deux unités. Au cours de la phase tardive de surrection du Pelvoux, cette région a été violemment redressée et écrasée entre Cristallin et Houiller.

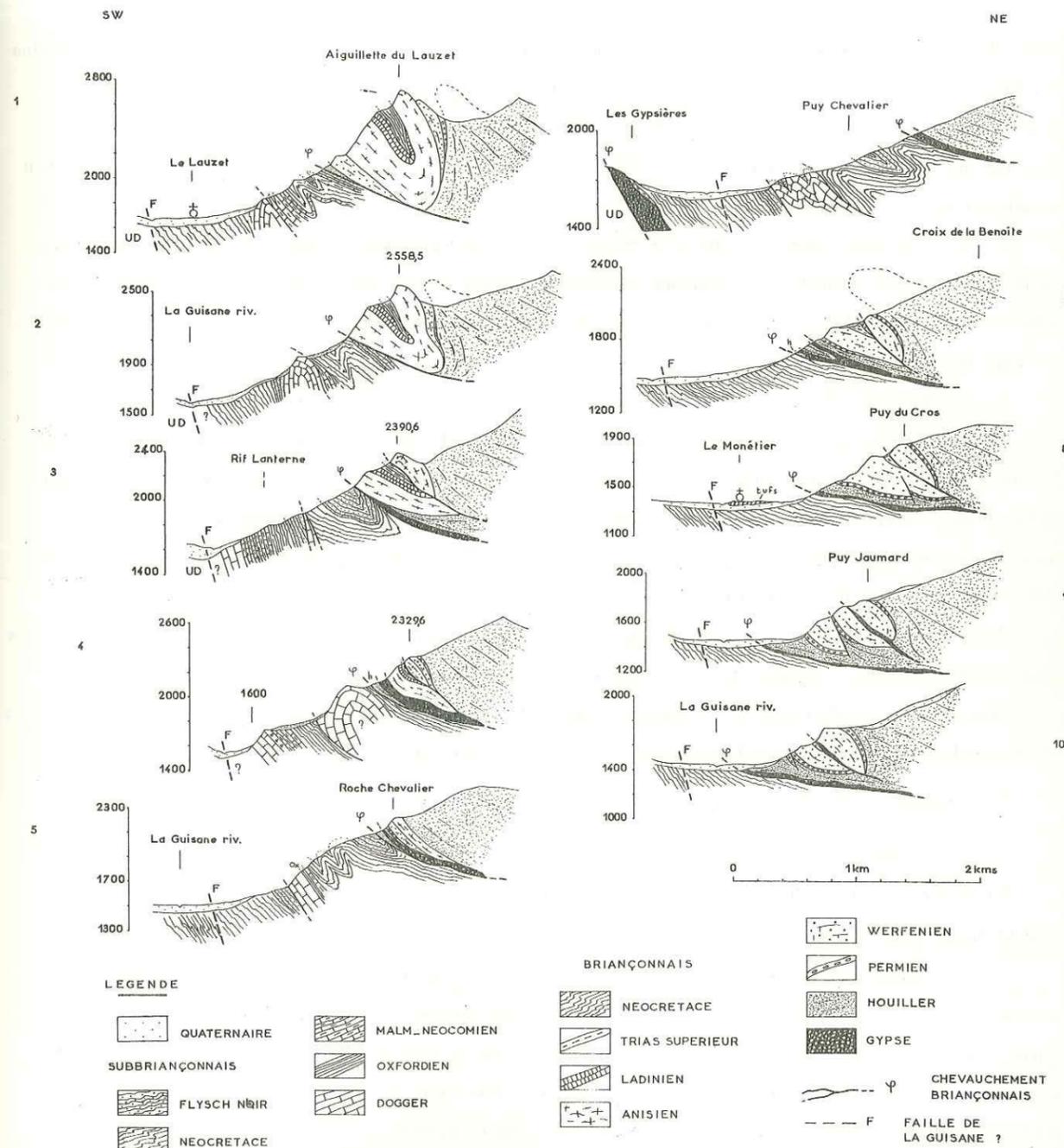
3) . Rapports avec les régions voisines.

a - Au N du Pont de l'Alpe, la zone subbriançonnaise est en cours d'étude, son interprétation est rendue difficile par des attributions stratigraphiques indécises et par l'apparition d'écaillles briançonnaises à tous les niveaux.

b - Au S de la Guisane, J. DEBELMAS (1961) a montré l'existence de deux unités subbriançonnaises. L'unité supérieure, réduite à un chapelet d'écaillles isoclinales emballées dans les marbres en plaquettes, possède un Trias dolomitique et un Dogger, récifal, par place. L'unité inférieure révèle, par contre, des faciès très voisins de ceux de notre unité supérieure. Structuralement, les deux ensembles du N de la Guisane doivent correspondre à ceux du S.

c - Rapports avec l'Ultradauphinois : Face au Monétier, dans le Bois du Casset, une masse importante de gypse, accompagnée de Trias dolomitique marque le contact du Subbriançonnais sur le flysch ultradauphinois. Partout ailleurs, ce contact est invisible et passe, à priori, sous les alluvions de la vallée de la Guisane, exacte-

RIVE GAUCHE DE LA GUISANE



ment dans son axe.

B - La zone briançonnaise. (cf. PL. 19)

1) . Structure.

Le massif de l'Aiguillette du Lauzet et ses prolongements vers le Monétier, constituent le rebord oriental de la grande dalle de calcaires triasiques du massif du Grand Galibier, disparue ici. C'est un synclinal aigu couché vers l'W, se poursuivant vers le N jusqu'à la crête de la Ponsonnière (B. TISSOT, 1956). Assez complet et continu à l'Aiguillette du Lauzet, elle-même, (coupes 1 et 2) il se réduit rapidement à des lambeaux de synclinaux écaillés. Au point coté 2390,6 et à la Latte (point 2329,6) (coupe 3 et 4), le flanc inverse repose en contact anormal sur le Crétacé supérieur du cœur synclinal. A Roche Chevalier (coupe 5), il a disparu, le Houiller vient en contact avec le Subbriançonnais.

A l'E du Monétier (coupe 7 à 10), à la faveur d'une cassure transverse; les quartzites réapparaissent ployés en un synclinal assez tranquille en apparence. Cependant la présence de Permien, Werfénien supérieur (cf. chapitre Stratigraphie) et de gypses écrasés, entre les différentes barres, témoigne d'une structure écaillée au front de la nappe houillère.

Les failles (cf. schéma structural PL. 18).

Nous signalerons surtout la grande cassure du torrent de Saint-Joseph, près du Monétier, de direction NE-SW, faisant buter les barres de quartzites (rive gauche) contre les marbres en plaquettes et flysch noir subbriançonnais (rive droite). En rive gauche, les gypses qui soulignent le chevauchement du Briançonnais sont ainsi abaissés d'environ 200m, tandis que vers l'aval, la barre de Dogger subbriançonnais disparaît définitivement. Vers le NE, cette cassure s'amortit dans le Houiller.

Au S, en rive gauche du torrent du Merdarel, une seconde faille, parallèle à la première abaisse les quartzites du Monétier dont, seuls, quelques chicots subsistent jusqu'au Freyssinet.

D'autres cassures, de moindre importance, affectent le synclinal de l'Aiguillette du Lauzet et le point 2390,6; elles se prolongent mal dans le Subbriançonnais qui a réagi plus souplement.

2) . Rapports avec le Subbriançonnais et avec le Houiller.

a - Subbriançonnais.

En général, le chevauchement du Briançonnais est caché par le quaternaire, sinon, il est marqué par des écailles tectoniques et du gypse.

Sous l'Aiguillette du Lauzet, les affleurements de Houiller et de quartzites peu épais et discontinus, représentent, sans doute, des copeaux écrasés sous le synclinal, sans extension en profondeur (coupe 1); le Houiller repose alors directement sur le Flysch noir subbriançonnais. Sous le point coté 2329,6, sous Roche Chevalier et au dessus des chalets de Puy-Chevalier, une bande de gypse, soit seule, soit associée à des écailles de Houiller, jalonne le contact anormal majeur. Du gypse se retrouve encore, au droit de Monétier et au N des Conchiers (rive gauche des ravins de Saint-Joseph) où il emballe des écailles de Houiller et de Flysch noir (coupe 7).

b - Houiller.

Au col de l'Aiguillette, le Houiller, très broyé, forme le flanc inverse de l'anticlinal de la Benoîte à cœur namurien (R. FEYS, 1963) beaucoup plus tranquille vers l'E (pendage 30°E) (coupe 1). Ce contact anormal passe ensuite à l'E du point 2326,6 et se prolonge en direction du SW bien qu'il soit impossible de le situer avec précision, étant donné les glissements importants dont est affecté le Houiller : c'est le front de la nappe houillère chevauchant sa couverture briançonnaise jusqu'aux Mottets, puis les "marbres en plaquettes" subbriançonnais.

II . MASSIFS DE TÊTE-NOIRE ET DU GRAND-AREA

Ce sont deux synclinaux mésozoïques enchassés dans la partie médiane de "l'éventail briançonnais". Le synclinal du Grand-Aréa est couché vers l'W, tandis que celui de Tête-Noire est renversé vers l'E. Tous deux sont, en fait, formés de deux unités superposées.

A - Tête-Noire, Crête du Châtelard. (cf. PL. 20)

1) . Structure.

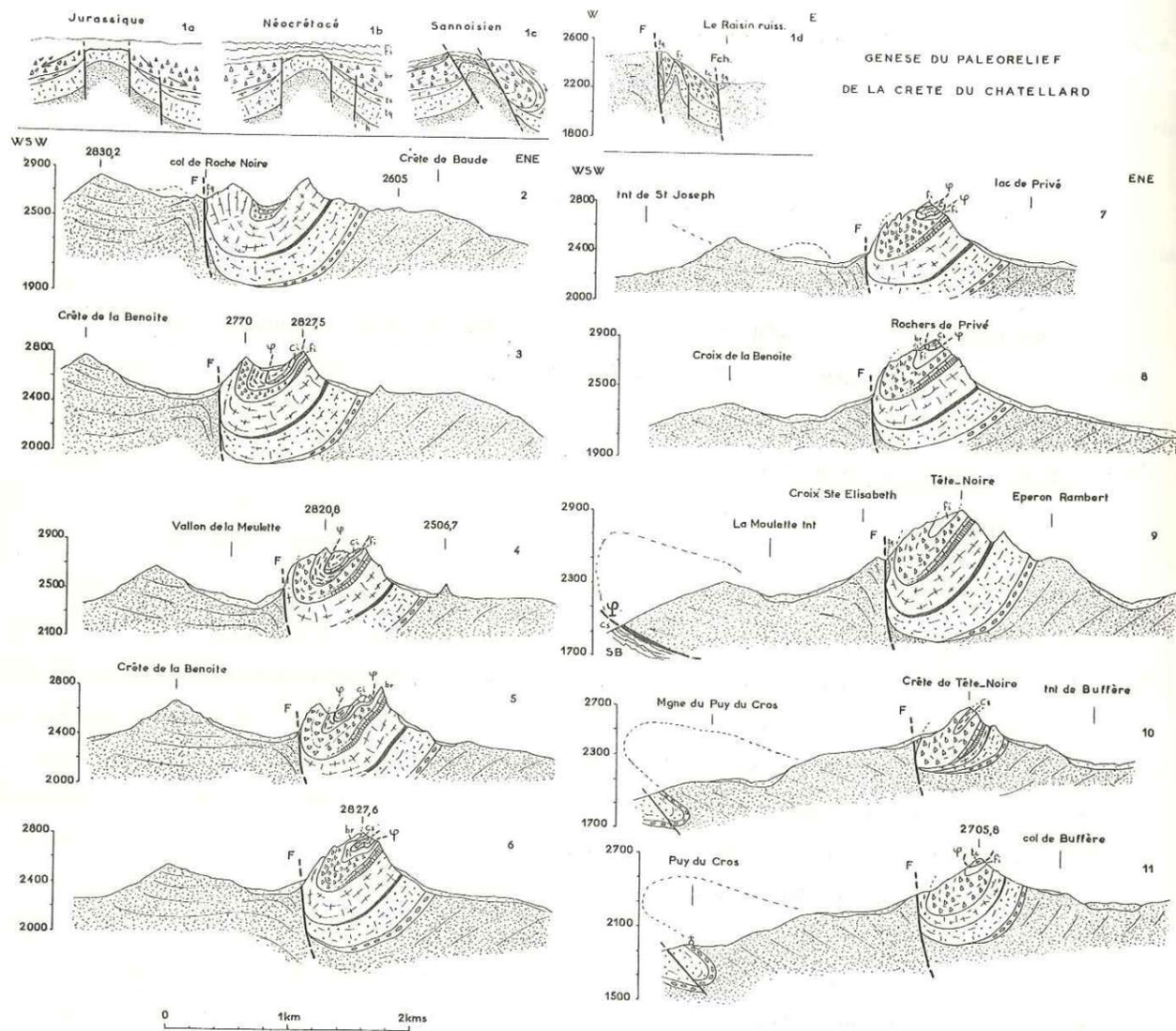
a - Tête-Noire.

