



Gidon (M.) #
Ex. n° 1
+ 11 Pl. h.t.

Doctorat d'État
N° D'ORDRE : 108

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

MAURICE GIDON

PREMIÈRE THÈSE :

**LA ZONE BRIANÇONNAISE EN HAUTE UBAYE (BASSES-ALPES)
ET SON PROLONGEMENT AU SUD-EST**

DEUXIÈME THÈSE :

Propositions données par la Faculté

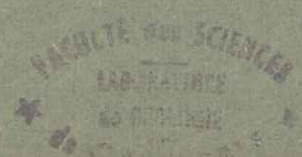
Soutenues le 22 novembre 1958 devant la Commission d'examen

MM. L. MORET , *Président*
R. BARBIER } *Examineurs*
J. DEBELMAS }

PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1962



LA ZONE BRIANÇONNAISE

EN HAUTE UBAYE (BASSES-ALPES)

ET SON PROLONGEMENT AU SUD-EST

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MACON DES SCIENCES
DOCUMENTATION
F. 38041 B.P. 55
Tél. 0478354427 - Fax 0478354433
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

Doctorat d'État
N° D'ORDRE : 108

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

MAURICE GIDON

PREMIÈRE THÈSE :

**LA ZONE BRIANÇONNAISE EN HAUTE UBAYE (BASSES-ALPES)
ET SON PROLONGEMENT AU SUD-EST**

DEUXIÈME THÈSE :

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 22 novembre 1958 devant la Commission d'examen

MM. L. MORET , *Président*

R. BARBIER }
J. DEBELMAS } *Examineurs*

PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1962

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Doyen :

M. MORET, Correspondant de l'Institut.

Professeurs :

- | | |
|--|--|
| MM. MORET, Géologie et Minéralogie. Correspondant de l'Institut. | MM. WEIL, Physique. |
| ANDRIEUX, Chimie. Correspondant de l'Institut. | FELICI, Physique. |
| NÉEL, Physique expérimentale. Membre de l'Institut. | KUNTZMANN, Analyse appliquée. |
| PARDÉ, Hydrologie fluviale. | DODERO, Électrochimie et Électrométallurgie. |
| DORIER, Zoologie. | BARBIER (R.), Géologie appliquée. |
| HEILMANN, Chimie. | SANTON, Mécanique des Fluides. |
| KRAVTCHENKO, Mécanique rationnelle. | OZENDA, Botanique. |
| BENOIT, Radioélectricité. | CHABAUTY, Calcul différentiel et intégral. |
| CHÊNE, Chimie papetière. | FALLOT, Physique. |
| NOBÉCOURT, Micrographie papetière. | GALVANI, Mathématiques. |
| | TRAYNARD, Chimie. |
| | SOUTIF, Physique. |

Professeurs sans chaire :

- | | |
|---------------------------------------|--------------------------|
| MM. REULOS, Physique. | MM. REEB, Mathématiques. |
| SILBER, Mécanique des Fluides. | GALLISSOT, Mécanique. |
| M ^{lle} LUTZ, Mathématiques. | |

Maîtres de conférence :

- | | |
|---------------------------------|---|
| MM. CRAYA, Mécanique, Physique. | M ^{lle} NAIM, Mathématiques. |
| AYANT, Physique. | MM. BUYLE-BODIN, Électronique. |
| MICHEL, Géologie. | PERRET, Servomécanismes. |
| MOUSSIEGT, Électronique. | DEPASSEL, Mécanique. |
| BONNIER, Chimie. | M ^{me} SOUTIF, Physique. |
| BOUCHEZ, Physique nucléaire. | M. DEBELMAS, Géologie. |
| PILLET, Électrotechnique. | M ^{me} KOFLER, Botanique. |
| LLIBOUTRY, Physique. | M. COHEN, Physique. |
| BARBIER (J.-C.), Physique. | M ^{me} BARBIER, Électrochimie. |
| BLAMBERT, Calcul numérique. | MM. BRISSONNEAU, Physique. |
| VAILLANT, Zoologie. | ARNAUD, Chimie. |
| PAUTHENET, Électrotechnique. | VAUQUOIS, Mathématiques. |
| DREYFUS, Thermodynamique. | |

Secrétariat principal :

M. GRENIER.

Secrétaire :

M. BICHET.

AVANT-PROPOS

C'est à mon Père que je dédie ce travail. Sans lui, en effet, je ne l'aurais sans doute pas abordé. À lui je dois d'avoir fait connaissance avec les montagnes des Alpes et d'avoir appris à chercher à démêler leur structure, dans le même temps que j'apprenais à y grimper.

Depuis 1946 j'ai eu la chance de parcourir en sa compagnie de nombreux secteurs des Alpes, notamment les environs de Chambéry et les hautes cimes d'Oisans. J'y ai pris contact avec la géologie et spécialement avec la tectonique alpine; c'est certainement à ce premier apprentissage concret, dont je garde un lumineux souvenir, que je dois d'avoir persévéré dans cette voie.

Peut-être cependant ne serais-je resté que géologue amateur si je n'avais reçu alors, à l'Université de Grenoble, l'enseignement si vivant et si séduisant de mes maîtres, Maurice Gignoux et Léon Moret. L'un et l'autre ont su, tout en me fournissant les connaissances qui me faisaient encore défaut, m'encourager et favoriser mes débuts. Je prie M. le Doyen Moret de bien vouloir trouver ici toute l'expression de ma gratitude pour l'intérêt qu'il a toujours porté à mon travail.

J'ai contracté une dette considérable de reconnaissance envers M. J. Debelmas qui a contribué, par son exemple sur le terrain, autant que par son enseignement pratique à la Faculté, à affermir mes connaissances et mon goût pour la géologie alpine. Je voudrais pouvoir exprimer combien, pendant toute la durée de mes recherches, il fut pour moi d'un accueil chaleureux et encourageant, combien ses conseils me furent précieux, combien son aide me fut en tous points utile, combien enfin j'ai apprécié sa compagnie au cours des assez nombreuses courses que nous eûmes l'occasion de faire sur mon terrain ou ailleurs.

M. J. Vernet a été également un très agréable compagnon de courses dès mes premières recherches et sa conversation n'a pas peu contribué à mon enrichissement.

Avec M. M. Latreille j'ai toujours eu le plus grand plaisir à m'entretenir et à confronter des points de vue : je garde également le meilleur souvenir de quelques journées passées en commun sur son terrain.

Je dois des remerciements particuliers à M^{me} Y. Gubler pour le désintéressement avec lequel elle m'a conseillé dans mes recherches sur une portion de mon terrain qu'elle avait déjà beaucoup parcourue, et pour l'aide matérielle qu'elle m'a apportée en se chargeant de faire tailler de nombreuses coupes minces.

J'ai également retiré le plus grand profit des entretiens, oraux ou par correspondance, que j'ai pu avoir avec MM. M. Lemoine, R. Barbier, R. Michel.

M. J. Goguel, Directeur du Service de la Carte Géologique de la France, m'a confié le levé d'une partie des feuilles Embrun et Aiguilles de Chambeyron au 1/50 000 et m'a déchargé, ce faisant, de bien des soucis matériels.

Enfin je ne saurais oublier les aides qui m'ont été fournies lors de la mise au point du manuscrit :

M. le Proviseur Brémond m'a autorisé à utiliser les facilités que pouvaient m'offrir le matériel du Lycée de Gap où j'enseigne.

M. Chardon, Réviseur au M.R.L. à Gap, s'est chargé avec une amabilité sans pareille du lourd travail de tirage des illustrations du manuscrit.

M. Estachy, Préparateur au Lycée de Gap, m'a accordé sans compter son aide et m'a épargné un temps devenu précieux.

Mon frère Georges m'a grandement aidé en consacrant, pendant plusieurs années, une partie de sa saison alpine à m'accompagner sur le terrain pour n'y faire ainsi que des courses souvent ingrates.

Ma femme m'a également accompagné tant que les devoirs familiaux lui en ont laissé le loisir. Elle m'a en outre aidé de mille façons tout au long de ce travail : qu'elle trouve ici le faible écho de ma reconnaissance.

Gap, septembre 1958.

Au moment de voir cet ouvrage partir sous presse, je désire ajouter quelques mots aux remerciements ci-dessus :

En effet, l'Association des Amis de l'Université de Grenoble m'a fait l'honneur de m'attribuer un « Prix de thèse » pour l'année 1959. Je tiens à dire ici combien j'y ai été sensible et à lui renouveler mes remerciements.

M. J. Goguel, Directeur du Service de la Carte géologique de la France, a bien voulu accepter de publier mon travail dans la belle série des *Mémoires pour servir à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France*. Je lui sais infiniment gré de cette décision flatteuse et qui résout au mieux le problème qu'était pour moi la réalisation matérielle de ce Mémoire.

M. M. Lemoine s'est chargé avec beaucoup de compréhension des travaux relatifs à cette impression et m'a fait à ce sujet nombre de remarques dont j'ai tiré grand profit.

C'est par la suite à M^{lle} P.-M. Guelpa que revint cette charge. Je voudrais lui dire ici combien j'ai admiré sa compétence et la patience avec laquelle elle sut faire face aux exigences contraires de l'auteur et des nécessités typographiques.

Encore une fois, que tous veuillent bien trouver ici l'expression de ma plus vive reconnaissance.

Voiron, mars 1961.

INTRODUCTION

DÉLIMITATION DU SUJET

Le but poursuivi dans cette étude a été de revoir et mettre à jour nos connaissances sur la portion de la zone briançonnaise située au sud-est de la vallée de l'Ubaye.

En effet (et comme il sera précisé dans l'historique) les recherches récentes n'ont pas dépassé cette limite et nos connaissances sur ce secteur dataient déjà de plus de 50 ans.

Depuis quelques années cependant la stratigraphie de la zone briançonnaise a fait l'objet d'études de plus en plus poussées : il n'était guère possible d'attendre de ce côté de notables nouveautés. Aussi est-ce sur la structure et l'histoire tectonique de cette région qu'ont surtout porté mes recherches et les quelques résultats nouveaux auxquels elles ont abouti.

Les limites géographiques adoptées au cours de ce travail sont les suivantes :

— *au Nord-Ouest* : une ligne sensiblement parallèle à la vallée de l'Ubaye et passant par Vars, le col de la Coulette, le bas-vallon Laugier, le vallon Claous et le Mélezet de Ceillac. La ligne de séparation des eaux entre Guil et Ubaye est donc incluse dans ces limites;

— *au Sud-Est* : une ligne matérialisée par le vallon de Servagno, puis la crête de séparation des eaux entre les bassins de la Stura et de la Maira, et enfin le vallon de Marmora. Cette limite méridionale est donc située entièrement en territoire italien, à une distance minima de 10 kilomètres de la frontière;

— *au Sud-Ouest* : la crête des Couniets, du col de la Coulette à l'Ubaye; la vallée de l'Ubaye de Serennes à Gleizolles; l'Ubayette, de Gleizolles au col de Larche; enfin, la Haute Stura, du col de Larche à Bersezio;

— *au Nord-Est* : les crêtes orientales des vallées du Mélezet de Ceillac, de Mary, de Maurin (en Italie), jusqu'à Acceglio. Plus au Sud, la limite admise est purement structurale mais se prolonge, sans changement notable de direction, jusqu'à la vallée de Marmora.

Le périmètre ainsi défini possède grossièrement la forme d'une bande rectangulaire de 40 kilomètres de longueur sur une largeur moyenne de 12 kilomètres. Cela représente une superficie de près de 400 kilomètres carrés dont plus de 300 ont été couverts par des levés au 1/20 000. Cette bande est dans son ensemble orientée NW-SE et elle englobe, ainsi qu'il ressort de la définition des limites, les bassins hydrographiques suivants :

Bassin du Guil. — Vallées supérieures d'Escreins et de Ceillac.

Bassin de l'Ubaye. — Vallons du Chatelet, des Hourtchs et de Panestrel (rive droite); Vallons de Fouillouze, d'Aval, de Chauvet, de Chillol et de Mary (rive gauche).

Bassin de l'Ubayette. — Vallons du Vallonnet, d'Oronaye, du Rouchouze (tous en rive droite).

Bassin de la Stura. — Vallons du Ruburent, de l'Oserot et de Servagno (tous en rive gauche).

Bassin de la Maira. — Vallon de Serrancia et de Maurin [avec ses vallées sèches adventives : Vallonasso de Stroppia, etc.] (en rive gauche);

Vallons de Matteneola, de l'Unerzio, du Preit et de Marmora (en rive droite).

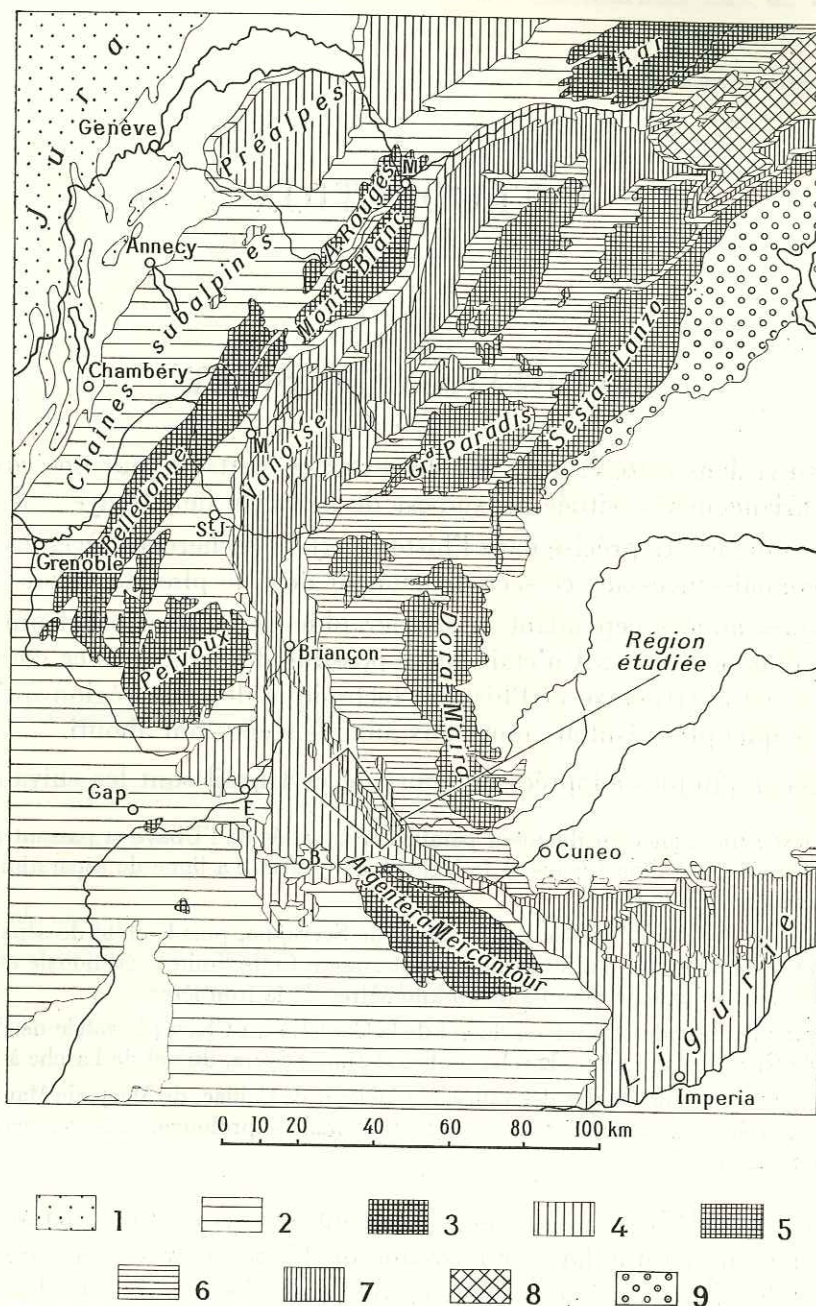


FIG. 1. — Position de la région étudiée dans l'arc des Alpes occidentales

Ensembles structuraux :

- | | | |
|---|---|-------------|
| 1. Chaînes jurassiens. | } | HELVÉTIDES. |
| 2. Zones dauphinoise et ultra-dauphinoise, helvétique et ultra-helvétique. | | |
| 3. Massifs cristallins externes. | } | PENNIDES. |
| 4. Zones subbriançonnaise et briançonnaise (Mésozoïque seulement). | | |
| 5. Massifs cristallins internes. | | |
| 6. Schistes lustrés (<i>sensu lato</i>). | } | AUSTRIDES. |
| 7. Socle siliceux (Permo-Houiller) des zones subbriançonnaise et briançonnaise; nappe du Grand Saint-Bernard. | | |
| 8. Nappes simploniques. | | |
| 9. Zone d'Ivrée, etc..... | | |

Un intérêt particulier est conféré à ce secteur de la zone briançonnaise par les deux considérations suivantes :

— C'est le seul point où la zone briançonnaise franchisse la crête faîtière des Alpes pour pénétrer dans le bassin du Pô;

— La zone briançonnaise est bien étudiée en direction du Nord et sa prolongation en territoire helvétique a fait l'objet d'assez nombreuses recherches plus ou moins récentes; au contraire la terminaison méridionale de cette zone, en Italie, est beaucoup plus énigmatique et souvent pour cette raison laissée en blanc sur les cartes synthétiques. En fait la question de sa prolongation vers le Sud restait entièrement posée au moment où ont commencé mes recherches.

Remarque toponymique. — La toponymie adoptée a été dans la majorité des cas celle des cartes existantes (cartes au 1/50 000 et au 1/20 000 de l'I.G.N., pour le secteur français, et cartes au 1/25 000 et au 1/100 000 de l'I.G.I., pour le secteur italien) qui ont été utilisées également comme fond topographique pour le levé géologique détaillé.

Cependant, en certains points du territoire français la toponymie de ces fonds s'est révélée soit insuffisante soit même en désaccord total avec les noms locaux. J'ai pensé qu'il aurait été en ce cas ridicule d'employer des noms autres que ceux usités dans le pays et que les prochaines révisions des fonds topographiques ne manqueront certainement pas de réhabiliter ⁽¹⁾.

Dans ces conditions il devenait nécessaire de fournir au lecteur aussi bien la référence cartographique du lieu que le nom réel. Pour ces raisons *les noms de lieux non portés sur les cartes sont indiqués dans le texte par un astérisque* et la position de ces points se trouve relevée ci-dessous par référence au système de coordonnées Lambert III (zone sud) :

NOM LOCAL	X	Y
(entre parenthèses la dénomination cartographique erronée)	—	—
Aiguillettes de Combe Rémy.....	962	249
Les aiguilles du Massour.....	952,45	260,8
Aiguille P. André.....	958,4	262,45
L'Arène Noire.....	953,7	264,3
Les Ayas.....	954,9	263,5
Les Bancs.....	951,5	262,5
La Barre des Chèvres.....	952,2	265,6
Les Bastes.....	952,8	259,3
Les Batsàs.....	952,5	269,2
Béal du Croués.....	957,2	264,9
Beal du Faïssa.....	957,8	265,2
Beal du Pissal.....	957,7	264,85
Le Bécasse (= Le Gros Bec).....	957	262
Le Bec Rouge de la Sauvagea.....	955,35	259,20
Le Bec Roux.....	951,25	263,65
Le Buc de Nubiera (Barrias Coupa).....	959,3	255,6
Les Champasses.....	955,0	260,2
Les Chaumières.....	955,2	261,1
Le Chiabri.....	952,6	259,3
Le Claous.....	951,4	261,6
Le col du Chien.....	954,7	258,1
— de l'Enclousette d'Oronaye.....	966,5	247,2
— de Feuillas (col de l'Enclousette d'Oronaye).....	966,2	247,5
— des Hourtchs.....	952,45	264,2
— de la Mortice.....	952,4	262,45
— du Ruburent.....	965,7	246,4
— du Seingle.....	954,3	263,3

⁽¹⁾ C'est ce qui vient de se produire effectivement avec la parution (novembre 1959) de la nouvelle feuille au 1/20 000, Larche n° 1-2, complètement révisée, dont la toponymie est en accord avec celle employée ici.

NOM LOCAL		X	Y
(entre parenthèses la dénomination cartographique erronée)			
Le col du Trente		955,65	258,95
— du vallon d'Aval		957,35	258,55
Le Collet de Sainte-Anne		953,7	266,8
Combe Blanche	{ entre	952,9	259,3
	{ et	952,6	258,8
Combe Grande	{ entre	955,2	263,2
	{ et	955,7	262,7
Combe Méane	{ entre	955,7	260,7
	{ et	955,6	260,4
Combe de la Plate	{ entre	956,2	260,6
	{ et	956,4	260,3
Combe du Pra de Balces	{ entre	957,5	253,4
(= Combe du Pré-au-dessus-de-l' à Pic)	{ et	957,1	254,8
Combe Rémy		961,5	248,5
Costabella		955,5	258,7
La Couléta		957,7	253,4
Le Fougeas		951,15	262,22
Gouffre du Fougeas		951,52	262,44
La Gavia du Massour		952,2	261,25
La Gavia de Combe Grande		954,7	263,3
La Gavia de Panestrel (= La Conque de Panestrel)		953	264
Le Grand Colonne		952,6	260,15
La Gélinasse		957,3	262,9
Guior		954,2	258,7
La Lauze à Robert		952,2	259,6
Ravin de la Malacrouze	{ entre	953,4	260,3
	{ et	954,2	259,3
Manoal (La Mortice)		951,8	261,1
Manolet		951,7	263,1
Le Massour (Le Grand Caire)		952,25	261,1
Lorette de Ceillac	{ entre	951	270
	{ et	952	272
Lorette du Mélezet	{ entre	952,5	270
	{ et	953	270
Le Pas du Curé		951,7	269,5
Le Pas des Henvières		953,8	266
Le Pas du Loup		951,3	269,8
Le Pas de la Salette		952,05	263,9
Le Pas de la Sauvagea		955,45	259,20
Le Panastrel de Fouillouze (La Sauvagea)		956	258,7
Le Pêvoux (Le Pic)		953,2	259,05
Peyre Chavia		955,4	260,2
Pic des Hourtchs (= Pic Jean Rostand)		951,6	263,7
La Pissa		953,4	260,3
La Plate Rimaya		957,3	259
La Pointe de Feuillas (Pointe de Fulhas)		966,3	247,3
La Pointe du Pont		954	262,1
Le Pont		953,1	262,3
Les Preitchs		951,8	260,7
Le Prinàs		954	257,6
Roche Peyron		962,75	248,3
Rognon		954	260
La Sagne		952	270
Le Sarret		955	257
Le Seizil		954,4	258,3

NOM LOCAL		X	Y
(entre parenthèses la dénomination cartographique erronée)			
La Tête de Baragne.....		957,1	257
— des Blaves (Pointe de la Signoura).....		963,9	247,1
— du Bois.....		955,5	260,5
— de Chalvet.....		958,1	253,7
— de Chauvet.....		956,1	260,6
— des Palets.....		962,25	248,35
— de la Partietta.....		954,03	265,5
— de Platasse (du Mauvais Plateau).....		963,6	249,1
— du Pont.....		954,4	260,8
— de Ruburent.....		965,6	246,2
— du Seingle.....		954,8	262,8
Les Ubagueignas.....		954,7	258,7
Vallon des Hourtchs.....	entre.....	952,7	264
	et.....	955	261,7
— du Grand Caire.....	entre.....	953	260,3
	et.....	953,8	259
— du Loup.....	entre.....	957,2	259,8
	et.....	956,6	259,4
— de la Mortice.....	entre.....	953	260,3
	et.....	952,4	262,45
— de la Baragne.....	entre.....	956,3	256,7
	et.....	957,4	257

HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LA RÉGION ÉTUDIÉE

La portion de la zone briançonnaise qui nous intéresse n'a fait jusqu'à maintenant l'objet d'aucune monographie géologique. Il est d'ailleurs assez frappant qu'elle n'ait suscité que peu de recherches. La cause en est sans doute sa position assez marginale, tant vis-à-vis du territoire français que du territoire italien.

1. LES RECHERCHES ANTÉRIEURES À CH. LORY

Il n'est à retenir pour cette époque aucune publication qui intéresse notre région en propre. Je me permettrai donc de renvoyer ici au très bon historique accompagnant la thèse de J. Debelmas (1955 a).

2. L'ÉPOQUE DE CH. LORY

Les recherches de Ch. Lory en Briançonnais marquent une très importante étape dans nos connaissances sur cette région.

Après avoir clos la longue discussion sur l'âge des terrains de cette région (où É. de Beaumont ne voulait voir qu'un unique ensemble jurassique) en soulignant le rôle prépondérant des

dislocations tectoniques et des brassages de couches qui en résultent, Ch. Lory établit la stratigraphie suivante :

- des grès à anthracite représentent le *Houiller*;
- des quartzites et des poudingues bigarrés (« Verrucano ») sont attribués au *Trias*;
- des « schistes calcaréo-talqueux » (= Schistes lustrés) puis des gypses et cargneules terminent cet étage;
- enfin viennent les « calcaires du Briançonnais », d'âge *liasique*, formation que termine le « marbre de Guillestre »;
- des couches à Gastéropodes, découvertes à la Montagne du Serre (= Crête de Vars), d'abord rapportées au Tertiaire, représenteraient le *Bathonien*;
- la série se termine par des schistes et des grès dont Ch. Lory reconnaît l'âge *tertiaire*.

Toute la région que nous étudions ici est donc couverte sur la carte de Ch. Lory par la teinte du Lias, à l'exception toutefois d'une bande de quartzites (fort bien dessinée d'ailleurs) correspondant à ce qui sera appelé plus loin « anticlinal de Marinet ».

Quant à la structure elle se résume essentiellement en un réseau de failles verticales. Dès 1867 cependant, il saura reconnaître l'importance que prennent également les failles horizontales.

Il faut bien attendre 20 ans après la publication de l'ouvrage fondamental que fut la « *Géologie du Dauphiné* » pour trouver trace d'autres recherches. Il s'agit des explorations faites en 1884 par Zaccagna pour le compte du Service de la Carte géologique italienne. À vrai dire les conceptions de cet auteur ne constituent nullement un progrès puisque Zaccagna, à l'opposé de Ch. Lory, n'admet l'existence d'aucune dislocation entre le Viso et les montagnes de l'Embrunais. La série stratigraphique établie sur la foi d'un tel postulat ne pouvait manquer d'être fort erronée : c'est ainsi que les schistes lustrés et les calcschistes de la zone Ceillac-Chiappera sont groupés sous le nom de « *Prépaléozoïque* », que les « marbres en plaquettes » des Hourtchs sont attribués au *Lias schisteux*, ou encore que (d'accord avec Ch. Lory sur ce point) Zaccagna range dans le *Lias supérieur* les calcaires dolomitiques qui coupent l'Ubaye au Pont du Chatelet.

Par contre, c'est correctement que Zaccagna date les quartzites de Chillol du *Trias inférieur* et les calcaires du plateau de Chauvet du *Trias moyen et supérieur*, après les avoir reconnus comme dolomitiques. De même l'attribution au *Tithonique* du marbre vert du Chatelet et du marbre rouge de Guillestre (par analogie avec des affleurements de l'Argentera et du col de Tende, il est vrai) s'est-elle trouvée confirmée par la suite ⁽¹⁾.

À cette époque donc, la stratigraphie autant que la structure de la zone briançonnaise sont encore bien confuses. Mais à partir de 1889 une nouvelle génération de chercheurs va, par de multiples explorations, établir les bases de toutes nos connaissances sur ce secteur. Dès 1891 cependant, Diener réunissait la somme des connaissances déjà acquises en un ouvrage synthétique dans lequel il crée le terme géologique de « Zone du Briançonnais ».

3. LES GRANDES EXPLORATIONS DE 1889 À 1914

Les auteurs des études les plus importantes sur l'Ubaye et le bassin de la Maira sont certainement, à cette époque, S. Franchi et W. Kilian. Les nombreuses courses effectuées par ces deux auteurs aboutirent à la publication de la carte géologique française au 1/80 000, feuille Larche (1903) et à celle de la carte géologique italienne au 1/100 000, feuille Dronero-Argentera. Il y a lieu de souligner l'admirable précision atteinte dès cette époque par Franchi dans les contours de sa carte. Ces deux cartes sont cependant périmées à l'heure actuelle par suite d'un certain nombre

⁽¹⁾ Ces affleurements appartiennent donc, nous le savons maintenant, à des zones de faciès tout à fait différentes.

d'attributions stratigraphiques erronées et surtout de l'idée tout à fait fausse qu'elles donnent de la structure.

La Haute Ubaye reçut également, à titre plus passager, la visite de É. Haug, P. Termier et Stella.

Dès 1890, W. Kilian et É. Haug reconnaissent pour la première fois le rôle des plissements dans le Briançonnais; ils commencent même déjà à admettre la possibilité de l'existence de chevauchements analogues à ceux dont on commence à décrire des exemples en divers points des Alpes : ainsi tout le massif compris entre Guillestre et les Aiguilles de Chambeyron leur apparaît-il comme un « ensemble de plis isoclinaux à pendage ouest, souvent transformés en plis-failles inverses mais, somme toute, assez réguliers » (1894 a).

À la même époque Kilian adopte une stratigraphie toute nouvelle qui représente un gros progrès sur celle de ses prédécesseurs. Ainsi rapporte-t-il au *Trias* « une série de calcaires phylliteux, identiques à ceux de la Vanoise et dont la partie inférieure est souvent remplacée par des gypses et des cargneules » et des calcaires dolomitiques « de même type que ceux du Briançonnais ». Il admet l'absence probable du *Lias* et attribue au « *Jurassique inférieur* » des « calcaires gris bréchoïdes et des calcaires noirs à *Ostrea costata* », déjà signalés par lui (1893) au lac des Neuf Couleurs et dont il reconnaît alors la grande extension. Il reconnaît également le caractère transgressif du « *Marbre de Guillestre* » et, sans en préciser l'âge, en décrit des affleurements « à la Mortice, au sommet de Panestrel et aux Aiguilles de Chambeyron ». Enfin il souligne déjà l'extension du *Flysch* « jusque dans le massif de la Font Sancte où il couronne plusieurs sommets ».

C'est à peu près à cette date (1895) que W. Kilian étudie en collaboration avec P. Termier, la *roche verte de Marin* et conclut à son origine volcanique.

Les traits essentiels de la structure, et surtout de la stratigraphie, du versant français peuvent être considérés dès lors comme pratiquement débrouillés.

Pour le secteur italien c'est à peu près à cette époque également que va être publiée une importante étude synthétique de Franchi (1898 b). Les détails structuraux y sont analysés avec une particulière précision, mais Franchi répugne à se laisser entraîner aux audacieuses hypothèses « nappistes » de ses confrères français : s'il reconnaît, entre la Stura et la Haute Maira, une structure en éventail analogue à celle décrite par Zaccagna dans l'Appennin ligure et par Kilian en France, il croit cependant pouvoir rendre compte de toute la structure en ne faisant appel qu'à des plis droits ou couchés d'allure toujours simple.

Une telle attitude lui interdisait, plus encore qu'à Kilian et Haug, de voir dans la zone briançonnaise autre chose qu'un « faisceau de plis enracinés ». Bien pis, en s'interdisant le recours à l'hypothèse de chevauchements pour rendre compte de certaines successions il fut conduit en plusieurs points à renouveler la célèbre erreur de Petit Cœur, attribuant, par exemple, au Permien des lames de calcaires triasiques qui s'y trouvent intercalées tectoniquement.

Il paraît certain d'autre part que la recherche d'arguments structuraux confirmant l'âge mésozoïque des Schistes lustrés fut une des préoccupations dominantes de Franchi : c'est pourquoi il s'est attaché à démontrer l'autochtonie de ces Schistes lustrés et leur passage, sans solution de continuité, aux roches briançonnaises. D'où sans doute, pour une bonne part, son attachement aux formes tectoniques simples et son extrême répugnance vis-à-vis des interprétations nappistes.

La stratigraphie adoptée par Franchi pour les terrains briançonnais diffère peu de celle de Kilian. Cependant on peut noter que la plupart des calcaires jurassiques sont ici attribués au *Lias* tandis que les bancs bréchiens qui apparaissent fréquemment à leur base représenteraient le *Rhétien*. Cette dernière attribution apparaît aujourd'hui comme bien proche de la vérité. Ces bancs de brèches constituent d'ailleurs pour Franchi un important horizon-repère dans son parallélisme entre les terrains briançonnais et les Schistes lustrés et c'est par rapport à eux que les calcaires jurassiques briançonnais purent lui paraître l'équivalent des schistes lustrés fossilifères du Val Grana.

Sachons gré enfin à Franchi d'avoir su mettre assez clairement en évidence l'existence d'une « Zone permo-carbonifère axiale », ensemble de terrains siliceux dont il semble avoir entrevu mieux que ses contemporains l'indépendance structurale.

La même année Kilian (1898 *d*) s'oppose franchement aux conceptions de Lory en admettant que les Schistes lustrés sont plus récents « que les calcaires magnésiens de Rochebrune » et par conséquent « postérieurs au Trias inférieur et probablement pour une grande partie liasiques ».

Dans le même article Kilian voit les plis du massif d'Escreins et de la rive droite de l'Ubayette déversés vers l'Italie. Les plis de l'Embrunais étant au contraire dirigés vers l'Ouest, il se trouve ainsi amené à accorder une grande importance structurale à « une ligne menée de Saint-Crépin à Montdauphin, vers Paneyron Serenne et Larche (qui) jalonne en effet un synclinal, de part et d'autre duquel le déversement des anticlinaux a lieu en sens inverse ». C'est reconnaître là pour la première fois l'existence d'une *structure en éventail*; mais cependant, précise Kilian, il ne s'agit nullement là de l'axe de l'éventail houiller de la Savoie qui passe « par le haut de la vallée de Néva-che, le col du Granon, Prorel, le col des Ayes et le massif d'Arvieux, c'est-à-dire beaucoup plus à l'Est ». En fait cette conception, qui résulte d'interprétations erronées du sens des plis, sera source d'erreurs : ainsi à une date récente d'éminents géographes considéreront-ils sur la foi de cet article que la vallée de Larche et de Vars-Saint-Paul est une vallée synclinale, alors qu'elle est en réalité tout à fait monoclinale.

En 1899 nos connaissances sur la structure du Briançonnais font un pas énorme avec le déchiffrement par Kilian de la coupe du Guil. Cette célèbre coupe révèle alors la superposition de deux séries calcaires, la série supérieure méritant le nom de « *Nappe du Guil* » (1900 *b*). La même année (1899 *f*) Kilian souligne, en collaboration avec M. Lugeon, le rôle axial du « pli du col des Ayes », dans lequel il retrouve l'éventail savoyard. S'il en voit la prolongation dans le synclinal de Flysch du col de Furfande, il pense cependant à cette date que la structure doit passer au style isoclinal en abordant les montagnes de Ceillac.

C'est également à cette époque que Kilian est amené (1899 *e*, 1900 *a*) à s'opposer à P. Termier sur l'interprétation générale de la zone briançonnaise. Termier, venant du Nord, avait observé que les plis briançonnais venaient recouvrir le Flysch des Aiguilles d'Arves : la zone briançonnaise possédait donc la valeur d'une *nappe*. Kilian, par contre, constatait dans l'Embrunais que les plis occidentaux de la zone briançonnaise passaient sous le Flysch qui, par ailleurs, recouvrait le Pelvoux : il en concluait à l'enracinement de la zone briançonnaise. Il faudra attendre en fait 40 ans encore pour que ce problème reçoive une solution favorable à l'hypothèse de Termier, lorsqu'on sera parvenu à séparer clairement le Flysch charrié de l'Embrunais de celui des Aiguilles d'Arves, qui se prolonge par le Nummulitique autochtone du Pelvoux.

À partir de 1900 Kilian amorce dans plusieurs articles l'étude, encore riche en problèmes actuellement, des « calcschistes suprajurassiques » qui deviendront célèbres sous les vocables de « Marbres en plaquettes » ou de « Flysch calcaire ». Dès cette date, ils sont considérés comme formant une série compréhensive, passant par sa base au Malm (Serre des Hyères, Saint-Crépin) et comprenant à sa partie supérieure, spécialement à la Viraysse, dans le vallon de Chauvet et dans celui de Chambeyron, des couches représentant déjà le Nummulitique (1900 *a*, 1900 *b*).

En 1900, Kilian explore tout particulièrement le massif de Chambeyron et les montagnes en rive droite de l'Ubayette; il en rapporte l'impression (1900 *b*) que l'axe de l'éventail briançonnais s'y prolonge bel et bien : il serait jalonné par le massif de Panestrel, les Aiguilles et le Brec de Chambeyron, le col de Sautron et la Tête de Moïse. La portion ouest de l'éventail serait enfouie sous le Flysch au nord de l'Ubaye mais en surgirait au Sud, pour donner les plis presque droits de Saint-Ours et d'Oronaye. Le grand synclinal Montdauphin-Larche ne représente plus une limite structurale importante puisqu'il est maintenant considéré comme partie intégrante des plis déversés à l'Ouest. Son existence est cependant encore admise, peut-être par confusion avec l'authentique synclinal Risoul-Condamine-Châtelard.

Il est bien certain que les grands chevauchements qui seront décrits plus loin n'ont pas été soupçonnés par Kilian : c'est ainsi que la Tête de Moïse et le Brec de Chambeyron sont décrits comme des *anticlinaux couchés* (à flanc inverse conservé!), déversés respectivement vers la France et l'Italie (1902 c, 1903 b). Quant à l'Aiguille de Chambeyron il y voit, aussi bien qu'à la Meyna et à la Rocca Bianca, des faisceaux de plis redressés, où se multiplient les synclinaux pincés. La tentation de retrouver la structure en éventail observée plus au Nord semble avoir pesé lourdement pour aboutir à ces interprétations fantaisistes. Elle fut assez forte pour fermer les yeux de Kilian devant les multiples preuves de chevauchements anormaux indubitables qu'il eût pu relever à la Tête de Moïse, au col de Sautron, au col de Stroppia ou au col de la Gypièrre de Chambeyron, pour ne parler que des points où son passage peut être tenu pour certain. C'est là sans doute un bel exemple du rôle puissant que peut jouer sur un esprit pourtant rigoureux une hypothèse de travail séduisante.

Il faut signaler également que Kilian avait fort bien observé les grès accompagnés de schistes versicolores qui se développent aux rochers de Saint-Ours et dans le vallon de Fouillouze. Un réflexe de prudence parfaitement justifié le porta cependant à les attribuer plutôt à un accident stratigraphique dans le Flysch noir qu'à des klippen de Grès de l'Embrunais; d'ailleurs cette dernière interprétation eût été opposée à ses conceptions.

Deux interprétations stratigraphiques erronées amenèrent également Kilian à des conceptions structurales abandonnées depuis :

L'âge liasique, attribué uniformément aux brèches du « type Télégraphe » dont l'âge réel est, nous le verrons, très variable, lui fit croire à l'existence de multiples synclinaux pincés en des points où la structure réelle est beaucoup plus calme (Meyna, Rocca Bianca).

À la suite de Zaccagna, et suivi par Termier et Franchi, il rapporte les calcschistes de Maurin aux Schistes lustrés. Dès lors, pour Kilian la présence de termes jurassiques à la base de cette série impliquait un passage progressif, par les termes supérieurs, des terrains briançonnais aux Schistes lustrés. Cette idée, parente des conceptions de Franchi (1898 b), sera reprise avec quelques modifications par Pussenot, puis Blanchet. Elle est très importante, car c'est l'un des arguments les plus forts qui aient été avancés en faveur de l'âge crétacé-éocène d'une partie au moins des Schistes lustrés.

Cependant la continuité de la série Jurassique-Schistes de Maurin et, du même coup, la conception d'un passage progressif aux Schistes lustrés étaient combattues violemment, mais avec une part égale d'erreurs et de clairvoyance, par P. Termier.

Quoi qu'il en soit, le travail fourni pour le levé de la feuille géologique Larche, avec la collaboration de Zürcher et Haug pour le Sud de la feuille, ainsi que pour le levé de la feuille Gap, est considérable et appelle l'admiration. On remarquera cependant combien, au terme de ces recherches, les connaissances structurales manquaient encore de clarté : le Brec de Chambeyron, par exemple, est attribué tantôt à la portion orientale, tantôt à l'axe de l'éventail. La structure réelle n'a pas livré les traits les plus importants de son visage et la comparaison avec le secteur durancien, par exemple, laisse planer l'ombre de questions non résolues (que devient, par exemple, la « nappe du Guil » vers le Sud-Est ?).