Le synclinal de Tête-Noire est le prolongement sud du massif des Cerces et de la Crête du Queyrellin. Tandis que le flanc est, à pendage moyen, montre une série stratigraphique assez bien déchiffrable, le flanc ouest redressé à la verticale contre le Houiller puis renversé sur le mésozoïque axial est, tout entier, constitué de brèches chaotiques. Les relations exactes entre les deux versants du massif sont de plus, cachées par suite de l'existence d'une klippe d'origine plus orientale, comprenant : Néocomien, Albien, Cénomaniens et Sénonien. Elle repose par l'intermédiaire de brèches stratigraphiques sur une série mal datée, Crétacé supérieur ou Tertiaire, surtout développée à l'E et au S du massif. La présence de "marbres en plaquettes", entre la série noire et le Néocomien, un peu au N du point 2827,6 (cf. Chapitre Stratigraphie), concrétise ce chevauchement sur le flanc est; par contre sur le flanc ouest, le contact anormal est d'abord marqué, au droit du sommet, par des écaillages de Néocomien, puis se poursuivrait, au point 2827,6 et en direction de la Grande Manche, au sein de la masse des "marbres en plaquettes" qui seraient ainsi tectoniquement dédoublés. (coupes 4 à 9) et (PL. V - fig. 2)

Au-dessus du col de Buffère, au point coté 2705,8 (coupe 11) une écaille d'Anisien et de Trias supérieur(?) repose sur les brèches jura-crétacées par l'intermédiaire d'une mince loupe de schistes et bancs siliceux de la "série noire". Il s'agit peut-être d'une nouvelle klippe de l'unité supérieure.

Au cœur du synclinal et au-delà du sommet de Tête-Noire, la brèche néocrétacée (?) et le Néocomien chevauchant, sont affectés de replis anticlinaux aigus bien visibles sous le point coté 2827,6 (coupe 5) et à l'W du point 2827,5 (crête du Diable).

MASSIF DE TETE-NOIRE



b - La crête du Châtelard (coupes 1a à 1d).

L'extrémité est de la crête du Châtelard, a été interprétée par B. TISSOT (1956) comme un simple écaillage de Houiller, quartzites et calcaires triasiques. En fait, il s'agit essentiellement de brèches, jura-crétacées, renversées sur un pointement de houiller-quartzites, paléorelief recouvert en "transgression" par des schistes calcaires noirs (néocrétacés ?). De plus, tout contre le Houiller de la crête elle-même, brèches, Anisien et quartzites sont écrasés et redressés à la verticale.

2) . Accidents longitudinaux. Rapports avec le Houiller. (cf, Pl. 18 et 20)

a - Un grand accident longitudinal de direction N 160°E fait buter le Houiller de l'anticlinal de la Benoite-Casse Blanche, plongeant subitement à la verticale, contre Anisien et brèches de Tête-Noire et du Châtelard. Quartzites, verrucano et une partie difficilement appréciable du Houiller, ont disparu, seuls subsistent, quelques chicots isolés de quartzites (crête du Châtelard, col de Roche Noire) et de schistes dolomitiques du Werfenien supérieur (environs de la Croix Sainte Elisabeth). Au N, cette faille longe la crête du Queyrellin où C. LORY admettait déjà son existence (1864), traverse la crête de la Casse Blanche, puis Combe du lac Rouge et s'arrête contre une cassure transversale ou se transforme en flexure (B. TISSOT, 1956). Vers le S, au delà de la Croix Sainte Elisabeth, elle passe au niveau des Adroits (931,900 - 306,730), puis se prolonge dans le Houiller en direction sans doute de Villeneuve la Salle. Son rejet vertical est au minimum de 500m, comme cela nous est suggéré par l'affleurement de quartzites, du point 2830, de la crête de la Benoite. Un ordre de grandeur voisin nous est donné par les quartzites du synclinal de la Cassille, prolongement probable de l'affleurement précédent.

Il faut noter que cet accident passe à l'W du haut-fond de la crête du Châtelard, en position basse actuellement, par rapport au Houiller de l'anticlinal de la Benoite et aux brèches qui le recouvrent en grande partie. Cette faille, telle qu'on l'observe actuellement est donc relativement récente et a profité d'une zone de moindre résistance de la couverture calcaire, parce que très érodée déjà, pour prendre naissance. Il n'en reste pas moins, qu'elle a pu se calquer sur des failles beaucoup plus anciennes.

b - Une cassure, parallèle à la précédente, affecte le flanc ouest du synclinal de Tête-Noire. Elle n'est visible qu'à l'examen des photos aériennes et se suit de la Croix Sainte Elisabeth, au point coté 2820,8 de la crête transversale de la Grande Manche. Elle contribue à accroître l'épaisseur des brèches jura-crétacées et semble correspondre à l'WNW du sommet à une lame de quartzites de plus d'une centaine de mètres de long (cf. stratigraphie de Tête-Noire) (bloc de la brèche ou équivalent du pointement de la crête du Châtelard ?).

c - A l'E, le synclinal de Tête-Noire repose normalement sur une masse considérable de Westphalien C (R. FEYS, 1963), sans doute replissé ("anticlinal de Baude") (cf, PL, V - fig. 1)

3) . Accidents transversaux, (cf. PL. 18)

a - Direction N 90°E.

De nombreuses petites cassures de détail affectent le Mésozoïque de cette région et le décale progressivement

vers l'E. De faible rejet, elles s'observent facilement et correspondent souvent à de raides et étroits couloirs d'éboulis. Chronologiquement, elles sont récentes car elles décrochent l'accident longitudinal.

Nous mentionnerons ici la faille qui limite au S la structure anticlinale de la crête du Châtelard; son importance et son âge sont difficiles à apprécier, étant donné le contexte paléogéographique.

b - Direction N 120° - N 140°E.

. Faille du Châtelard.

La faille du Châtelard a déjà été décrite par B. TISSOT (1956), elle correspond à un décalage vers l'E du synclinal de Tête-Noire. Vers l'ESE, elle interrompt, sur la crête de Souly, les calcaires et quartzites de la crête du Diable et se poursuit vers les chalets de Buffère (933,600 - 310,000) et Côte Rouge, correspondant grosso modo aux abrupts houillers de ce versant de la Clarée. Enfin, elle perturberait le Permo-Werfénien de la Grande Cime (936,640 - 309,260). Au niveau du Châtelard, son rejet est inconnu, étant donné qu'il est difficile de rattacher le synclinal de Tête-Noire - Grande Manche à celui du Queyrellin, de stratigraphie bien différente. De plus, nous sommes très ignorants actuellement des rapports de ces deux massifs avec le paléorelief de la crête du Châtelard. Il nous est permis de penser que cet accident a une origine très ancienne - morphologie évoluée, discontinuité paléogéographique et structurale - et a joué tardivement - décalage de la faille N-S,

. Failles de la crête de Tête-Noire.

A 400m environ, au NW du point coté 2705,8, les brèches du flanc inverse, viennent en contact avec les calcaires anisiens du flanc normal, le décalage vers l'E du compartiment sud est de 200m environ (cf. PL. IV - fig. 1). Vers l'W, cette faille fait buter le Houiller de la Croix Sainte Elisabeth contre les hautes falaises calcaires du versant occidental et décale ainsi l'accident N-S.

L'extrémité sud de Tête-Noire, près du col de Buffère, est hachée de plusieurs cassures semblables dont la plus importante passe au point coté 2705,8.

. Faille de la Benoîte.

Les travaux d'exploitation de la mine de la Benoîte (930,260 - 307,320) ont permis la mise en évidence par DE MAISTRE (s.d., inédit) d'une faille importante ayant abaissé de 200m, environ, la partie nord du gisement. C'est une cassure transversale dont la position exacte n'est malheureusement pas connue, il est donc impossible de la rattacher avec certitude à un accident comparable affectant le Mésozoïque de Tête-Noire.

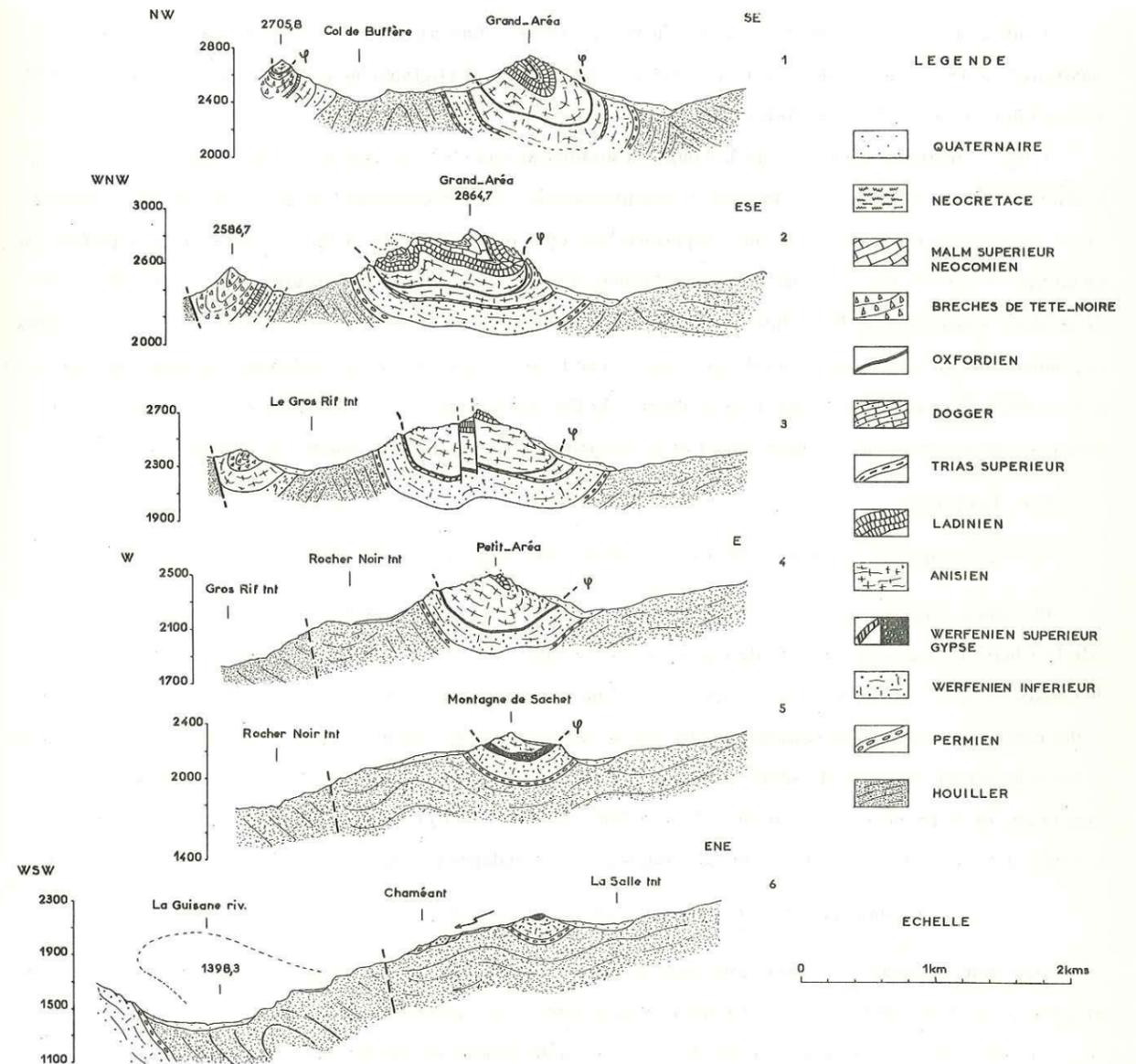
B - Le Grand-Aréa. (cf. PL. 21)

1) . Structure.

La présence en deux points sur le flanc oriental, de lames de Crétacé supérieur incluses dans la série triasique, le Crétacé supérieur étant transgressif sur l'Anisien sous-jacent, nous amène à envisager l'existence de deux unités superposées. En effet, toute autre solution résiste mal à l'analyse, à moins d'admettre plusieurs phases de charriage et de plissement. Au S et à l'W du massif, nous n'avons pas retrouvé de témoins de la couverture néocrétacée de l'unité inférieure, nous permettant de situer avec précision le contact anormal (coupes 2-3 et 4). Il n'est pas inutile

MASSIF DU GRAND-AREA

PI. 21



de signaler la présence de gypse à la Montagne de Sachet (coupe 5) et l'extrême réduction du Trias calcaire sur le flanc ouest (absence des calcaires vermiculés notamment) (coupe 2). Ce ne sont, là, cependant que des arguments négatifs.

Le Grand-Aréa nous fournit, ainsi, un bel exemple de "substitution de couverture", phénomène comparable à ceux du massif de Montbrison-Condaminé (GOGUEL, 1940) ou des Aiguilles de Chambeyron (M. GIDON, 1962, p. 116).

L'unité inférieure comporte, au-dessus du Westphalien C, daté par R. FEYS au col de Buffère : verrucano, quartzites, série calcaréo-dolomitique de l'Anisien se biseautant stratigraphiquement ou tectoniquement vers l'W, et une mince cuticule de calcschistes néocrétacés.

L'unité supérieure possède, dans la coupe du sommet du Grand-Aréa : une partie de l'Anisien supérieur, le Ladinien, le Trias supérieur, l'Oxfordien, le Malm supérieur, le Néocomien et l'Albien-Cénomaniens (coupes 1 et 2). Nous avons rattaché à cette unité supérieure les replis de l'arête NW (cf. PL. II - fig. 2) ne comportant que du Crétacé supérieur pour des raisons stratigraphiques : variation progressive de la sédimentation vers l'W, transgression du Néocrétacé sur le Ladinien supérieur et non sur l'Anisien comme dans l'unité inférieure. Reconnaissons, cependant, que la différence est alors moins nette avec l'unité supérieure. Structuralement ces replis sont difficiles à interpréter, leur axe de plissement est inconnu et le Crétacé y prend l'allure d'une étroite lentille fermée de trois côtés par le Ladinien. Le resserrement de ce domaine paléogéographique a donc été considérable.

2) , Les failles.

a - Faïlle de Cristol (cf. PL. I - fig. 3 et PL. VI - fig. 1)

Elle était déjà connue de C. LORY (1864) mais fut systématiquement négligée par les auteurs suivants. Elle fait buter les calcaires anisiens de l'arête nord du Grand-Aréa contre le Houiller (Westphalien C) des crêtes de Cristol et de l'Echaillon (cf. PL. 21, coupe 1). Une minuscule écaille de Verrucano, emballée dans du gypse et des cargneules, jalonne le passage de cette faille. Elle correspond à un décalage vers l'E du synclinal mésozoïque et son rejet est au minimum de 150m; nous l'avons reliée à la faille de la crête de Tête-Noire (cf. plus haut). Vers le SE, on la retrouverait au col de Cibières (936, 100 - 305, 880) où des cassures ont déjà été signalées par R. FEYS et M. LEMOINE ; les directions des couches et des pendages y prennent, en effet, des valeurs aberrantes.

b - Faïlles du Grand-Aréa (cf. schéma structural, PL. 18).