Dès 1899 cependant Kilian entreprend de faire la synthèse de ces dix années de recherches en Briançonnais (1899 b, 1900 c, 1903 a, 1903 c, 1903 e); il y voit un massif enraciné qui, si l'on en retirait la couverture, serait très comparable au massif du Pelvoux tel que vient de le décrire P. Termier. L'aspect en éventail qui se retrouve de bout en bout est dû à un deuxième temps de plissement déterminé par un « *appel au vide* », consécutif à l'affaissement du secteur piémontais. Ce phénomène a entraîné, selon lui, le « plissement en retour » de la portion orientale d'une couverture antérieurement déjetée dans son ensemble vers l'Ouest. Cette conception d'une double tectogénèse ne semble pas avoir subsisté avec une grande vigueur par la suite; il faudra attendre les travaux de

Goguel (1950), puis d'Ellenberger (1949, 1950, etc.) pour la voir reprise et en quelque sorte ressuscitée. Nous verrons également que c'est l'interprétation qui sera adoptée ici dans ses grandes lignes.

4. LES RECHERCHES RÉCENTES : 1914-1954

À la suite des travaux de Kilian et de Franchi, les connaissances ont pu paraître stabilisées. C'est probablement la raison pour laquelle les géologues semblent alors, tant en France qu'en Italie, se détourner de notre région. La Haute Ubaye et le Haute Maira ne sont plus visitées que par raccroc et ne font plus guère l'objet de publications.

C'est de cette manière qu'il faut cependant noter quelques visites de P. Termier, puis du commandant Pussenot, en quête, l'un et l'autre, d'une solution au problème des Schistes lustrés : tandis que Termier les croit charriés, Pussenot défend la cause de leur autochtonie, dont Franchi avait déjà été le champion.

Tout le monde à cette époque semble d'accord sur le fait que la zone briançonnaise, nappée ou au contraire enracinée, est caractérisée par la structure en « éventail de plis » qui est devenue classique.

Cette question va se trouver cependant renouvelée par les études (extérieures à notre secteur) de L. Moret, E. Raguin et D. Schneegans (1930), ainsi que celles de Pussenot (1922 *a*, 1930); elles conduisent en effet à admettre la continuation, dans le massif de Peyre-Haute, de la structure en nappes superposées, notée par Kilian dans la vallée du Guil et par Termier dans les montagnes entre Briançon et Vallouise.

Dans le même sens portent les recherches entreprises dès 1924 par F. Blanchet. Le mémoire qui en résultera (1934) et qui porte sur les montagnes d'Escreins demeure le document de base préliminaire à toute étude géologique au sud de la vallée du Guil.

Le résultat essentiel de ce travail est sans doute l'extension à toutes les montagnes d'Escreins, jusqu'aux abords de l'Ubaye, de la superposition de nappes relevée dans la coupe du Guil. Notons cependant que, conformément aux conceptions de Kilian, les nappes de Blanchet sont de simples plis couchés, enracinés suivant l'axe d'un « éventail briançonnais » (dont Blanchet a la même conception que Kilian) ⁽¹⁾. Cependant, ces plis couchés sont maintenant considérés comme ayant perdu leur flanc inverse par laminage. Nous devons à Blanchet également quelques rectifications stratigraphiques et d'assez nombreuses trouvailles de fossiles non dépourvues d'intérêt.

À la suite de ces travaux la question se trouvait évidemment posée de savoir l'extension vers le Sud, et en particulier au delà de l'Ubaye, que pouvait affecter ce système de nappes. C'est dans le souci de répondre à cette question que M. Gignoux, L. Moret et D. Schneegans effectuèrent une exploration dans le massif de Chambeyron (1936). Ces auteurs purent effectivement constater l'extension de cette structure jusqu'à la latitude du col du Vallonnet. Cependant les attributions structurales ne résultaient que d'un réseau d'observations trop lâche et de l'extrapolation des résultats de Blanchet : des conceptions comme celles de l'enracinement de la série des Aiguilles de Chambeyron et son parallélisme avec la série de Saint-Ours s'avérèrent erronées.

Aucune indication nouvelle n'est fournie, depuis les travaux de Franchi, sur les régions les plus méridionales (secteur italien). Tout au plus la région d'Acceglio est-elle incidemment englobée dans une étude de S. Conti (1953, 1955) consacrée aux Schistes lustrés.

⁽¹⁾ Les planches III (fig. 1 et 2) et IV de son mémoire figurent un tracé fort précis de cet « axe de l'éventail ». En fait, les recherches sur le terrain ne justifient aucunement ce tracé, entièrement interprétatif.

Cependant la Haute Ubaye recevait encore à une date récente la visite de J. Goguel (1943, 1946, 1950). Avec son discernement habituel cet auteur met le doigt sur les points restés les plus obscurs; il établit simultanément :

- l'appartenance (encore douteuse cependant) des rochers de Saint-Ours à la « nappe supérieure du Guil »;
- l'absence de tout enracinement de cette nappe à la Tête du Seingle (point crucial pour les interprétations de F. Blanchet);
- l'improbabilité du charriage de la « série inférieure du Guil », à l'intérieur de l'édifice Briançonnais;
- l'appartenance Briançonnaise des séries de Ceillac et Maurin, précédemment attribuées par Pussenot, puis Blanchet, à une « zone intermédiaire » de passage aux Schistes lustrés ⁽¹⁾;
- il propose un schéma tectonique synthétique et une interprétation cinématique dont je ne puis que souligner l'importance primordiale puisqu'on sera amené à l'adopter, au moins dans ses grandes lignes.

Au printemps 1954, moment où j'ai entrepris à mon tour de pousser des recherches sur ce secteur de la zone Briançonnaise, les questions suivantes se posaient donc *a priori* au visiteur :

- a. La structure en nappes possède-t-elle une extension vers le Sud-Est, ou, au contraire, la zone Briançonnaise s'y enracine-t-elle ?
- b. Jusqu'où se conserve, en direction du Sud-Est, l'individualité de la zone Briançonnaise ?
- c. Quelles sont les séries stratigraphiques exactes des différentes unités Briançonnaises et quels sont leurs rapports respectifs ?

C'est à ces questions, mais aussi à celles, plus imprévues, qui ont pu être soulevées en cours de recherches, que nous allons nous efforcer maintenant de répondre.

SCHÉMA STRUCTURAL SIMPLIFIÉ

Pour permettre au lecteur de replacer les unités correctement les unes par rapport aux autres, je donne ci-après un schéma structural simplifié.

Nous rencontrons d'Ouest en Est les éléments suivants (des plus externes aux plus internes) :

I. ZONE SUBBRIANÇONNAISE (n'apparaît pas au nord-ouest de Bersezio).

II. ZONE BRIANÇONNAISE, constituée par trois ensembles intriqués :

A. *Nappes Briançonnaises calcaires* (de bas en haut) :

1° Nappe de Rocca Peroni;

2° Nappe du Haut Rouchouze;

3° Nappe de Sautron;

4° Nappe de Chambeyron;

5° Nappe du Chatelet; cette dernière unité constitue, au niveau de l'Ubaye, l'élément le plus élevé de l'édifice; elle est brisée en plusieurs digitations, pour lesquelles j'ai proposé la nomenclature suivante :

a. Digitations externes (du Chagne, de la Tête de Vars);

b. Digitations internes (du Brec de Chambeyron, de la Font Sancte).

⁽¹⁾ Cependant, cette série est encore considérée comme très interne, probablement plus que celle de la Pointe de Rasis, et se rapprochant en cela de celle des Schistes lustrés.

B. *Éléments siliceux de la zone briançonnaise*, affleurant en bandes axiales, de valeur anticlinale :

- 1^o Bande du Ruburent, soubassement de l'unité du Rouchouze;
- 2^o Bande du Passo Gardetta, entre les nappes I et III;
- 3^o Bande de Marinet, entre les nappes III et IV, possédant une couverture calcaire adhérente (série de la Barge);
- 4^o Bande du Roure, plus interne que la nappe V et possédant une couverture calcaire adhérente (série de Maniglia);
- 5^o Bande d'Acceglio, élément briançonnais le plus oriental de tous.

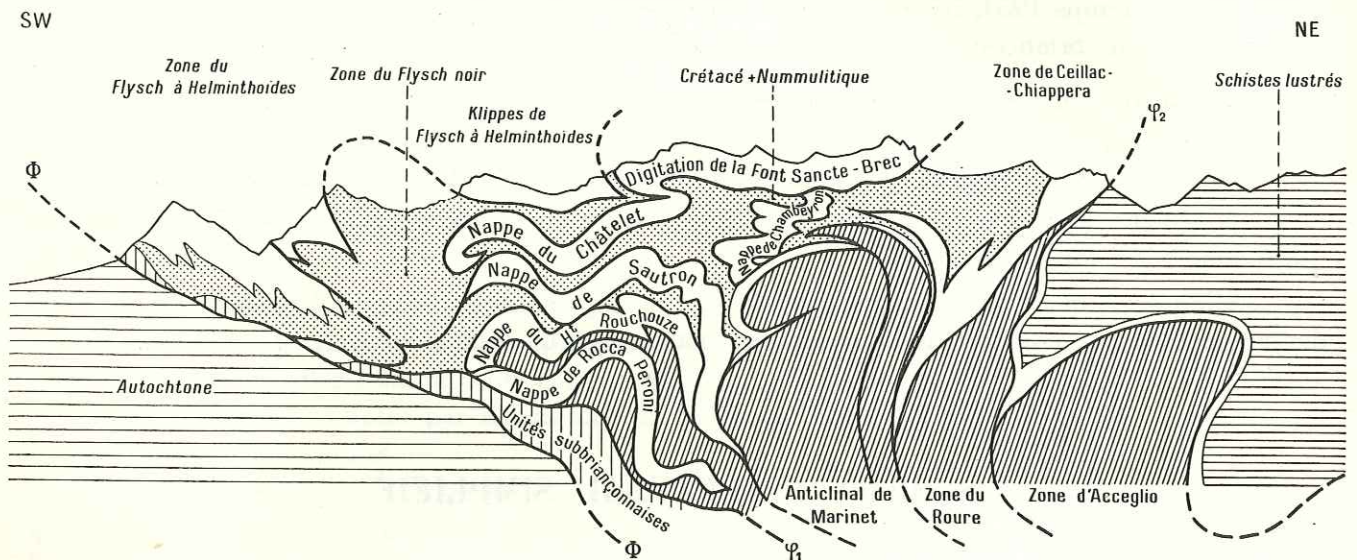


FIG. 2. — Coupe synthétique
(échelle approximative : 1/150.000)

Φ . Chevauchement pennique frontal. — Φ_1 . Chevauchement de la nappe briançonnaise.
 Φ_2 . Chevauchement des Schistes lustrés.

C. *Séries calcaires en position synclinale* et possédant une signification plus ou moins radicale par rapport aux nappes calcaires :

- 1^o Zone Ceillac-Chiappera;
- 2^o Synclinal de Chialvetta.

La première de ces zones sépare les bandes siliceuses 3 et 4, tandis que la seconde sépare les bandes 4 et 5.

III. ZONE DU FLYSCH DE L'EMBRUNAIS.

Bien que supérieur aux précédents, cet élément affleure en général dans des régions plus occidentales. Il forme, pour cette raison, la bordure externe de la zone englobée dans cette étude.

IV. ZONE DES SCHISTES LUSTRÉS, constituant la bordure interne de la zone étudiée.

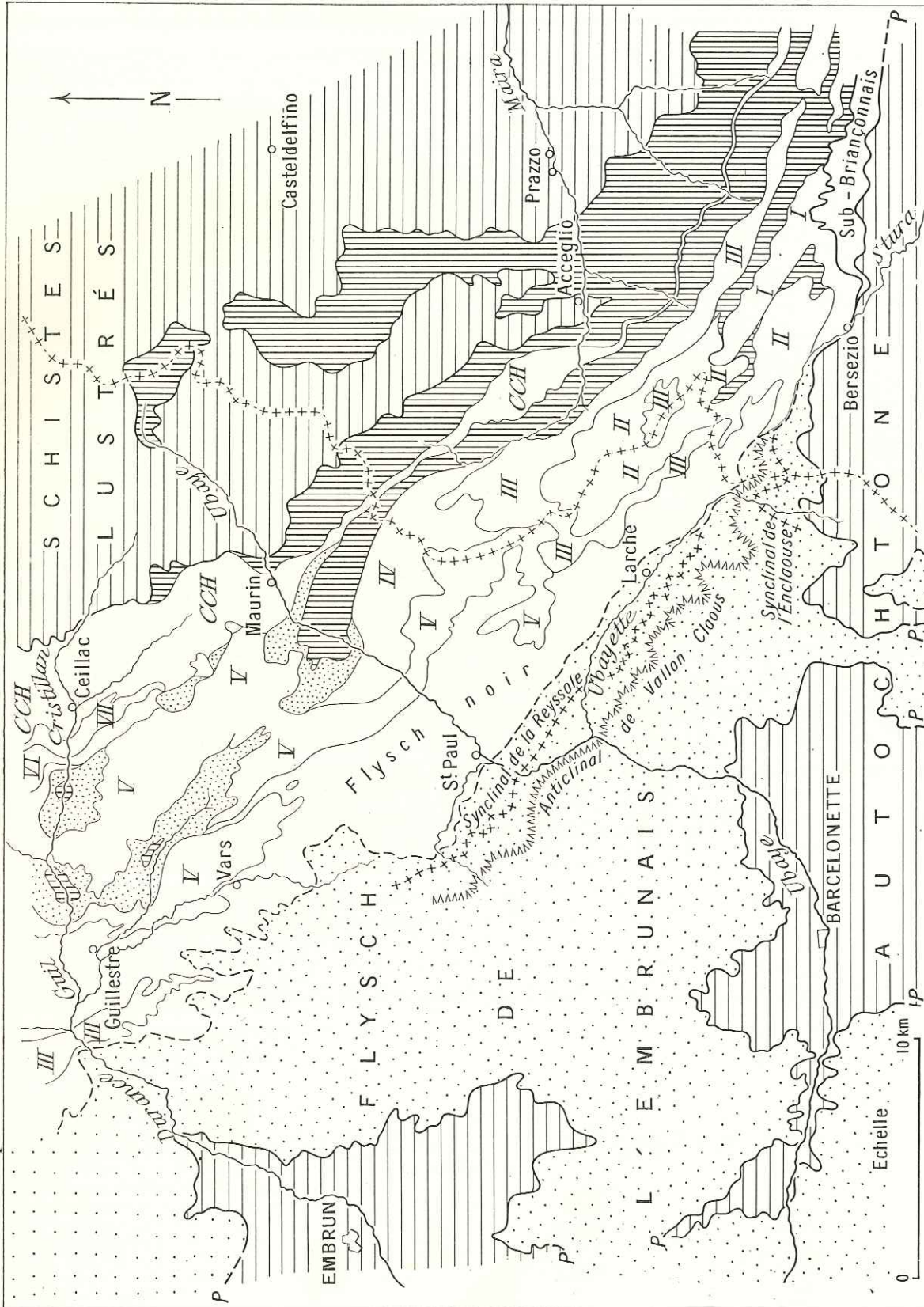


Fig. 3. — Schéma structural montrant les positions relatives des principaux éléments tectoniques

Hachures horizontales : Autochtone et Schistes lustrés. — *Pointillés lâches* : Zone du Flysch de l'Embrunais. — *Pointillés serrés* : Terrains calcaires de l'unité inférieure du Guil, anticlinal de Marinnet. — *Hachures verticales* : Socle siliceux Briançonnais (la bande de Bramousse a été omise). — **I.** Nappe de Rocca Peroni. — **II.** Nappe du Rouchouze. — **III.** Nappe de Sautron et nappe de Champeolla. — **IV.** Nappe de Champeolla. — **V.** Nappe de Chambeyron. — **V.** Nappe du Chatelet (*V_e*, digitation de la Crête de Vars). — **VI.** Nappe d'Assan. — **VII.** Nappe de la Clapière de Ceillac. — **CCh.** Zone Ceillac-Chiappera.

PREMIÈRE PARTIE

STRATIGRAPHIE

Je ne me propose nullement de refaire ici une étude stratigraphique détaillée des assises de la zone briançonnaise : j'ai déjà indiqué, au cours de l'introduction, pourquoi un tel travail ne m'a pas paru nécessaire.

Je chercherai simplement à dégager, dans les lignes qui suivent, les caractères essentiels des formations rencontrées et en particulier ceux qui paraissent avoir un intérêt tout spécial pour les besoins de l'analyse tectonique. J'aboutirai à établir la « séquence-type » qui caractérise la série stratigraphique de chaque unité et n'aurai plus ainsi à revenir sur ces questions au cours de l'étude régionale détaillée.

Il n'est évidemment pas question de passer sous silence les détails stratigraphiques inédits qui ont pu être relevés mais mon point de vue ne saurait être celui du pétrographe pur et je ne m'attarderai notamment que fort peu sur l'étude micrographique.

Nous étudierons successivement :

1. les terrains antétriasiques;
2. le Trias;
3. le Jurassique;
4. le Crétacé et le Nummulitique.

L'étude des terrains quaternaires, malgré son intérêt dans ce secteur, ne sera pas traitée ici : je renvoie le lecteur intéressé par ces questions à une publication antérieure (Gidon M., 1957 c).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 78 63 54 27 - Fax 04 78 51 49 58
Mail : phalour@ujf-grenoble.fr

CHAPITRE I

LES TERRAINS ANTÉTRIASIQUES

Le Permien a été depuis longtemps reconnu, par les auteurs qui se sont occupés de la région, sous ses faciès de Verrucano et d'andésites. Pourtant l'existence du Houiller (Stéphanien) avait passé inaperçue en Ubaye.

Il faut souligner dès maintenant que ces terrains antétriasiques, associés d'ailleurs à ce point de vue à la base du Trias, constituent un ensemble uniquement siliceux, assez homogène; aux affleurements de ces terrains, qui se font à la faveur de remontées anticlinales dont la nomenclature a été donnée plus haut, Franchi avait donné le nom assez justifié de « *Zone axiale permo-carbonifère* ».

Nous étudierons successivement les cinq éléments pétrographiques de cet ensemble, dans l'ordre où ils paraissent se succéder :

1. l'assise conglomératique de la Blachière;
2. les andésites;
3. les schistes conglomératiques lie-de-vin;
4. l'assise verte du Monte Midia;
5. le Verrucano (anagénites des auteurs italiens).

1. L'ASSISE CONGLOMÉRATIQUE DE LA BLACHÈRE

Elle apparaît dans la coupure de l'Ubaye, à la Blachière (chalet ruiné en 1957), à la faveur de l'anticlinal de Marinnet. Je ne l'ai guère observée, en fait, ailleurs, bien qu'en ce point elle montre une puissance considérable (plus de 300 mètres certainement).

Il s'agit d'une succession monotone de couches schistoïdes à distance mais qui forment fréquemment des bancs discontinus de plusieurs mètres d'épaisseur; la patine est grisâtre ou passe au jaune verdâtre par suite de la présence fréquente de lichens silicicoles. La roche est essentiellement constituée par des *grès schistoïdes* gris, parfois légèrement teintés de vert (surtout sur les surfaces altérées). On trouve des lits plus fins, presque pélitiques, parfois psammitiques et franchement schisteux où peut apparaître une coloration violacée.

Un trait tout à fait caractéristique est que ces grès présentent des passées nombreuses plus ou moins riches en galets centimétriques de quartz; ces derniers sont parfois répartis d'une façon évoquant une stratification entrecroisée et forment des saillies à la surface des dalles, à la façon de gros clous sur une vieille porte. Plus localement les galets de quartz deviennent plus gros et plus abondants : on obtient alors un véritable *conglomérat quartzeux* dans lequel on peut trouver aussi des galets de nature différente (roches d'épanchement volcanique d'âge probablement houiller).

Cette formation avait été englobée par les précédents auteurs (Kilian, Blanchet) dans le Verrucano. Elle en est, en fait, bien distincte, car on trouve ces deux terrains sur une même verticale (à l'aplomb de la Tête du Seingle), séparés par un contact de transgression. J'ai acquis la conviction que l'assise de la Blachière était en Ubaye l'homologue de l'assise de Roche-Château qui affleure dans la Haute Clarée, où elle a été étudiée par Feys et Greber (1950), Lemoine (1952 *d*), Fabre, Feys et Greber (1953) et Tissot (1956). On remarquera notamment, malgré l'absence ici de tout niveau calcaire, l'analogie des faciès de ces deux formations.

On aurait donc affaire en ce cas à des couches appartenant au *Stéphanien moyen ou supérieur*; c'est donc la première fois que se trouvent mentionnées des couches de cet âge dans un secteur aussi méridional de la zone briançonnaise française, où le Houiller était réputé s'envoyer complètement.

Je n'ai pu observer nulle part le soubassement de l'assise de la Blachière : il apparaît ainsi que le Westphalien (à supposer qu'il y soit représenté) n'affleure pas en Haute Ubaye et en Haute Maira.

2. LES ANDÉSITES

Les coulées andésitiques de la Haute Ubaye sont connues d'assez longue date (Kilian et Termier, 1895 et 1898 *a*; Termier, 1900) bien que leur âge n'ait jamais pu être précisé solidement.

L'étude pétrographique proprement dite de ces roches sort de notre propos et nous n'envisagerons à leur sujet que l'essentiel de leur aspect stratigraphique.

Nous constaterons, tout d'abord, l'existence de deux variétés faciles à distinguer mais qui ne m'ont pas paru fondamentalement différentes :

a. Une *variété verte* schistoïde est nettement prédominante et prend parfois des teintes assez sombres en patine (Passo la Croce). Elle se développe notamment sur le plateau de Chillol et de Marinet.

b. Une *variété violacée*, encore plus schisteuse s'observe plus sporadiquement. Il m'a paru que sa répartition correspondait essentiellement au sommet de la formation ou aux zones de contacts anormaux. Je pense donc que son origine pourrait être tout simplement une altération, atmosphérique ou par mylonitisation, de la variété verte.

Les conditions d'affleurement, et notamment les dislocations tectoniques, font qu'il est pratiquement impossible de se rendre compte des relations stratigraphiques entre les andésites et l'assise de la Blachière. Un fait cependant peut être retenu : le sommet de la formation andésitique est visible en quelques points; je n'y ai nulle part observé de traces de l'assise (pourtant si puissante) de la Blachière. Nous en pouvons donc conclure à l'antériorité de cette dernière. Par analogie avec les régions plus septentrionales (vallée de Névache), nous attribuerons aux coulées andésitiques un âge *Permien supérieur*.

Je n'ai trouvé en Ubaye aucun équivalent des « Assises de la Ponsonnière » décrites par B. Tissot (1956); il est donc probable que l'on peut admettre l'absence totale de l'*Autunien en Ubaye*.

La répartition des andésites n'est pas quelconque et elles caractérisent les éléments tectoniques suivants :

- bande du Passo della Gardetta (affleurements du Becco Nero notamment);
- bande du Ruburent (affleurements importants du Passo la Croce où elles atteignent une puissance de plus de 200 mètres);
- écaille des Aiguilles de Mary, où elles atteignent également plus de 200 mètres d'épaisseur (plateau de Chillol);
- elles n'apparaissent par contre absolument pas dans l'anticlinal de Marinet proprement dit qui forme une bande allongée NW-SE séparant les deux éléments précédents. Je ne les ai pas observées dans la bande du Roure, mais il n'est pas exclu qu'elles puissent y exister sans venir à l'affleurement.

3. LES SCHISTES CONGLOMÉRATIQUES LIE-DE-VIN

Il s'agit là d'un bon niveau-repère qui affleure malheureusement en trop peu de points.

Il est constitué par des bancs facilement délitables de schistes gréseux (beaux exemples de « fauchage superficiel ») dont l'affleurement le plus beau longe le pied sud-ouest de l'arête du Gros Bec de la Blachière (et se trouve visible depuis Saint-Paul-sur-Ubaye par temps clair).

Lorsqu'il est patiné, ce niveau se repère également d'une façon aisée par sa teinte sombre, bronzée, qui tranche par rapport à l'assise de la Blachière, plus claire. Sous la Tête du Seingle ce contact révèle l'existence d'une assez nette *discordance angulaire*.

À la base on trouve des schistes presque entièrement andésitiques de couleur mauve très soutenue; ils se chargent progressivement, vers le haut, de galets de quartz de plus en plus nombreux, en même temps que la teinte en devient plus claire; au total ils ne semblent pas atteindre une puissance supérieure à une cinquantaine de mètres et même à une dizaine de mètres dans la plupart des cas.

Il est bien clair que ces schistes gréseux sont associés aux andésites ou au moins en dérivent. Il est cependant en général impossible d'établir leurs relations réciproques; au col du Ruburent il m'a toutefois paru que les schistes conglomératiques reposaient sur l'andésite.

Ce sont également là les conditions de gisement des « schistes conglomératiques des Mottets » décrits par B. Tissot (1956). Les faciès paraissant également analogues, nous paralléliserons donc les deux horizons : cela nous conduit donc à attribuer les schistes conglomératiques lie-de-vin au *Permien supérieur*.

Ce niveau enfin ne semble pas avoir une très grande extension; il se développe surtout dans l'anticlinal de Marinet et particulièrement, semble-t-il, sur son bord oriental, qui jouxte l'écaille des Aiguilles de Mary (où se développent au contraire les andésites). On l'observe aussi dans la bande du Ruburent et, sous forme de petites écailles pincées, dans la bande de la Gardetta.

4. L'ASSISE VERTE DU MONTE MIDIA

Le cœur de l'anticlinal du Roure se montre constitué, à l'ouest d'Acceglio, par une assise particulière qui n'affleure pas au Nord. Ce sont essentiellement des schistes siliceux assez fins, de teinte vert pâle. En certains points ces schistes semblent passer à des mylonites andésitiques.

Cette assise se prolonge et prend de l'importance en direction du Sud-Est si l'on en croit les levés de Franchi; pour cet auteur, ils appartiennent à la série des « schistes permien ». Étant donné qu'ils sont recouverts par le Verrucano et qu'ils semblent se rattacher aux andésites par leur base nous les considérerons (sous toutes réserves) comme un équivalent latéral des schistes conglomératiques lie-de-vin. Nous les daterons donc du *Permien supérieur*.

5. LE VERRUCANO

(Anagénites des auteurs italiens)

Nous ne nous attarderons pas à décrire ce faciès ultra-célèbre de conglomérats clairs siliceux à galets colorés. Nous nous arrêterons seulement à noter que l'on tend à le considérer comme caractérisant le *Permien terminal* et peut-être le *Werfénien tout à fait inférieur*. Nous insisterons

aussi sur quelques traits de stratigraphie qui, pour avoir déjà été relevés par d'autres auteurs, n'en méritent pas moins d'être encore mis en lumière :

a. La puissance du Verrucano est très irrégulière suivant les points; alors qu'elle est de plus de 200 mètres dans le secteur du Roure et de 100 mètres encore à la Tête du Seingle, elle se réduit au contraire à zéro en rive gauche du vallon de Chillol. Sans pouvoir l'affirmer catégoriquement, il m'a cependant semblé que cette disparition était due pour une bonne part à une sorte de « dissolution » du faciès Verrucano dans celui des quartzites dont la puissance se voit augmentée en contrepartie. Dans l'ensemble cependant le Verrucano de la Haute Ubaye et de la Haute Maira se caractérise par sa forte épaisseur.

b. On trouve en fait tous les intermédiaires entre les quartzites et le Verrucano (quartzites à petits cailloux roses, etc.) et il n'y a aucun hiatus de sédimentation entre ces deux faciès. Parfois le passage est progressif; parfois au contraire s'intercalent (rive droite du vallon des Hourtchs) une bande de schistes siliceux et opalins de teinte rosée⁽¹⁾. C'est sans doute là l'équivalent de couches qui ont été signalées en position analogue en d'autres points de la zone briançonnaise (Blanchet 1935; Debelmas 1955; Tissot 1956).

Il paraît donc bien net que les quartzites triasiques et le Verrucano, en partie permien, constituent un seul ensemble stratigraphique dont la dissociation en deux est purement arbitraire.

CONCLUSION : PALÉOGÉOGRAPHIE DU STÉPHANO-PERMIEN

La puissance totale des assises qui se succèdent du Stéphanien au Permien supérieur serait

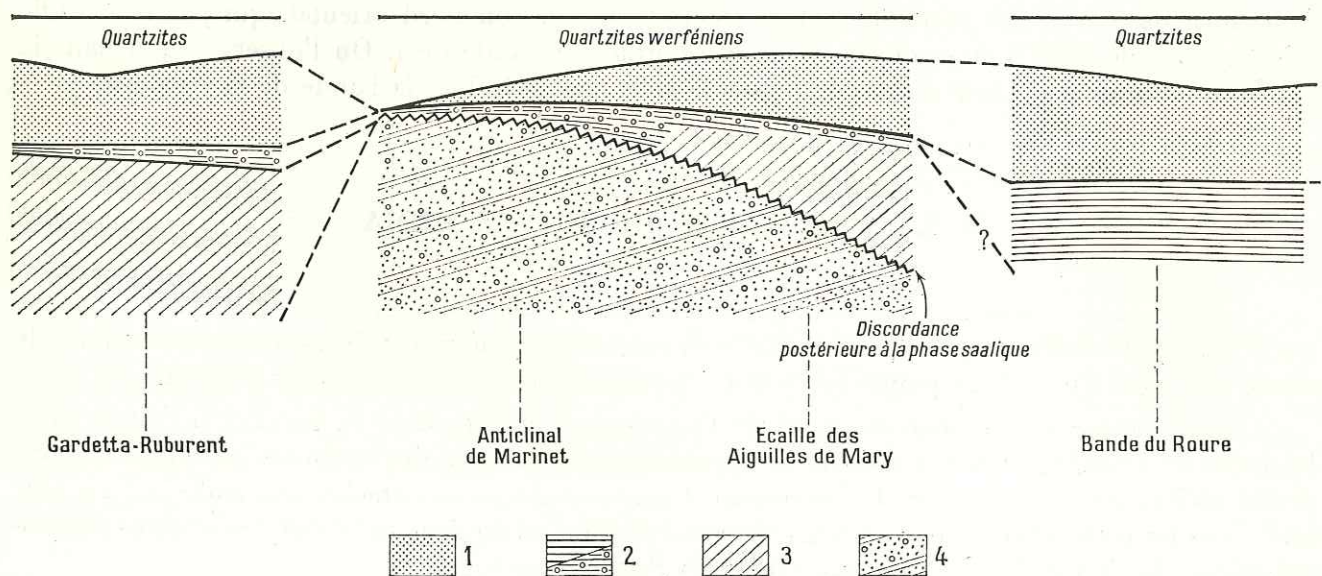


FIG. 4. — Coupe synthétique des assises antétriasiques montrant leurs interrelations et leur répartition horizontale

1. Verrucano (Permien terminal). — 2. Schistes verts + schistes conglomératiques lie de vin (Permien supérieur). — 3. Andésites (coulées au Permien supérieur). — 4. Assise de la Blachière (Stéphanien).

de l'ordre de 600 à 800 mètres si on les réunissait sur une même verticale. La succession en est résumée dans la figure 4.

⁽¹⁾ Voir p. 31.

Le Stéphanien semble avoir été caractérisé par l'existence d'une dépression subsidente subcontinentale dans laquelle se sont accumulés les débris plus ou moins grossiers de l'assise de la Blachière.

À l'Autunien il semble que le domaine qui nous intéresse ait été émergé; en tout cas, les teintes mauves que prennent les andésites et surtout les schistes conglomératiques qui leur sont associés semblent indiquer une altération continentale sous un climat subdésertique⁽¹⁾. Des éruptions volcaniques assez généralisées marquent en outre cette époque. Le Verrucano lui-même porte la trace d'influences analogues.

Il est probable enfin qu'à la fin du Permien on retrouve des conditions de dépôt plus maritimes qui aboutissent dès cette époque à la formation des quartzites blancs bien lités à ripple-marks.

⁽¹⁾ Ou une phase de rhexistase sur les continents voisins, si l'on adopte les conceptions d'Erhart : « La genèse des sols en tant que phénomène géologique ». Paris, Masson, 1956.

CHAPITRE II

LE TRIAS

Les assises du système triasique jouent un rôle de tout premier plan en Briançonnais. L'âge exact, de la formation principale des « Calcaires triasiques » a été établi, après de nombreuses hésitations, par Kilian et Franchi en 1890. À la suite des travaux récents de F. Ellenberger en Vanoise, on peut à l'heure actuelle tenter d'établir un parallélisme plus précis entre les niveaux triasiques briançonnais et les étages du Trias marin alpin.

Nous étudierons les trois niveaux successifs que l'on a l'habitude de distinguer de bas en haut dans le Trias briançonnais :

1. les quartzites;
2. les gypses et cargneules;
3. les calcaires triasiques.

Nous avons déjà vu que le niveau des quartzites s'incorpore en fait, au moins du point de vue mécanique, à la série siliceuse permo-carbonifère qui forme l'assise basale du Briançonnais; au contraire les niveaux 2 et 3 forment l'ossature des nappes briançonnaises.

1. LES QUARTZITES

L'âge *werfénien* de ce niveau basal de la série triasique paraît uniformément accepté à l'heure actuelle. Je l'admettrai sans en avoir trouvé de preuves.

Il est constitué, en Ubaye, par des quartzites très fins dont le litage est en général bien visible; j'y ai souvent rencontré des ripple-marks. Ces assises existent en de très nombreux points, mais c'est peut-être dans la coupure de l'Ubaye qu'elles sont le plus faciles à étudier; afin d'en préciser la position et la succession je décrirai une coupe relevée en rive droite du vallon des Hourtchs, à l'aplomb nord-est de la Pointe du Pont* ⁽¹⁾ (+ 2668); de bas en haut :

- 1° Verrucano à petits grains roses (pendage 30° W);
- 2° 0 à 15 mètres, le plus souvent 5 à 10 mètres, de grès quartzitiques schistoïdes, carminés ou roses, irrégulièrement compacts et formant vire;
- 3° 30 mètres de quartzites francs, « argentés », bien lités, avec ripple-marks;
- 4° grès à patine brune et jaune orangé en cassure, en partie dolomitique et formant une croûte de 0,5 mètre à la surface des quartzites;
- 5° schistes luisants friables noirs ou verdâtres, à grain très fin, englobant un banc de dolomie claire à patine rouille (4 mètres).

⁽¹⁾ Les noms de lieu suivis d'un astérisque renvoient à la page 11.

On peut considérer le niveau 4 de cette coupe comme un banc-repère indiquant le sommet de la formation quartzitique : il est en effet très constamment représenté, avec une puissance variable pouvant localement atteindre 3 mètres au maximum; c'est le cas sur les pentes ouest de la Tête du Seingle où il est décapé par l'érosion et forme, sur une assez grande superficie, une surface structurale. On y trouve par endroits des passées riches en oxyde ferrique ainsi que des zones plus ou moins dolomitiques ou gréseuses. À mon avis, on peut considérer que ce niveau correspond à la fin de la sédimentation gréseuse des quartzites et à l'apparition d'un régime lagunaire. À cette occasion, ont pu se réaliser temporairement des conditions continentales responsables de la formation de cette « croûte dure » et de son oxydation locale.

Nous avons déjà souligné, à propos du Verrucano, combien ces deux terrains étaient liés l'un à l'autre. L'assise 2 de la coupe précédente qui marque leurs limites n'est en effet présente que d'une façon discontinue : s'il y a eu modification des apports détritiques il ne semble y avoir qu'une évolution très progressive du régime de sédimentation vers des conditions plus maritimes (litages fin et régulier, ripple-marks) et moins soumises à des influences désertiques (couleur blanc pur).

2. LES GYPSES ET CARGNEULES

C'est le niveau des « gypses inférieurs » des auteurs anciens. Nous ne nous attarderons pas à souligner une fois de plus combien peu fréquente est la présence de gypses en place à ce niveau : on ne les trouve en fait jamais que dans une position tectoniquement anormale, extravasés. Ce trait caractérise aussi à un moindre degré les conditions de gisement des cargneules ⁽¹⁾.

Ce niveau montrera donc surtout des cargneules, accompagnées il est vrai de divers termes que nous allons préciser par quelques coupes :

Coupe en contrebas nord-est de la Pointe du Pont (anticlinal de Marinet)*

De bas en haut et à la suite de la coupe décrite au paragraphe précédent on relève :

5° schistes noirs ou verdâtres, luisants et friables, à grain très fin, englobant un banc de dolomie claire à patine rouille (4 mètres) : il s'agit là de dépôts argilolitiques, effectués dans des conditions probablement lagunaires si l'on en juge par la présence du banc de dolomie intercalé;

6° arkose friable contenant des débris des schistes précédents (0,3 mètre) : ce banc témoigne de l'arrivée d'un apport détritique relativement plus grossier qui semble avoir remanié le niveau inférieur, lors de sa mise en place;

7° cargneules (0,3 mètre);

8° microbrèche calcaire assez sombre à patine rouille (1,5 mètre);

9° dolomies à patine grise ou jaune, alternées de schistes carbonneux en minces lits ou en intercalations capricieuses donnant par endroits un aspect bréchiq (5 mètres).

Ces deux derniers niveaux peuvent être interprétés comme indiquant une évolution vers des conditions plus maritimes, troublée cependant par des mouvements irréguliers du fond; on notera plus loin les analogies avec la période finale de la sédimentation dolomitique.

Au-delà débute la falaise des calcaires triasiques qui comprend d'abord :

10° dolomies assez massives grises ou jaunâtres (5 mètres);

11° calcaires noirs en gros bancs.

⁽¹⁾ Dans ces masses extravasées j'ai pu noter en plusieurs points que la formation de cargneules ne se limitait pas aux assises du Trias, et encore moins à celles du Werfénien supérieur : elle gagne également des niveaux stratigraphiques différents, en particulier le Dogger (voir p. 165 notamment).

Ces faits sont donc à rapprocher de ceux signalés par F. Ellenberger en Vanoise et trouvent leur explication dans la théorie proposée par W. Brückner (1941) pour expliquer la cargneulisation.

Coupe au pied nord de la Grande Aiguille de Mary
(anticlinal de Marinet)

Sous les quartzites argentés de la Grande Aiguille, on trouve, au col coté 2 650, et en position renversée, 5 mètres de schistes argilolitiques formant à distance un liseré verdâtre continu; ils sont verts ou mauves en cassure, moins souvent noirs, et possédant un toucher talqueux; au-dessous se trouvent des calcaires marbreux plaquetés, teintés de rose ou saumon.

Au col 2 598 au pied de l'Aiguille P. André on ne trouve, entre les calcaires fluidaux à bandes ocreuses et les quartzites, que 2 mètres de schistes papyracés jaunes dolomitiques suivis de 2,5 mètres de dolomie à patine jaune.

*Coupe au sud-ouest du col du Ruburent**
(bande siliceuse du Ruburent)

Les quartzites se terminent par quelques assises de grès zonés plus grossiers; ils sont recouverts par des schistes argilolitiques versicolores où s'intercalent quelques lentilles de cargneules.

Coupe à l'aplomb de Gheit
(synclinal de Chialvetta)

Dans l'éperon qui descend vers la vallée de l'Unerzio à l'aplomb de Gheit on relève de bas en haut :

- 1° quartzites argentés;
- 2° 30 mètres de dolomies blanches se terminant par un délit ocre de 5 centimètres avec incrustations rubéfiées;
- 3° 1 à 2 mètres de schistes noirs secs, délitables aisément; se terminant par des schistes argilolitiques blancs à patine rouille;
- 4° dolomie ocre (en patine comme en cassure) [50 centimètres];
- 5° schistes noirs argilolitiques (1 mètre);
- 6° dolomie ocre (1 mètre);
- 7° après une interruption par des éboulis la coupe se termine par 5 à 10 mètres de cargneules que recouvre le Malm.

En résumé, nous retiendrons que ce niveau se caractérise par l'existence à peu près constante d'argilolites noires ou bariolées, autant que par celle des cargneules.

L'âge de cette formation n'est pas possible à établir en Ubaye. À la suite des différents auteurs qui se sont occupés de la zone briançonnaise, et spécialement de F. Ellenberger, nous la rapporterons au *Werfénien tout à fait supérieur*.

Nous avons dit plus haut que les cargneules sont le plus souvent extravasées : en fait on peut être à peu près assuré chaque fois que l'on rencontre une accumulation assez importante de ces roches qu'on se trouve sur le passage d'une dislocation tectonique importante. C'est ainsi le cas, entre autres, pour différents points de la base de la nappe du Chatelet (voir description tectonique) ou de celle de Chambeyron, pour les injections parfois gypseuses de la zone Ceillac-Chiappera (Ceillac, vallon de Mary, Valle di Maurin, Colle Estelletta, etc.), de la zone du Roure (Colle di Chiabrieria, etc.) ou de la zone de la Gardetta (Colle Valcavera, Colle Margherina, Passo della Gardetta). En tous ces points les cargneules sont brassées tant avec le gypse qu'avec les schistes argilolitiques ou, éventuellement, avec les couches de base des calcaires triasiques. Aucune stratigraphie ne peut alors y être débrouillée, tant en raison des conditions tectoniques que par suite de l'origine même des cargneules ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ On sait que, pour W. Brückner, ces roches sont dues aux actions dissolvantes sélectives des eaux sulfatées sur une roche-mère, de formation plus ou moins antérieure : une même masse de cargneules peut résulter de la transformation de roches-mères très variées et même très mélangées.

3. LES CALCAIRES DOLOMITIQUES

Cet horizon est à coup sûr le plus important de la zone briançonnaise, spécialement dans le secteur italien, par son volume de roches et son rôle morphologique. Je n'ai fait aucune trouvaille particulière qui permette en particulier d'en préciser l'âge.

Sur le terrain on peut distinguer quatre niveaux bien individualisés qui sont de bas en haut :

- a. les calcaires plaquetés et vermiculés;
- b. les calcaires massifs;
- c. les dolomies zonées;
- d. les brèches et schistes dolomitiques.

a. Les calcaires plaquetés et vermiculés

C'est là un niveau-repère très utile pour orienter les affleurements calcaires isolés; on le repère en général à distance par sa patine jaunâtre et ses éboulis assez abondants (que l'on peut ainsi confondre avec les affleurements de cargneules).

Quelques coupes vont nous permettre de préciser la composition de ce niveau :

*Coupe du revers nord-est de la Plate de Chauvet** (nappe des Aiguilles de Chambeyron)

De bas en haut :

- 1^o quartzites blancs revêtus de leur « croûte gréseuse » de 50 centimètres à 1 mètre d'épaisseur;
- 2^o schistes secs argilolitiques discontinus (0 à 50 centimètres);
- 3^o des schistes analogues verts s'intercalent à la base d'une série de 1 à 5 mètres de dolomies jaunes et roses plaquetées; quelques passées plus rares vers le haut. L'ensemble pourrait être éventuellement confondu avec les marbres en plaquettes;
- 4^o dolomies roses évoquant le Malm; calcaires clairs à zones rosées parfois contournées (« calcaires fluidaux » de Schneegans), avec intercalations, de proche en proche, de bancs de dolomies à patine jaune (30 mètres);
- 5^o calcaires dolomitiques gris, en bancs décimétriques à vermiculures ou plus souvent à délits et entrebancs dolomitiques jaunes formant un fond sur lequel tranchent les vermiculures.

Coupe prise en amont de la bergerie des Hourtchs (anticlinal de Marinnet) [rocher à l'ouest du point 2 305]

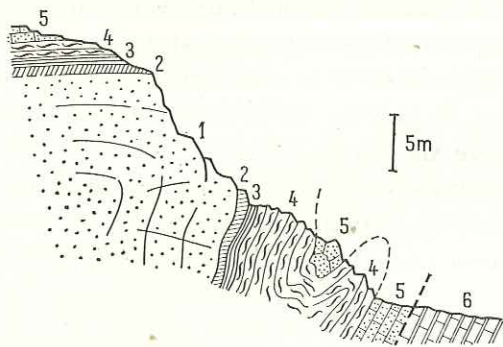


FIG. 5. — Coupe prise en amont de la Bergerie des Hourtchs
(Légende dans le texte.)

De bas en haut de la série :

1. quartzites;
2. leur « croûte » gréseuse;
3. schistes argilolitiques;
4. calcaires « fluidaux »;
5. dolomies assez claires, avec passées calcaires fluidales;
6. calcaires en petits bancs, gris clair, cristallins, avec passées phylliteuses.

La coupe se termine par le fait de l'érosion.

On relèverait des coupes analogues en de très nombreux points, notamment sur l'extrémité de l'arête descendant du Brec de Chambeyron sur le col de la Gypièrre, sur l'arête est de la Punta le Teste, au Bric Content, au Monte Oserot, etc.

En résumé, ces couches présentent deux niveaux successifs caractéristiques :

a. des *calcaires plaquetés*, souvent phylliteux, de teinte saumon ou parfois verdâtre, avec intercalations de délits argilolitiques ou de bancs de dolomies claires à patine jaune (20 à 50 mètres);

b. des *calcaires en petits bancs à vermiculures* ou s'intercalent des bancs parfois épais mais isolés de dolomie massive jaune, contenant parfois des nodules rouges ferrugineux (le Pêvoux* à la base de la nappe du Chatelet). Ce niveau m'a fourni de petits articles d'Encrines en différents points (30 à 80 mètres).

L'ensemble est à rapporter au *Virglorien inférieur*.

b. Les calcaires massifs

Ils passent par leur base, sans limite marquée, aux calcaires vermiculés; d'autre part quelques bancs de dolomie jaune isolés se logent de place en place encore à la base de cette série et lui confèrent à distance un fin *rubanement* caractéristique sur une épaisseur de 50 à 100 mètres (face est du Brec, face est de la Tête de Sautron et surtout face sud de la Tête de Moïse).

Les calcaires sont, en cassure, d'un gris bleu plus ou moins clair mais ils peuvent être localement gris pâle ou au contraire noirs et riches alors en membranes ou petites poches d'oxyde de fer rouge sang.

Ces assises rubanées sont surtout bien développées dans la nappe de Sautron; dans les nappes du Rouchouze et de Rocca Peroni, ils s'effacent en grande partie en faveur de calcaires plus homogènes à patine sombre, brunâtre. L'ensemble appartient sans doute encore à la *partie supérieure du Virglorien*.

Au-dessus viennent des *calcaires francs en gros bancs* qui montrent cependant encore, par places, de fines passées dolomitiques. Elles affectent souvent ici l'allure de délits finement schisteux à toucher savonneux. J'y ai localement trouvé (aiguille de Chambeyron, Pointe des Cirques) une assise décimétrique vert émeraude assez énigmatique.

Le calcaire est le plus souvent noir ou gris sombre avec une patine légèrement rosée unie; Il peut être oolithique et se trouve alors en général assez fissile ce qui n'aide pas à le distinguer de certaines assises analogues du Dogger (Monte Cerello, Bric Cassin).

La puissance de ces calcaires est considérable et approche le plus souvent de 300 mètres. Ils forment ainsi de redoutables falaises, dont les rochers du Pêvoux qui tombent sur l'Ubaye, ceux de Saint-Ours qui tombent sur Fouillouze, ceux du Brec, de la Tête de Moïse, de la crête de Vallon Laugier, etc., sont de splendides exemples.

Il faut sans doute les rattacher déjà au *Ladinien inférieur*.

c. Les dolomies zonées

C'est là, sinon un niveau-repère, du moins un niveau assez aisément repérable, qui est fort utile pour orienter la succession de certains affleurements. C'est surtout pour cette raison que j'ai tenu à le distinguer sur la carte par une teinte spéciale. Je ne reviens pas sur les caractères de ces dolomies et des nombreux niveaux de brèches qui y sont disséminés, me contentant de renvoyer le lecteur à l'excellente analyse de J. Debelmas (1955). Nous en noterons seulement la succession caractéristique, telle qu'elle peut être relevée en de nombreux points et notamment dans le versant de Fouillouze des rochers de Saint-Ours ou le long du torrent du Rouchouze :

1. dolomies grises à patine brunâtre (« dolomies sombres inférieures » : 60 mètres);
2. dolomies grises à patine claire (60 mètres);

3. dolomies le plus souvent gris sombre à patine brunâtre, souvent oolithiques ou piquetées de points blancs siliceux (débris de Diploporidés?) [« dolomies sombres supérieures » : 35 mètres, mais parfois plus, parfois moins].

Les limites entre ces horizons, distingués essentiellement par leur patine, sont évidemment diffuses et susceptibles de quelques déplacements locaux mais la succession présente une assez belle uniformité entre des points même très éloignés.

Notons trois particularités :

a. Dans le chaînon du Brec, notamment, on remarque, dans les dolomies comme d'ailleurs dans les calcaires triasiques, la présence de lits de silex disséminés, parfois d'assez belle taille.

b. Localement (arête est des Henvières, arête Saume-Croix du Mélezet) on voit s'intercaler dans les dolomies noires inférieures une assise fort riche en concrétions rouge sang, qui se distingue à distance; en d'autres points on observe une telle roche sous forme de nodules isolés (col du Vallonet, par exemple). Il m'a paru qu'il pouvait s'agir là d'un véritable *Sidérolithique d'âge triasique*.

c. Aux environs du col du Ruburent, notamment, on relève que les entrebancs des dolomies noires supérieures (localement assez développées) se présentent sous l'aspect d'encroûtement siliceux. Ils y affectent de plus, assez souvent, un dessin grossièrement polygonal, semblant dû à l'existence d'un tel dessin à la surface du banc inférieur formant moule en creux. Cela m'a semblé évoquer assez nettement des *mud-cracks*.

De tels *mud-cracks* indubitables me sont tombés sous les yeux à la surface d'une dalle de dolomie noire en contrebas est du point 2710 de la crête de la montagne de la Salette : il semblerait donc qu'on doive admettre que le dépôt des dolomies a pu être entrecoupé de brèves émergences.

L'ensemble des dolomies est à rapporter au *Ladinien supérieur*.

d. Les schistes et brèches dolomitiques sommitales

(« couches postladiniennes »)

La série triasique se termine toujours par ce niveau, à l'exception des cas où elle a subi une érosion postérieure l'ayant enlevé (nappe de Chambeyron).

On peut l'étudier facilement en rive droite du vallon du Chatelet mais la coupe n'y est pas complète. On peut également trouver ce niveau dans les pentes amont du rocher du Chatelet où il affleure d'une façon discontinue; dans la coupe du Rouchouze il est localement réduit. La coupe-type la plus facilement accessible nous sera fournie par l'extrémité de l'*arête nord de la Tête des Adrechouns* (en rive droite du ravin des Beaumes)⁽¹⁾.

On y voit tout d'abord s'intercaler, dans les couches sommitales des dolomies noires supérieures, quelques délits schisteux noirs; plus haut ces schistes se développent et affectent un litage extrêmement capricieux séparant ainsi des bancs de dolomie plus ou moins lenticulaires. La patine de ces bancs est alors jaunâtre et on note qu'il s'agit le plus souvent de brèches dolomitiques. Quelques bancs plus réguliers de dolomie grise à patine jaune rompent la monotonie de l'ensemble dont la puissance est de l'ordre d'une trentaine de mètres (laminages éventuels probables).

Je donnerai, notamment pour préciser les épaisseurs atteintes par ce niveau, en l'absence d'actions tectoniques, une autre coupe qui n'est pas d'accès facile :

Coupe sous le sommet de la Tête de la Courbe

(versant est)

[nappe du Chatelet]

De bas en haut :

1. dolomies sombres ladiniennes;
2. schistes et petits bancs dolomitiques à patine jaune (2 mètres);

⁽¹⁾ Rochers de Saint-Ours, versant est.

3. brèches dolomitiques à patine sombre (3 mètres);
4. schistes jaunes (2 mètres);
5. dolomies noires (6-8 mètres);
6. longue alternance de schistes jaunes, de bancs dolomitiques jaunes plus ou moins bréchiques et de schistes noirs (40 mètres);
7. bancs de dolomie jaune (5-6 mètres);
8. petits bancs calcaires sombres du Dogger débutant par un très mince délit carbonneux.

On voit que la puissance totale est de l'ordre de 60 mètres; ce niveau forme un talus caractéristique au sommet de la corniche des calcaires triasiques.

La répartition de ce niveau est extrêmement large :

Il est constant dans la *nappe du Chatelet*, exception faite pour l'extrémité nord de la crête de vallon Laugier et les abords du col de la Coulette de Vars, où il a été enlevé par des érosions jurassiques.

Dans la *nappe de Chambeyron* il est absent partout du fait de telles érosions, à l'exception toutefois d'un affleurement très restreint dans les pentes sud du Monte La Ciarm (Valle del Maurin). Les schistes noirs prennent en ce point un aspect nettement carbonneux.

La *nappe de Sautron* en montre en général un développement très généreux (notamment entre le pas de la Portiolette et le Monte Baueria). On y note également (col sud du Monte Cerello, abrupts orientaux de la Rocca Bianca) l'invasion des délits schisteux par de la matière carbonneuse; une exploitation a même pu se former à ses dépens dans les pentes en rive droite de Chiappera ⁽¹⁾. La puissance de ces couches se réduit par contre assez fortement dans la zone occidentale de la nappe (unité de Tête Dure).

Dans la *nappe du Rouchouze* ces assises n'apparaissent qu'à l'est d'une ligne Rocca Bianca-col du Ruburent* : plus à l'Ouest elles ont été érodées avant le dépôt du Dogger; elle n'y atteignent d'autre part qu'une épaisseur guère supérieure à une trentaine de mètres.

Dans cette même unité il nous faut noter l'apparition, au sein même de ces dolomies (schistes peu abondants), d'un *niveau de cargneules*. Je l'ai rencontré à Rocciasetto, au Colletto dal Vallonasso (sous l'Auta Vallonasso) et sous la Pointe de Feuillas*; il existe également en un point de la portion occidentale de la nappe de Sautron (col Rémy). On relèvera donc que le niveau sommital du Trias semble montrer de grandes analogies dans la portion orientale de la nappe du Rouchouze comme dans la portion occidentale (externe) de celle de Sautron.

Sans vouloir exagérer l'importance de l'apparition de ce niveau de cargneules, il faut remarquer qu'il indique ici un retour à des conditions de sédimentation tout à fait analogues à celles du Werfénien supérieur (où nous avons également rencontré des niveaux de dolomies intercalées de schistes fins). D'autre part sa découverte oblige à réutiliser la désignation naguère classique de « *cargneules supérieures* », alors que partout ailleurs en Briançonnais ce niveau s'est jusqu'à maintenant avéré inexistant ⁽²⁾.

Il n'est peut-être pas abusif de voir, dans sa présence ici, une analogie entre les unités briançonnaises les plus externes et les unités subbriançonnaises (où l'existence des gypses et cargneules supérieures est bien connue).

⁽¹⁾ Valle del Maurin.

⁽²⁾ Ces cargneules ne me sont nulle part apparues comme associées à des gypses. Pourtant, si l'on admet les conclusions de W. Brückner (1941) quant à la cargneulisation, il a dû exister à ce niveau un horizon de gypses responsables de ce phénomène : en effet la position de ces « *cargneules supérieures* » (d'ailleurs parfaitement interstratifiées entre Trias et Dogger) oblige à repousser sans hésitation l'hypothèse suivant laquelle elles résulteraient de l'action « contaminante » de gypses werféniens extravasés.

On notera en outre, qu'à Rocciasetto le phénomène de cargneulisation m'a paru s'étendre jusqu'aux assises basales du Dogger.

Dans la zone *Ceillac-Chiappera*, le développement et l'aspect du niveau des dolomies et schistes sommitaux est comparable à celui qu'il revêt dans la nappe du Chatelet : on les rencontre ainsi à Maljasset, ou, en Italie, au Monte Eigheir; au Monte Boulliagna cependant, il s'agit plutôt de brèches à éléments dolomitiques gris et ciment jaune avec très peu de délits schisteux; les éléments sont assez gros (10 centimètres de moyenne) et l'ensemble, repérable de loin à sa patine jaune mais ne formant pas talus, atteint 30 mètres.

Dans la zone *du Roure*, ces assises se retrouvent avec un développement au contraire plus marqué pour les schistes intercalaires qui forment de véritables lits de plus de 1 mètre d'épaisseur par endroits; les brèches sont assez rares et l'on observe surtout, au sommet de la formation, des passées de calcaires gris sombres rubanés, à patine brune, qui peuvent devenir prédominants. Ces couches peuvent être aisément étudiées sur le versant sud-ouest du Monte Maniglia (point 2819). Le fait sans doute le plus important est qu'elles reposent *directement sur les quartzites werféniens*; les calcaires triasiques sont totalement absents.

Enfin le *synclinal de Chialvetta* m'a montré, dans une position analogue, des couches un peu particulières que je rattacherai également à ce niveau :

Au lieu-dit la *Frana del Gollone*, dans les pentes descendant du Monte Midia sur Acceglio, j'ai pu relever, aux alentours de la cote 1600, les deux coupes parallèles suivantes :

A. *De bas en haut* (terminaison septentrionale de la falaise) :

1. dolomies noires ladiniennes;
2. alternance de bancs calcaires clairs, parfois vert pâle, et de couches schisteuses jaunes et surtout mauves ou vertes (20 mètres); les bancs calcaires présentent souvent des flammes roses ou ocre, parallèles à la stratification et des délits poudreux jaunes dolomitiques;
3. schistes noirs secs (50 centimètres);
4. calcaires plaquetés du Dogger.

B. *De haut en bas* (à l'extrémité sud de la falaise) :

1. calcaires plaquetés noirs du Dogger;
2. schistes noirs secs argilolitiques (20 mètres);
3. calcaire noir un peu dolomitique, avec flammes ocre et délits jaunes (10 mètres);
4. alternance sur 20 mètres de bancs de dolomie claire très brisée de 50 centimètres d'épaisseur et de schistes tendres, comme talqueux, argilolitiques, blancs ou verts;
5. 20 mètres de dolomie à patine jaune et ocre, blanche ou jaune et très dure en cassure;
6. calcaires plaquetés noirs à délits jaunes, se brisant très facilement en petits cubes.

Au tournant de la route de l'Unerzio, à l'aplomb de *Chialvetta* j'ai relevé, de bas en haut et à la suite des dolomies ladiniennes :

1. calcaires noirs, finement plaquetés et à patine brune, délits schisteux dolomitiques de couleur ocre, s'épaississant par points;
2. brèches assez bien litées, à éléments dolomitiques et ciment également dolomitique mais parfois ocre; les niveaux 1 et 2 atteignent une puissance d'environ 15 mètres;
3. calcaire clair à abondantes flammes vertes et mauves, ou ocre également, évoquant beaucoup certains faciès du Malm (5 mètres);
4. brèches à gros éléments dolomitiques et délits schisteux très capricieux peu continus, soit verts soit mauves; l'ensemble atteint 30 mètres et est assez massif; il évoque bien les assises terminales du Trias du massif de Chambeyron.

La coupe se termine par un contact anormal.

En résumé, nous avons là des faciès qui rappellent surtout les couches de passage du Werfézien au Virglorien mais que leur position doit faire rapporter aux couches terminales du Trias.

Pour conclure sur cet horizon terminal du Trias, nous en résumerons les traits caractéristiques; il comporte donc essentiellement de petits bancs dolomitiques, à patine en général jaune, et souvent bréchiques, mêlés de schistes argilolitiques ou charbonneux noirs. On y trouve parfois des

réurrences des faciès de passage du Werfénien au Virglorien, tels des calcaires flammés, des schistes argilolitiques ou encore des cargneules.

L'âge de cet ensemble est très douteux : Franchi en avait fait du Rhétien; pour J. Debelmas il pourrait représenter, dans le massif de Gaulent, le Carnien et éventuellement le Norien; il est de fait qu'en de nombreux points ces couches évoquent passablement les assises de base du Rhétien de Saint-Crépin. N'apportant aucun élément nouveau au sujet de cette datation, je désignerai par la suite ce niveau sous le nom de *couches postladiniennes*.

CONCLUSION : PALÉOGÉOGRAPHIE DU TRIAS

C'est dans l'ensemble une période où notre région connut des mers peu profondes et une assez grande instabilité du fond marin.

L'allure bien stratifiée des dépôts du Werfénien, leur blancheur souvent immaculée (quartzites « argentés ») et la présence fréquente de ripple-marks semblent indiquer qu'il s'agit de sédiments formés sur des côtes sableuses faiblement immergées : c'est le premier stade de l'invasion progressive par les eaux du domaine désertique permien.

Un régime lagunaire s'établit au Werfénien supérieur (gypses), où règne une sédimentation très troublée (argilites, cargneules) subcontinentale et qui a peut-être même débuté par une courte émergence (« croûte » supérieure des quartzites).

Dès le Virglorien s'installe une mer peu profonde abritant des prairies d'Algues (Diploporées, cependant très rares ici) et une faune riche en Crinoïdes (articles très fréquents au Virglorien comme au Ladinien) et parfois en petits Bivalves (sous forme de débris dans les dolomies ladinienues). Une subsidence continue semble avoir maintenu presque constante la profondeur de cette mer, tandis que s'épaississaient les dépôts (plus de 500 mètres par endroits).

Des indices de diminution de profondeur et d'une sédimentation moins calme apparaissent dès le Ladinien (dolomitisation plus poussée, brèches de types variés mais surtout diagénétiques). Au Ladinien tout à fait supérieur et peut-être au Carnien, on tend vers un régime lagunaire qui n'est pas sans rappeler celui du Werfénien supérieur (brèches dolomitiques, schistes argilolitiques et, par endroits, cargneules). Des apports organiques continentaux ont même pu, très localement, être à l'origine de couches de charbon.

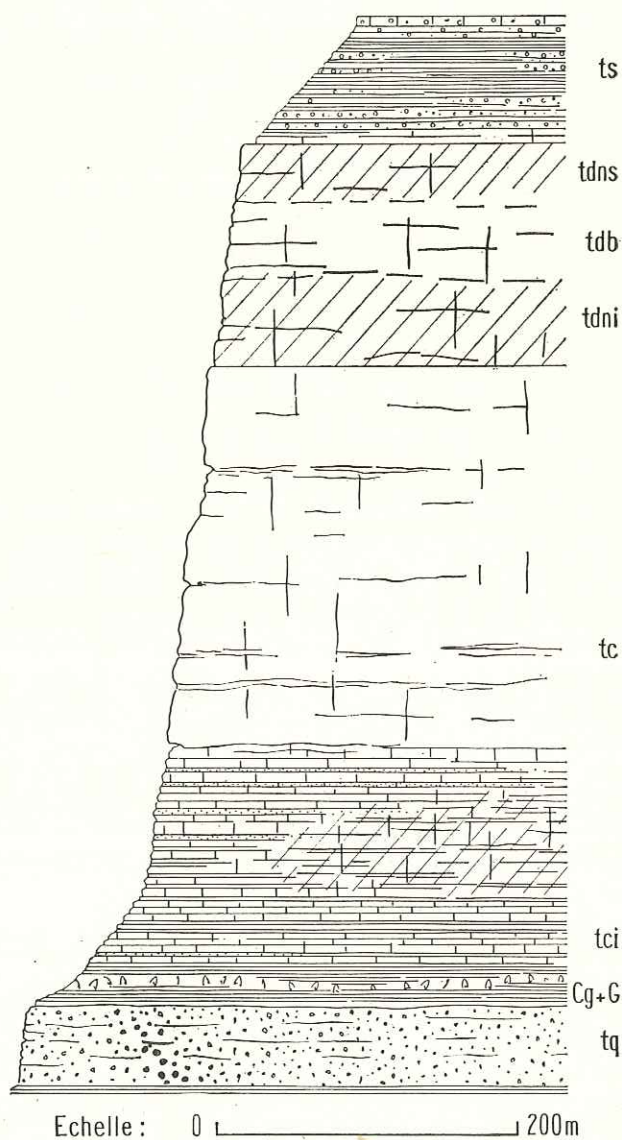


FIG. 6. — Coupe synthétique des assises triasiques

(Pour toutes les abréviations portées sur cette figure, ainsi que sur les figures suivantes, consulter la *Liste générale des Abréviations* placée en dépliant en fin de volume.)

Le Norien manque probablement, à moins qu'il ne soit représenté lui aussi dans les assises postladiniennes. Ajoutons que le dépôt de ces assises a été précédé dans certains secteurs par une érosion plus ou moins intense : au Monte Ciaslaras, au lac de Marinnet et dans le soubassement du Monte Pertusa (anticlinal de Marinnet), elle a atteint les calcaires virgloriens et dans la zone du Roure (Monte Maniglia, Valle di Fissela) a dénudé les quartzites werféniens : *les aires actuellement anticlinales du Roure et de Marinnet devaient donc constituer, dès cette époque, des reliefs appréciables* ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ L'importance de cette érosion anté-rhétienne a déjà été soulignée par J. Debelmas et M. Lemoine (Debelmas, 1957, b). On notera à ce sujet, dans notre région, que la localisation de cette érosion (zone de Marinnet et zone du Roure) semble bien indiquer l'existence d'une tectonique embryonnaire par rides anticlinales de direction alpine qui *préfigurent dans une certaine mesure les accidents fondamentaux de la semelle siliceuse briançonnaise* (voir également note 1, p. 57 et conclusions tectoniques).

CHAPITRE III

LE JURASSIQUE

Les assises jurassiques ne couvrent pas une étendue considérable dans le secteur qui nous intéresse; mais elles présentent une plus grande diversité que les couches triasiques. Cette variabilité permet d'ailleurs de leur faire jouer, dans bien des cas, un véritable rôle d'« indicateur sensible », qui aide considérablement à distinguer les différentes unités ⁽¹⁾.

Le Jurassique de nos régions ne présente que fort peu de caractères qui n'aient déjà été abondamment signalés en d'autres points du Briançonnais. Je ne ferai donc pas la description de ces faciès « ordinaires » (voir à ce sujet par exemple J. Debelmas, 1955 c) et préciserai seulement quelle est l'unique série-type dont nous envisagerons ensuite les variations; sur le Trias on trouve donc :

a. un *Dogger* formé essentiellement de calcaires noirs plus ou moins massifs et à patine claire, assez néritiques en général;

b. un *Malm* marmoréen, clair, pélagique, à patine généralement un peu ocracée ⁽²⁾. Il débute très souvent par des assises rouges dont le type le plus célèbre est le Marbre amygdalaire de Guillestre ⁽³⁾.

Examinons maintenant la répartition de ces étages et leurs particularités dans les diverses unités, en commençant par les plus externes.

1. NAPPE DE ROCCA PERONI (I) ⁽⁴⁾

La série jurassique n'y est que rarement observable, par suite, très vraisemblablement, d'une énergique dénudation tectonique.

Je n'ai relevé sur le bord est de la nappe que deux affleurements d'âge jurassique :

a. Un minuscule pointement de calcaire gris sombre, vaguement oolithique et à patine claire, apparaît dans le vallon de l'Escalon, au pied est de la Rocca Peroni; il repose presque directement sur les dolomies ladiniennes; 1 ou 2 mètres d'assises postladiniennes paraissent cependant s'intercaler à la base de ces couches attribuables au *Dogger*.

⁽¹⁾ D'une façon moins décisive cependant que dans d'autres régions des zones internes.

⁽²⁾ Ce caractère se révèle parfois précieux lorsqu'il s'agit de cartographier cet étage.

⁽³⁾ Quant à l'origine de ce faciès voir : Lucas (1955 a, 1955 b, 1955 c); Latreille (1957 b).

⁽⁴⁾ Entre parenthèses : le numéro d'ordre des nappes.

b. La route du Passo Rocca Brancia, après avoir quitté les andésites du Passo della Gardetta, coupe un affleurement jurassique lenticulaire ne dépassant pas 20 mètres de puissance et 50 à 100 mètres de long. Il s'agit de calcaires gris, souvent mouchetés de noir et à surface scintillante, qui reposent directement sur les dolomies sombres supérieures du Ladinien. Il faut sans doute y reconnaître un Dogger quelque peu tectonisé par le recouvrement des andésites de la Gardetta. Le sommet de la série passe assez insensiblement à des assises plus claires, parfois rosées et à patine jaunâtre, que l'ensemble de ces caractères tendrait à faire attribuer au Malm.

Aux abords de Bersezio, au contraire, sur le bord ouest de la nappe, s'observe une série jurassique dont la puissance atteint facilement 100 mètres. Je n'en ai pas fait une étude très poussée mais j'ai pu constater qu'il s'agissait là du Dogger sous forme de calcaires bien lités à patine claire légèrement bleutée. Il m'a semblé que ces couches reposaient par contact stratigraphique direct sur les dolomies ladinienues mais je ne saurais m'en porter garant.

À cette formation est attribuable toute la falaise inférieure de la Testa dell'Iretta, falaise qui soutient le sentier de Bersezio au Passo Terra Rossa.

En conclusion, le Dogger est nettement prédominant et assez puissant. Il a été précédé d'un non-dépôt ou plus probablement d'une érosion des « assises postladiniennes » et ne présente pas de couches de base différenciées.

2. NAPPE DU HAUT ROUCHOUZE (II)

Les affleurements sont beaucoup plus abondants mais leur composition ne paraît en général guère différente.

À la *Tête de Platasse** par exemple on relève une coupe tout à fait typique de cette unité :

1. dolomies ladinienues noires de la Bergerie d'Oronaye;
2. calcaires grossiers en fines plaquettes, puissants de 0 à 5 mètres, par endroits lumachelliques ou avec seulement quelques fragments de Bivalves; patine ocreuse et niveaux à points de rouille;
3. calcaires finement spathiques à menus fragments d'Encrines et d'Échinodermes; teinte gris sombre, patine gris clair (15 mètres);
4. calcaires noirs ou gris très sombre, finement spathiques ou grenus; ils forment une falaise d'une vingtaine de mètres de haut;
5. du sommet de la falaise : calcaires sombres cristallins, avec grosses taches ou flammures claires hyalines (5 mètres);
6. marbres en plaquettes transgressifs par hard-ground.

Les niveaux 2 à 5 représentent un Dogger puissant d'environ 40 mètres.

À la *Tête du Ruburent**, on relève une succession plus étoffée (de bas en haut depuis les pentes du col du Ruburent) :

1. cargneules pointant dans les éboulis;
2. petits bancs à patine rousse, souvent lumachelliques et microbréchiques à nombreux points rouges et taches ocreuses (2 mètres);
3. 5 mètres de calcaires spathiques à patine rousse, en bancs d'environ 50 centimètres bien marqués, avec passées fines lumachelliques et aspect parfois un peu gréseux;
4. barre d'environ 40 mètres de puissance, formant le point 2521, d'un calcaire bleuté compact à patine claire;
5. calcaire en plaquettes à patine roussâtre, de plus en plus fines vers le haut (20 mètres);
6. sur 20 mètres environ, ces calcaires prennent une teinte vaguement violacée et deviennent plus grenus; quelques traces douteuses de *Cancellophycus*;

7. barre calcaire à patine jaunâtre d'environ 15 mètres de puissance : calcaires gris marmoréens, parfois café au lait clair, avec petites Bélemnites. Au sommet plusieurs hard-grounds siliceux dont le dernier supporte les marbres en plaquettes du Monte Pierassin.

Les niveaux 2 à 5 représentent encore le Dogger; le niveau 6 pourrait représenter le Callovien : ce niveau s'observe également dans les écaïlles de la Maddalena ou à la Tinetta; à la maison cantonnière du col de Larche, il est plus schisteux et Schneegans y avait déjà noté la présence de beaux *Cancellophycus*.

Enfin le niveau 7, qui est franchement séparé des précédents est certainement du Malm. Il se prolonge en direction du Nord mais guère vers le Sud; il n'existe pas à la Tinetta ni dans les écaïlles de la Maddalena.

Nous noterons enfin les points suivants :

a. Le Dogger est donc transgressif et précédé d'une érosion. Cette érosion n'a cependant pas sérieusement touché les dolomies ladiniennes : dans les portions orientales de la nappe se trouvent assez fréquemment conservées des assises postladiniennes d'épaisseur variable (avec cargneules supérieures fréquemment présentes).

b. La puissance du Dogger peut être considérable par suite du développement de ses niveaux de calcaires massifs : au Monte Auta Vallonasso il dépasse certainement (compte tenu des redoublements) les 200 mètres. Ces épaisissements présentent le caractère d'être assez locaux et limités, semble-t-il, à la partie orientale de la nappe, où je n'ai jamais trouvé de couches franchement attribuables au Callovien. Il n'est pas impossible que le Dogger, primitivement uniformément épais dans ce secteur, ait été réduit irrégulièrement par une érosion postérieure. J'ai noté à ce point de vue que les zones montrant un Dogger épais sont toujours dépourvues de Malm, comme si ce dernier était en quelque sorte localisé dans les sillons de la surface du Dogger.

c. La présence du Malm est en effet tout à fait sporadique. Les affleurements, toujours lenticulaires et en général de peu d'extension, sont répartis capricieusement :

- Punta del Ruburent (voir plus haut);
- Tête des Balces (marbre blanc ou veiné de rose avec couches rouges schisteuses à la base; ép. 2 mètres);
- lac de la Reculaya (calcaire rosé à nombreux filons de calcite; ép. 5 mètres);
- pied ouest de Rocciasetto (calcaire café au lait avec rares passées roses et sections de Bélemnites; ép. 5 mètres);
- point 2158 dominant le lac Visaisa (calcaire rose plus ou moins schistoïde à Bélemnites et abondants fragments de Crinoïdes, par endroits amygdalaire et très proche alors du Marbre de Guillestre; ép. 50 mètres).

À peu de distance de ce dernier affleurement, qui recouvre un Dogger relativement très mince, le Dogger est brusquement épaissi et le Malm absent : le contraste est remarquable.

En résumé les caractères du Jurassique sont les suivants :

- Malm souvent absent ou en affleurements réduits;
- Callovien (?) à *Cancellophycus* dans les régions occidentales (Ruburent et Oserot);
- Dogger très épais dans les régions orientales;
- Transgressivité du Dogger avec érosion anté-Dogger plus prononcée à l'ouest d'une ligne Rocciasetto-Bersezio. Assises lumachelliques basales à peu près constantes.

3. NAPPE DE SAUTRON (III)

La coupe la plus facile à observer est celle fournie par le *torrent du Rouchouze*; en aval des gorges par lesquelles on pénètre dans le Haut Rouchouze, on relève du Sud-Ouest au Nord-Est :

1. calcaires noirs microoolithiques en petits bancs (5 mètres);
2. calcaire massif à patine blanche, noir en cassure, avec par places des marbrures claires presque translucides (70 mètres);
3. calcaires sombres, grenus, en petits bancs ou en plaquettes schistoïdes plus ou moins charbonneuses; fréquemment plaquettes lumachelliques ou finement oolithiques; surtout vers la base, quelques passées microbréchiques à éclats de dolomie jaune (40 mètres);

4. brèche à gros blocs se désagrégant assez facilement mais formant pourtant le rebord de la rive gauche du torrent. La patine d'ensemble est très sombre; les éléments sont dolomitiques, pris dans un ciment de schistes noirs secs (argilolites) à passées bréchiques plus fines;

5. dolomies ocre en petits bancs avec passées schisteuses claires dans le lit du torrent : ravinés par la brèche précédente.

Le niveau 1 représente peut-être (?) le Callovien. Les niveaux 2 et 3 sont du Dogger bien caractérisé. Le niveau 5 représente les assises postladiniennes. Le niveau 4 est indépendant à la fois de ces dernières et du Dogger, nous le qualifierons de « brèche antébathonienne ».

Une autre coupe qui montre assez bien les relations des assises est celle offerte par l'arête sud du Monte Cerello en se dirigeant du point 2658 vers ce sommet :

1. dolomies jaunes en bancs réguliers et contournés, séparés par des lits de schistes noirs (10 à 30 mètres);
2. brèche jaune pâle contenant, outre des fragments de dolomie, des éléments quartzitiques et des débris de marbre blanc ou rosé (5 mètres);
3. calcaires en petits bancs, bleu sombre en cassure et à patine claire (5 mètres);
4. calcschistes à patine taupe, feuilletés, avec bancs de 10 centimètres de grès quartziteux (4 mètres);
5. cargneules (5 mètres) plus ou moins associées à
6. bancs de dolomie assez cristalline jaune pâle; dolomies grises à patine ocre avec quelques délits schisteux (10-15 mètres);
7. charbon et microbrèches charbonneuses; quelques plaquettes lumachelliques et minces bancs de dolomie jaune à la base (1 mètre);
8. plaquettes calcaires sombres à fins débris de Bivalves [?] (1 à 2 mètres);
9. calcaires noirs bleutés spathiques, en bancs réguliers, à patine gris bleuté, avec multiples taches rouge orangé; évoquent nettement par points les calcaires virgloiriens; forment le sommet du Monte Cerello (100 mètres au moins).

Une dislocation (décollement) partage cette succession en deux ensembles; cet accident s'amortit, en contrebas, dans les hautes pentes du Cumbal la Fossa; c'est donc sans doute un simple clivage avec redoublement local. En effet on peut attribuer les niveaux 1, 5, 6 et peut-être la base du niveau 7 aux couches postladiniennes. Les niveaux 3, 7, 8, 9 représentent le Dogger et le niveau 2 représente donc la brèche antébathonienne sous un faciès quelque peu différent de celui de la coupe précédente.

La brèche antébathonienne est un élément stratigraphique intéressant qui est tout à fait caractéristique de la nappe de Sautron. Je l'ai retrouvé dans le Vallonasso de Stroppia, sur les flancs du Monte Baueria et de la Tête de Sautron (le Dogger est invisible en ce point) : elle montre d'assez nombreux galets d'un marbre clair et un ciment peu abondant, formé de membranes (parfois phylliteuses) vert pâle ou jaune. Elle existe aussi au Passo Barraconi, sur l'arête nord du Monte Freid et au Colle d'Enchiausa dans le massif de Moyse.

En ce dernier point j'ai relevé, du Nord au Sud :

1. Dogger en bancs compacts à patine blanche;
2. Dogger en bancs métriques avec alternances de schistes tendres charbonneux (5 mètres);
3. calcschistes très fissiles, bleu sombre, grenus (10 mètres);
4. brèche à éléments dolomitiques noirs ou blancs, de taille moyenne (1 à 5 centimètres) en général, parfois grande (15 centimètres) et ciment dolomitique ou argileux, friable, de teinte brique; intercalation d'un banc de 50 centimètres de dolomie grise (15 mètres);
5. schistes rouge brique, à points noirs, très fissiles, donnant d'abondants éboulis colorés (5 mètres);
6. bancs de dolomie jaune alternés de schistes noirs.

Le niveau 5, qui paraît bien à sa place stratigraphique, évoque d'assez près le Rhétien. En ce cas la brèche antébathonienne (niveau 4) pourrait probablement être datée du Lias.

Il paraît à peu près certain qu'il faut paralléliser ces brèches antébathoniennes avec les « brèches continentales » décrites par J. Debelmas (1955 c) dans la nappe de Champcella. Outre que leur position est identique, l'examen comparatif des échantillons est particulièrement concluant à ce point de vue. Rappelons que ces brèches sont rapportées par cet auteur au Lias (avec doute) pour le massif de Gaulent.

Ces brèches contiennent des éléments quelque peu curieux qui sont probablement attribuables au Werfénien (cailloux siliceux quartzitiques) ou au Virglorien inférieur (marbres blancs ou rosés), en plus des fragments dolomitiques attribuables aux assises qui leur sont immédiatement inférieures : il apparaît ainsi qu'elles n'ont pu être formées sur place, les terrains d'âge antérieur au Ladinien n'y ayant pas été dénudés à cette époque, et que leurs éléments ont dû être transportés depuis des zones plus intensément érodées; l'absence de ces brèches dans les zones plus externes (nappe II) nous oblige sans doute à en voir l'origine dans un élément tectonique immédiatement plus interne, savoir l'anticlinal de Marinnet. De fait on constate que le Trias est fortement érodé en de nombreux points de cette unité et il n'est pas impossible qu'une grande part de cette érosion date de cette époque. L'érosion atteint les quartzites et même les andésites aux abords du col de Mary et peut-être même, sur le plateau de Marinnet, sous le point 2828.

Outre l'existence des brèches antébathoniennes, deux points sont particulièrement à relever quant à la stratigraphie du Jurassique de la nappe de Sautron :

a. l'existence en général bien marquée, à la base de la série, d'un talus de schistes plus ou moins argileux ou charbonneux ou de calcaires très plaquetés lumachelliques : ce niveau peut dépasser par endroits 30 mètres de puissance;

b. l'inexistence totale du Malm au nord d'une ligne passant par la Bergerie d'Oronaye et le Monte Freid. Au sud de cette ligne, il est représenté d'une façon très modeste par un banc ne dépassant pratiquement pas 10 mètres de puissance. Il s'agit de calcaires gris ou café au lait, à patine claire jaunâtre, qui sont par endroits plus clairs ou rosés (la Signoura) ou flammés par place de rose ou de mauve (Punta Ciarbonet).

Notons que, dans le secteur où apparaît le Malm, semble aussi disparaître la brèche antébathonienne de sorte que la série stratigraphique se rapproche d'une façon frappante de celle de la nappe du Rouchouze.

En résumé, dans le secteur où elle est le mieux caractérisée la série comporte :

- des brèches antébathoniennes;
- un Dogger assez puissant avec niveau tendre basal bien individualisé;
- une absence totale du Malm.

Les différences de cette série avec celle de la nappe du Rouchouze tendant à s'atténuer nettement en direction du Sud.