Elles sont au nombre de trois et sont sensiblement parallèles à la faille de Cristol. Elles entraînent, là encore, un retrait vers l'E des deuxième et troisième compartiments. Du N au S successivement :

• La première, passe à une centaine de mètres au N du sommet et fait buter le Malm-Néocomien du compartiment sud contre le Ladinien et le Trias supérieur de l'arête nord (cf. PL. II - fig. 1)

• La deuxième, passe sensiblement au col de Buffère à l'E duquel, elle met en contact les calcaires anisiens redressés à la verticale avec le Permo-Werfénien de l'unité inférieure du Grand-Aréa. On retrouve cette cassure au niveau des derniers virages du sentier de l'arête sud où Malm-Néocomien du flanc inverse butent contre le

Ladinien du flanc normal. Dans ce compartiment sud, le Jura-Crétacé est complètement érodé, les affleurements visibles sur le versant sud-ouest, le long du sentier du col de Buffère, semblent arrachés aux flancs de l'arête faïtière. Nous avons relié cette cassure à celle du point 2705, 8 du massif de Tête-Noire.

• Au delà de la troisième faille, le flanc inverse, très redressé, en voie de glissement, est à nouveau visible : il correspond au Petit-Aréa. Le synclinal conserve un peu de Ladinien au point où le sentier du Grand-Aréa atteint l'arête et se poursuit vers le N.

3) Paquets glissés de Charréant, (cf. PL. 21 - coupe 6)

A l'WNW de la cime de Puy la Salle (934, 0 - 304, 0), affleurent : verrucano, quartzites et calcaires dolomitiques, pouvant reposer de façon quelconque sur le Houiller et présentant des directions de couches et de pendages très variables. Ce sont manifestement des paquets glissés, issus des falaises du Petit-Aréa, où précisément se remarque une zone d'arrachement caractéristique.

Un peu plus bas dans la pente, au lieu dit "le Bessey du Manien" (933, 250 - 303, 550) on observe un autre paquet glissé de calcaires triasiques, fort démantelé et, en partie, recouvert de glaciaire et de brèches de pente.

4) Le Houiller oriental (cf. PL. 18)

Vers l'E, le Houiller plissé forme successivement :

- L'anticlinal de Saint-Chaffrey dont l'axe doit passer au col de Cristol (couches redressées à la verticale).

- Le repli synclinal de la Croix de la Gardiole dont l'axe passe au sommet même.

- L'anticlinal de Pasquier à coeur de Namurien, déversé vers l'E et chevauchant le Stéphanien conglomératique du Granon et le Mésozoïque du Briançonnais oriental où s'arrête notre étude.

III . MASSIF DE LA TETE DU GRAND-PRE

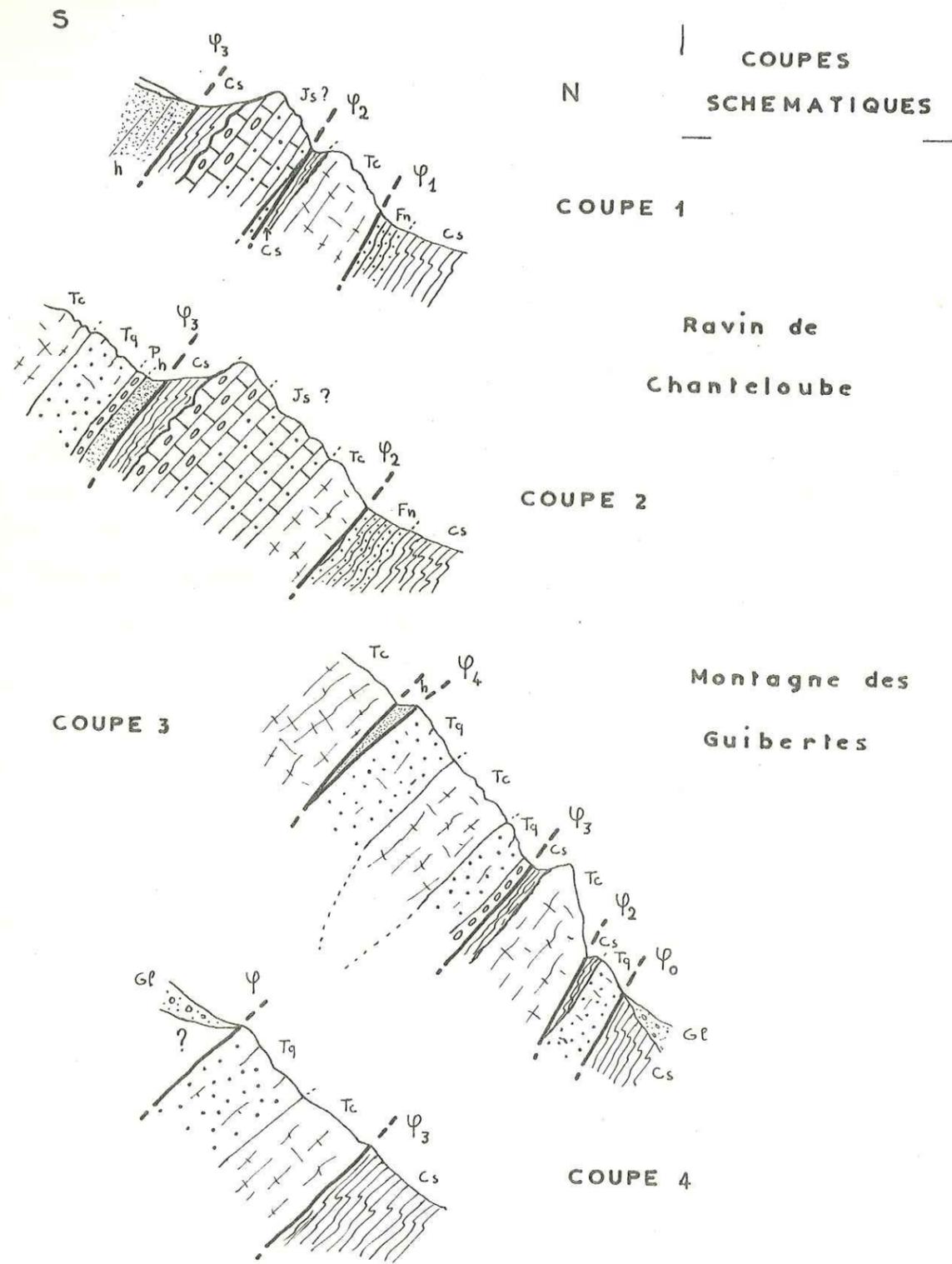
C'est un synclinal, couché vers l'W, dont l'ossature de calcaires triasiques repose sur les "marbres en plaquettes" subbriançonnais par l'intermédiaire d'écailles briançonnaises et de Flysch noir. Il est chevauché, à l'E, par les quartzites du Bez, flanc inverse d'un anticlinal probablement. (cf. PL. 23)

A - Les écailles du ravin de Chanteloube, (cf. PL. 22 et PL. 23, coupe 1)

Ces écailles étaient déjà connues de P. TERMIER qui en donne, dans son mémoire sur les "Montagnes comprises entre Briançon et Vallouise", une description fort minutieuse à laquelle il n'y aurait pas grand'chose à ajouter. Elles furent revues ultérieurement par R. BYRAMJEE et F. POIMBOEUF (1954, inédit) qui les suivirent également dans les pentes de la Montagne des Guibertes (cf. aussi J. DEBELMAS, 1961).

Au S, on retrouve un autre groupe d'écailles, dans les ravins du Loup, sur le versant oriental de la Croix de

LES ECAILLES DE CHANTELOUBE



la Cucumelle. Elles ont été découvertes là encore, par P. TERMIER, revues par R. BYRAMJEE et F. POIMBOEUF, puis par J. DEBELMAS surtout. D'accès plus facile, on les observe exactement au contact des marbres en plaquettes subbriançonnais et du Flysch noir. (coupe 6)

Entre ces deux groupes, on retrouve quelques lambeaux de dolomies, quartzites, verrucano, Houiller et du gypse, jalonnant partout ce contact de base.

Les écaïlles de Chanteloube peuvent être divisées en deux :

1) . Groupe d'écaïlles du ravin de Chanteloube ppt. dit (cf. PL. 22)

On rencontre, de bas en haut, en rive gauche (coupe 1)

- Crétacé supérieur avec un peu de Flysch noir à son sommet, quartzites, calcaires anisiens et, à nouveau, marbres en plaquettes. Cette écaïlle ne se poursuit pas en rive droite où affleurent, une masse importante de Crétacé supérieur et un peu de Flysch noir.

Au-dessus, on a successivement :

- Calcaires et microbrèches grises (Trias ?), puis des calcaires au faciès "marbre de Guillestre" par endroit, ces formations étant bien visibles dans l'entaille du torrent. A leur sommet, on rencontre, à nouveau, des brèches couronnées par un hard-ground et une brèche néocrétacée, à ciment de calcschistes verts.

Au-dessus et surtout en rive droite (coupe 2) viennent Houiller, Permien, quartzites et calcaires anisiens.

2) . Groupe d'écaïlles de la Montagne des Guibertes.

Si nous remontons le sentier de la Montagne des Guibertes, en rive droite du torrent de Chanteloube, nous recoupons plusieurs écaïlles difficilement rattachables aux précédentes. Ce sont successivement de bas en haut (coupe 3).

- Première écaïlle visible un peu à droite et en contrebas du sentier (cote 1750). Elle comprend des quartzites rubéfiés et encroûtés de silice rouge, puis des marbres en plaquettes un peu bréchiques, rouges ou verts (20 à 80cm).

- Deuxième écaïlle formée surtout de calcaires reposant sur les calcschistes planctoniques sur lesquels repose l'écaïlle suivante.

- Troisième écaïlle, (cote 1800), avec verrucano, quartzites; ces deux derniers termes se poursuivant, seuls, vers l'E dans la Montagne des Guibertes (coupe 4). Au-dessus, viennent du Houiller, des schistes et dolomies du Werfénien supérieur et des calcaires anisiens.

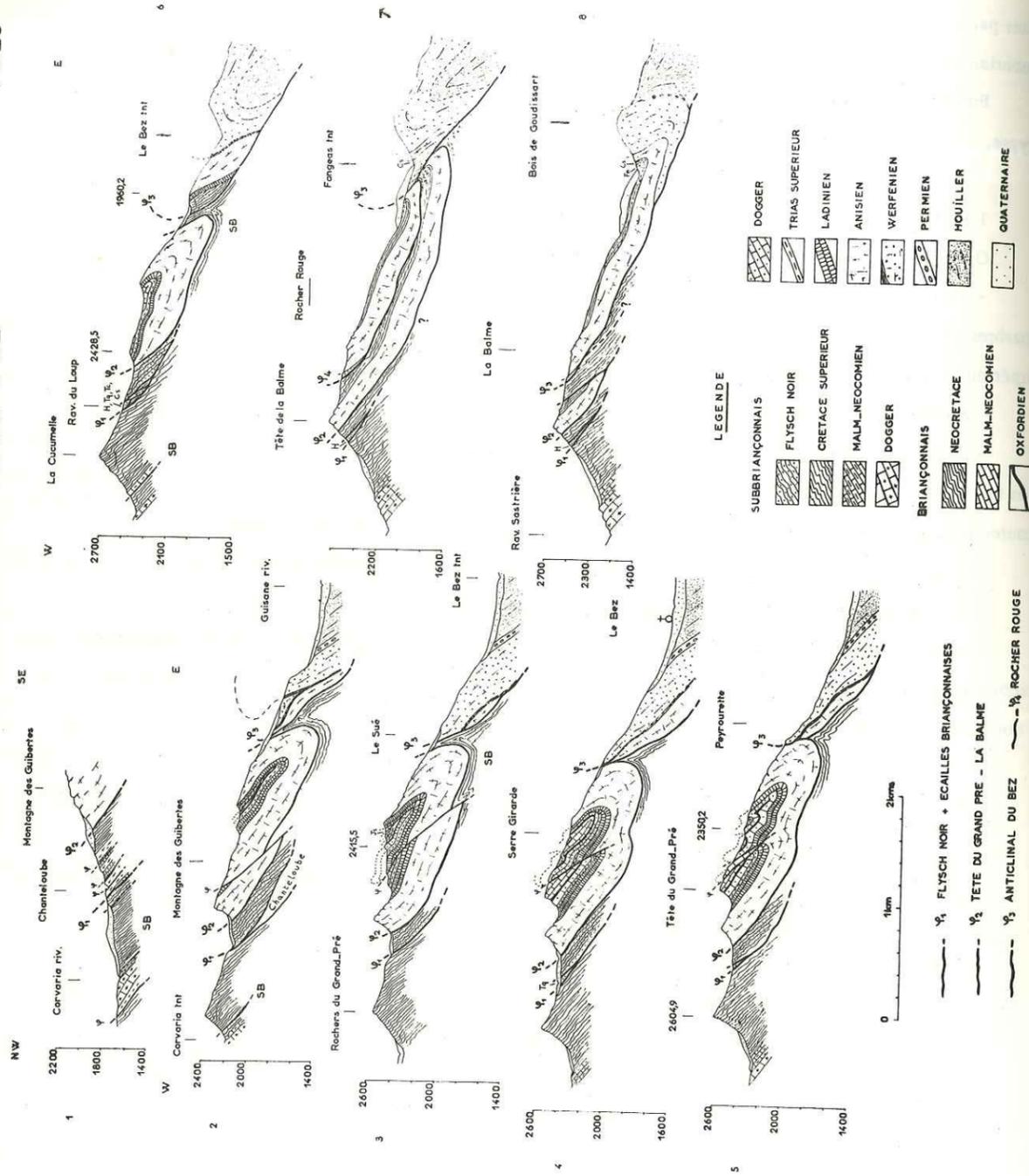
Au-dessus de ces deux groupes d'écaïlles, les recouvrements glaciaires cachent leur rapport avec le Trias de la Tête du Grand-Pré. Au-dessous, les basses pentes de la Montagne des Guibertes sont formées de "marbres en plaquettes" souvent glissés, qui, sur la rive droite du torrent de la Grande Chalance, (cote 1800) viennent en contact avec les calcaires anisiens de la Tête du Grand-Pré.