4. COUVERTURE DE L'ANTICLINAL DE MARINET

Le Jurassique y est le plus souvent réduit ou complètement supprimé, soit qu'il ne se soit pas déposé, soit qu'il ait été décapé par une érosion postérieure.

L'absence totale du Jurassique est particulièrement notable à la Pointe du Pont*, au sommet de la Tête du Seingle* et dans tous les affleurements au sud-est de l'Aiguille Large de Marinnet, sur le bord est de l'anticlinal.

Cependant le Jurassique peut s'observer en différents points où il est, à deux exceptions près, représenté par le Malm seul :

a. *Le verrou barrant le torrent de la Salette*, immédiatement en amont de son confluent avec le Rif Bel, montre la succession suivante (en rive droite du torrent) :

1. calcaires virglorens, par endroits massifs mais souvent finement lités; aspect assez cristallin, fétides à la cassure; ils forment l'essentiel du verrou et supportent en rive gauche des dolomies ladinienes;
2. 2 mètres de brèche dolomitique jaune avec passées schistoïdes sans doute attribuable aux assises postladiniennes (ou peut-être au Malm [?]; voir plus loin l'existence d'une brèche analogue à cet étage);

3. marbre translucide blanc; par endroits, translucide bleuté et cristallin; par places abondamment flammé de rouge (4 mètres);

4. marbre cristallin gris sale, microbréchiq ue à éclats de dolomie (2 mètres);

5. brèche crétacée type « Madeleine » ⁽¹⁾.

Les niveaux 3 et 4 sont sûrement attribuables au Malm. L'ensemble avait été attribué entièrement à la « brèche de la Madeleine » par F. Blanchet.

b. Dans le vallon des Hourtchs*, à l'extrémité nord de l'arête de la Pointe du Pont*, on note quelques placages discontinus de marbre blanc ou rose, dont la puissance ne dépasse pas 2 mètres.

c. En rive droite du vallon de Panestrel, à l'extrémité de l'éperon issu des Ayas* (coordonnées Lambert 955,4–263,7) on note : sur les calcaires virgloiriens, une brèche à ciment rouge et éléments dolomitiques de 0,20 à 0,50 mètre de puissance; il lui succède des marbres se débitant en plaques, translucides et à patine blanche; ils sont en général blanc ou bleu pâle fréquemment zonés finement d'ocre pâle ou de rose.

Plus bas, au point de coordonnées Lambert 955,6–263,6, à proximité du lacet du sentier, le Malm est sans doute représenté par 3 mètres de calcaire dur translucide, blanc, abondamment tacheté de bleu, avec des encroûtements ocre sombre.

Enfin l'affleurement le plus proche de l'Ubaye sur cette rive droite montre la succession :

1. dolomies ladiniennes très bréchiq ues;
2. schistes rouges compacts avec gros éclats dolomitiques jaunes (0,5 mètre);
3. calcschistes mauves, à bandes siliceuses rosées avec, à la base, une bande de radiolarite (?) rouge de 10 centimètres d'épaisseur (2 mètres);
4. marbre blanc assez compact, par endroits zoné de rose (10 mètres);
5. calcaire marbreux clair en bancs bien délimités, passant par endroits à un calcaire spathique gris (10 mètres);
6. calcaire marbreux amygdalaire à membranes rosées (Marbre de Guillestre) formant une bande diffuse de 0,5 mètre;
7. calcaire spathique gris (5 mètres);
8. calcschistes fissiles à cassure scientillante.

Le Malm prend donc très localement une puissance et une variété assez notables. On relèvera l'association presque paradoxale de schistes (Argovien ?) presque bréchiq ues à d'autres schistes très analogues à bandes siliceuses.

d. En rive gauche de l'Ubaye, on relève une coupe qui n'est pas sans analogies avec la précédente mais qui ne lui est cependant pas identique malgré la faible distance qui les sépare. On trouvera cette coupe à la figure 7.

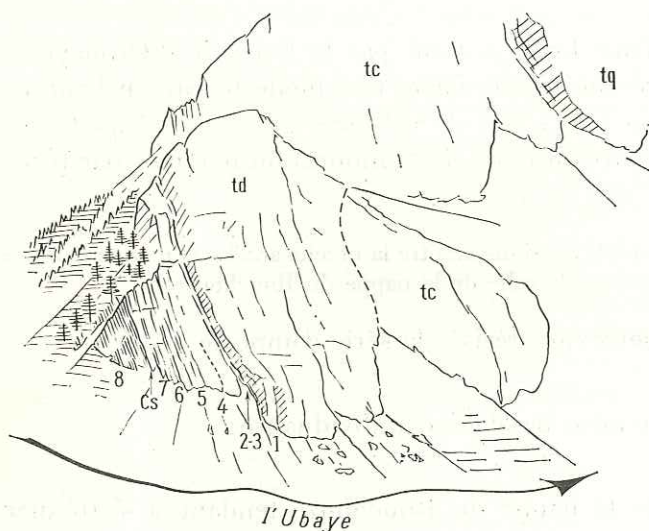


FIG. 7. — Coupe naturelle de la série adhérente de l'anticlinal de Marinet en rive gauche de l'Ubaye, peu en aval de la Barge

1. Dolomies ladiniennes, très bréchiq ues et avec des éléments de grosse taille. — 2. Brèche très dure, à patine noire et éléments dolomitiques de 2 à 5 centimètres de diamètre; quelques éléments siliceux (0,5 mètre). — 3. Brèche à éléments dolomitiques de 2 à 15 centimètres de diamètre et ciment de passées schistoïdes vertes ou mauves, parfois noires.

Les niveaux 2 et 3 représentent un épisode de remaniement subaérien, analogue aux brèches continentales de la nappe de Champcella.

4. Calcaire compact noir ou café au lait, passant dans le haut à un marbre gris translucide à tavelures bleutées; à 20 centimètres du sommet, quelques nodules de radiolarite rouge (épaisseur = 5 mètres). — 5. Calcaire rosé ou jaune pâle, marbreux, à zones siliceuses grises, blanches ou mauves (épaisseur = 18 à 20 mètres). — 6. Banc calcaire identique au sommet de 4 (épaisseur = 2 mètres). — 7. Calcaire à bandes siliceuses, avec passées noduleuses rappelant le Marbre de Guillestre (épaisseur = 15 à 20 mètres).

Les niveaux 4–5–6–7 représentent le Malm.

8. Après un contact légèrement tectonisé (laminage et écrasement), minces lentilles de calcschistes (Marbres en plaquettes), puis Flysch noir assez gréseux, visible sur 15 mètres.

(1) Voir plus loin, p. 61.

Les deux points que nous venons de décrire sont les seuls où j'aie rencontré ce faciès de calcschistes à zones siliceuses, si répandu dans le Malm de la nappe de Champcella et des unités subbriançonnaises.

e. *Plus haut en rive gauche de l'Ubaye, sous les contreforts de la Gêlinasse**, on relève très localement une coupe qui montre :

- un Trias pratiquement pas érodé;
- un Dogger représenté par un calcaire noir très spathique, avec à la base des plaquettes microoolithiques;
- une absence du Malm.

Je penserais volontiers qu'il s'agit d'une sorte d'écueil, respecté par l'érosion antérieure au Malm et suffisamment saillant pour que ce dernier terrain y ait été ensuite déblayé par l'érosion antécédente. *Il est intéressant de noter la présence du Dogger qui laisse supposer que ce terrain n'est absent ailleurs que par suite des érosions qui ont succédé à son dépôt.*

Plus au Sud, le Jurassique disparaît définitivement de ce bord est de l'anticlinal de Marinet, mis à part un minuscule affleurement (tectonisé) de Dogger (calcaire spathique noir massif de 0 à 3 mètres d'épaisseur).

f. On retrouve des faits analogues *sous le Brec de l'Homme et au Monte Ciaslaras*; tandis qu'aux abords du col de Marinet le Malm (calcaire rose fissile) repose sur les calcaires virglorens ou un peu de dolomies ladiniennes, au Monte Ciaslaras ce terrain est absent et l'on trouve le Dogger recouvrant les calcaires virglorens par l'intermédiaire de couches post-ladiniennes.

En conclusion, il apparaît que le Dogger a dû se déposer sous des faciès analogues à ceux des régions déjà étudiées mais qu'il a été, à peu près partout, enlevé par une érosion antéargovienne qui a été par endroits très profonde.

Le Malm lui-même est mal représenté et en général réduit; il montre de plus une grande variabilité et débute assez souvent par des niveaux bréchiques. Il est loin d'être représenté partout mais ceci semble le fait d'érosions plus tardives.

5. NAPPE DES AIGUILLES DE CHAMBEYRON (IV)

Là encore l'érosion anté-argovienne se manifeste énergiquement mais l'on ne possède aucun indice permettant de savoir si le Dogger s'est déposé ou non. Peut-être peut-on cependant rapporter à cet étage des calcaires grenus friables remplissant une étroite poche creusée dans les dolomies ladiniennes de la Tête du Pont* : il y a, en tout cas, eu là un véritable karst jurassique, dont on ne trouve pas d'autres traces ailleurs.

Le Malm est constamment présent mais montre quelques variations. Dans les régions les plus occidentales de la nappe, il est souvent réduit à un encroûtement marbreux rose, ou blanc, ou crème, ou encore finement zoné de rose et de blanc : nous avons rencontré des faciès très analogues dans la nappe du Rouchouze et surtout dans l'anticlinal de Marinet. C'est ce faciès qu'il présente à la Tête du Pont* (voir coupe de l'Ubaye) et, plus au Sud, aux lacs de l'Infernet et au Monte Pertusa.

Souvent par contre, et ceci dans les portions plus internes de la nappe, il prend une puissance de 20 à 30 mètres, localement plus. Il repose alors sur les dolomies ladiniennes par des couches rouges qui recouvrent par place un hard-ground. On note fréquemment une *discordance*

angulaire atteignant jusqu'à 20°. Cette discordance est soulignée par les zonations du Ladinien à la Plate de Chauvet* ou à Peyre Chavia* (croquis, fig. 8).

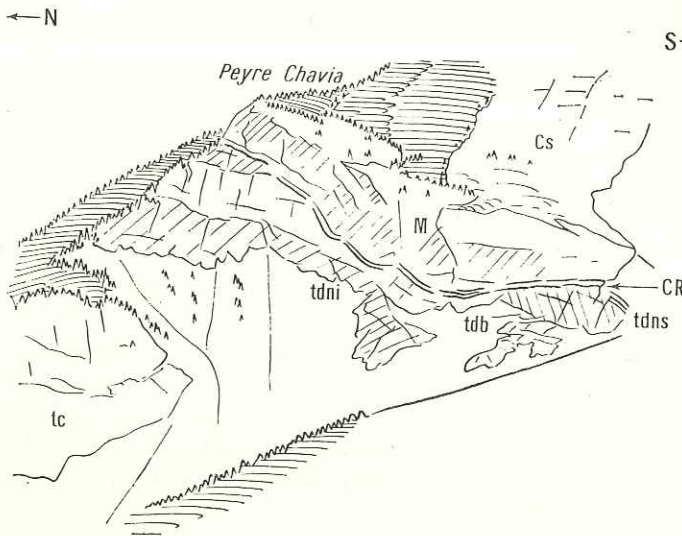


FIG. 8. — Le rocher de Peyre Chavia* (rive gauche de l'Ubaye en aval de la Blachière) vu du Nord-Ouest

Remarquer le plongement de la nappe de Chambeyron sur le bord droit de la figure et la *discordance angulaire du Malm* par rapport aux différents niveaux des dolomies ladinienes.

La base du Malm comporte le plus souvent des couches rouges schistoïdes (avec localement des éclats dolomitiques), qui passent fréquemment vers le haut au Marbre de Guillestre. Ce dernier peut atteindre 10 mètres d'épaisseur, fait que nous n'avons jamais noté dans les unités plus externes.

La série se termine par des marbres de teinte claire qui sont aussi assez fréquemment amygdalaires. Ces derniers peuvent reposer directement sur le Ladinien (affleurements de la Pointe des Cirques, [fig. 49], Aiguille de Chillol, certains points de la Plate de Chauvet).

En conclusion, nous noterons surtout les analogies que présente la nappe, et singulièrement son bord externe, avec la couverture de l'anticlinal de Marinnet. Cependant la sédimentation tend à devenir plus régulière (au Malm) et aussi plus abondante.

6. NAPPE DU CHATELET PROPREMENT DITE

(V b sur le schéma structural)

Cette unité est caractérisée par un égal développement du Dogger et du Malm. C'est ici que le faciès Marbre de Guillestre est le plus répandu (dans ce dernier étage).

À titre d'exemple, et à cause de son accessibilité aisée, je donnerai d'abord la *coupe du rocher du Chatelet*; on y rencontre en partant du Chatelet, et en longeant au Nord-Ouest la route de Maurin :

du Nord-Est au Sud-Ouest :

1. dolomies en gros bancs à patine sombre (Ladinien);
2. bancs de dolomie grise à patine jaune, alternant avec des schistes argileux sombres, d'aspect parfois charbonneux; zones bréchiqes dont ces schistes forment le ciment; ép. 5 à 10 mètres, certainement réduite par des phénomènes de tectonisation.

Les mêmes assises s'observent dans les prairies descendant vers l'Ubaye au nord du rocher du Chatelet;

3. calcaire zoné de débris schistoïdes charbonneux; patine dolomitique jaune, par endroits bréchiq (0,5 à 2 mètres).

Les assises 2 et 3 représentent typiquement les couches post-ladiniennes;

4. calcaires schistoïdes très fissiles, lumachelliques, à radioles d'Oursins et débris de Bivalves et mouchetures rouges (5 mètres);

5. calcaire noir bleuté en bancs épais, avec délits décimétriques de microbrèche à éclats dolomitiques (éclats jaunes atteignant 1 centimètre) [10 mètres];

6. microbrèche à petits éclats dolomitiques (1,5 mètre);

7. calcaire gris, café au lait sombre, à cristaux scintillants (1,5 mètre);

miroir de faille conservé;

8. microbrèche mauve noirâtre, assez massive, à éclats dolomitiques arrondis (2 mètres);
9. calcaire noir massif (2 mètres);
10. calcaire gris sombre massif, très spathique, presque grossier (10 mètres);
miroir de faille;

11. calcaire noir à patine claire (5 mètres);

12. calcaire très noir, un peu charbonneux, massif et à filons de calcite nombreux formant une nette barre rocheuse de 30 mètres; quelques délits à aspect rognonneux de 0,5 mètre, par suite de membranes onduleuses de matière plus charbonneuse.

Les niveaux 4 à 12 représentent le Dogger atteignant environ 70 mètres;

13. calcaires massifs gris ou légèrement verdâtres, devenant plus sombre au sommet; la patine assez uniformément ocre clair permet de reconnaître le Malm (15 mètres);

14. calcaires à membranes schisteuses et patine ocre sombre du Crétacé-Nummulitique.

Au rocher et au pont du Chatelet, on retrouve le niveau 12; le Malm se reconnaît mieux car il forme un marbre amygdalaire vert pâle (exploité) qui ravine le Dogger (il est renversé sous le Dogger en certains points, par exemple immédiatement de la bifurcation des routes de Fouillouze et de Maurin). Sa limite supérieure est extrêmement difficile à tracer avec précision (calcaire noir passant progressivement aux calcaires et schistes du Crétacé-Nummulitique).

Le Malm ne présente en fait pas dans cette coupe son faciès courant; de plus, des effets de tectonisation viennent quelque peu fausser la succession. Je décrirai donc en outre la *coupe du sommet de la Plate des Manzes* qui est, elle, assez caractéristique; de bas en haut, en contrebas est du point 2801 :

1. assises postladiniennes;
2. calcschistes noirâtres fissiles, par places plus compacts, lumachelliques (20 mètres);
3. calcaire en petits bancs, noir bleuté ou gris bleuté (4 mètres);
4. calcaire massif à patine blanche et cassure café au lait (2 mètres).

— Plus au Sud la série se complète par une vingtaine de mètres de calcaire sombres à nombreux filons calciteux (ces couches sont ici érodées);

5. marbre noduleux schistoïde rouge, à membranes presque lie-de-vin, passant, en contrebas ouest, à des schistes rouges à débris crinoïdiens (2 mètres);

6. marbre un peu crayeux blanc ou localement rosé à patine très claire légèrement ocreuse (au moins 2 mètres).

Des particularités locales méritent cependant d'être décrites :

a. La base du Dogger (schistes calcaires lumachelliques) montre par places un enrichissement en matière charbonneuse. Ainsi existe-t-il quelques gisements de charbon qui ont donné lieu à des tentatives d'exploitation sur le plan local (mine de Saint-Ours, fig. 42, le Seizil *, contrebas nord du point 1704 au rocher du Chatelet; rive droite du vallon du Chatelet, gorge du Chatelet, à l'aplomb du Pont). Précisons que ces assises charbonneuses sont sans continuité et que leur épaissement local a des causes essentiellement tectoniques (bourrage de matière plus plastique entre deux bancs calcaires décollés).

b. J'ai noté en divers points la disparition du Malm et parfois aussi du Dogger : les Marbres en plaquettes peuvent alors reposer directement sur les assises postladiniennes ou même sur les dolomies ladiniennes.

Il s'agit évidemment là des effets d'une érosion antérieure au dépôt des Marbres en plaquettes. J'ai indiqué sur la figure 27 la répartition de ce phénomène au sud de l'Ubaye; on le retrouve au Nord dans les abrupts du Pêvoux * (au sud de la Lauze à Robert * seulement) et jusque dans les pentes du revers ouest du Grand Colonne *. Au total il s'agit d'une aire elliptique allongée axialement sur près de 4 kilomètres et d'environ 2 kilomètres de large.

c. La stratigraphie du Jurassique est tout à fait aberrante dans l'extrémité nord du chaînon de la crête du vallon Laugier (au nord-ouest du point 3121). Déjà, dans le soubassement du

pic des Hourtchs *, on note une réduction de la barre jurassique qui se termine en sifflet sous le point 3 121.

Sur les dolomies ladiniennes, en général débarrassées des alternances de dolomies en petits bancs et de schistes qui les terminent ordinairement, on voit reposer un niveau de brèches qui ne sont pas sans rappeler les brèches anté-bathoniennes de la nappe de Sautron et plus encore les brèches de la Madeleine (voir p. 61); en certains points, brèche et ciment étant dolomitiques, on a un véritable *Trias régénéré* qu'il est bien difficile de distinguer du Ladinien. On n'y trouve pratiquement pas de schistes jaunes ou noirs dolomitiques ou argileux qui sont caractéristiques des brèches postladiniennes mais parfois des niveaux de schistes rouges plus fréquents à la base.

La puissance de ces brèches est variable et peut dépasser 50 mètres; aux abords du point 2697, elle est de l'ordre de 20 mètres et leur patine jaunâtre permet de les distinguer à distance (panorama, fig. 14).

Enfin leur âge serait tout à fait énigmatique si je n'avais eu la chance de faire trois observations qui conduisent à la même conclusion :

α. En contrebas est du point 2697, le sommet de l'assise bréchique se « délaie » dans des couches rouges épaisses d'environ 20 centimètres. Ces dernières constituent le soubassement de bancs calcaires marbreux, clairs, bien lités et parfois flammés de rouge, que l'on peut sans aucun doute attribuer au Malm;

β. En contrebas ouest du même point, on relève la coupe locale suivante (dans la partie supérieure d'un couloir rocheux descendant vers le vallon Laugier) :

1. dolomies sombres ladiniennes;
2. couches rouges schistoïdes (10-20 centimètres);
3. brèche dolomitique à patine jaune, avec petites « poches » de couches rouges; galets de marbres blancs ou rosés du Malm, fragments de grosses Bélemnites et fragment très roulé d'Ammonite;
4. couches rouges (30 centimètres);
5. lentille de 1 à 2 mètres de marbre blanc ou crème du Malm;
6. couches rouges de base des Marbres en plaquettes.

γ. Une observation capitale enfin peut se faire dans le vallon Laugier, en aval de la bergerie, et un peu en amont des cascades, en rive droite entre 2150 et 2200 : la brèche dolomitique à patine jaune repose ici, sur 50 mètres de long, sur une bande de calcaires sombres bien lités du Dogger, qui repose elle-même sur les assises postladiniennes.

La brèche forme ici une lentille de 300 mètres de long, recouverte par des couches rouges, auxquelles succède le marbre rosé ou blanc du Malm; plus au Sud et plus au Nord, le Malm repose, sans intercalation de brèche, soit sur les couches postladiniennes, soit sur d'autres lentilles de Dogger.

Ces considérations me portent à attribuer un âge argovien à la brèche de vallon Laugier et à en voir en somme l'équivalent latéral des schistes rouges et du Marbre de Guillestre.

Nous constatons donc l'existence, dans cette portion de la nappe du Chatelet, d'une aire d'intense érosion anté-argovienne, avec accumulation sur place des produits de cette érosion; cette aire est limitée à l'Ouest au vallon Laugier et à l'Est elle n'atteint pas la digitation de la Font Sancte (ce qui suppose un assez grand hiatus entre les deux unités). Ajoutons également, avant d'abandonner ce sujet, que le dépôt de la brèche s'est fait en plusieurs points sur une surface de discordance angulaire (voir panorama, fig. 14).

Relevons également l'analogie avec certaines portions de l'anticlinal de Mariné, où nous avons trouvé des brèches argoviennes, avec la nappe de Chambeyron (érosion anté-argovienne) et avec certaines observations de J. Debelmas (1956 a) relatives à la bordure orientale de la digitation de Maravoise.

d. Il me reste enfin à signaler l'existence de gisements fossilifères assez nombreux, sinon toujours très riches, dans le Malm et le Dogger.

Au Malm, on trouve surtout des fragments de Bélemnites ou, plus rarement, d'Ammonites ainsi que d'assez fréquents débris de Crinoïdes; ces fossiles sont toujours remaniés lorsqu'ils se trouvent dans les couches rouges ou le Marbre de Guillestre (vallon du Chatelet, rochers de Saint-Ours, etc.), ce qui est presque exclusivement le cas.

Au Dogger, les niveaux fossilifères sont localisés dans les assises basales. Le gisement le plus riche et le plus célèbre, qui a été découvert par Kilian puis étudié par F. Blanchet (1934), est celui du lac des Neuf-Couleurs, près du col de Serennes. Il s'agit toujours d'une faune de Bivalves ou prédomine *Lopha (Alectryonia) costata* Sow. J'ai trouvé également aux Neuf-Couleurs les différentes espèces décrites par Blanchet, en particulier quelques fragments de *Mytilus* et de tests d'Oursins. L'ensemble des fossiles permet d'attribuer à la base de notre « Dogger » un âge bathonien certain.

7. DIGITATION DE LA CRÊTE DE VARS (V a dans le schéma structural)

La séquence y est à première vue très analogue, ainsi que les faciès : Marbres de Guillestre et marbres roses au Malm; calcaires noirs, surtout schistoïdes, au Dogger; ce dernier étage est assez fossilifère également et les gisements de la crête de Vars ont fourni de nombreux échantillons parmi lesquels on peut spécialement remarquer des Limes et des Nérinées (voir Blanchet, 1934).

Une particularité stratigraphique notable est le fait que le Dogger, au moins dans le secteur que j'ai étudié, c'est-à-dire au sud du col de la Coulette, repose sur une *surface triasique érodée* irrégulièrement. La transgression du Dogger se fait d'autre part (au moins en certains points) par l'intermédiaire d'une brèche à patine brun sombre.

Les éléments de cette brèche sont dolomitiques et le ciment plus ou moins charbonneux, rarement abondant. Bien que cette brèche puisse évoquer la brèche antébathonienne de la nappe de Sautron, elle ne peut sans doute pas lui être parallélisée : en effet elle contient par place des éléments formés d'un calcaire noir, parfois oolithique, dont l'attribution au Dogger ne m'a pas paru douteuse.

Il s'agirait donc d'une véritable « brèche de base du Dogger ». C'est en fait l'unique point où j'aie rencontré une telle brèche, contrairement à l'opinion de Blanchet qui a cartographié sous ce nom les brèches contenues dans les assises postladiniennes.

Je décrirai à titre d'exemple une coupe relevée entre le lieu-dit Le Serre et la crête de *Pastourlet* (2455); de bas en haut :

1. dolomies ladinienes à patine blanche (soit une ablation de plus de 50 mètres de couches postladiniennes et dolomies ladinienes noires sommitales);
2. deux mètres de brèche, à éléments noirs fréquemment oolithiques et quelques fragments dolomitiques; ciment de teinte rouille, peu abondant, de nature probablement dolomitique;
3. brèche à ciment plus abondant jaune et rouille et éléments dolomitiques prédominants formant un banc de 1 mètre; au sommet le ciment est surtout formé de membranes vert pâle;
4. contact très net et nullement progressif avec calcaire sombre, massif, à patine blanche (20 à 30 mètres); pendage presque conforme à la pente;
5. la série se termine par des calcaires plus plaquetés supportant un marbre rose ou ivoirin, marqué par places seulement de menus délits rouges à la base.

8. DIGITATION DE LA FONT SANCTE (V c sur le schéma structural)

Là encore on reconnaît les mêmes termes stratigraphiques mais leur aspect subit quelques légères modifications, tant dans le massif d'Escreins qu'au Brec de Chambeyron (digitation du Brec de Chambeyron).

D'une façon assez générale on note un épaississement du Dogger qui se fait le plus souvent au profit du faciès marneux basal : ce dernier peut localement envahir la série de ses récurrences régulièrement alternées (crête du Seingle, les Aspaturas); il forme dans tout le massif d'Escreins un talus assez uniforme couronnant la petite corniche jaunâtre des assises postladiniennes.

Au Brec ou au sommet de la Font Sancte, la masse principale du Dogger reste très calcaire et forme ainsi les abrupts caractéristiques de ces sommets.

Le Malm se développe aussi beaucoup mais, du fait d'érosions postérieures, aura une puissance parfois très variable (de 5 à 100 mètres dans le chaînon du Brec).

Quelques coupes permettront de préciser cette succession et de relever les particularités les plus notables.

a. *Coupe de l'arête sud du pic de Panestrel :*

1. dolomies sombres ladinienes, formant la falaise ouest de la Gavia de Panestrel* (conque de Panestrel I.G.N.);
2. dolomies jaunes et brèches à gros blocs et ciment gris (= assises postladiniennes), 30 mètres, formant le point coté 3006;
3. schistes charbonneux avec débris dolomitiques microbréchiques (10 mètres);
4. alternances de bancs de 50 centimètres environ de calcaire charbonneux facile à déliter et de schistes charbonneux (40 mètres);
5. calcaires noirs, plus massifs, souvent oolithiques et à patine grise (15 mètres);

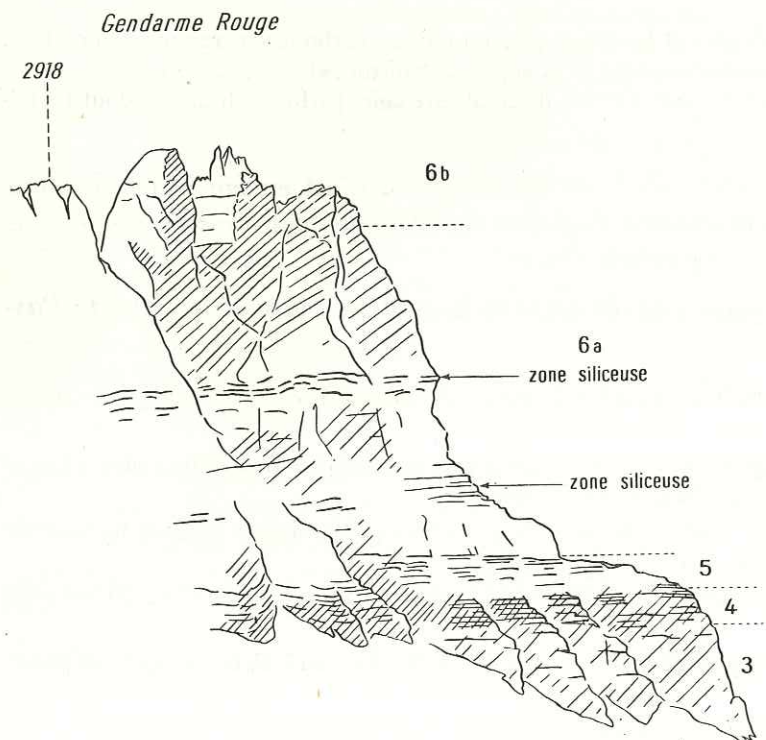


FIG. 9. — Coupe naturelle du Gendarme Rouge des Cibirolles

(Légende dans le texte)

6. couche rouge massive et dure de 20 à 50 centimètres;

7. Marbre de Guillestre rouge, largement noduleux, localement avec oolithes rouges; quelques Bélemnites (20 mètres);

8. calcaire marbreux vert pâle, assez massif mais se débitant en plaques (5 à 10 mètres);

9. couches rouges (pourpres ou violacées) passant à des marbres en plaquettes vert pâle.

b. *Coupe de la falaise inférieure du chaînon du Brec, sous la Tête des Cibirolles (voir fig. 9) :*

1. dolomies noires ladinienes;
2. après une petite cassure masquant le contact (hiatus de 10 à 30 mètres?), calcaires assez massifs zonés de bandes schistoïdes noires;
3. calcaires compacts sombres à patine claire, formant barre rocheuse (15 mètres);
4. calcaires compacts sombres à nombreux filons de calcite (parfois épais) prenant une patine de plus en plus ocreuse vers le haut, où apparaissent également des zones siliceuses assez serrées (4 mètres);

5. passage rapide, mais sans discontinuité nettement visible, à des marbres blancs ou rosés amygdalaires schistoïdes, avec bandes siliceuses épaisses de 10 centimètres puis quelques bandes de radiolarite (?) rouge; devient plus clair, verdâtre vers le haut;

6. haute falaise montrant d'abord, sur 60 mètres, un calcaire blanc ou rosé plus ou moins nettement amygdalaire; au tiers et aux deux tiers de l'épaisseur apparaissent deux zones de 4 à 5 mètres à bandes siliceuses (une demi-

douzaine de bandes épaisses de 5 à 10 centimètres par zone). Plus haut, sur 20 mètres : calcaire massif clair ou café au lait à Bélemnites. Enfin calcaire massif rose sur 5 mètres se terminant par un hard-ground rose ou vert;

7. marbres en plaquettes.

On notera ici la puissance du Malm (niveaux 5 et 6) et les passées siliceuses qui ne semblent pas avoir une extension importante : on ne les retrouve pas dans les falaises supérieures.

c. *Coupe relevée au sommet du Buc de Nubiéra (3202) ** :

1. dolomie grise en bancs de 50 centimètres (20 mètres);

2. petits bancs de dolomie jaune grisâtre de 10 centimètres, alternant avec des lits de schistes noirs.

— Ces niveaux représentent les assises postladiniennes qui restent en général en contrebas est de la crête;

3. calcaire bleu violacé encroûté de rouge à la base (1 mètre);

4. banc de dolomie jaune bréchique de 0,5 mètre;

5. calcaire bleu violacé schistoïde (0,5 mètre);

6. dolomie gris jaunâtre en petits bancs (0,5 mètre);

7. calcaire bleu violacé avec zones capricieuses vert clair (0,3 mètre);

8. dolomies jaunes bréchiques à membranes noires (0,7 mètre);

9. calcaire bleu microbréchique (0,5 mètre), raviné et par endroits supprimé par :

10. dolomie jaune bréchique à gros éléments (10 centimètres) dolomitiques ou calcaires avec incrustations rouges (1 mètre);

11. niveau régulier et constant se poursuivant en direction du Brec (où je ne l'ai pourtant pas noté), violacé, très schisteux, à petits cailloux de la taille d'un pois, évoquant le Rhétien (0,5 à 1 mètre);

12. calcaire sombre en petits bancs réguliers assez délitables, avec passées lumachelliques et une ou deux fines récurrences du faciès 11. Les bancs deviennent plus épais vers le haut (30 à 50 mètres).

On remarque ici la présence d'assises assez particulières à la base du Dogger. Leur nature laisse penser que le début de cette période a été marqué ici par une sédimentation assez agitée pouvant aller jusqu'au remaniement des assises dolomitiques sous-jacentes. Les niveaux rougeâtres indiquent un milieu assez oxydant sans doute, comme ce dut être le cas, d'une façon peut-être moins affirmée, en différents autres points et dans d'autres unités.

Les particularités que nous avons relevées dans cette dernière coupe ne semblent pas avoir cependant une notable extension.

Ajoutons enfin à propos du Dogger que j'y ai trouvé d'assez nombreux fragments de Polypiers au Massour (environs du point 2836).

Conclusion sur la nappe du Chatelet

Malgré d'assez nombreuses variations plus ou moins locales, il se dégage les caractères généraux suivants :

— le Dogger est moyennement puissant et débute le plus souvent par un niveau tendre fossilifère. Mais la brèche antébathonienne n'existe pas et les traces d'érosion antérieure sont exceptionnelles;

— le Malm débute en général par un niveau argovien plus ou moins épais et caractérisé qui ne se marque guère dans la topographie (pas de vire au milieu de la falaise jurassique en général). La présence du Malm est à peu près constante et il est d'une puissance parfois comparable à celle du Dogger;

— érosion anté-argovienne, extrêmement discrète sinon inexistante, sauf en un point.

9. NAPPE DU PIC D'ASSAN (VI)

Il m'est impossible de m'avancer beaucoup à son sujet car les affleurements jurassiques sont peu fréquents dans le secteur propre à mon étude.

Deux affleurements seulement : à l'extrémité orientale de l'arête est de la pointe de la Saume et à la brèche de la Croix du Mélezet; dans les deux cas, le Malm (marbre surtout blanc) est transgressif sur les dolomies ladiniennes, de la même manière exactement que dans la nappe de Chambeyron.

Il est vrai qu'au nord du Cristillan semble s'intercaler un peu de Dogger.

10. NAPPE DE LA CLAPIÈRE DE CEILLAC (VII)

Les affleurements sont là encore trop peu nombreux cependant la série rappelle énormément celle de la Plate des Manzes dans la nappe du Chatelet. Une série à peine distincte s'observe à la *Clapière de Ceillac* même.

Dans la falaise en rive droite du débouché du ravin des Routes j'ai relevé :

1. Marbres en plaquettes gris mouchetés massifs;
 2. hard-ground avec niveau brunâtre de 1 à 3 centimètres d'épaisseur;
 3. calcaire gris noirâtre, très spathique, grenu (2 mètres);
 4. marbre gris cristallin, puis blanc avec taches de rouille, puis rouge mauve grossièrement noduleux, enfin blanc rosé amygdalaire (Marbre de Guillestre typique) [15 mètres];
 5. marbre blanc (1 mètre);
 6. marbre rose type Guillestre (1,5 mètre);
 7. calcaire noduleux gris (3 mètres).
- Les assises 3 à 7 représentent le Malm (patine légèrement ocre);
8. calcaire sombre bleuté très finement gréseux, se débitant en gros cubes, avec patine blanche ou grise (4 mètres);
 9. même calcaire sur 4 mètres mais avec rognons de silex atteignant 20 centimètres;
 10. calcaires fétides microoolithiques, spathiques par place (20 mètres);
 11. microbrèche cendrée à éclats de dolomie et pisolithes, représentant la base du Dogger;
 12. bancs répétés, de 50 centimètres, de dolomies cristallines blanches ou légèrement ocre en patine (15 mètres), se terminant par un banc de dolomie jaune à patine rosée (1 mètre) avec passées roses ou mauves et délits schisteux mauves : ce sont les assises postladiniennes;
 13. dolomies noires ladiniennes.

On notera ici la première mention de la « microbrèche cendrée », signalée à diverses reprises par Blanchet dans les montagnes d'Escreins, et surtout l'apparition, au Malm, de calcaires blancs à points de rouille (que nous aurons l'occasion de rencontrer à nouveau dans la zone Ceillac-Chiappera).

11. ZONE CEILLAC-CHIAPPERA

Le Dogger est toujours présent avec une séquence qui rappelle énormément la nappe du Chatelet; le Malm est plus variable mais, en règle générale, réduit en épaisseur.

Je décrirai d'abord deux coupes d'ensemble à titre d'exemple puis nous dirons un mot des faciès du Malm.

a. *Coupe du flanc ouest de l'anticlinal de Maljasset*, prise au lieu-dit « entre les roches » (point 2185); de bas en haut :

1. dolomies jaunes, bréchiques parfois, zonées de schistes argilo-charbonneux (assises postladiniennes);
2. calcaires noirs, à zones de calcschistes charbonneux ou détritiques rubéfiés (5 mètres);
3. falaise de 10 mètres de calcaires noirs assez massifs à nombreux filons de calcite;
4. calcaires bien lités, avec délits lumachelliques rubéfiés fréquents à la surface des bancs (15 mètres); assez nombreux Polypiers;

5. calcschistes bleus violacés à Bivalves (*Alectryonia costata* Sow, prédominante) et Bryozoaires (3 mètres);
6. hard-ground, surmonté de schistes noirs tendres jaunissant rapidement par altération (Callovo-Oxfordien?) [0,5 mètre];
7. calcaire bleuté translucide formant une petite corniche; des filons de calcite forment parfois une fine zonation (4 mètres);
8. calcaire marbreux schistoïde, bariolé de rose violacé et de vert, et recouvrant un hard-ground siliceux vert (30 centimètres);
9. calcaire massif clair, blanc ou verdâtre, à patine légèrement ocreuse (3 mètres); passe vers le haut à un calcaire clair translucide à taches bleutées irrégulières;
10. la surface du banc est recouverte d'un hard-ground (mince pellicule siliceuse verte) que recouvrent des calcschistes postjurassiques.

On relève donc deux particularités : l'existence d'un hard-ground siliceux à la base probable du Malm (niveau 8) et l'existence d'un niveau peu important (6 et 7), d'âge énigmatique, pouvant représenter au moins en partie le Callovo-Oxfordien : il n'y a apparemment pas d'érosion anté-argovienne.

b. *Coupe ouest-est suivant l'arête du Monte Eigheir* (chaînon du Monte Boulliagna) :

1. Marbres en plaquettes formant le plan incliné qui descend du sommet vers l'Ouest;
2. marbre noduleux, gris grenu ou blanc cristallin, avec passées abondamment flammées de lie-de-vin (5 à 20 mètres) = Malm;
3. calcaires sombres bleutés, oolithiques (30 mètres), avec à la base des traces déformées de Bivalves (?);
4. brèche à gros blocs de dolomie jaune (3 mètres);
5. brèches à petits éléments gris bleutés (représentant des fragments soit de Dogger soit de calcaires virglo-riens : l'âge de ces brèches est douteux) [2,5 mètres];
6. alternances de dolomies jaunes en gros bancs avec membranes noires et de schistes noirs (20 mètres) : ce sont les assises postladiniennes.

On notera ici l'existence possible de brèches de base du Dogger (niveaux 4 et 5 ?), mais l'inexistence d'une érosion antébathonienne caractérisée.

c. Les *faciès du Malm* sont assez variés; nous y relèverons dans le *ravin des Séchoirs, près de Maurin*, la succession suivante :

1. marbre clair irisé (2 mètres);
2. marbre blanc hyalin à grain très fin, ponctué de taches rouilles (3 mètres);
3. marbre clair irisé (1 mètre);
4. calcaire blanc sale cristallin, à bandes siliceuses blanc rosées distantes de 20 à 50 centimètres; par endroits passées lamelleuses vertes ou roses siliceuses (5 mètres). La présence de ce faciès est particulière à cette coupe; on ne le retrouve nulle part ailleurs;
5. calcaire noir à grain fin (2 mètres);
6. calcaire spathique roussâtre, à traînées de rouille (2 mètres).

Nous avons là un véritable résumé des faciès observables ailleurs :

— le marbre clair irisé affleure notamment dans les écaïlles dominant Combrémont et dans les écaïlles du Monte Boulliagna (il y est associé à du Marbre de Guillestre);

— le marbre blanc à points de rouille s'observe notamment dans le synclinal de la Costa Boulliagna;

— le faciès spathique roussâtre se retrouve notamment au pied ouest de l'anticlinal de Maljasset, peu à l'aval de ce village, où il atteint 4 à 6 mètres et repose sur le Dogger par 0,2 mètre de calcaire verdâtre ou, par places, 0,5 mètre de calcaire zonés de vert et de mauve avec zones siliceuses vertes capricieuses recouvrant un hard-ground⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Ce dernier faciès zoné se retrouve dans les blocs klippes du col de Bramousse, dans une position tectonique analogue (région de Ceillac).

De ces faits que conclure ? Il y a de grandes analogies dans l'ensemble entre les séquences de la zone Ceillac-Chiappera et de la nappe du Chatelet, mais aussi des différences parfois nettes dans les faciès. Le Malm indique une sédimentation plutôt troublée avec intervention probablement fréquente de courants marins (hard-grounds; amincissement de la série dans le cas général).

12. ZONE DU ROURE

Je n'en dirai qu'un mot, car je n'en ai pas fait une étude aussi systématique : pas de Dogger apparemment ⁽¹⁾ et un Malm transgressif sur les couches postladiniennes sous forme d'un banc de 30 à 50 mètres de calcaire en général gris, massif, parfois flammé de rouge (quelques schistes rouges à la base, par exemple au sommet du Monte Maniglia).

13. SYNCLINAL DE CHIALVETTA

Cet élément tectonique semblerait se rattacher par sa position à la zone du Roure mais sa série stratigraphique est tout à fait différente de ce que l'on pourrait attendre en ce cas et s'apparente beaucoup plus aux séries de la zone Ceillac-Chiappera par exemple.

À *mi-distance de Chialvetta et Gheit*, j'ai relevé par exemple de haut en bas :

1. dolomies ladiniennes;
— les assises postladiniennes sont ici absentes par suite d'un laminage tectonique;
2. calcaire plaqueté spathique, par endroits oolithique (30 à 50 mètres); on y distingue çà et là des débris de fossiles (Bivalves ?) méconnaissables : c'est le Dogger;
3. calcaires à patine non plus blanc bleuté mais légèrement ocreuse; en cassure, calcaire clair blanc ou rosé, parfois vaguement amygdalaire ou à délits flammés de mauve (5 à 10 mètres).
— La limite des niveaux 2 et 3 est très floue.

Il est là encore difficile de conclure, car mes observations sont trop fragmentaires.

CONCLUSION : PALÉOGÉOGRAPHIE DU JURASSIQUE

Au *Rhétien* et au *Lias* la région est sans doute émergée et la sédimentation y est nulle, sauf dans la nappe de Sautron où se répandent les débris grossiers arrachés probablement à l'anticlinal de Marinet. Les conditions d'ensemble sont en tout cas presque continentales à cette époque.

Une érosion relativement intense a pu alors se manifester par places et enlever des épaisseurs de terrain pouvant dépasser la centaine de mètres. Localement (crête de Vars), les matériaux en seront utilisés sur place lors d'une ultérieure reprise de sédimentation. Les aires érodées à cette époque sont surtout localisées dans la nappe du Rouchouze (et peut-être celle de Rocca Peroni ?), la digitation de la crête de Vars et l'anticlinal de Marinet; la zone du Roure au contraire ne semble pas en avoir subi les effets et la nappe de Sautron prend plutôt figure d'un sillon d'accumulation.

⁽¹⁾ Dans les limites de mes levés.

La reprise de sédimentation bathonienne donne d'abord des couches généralement très néritiques mais où des apports terrigènes se manifestent, surtout dans la nappe du Chatelet, par des schistes argileux, des microbrèches et des passées charbonneuses. Une sédimentation calcaire calme, en partie zoogène, avec récurrences néritiques, s'installe ensuite, qui se termine par endroits (nappe du Rouchouze) par des faciès calcschisteux à *Cancellophycus*, dénotant sans doute un certain approfondissement.

Sans doute la zone briançonnaise, à l'exception de la zone du Roure et de quelques parties de l'anticlinal de Marinnet seulement, a-t-elle été complètement immergée; en tout cas note-t-on à cette époque une indéniable uniformisation stratigraphique qui ne permet vraiment pas de penser qu'à part les deux zones de relief citées il y ait eu alors la moindre individualisation de zones paléogéographiquement différenciées.

Vient alors une période très troublée correspondant au *Callovo-Oxfordien*, où se produisent des lacunes ou même des érosions; ces « érosions anté-argoviennes » sont particulièrement intenses sur un certain nombre d'aires qui font figure de zones probablement surélevées :

- anticlinal de Marinnet (l'érosion atteint profondément les calcaires virglorensiens);
- nappe de Chambeyron;
- extrémité nord de la nappe du Chatelet proprement dite;
- nappe d'Assan.

Notons que, hormis l'anticlinal de Marinnet, il ne s'agit pas là des mêmes aires qui ont subi l'érosion anté-bathonienne (avec un doute cependant pour la nappe de Chambeyron qui a peut-être subi cette dernière érosion).

À l'Argovien la reprise de sédimentation se fait souvent sur des surfaces de *discordance angulaire* qui témoignent sans doute de *mouvements paléotectoniques*; il semble bien que l'amplitude de ces mouvements a été notablement supérieure ici à celle qui leur est accordée dans la figure qu'a publiée M. Lemoine (1953 c). En certains points les produits de l'érosion des reliefs ainsi formés (crête de vallon Laugier dans la nappe du Chatelet, anticlinal de Marinnet) forment des brèches qui méritent d'une façon plus que notable le qualificatif de « *brèches de cordillères* »⁽¹⁾.

Dans le même temps, le lessivage du Sidérolithique post-triasique des régions voisines étend ses produits très loin, colorant très généralement en rouge les premières vases qui se font ensuite de plus en plus pélagiques et plus claires. Les répétitions des apports rouges produisent un bariolage de la série qui, lorsqu'il s'accompagne d'un remaniement des vases en cours de diagénèse, aboutit au célèbre faciès du Marbre de Guillestre.

Dans la zone Ceillac-Chiappera et la zone du Roure, ainsi que dans les zones les plus externes (nappes I, II, III), l'importance de ces apports rouges a tendance à se réduire.

⁽¹⁾ L'existence de discordances angulaires à l'intérieur des séries mésozoïques briançonnaises est assez rare pour être ici spécialement soulignée. Un seul autre cas a été décrit récemment pour le Jurassique par J. Debelmas et M. Lemoine (1957 b) et il est essentiellement dû à une érosion anté-rhétienne. Nous avons vu que cette érosion a laissé peu de traces certaines dans notre région (cf. p. 40), hormis dans les zones de Marinnet et du Roure. Il semble, par contre, que les érosions antérieures au Malm y aient laissé une plus forte empreinte (discordance du Malm sur le Dogger dans le vallon Laugier). Dans certains cas il est difficile cependant de savoir, en l'absence de Dogger, si les mouvements responsables de la discordance angulaire sont d'âge rhétien ou seulement anté-Malm.

Quoi qu'il en soit il n'est pas indifférent de noter que l'existence de ces discordances angulaires (pouvant dépasser 20°) nous fournissent la preuve que, dans ce secteur (au moins) de la zone briançonnaise, des mouvements de bascule du fond marin ont eu effectivement lieu. Il me semble que ce fait est de nature à apporter quelques atténuations à une opinion qui semble se répandre, suivant laquelle des déformations de ce type seraient négligeables, ce qui mènerait à minimiser grandement le rôle de la tectonique briançonnaise embryonnaire (Lemoine, 1953 c; Trumphy, 1957-1958).

D'autre part il ne m'est pas apparu que la reprise de sédimentation du Dogger ait été précédée de tels mouvements (pourtant la phase d'érosion anté-Dogger a parfois produit des effets considérables).

Il se peut enfin que le Malm ne se soit pas déposé dans la majeure partie de la nappe de Sautron. Cette dernière ne conserve donc nullement à cette époque le caractère d'un sillon (?) de sédimentation qu'elle semblait avoir (relativement) entre le Ladinien et le Bathonien. S'il est une zone pour laquelle on peut penser qu'elle représente alors un sillon, c'est sans doute la nappe du Chatelet et la partie interne de la nappe de Chambeyron.

Nous ne retrouvons donc pas ici la belle ordonnance des zones de faciès et la persistance, à travers le Jurassique, de cordillères et de sillons qu'a décrites J. Debelmas dans le massif de Gaulent et de Peyre-Haute. Nous remarquons cependant la persistance, au Jurassique, d'un régime de sédimentation assez instable et fréquemment marqué par des suppressions ou des réductions d'assises, dans les aires de Marinnet et du Roure : il semble donc que, comme à la fin du Trias, ces aires possédaient déjà la signification anticlinale qui est maintenant la leur.

CHAPITRE IV

LE CRÉTACÉ ET LE NUMMULITIQUE

Ces étages sont ici, comme dans le reste du Briançonnais, représentés par les deux formations des « Marbres en plaquettes » et du « Flysch noir ». Je ne reviendrai donc évidemment pas sur leurs caractères pétrologiques, qui ont été abondamment étudiés par les auteurs précédents, et ne signalerai là encore que les particularités pouvant présenter un intérêt spécial.

D'autre part, il est possible qu'une partie du « Flysch noir » des auteurs appartienne en réalité, dans ma région, au complexe de base du Flysch à Helminthoïdes (dont l'âge néocrétacé probable a été montré par Lanteaume [1957] ⁽¹⁾). Un tel problème se pose en particulier pour le synclinal de Fouillouze et pour la vallée de Larche qui sont tous les deux à la limite des domaines du Briançonnais et du Flysch à Helminthoïdes. N'ayant pas en main les éléments nécessaires à la solution du problème, je n'aborderai pas cette question qui mériterait d'être reprise ultérieurement.

Nous examinerons successivement :

- 1° les caractères de la transgression des Marbres en plaquettes;
- 2° leur stratigraphie;
- 3° les rapports des Marbres en plaquettes et du Flysch noir et le problème du passage du Crétacé au Nummulitique.

1. LA TRANSGRESSION DES MARBRES EN PLAQUETTES

Précisons dès l'abord que le terme de transgression est pris ici dans son sens le plus large, c'est-à-dire reprise de sédimentation à la suite d'une lacune, sans préjuger des causes de cette lacune. De fait, il semble (mais sur des arguments seulement négatifs, il est vrai, dans la plupart des cas) que tout le Crétacé inférieur et moyen corresponde à une lacune. C'est d'ailleurs un fait presque caractéristique de la zone briançonnaise et qui n'a donc rien qui puisse nous étonner.

⁽¹⁾ De fait, comme ce complexe néocrétacé, mon « Flysch noir » renferme en de nombreux points (Larche, vallon de Fouillouze, col de Mirandol) des couches versicolores qui seraient caractéristiques du premier de ces faciès (voir M. Gidon, 1955 c).

Âge de la transgression

Malgré des recherches sur coupes minces aussi poussées que me l'aient permis mes moyens de travail, je n'ai recueilli à ce sujet que fort peu de documents. La raison en est la fréquence et l'intensité des phénomènes de recristallisation : la plupart des organismes que j'ai pu trouver ne sont que de vagues fantômes inutilisables. Deux échantillons seulement m'ont fourni des formes déterminables :

a. Le premier pris à l'extrémité nord de l'arête de la Pointe du Pont*, dans le vallon des Hourtchs* (ouverture de l'anticlinal de Marinet) m'a montré l'association :

Globotruncana lapparenti-tricarinata QUÉREAU;

Globotruncana renzi GANDOLFI;

Globotruncana appenninica RENZ;

Globotruncana lapparenti-inflata BOLLI;

qui indique le Turonien inférieur.

b. Dans un échantillon pris dans les couches rouges à éclats dolomitiques qui surmontent la brèche du Malm à la crête de vallon Laugier (pentes ouest du point 2697) [nappe du Chatelet], une faune moins abondante comprend :

Globotruncana lapparenti-tricarinata QUÉREAU;

Globotruncana lapparenti-inflata BOLLI;

Globotruncana lapparenti-bulboïdes VOGLER;

qui indiquent également le Turonien inférieur ⁽¹⁾.

Caractères de la transgression

Ils sont variables suivant les points, selon la nature des assises recouvertes et les caractères stratigraphiques des premières couches déposées.

a. Nature de la surface de transgression.

1. L'existence d'un hard-ground y est fréquente mais non générale. De plus, en de nombreux points, la tectonisation du contact risque de l'avoir supprimé. Il ne semble pas en tout cas que l'on puisse tirer de conclusions bien solides de la présence ou de l'absence de hard-ground. Une chose seule est certaine : la surface de transgression est dans la grande majorité des cas une surface corrodée qui recoupe assez facilement, en biseau, les bancs de la roche sous-jacente (nappe de Chambeyron : partie inférieure de la Tête du Pont, par exemple).

2. Dans certains cas il ne faut plus parler de corrosion mais plutôt d'une abrasion profonde du substratum :

— dans la nappe du Rouchouze, le Malm est enlevé irrégulièrement et ne subsiste que sporadiquement;

— dans l'anticlinal de Marinet, les Marbres en plaquettes sont en certains points (ravin des Sainfoins, Tête du Seingle*, contreforts des aiguilles des Ayas*, rive gauche du haut-vallon de Mary) transgressifs sur les calcaires virgloiriens et peut-être même (abords du col de Mary, point 2826 du plateau de Chillol) sur les andésites permienues;

— dans la nappe du Chatelet, les Marbres en plaquettes peuvent être localement transgressifs sur le Dogger (aires restreintes à une cinquantaine de mètres aux rochers de Saint-Ours, versant ouest). J'ai déjà dit plus haut (p. 49 et fig. 27, p. 99) qu'aux abords de Fouillouze et jusqu'au nord de l'Ubaye s'étendait une zone elliptique à l'intérieur de laquelle ils peuvent reposer jusque sur les dolomies ladiniennes. J'ai même trouvé, à l'extrémité sud de cette zone

⁽¹⁾ Ce résultat est concordant avec celui obtenu pour les Marbres en plaquettes de la nappe de Peyre-Haute à la coupure du Guil par Lemoine, Byramjee et Poimbœuf (voir Lemoine, 1953 a).

(en rive droite du Riéou des Aoupets, dans le vallon de Fouillouze) [fig. 29, p. 101], une énorme dalle de Malm (emballée dans les Marbres en plaquettes) que je considère comme un bloc glissé, à l'époque crétacée, à la suite de cette érosion.

Il apparaît donc que, au moins dans l'anticlinal de Marinnet, l'intensité de l'érosion crétacée suppose l'existence de reliefs sinon émergés tout au moins exposés particulièrement à l'action des courants.

b. Nature des assises basales.

1. Un cas très fréquent est l'existence de formations rouges sur la surface de transgression. Ces couches rouges se « diluent » en général dans les assises supérieures qui sont aussi fréquemment colorées en vert. De telles couches rouges basales s'observent notamment dans la nappe du Chatelet (pic de Panestrel, crête de vallon Laugier, etc.), dans la nappe de Chambeyron (Tête du Pont*, Aiguille de Chillol, etc.), dans l'anticlinal de Marinnet (vallon des Hourtchs*, Aiguilles de Mary, etc.). Par contre, elles sont rares ou absentes dans la zone Ceillac-Chiappera, la nappe de Sautron et celle du Rouchouze, la nappe du Chatelet (digitation de Manoal, chaînon du Brec).

Dans ce cas, les Marbres en plaquettes débutent directement par des calcschistes vert pâle ou plus souvent gris. Au rocher du Chatelet il s'agit localement de calcaires sombres en petits bancs qui sont pratiquement impossibles à séparer avec précision des calcaires du Malm (voir plus haut, p. 49).

2. Un cas rarement réalisé (et jamais en dehors de l'anticlinal de Marinnet en tout cas) est l'existence d'une *brèche de base*. Il s'agit de la « brèche de la Madeleine », décrite dans la partie nord du massif d'Escreins par Moret et Blanchet (1924 a, 1924 b, 1925).

La brèche est à éléments dolomitiques avec un ciment qui est également dolomitique : on aboutit à un véritable « Trias régénéré » et il est parfois délicat de distinguer ces brèches de celles du Ladinien (cf. p. 92). La présence de passées schisteuses rouges à la base de la brèche, par places ou dans la masse, permet cependant la distinction dans la plupart des cas.

Trois affleurements seulement de brèche de la Madeleine se notent dans le secteur ici étudié :

- dans le verrou inférieur du vallon de la Salette (rive droite), où elle contient même des blocs atteignant 10 à 20 mètres de côté, soit de calcaires triasiques, soit encore de Malm;
- en rive droite du vallon de Panestrel, au point de coordonnées Lambert 955,4–263,7, où elle repose également sur le Malm;
- sur l'arête allant des Ayas* au point 2719 de la crête du Seingle, constituant un bloc-klippe pris dans le système des écailles de la Gavia de Combe Grande*.

Il s'agit sans doute bien là de brèches de cordillère qui sont visiblement en liaison avec l'intense érosion crétacée qui caractérise l'anticlinal de Marinnet.

2. STRATIGRAPHIE DES MARBRES EN PLAQUETTES

Il est très difficile de se prononcer à son sujet, d'autant plus qu'il est rarement possible d'évaluer l'importance du rôle des dislocations tectoniques.

Au sujet de l'âge de ces terrains, je ne puis apporter que peu d'observations.

Le gisement de Nummulites « du lac des Hourtchs », décrit par F. Blanchet dans sa thèse, appartient en fait à la formation des Marbres en plaquettes; il est situé dans des microbrèches intercalées à la partie médiane de la formation (fig. 23) : une partie au moins de celle-ci serait donc d'âge lutétien.

J'ai retrouvé de telles microbrèches, mais sans Nummulites, dans les Marbres en plaquettes de Viraysse et de Tête-Dure (nappe de Sautron) et ceux de la Costa delle Manze (nappe de Sautron); en ces points, les microbrèches sont souvent associées à de vraies passées de brèches ou à des bancs gréseux; elles débutent dès le bas de la formation (bancs de grès au sommet même de Tête-Dure).

À Tête-Dure, Y. Gubler (communication orale) y aurait trouvé de petites Nummulites. Cet auteur y a également signalé des Nummulites à l'Aiguille de Barsin⁽¹⁾. Des passées gréseuses analogues et des microbrèches s'observent dans les vallons du Pont et de la Mortice*, au nord de l'Ubaye (nappe de Chambeyron, ou éventuellement [?] de Sautron).

Au point 2697 de la crête de vallon Laugier, les Marbres en plaquettes gris, passant à des schistes noirs, sont plusieurs fois intercalés de bancs de grès quartzitiques; de tels bancs de grès s'observent également dans les pentes descendant du Panastrel de Fouillouze vers le village.

Enfin des coupes minces m'ont fourni des faunes à Globigérines à test épais qui sembleraient avoir un cachet tertiaire (à la chapelle Saint-Antoine dans la vallée de l'Ubaye notamment).

En conclusion, il apparaît que, dans notre région, le passage du Crétacé au Tertiaire se fait au sein même des Marbres en plaquettes, ce qui est bien conforme aux conceptions les plus récentes. Dans la nappe de Sautron il paraît même possible que toute la masse des Marbres en plaquettes soit tertiaire tandis que, dans la nappe du Rouchouze, la trouvaille d'Orbitoïdes⁽¹⁾ permet d'affirmer que le passage est progressif du Maestrichtien au Tertiaire dans cette formation.

Au sujet de la succession stratigraphique et des horizons-repères, également peu d'observations solides :

a. *Dans la nappe de Chambeyron*, la succession suivante semble assez régulièrement respectée :

1. à la base, 20 à 50 mètres de calcschistes colorés en vert ou plus rarement en mauve, assez phylliteux;
2. niveau de schistes sombres assez tendres et parfois finement feuilletés (20-30 mètres);
3. calcschistes gris souvent ponctués de blanc ou de noir, assez massifs et avec patine taupe.

Notons que dans le niveau 1 j'ai relevé, par exemple à la Tête du Pont*, l'existence de plusieurs hard-grounds successifs vers la base.

b. *Dans la zone Ceillac-Chiappera*, on distingue assez bien la succession suivante (de bas en haut), qui constitue notamment le signal de Girardin (voir fig. 52 et 55) :

1. « calcschistes de Girardin inférieurs » : schistes et calcschistes très fissiles, tendres, parfois finement mouchetés ou un peu gréseux, formant un talus sombre;
2. « calcschistes de Girardin moyens » : calcschistes phylliteux, gris ou fréquemment vert pâle, à patine taupe, formant un abrupt assez marqué; ils contiennent par places et dans leur partie moyenne, des niveaux de couches rouges (point 2636; versant nord du signal de Girardin);
3. « calcschistes de Girardin supérieurs » : calcschistes finement lités, le plus souvent mouchetés et de teinte grise; patine claire ou ocracée; ils ont tendance à former un deuxième talus.

3. RAPPORTS DES MARBRES EN PLAQUETTES ET DU FLYSCH NOIR

Ils ne sont pas très souvent observables. On peut distinguer deux cas :

1^o *Le passage se fait progressivement d'une formation à l'autre* : les plaquettes calcaires deviennent de plus en plus argileuses, ou micacées, ou les deux à la fois. Les bancs de grès interstratifiés deviennent corrélativement plus nombreux.

⁽¹⁾ V. GUBLER, J. SIGAL, J. ROSSET, Cl. KERCKHOVE. — Sur la présence du Maestrichtien dans les flyschs briançonnais. *C.R.S.G.F.*, 17 novembre 1958, p. 341.

Ce cas est réalisé dans la coupe de l'Ubaye, au Pont du Chatelet, ou à la Plate des Manzes dans le vallon de Fouillouze, ou encore à l'*extrémité nord de la crête de vallon Laugier* (tous ces points appartiennent à la nappe du Chatelet).

Sur le versant sud-ouest de ce dernier point j'ai relevé par exemple la succession suivante qui m'a paru stratigraphique :

1. couches rouges schisteuses avec, par ci par là, des galets de dolomie à patine jaune (2 à 10 mètres). Elles sont datées du Turonien inférieur (voir plus haut p. 60);
2. calcschistes vert pâle à patine jaune (10 mètres en moyenne);
3. calcschistes gris à fins lits de calcite (5 mètres);
4. banc de grès un peu calcaire (2 mètres);
5. schistes noirs (20 mètres) passant progressivement à :
6. calcschistes gris (20 mètres);
7. banc de grès (2 mètres);
8. calcschistes gris (10 mètres);
9. banc de grès (2 mètres);
10. calcschistes gris (50 mètres), passant dans le haut à :
11. Flysch noir typique (10 mètres);
12. bancs de grès formant le sommet du point 2697.

Il semble donc ici que le faciès Flysch noir s'est installé progressivement à la suite de plusieurs incursions répétées.

Malgré la mauvaise qualité de bien des affleurements et surtout de ceux qui nous intéresseraient à ce point de vue, il semble que, comme l'avait déjà admis Kilian, un tel passage progressif soit aussi le fait de la nappe de Chambeyron (versant italien du col de la Gypièrre).

De même, je crois que le passage est vraiment progressif dans la nappe du Rouchouze bien qu'il se fasse rapidement et que des phénomènes de tectonisation aient pu modifier l'aspect des choses (Tête de la Costa del Col; pentes descendant vers le col de Larche sur le versant italien).

2° *Le passage est brutal*, marqué par un contact net : il n'y a pas de termes de transition entre les faciès.

Ce cas est réalisé aux lacs des Hourtchs (anticlinal de Marinet), cependant on doit noter la présence de zones schisteuses noires évoquant le Flysch noir à l'intérieur même de la masse des Marbres en plaquettes (sentier du col des Hourtchs*). Il ne s'agit pourtant pas du vrai Flysch noir typique, à petits bancs quartzeux, qui n'affleure qu'au lac Bleu.

De même, dans le vallon de Panestrel, le Flysch noir débute brutalement sur les Marbres en plaquettes par des assises très gréseuses et micacées.

Mais il est des points où la situation du Flysch noir ne laisse pas de doutes sur sa *transgressivité* :

— dans la digitation de Manoal (nappe du Chatelet, masse principale), à partir du Pêvoux* et en direction du Nord jusqu'à la crête de vallon Laugier, le Flysch noir repose directement sur le Malm. En certains points même, comme au Pêvoux*, où il bénéficie d'une profonde érosion antérieure au Crétacé, il repose sur un Dogger plus ou moins aminci. Au Pêvoux*, les assises de base sont formées par 2 mètres de grès très quartziteux;

— dans la digitation de la Font Sancte la position du Flysch noir m'a paru répondre à ces conditions;

— mais c'est dans l'anticlinal de Marinet que les faits sont peut-être les plus nets : sur la crête de l'anticlinal, *qui devait donc correspondre déjà à une crête à cette époque*, on voit le Flysch

noir n'être qu'à peine séparé des quartzites werféniens par 2 à 10 mètres de calcaires du Virglorien inférieur (Tête du Seingle*)⁽¹⁾.

CONCLUSION : PALÉOGÉOGRAPHIE DU CRÉTACÉ-NUMMULITIQUE

Du Turonien à l'Éocène une mer couvre uniformément notre région et il s'y forme des dépôts de calcschistes planctoniques fort monotones. Des apports terrigènes sont cependant à noter se traduisant, soit par des brèches à éléments plus ou moins menus, soit par des grès calcaréo-siliceux le plus souvent.

Une érosion assez intense a précédé le dépôt de ces couches mais il est possible que, conformément à l'avis des principaux auteurs récents (Debelmas, Lemoine, Latreille), cette érosion ait été sous-marine.

La formation de brèches sur les flancs de l'anticlinal de Marinnet, tant en Ubaye que plus au Nord, indique qu'il était le siège d'une activité orogénique accrue.

Au Lutétien (?), la sédimentation du Flysch noir, par l'importance des apports détritiques fins qu'elle implique, est la conséquence des premières surrections de la phase paroxysmale de l'orogénèse. À cette époque, l'anticlinal de Marinnet continuait à s'accroître et à être livré au jeu des érosions.

Il est probable qu'une bonne partie de la digitation de Manoal a constitué au Crétacé et au Nummulitique (peut-être déjà au Malm dans sa partie nord), une zone surélevée où les érosions ont été également assez marquées.

Il semble cependant prouvé (cf. p. 62) qu'en certains points, notamment dans la nappe du Rouchouze, le passage du Crétacé au Nummulitique se fait sans discontinuité de sédimentation par une modification progressive, quoique relativement rapide, des apports sédimentaires.

⁽¹⁾ Ce Flysch noir ne renferme pas de couches versicolores : *a priori* il n'y a donc pas de raisons de l'attribuer au complexe de base du Flysch à Helminthoïdes (hypothèse dans laquelle la « transgressivité » ne serait qu'un contact anormal entre deux unités différentes). Une telle hypothèse entraînerait d'ailleurs de sérieuses complications tectoniques et me paraît peu admissible.

DEUXIÈME PARTIE

TECTONIQUE

A. — LA ZONE BRIANÇONNAISE EN HAUTE UBAYE

INTRODUCTION

LA COUPE DE LA HAUTE UBAYE

Cette coupe fondamentale est très facile à relever en remontant la route qui va de Saint-Paul-sur-Ubaye à Maurin. Je décrirai, par conséquent, cette coupe de l'aval vers l'amont, c'est-à-dire du Sud-Ouest au Nord-Est, et définirai au passage les *différents éléments structuraux*.

1. De Saint-Paul au pont du Chatelet

On traverse tout d'abord, sur plus de 3 kilomètres, une zone formée uniquement par du *Flysch noir* ⁽¹⁾ plus ou moins compact et jouant par suite un plus ou moins grand rôle morphologique. Il affleure ainsi vers l'aval jusqu'au pas de la Reyssole, où il fait place aux plaquettes calcaires du *Flysch à Helminthoïdes*.

2. Du pont du Chatelet au pont des Marousses (pont voûté I.G.N.)

Au sortir de Grande Serenne, la route décrit deux lacets puis franchit le verrou du rocher du Chatelet que l'Ubaye entaille en une gorge de plus de 100 mètres de profondeur sur une largeur de 20 mètres seulement ⁽²⁾.

Le rocher du Chatelet, lui-même, est formé de couches jurassiques très redressées, que recouvre vers l'aval une formation de calcschistes d'âge probablement *crétacé*, puissante d'une centaine de mètres. Elle établit une transition assez progressive avec le *Flysch noir* que nous venons de quitter. Le *Malm* est représenté par un marbre vert exploité sur le flanc aval et constituant également le soubassement du pont que franchit la route de Fouillouze. On peut étudier sur le flanc amont la succession des assises de calcaire noir et souvent oolithique du *Dogger*, puis celles du *Trias sommital*, jusque dans le lit de l'Ubaye (brèches et schistes dolomitiques).

⁽¹⁾ Rapidement analysé in : RECH-FROLLO (M.), 1953. — Recherche des critères pétrographiques de la notion flysch. *B.S.G.F.*, (6), t. III, n° 7-8, p. 537.

⁽²⁾ Il s'agit là d'une gorge épigénique établie après abandon d'une autre gorge, non moins profonde, comme l'ont montré des sondages, mais comblée par des déjections du torrent du Chatelet (nombreux blocs de « *Marbre de Guillestre* » très typique). (Voir Kilian, 1902 a; Gignoux et Barbier, 1955, p. 36).

En rive droite, les falaises abruptes qui surplombent la route de Maurin sont formées de Trias dolomitique et calcaire qui constitue la suite de cette série. L'emplacement d'un important cône d'éboulis (dont la base a été exploitée pour fournir des matériaux d'empierrement lors de la réfection de la route) marque le débouché du vallon du Grand Caire*. En ce point la succession des assises est marquée par un *contact anormal* : la série que nous venons de descendre (stratigraphiquement parlant) constitue la **NAPPE DU CHATELET**; au contraire la série dans laquelle nous allons entrer représente (peut-être en partie seulement) la **NAPPE DES AIGUILLES DE CHAMBEYRON**.

Jusqu'au pont des Marousses nous restons alors dans un ensemble monotone de calcschistes, probablement crétacés pour la majeure partie, qui correspondent au type lithologique des « *Marbres en plaquettes* ». On peut notamment les étudier aux abords de la Chapelle Saint-Antoine.

3. *Du pont des Marousses à la Blachière*

Au pont des Marousses, l'Ubaye s'engage en gorge pour traverser un verrou calcaire important, celui de la Tête du Pont* ; on y rencontre successivement les marbres roses du *Malm*, en plaquages discontinus, le *Trias dolomitique*, devenant plus calcaire à la base, qui constituent à proprement parler la **NAPPE DES AIGUILLES DE CHAMBEYRON**.

Mais avant même de franchir le torrent du Pont, nous avons déjà quitté ces formations pour rentrer de nouveau dans les « *Marbres en plaquettes* », qui s'étendent jusqu'au ravin des Esparséis (= ravin des Sainfoins I.G.N.). En rive gauche de ce dernier ravin on peut les voir reposer de nouveau sur les calcaires triasiques.

Les mêmes Marbres en plaquettes se retrouvent en rive gauche de l'Ubaye, au pied des abrupts descendant de la Plate de Chauvet*. Il n'est cependant pas possible de voir ici sur quelle formation ils reposent, par suite du grand développement des éboulis des Chalanchassas*.

Aux calcaires triasiques des Sainfoins font suite des quartzites et des couches siliceuses variées. Le contact de ces terrains m'a paru, en la plupart des points, parfaitement normal et j'estime qu'ils constituent une succession stratigraphique continue. Pour cette raison ai-je qualifié de *série « adhérente »* la série calcaire que nous suivons depuis le torrent du Pont.

4. *De la Blachière à la Barge*

On traverse ici une importante série de couches dont la caractéristique commune est leur nature siliceuse; on voit clairement, sous la Tête du Seingle*, que cet ensemble est ployé en un vaste anticlinal que j'ai appelé **ANTICLINAL DE MARINET**. De la nature pétrographique des éléments intéressés disons seulement pour l'instant que l'on y trouve des quartzites, des grès et des conglomérats siliceux. La structure anticlinale se lit beaucoup moins bien sur la rive gauche de l'Ubaye.

Le flanc oriental de l'anticlinal de Marinnet se recoupe avant la traversée du ravin issu de la Combe Grande*. En fait ce ravin est installé, comme celui des Vilhasses (sur la rive gauche de l'Ubaye), à l'emplacement d'une surface de contact anormal. On retrouve en effet sur leurs rives orientales la même succession de couches siliceuses, mais complétée vers le haut par des termes triasiques, jurassiques et crétacés. L'élément structural ainsi défini, comportant une série siliceuse accompagnée de sa série adhérente calcaire, ne représente en fait qu'une subdivision de l'élément anticlinal de Marinnet; je l'ai appelé **ÉCAILLE DES AIGUILLES DE MARY**.

On sort alors des gorges de l'Ubaye pour rentrer dans le bassin de Maurin.

5. *En amont de la Barge, jusqu'à Combrémont*

En abordant le bassin de Maurin, on constate un brusque changement dans la morphologie; il est accompagné d'un changement non moins radical dans la structure géologique. Les roches siliceuses, génératrices de formes hardies, font en effet place à un important développement de calcschistes anciennement attribuées aux Schistes lustrés. En fait on doit certainement les assimiler aux « Marbres en plaquettes » car ils font stratigraphiquement suite à une série jurassico-triasique tout à fait briançonnaise. Au sein de ces calcschistes apparaissent donc des anticlinaux ou des écailles dont nous nous bornerons pour l'instant à dire qu'elles constituent, avec ces calcschistes, une zone spécialement intéressante et que j'ai dénommée ZONE CEILLAC-CHIAPPERA.

6. *En amont de Combrémont*

Les alluvions de pentes, qui sont assez fortement développées, masquent en partie le contact des affleurements. On peut cependant noter le passage d'une bande de quartzites qui, depuis le Passaur (au bord de l'Ubaye), monte en écharpe dans les pentes et parvient au point 2235 où passe le chemin du col Tronchet. C'est là l'apparition d'un élément tectonique important mais écrasé et réduit à peu de chose ici : la ZONE SILICEUSE DU ROURE.

Si l'on remonte enfin le chemin du Plan de Paroirt, on rencontre de nombreux éboulis de roches vertes et de Schistes lustrés qui proviennent du soubassement du rocher de l'Eyssassa et indiquent d'une façon sûre que nous avons quitté le Briançonnais pour entrer dans la ZONE DES SCHISTES LUSTRÉS.

Nous étudierons les différents éléments structuraux que nous venons de rencontrer, d'abord en rive droite de l'Ubaye, puis en rive gauche. Nous réserverons pour la fin l'étude de la zone Ceillac-Chiappera et de celle du Roure.

CHAPITRE V

LES MONTAGNES EN RIVE DROITE DE L'UBAYE

PLAN DE L'ÉTUDE

La description tectonique aura pour base de départ la coupe de l'Ubaye, décrite plus haut. Nous étudierons donc successivement les différentes unités qui y ont été définies, dans leur ordre de succession de l'aval vers l'amont. À savoir :

- 1° la zone du Flysch noir;
- 2° la nappe du Chatelet et ses dépendances;
- 3° la nappe des Aiguilles de Chambeyron;
- 4° l'anticlinal de Marinnet et ses dépendances.

1. LA ZONE DU FLYSCH NOIR (Pl. 1)

Elle est représentée par le *massif du Paneyron*, qui s'étend entre le col de Vars et celui de Serennes, et se prolonge, en direction du Nord, jusqu'à Sainte-Marie-de-Vars.

La monotonie de ces croupes, uniformément tendres, est quelque peu rompue par quelques témoins plus calcaires formant reliefs et qui doivent être considérés comme autant de reliquats de l'ancienne couverture de Flysch à Helminthoïdes, conservés à la faveur d'une position synclinale. Tels sont :

- le Serre Meyrand (qui supporte le refuge Napoléon);
- la pointe de Chatelret (2824).

Il est certain que l'importance des repliements, et surtout des glissements laminaires avec redoublements, doit être très grande à l'intérieur de cette masse de Flysch. Il faut certainement y voir, pour une bonne part, la cause de l'énorme puissance apparente de ce terrain. En fait il faut, à mon sens, considérer que nous avons ici un véritable « bourrage » de Flysch entre le toit (Flysch à Helminthoïdes) et le mur (Mésozoïque briançonnais) de la formation. Soulignons, cependant, que la structure de cette zone n'est nullement synclinale contrairement à ce que certains auteurs ont cru (J. Demangeot, R. Blanchard) : la dépression qui l'emprunte (col de Vars) possède une valeur purement monoclinale.

Nous avons vu (coupe de l'Ubaye) que la nappe du Chatelet s'enfonce sous le Flysch noir. Il faut observer ici que ce Flysch est chevauché, en contrepartie, par un élément tectonique de constitution analogue qui se développe sur le versant qui regarde Vars. Il s'agit des klippen de la crête des Couniets qui ont déjà été décrites par F. Blanchet. Leur séquence conduisant à les rattacher à la nappe du Chatelet, nous en ferons, à la suite de cet auteur, une digitation de cette dernière, sous le nom de *digitation de la crête de Vars*; elle se développe en effet spécialement dans la crête de ce nom, au nord du col de la Coulette.

Nous ne préjugerons pas pour l'instant des relations entre ces unités, renvoyant à ce sujet aux conclusions tectoniques d'ensemble; mais nous noterons cependant un petit fait qui est l'existence de replis, affectant au moins la couverture jurassique de la digitation et dont l'un est assez nettement *déversé à l'Est* ⁽¹⁾. Pour le reste l'ensemble de la digitation, constituée essentiellement de calcaires triasiques, forme une lame plongeante à pendage très moyen, qui s'enfouirait vers l'Ouest (au nord de Vars) et, au contraire, disparaît « dans le ciel » (au sud de Vars). Ce dernier fait nous indique combien réduite est l'extension occidentale de cet élément tectonique.

2. LA NAPPE DU CHATELET ET SES DÉPENDANCES

Les affleurements attribuables à cette unité forment, en rive droite de l'Ubaye, un chaînon allongé NW-SE dans lequel nous distinguerons deux parties :

a. versant Ubaye : les crêtes de Manoal* ;

b. versant Guil : les crêtes du vallon Laugier.

De plus on peut rattacher à la nappe du Chatelet l'ensemble du massif de la Font Sancte (*sensu stricto*).

Enfin nous consacrerons un paragraphe spécial aux relations entre ces deux chaînons.

Remarquons, de plus, que c'est très nettement la nappe du Chatelet (ou ses annexes) qui constitue la plupart des reliefs de la rive droite de l'Ubaye.

a. Le chaînon de Manoal* (jusqu'au pic des Hourtchs*)

Nous avons vu, dans la coupe de l'Ubaye, que le Flysch noir se rattachait par sa base à la nappe du Chatelet; en effet il passe progressivement aux calcschistes créacés du pont du Chatelet; ces conditions sont les mêmes plus au Nord où l'on voit ainsi le sommet même de Manoal*, formé de Flysch noir transgressif directement sur le Malm ⁽²⁾.

Entre ce dernier point et l'Ubaye, les terrains les plus récents (Flysch, Malm, Dogger et même Trias supérieur) sont assez profondément décapés par l'érosion; ainsi, au Grand Colonne* (2652), est-ce le Trias (dolomies ladinienes, zone sombre supérieure) qui forme la crête. Nous avons déjà noté, d'autre part, l'absence stratigraphique du Malm dans les abrupts du Ciabri*; le Dogger lui-même se montre en ce point absent sur une assez faible surface.

La structure du Grand Colonne et de ses contreforts est donnée par le croquis de la fig. 10 et la coupe de la fig. 11. On y note l'aspect de la nappe qui est celle d'une *demi-voûte plongeant vers l'Ouest*. On y relève également l'existence de deux failles subhorizontales assez importantes : la faille du Ciabri* [F. 1] et celle des Bastes* [F. 2].

Au nord du point 2533 réapparaît le Malm; les bancs jurassiques se montrent alors sous le même aspect que plus au Sud à la Lauze à Robert* (2396), à savoir celui d'une immense dalle structurale inclinée à 40° environ.

(1) Point coté 2455, au sud du col de la Coulette.

(2) Il n'est cependant pas absolument impossible que ce contact soit d'origine tectonique et non stratigraphique.

Entre le point 2533 et le point 2562, cette dalle est fracturée par un réseau de petites failles dont une, au moins, est inclinée subhorizontalement.