Ces écaïlles sont probablement le résultat de phénomènes de décoiffement se produisant au front de la nappe briançonnaise lors de son avancée vers l'W. Les mouvements tardifs expliquent l'écaillage du Subbriançonnais et le "coulissage" des écaïlles sous la Tête du Grand-Pré.

Par suite de leur position, on peut aussi penser qu'elles ont été arrachées au Briançonnais, lors du passage de la

MASSIF DE LA TETE DU GRAND-PRE

Pl. 23



nappe précoce du Flysch à Helminthoïdes.

B - Le synclinal de la Tête du Grand-Pré. (cf. PL. 23)

Nous savons qu'au-dessus du Trias on rencontre Dogger, Oxfordien, Malm et Néocomien. Mais cette succession est perturbée par des redoublements affectant tous les terrains et responsables de la disparition des termes supérieurs. Ainsi au NNE du sommet, les dolomies, blanches et grises du Ladinien, reposent horizontalement sur le Dogger du flanc normal. Le Trias supérieur faisant suite à ce Ladinien est surmonté de Dogger formant le point coté 2415,5 et de Malm-Néocomien écrasé en un synclinal étroit, avant d'être chevauché à son tour par le flanc inverse de la Tête du Grand-Pré (coupe 3).

Plus près du sommet, à l'ENE, le Trias est relayé par le Dogger chevauchant ici Malm-Néocomien où on remarque des replis étroits et souples. Le contact anormal du Dogger est également souligné par une petite écaille d'Oxfordien (coupe 4).

Au droit du sommet, suivant l'arête de la Croix du Thé, c'est une barre de Tithonique qui chevauche le Crétacé inférieur du flanc normal (coupe 5) (cf. PL. VI - fig. 2).

Donc du N au S, ce redoublement diminue d'ampleur : il affecte des terrains de plus en plus récents et à l'E du point coté 2428,5 on observe seulement une ondulation de détail, amenant à l'horizontal, Trias supérieur et Dogger (coupe 6).

Le flanc inverse du synclinal est aussi affecté de replis aigus faisant affleurer, soit le Dogger, soit l'Oxfordien en "anticlinaux" (petite arête de Serre Girarde, NE de la Croix du Thé) (coupes 4 et 5). Tant au point de vue stratigraphique que structural, les deux flancs de massif se raccordent donc parfaitement, il s'agit d'une seule et même unité.

Cette structure synclinale où les efforts tangentiels ont joué un grand rôle, est compliquée par de petites cassures transverses rigoureusement E-W. Elles amènent les différents compartiments à jouer à la manière de "touches de piano" avec décrochement plus net vers l'E. Il serait fastidieux de détailler ces multiples cassures, d'âge tardif.

C - Anticlinal du Bez-Goudissard,

Les quartzites suivis de Trias calcaire, Crétacé supérieur et Flysch noir, affleurant dans les Bois de Goudissard et au point de jonction des torrents du Fangeas et de Fréjus, forment le flanc inverse d'une structure anticlinale. Celle-ci se prolonge en rive gauche où on retrouve une coupe semblable, un peu au N de Fréjus, au point coté 1960,2 (coupe 6). Plus au N, aux lieux dits : Peyrouette, puis le Sué, n'affleurent plus que les quartzites " du Bez ". Leur pendage moyen de 30°E, s'accroît fortement au voisinage des calcaires de la Tête du Grand-Pré et plus bas, où des écaillages laissent apparaître les schistes noirs du Werfénien supérieur.

Entre le Trias calcaire et les quartzites, éboulis et glaciaire, recouvrent partout, semble-t-il, la couverture néocrétacée (si elle n'a pas été entièrement laminée) de l'anticlinal du Bez, Cependant les "marbres en plaquettes" affleurent à nouveau, en rive droite de la Grande Chalance dans une situation telle, qu'ils ne peuvent être dus à une cassure transverse. Ils nous suggèrent deux hypothèses :

- ils sont subbriannonnais (ce qui est fort probable) et sont directement chevauchés par l'anticlinal du Bez

ce qui est souvent le cas, au N et surtout au S de la Guisane. La Tête du Grand-Pré serait une klippe briançonnaise

- ils sont briançonnais et prolongent les marbres en plaquettes du point coté 1960,2 près de Fréjus.

D - Relations avec la région : Tête de la Balme, Rocher Rouge (coupes 7 et 8).

Les quartzites du Bez sont séparés de ceux du Bois de Goudissard, par une cassure d'orientation ENE-WSW, déduite à partir d'observations de terrain et de considérations d'ordre structural:

1) . Sur le terrain, cette faille passe en avant du point 1960,2, puis à proximité du col de Fréjus où elle rejoint la faille du ravin de la Sastrière décrite par J. DEBELMAS (1961). Au delà, elle se prolonge dans le Cris-tallin (M. GIDON, renseignement oral). Elle est sensiblement parallèle à la grande faille du col de Méa (M. LEMOINE, 1964) à laquelle elle doit se raccorder vers le SW.

2) . Au point de vue structural, le massif de la crête de la Balme est suffisamment connu (J. GOGUEL, M. LEMOINE, R. BYRAMJEE et F. POIMBOEUF, J. DEBELMAS) pour que nous envisagions ici le problème de ses rapports avec celui de la Tête du Grand-Pré (s. lato) :

- La Tête de la Balme est le prolongement (flanc normal seulement), malgré certaines variations stratigraphiques minimales, du synclinal de la Tête du Grand-Pré.

- Les marbres en plaquettes, qui lui font suite, sont d'appartenance briançonnaise (coupe 7) et constituent sa couverture normale (R. BYRAMJEE et F. POIMBOEUF, 1954, inédit) ou bien, ils sont subbriançonnais (coupe 8) et emballent complètement l'écaille de la Tête de la Balme (J. DEBELMAS, 1961). Dans ce dernier cas, il y aurait analogie parfaite avec la structure de la Tête du Grand-Pré.

Notons que le Crétacé supérieur se prolonge jusque dans le ruisseau de Fréjus à la cote 1950.

- La série de Rocher Rouge, comprenant Trias calcaire (avec un lambeau de quartzites), Néocrétacé-Lutétien, chevauche la Tête de la Balme mais disparaît entièrement à l'E de la Tête du Grand-Pré. De plus, l'important glissement de la crête de Mal Parti, nous cache ses rapports avec la série du Bez-Goudissard assez voisine.

Le problème est donc de savoir, si ce flanc normal est solidaire de la série de Goudissard (coupe 8), ou indépendante, et d'origine un peu plus orientale (coupe 7). Dans le premier cas, on aboutirait à une structure synclinale très voisine de celle de l'Aiguillette du Lauzet, et chevauchée, comme elle, par la masse houillère.

Quoiqu'il en soit, la série de Rocher Rouge est la couverture décollée de cet anticlinal.

La faille de Fréjus, comme la faille du col de Méa, sépare ainsi, deux compartiments structurellement différents. Il faut admettre pour ces accidents, à la suite de M. LEMOINE (1964), une origine ancienne, peut-être contemporaine de la mise en place des nappes briançonnaises, suivie d'érosions importantes (séparation de l'unité de la Tête de la Balme de sa zone d'origine par exemple).

IV . CORRELATIONS ENTRE LE N ET LE S DE LA GUISE

Nous avons pu constater, au cours de notre étude, que du N au S de la Guisane existent des difficultés de corrélations.

surtout en ce qui concerne la zone briançonnaise. (cf. PL. 18).

1) . Stratigraphie.

Les séries de la Tête du Grand-Pré, Tête de la Balme sont des séries dites de "sillon", tandis que l'Aiguillette du Lauzet est typiquement un haut-fond. Rien ne nous permet d'envisager une variation de faciès dans le sens longitudinal. Les séries de l'Aiguillette du Lauzet sont, au contraire, très proches de celles de Rocher-Rouge.

2) . Structure.

- Les quartzites du Bez constituent le flanc inverse d'un anticlinal à coeur houiller prolongeant celui de Goudissard.

- Les quartzites du Monétier forment un synclinal écaillé, chevauché par la nappe houillère, structure qui se régularise à l'Aiguillette du Lauzet.

- Le synclinal de la Tête du Grand-Pré, bien que réduit à l'état de klippe, ne se retrouve pas au N de la Guisane.

Remarque :

En ce qui concerne le Subbriançonnais, les variations entre le N et le S de la Guisane sont minimales, semble-t-il,

- une lentille subcorallienne apparaît dans le Dogger des écailles de Corvaria.

- l'unité supérieure, Lauzet-Rocher Olvera, se développe plus largement au N de la Guisane.

3) . Interprétations.

Dans l'état actuel de nos connaissances sur la région, nous pouvons suggérer deux explications.

a - Les quartzites du Bez sont en fait des écailles poussées en avant de la nappe houillère, tout comme les quartzites du Monétier dont l'arrangement synclinal ne serait qu'apparent. Vers le N, une diminution des efforts tangentiels, permettrait au synclinal de l'Aiguillette de se reconstituer.

b - La vallée de la Guisane correspond à une cassure importante ayant relevé le compartiment nord. Cette hypothèse séduisante rendrait compte des différences de structures et de la disparition par érosion de la série de la Tête du Grand-Pré (cf. PL. 18).

Certains faits viennent à l'appui de cette suggestion :

• abondance du gypse imprégnant les environs immédiats du Monétier, principalement aux Conchiers (rive gauche) et aux Sagnères (rive droite). Ces derniers apparaissent sur le contact subbriançonnais-Ultradauphinois, ce qui est exceptionnel dans la région (J. DEBELMAS, renseignement oral).

• source thermo-minérale du Monétier, du type Plan-de-Phasy.

• allure parfaitement rectiligne du chevauchement subbriançonnais, en arrière du Combeynot.

Ainsi, comme dans le cas de la Durance, entre la Roche de Rame et Réotier, la vallée de la Guisane correspondrait à une faille ou à un système de failles anciennes, probablement néogènes; mais, ici, l'activité tectonique ne s'est pas prolongée jusqu'à l'époque actuelle, car, malgré les ressemblances structurales entre le site du Monétier et celui de Plan-de-Phasy (près Guillore), aucun séisme n'y a été signalé depuis fort longtemps.

CHAPITRE IV

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

I. RAPPORTS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

A - Le Subbriançonnais.

1) . La digitation Lauzet, Roche Olyéra, par ses faciès voisins des séries briançonnaises, est la plus interne des deux écaillles subbriançonnaises. Elle disparaît avant Valloire, au N du Galibier, où elle est relayée par la nappe du Pas du Roc. Au S de la Guisane, il est tentant de la suivre dans l'écaille supérieure de la zone Vallouise-Largentière, mais dans ce cas, son matériel constitutif se modifierait (Dogger).

2) . La digitation du Petit Galibier, serait un peu plus externe et pourrait correspondre à l'écaille de la Tête des Neyzets (unité inférieure de la zone Vallouise-Largentière).

B - Le Briançonnais.

1) . Les écaillles de Chanteloube se prolongent, au S des écaillles du ravin du Loup, par celles du versant ouest de la Tête de la Balme (Houiller), et celles des Vigneaux, Elles appartiennent à la nappe briançonnaise la plus externe et sont rattachées à la nappe de Roche Charnière par J. DEBELMAS.

2) . La Tête du Grand-Pré et la Tête de la Balme, se retrouvent au S de la "quatrième écaille" et du Pic de Montbrison, dans la Montagne d'Aval. Les faciès sont ceux de la nappe de Champcella ("deuxième écaille" de J. GOGUEL). Toutes ces unités reposent largement sur le Subbriançonnais et sont en général chevauchées par la masse siliceuse orientale (sauf la Tête de la Balme).

Au N de la Guisane, la "deuxième écaille" a disparu, peut-être réduite à l'état de témoins parmi les klippes de la crête du Galibier.

3) . Rocher Rouge serait le prolongement des massifs de la Condamine et de Montbrison et appartiendrait à la "troisième écaille". A la différence de ce qui se passe au S, celle-ci, repose sur le Subbriançonnais. Au delà de Fréjus, elle disparaîtrait momentanément pour se développer à nouveau du Monétier à l'Aiguillette du Lauzet puis jusqu'au Grand Galibier. Là, c'est donc la troisième écaille qui est chevauchée par le Houiller.

Cette troisième écaille est considérée comme la marge interne de la nappe de Champcella.

4) . La masse siliceuse du Bez-Goudissard est la réapparition au N de la "quatrième écaille" de l'anticlinal

des Combes qui semble bien, au niveau du ravin des Combes, chevaucher la troisième écaille. Au N de la Guisane, l'anticlinal de la Benoîte, débarrassé de sa couverture mésozoïque, en est le prolongement.

5) . Le synclinal de Tête-Noire et l'unité inférieure du Grand-Aréa, situés sur la culmination de l'éventail briançonnais, doivent correspondre à la nappe de Peyre-Haute, de même que l'unité suivante, sans en être exactement le prolongement.

6) . L'unité supérieure du Grand-Aréa, constitue un ultime relai avant le Briançonnais oriental (Roche Gauthier). Elle serait plus interne que la série de Notre-Dame des Neiges, de faciès très voisin.

II. HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

1) . Houiller-Lias.

A la fin du Carbonifère, période subsidente marquée par de puissants apports clastiques, la phase saalique se manifeste, un peu au N de notre région, par des discordances angulaires du Verrucano et du Werfénien sur le Houiller (Tête de la Cassille, Roche Château).

Au Permien et au Werfénien inférieur, nous assistons au retour de la mer, les reliefs hercyniens sont peu à peu érodés.

Après un bref épisode regressif au sommet du Werfénien, la subsidence reprend durant le Virglorien et le Ladinien, dont les dépôts ne sont cependant pas aussi épais qu'habituellement en Briançonnais (200m à Tête-Noire).

Au Trias supérieur, une nouvelle régression s'amorce et aboutit à une émergence générale qui se prolongera durant cette période continentale, les érosions ont une ampleur variable ; le Trias supérieur, sous réserve que le Carnien et le Norien ne se soient pas déposés, est préservé à la Tête du Grand-Pré, au Grand-Aréa et à l'Aiguillette du Lauzet tandis qu'il est décapé, sur le flanc est de Tête-Noire et le flanc ouest du Grand-Aréa.

2) . Jurassique-Crétacé.

De tous les terrains rencontrés, le Dogger, seul, a un faciès très net de transgression (calcaires néritiques, microbrèches, galets roulés). Par la suite, le régime marin persiste, sans interruption, malgré l'extrême réduction des séries.

Du Malm au Néocrétacé, la submersion du géanticlinal briançonnais se fait de façon très progressive : chaque région semble passer par un stade de haut-fond balayé par des courants sous-marins avant d'être engloutie et recouverte par les dépôts. En effet, tous les faciès à chaque reprise de sédimentation, restent pélagiques. Seule la région du Grand-Aréa (unité inférieure) reste émergée jusqu'au Néocrétacé. Dans ces régions, proches du Briançonnais classique, il n'est pas possible de mettre en évidence des mouvements précoces, les apports clastiques sont en effet très réduits.

Par contre à cette période, dès la base du Jurassique, peut-être, les puissantes brèches de Tête-Noire et du

Châtelard témoignent des premiers soubresauts de la future chaîne alpine (préfiguration des anticlinaux de la Benoitte et de la Casse Blanche, escarpement de faille). On ne sait si ces mouvements précoces ont fait émerger la région dès la base du Tertiaire ou si celui-ci est représenté dans les dépôts énigmatiques du sommet de Tête-Noire et de la crête du Châtelard.

3) , Paroxysme alpin.

a - La phase précoce (Eocène supérieur probablement) qui correspond au décollement et au passage de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, sur la transversale de l'Ubaye-Embrunais, a pu se traduire, très hypothétiquement, de deux façons dans notre région :

- mise en place de la klippe de Tête-Noire (?).

- entraînement de certaines unités briançonnaises déjà plissées et saillantes à cette époque (écailles du ravin de Chanteloube et du ravin du Loup).

b - Mouvements sannoisiens, Ils sont responsables de la tectogénèse principale du Briançonnais et se manifestent par une compression des terrains houillers, amenant son charriage vers l'W sur la zone subbriançonnaise. La conséquence en est le décollement de sa couverture post-werfénienne qui se plisse et, postérieurement, sera chevauchée à son tour par le Houiller. A partir de la Guisane il semble que l'ampleur de ces mouvements s'intensifie vers le N; la "troisième écaille" et non plus la deuxième repose sur le Subbriançonnais et est chevauchée par le Houiller.

En arrière de ce front briançonnais, des phénomènes de recouvrement se produisent aussi au Grand-Aréa et entraînent le chevauchement d'une unité plus orientale.

Durant cette phase paroxysmale, prend naissance la faille longitudinale des Cerces qui, en abaissant le compartiment est, facilite la conservation du synclinal autochtone de Tête-Noire. D'autres cassures, N120°E, peut-être préexistantes, jouent également; elles rendent compte des discontinuités stratigraphiques et structurales observées de part et d'autre (faille du Châtelard, faille de Fréjus).

Le froucement des nappes, les plus externes, amène peut-être des phénomènes de décoiffement et l'émission d'écailles frontales (nappe de Roche-Charnière).

Dès lors, l'érosion sculpte nos nappes, accentuant leur dislocation, isolant certaines portions (Tête de la Balme par exemple) avant les derniers mouvements du Houiller vers l'W, ce qui explique en partie les anomalies observées entre le N et le S de la Guisane, entre la Tête du Grand-Pré et la Tête de la Balme.

c - Mouvements tardifs, Ils correspondent à la surrection du Pelvoux. Ils entraînent :

- le redressement et l'écaillage du Subbriançonnais emballant les écailles briançonnaises, avec injection de gypse.

- rejeu des failles, N120°E, et apparition de petites cassures rigoureusement E-W.

- apparition de la faille possible de la Guisane, orientée NW-SE.

- BIBLIOGRAPHIE -

- BARBIER (R.) 1948. - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém. Carte Géol. Fr., Thèse.
- BARBIER (R.) 1963. - La zone subbriançonnaise dans la région du col du Galibier. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 39, p. 247 - 257.
- BARBIER (R.) et DEBELMAS (J.) 1961. - Les domaines de sédimentation de la zone subbriançonnaise. C.R. Ac. Sc., t. 252, p. 916-918
- BARBIER (R.) et alt. 1963. - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livré Jub. P. Fallot, Soc. Géol. Fr., t. 2.
- BLANCHET (F.) 1934. - Etude géologique des montagnes d'Escreins. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 19.
- BULARD (P.) et DEBELMAS (J.) 1961. - Contribution à l'étude de la zone briançonnaise : le massif de la Seta (Savoie). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 254.
- BYRAMJEE (R.) LEMOINE (M.) 1953. - Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Eocène de la zone briançonnaise, au Nord-Ouest de Serre-Chevalier (Hautes-Alpes). C.R. Acad. Sc., t. 236, p. 724-730.
- BYRAMJEE (R.) et POIMBOEUF (F.) 1954. - Etude géologique de la bordure externe de la zone briançonnaise entre le col de Méa et l'Alpe du Lauzet. Ecole des Mines, D.E.S. inédit.
- CHESEX (R.) 1959. - La géologie de la haute vallée d'Abondance, Haute-Savoie (France). Ecl. Géol. Helv., vol. 52, p. 295-400.
- DEBELMAS (J.) 1952. - Les phénomènes de dolomitisation de la fin du Trias, dans le massif de Gaulent, au Sud de Briançon (Hautes-Alpes), 77e congrès des Sociétés Savantes à Grenoble, Gauthier-Villards, Paris.
- DEBELMAS (J.) 1953 a. - Les brèches du Trias supérieur dans le massif de Gaulent, au Sud de Briançon, près l'Argentière (Hautes-Alpes). Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 30, p. 103.
- DEBELMAS (J.) 1953 b. - Exemples de glissements sous-marins dans le Dogger et Malm briançonnais. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 30.

DEBELMAS (J.) 1953 c - Schéma structural du bassin de la Durance entre Queyrières et Guillestre (Hautes-Alpes). Bull. Soc. Géol. Fr. (6), t.3, p.123

DEBELMAS (J.) 1955 - Les zones subbriançonnaises et briançonnaises occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Mém. Serv. Carte Géol. Fr., Thèse.

DEBELMAS (J.) 1956 - Article "Marbre de Guillestre" du Lexique stratigraphique international. Vol. 1, Europe, fasc. 4a Jurassique, p. 76.

DEBELMAS (J.) 1957 - Quelques remarques sur la conception actuelle du terme "cordillère" dans les Alpes internes françaises. Bull. Soc. Géol. Fr., t. 7, p. 463-474.

DEBELMAS (J.) 1960 - Comparaison du Trias haut-tatrique avec celui des Alpes occidentales (zone intra-alpine). Acta géologica polonica. 10, n°2, p. 107.

DEBELMAS (J.) 1961 - La zone subbriançonnaise entre Vallouise et le Monétier (Hautes-Alpes) (Feuille de Briançon au 50.000). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 264, t. 58, p. 131-146.

DEBELMAS (J.) 1961 - L'âge des "calcaires de Vallouise", zone subbriançonnaise, à l'E du Pelvoux. C.R. Acad. Sc., t. 252, p. 299.

DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) 1957 - Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le massif de Peyre-Haute, au S de Briançon. Importance de l'érosion anté-rhétienne dans la zone briançonnaise. Bull. Soc. Géol. Fr., 17, p. 489.

DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) 1962 - Remarques sur la structure de la zone briançonnaise dans le massif de Peyre-Haute entre Briançon et la vallée du Guil (Hautes-Alpes). Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 38, p. 205.

DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) 1963 - Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais s.s.. Colloque Trias français, Montpellier 1961, Mém. B.R.G.M., p. 232-242.

DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) 1963 - Le Crétacé inférieur dans les zones internes des Alpes occidentales franco-italiennes. Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon (préirage)

DEBELMAS (J.) et MICHEL (R.) 1961 - Silicifications par altération climatique dans les séries alpines. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 37.

DE MAISTRE (J.) s. d. - Rapport sur le gisement de la concession de la Benoîte. Archives du Service des Mines, inédit.

ELLENBERGER (F.) 1951 - Le géosynclinal briançonnais archaïque et les renversements de subsidence (Relicfumlkehrung) dans la préorogénèse alpine. C. R. Soc. Géol. Fr., p. 133.

ELLENBERGER (F.) 1958 - Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. Serv. Carte Géol. Fr. Thèse.

ELLENBERGER (F.) 1963 - Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Colloque sur le Trias français, Montpellier 1961, p. 215-231.

ELLENBERGER (F.) 1952 - Sur l'âge des marbres en plaquettes du Briançonnais et des marbres chloriteux de la Vanoise. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 146-148.

LEMOINE (M.) et SIGAL (J.)

FABRE (J.) 1951 - Résumé des études sur le Carbonifère briançonnais. 3 congrès de stratigraphie et de géologie du Carbonifère, Heerlen. t. I, p. 203-207.

FABRE (J.) 1955 - Volcanisme dans le Permo-Carbonifère de la zone briançonnaise. C. R. Acad. Sc., t. 241, p. 1795-1798.

FABRE (J.), FEYS (R.) 1955 - Importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. et GREBER (C.) Bull. Soc. Géol. Fr. (6), t. 5, p. 233-242.

FAURE-MURET (A.) 1949 - Les "rock-streams" ou pseudo-moraines du massif de l'Argentera-Mercantour. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 118-120.

FAURE-MURET (A.) et FALLOT (P.) 1950 - Formations glaciaires et dépôts aberrants des feuilles Saint-Etienne de Tinée et le Boréon (Alpes-Maritimes). Trav. Scient. du Club Alpin Français.

FEYS (R.) 1952 - Le Carbonifère sur la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes). Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t. II, p. 197-206.

FEYS (R.) 1954 - Le Carbonifère sur la rive droite de la Clarée (feuille Névache et Briançon au 50.000). Bull. Serv. Carte géol. Fr., 241, t. 52, p. 265-272.

FEYS (R.) 1963 - Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). Mém. B. R. G. M., Thèse.

FEYS (R.) et GREBER (C.) 1949 - Sur l'association dans le terrain houiller du Briançonnais (Hautes-Alpes) des roches éruptives d'intrusion et des niveaux charbonneux. Bull. Soc. géol. Fr., (5), t. 19, p. 435-438.

FEYS (R.) et GREBER (C.) 1950 - Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon (Hautes-Alpes) et leurs rapports avec le Carbonifère. Bull. Soc. géol. Fr., (5), t. 20, p. 231-237.

GENGE (E.) 1958 - Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgarten-Seehorn (Berner Oberland). Ecl. Geol. Helv., vol. 51, I, p. 151-212.

GIDON (M.) 1957 - Notes sur le quaternaire de la Haute-Ubaye et de la Haute-Maira. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 252, t. 55, p. 31-37.

GIDON (M.) 1962 - La zone briançonnaise en Haute-Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au S-E. Mém. Serv. Carte Géol. Fr., Thèse.

- GIGNOUX (M.) 1936 - Stratigraphie de la bordure ouest du Briançonnais entre Briançon et le Galibier : origine de la "4e écaille" briançonnaise. Bull. Soc. Géol. Fr. (5), t. 6, p. 155-163.
- GIGNOUX (M.) et AVNIMELECH (M.) 1937 - Génèse des roches sédimentaires bréchoïdes par "intrusion et éclatement". Bull. Soc. Géol. Fr. (5), t. 7, p. 27-33.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) 1938 - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 21, 288p.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.) 1938-1939 - Remarques complémentaires à notre "Description géologique du bassin supérieur de la Durance". Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 22, p. 45-58.
- GIGNOUX (M.) et SCHNEEGANS (D.) 1934 - Sur l'âge des calcaires de Vallouise" près Briançon (Hautes-Alpes). C. R. somm. Soc. Géol. Fr., p. 66.
- GOGUEL (J.) 1939 - Stratigraphie des unités briançonnaises dans le massif de la Condamine. C. R. Acad. Sc., t. 209, p. 836.
- GOGUEL (J.) 1939 - La zone briançonnaise sur la rive droite de la Guisane et la "quatrième écaille". C. R. Acad. Sc., t. 209, p. 765.
- GOGUEL (J.) 1940 - Tectonique de la chaîne de Montbrison (feuille Briançon au 50.000). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 203, t. 42, p. 187-201.
- GOGUEL (J.) 1942 - La chaîne de Montbrison. Essai de coordination tectonique (feuille de Briançon au 50.000). Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 212, t. 63.
- GREBER (C.) 1952 - Flore et stratigraphie du Carbonifère de la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes). Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t. 2, p. 207.
- GUEYMARD (E.) 1830 - Sur la minéralogie et la géologie du département des Hautes-Alpes. Grenoble.
- HEIM (A.) 1946 - Problemas de erosion submarina y sedimentacion pelagica del presente y del pasado. Rev. del Musco de la Plata, Sec. Geologica, 4, p. 125.
- KERCKHOVE (C.) 1963 - Présence d'une "pseudo-couverture" de Flysch à Helminthoïdes dans la zone subbriançonnaise des nappes de l'Embrunais-Ubaye. C. R. Acad. Sc., t. 257, p. 1952-1954.
- KERCKHOVE (C.) 1964 - Mise en évidence d'une série à caractère "d'olistostrome" au sommet des grès d'Annot (Nummulitique autochtone) sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco-italiennes: Basses-Alpes; Alpes-Maritimes, province de Cuneo). C. R. Acad. Sc., t. 259, p. 4742-4745.