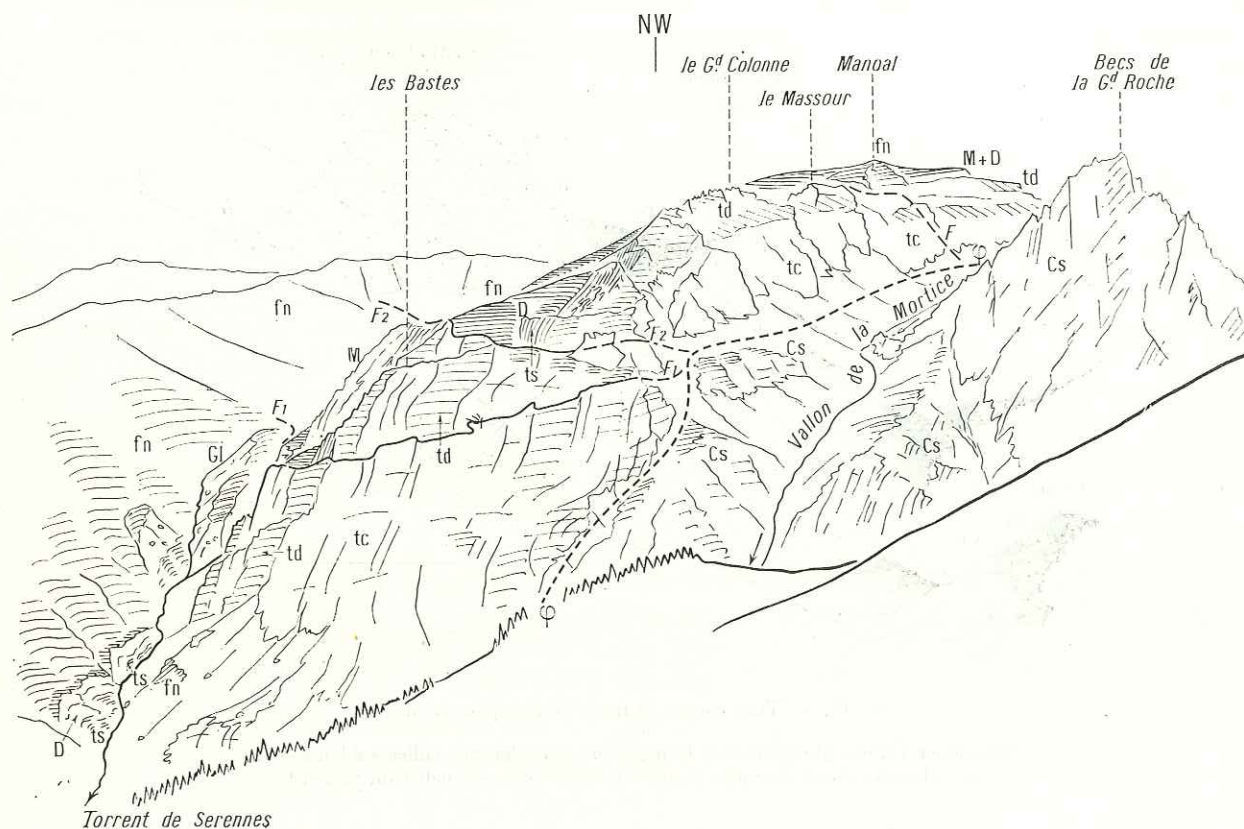


FIG. 10. — Le chaînon de Manoal vu du sentier de Chambeyron

Ø. Chevauchement de la nappe du Chatelet. — F1. Faille subhorizontale du Ciabri.

F2. Faille subhorizontale des Bastes.

Noter l'inflexion plongeante vers le SW.

Ainsi, dans toute cette région, la nappe du Chatelet montre un régime de failles subhorizontales assez particulier, avec compartiment supérieur en retrait vers le Nord-Est.

Plus haut, en direction de Manoal* (3169), la « carapace » formée par le Jurassique s'infléchit pour n'avoir plus bientôt qu'un pendage négligeable; elle est tranchée brutalement à l'Est par le vallon de la Mortice* puis par celui des lacs des Hourtchs. Quelques vallons secondaires la crèvent également sur le versant ouest et laissent voir le soubassement triasique (vallon Claus*, vallon du Fougeas*).

Cette carapace, ainsi que son soubassement triasique, est hachée par une série de failles transversales dont le relevé est donné sur le plan au 1/40 000 fig. 12. Le mouvement d'ensemble qui résulte de ces failles est un abaissement axial de la nappe en direction de l'Ubaye. Deux directions peuvent être relevées comme prédominantes :

— une direction N 45° E qui intéresse les failles les plus importantes au point de vue du rejet;

— une direction N 75° E qui semble d'ordre plus mineur.

La surface de charriage de la nappe du Chatelet est marquée d'une façon très nette et très franche par le contact entre les calcaires virgloriens de la nappe et les Marbres en plaquettes

des becs de la Grand Roche. On la suit ainsi depuis le vallon du Grand Caire* jusqu'au Pas de la Salette, au pied est des falaises du Grand Colonne*, du Massour* et de Manoal*.

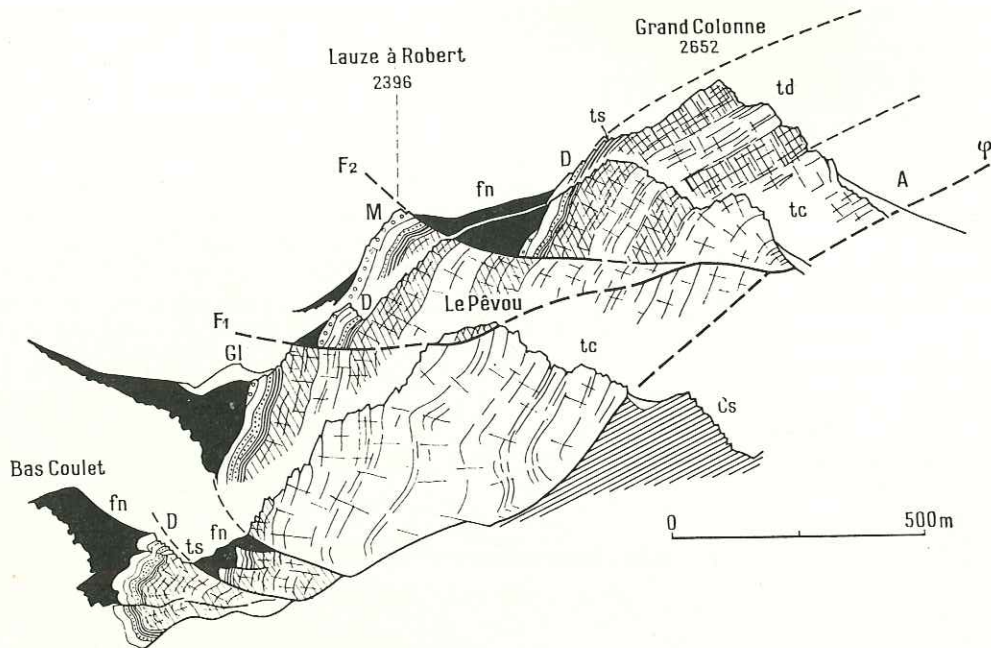


FIG. 11. — Trois coupes au travers du chaînon de Manoal

Remarquer l'allure plongeante de la nappe du Chatelet, ses failles subhorizontales et l'ébauche d'une charnière frontale probable sous le rocher du Chatelet.

Au-delà de ce point la situation devient plus confuse et il lui est réservé un paragraphe spécial un peu plus loin.

Enfin, si nous avons vu que la nappe du Chatelet forme ici une demi-voûte plongeante, il faut noter un indice local de redressement de son extrémité occidentale : il se manifeste en rive droite du bas-vallon du Chatelet par des replis (en grande partie disharmoniques) affectant le Dogger (le Malm est ici absent) [coupe, fig. 11]. Il n'est pas impossible d'y voir en quelque sorte l'ébauche du mouvement synclinal qui s'amplifiera à Fouillouze et celle de l'anticlinal de Saint-Ours.

b. La crête de vallon Laugier

Le contact de base de la nappe, que nous avons quitté au Pas de la Salette*, se retrouve d'une façon assez nette au pied des pentes qui tombent de la crête de vallon Laugier dans le vallon de la Salette. Dans les pentes abruptes dominant le Rif Bel (points 2466, 2582 et 2370), il s'efface passagèrement. En fait le contact reste tectonique mais se fait ici, par endroits, entre deux masses de Marbres en plaquettes : ceux descendant des points 2697 et 2595, qui appartiennent à la nappe, et ceux qui, en contrebas, prolongent la série de la Grande Roche. Ajoutons qu'en ces derniers points la nappe n'a plus l'allure d'une demi-voûte mais bel et bien d'une voûte complète, plongeant à plus de 45° également sur son bord oriental (coupe 1, planche 8; fig. 16).

Enfin, à l'aplomb d'Escreins, la base de la nappe s'infléchit vers l'Ouest en un rentrant qui correspond à la combe de l'Ubac. Au nord des cascades du torrent de vallon Laugier, les affleurements

de la nappe *se laminent assez rapidement*, en contrebas de la crête de Vars. Nous noterons que ce laminage était déjà annoncé dès la hauteur du point 2466 par celui qui y affecte les assises triasico-jurassiques (voir plus haut). Ce fait nous indique qu'à partir de ce point la nappe du Chatelet s'isole tectoniquement de son prolongement oriental par formation d'une *déchirure tectonique* (empruntée actuellement par le cours du Rif Bel).

Il faut mentionner enfin un détail structural qui est l'existence, sur le versant septentrional de la crête de vallon Laugier, d'un repli anticlinal, d'allure assez souple et assez fortement déversé à l'Est. Si cet *anticlinal du vallon de la Salette* englobe probablement la Pointe de la Salette*, il intéresse surtout les falaises inférieures de la rive gauche du vallon de ce nom (fig. 15 et 16; coupe n° 1, planche 8).

Deux faits importants caractérisent enfin la crête de vallon Laugier; ce sont :

— le recouvrement de la nappe du Chatelet par des klippes qui en constituent les points les plus élevés;

— l'existence d'un réseau de failles affectant un régime assez particulier.

Les klippes de la crête de vallon Laugier sont figurées sur les panoramas des figures 13 et 14. Elles sont donc au nombre de quatre, d'inégale importance, et constituées uniquement de calcaires et dolomies triasiques à l'exclusion de toute trace de terrains postladiniens. Elles reposent partout où le contact est visible sur le Flysch noir couvrant la nappe du Chatelet. Leurs relations avec cette dernière étant donc exactement les mêmes que celles de la digitation de la crête de Vars, c'est à cette unité que nous rattacherons ces klippes (ainsi que l'avait déjà fait F. Blanchet).

Les failles de la crête de vallon Laugier (schéma cartographique au 1/40 000, fig. 12) se répartissent en deux types principaux très nettement prédominants qui affectent au même titre les deux unités superposées :

1. failles dirigées N 40° E, avec affaissement du compartiment sud-est : nous leur connaissons des équivalents dans le secteur de Manoal*;

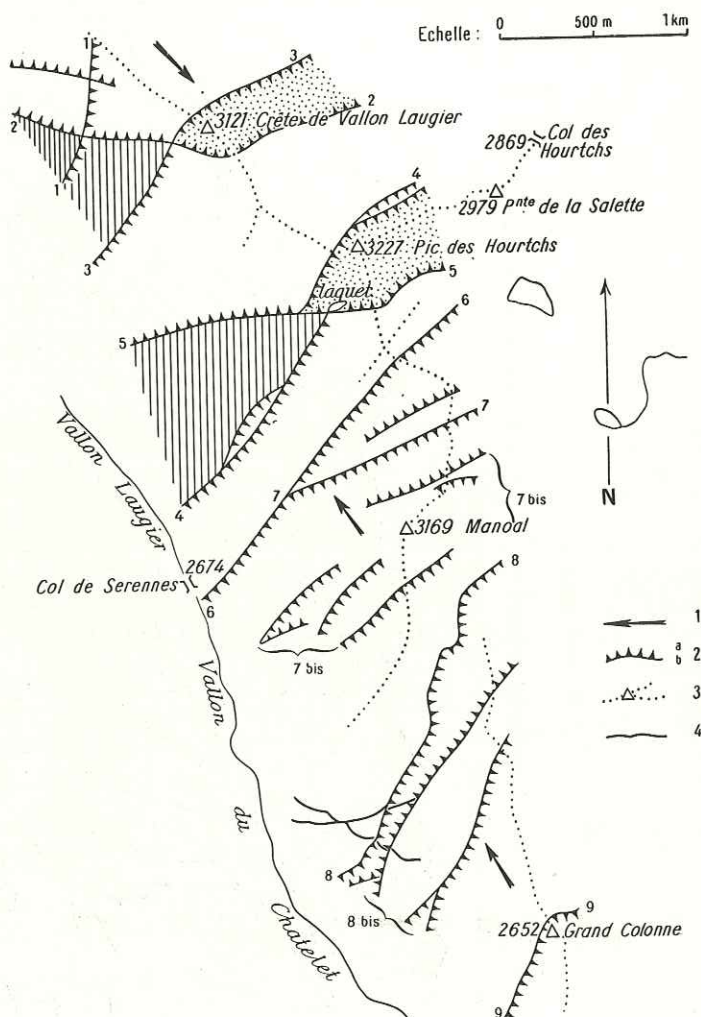


FIG. 12. — Les failles du chaînon de Manoal-crête vallon Laugier

Hachures : Coin surélevé. — Pointillés : Coin affaissé.

Figurés numérotés, à droite du cliché :

1. Relèvement axial. — 2. Faille subverticale (a : côté affaissé; b : côté surélevé). — 3. Ligne de crête. — 4. Faille à rejet horizontal.

Numérotation des failles :

1. Faille du point 2864. — 2. Faille N du point 3121. — 3. Faille S du point 3121. — 4. Faille N du pic des Hourtchs. — 5. Faille S du pic des Hourtchs. — 6. Faille du Fougues. — 7. Faille du gouffre des Bancs. — 7 bis. Faille de Manoal. — 8. Faille des Preitchs. — 8 bis. Faille de la Gavia du Massour. — 9. Faille du Grand Colonne.

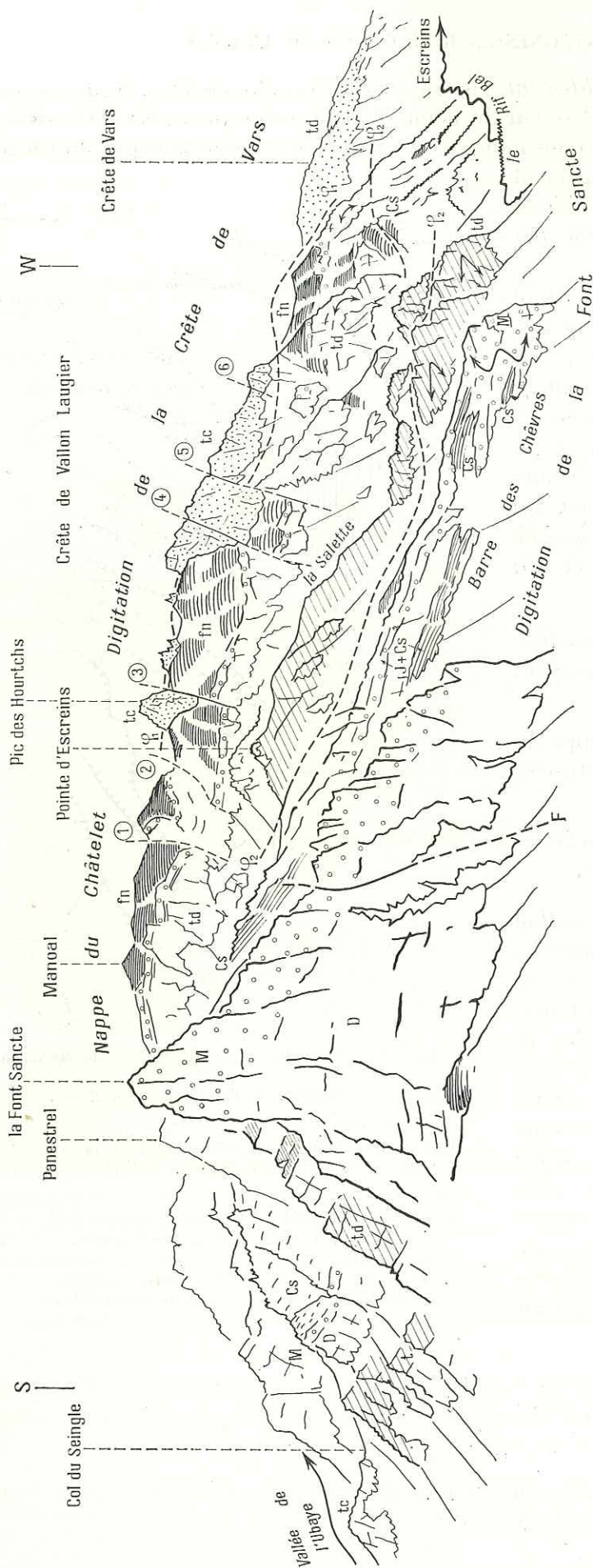


FIG. 13. — Panorama sud-ouest de la Font Sancte septentrionale

Au premier plan, la Font Sancte méridionale avec sa faille transversale, dans le prolongement de la faille 1, du Fougeas

Q1. Chevauchement de la digitation de la crête de Vars. — Q2. Chevauchement de la digitation du Manoal (nappe du Châtelet proprement dite) sur celle de la Font Sancte ou sur les Marbres en plaquettes d'Escreins.

Nomenclature des failles :

1. Faille du Fougeas. — 2. Faille S du pic des Hourtchs. — 3. Faille N du point 3121. — 4. Faille S du point 3121. — 5. Faille N du point 3121. — 6. Faille S du point 2864.

Les charnières représentées correspondent, d'avant en arrière, aux replis synclinaux de la Barre des Chèvres, au repli anticlinal de la partie inférieure de la crête de la Salette (digitation de la Font Sancte), refoulé sous la digitation de Manoal, enfin à l'anticlinal du vallon de la Salette, refoulé sous la digitation de la crête de Vars.

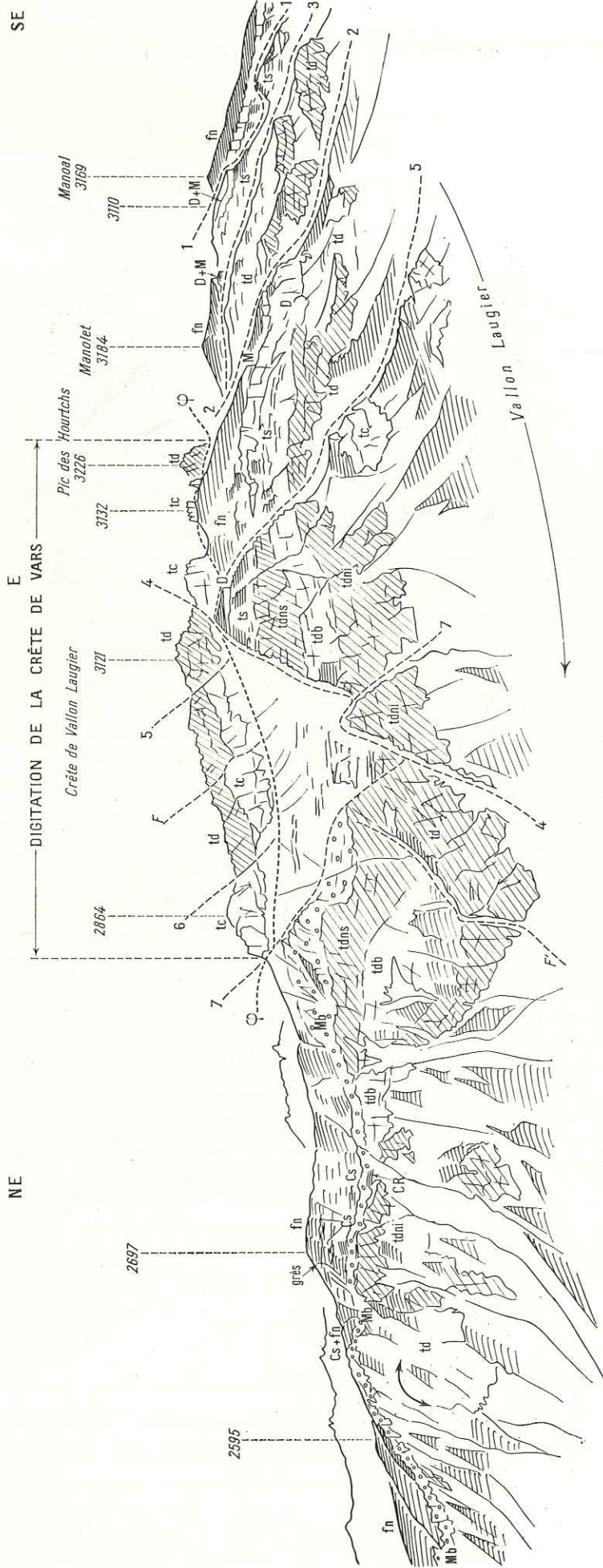


FIG. 14. — Panorama de la crête de vallon Laugier, pris de la Pointe de Pastourlet

Mb. Brèche du Malm. — **CR.** Couches rouges à sa base.

La numérotation des failles est la même que dans la figure 12.

Noter la discordance angulaire du Malm sur le Trias à droite du point coté 2697.

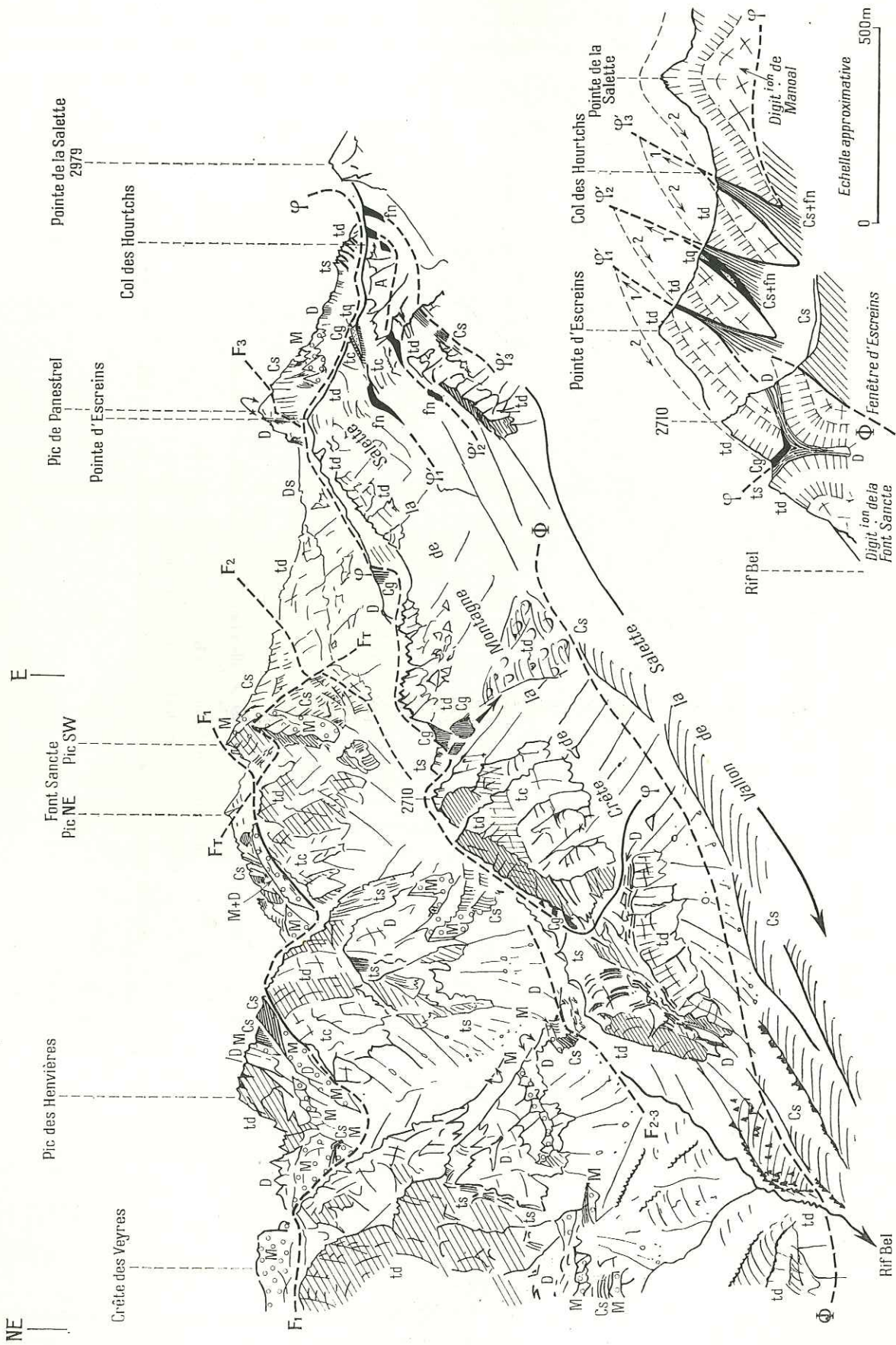


Fig. 15. — Les vallons du Rif Bel et de la Salette, vue de la crête de vallon Laugier
 Dans la partie inférieure droite, une coupe semi-schématique permet d'interpréter les accidents de la crête de la Salette et du col des Hourtchs.

2. failles dirigées N 80° E, comportant au contraire un relèvement du compartiment méridional; ces dernières se révèlent tout à fait particulières à la crête de vallon Laugier.

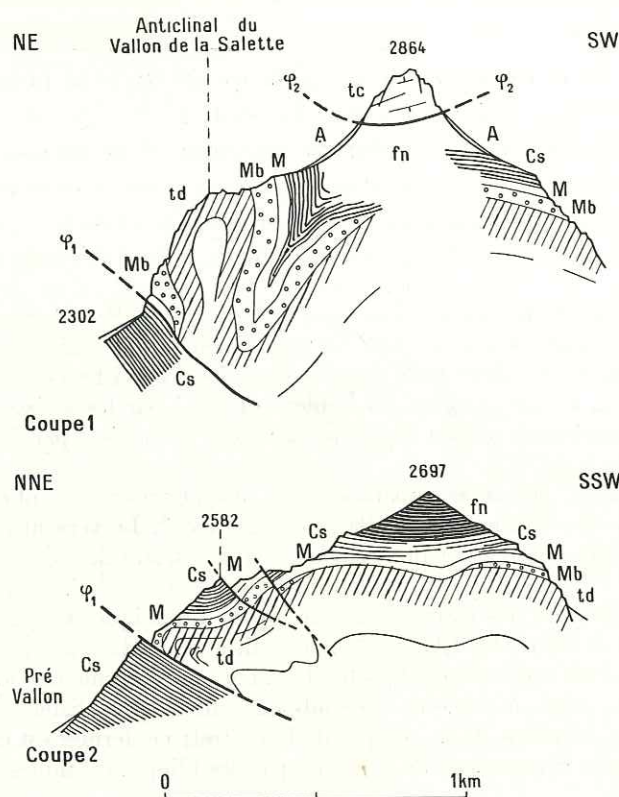


FIG. 16. — Deux coupes dans l'extrémité septentrionale de la crête de vallon Laugier

ϕ_1 . Surface de chevauchement de la nappe du Chatelet.

ϕ_2 . Surface de chevauchement de la digitation de la crête de Vars.

Le résultat d'ensemble est un *léger abaissement axial vers le Nord*, à partir du pic des Hourtchs*. Ce plongement axial est grandement accentué par l'existence d'une grande flexure transaxiale : d'un rejet de plus de 100 mètres, elle passe par le point 2302 et peu au nord du point 2697.

De l'entrecroisement du double réseau de failles que nous venons d'étudier, il résulte que des coins triangulaires ont été découpés, les uns portés en altitude, les autres au contraire déprimés :

— sont portés en *relief* les coins correspondant à l'angle aigu ouvert au Sud-Ouest entre deux failles : c'est le cas pour les deux chevrons qui forment éperons, l'un en contrebas ouest du point 3121, l'autre immédiatement à l'ouest du laquet qui se trouve au pied ouest du pic des Hourtchs* (fig. 12);

— sont en *dépression* les coins correspondant à l'angle aigu ouvert au Nord-Est : c'est le cas pour le soubassement même du pic des Hourtchs* (fig. 12) et pour celui du point 3121.

c. Le massif de la Font Sancte

Pour l'exposé nous distinguerons les éléments topographiques suivants :

- l'arête Seingle*—Panestrel—Barre des Chèvres*;
- les pics de la Font Sancte;
- l'arête Henvières—crête des Veyres—Aspaturas et le haut Rif Bel.

L'arête Seingle*-Panestrel-Barre des Chèvres*.

C'est l'élément topographique qui succède à l'Est à la dépression du col des Hourtchs*, laquelle sera étudiée plus loin.

Le *contact de base* de la nappe n'y est visible qu'en un seul point, savoir le sommet de la Gavia de Combe Grande* (voir p. 91), à l'aplomb du point 2719. Il y est marqué par des cargneules, surmontées de calcaires phylliteux du Virglorien inférieur. Ces derniers englobent d'ailleurs un petit bloc-klippe de quartzites. Dans les pentes dominant respectivement le vallon des Hourtchs* et celui de Panestrel le contact est masqué par d'importants éboulis mais se suit cependant aisément grâce à la nature très différente du *substratum* de la nappe (Flysch et Marbres en plaquettes).

La structure de la crête et de la Gavia de Panestrel* (« Conque de Panestrel » I.G.N.) est celle d'un synclinal triasique peu accentué et légèrement déversé à l'Est. On note cependant un fait curieux, sur lequel nous aurons à revenir, qui est le rebroussement à la verticale (avec renversement local vers l'Est) des couches jurassiques et crétacées du bord occidental du synclinal. Ce mouvement est faiblement suivi par les assises bréchiques postladiniennes et pas du tout par les dolomies ladiniennes : il y a donc « *baillement* » des assises par décollement au niveau de la base du Jurassique (partie gauche de la fig. 23).

Les assises jurassiques ainsi redressées disparaissent un instant sous l'élément exotique de la pointe d'Escreins (voir plus loin) puis forment l'échine rocheuse de la Barre des Chèvres*. Le versant oriental de cette échine montre un revêtement de Marbres en plaquettes en position renversée, que l'on suit de façon continue depuis le pic de Panestrel; sous la Barre des Chèvres* elle-même, les couches sont affectées de trois replis couchés, « en cascade ». En contrebas nord-est du point 2710 de cette crête, les assises triasiques (et le Jurassique, en partie laminé) sont ployées en un anticlinal déversé à l'Est, dont la Barre des Chèvres* ne constitue en réalité que le flanc oriental ⁽¹⁾. Cet anticlinal est lui-même précédé à l'Ouest d'un repli synclinal profond et aigu qui renferme une lentille de Dogger visible au pied nord de l'éperon terminal de la crête, à l'aplomb du confluent vallon de la Salette-Rif Bel (fig. 13 et 15); c'est là la réapparition du mouvement synclinal de la conque de Panestrel; ce dernier est en effet masqué, comme nous le verrons plus loin (p. 87) le long de la montagne de la Salette par des klippes exotiques.

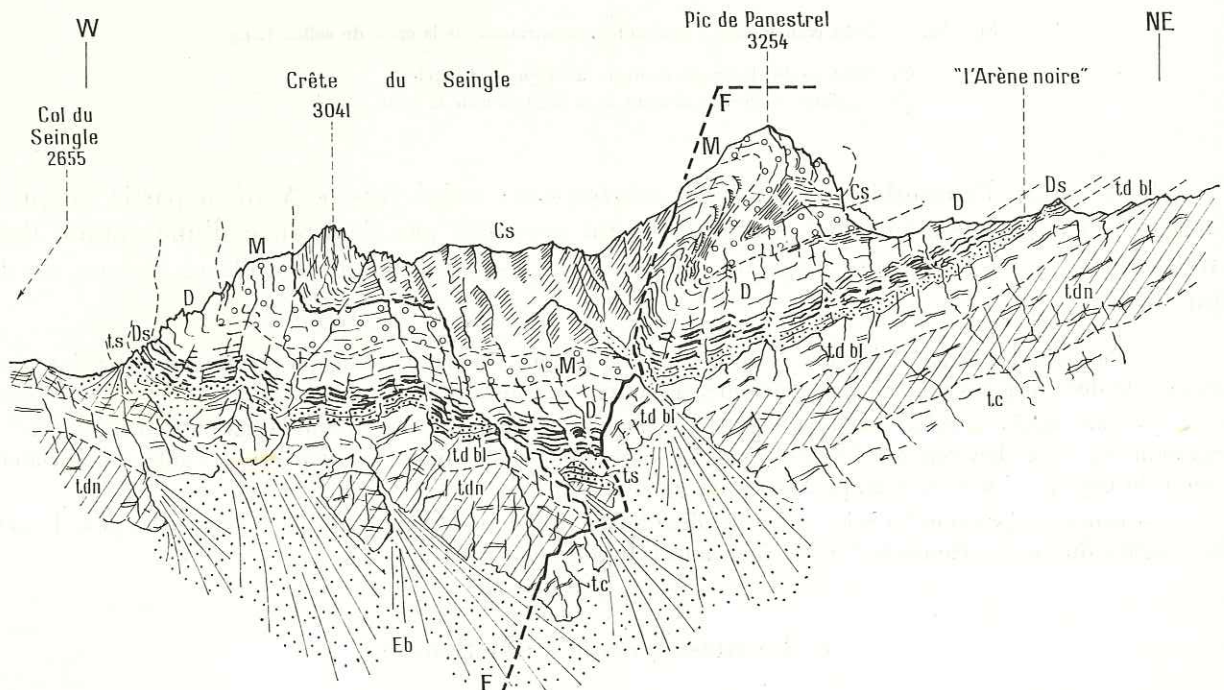


FIG. 17. — Vue prise du sentier du col Girardin

⁽¹⁾ L'origine de son déversement important (il se renverse à l'Est par endroits) en direction de l'Est, comme pour le rebroussement des assises jurassiques de la Gavia de Panestrel* doit sans doute être recherchée dans des mouvements de rétrocharriage (voir p. 87).

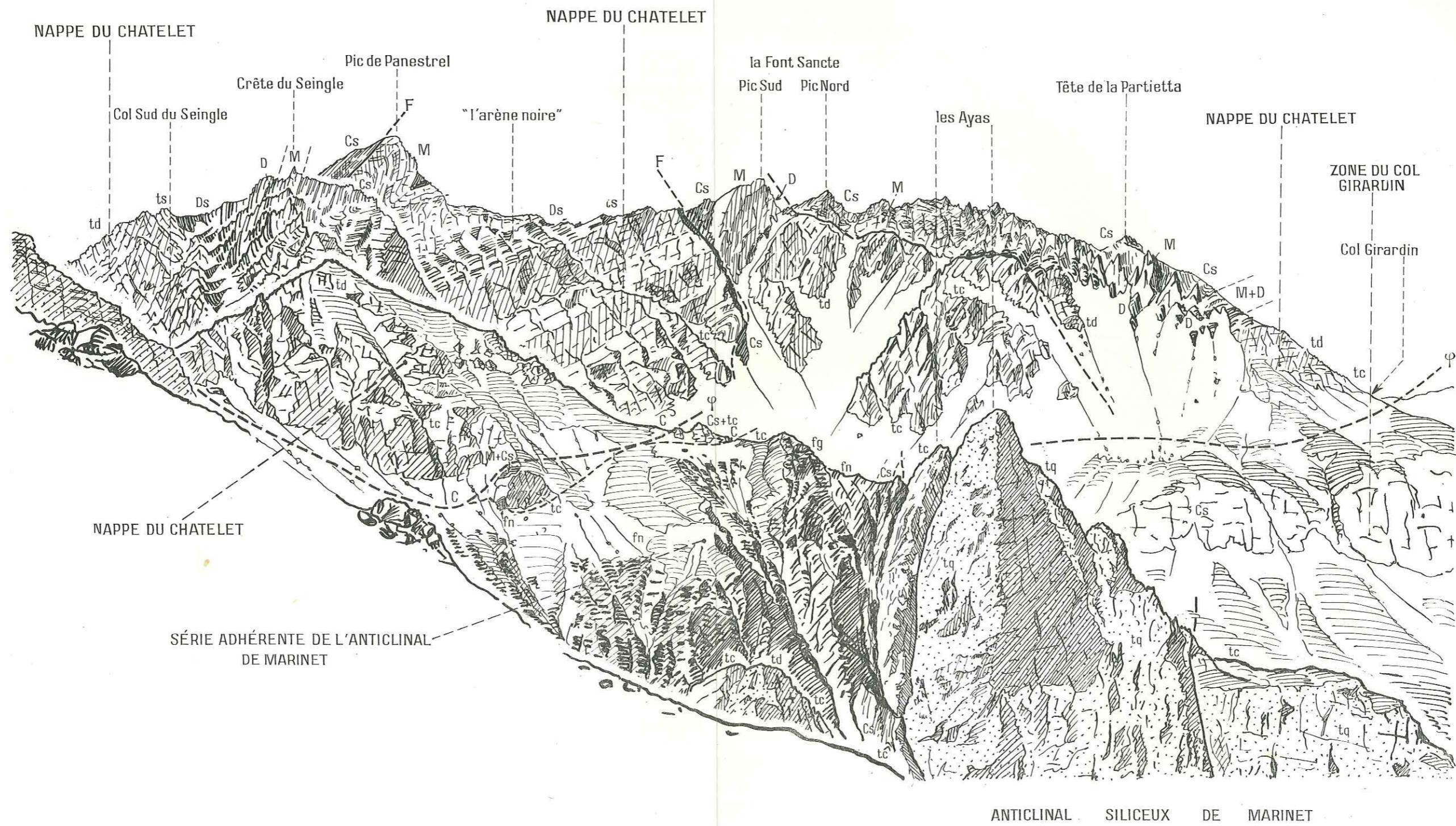


FIG. 18. — Le cirque de Panestrel, vue de la Tête du Seingle (c'est-à-dire du Sud)

Crête du Seingle, face est du pic de Panestrel, face sud de la Font Sancte et de la Partietta; en avant, la Gavia de Combe Grande.

F. Failles de Panestrel, du Haut Rif Bel, de la Font Sancte. — φ. Chevauchement de la digitation de la Font Sancte.

Zone du col Girardin = calcschistes de la zone Ceillac-Chiappera (les affleurements visibles sont ceux du Béal Gros).

Noter : la charnière déversée à l'est du tc sous la Font Sancte; le « bâillement » du niveau Ds, à gauche de la crête du Seingle; l'anticlinal jurassique du pic de Panestrel.

Un fait important est que la crête que nous venons de suivre est bordée sur son flanc oriental par une longue faille de direction NW-SE. De part et d'autre de cette *faille de Panestrel* il n'y a aucune continuité, non seulement de couches, mais encore de pendages. Son tracé dans le vallon de Panestrel jusqu'au sommet du pic est visible sur le croquis de la figure 17. Après un bref passage en contrebas ouest du sommet, ce tracé redescend par l'un des couloirs obliques de la face nord, puis se perd sous les éboulis descendant de la Barre des Chèvres*. On le retrouve cependant au pied oriental même du point 2637.

À l'est de la faille, les assises triasiques, dénivelées de près de 150 mètres vers le haut, ont un pendage parfaitement uniforme d'environ 20° W. Elles sont recouvertes, dans la pyramide terminale du pic, par du Jurassique formant un magnifique anticlinal (fig. 17) déversé à l'Est. Il s'agit donc là d'un pli purement disharmonique, dû au glissement du Jurassique par rapport au Trias à la faveur du niveau de base du Dogger. Ce dernier forme d'ailleurs une vire permettant le passage du vallon de Panestrel à celui du Rif Bel (l'arène noire*). On peut conclure, semble-t-il, de ces faits, que l'anticlinal du pic de Panestrel résulte d'un glissement disharmonique, postérieur à la formation de la faille de Panestrel, contre laquelle le Jurassique s'est trouvé « ancré »⁽¹⁾. Nous verrons plus loin s'il est possible de tirer d'autres conclusions de son déversement à l'Est.

Les pics de la Font Sancte.

Le panneau de calcaires et dolomies triasiques, situé à l'est de la faille de Panestrel, se prolonge sans modifications jusqu'au point 3213 de l'arête Panestrel-Font Sancte (croquis fig. 18); à 100 mètres au sud de ce point exactement, il vient buter contre des Marbres en plaquettes à pendage 45° W suivant une faille inclinée 60° E dans le haut mais 70° W, au contraire, au pied oriental de la falaise. La dénivellation est donc, pour cette *faille du Haut Rif Bel*, de plus de 200 mètres, mais en sens inverse de la faille de Panestrel. On suit cette faille, malgré des interruptions par les éboulis, jusqu'au point 2360 dans le vallon du Rif Bel, où elle est alors fusionnée avec la faille de Panestrel et ramène ainsi son propre rejet à une valeur maxima de 50 mètres (contact Dogger-base des Marbres en plaquettes).

Immédiatement à l'est de cette faille se dresse la pyramide du pic méridional de la Font Sancte (3378). On y trouve (fig. 18) tous les termes, depuis le Crétacé jusqu'au Virglorien, affectés d'un ploiement en demi-voûte plongeant vers le Sud-Ouest.