- KILIAN (W.) 1892 - Sur l'existence du Jurassique supérieur dans le massif du Grand-Galibier. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), t. 20, p. 21.
- KILIAN (W.) 1903 - Le Jurassique moyen dans la zone du Briançonnais. Assoc. française Av. Sc., congrès d'Angers, t. I, p. 201.
- KILIAN (W.) et REVIL (J.) 1904 - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Mém. Serv. Carte Géol. Fr., 1904; 1908, 1912.
- LAMARE (P.) 1946 - Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., (5), t. 16, p. 265-312 et 399-400.
- LATREILLE (M.) 1961 - Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut-Drac. Mém. Serv. Carte Géol. Fr., Thèse.
- LEMOINE (M.) 1950 a - Le Jurassique supérieur et le Crétacé près de Névache, Briançonnais (Hautes-Alpes). C. R. Acad. Sc., t. 230, p. 1679.
- LEMOINE (M.) 1950 b - Observations sur la transgression du Jurassique supérieur à Notre-Dame des Neiges, près Briançon (Hautes-Alpes). C. R. Acad. Sc., t. 230, p. 2033-2035.
- LEMOINE (M.) 1952 - Le décollement de la couverture briançonnaise et ses conséquences. C. R. Acad. Sc., t. 234, p. 1195-1197.
- LEMOINE (M.) 1953 a - Le problème de la transgression des marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise. C. R. Acad. Sc., t. 236, p. 1056-1058.
- LEMOINE (M.) 1953 b - Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t. 3, p. 105.
- LEMOINE (M.) 1961 - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., p. 163-180.
- LEMOINE (M.) 1964 - Sur un faisceau d'accidents transversaux aux zones briançonnaise et piémontaise à la latitude de Briançon. C. R. Acad. Sc., t. 259, p. 845-847.
- LLIBOUTRY (L.) 1955 - Origine et évolution des glaciers rocheux. C. R. Acad. Sc., t. 240, p. 1913-1915.
- LOMBARD (A.) 1945 - Attribution de micro-fossiles du Jurassique supérieur alpin à des Chlorophycées (Proto et Pleurococcacées). Ecl. Géol. Helv., vol. 38, p. 163.
- LORY (C.) 1864 - Description géologique du Dauphiné. Paris, Grenoble.
- LUCAS (G.) 1955 a - Caractères pétrographiques des calcaires noduleux à faciès ammonitico-rosso de la région méditerranéenne. C. R. Acad. Sc., t. 240, p. 1909-1911.

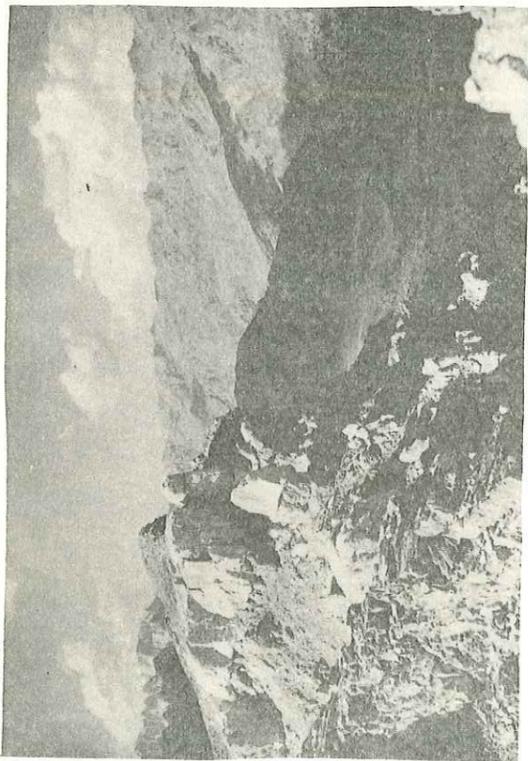
- LUCAS (G.) 1955 b - Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès ammonitico-rosso. C.R.Acad. Sc., t. 240, p. 2000-2002.
- LUCAS (G.) 1955 c - Signification paléocéanographique des calcaires noduleux à faciès ammonitico-rosso. C.R.Acad.Sc., t.240, p.2342-2344.
- MORET (L.) et BLANCHET (F.) 1924 - Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales) : le problème des "marbres en plaquettes" Bull. Soc. Géol.Fr., (4), t. 14, p. 312-320.
- PUSSENOT (C.) 1922 - Sur quelques terrains du bord externe de la nappe du Grand-Saint-Bernard, à l'E du Pelvoux. C.R.somm.Soc.Géol.Fr., n°9, p. 100-102.
- PUSSENOT (C.) 1930 - La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. Allier, Grenoble.
- REMANE (J.) 1963 - Les Calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. Trav.Lab.Géol.Grenoble, t.39, p.25-82.
- RICOUR (J.) 1962 - Contribution à une révision du Trias français. Mém.Serv.Carte Géol.Fr., Thèse.
- SCHNEEGANS (D.) 1930 a - Sur la présence de radiolarites dans la nappe du Briançonnais (Jurassique supérieur). C.R.Acad.Sc., t. 190, p. 129-131.
- SCHNEEGANS (D.) 1930 b - La stratigraphie des brèches du Pic de Mélezein au SE de Briançon. C.R.somm.Soc.Géol.Fr., p. 221-223.
- SCHNEEGANS (D.) 1931 - Observations sur la limite occidentale de la nappe du Briançonnais au S de la Maurienne. C.R.Acad.Sc., t. 192, p. 629-631.
- SCHNEEGANS (D.) 1931 b - Observations sur la série stratigraphique du massif du Grand Galibier (Briançonnais occidental). C.R.somm.Soc.Géol.Fr., p. 60-63.
- SCHNEEGANS (D.) 1937 - La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. Mém.Serv.Carte Géol.Fr., Thèse.
- TAZIEFF (H.) 1960 - A propos de la signification tectonique des importants glissements de terrain provoqués par le grand séisme du Chili de Mai 1960. C.R.Acad.Sc., t.251, p. 2204-2206.
- TERMIER (P.) 1903 - Les montagnes entre Briançon et Vallouise. Mém.Serv.Carte Géol.Fr., Thèse.
- TRICART (J.) 1963 - Géomorphologie des régions froides. Presses universitaires de France, Paris, 289p. .

- TISSOT (B.) 1956 - Etude géologique des massifs du Grand-Galibier et des Cerces (zone briançonnaise, Hautes-Alpes et Savoie), Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 32, p. 3-13.
- VERNIORY (R.) 1954 - Eothryx Alpina (Lombard), Algue ou Crinoïde ? Arch.Sc., Genève, vol. 7, fasc. 4, p. 327-330.
-

1871
1872
1873
1874
1875
1876
1877
1878
1879
1880
1881
1882
1883
1884
1885
1886
1887
1888
1889
1890
1891
1892
1893
1894
1895
1896
1897
1898
1899
1900

1871
1872
1873
1874
1875
1876
1877
1878
1879
1880
1881
1882
1883
1884
1885
1886
1887
1888
1889
1890
1891
1892
1893
1894
1895
1896
1897
1898
1899
1900

1871
1872
1873
1874
1875
1876
1877
1878
1879
1880
1881
1882
1883
1884
1885
1886
1887
1888
1889
1890
1891
1892
1893
1894
1895
1896
1897
1898
1899
1900



Pl. I Fig. 1 - Arête Nord-Ouest du Grand-Aréa
vue depuis le sommet

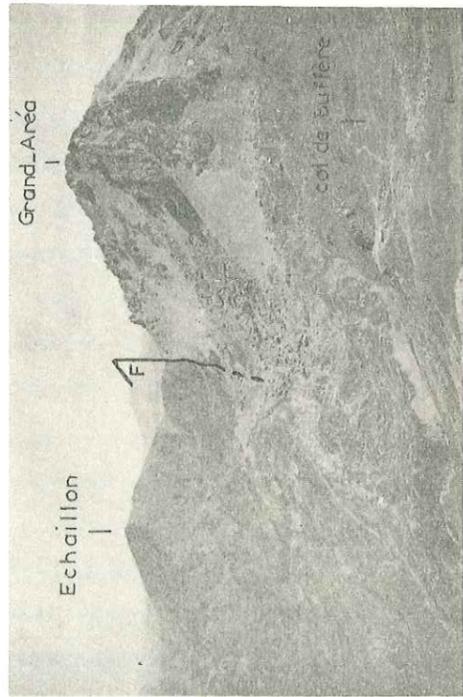


Fig. 3 - Face Nord du Grand-Aréa
vue depuis la Crête de Tête-Noire

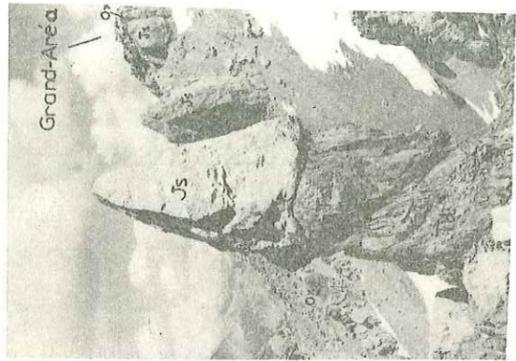


Fig. 2 - Arête Nord-Ouest
détail de 1 (repères 1)

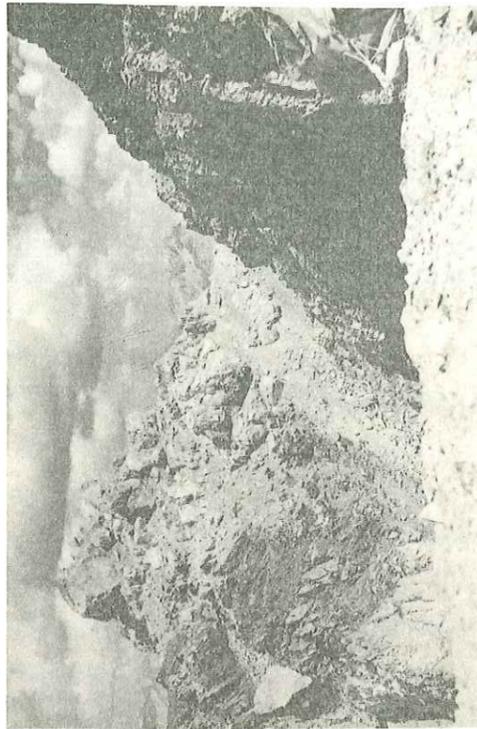
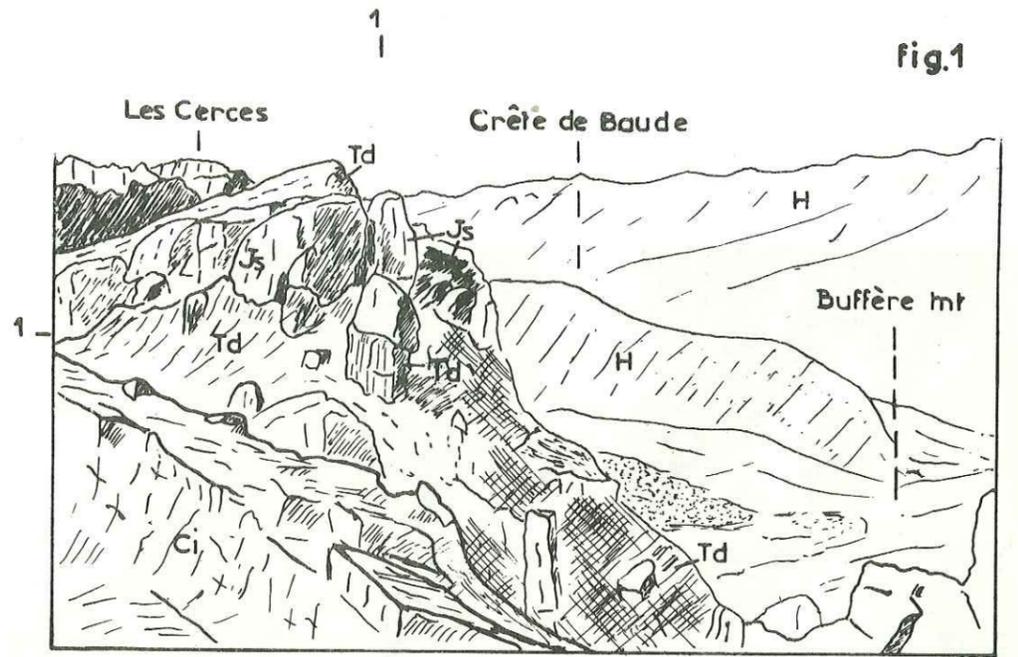
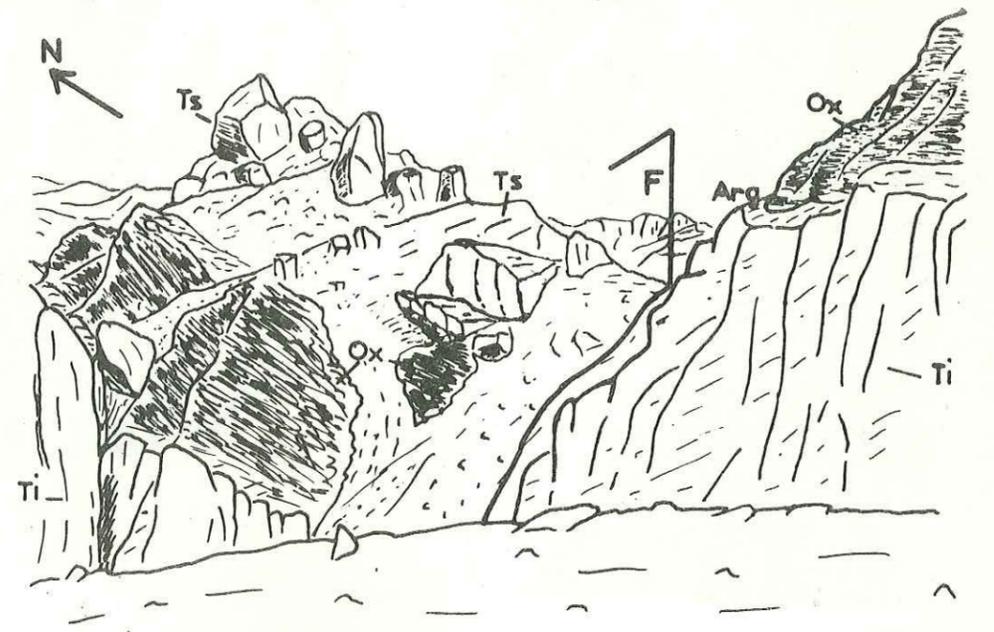