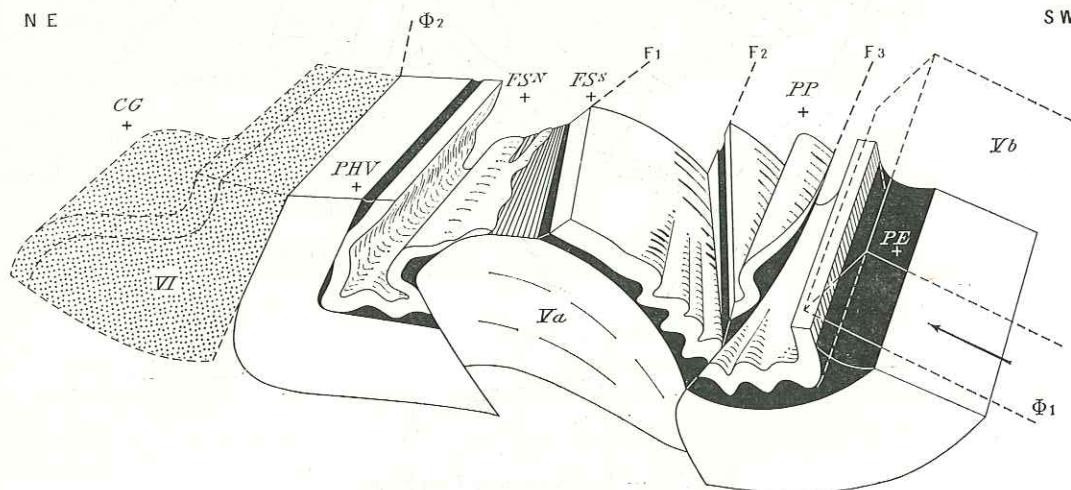


FIG. 19. — Tectonogramme schématique du massif de la Font Sancte

VI. Unité du pic d'Assan. — Va. Digitation de la Font Sancte. — Vb. Nappe du Chatelet proprement dite. — F1. Faille de la Font Sancte. — F2. Faille du Haut Rif Bel. — F3. Faille de Panestrel. — CG. Col Girardin. — HV. Pic des Henvières. — FS'N et FS'S. Sommets N et S de la Font Sancte. — PP. Pic de Panestrel. — PE. Pointe d'Escreins.

⁽¹⁾ C'est là le terme même utilisé (dans le Jura) par L. Glangeaud pour désigner de tels accidents.

Au collet séparant les deux pics de la Font Sancte, la régularité de structure est troublée une nouvelle fois par le passage d'une faille; mais cette *faille de la Font Sancte* se révèle ici affectée d'un pendage est très peu accentué. Les rapports entre les Marbres en plaquettes du pic nord (3390 environ, le point coté I.G.N. semblant mal placé et peut-être mal coté) sont schématisés par le bloc tectonogramme de la figure 19. On y voit que cette faille devient verticale en profondeur et se renverse même en un chevauchement vers l'Est (abrupts du haut-vallon de la Font Sancte, bas des abrupts méridionaux de la crête Font Sancte-Partietta*).

Le compartiment oriental de cette faille montre, entre la Font Sancte et la Partietta*, des calcaires et dolomies triasiques peu inclinés mais qui se rebrousse sur leur bord oriental. Le Jurassique recouvrant ces bancs s'est décollé et a glissé vers l'Ouest par dessus le compartiment de la Font Sancte méridionale. Il est en outre affecté, ainsi que les Marbres en plaquettes, d'un synclinal assez aigu (fig. 19) [photo in : M. Gidon, 1958 b].

La face nord de la Font Sancte, ainsi que l'arête nord-est de la Partietta montrent que le bord oriental de ce compartiment de la Font Sancte septentrionale est redressé à la verticale, au contact d'une faille passant quelques mètres à l'est du point 2754 (Tête de la Haute-Côte). Au-delà de ce point, on retrouve les calcaires du Virglorien inférieur, en un synclinal dissymétrique, ouvert à l'Est, qui affleure sur l'arête descendant au col Girardin ainsi qu'à mi-distance de ce col et du lac Sainte-Anne. Nous appellerons pour l'instant cet accident *faille du collet de Sainte-Anne** sans chercher à préjuger de sa signification.

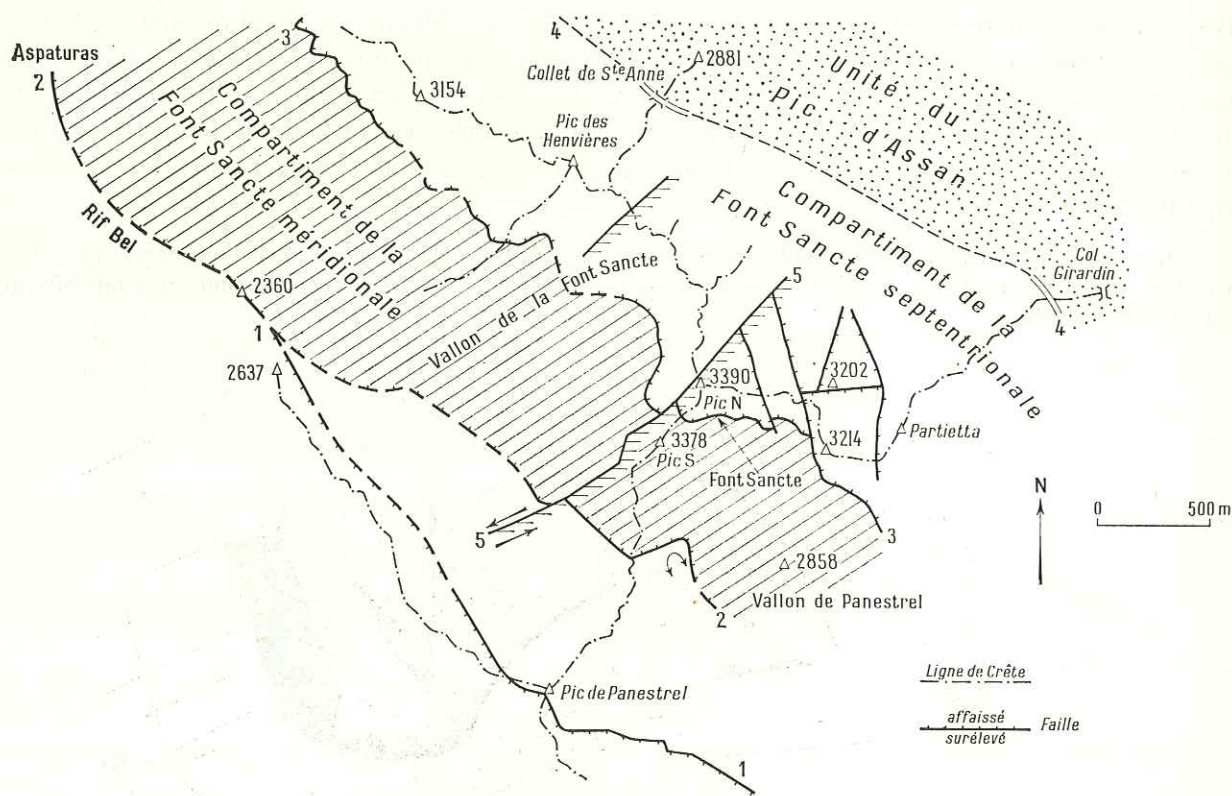


FIG. 20. — Les failles de la Font Sancte

1. Faille de Panestrel. — 2. Faille du Rif Bel. — 3. Faille longitudinale de la Font Sancte. — 4. Faille du Collet de Sainte-Anne. — 5. Faille transversale de la Font Sancte (noter son jeu en décrochement indiqué par les flèches).

Signalons encore que les sommets de la Font Sancte sont accidentés par un certain nombre de failles dont la direction est bien différente de celles que nous venons de rencontrer. On en trouvera le relevé-plan détaillé à la figure 20.

On y note la direction N 30° W qui intéresse des cassures minimales⁽¹⁾ mais aussi la direction N 40° E qui est celle d'une faille assez importante qui passe au sommet septentrional même de la Font Sancte. Il n'est pas indifférent d'indiquer à son sujet les points suivants :

1° L'affaissement intéresse le compartiment sud-oriental comme dans les failles de même direction du chaînon de Manoal*.

2° Elle décale le tracé des failles du Haut Rif Bel et de la Font Sancte; ce qui indique qu'elle a joué postérieurement.

3° Elle se place d'une façon tout à fait remarquable dans le prolongement de la faille du Fougeas* qui coupe le chaînon de Manoal*. On pense à une continuité de l'une à l'autre mais pourtant les affleurements intermédiaires, sur l'arête nord de Panestrel, ne montrent aucune cassure.

Les Henvières, la crête des Veyres et les Aspaturas.

Dans ce secteur qui prolonge au Nord les crêtes de la Font Sancte on retrouve, sans grand changement, les éléments structuraux qui viennent d'y être définis, ainsi que ceux de la crête de Panestrel.

La faille de Panestrel s'est fondue, nous l'avons vu, avec celle du Haut Rif Bel, dans ce vallon. Les replis observés à la Barre des Chèvres*, à l'ouest de cette faille, se retrouvent à l'extrémité ouest des Aspaturas, où ils révèlent leur caractère nettement disharmonique par rapport au Trias; 400 mètres à l'ouest du point 2794 de cette crête, s'observe d'ailleurs le même rebroussement, vers l'Est, des couches jurassiques, que nous avons noté à la Gavia de Panestrel*. Ajoutons que le même phénomène s'observe presque identiquement à l'extrémité de la Main de Dieu (point 2622) et, plus au Nord encore, à la Dent de Rocher. En ces points le Jurassique forme même un *anticlinal couché déversé à l'Est*.

La faille du Haut Rif Bel se prolonge au travers des Aspaturas où son tracé se perd quelque peu dans les Marbres en plaquettes qui couronnent cette arête. Dans les falaises qui en tombent sur le vallon Claus, elle se décèle aux abords immédiats du point 2794; au-delà de ce vallon elle se transforme en flexure et en un synclinal pincé, ouvert à l'Ouest dans les abrupts descendant du point 2857 (Main de Dieu). Ce synclinal est d'ailleurs rempli de Flysch noir sur le versant du vallon des Pelloux⁽²⁾.

Le compartiment de la Font Sancte méridionale se prolonge sans aucun changement de structure dans l'arête ouest du pic des Henvières.

C'est toujours une demi-voûte plongeante très régulière. Au nord du point 2360 apparaissent des replis du Jurassique qui se suivent dans les basses pentes de la crête des Veyres et dans la portion orientale des Aspaturas : il s'agit de plis couchés déversés à l'Ouest et qui semblent bien provenir d'un simple glissement gravitationnel sur le plan incliné constitué par les calcaires et dolomies triasiques (fig. 19). Plus au Nord, dans le vallon Claus, le prolongement de la voûte s'atténue sensiblement.

La faille longitudinale de la Font Sancte se suit, au prix de quelques saillants vers l'Ouest, au passage des arêtes, et de quelques rentrants dans les vallons, jusqu'en rive droite du vallon Claus. Une lame de Malm, comportant même parfois un peu de Dogger à sa base, garnit souvent le contact (arête occidentale du pic des Henvières) [fig. 15; photo *in* : M. Gidon, 1958 b].

Le plus souvent les Marbres en plaquettes viennent directement en contact avec la section des bancs de dolomies ladiniennes. Exceptionnellement c'est avec les couches de base de Dogger que ce contact se fait sur l'arête

(1) La direction aberrante de ces failles semble due à un phénomène localisé et pourrait par exemple indiquer le jeu d'une dislocation orientée N 30° W, *sous-jacente à la nappe elle-même*; cette constatation sera utilisée plus loin (p. 139).

(2) Vallon des Pelouses I.G.N.

Veyres-Aspaturas, peu à l'est du point 2919. Dans toutes les parties basses (2700), et notamment dans le vallon Claus, la faille devient, comme à la Font Sancte, verticale et non plus tangentielle comme aux abords de l'altitude 3000.

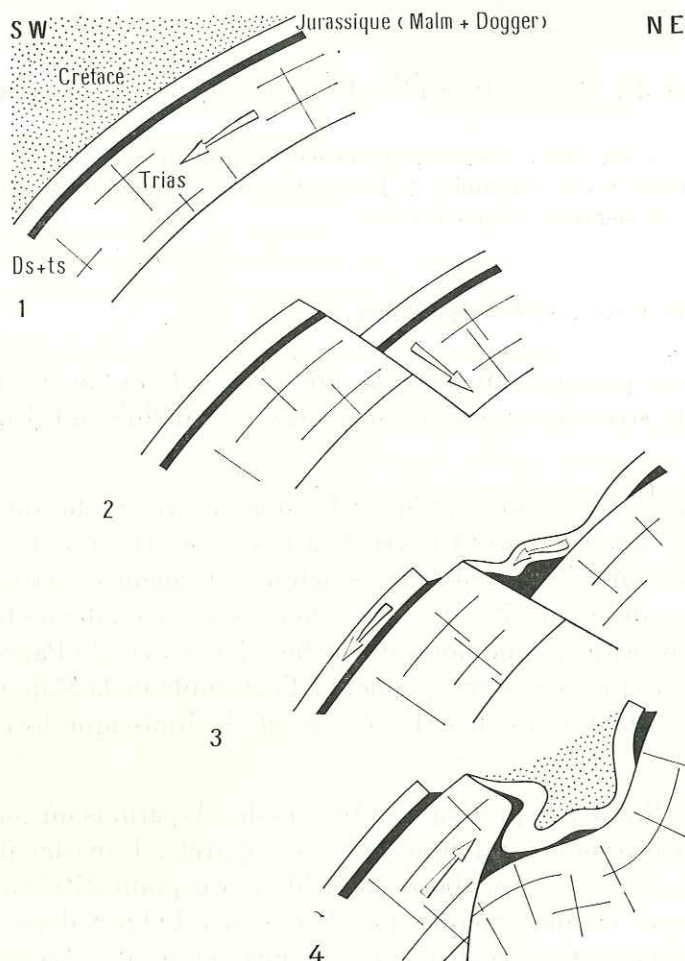


FIG. 21. — La faille longitudinale de la Font Sancte
(Genèse schématique de la disposition actuelle)

1. Mise en place de la digitation. — 2. Distension et cassure. — 3. Glissement différentiel du Jurassique-Crétacé. — 4. Reprise de la faille en phase de « rétrocharriage ».

Le compartiment de la Font Sancte septentrionale ne montre guère, sur le versant Rif Bel, que sa couverture (décollée) de Jurassique et de Crétacé; sur le versant Sainte-Anne et Prés Sébeyrands c'est au contraire le Trias qui affleure : à partir de l'arête nord de la Font Sancte jusqu'à la crête des Veyres, ses assises se montrent redressées presque à la verticale et prolongent les assises redressées de la même manière, que nous avons rencontrées sur l'arête nord-est de la Partietta et dans la face nord de la Font Sancte.

Le Jurassique reste ployé en un synclinal aigu dont le flanc occidental déborde par dessus le compartiment de la Font Sancte méridionale partout où la faille de la Font Sancte prend un faible pendage. Des laminages s'observent dans ce Jurassique jusque sur le flanc oriental du synclinal, région qui ne montre pourtant aucun accident susceptible de tels effets (contrebas occidental du pic des Henvières) : il s'agit très certainement là du résultat de *glissements différentiels du Jurassique par rapport au Trias* (fig. 21). La disparition locale des brèches postladiennes au pic des Henvières doit sans doute s'expliquer dans ce contexte.

À l'extrémité nord de la crête des Veyres, aux alentours du point 3058, s'observe une faille transversale de direction approximative N 45° E dont le jeu semble correspondre essentiellement à un décrochement du compartiment sud-est vers l'Est.

Il faut ajouter qu'au nord de ce point la structure se modifie quelque peu. En effet, le bord oriental du compartiment, qui jusque là reste à quelques variations près sensiblement vertical et se renverse même vers l'Ouest entre les points 3066 et 3058, se complète dès le point 2920 d'une retombée orientale qui plonge vers les Prés Sébeyrands. C'est cette structure anticlinale que l'on trouve désormais, au sommet du vallon des Pelloux ⁽¹⁾ (col 2796) et à la pointe de la Saume (*anticlinal de la Saume*).

La *faille du collet de Sainte-Anne**, que nous avons définie plus haut, doit son nom à ce qu'elle détermine effectivement la petite brèche qui porte ce nom sur l'arête orientale du pic des Henvières (500 mètres en contrebas du pic). Là encore elle met en contact par leur base deux séries de calcaires virgloriens (calcaires phylliteux à patine jaune au collet même). Le compartiment oriental (point 2881) est, comme au col Girardin, ployé en un synclinal dissymétrique ouvert vers l'Est. Au pied nord-est du pic un affleurement de gypses, signalé par Blanchet, souligne d'ailleurs la faille.

Cette même faille se trouve de nouveau marquée d'une manière identique dans les contreforts orientaux de la pointe de la Saume : elle y détermine le Pas du Loup* et le Pas du Curé*. Les couches triasiques de la Saume, en effet, après avoir plongé vers l'Est (flanc oriental de l'anticlinal de la Saume), se redressent de nouveau à la verticale avant de buter contre la faille.

Cette faille possède donc la particularité notable de mettre partout *en contact deux compartiments synclinaux*, comme *adossés* (bloc tectonogramme, fig. 19).

Cependant il est permis de se demander ce qu'il faut penser du compartiment situé à l'est de cette faille : sa couverture jurassique n'est visible ni au col Girardin, ni dans l'arête est des Henvières ⁽²⁾. Dans l'arête que traverse le Pas du Curé* et qui limite au Nord la dépression des Prés Sébeyrands, on observe, à l'est du synclinal déjà décrit, une charnière par laquelle les couches triasiques s'enfoncent vers l'Est.

À la faveur de ce prolongement des couches l'érosion a respecté, dans les bois qui descendent du point 2354, un témoin jurassique : il s'agit de Malm transgressif directement sur les dolomies ladiniennes à patine sombre. Le même prolongement « en genou » des couches vers l'Est et la même succession stratigraphique, complétée de Marbres en plaquettes et de Flysch, s'observent au col 2368, au pied de la Croix du Mélezet.

De ces observations on doit tirer et mettre en lumière deux constatations assez importantes :

a. La différence des séquences stratigraphiques interdit de voir dans la série située à l'ouest de la Croix du Mélezet le prolongement de celle de la Saume et du massif de la Font Sancte. Je l'ai attribuée à une unité à part que j'ai dénommée, à la suite d'observations effectuées plus au Nord, *unité du pic d'Assan* ;

b. Si cette série du pic d'Assan s'infléchit sur son bord est en un plongement qui évoque avec force un enracinement, l'unité du massif de la Font Sancte subit un mouvement inverse : en effet ses couches se redressent en direction du ciel.

Au total on peut donc tenir pour assuré que *l'unité de la Font Sancte n'est pas enracinée sur son bord oriental*.

Examinons maintenant la question du *contact de base de la digitation de la Font Sancte* : nous venons de voir, en somme, que sur son bord est il est constitué par la faille du collet de Sainte-Anne elle-même. Par ailleurs il est le plus souvent marqué par des éboulis avec une exception pour les pentes sud-orientales de la Partietta, où il est masqué par un peu de gypse surmontant les calcschistes du col Girardin. C'est surtout dans le vallon du Rif Bel qu'il est bien visible, en aval du confluent Rif Bel-torrent de la Salette : sous les calcaires virgloriens s'intercale une lame, d'une

⁽¹⁾ Vallon des Pelouses I.G.N.

⁽²⁾ Exception faite, en ce dernier point, d'un affleurement très réduit, attribuable sans doute à la base du Dogger (couches charbonneuses).

dizaine de mètre d'épaisseur et de 500 mètres de long, constituée par des quartzites triasiques non broyés. Au-dessous apparaissent les Marbres en plaquettes de la fenêtre d'Escreins (« fenêtre du Rif Bel » de F. Blanchet ⁽¹⁾).

VUE D'ENSEMBLE SUR LE MASSIF DE LA FONT SANCTE

À la lecture de ce qui précède, on aura pu relever un certain nombre de faits qui peuvent être considérés comme assez caractéristiques de la structure du massif de la Font Sancte :

- 1° la nappe n'est pas enracinée, mais « flottante »;
- 2° le Trias n'est pour ainsi dire pas plissé mais forme des banquettes séparées par des failles longitudinales primitivement verticales, indiquant une phase de distension;
- 3° le Jurassique est affecté de replis disharmoniques dont la mise en place est postérieure à la formation de ces failles;
- 4° un certain nombre de faits convergent pour indiquer l'intervention de « mouvements en retour » encore plus tardifs :

— déversement à l'Est du Jurassique de la Gavia de Panestrel *, des Aspaturas, de la Main de Dieu et de la Dent de Rocher;

— déversement à l'Est de l'anticlinal du pic de Panestrel et de ceux de la Barre des Chèvres*;

— chevauchement, dans les parties profondes, du compartiment est de la faille de Panestrel sur le compartiment de la Font Sancte méridionale (avec charnière dans le Trias, voir croquis, fig. 18), soit donc dans le sens d'Ouest en Est;

— chevauchement d'Ouest en Est également dans les parties profondes de la faille de la Font Sancte; l'intervention de tels mouvements en retour explique d'ailleurs au mieux l'allure des accidents, conformément aux croquis explicatifs de la figure 21.

5° Enfin les différences de séquence ainsi que les différences de style tendent donc à individualiser nettement le massif de la Font Sancte vis-à-vis du chaînon de Manoal*. Nous insisterons encore plus loin sur ce point. Un trait d'union structural entre ces deux ensembles est cependant constitué par l'existence d'une direction de failles commune (N 45° E) avec rejets analogues; mais nous avons vu qu'il n'y a pas continuité vraie des accidents de l'un à l'autre de ces ensembles.

Nous allons maintenant examiner quels sont les rapports de ces deux ensembles dans leur zone liminaire.

d. La région du col des Hourtchs *

Nous en aborderons l'étude par l'Ouest, c'est-à-dire à partir du chaînon de Manoal* (voir fig. 15) :

La pointe de la Salette* (2979) se rattache au chaînon de Manoal*, dont elle représente l'anticlinal du vallon de la Salette; les dolomies ladiniennes qui en descendent vers le col des Hourtchs* se trouvent interrompues avant le col par une bande de Flysch noir, fort mince d'ailleurs, que l'on peut rattacher, malgré l'absence de continuité des affleurements, au Flysch des lacs des Hourtchs. Cette lame de Flysch se poursuit en écharpe dans les rochers constituant la rive droite du haut-vallon de la Salette, pour se perdre sous les éboulis à l'aplomb sud-ouest du point 2714. Il s'y est joint, entre temps, une deuxième bande de ce terrain, qui affleure au col des Hourtchs même (2869). Entre les deux affleurements des calcaires plaquetés du Virglorien inférieur et, au-delà, des dolomies ladiniennes qui descendent pour former précisément le point 2714 dans le vallon de la Salette.

Au Nord-Est le rocher abrupt portant cette cote est bordé par une nouvelle bande de Flysch noir, remplacée au col par des cargneules. Des calcaires du Virglorien inférieur puis les calcaires typiques du Trias (Virglorien) forment

⁽¹⁾ Le comportement de la surface listrique, sous le pic de la Font Sancte, a été pris comme exemple de « rabotage basal » dans le *Traité de Tectonique* de J. GOGUEL (1952). En fait, je ne considère pas la chose comme caractérisée : elle n'est pas directement observable et la construction des coupes (voir pl. 8) ne l'impose pas.

le soubassement de la pointe d'Escreins; ils sont enfin surmontés par une nouvelle bande de cargneules englobant un noyau amygdalaire de quartzites et passant dans le versant Salette à du Flysch noir.

La seule interprétation que l'on puisse, me semble-t-il, fournir de cette zone est celle qui a été adoptée dans la coupe n° 2 de la planche 8 :

a. La portion ouest de la nappe du Chatelet y est morcelée en un paquet d'écaillés bouleversées (pendages en effet très variables, grand mélange de niveaux stratigraphiques), résultant d'un mouvement de rétrocharriage vers le Nord-Est ⁽¹⁾.

b. À la faveur des plans de chevauchement (inclinés au Sud-Ouest, à l'est du col, et au Nord-Est dans les parties qui lui sont orientales), des lames du *substratum* (Flysch et un peu de Marbres en plaquettes) sont remontées au jour; elles sont accompagnées de témoins du lubrifiant de la surface listrique de la nappe (cargneules avec blocs-klippes de quartzites).

La *pointe d'Escreins* et la *crête de la montagne de la Salette*, qui en descend vers le Nord-Ouest, sont constituées de Trias (uniquement) et essentiellement de dolomies ladinienes, affectées d'un plongement est assez accentué. À la base de ces couches apparaît, sur la bordure orientale des affleurements, un liseré de gypses et de cargneules presque continu, malgré quelques interruptions par des éboulis. Il me paraît naturel de considérer qu'il s'agit là du *contact de base* de la nappe du Chatelet, d'autant plus qu'il y a bien là un important contact anormal (fig. 15).

En effet, le *substratum* de ces cargneules est constitué par les assises jurassiques, renversées à l'Est, de l'arête nord de Panestrel. Les calcaires et dolomies triasiques de la Gavia de Panestrel* disparaissent apparemment; ou plutôt doivent-ils passer *en tunnel* sous la pointe d'Escreins. Il n'est d'ailleurs pas impossible qu'ils réapparaissent pour former l'échine du point 2714 sous le col des Hourtchs*, mais je ne saurais l'affirmer. Il s'agit en tout cas là d'un *chevauchement d'Ouest en Est* qui paraît bien caractérisé et qui est tout à fait représentatif des rapports de la nappe du Chatelet (section de Manoal) avec le massif de la Font Sancte.

En effet, ce « *chevauchement en retour* » s'observe tout le long du flanc septentrional de la crête de la montagne de la Salette, jusqu'au nord-ouest du point 2710 où le contact disparaît sous les éboulis de la Salette. Quelques variations minimales peuvent s'y observer dans son *substratum* appartenant tectoniquement au massif de la Font Sancte; ainsi l'apparition momentanée de Jurassique et d'un peu de Marbres en plaquettes (le tout laminé) 500 mètres au sud-est du point 2710. Des brèches, schistes et dolomies postladiniennes s'y observent également sur une assez grande longueur.

En résumé on peut retenir les faits suivants :

1° Le massif de la Font Sancte est nettement séparé, du point de vue tectonique, de la nappe du Chatelet proprement dite; ceci, ajouté aux faits mis en évidence dans les paragraphes précédents, nous autorise à considérer l'existence d'une *digitation en grande partie indépendante* : la DIGITATION DE LA FONT SANCTE.

2° La nappe du Chatelet proprement dite forme donc dans sa portion ouest une *autre digitation indépendante* ou DIGITATION DE MANOAL; elle se trouve rétrocharriée, du Sud-Ouest au Nord-Est sur la digitation de la Font Sancte.

Ce dernier fait peut être mis en liaison avec les mouvements en retour du massif de la Font Sancte (voir plus haut). Plus précisément j'y vois volontiers l'explication du rebroussement des couches jurassiques sur le bord occidental de la digitation de la Font Sancte (suivant le schéma cinématique de la fig. 19). En ce cas *les klippes de la Dent de Rocher et du pic d'Escreins*, qu'accompagnent des phénomènes de rebroussement du *substratum*, identiques ou presque à ceux de la pointe d'Escreins, *seraient également à rattacher à la nappe du Chatelet proprement dite*. Je crois que c'est là la solution la plus simple du problème qu'elles posent. Le déversement vers l'Est de l'anticlinal de la basse crête de la montagne de la Salette me paraît justiciable de la même explication.

(1) Indiqué par les flèches numérotées 2 dans la coupe accompagnant la figure 15.

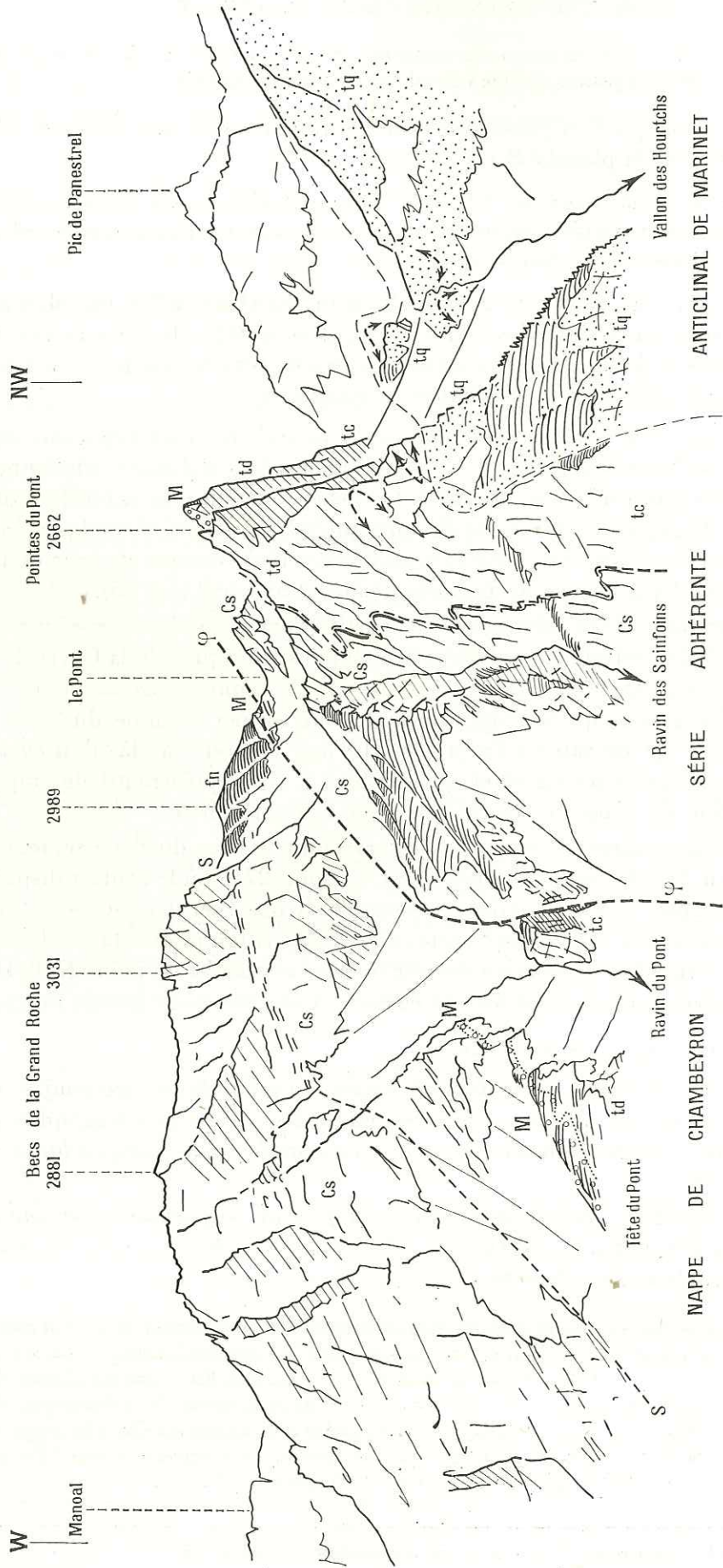


FIG. 22. — Les vallons du Pont et des Hourtchs, vus du vallon de Chauvet

ϕ . Chevauchement et cicatrice de la nappe des Aiguilles de Chambeyron. — S.....S. Zone schisteuse.
 Sous le pic de Panestrel, noter l'existence d'un repli secondaire (« anticlinal du vallon des Hourtchs ») déjà figuré (fig. 5, p. 34).
 Noter également les repliements des calcaires triasiques, sous les Pointes du Pont *, également déversés à l'Est.

3. LA NAPPE DES AIGUILLES DE CHAMBEYRON

Elle ne présente ici que des affleurements très réduits : son extension ne sort pas du petit chaînon des Becs de la Grand Roche.

Le seul affleurement important des terrains triasico-jurassiques est celui qui constitue la Tête du Pont*. Le Malm y forme un plaquage discontinu sur le flanc aval, plaquage dont l'allure indique également celle de la nappe : c'est celle d'un fragment de voûte plongeant au Sud-Ouest et ne dépassant pas le pendage de 45°.

La surface de contact listrique, que nous avons notée en rive droite du torrent du Pont (coupe de l'Ubaye), passe en rive gauche avant d'atteindre l'altitude 2000. Elle est plus inclinée que la surface de la nappe qu'elle vient ainsi recouper sur son bord oriental à l'altitude 2250; au préalable une série de failles verticales avait morcelé la nappe (passage en corniche du sentier du Pont, cote 2120), préparant son sectionnement en copeaux discontinus.

En amont de ce point, la surface de chevauchement ainsi que les témoins éventuels de la nappe disparaissent sous les éboulis du vallon du Pont (fig. 22); il faut aller jusqu'au col du Pont (et aux falaises dominant les lacs des Hourtchs) pour retrouver quelques affleurements discontinus jalonnant le plan de chevauchement (φ_1 , fig. 23). Ils disparaissent enfin, recoupés par le chevauchement de la nappe du Chatelet, sous Manolet*, à l'aplomb du lac Vert.

En résumé nous assistons là à la disparition septentrionale, par biseutage, de la nappe des Aiguilles de Chambeyron.

Il nous reste cependant à nous occuper, au sujet de cette unité, de l'importante masse de Marbres en plaquettes des Becs de la Grand Roche (fig. 10 et 22).

Les 150 mètres inférieurs de cette série forment, à peu près certainement, une succession stratigraphique qui prolonge au-dessus du Malm celle de la Tête du Pont.

La vire de schistes fissiles, qui y fait suite, me semble indiquer le passage d'une dislocation; en voici la raison : cette vire se suit en écharpe dans la face orientale des Becs pour atteindre le point 2989, où elle se dilate brusquement en une masse de *Flysch noir*, tandis que les Marbres en plaquettes inférieurs se laminent quelque peu et ceux de la crête (2734, 2881, 3031) se terminent en biseau sous la nappe du Chatelet (fig. 22).

Quelle est en ce cas la signification de la masse supérieure de ces Marbres en plaquettes qui constitue à proprement parler les Becs de la Grand Roche? Appartiennent-ils à une unité indépendante de la nappe de Chambeyron, ou ne représentent-ils qu'une série redoublée? C'est cette dernière interprétation que nous retiendrons pour l'instant, mais pour la seule raison qu'elle est la plus simple à envisager.

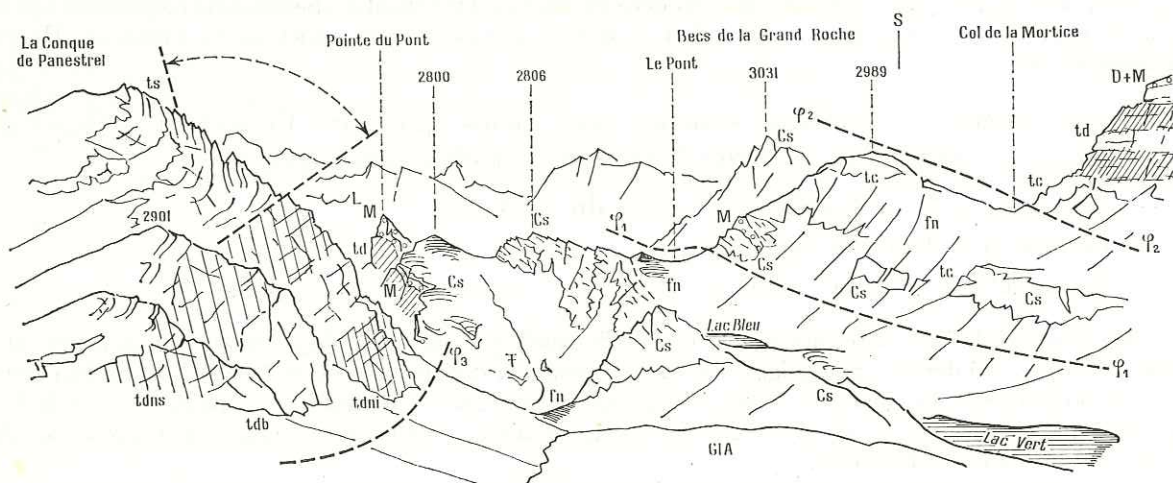


FIG. 23. — Le haut vallon des Hourtchs, vu de la crête occidentale de la Pointe d'Escreins

- φ_1 . Cicatrice de la nappe des Aiguilles de Chambeyron.
- φ_2 . Chevauchement de la nappe du Chatelet.
- φ_3 . Chevauchement de la digitation de la Font Sancte.
- ⌚. Gisement fossilifère de F. Blanchet (cf. p. 61).

Enfin il faut signaler, pour être complet, l'existence de blocs-klippes, qui m'ont tous paru constitués de calcaires virgloriens; ils affleurent au sommet du point 2989 (à l'est du col de la Mortice*) [fig. 23] ou au bas des pentes supérieures du vallon de la Mortice* (rive gauche). Leur position, le fait qu'ils sont, soit emballés dans le Flysch noir, soit plaqués au flanc ouest des Marbres en plaquettes, me conduisent à y voir des *lambeaux de poussée détachés de la base de la nappe du Chatelet*.

4. L'ANTICLINAL DE MARINET ET SES DÉPENDANCES

Nous avons vu, en décrivant la coupe de l'Ubaye, qu'il s'agit là d'un anticlinal essentiellement constitué de terrains siliceux, dans lequel on peut distinguer cependant les éléments suivants :

- l'anticlinal de Marinnet proprement dit;
- l'écaille des Aiguilles de Mary;
- les « séries calcaires adhérentes » (Trias-Jurassique-Crétacé).

Pour la commodité de la description nous répartirons d'autre part les affleurements en trois groupes :

- a. le vallon des Hourtchs*;
- b. le vallon de Panestrel;
- c. les vallons de la Salette et du Rif Bel.

a. Le vallon des Hourtchs *

Les affleurements de ce vallon se trouvent figurés dans le croquis de la figure 22, la coupe figure 5 et la coupe 4 de la planche 8.

Un fait bien visible depuis la rive opposée de l'Ubaye est l'existence d'un anticlinal disharmonique couché (*anticlinal de la Blachière*), plongeant vers l'Ouest et n'affectant que le Permo-Werfénien, à l'exclusion du Ladinien et du Stéphanien (fig. 51, p. 125). On notera d'autre part le déversement à l'Est de l'anticlinal de Marinnet sous la Tête du Seingle* et l'absence de ploiement qu'y manifeste le Stéphanien par opposition au Permo-Werfénien (voir fig. 50, p. 124). On relèvera enfin sa subdivision en deux replis, l'un (anticlinal du Seingle) correspondant à la masse principale de l'anticlinal, l'autre, plus occidental et également déversé à l'Est (anticlinal du vallon des Hourtchs), prenant naissance ici.

En rive gauche les détails de structure sont moins apparents. Ce secteur présente pourtant un assez grand intérêt car on y voit le contact de trois unités superposées :

- la digitation de la Font-Sancte (nappe du Chatelet),
- l'écaille des Aiguilles de Mary,
- l'anticlinal de Marinnet (plus précisément : anticlinal du Seingle).

L'anticlinal de Marinnet est recouvert, à la Tête du Seingle*, par quelques minuscules affleurements de calcaires plaquetés du Virglorien inférieur qui s'alignent à flanc de pente en direction du point 2305; ils sont à leur tour surmontés par le Verrucano et les quartzites formant les points 2445 et 2657 et représentant la partie frontale de l'écaille des Aiguilles de Mary. Cette dernière se termine en effet ici en biseau vers l'Ouest car on n'en trouve aucun témoin en rive droite du torrent des Hourtchs.

Au sommet de la crête du point 2657 enfin, la série de l'écaille se complète par quelques mètres de calcaires du Virglorien inférieur que ravine le Flysch noir. Cet ensemble, sensiblement horizontal, plonge assez brutalement vers le Nord-Ouest en arrivant au col méridional du Seingle (situé 150 mètres au SSE du point 2719). Notons que ce *plongement périnclinal* n'affecte toutefois pas l'anticlinal du vallon des Hourtchs. Ce dernier élément a donc seul quelque chance de réapparaître au jour plus au Nord.

Au nord du col du Seingle méridional, enfin, apparaît la nappe du Chatelet, qui repose sur le Flysch noir par un puissant coussinet de cargneules⁽¹⁾. La prolongation exacte du contact anormal dans les pentes de la rive gauche du vallon des Hourtchs est en grande partie hypothétique, par suite du grand développement des éboulis. À y bien regarder, il m'a paru tout à fait probable en fin de compte qu'elle devait être représentée par la bande de cargneules affleurant dans le lit du torrent, immédiatement en amont du point 2305. Les calcaires dolomitiques, probablement ladinien, qui affleurent ici en rive gauche, appartiendraient donc en ce cas à la nappe du Chatelet et seraient structuralement séparé des calcaires du Virglorien inférieur qui dominent la cabane de berger.

b. Le vallon de Panestrel

Les affleurements qui nous intéressent ici sont limités à sa rive droite, ainsi qu'au ravin de la Combe Grande* (fig. 18).

Ce dernier ravin emprunte, à peu de chose près, le tracé du chevauchement de l'écaïlle des Aiguilles de Mary sur l'anticlinal de Marinnet : sa rive droite est constituée par du Verrucano, alors que sa rive gauche est dégagée à la surface des quartzites (affleurements de leur « croûte sommitale, cf. p. 32 »).