Fig. 4 - Sommet du Grand-Aréa
(Trias supérieur - Oxfordien - Titthonique)



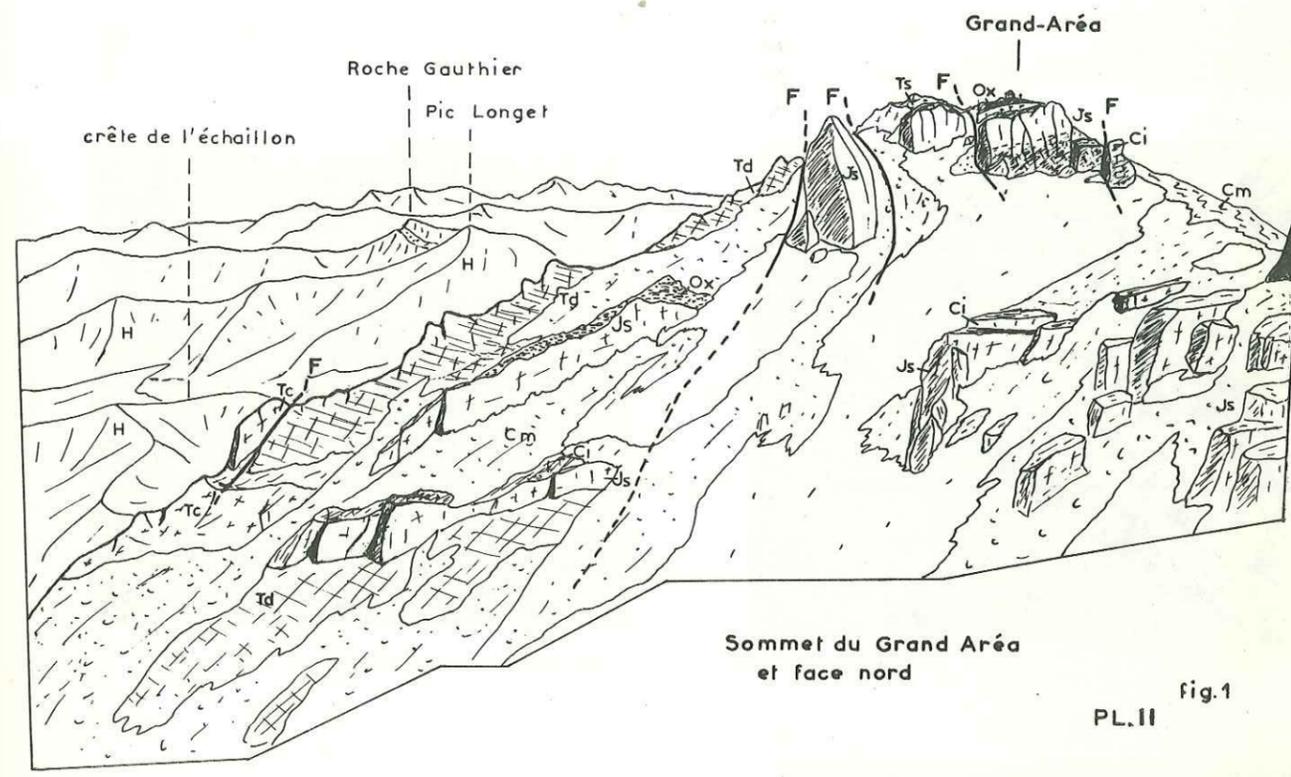
Arête nord-ouest du Grand-Aréa vue du sommet

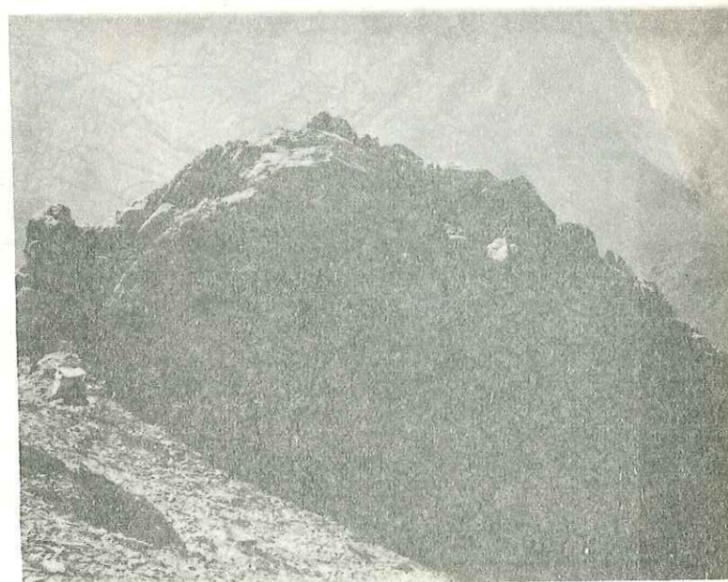
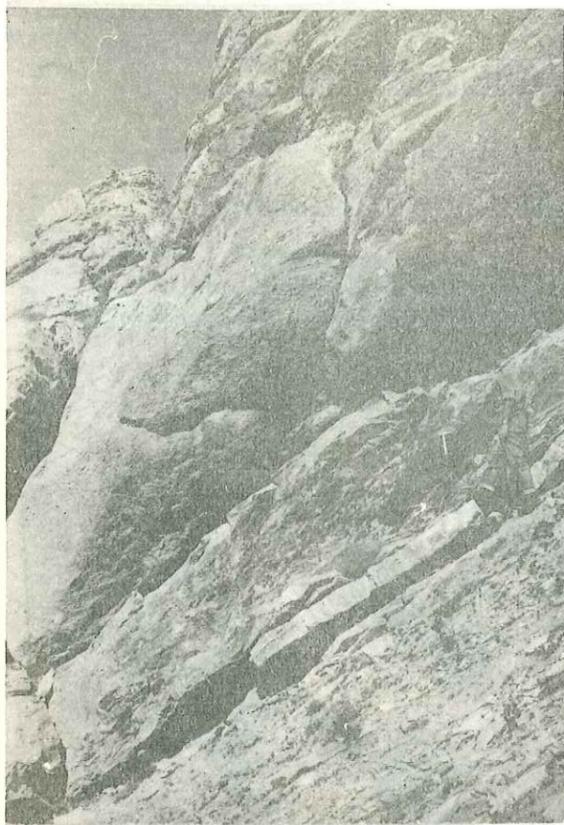
fig.1



Sommet du Grand-Aréa

fig.4





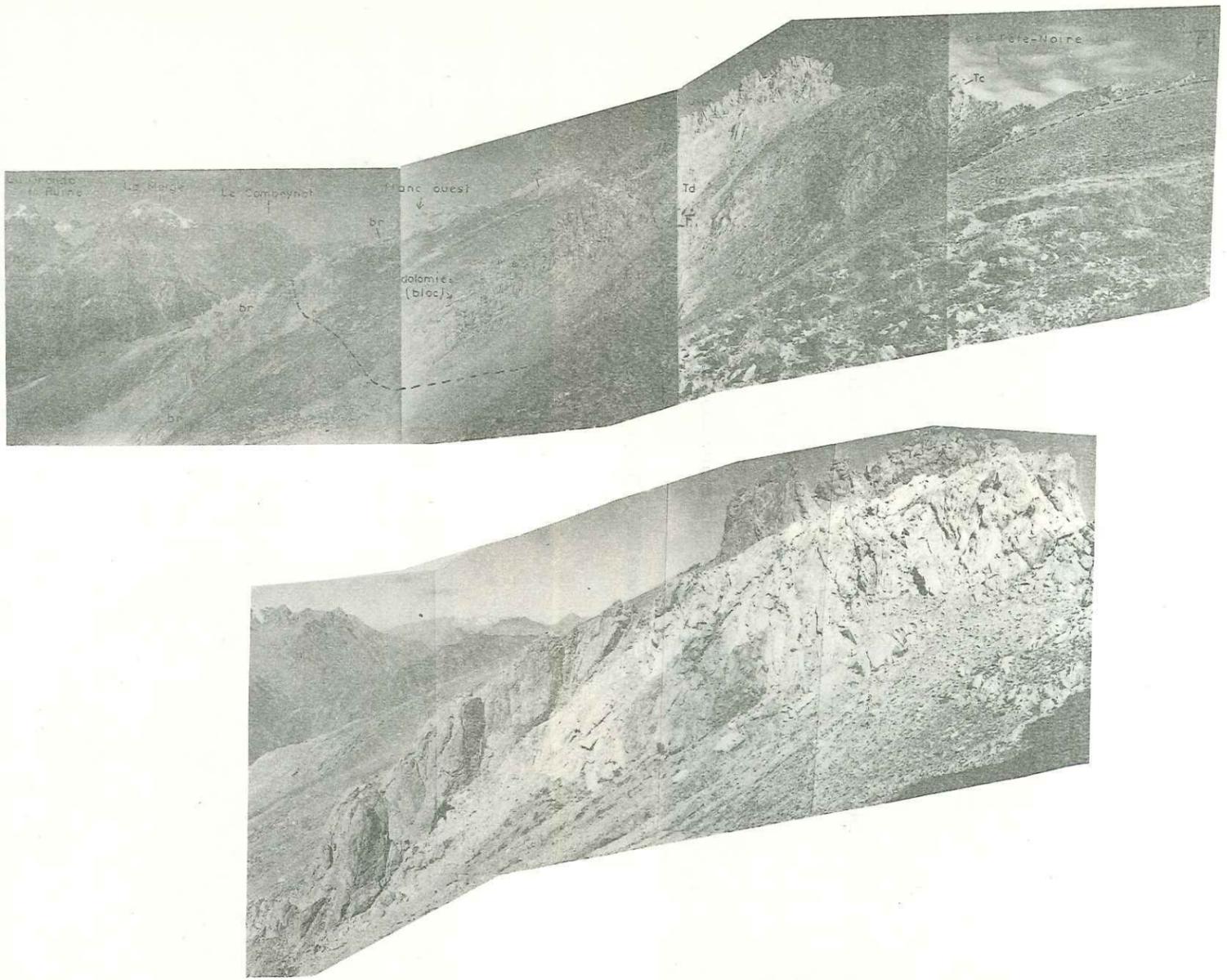
Pl. III

fig. 1 - Crête de Tête-Noire, Malm supérieur bréchiq.

fig. 2 - " " base du Malm, granoclasement.

fig. 3 - Sommet de Tête-Noire, pélites siliceuses (néocrétacées ?).

fig. 4 - Tête-Noire, point coté 2827,6 brèches néocrétacées.



PL. IV

fig. 1 - Panorama de la crête de Tête-Noire et du versant ouest

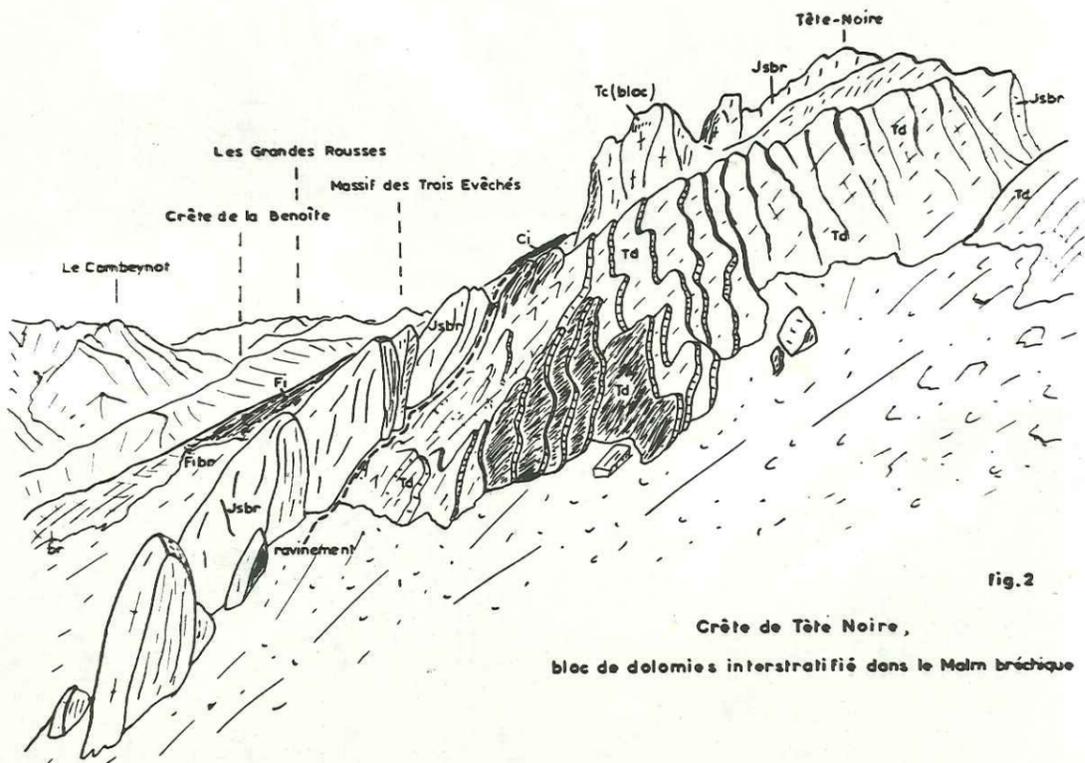
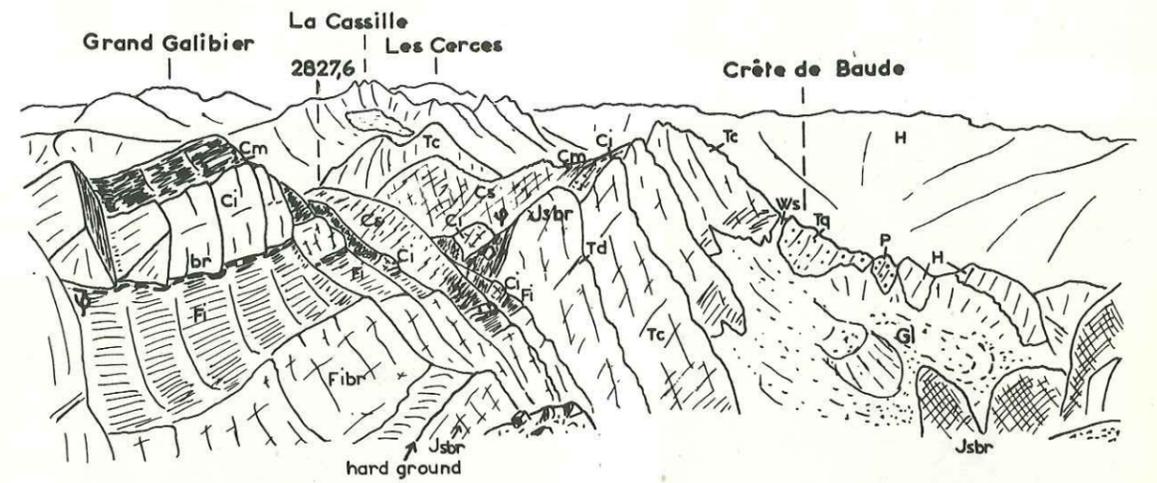


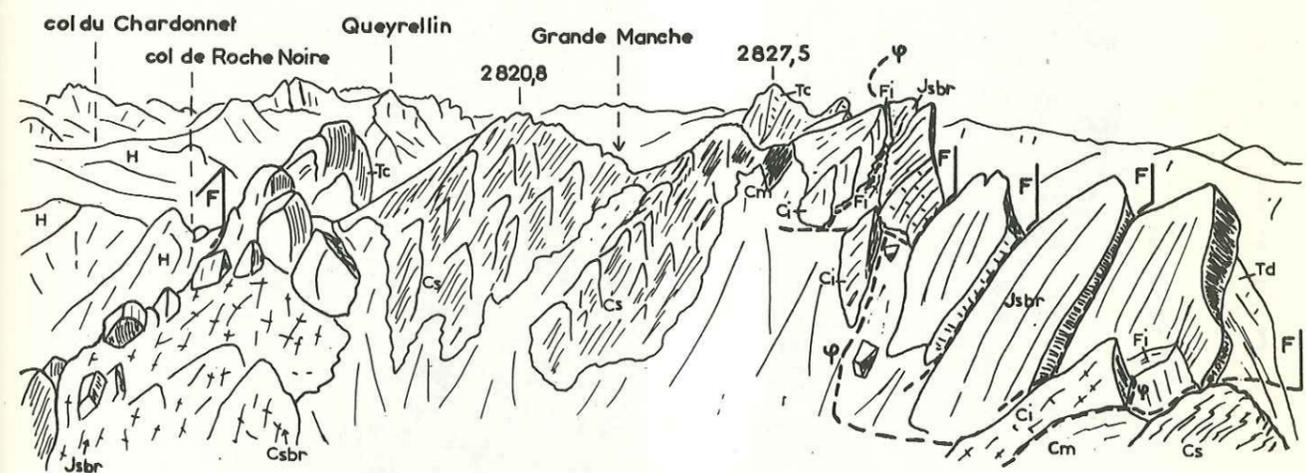
fig. 2

Crête de Tête Noire,
bloc de dolomies interstratifié dans le Malm bréchique



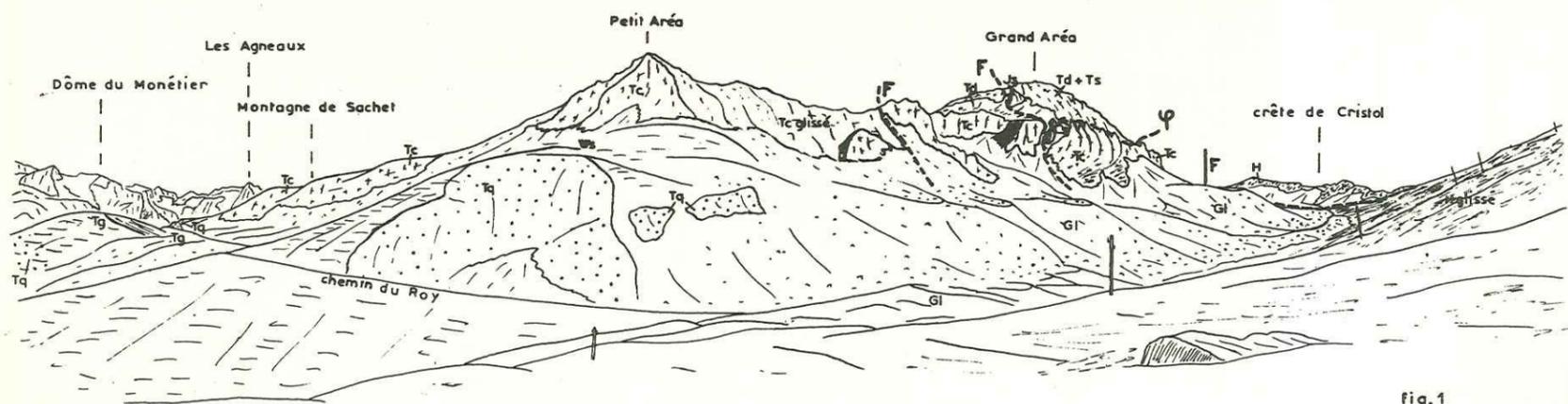
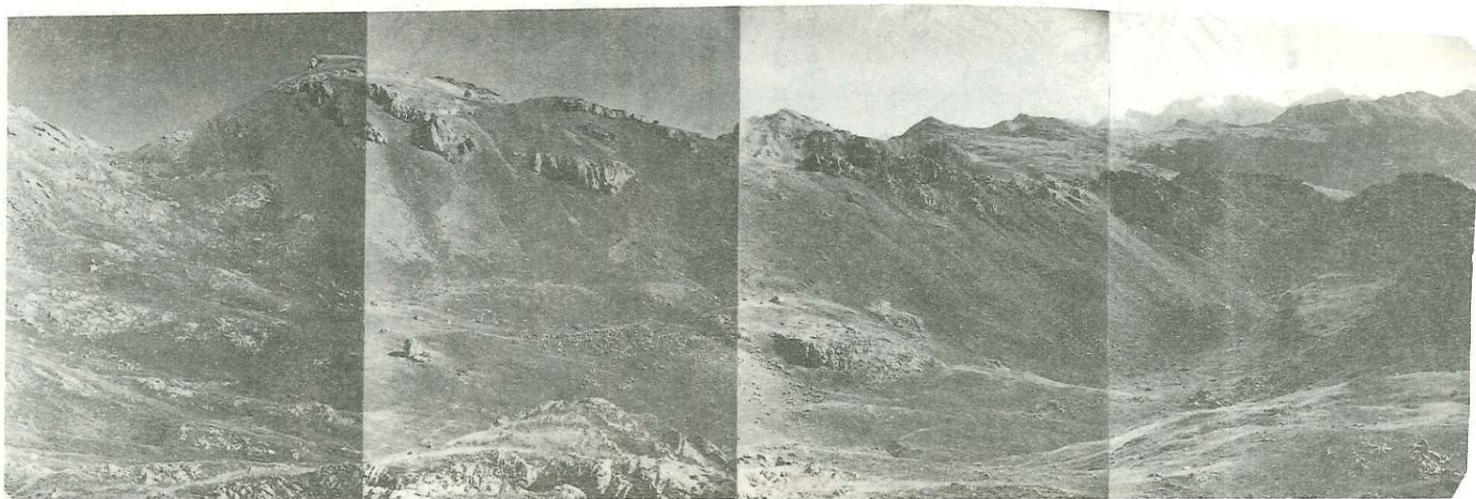
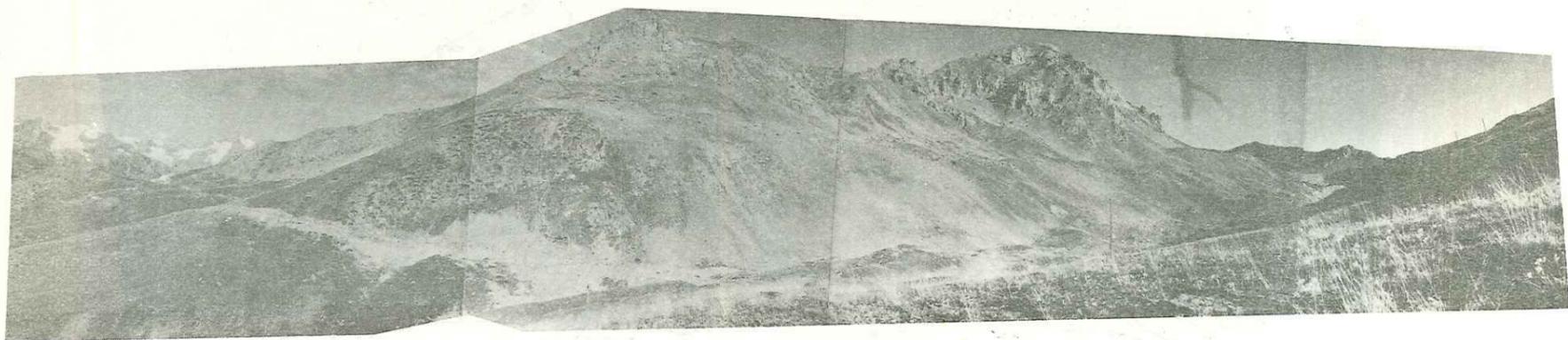
Les Rochers de Privé et la crête de Baude
depuis le sommet de Tête Noire

fig. 1
PL. V



La Grande Manche depuis le point 2827,6
de la crête des Rochers de Privé

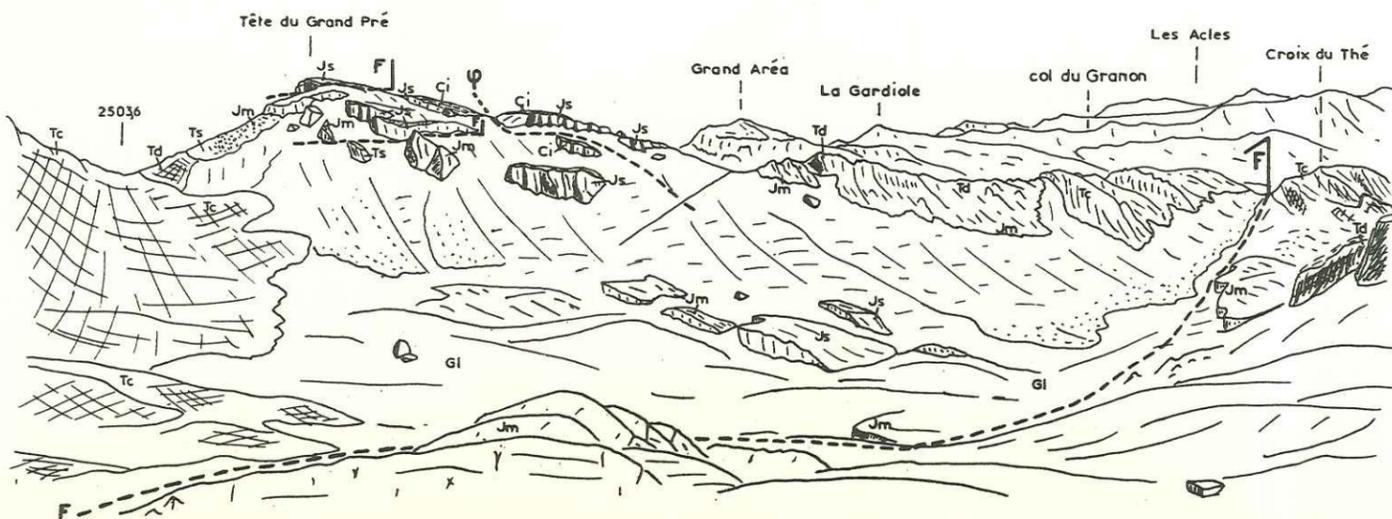
fig. 2



Massif du Grand Aréa vu depuis la route du col du Granon (cote 2100)

fig.1

PL. VI



La Tête du Grand Pré (versant sud) vue depuis le point coté 2426,5

fig.2

Vu

Grenoble, le

Le Président de la thèse

R. BARBIER

Grenoble, le

Le Doyen de la Faculté des Sciences

L. WEIL

Vu et permis d'imprimer

Le Recteur de l'Académie de Grenoble

R. TREHIN