Au sommet de l'entonnoir de réception du torrent (Gavia de Combe Grande*) le tracé de ce contact anormal se rebrousse vers le Sud-Est pour atteindre, sous le point 2657, la Tête du Seingle*. Il s'y loge une petite lentille de cargneules. Les quartzites de l'écaïlle eux-mêmes traversent la Gavia à son pied, pour passer en rive gauche et y former les monolithes des Ayas* (2613) à la faveur de leur pendage vertical : en effet, le plongement périclinal vers le Nord-Ouest atteint localement dans ce secteur un pendage de plus de 80°.

En aval de ce point les quartzites, plongeant vers le Nord à plus de 70°, sont recouverts de la série calcaire adhérente de la Barge, qu'accidentent quelques failles mineures, soit horizontales, soit verticales. Nous sommes ici sur le flanc oriental plongeant de l'anticlinal de Marinnet.

Le sommet de la *Gavia de Combe Grande** est spécialement intéressant à étudier, ainsi que l'arête nord-est du point 2719 qui se dirige vers les Ayas*, en raison du régime d'écaïlles qui y règne. On pourra suivre en partie la description de la coupe sur la figure 18 :

1. quartzites et très minces calcaires virgloriens plaqués des Ayas* (décollés et replissés sur le versant nord de ces aiguilles);

2. Marbres en plaquettes peu épais (5 mètres) passant, par transition insensible, au Flysch noir; ce dernier terrain garnit une bonne partie des raides pentes de la Gavia* et c'est à sa faible résistance que cette dépression doit naissance;

3. emballée au sommet du Flysch noir : écaïlle de dolomie ladinienne, recouverte de brèche de la Madeleine (Crétacé supérieur) et appartenant donc originellement à l'anticlinal de Marinnet (voir Stratigraphie, p. 61); alignés avec cette écaïlle, mais en contrebas nord, s'observent une lame de marbres blancs du Malm, et une lame de calcaires fluidaux et vermiculés du Virglorien inférieur;

4. Flysch noir et Flysch gréseux assez épais (50 mètres);

5. lame de cargneules recouvertes par une assez mince pellicule de calcaires fluidaux et de dolomies triasiques;

6. importante lame de cargneules; elle est recouverte par une écaïlle, assez importante également, qui se prolonge en face nord et comprend :

— calcaires fluidaux et vermiculés (Virglorien inférieur);

— dolomies ladinienne;

— Marbres en plaquettes avec couches rouges de base.

L'absence stratigraphique du Malm porte à y voir un fragment arraché à la couverture de l'anticlinal de Marinnet.

⁽¹⁾ En ce point seulement existe peut-être une trace observable du « rabotage basal » figuré par J. GOCUEL (*Traité de Tectonique*, 1952). Mais il faut par contre noter l'inexistence de rabotage sommital de l'anticlinal du Seingle que figure cet auteur.

Dans la partie supérieure de la Gavia* cette écaille se prolonge par deux copeaux de calcaires triasiques, dont le plus important comporte un très mince encroûtement de marbre rouge du Malm sous les Marbres en plaquettes. En ce point d'ailleurs toutes les écailles décrites plus haut sont laminées car ce copeau repose directement sur le Flysch noir;

7. très importante masse de cargneules, très continue (20 à 50 mètres de puissance), qui supporte les calcaires vermiculés et fluidaux (Virglorien inférieur) du soubassement du point coté 2719.

Ainsi ces *écailles de la Gavia de Combe Grande* nous sont-elles toutes apparues comme arrachées à l'anticlinal de Marinnet lui-même : il n'existe donc là *aucun témoin apparent de la nappe de Chambeyron* entre l'anticlinal de Marinnet et la nappe du Chatelet.

c. Les vallons de la Salette* et du Rif Bel

Nous avons vu (nappe du Chatelet, environs du col des Hourtchs*) que les Marbres en plaquettes et le Flysch noir du vallon et des lacs des Hourtchs se poursuivaient, au Nord, dans le vallon de la Salette; quelques minces bandes de Flysch, perçant à travers les calcaires triasiques de la nappe du Chatelet, constituent un trait d'union entre les deux zones d'affleurement.

Notons ici que je n'ai pas repris le terme de « fenêtre de la Grand Roche », créé jadis par F. Blanchet, pour désigner en particulier les affleurements du vallon des Hourtchs; la raison en est double, en effet :

1° l'ensemble désigné par Blanchet sous ce nom est très composite et englobe au moins deux unités, celle des Aiguilles de Chambeyron et celle de l'anticlinal de Marinnet;

2° il n'y a pas là de fenêtré, ni même à proprement parler de demi-fenêtré, comme on s'en convaincra en consultant la carte structurale (en pochette).

Dans le haut-vallon de la Salette n'affleurent que les Marbres en plaquettes, dont les affleurements n'apparaissent d'ailleurs guère au-dessous de la cote 2300. Ces affleurements se prolongent vers le Nord pour former, en aval du point 2054, les rives du Rif Bel (ou tout au moins leur partie basse). On notera d'ailleurs ici combien ce terrain monte plus haut en rive gauche qu'en rive droite et, par conséquent, la dénivellation qui existe entre la surface de charriage de la nappe du Chatelet proprement dite (environ 2500) et celle de la digitation de la Font Sancte (environ 2100). Ceci confirme ce qui a été dit page 75 et page 87 au sujet des relations de ces deux unités.

Par le vallon de la Salette les Marbres en plaquettes des Hourtchs se raccordent donc avec ceux de la demi-fenêtré d'Escreins, définie par F. Blanchet. Ce même auteur a déjà signalé, au nord d'Escreins, l'existence d'un anticlinal triasique perçant ces Marbres en plaquettes, anticlinal qui correspond sans doute à un jalon le long d'un axe anticlinal commun, mettant en prolongement l'anticlinal de Marinnet avec celui de la série inférieure du Guil.

Un deuxième jalon, plus méridional, avait échappé à F. Blanchet : il est constitué par une bande de calcaires triasiques affleurant sur environ 600 mètres du Nord-Ouest au Sud-Est, au confluent du Rif Bel et de la Salette (en rive gauche, au-dessus du point 2054). La nature triasique (dolomies ladiniennes assez bréchiqes) de cet affleurement (attribué par Blanchet au Crétacé à faciès « brèche de la Madeleine ») est attestée par l'examen des assises qui le recouvrent en rive droite du torrent de la Salette : après un ou deux mètres de schistes et brèches postladiniennes, on trouve 5 à 10 mètres de Malm assez fissile, puis la brèche de la Madeleine, elle-même transgressive sur le Malm par des couches basales rouges.

Il semble, plus précisément, qu'il puisse s'agir là de la prolongation de l'anticlinal du vallon des Hourtchs (voir p. 90). Notre *anticlinal du bas vallon de la Salette* présente en effet le même léger déversement à l'Est et s'en trouve dans le prolongement exact. Nous avons vu

d'ailleurs que l'anticlinal de la Tête du Seingle plongeait périclinalement d'une façon très accentuée et qu'il n'y a donc que peu de chances, *a priori*, pour qu'il se prolonge lui-même vers le Nord-Ouest.

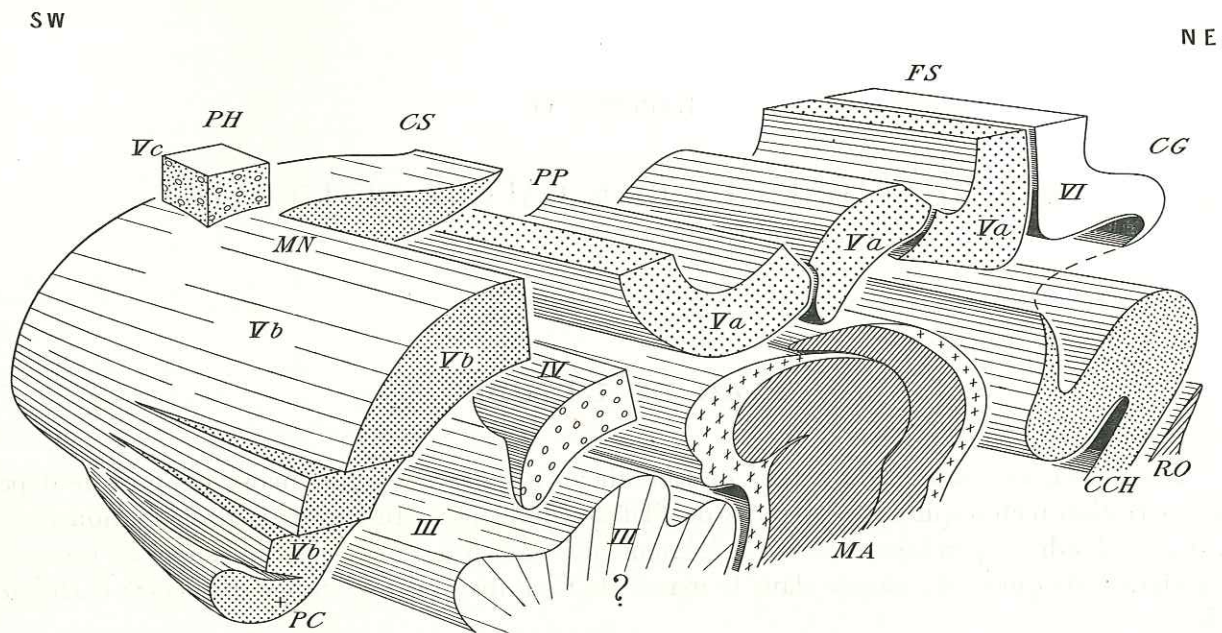


FIG. 24. — Tectonogramme schématique de la rive droite de l'Ubaye

III. Nappe de Sautron. — **IV.** Nappe des Aiguilles de Chambeyron. — **Va.** Digitation de la Font Sancte. — **Vb.** Nappe du Chatelet proprement dite (« digitation de Manoal »). — **Vc.** Digitation de la crête de Vars. — **VI.** Nappe du pic d'Assan. — **CCH.** Zone Ceillac-Chiappera. — **MA.** Anticlinal de Marinnet. — **RO.** Zone du Roure. — **PH.** Pic des Hourtchs. — **PC.** Pont du Chatelet. — **MN.** Manoal*. — **CS.** Crête de la Salette. — **PP.** Pic de Panestrel. — **FS.** Font Sancte. — **CG.** Col de Girardin.

N.B. — La structure de la zone Ceillac-Chiappera est schématisée à l'extrême.

CHAPITRE VI

LES MONTAGNES EN RIVE GAUCHE DE L'UBAYE

PLAN DE L'ÉTUDE

Il s'agit là, en somme, du massif de Chambeyron *sensu lato*. Ici encore le point de départ de la description tectonique sera la coupe de l'Ubaye dont nous étudierons la prolongation vers le Sud. Il nous faudra cependant étudier un élément nouveau, qui n'était pas représenté au niveau de cette rivière mais qui se développe dans le massif de Chambeyron : *la nappe du Flysch à Helminthoïdes*.

De sorte qu'il nous faudra envisager successivement :

- 1° la zone du Flysch noir et du Flysch à Helminthoïdes;
- 2° la nappe du Chatelet et ses dépendances;
- 3° la nappe des Aiguilles de Chambeyron;
- 4° l'anticlinal de Marinnet et ses dépendances.

1. LA ZONE DU FLYSCH NOIR ET DU FLYSCH À HELMINTHOÏDES

(Fig. 25)

Nous y distinguerons :

- a. la zone de l'Embrunais;
- b. la zone du Flysch noir proprement dit;
- c. les klippes de Flysch de l'Embrunais.

a. La zone de l'Embrunais

Elle constitue, nous l'avons dit dans l'Introduction, la lisière occidentale du secteur étudié ici. C'est uniquement en tant que telle que nous l'envisagerons.

Constituée par le célèbre « Flysch à Helminthoïdes », auquel succède une série gréseuse connue sous le nom de « Grès de l'Embrunais », cette zone offre beaucoup plus de résistance à l'érosion que celle du Flysch noir proprement dit. Aussi forme-t-elle des crêtes qui bordent à l'Ouest la dépression du Flysch noir.

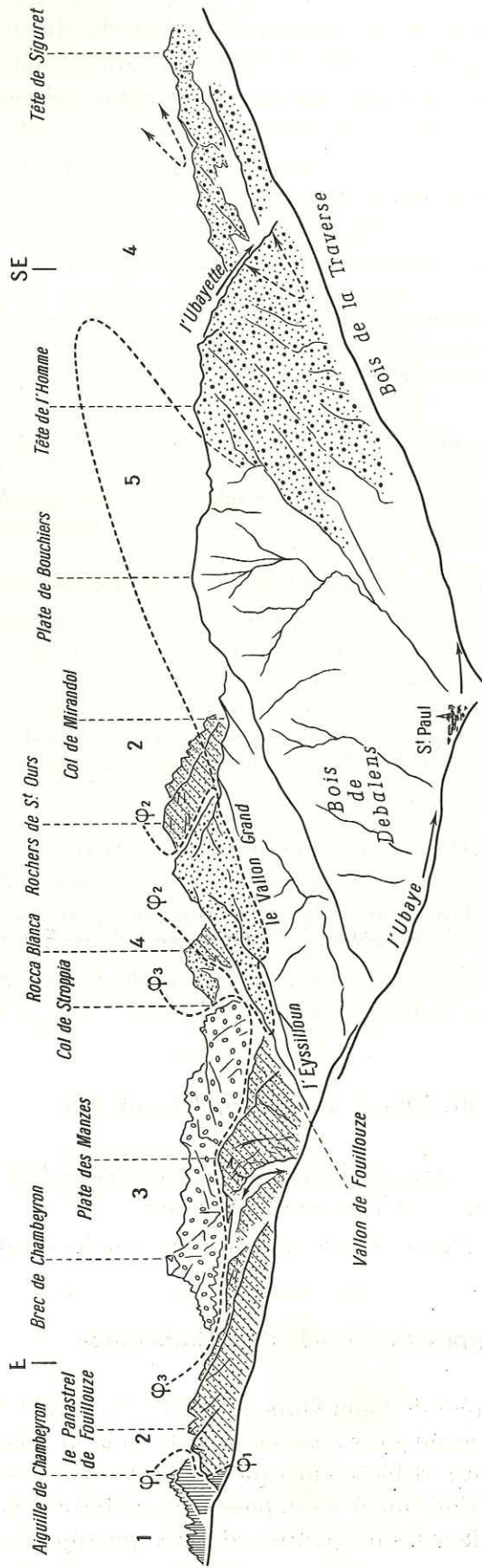


FIG. 25. — Panorama de la rive gauche de l'Ubaye (partie aval), pris depuis le col de Vars

1 (hachures verticales). Nappe des Aiguilles de Chambeyron. — 2 (pointillés). Nappe du Chatelet (Φ_1 , son chevauchement de base). — 3 (petits ronds). Digitation du Brec (Φ_3 , son chevauchement de base). — 4 (gros points noirs). Flysch de l'Embrunais (Φ_2 , chevauchement de base de ses klippes). — 5 (pas de figuré). Zone du Flysch noir.

Ont été indiqués en outre la voûte plongeante de la nappe du Chatelet (à la Plate des Manzes) et le synclinal de la Reyssole (dans le Flysch de l'Embrunais).

Ces crêtes traversent notre champ d'études entre le Pas de la Reyssolle et les gorges de Meyronnes; elles forment, entre ces deux points, le sommet de la Tête de Miéjour.

On peut y constater que les couches du Flysch à Helminthoïdes sont ployées de nombreux replis disharmoniques, sur lesquels les précédents auteurs ont fort bien discerné qu'il n'y avait pas lieu de s'étendre. Mais, indépendamment de ces détails de structure, s'observent des faits plus significatifs. Telle est l'existence d'un important mouvement synclinal qui ne semble pas avoir été clairement relevé jusque-là (nous pourrions, à ce sujet, faire ici les mêmes observations que fit M. Latreille en rive droite de la Durance quant à l'existence de lignes tectoniques importantes et cependant méconnues, à l'intérieur de la masse du Flysch de l'Embrunais).

Ce *synclinal de la Reyssolle* présente une allure fortement dissymétrique : son flanc oriental est vertical (parfois renversé) [la Louzière, Roche de Miéjour]; son flanc occidental n'a qu'une pente moyenne de 30 à 40° (Tête de vallon Claus, gorges de Meyronnes), moins même en direction du Nord (pendage subhorizontal à la Barre de la Pissa et à la Roche de l'Eyssina).

À l'ouest de ce synclinal fait suite un pli-faille également bien continu que l'on observe aux points suivants, du Nord-Ouest au Sud-Est : Tête de vallon Claus, Forts de Tournoux, crête de la Silve, crête de la Duyère (poste n° 2), crête de Roffre, côte des Chamois, crête des Bales, croupe de Tourtela, crête de la Petite Alpe, Serre de Ventassus; soit sur plus de 20 kilomètres (le synclinal de la Reyssolle se suit également jusqu'au Brec de Maisonméane; voir croquis-plan, fig. 3).

Cet *anticlinal de vallon Claus* est donc un accident notable, au même titre que le synclinal de la Reyssolle.

Ajoutons enfin que d'autres replis se succèdent, plus à l'Ouest; je ne les ai pas suivis suffisamment et mon propos, de toute manière, n'est pas de les décrire ici; nous retiendrons cependant le *synclinal pincé de l'Enclause* dont il sera de nouveau question plus loin (p. 148).

Pour terminer, il faut signaler que le synclinal de la Reyssolle m'a bien paru se poursuivre vers le Nord jusqu'à la vallée de la Durance, où il formerait la splendide et classique charnière de Saint-Clément (visible de la route nationale de Gap à Briançon). Son extension serait alors de beaucoup plus de 30 kilomètres (dans le sens axial) et son importance d'autant mieux soulignée.

Quoi qu'il en soit, on doit remarquer que cet accident joue un véritable rôle frontalier entre deux types d'accidents tectoniques : les nappes briançonnaises *plongeant* au Sud-Ouest d'une part, les plis de l'Embrunais *relevés* et déferlant dans cette même direction; en d'autres termes, il correspond à l'*ensellement, allongé axialement, qui sépare l'intumescence briançonnaise de l'intumescence des massifs cristallins externes*. (Ce n'est pas la zone du Flysch noir qui joue ce rôle, contrairement à l'opinion de certains auteurs géographes.)

b. La zone du Flysch noir proprement dite

Elle est ici aussi monotone qu'en rive droite et y couvre une superficie comparable (plus de 3 km de large entre la Tête de l'Homme et la Tête de l'Eyssilloun).

Aucun fait particulier n'est à signaler, à part ceux qui font l'objet du paragraphe suivant.

c. Les klippes de Flysch de l'Embrunais

L'extrémité nord-ouest de la crête de Saint-Ours culmine à la Tête des Adrechouns (2948), puis à la tête de l'Eyssilloun (2887), avant de s'abaisser vers le Bois de Fouillouze. Ces derniers sommets sont constitués, comme l'avait fort bien remarqué W. Kilian, par des grès micacés. L'attribution de ces derniers aux « Grès de l'Embrunais » s'impose sans conteste, à la suite de la trouvaille que j'y fis de traces d'Helminthoïdes dans les plaquettes calcaires qui apparaissent à leur base dans le Vallon Grand (M. Gidon, 1955 c).

Ces calcaires à Helminthoïdes et ces grès forment un anticlinal plongeant, dont la retombée ouest, verticale, s'observe facilement, 400 mètres à l'est du point 2284, ou au point 2611, où elle franchit l'arête du col de Mirandol. Le contact des grès sur le Flysch noir se fait par l'intermédiaire des schistes versicolores de la base du Flysch à Helminthoïdes (voir Stratigraphie); il est donc *anormal et d'origine tectonique*.

La nature tectonique de ce contact est encore bien mieux montrée par l'étude des versants orientaux et septentrionaux de ces sommets.

En effet la rive gauche du ravin des Beaumes montre que les grès sont repliés en une charnière aigue, couchée vers le Sud. Ils reposent là sur le Dogger, le Malm ou les Marbres en plaquettes, indifféremment recoupés en biseau.

De plus ce contact se trouve jalonné par des affleurements jurassiques discontinus, qu'il faut considérer comme autant de lambeaux de poussée : tels sont les quatre petits copeaux de Dogger, intercalés entre les grès et les Marbres en plaquettes dans les ravins des Adrechouns; telles sont encore les assez importantes *écailles de la Tête des Adrechouns*. Il s'agit là de deux lames de Dogger et de Malm (avec un peu de Marbres en plaquettes qui, se superposant, à l'aplomb du point 2274, à la série jurassique normale des rochers de Saint-Ours, occasionnent ici un *retriple-ment de la falaise jurassique* (fig. 39). Ces écailles s'élèvent en direction du Sud et se laminent avant d'atteindre les crêtes; c'est probablement à l'écaille supérieure qu'il faut rapporter les petits blocs-klippes des ravins des Adrechouns (fig. 26).

Notons enfin à leur sujet que leur inclinaison en direction du Nord, de 40° environ, est aussi celle de failles obliques que nous étudierons plus au sud dans les rochers de Saint-Ours.

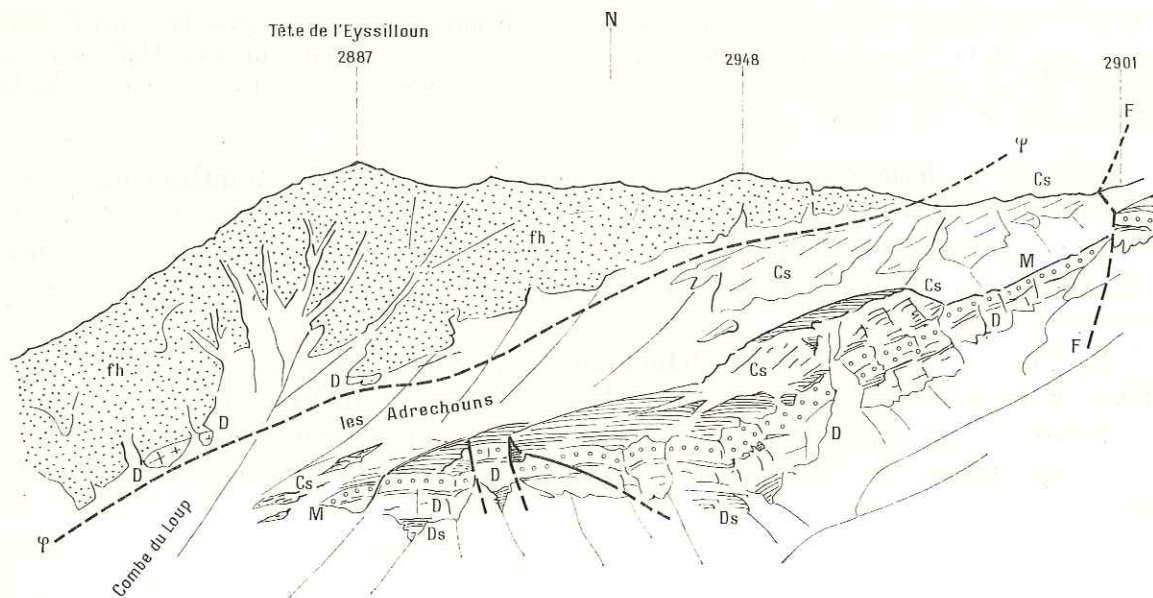


FIG. 26. — Versant sud de la Tête de l'Eyssilloun, vu des pentes occidentales de la Tête de la Courbe
 φ. Chevauchement de la nappe du Flysch à Helminthoïdes. — F. Faille du ravin du Loup.

De ce que nous venons de voir il semble qu'une conclusion puisse être dégagée, qui est la suivante :

— les affleurements de Flysch de l'Embrunais forment un îlot complètement isolé par le jeu de l'érosion; leur contact de base est tectonique : il s'agit là d'une klippe (*klippe de l'Eyssilloun*) détachée d'une « *nappe du Flysch à Helminthoïdes* »;

— la direction de certains accidents : déversement vers le Sud de la charnière des Beaumes, chevauchement du Nord au Sud des écailles de la Tête des Adrechouns, notamment, tendrait à prouver que la mise en place de cette klippe a fait intervenir, outre des mouvements dirigés NE-SW, d'autres mouvements de direction presque « axiale », puisés dirigés N-S.

Quelques *autres klippes* analogues à celle de l'Eyssilloun s'observent dans le massif de Chambeyron (fig. 31).

1° Un petit affleurement des grès quartzeux s'observe au point 2251 aux abords du chemin montant de Fouillouze au refuge de Chambeyron. Sans doute appartient-il à la nappe du Flysch.

2° Un autre affleurement analogue, mais ne mesurant qu'une dizaine de mètres de côté, est situé 300 mètres au sud-ouest du point 2682, sur les pentes méridionales de la Plate des Manzas ; les grès reposent ici, par un mince coussinet de Flysch noir très froissé, sur des Marbres en plaquettes : l'origine tectonique n'est pas douteuse.

3° Un troisième affleurement, peu important, se trouve en rive droite du vallon des Aoupets, à l'altitude 2350 ; les conditions y paraissent identiques à celles de l'affleurement précédent.

4° Plus importante est la *klippe du Vallonnet* : les mêmes grès qu'à la Tête de l'Eyssilloun forment la Tête de Plate Lombarde et la Tête de Chalvet* ; ils reposent soit sur le Flysch noir (col nord du Vallonnet), soit sur les Marbres en plaquettes (Tête de Chalvet*), soit sur le Dogger (lac du Vallonnet). La superficie de cette klippe est de l'ordre de 1 kilomètre carré ; on notera dès maintenant qu'à son contact le Jurassique sous-jacent présente des déformations orientées W-E.

5° La dernière des klippes de Flysch de l'Embrunais affleure en grande partie en territoire italien : c'est la *klippe de Rocca Bianca* (3193). Là encore les grès prédominent et recourent, en un biseau plongeant d'environ 30° vers le Nord, les terrains sous-incombants, du Malm au Trias. L'ensemble de ces grès est ployé en un synclinal d'axe est-ouest dont le fond se pince sous les calcaires triasiques du Massour (digitation du Brec) ; à la faveur de ce mouvement synclinal on voit affleurer, au col de Stroppia, les couches basales de la klippe : il s'agit de lames de Marbres en plaquettes, emballées dans un Flysch noir mêlé de schistes versicolores.

Enfin, il faut signaler que le charriage de ces grès est démontré, ici comme à l'Eyssilloun, par l'existence de *lambeaux de poussée* ; là encore le versant nord-est (italien) de la montagne montre un redoublement de la série jurassique (décollée au niveau de base du Dogger) : ces *écaillés de la Rocca Bianca* (fig. 31 et 34) sont les homologues exacts de celles des Adrechouns.

L'étude de ces dernières klippes nous confirme donc dans l'opinion qu'au cours de sa mise en place la nappe du Flysch à Helminthoïdes a été l'objet de *mouvements dirigés du Nord vers le Sud*. Ajoutons que le pincement de la klippe de Rocca Bianca, sous la digitation du Brec, montre que cette *mise en place a été antérieure à la formation des derniers accidents des unités proprement briançonnaises*.

Enfin, l'on voit que ce Flysch à Helminthoïdes provenait de régions situées, peu ou prou, plus à l'Est que la nappe du Chatelet. Or, cette dernière est la plus interne des unités briançonnaises de la Haute Ubaye : on a donc l'assurance que ce Flysch était originaire, au moins en partie, des portions les plus internes du Briançonnais, si ce n'est de zones plus internes que le Briançonnais lui-même ⁽¹⁾.

2. LA NAPPE DU CHATELET

Ses affleurements peuvent se répartir entre quatre ensembles naturels, qui sont :

- a. le vallon de Fouillouze et ses pentes orientales ;
- b. le chaînon du Brec de Chambeyron ;
- c. le Vallonnet ;
- d. les rochers de Saint-Ours.

Les affleurements triasico-jurassiques de chacun de ces secteurs sont isolés de ceux du suivant par des zones de Flysch.

(1) Conformément aux idées qui se sont fait jour par ailleurs : voir Lanteaume, 1956 c, 1957.

L'importance morphologique de la nappe du Chatelet est grande dans le massif de Chambeyron; elle est plus faible toutefois qu'en rive droite de l'Ubaye. En particulier le point culminant du massif (l'Aiguille de Chambeyron, 3409, point culminant de la zone intra-alpine du Sud) ne lui appartient pas. (Il est vrai que le Brec de Chambeyron, qui en fait, lui, partie, n'est plus bas que de 10 mètres!).

a. Le vallon de Fouillouze

Partons du pont du Chatelet, où nous a déjà mené l'étude de cette nappe. Sitôt passé le pont, la route traverse, pour aller à Fouillouze, des bancs attribuables au Crétacé supérieur (voir Stratigraphie). Mais, plus haut, le rocher coté 1764, qui domine le Champrond, se montre de nouveau formé de Jurassique (affecté de deux petites failles orientées NW-SE). Il y a là en effet un *redoublement* local dont la base est suivie par un petit sentier en corniche le long duquel affleurent les schistes charbonneux puis les calcaires du Dogger, posés sur le Crétacé du pont du Chatelet.

D'où provient la série jurassique décollée du point 1764? Il est difficile de le préciser car les affleurements manquent totalement dans le bois du Prinas*, exception faite des escarpements de calcaires et dolomies triasiques qui s'élèvent de l'Ubaye (point 1668) vers le Rocher du Chien*. En ce dernier point réapparaissent des affleurements jurassiques, mais ils se montrent érodés et ravinés par les Marbres en plaquettes, aspect qu'ils ne possèdent pas au point 1764 : c'est donc dans la zone du bois du Prinas (actuellement dégarinée de Jurassique) qu'il faut voir l'origine du paquet glissé du Chatelet.

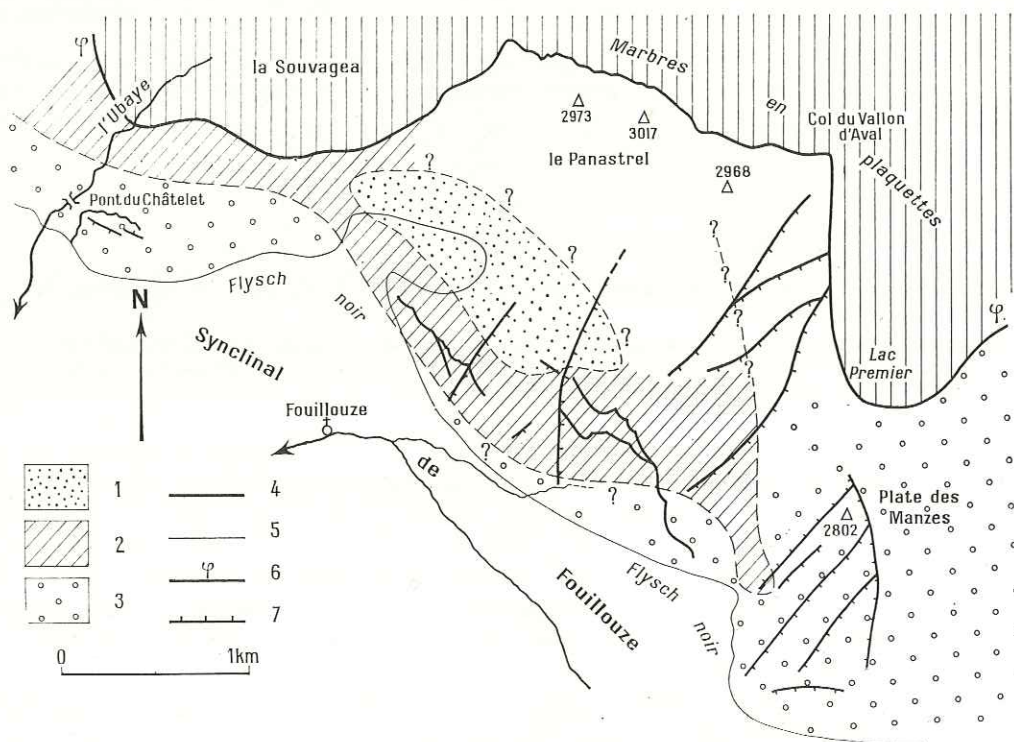


FIG. 27. — Croquis-plan de la région de Fouillouze

- 1. Marbres en plaquettes transgressifs sur le Trias. — 2. Marbres en plaquettes transgressifs sur le Dogger.
- 3. Marbres en plaquettes transgressifs sur le Malm. — 4. Faille chevauchante. — 5. Limite du Flyschnoir.
- 6. Plan de charriage de la nappe du Chatelet. — 7. Faille verticale.

Les crêtes du Panastrel de Fouillouze* (La Souvagea [I.G.N.], 2973, 3017, 3003, 2968) [croquis, fig. 38] sont constituées de calcaires et dolomies triasiques formant une surface structurale



qui descend en pente régulière vers Fouillouze. On retrouve, le long du sentier du refuge de Chambeyron, quelques témoins de Dogger ou de Marbres en plaquettes, transgressifs sur les couches triasiques postladiniennes.

Plus bas, cependant, les abrupts dominant Fouillouze montrent une assez brusque inflexion des couches (croquis, fig. 28), qui acquièrent un pendage presque vertical. Ce changement de pendage ramène à l'affleurement le Dogger garni de Marbres en plaquettes transgressifs.

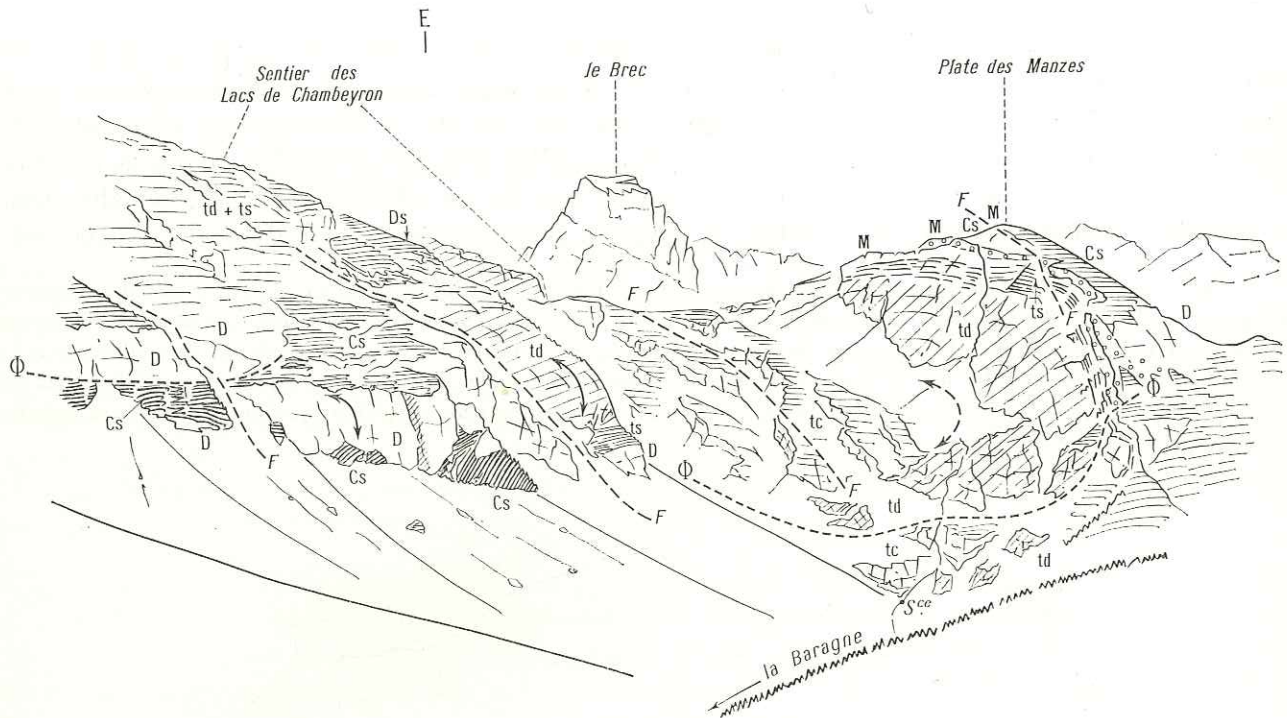


FIG. 28. — La rive droite du vallon de Fouillouze, vue du village

Voûte plongeante de la nappe du Chatelet (quelques charnières ont été figurées), bien visible dans la face N de la Plate des Manzes.

On notera également les failles verticales transversales (F), les failles longitudinales subhorizontales (Φ), la transgression des Marbres en plaquettes sur le Dogger dans les falaises de la partie gauche de la figure et sur l'arête de droite de la Plate des Manzes.

Le vaste plan incliné du Panastrel de Fouillouze est donc ployé en une *voûte plongeante* identique à celle que nous avons décrite en rive droite de l'Ubaye; elle en est visiblement la continuation.

L'identité du régime tectonique est encore soulignée par l'existence, ici aussi, d'un certain nombre de petites failles subhorizontales (localisées dans la partie plongeante de la voûte), qui mettent en retrait leur compartiment supérieur : ce sont les homologues des failles du Chiabri et des Bastes (p. 72).

Par ailleurs, un jeu de petites failles verticales, orientées SW-NE, présentant un affaissement, de 20 à 60 mètres, de leur compartiment méridional, vient encore compliquer le tracé des affleurements (croquis-plan, fig. 27).

La *surface de charriage de la nappe* peut se suivre sans difficultés depuis l'Ubaye jusqu'au pied du Brec de Chambeyron : après avoir franchi l'Ubaye un peu au nord du point 1561, elle s'élève rapidement le long du profond ravin qui s'insinue entre la mine du Seizil* et le point 1925; elle coupe ensuite en oblique le sommet des pentes de la Souvagea* pour aboutir au col du Trente* où elle franchit la crête de Panastrel*. Elle passe alors dans le vallon d'Aval dont elle traverse en écharpe les rochers de la rive gauche. Enfin elle aboutit au col même du vallon d'Aval.

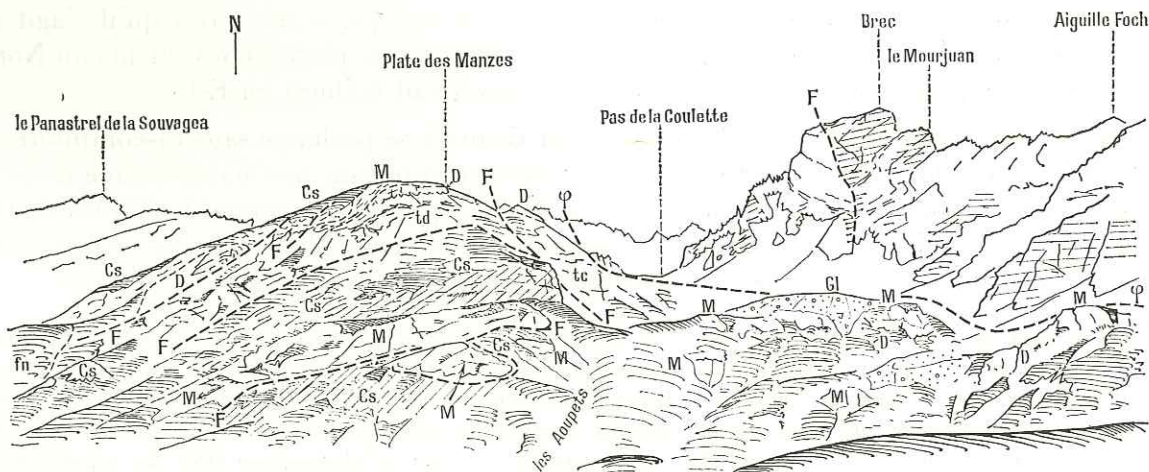


FIG. 29. — La rive droite du haut vallon de Fouillouze, vue de la Combe du Pra de Balces

φ. Chevauchement de la digitation du Brec. — F. Failles verticales.

Noter le bloc-klippe de Malm des Aoupets.

Contrairement à l'opinion de W. Kilian, il n'apparaît nulle part, le long de ce trajet, de terrains qui puissent être interprétés comme représentant le flanc inverse d'un anticlinal déversé à l'Est : les terrains, attribués par Kilian au Malm, sont sans nul doute les calcaires plaquetés et marbreux du Virglorien inférieur.

Au delà du col du vallon d'Aval, la surface listrique dessine un rentrant qui l'abaisse jusqu'au lac Premier : d'ailleurs c'est sans doute le passage de la bande de calcaires triasiques de la nappe qui est à l'origine du lac, par formation d'un verrou glaciaire. Le déversoir du lac est souterrain et alimente les sources de la Baragne* (voir coupe n° 1 de la pl. 6) : il est à présumer qu'une bonne partie du trajet de l'eau doit suivre le contact entre les calcaires triasiques fissurés et les Marbres en plaquettes sous-incombants, plus imperméables ; quant à son émergence, elle se fait probablement à la faveur de quelque cassure subhorizontale, au niveau où les calcaires triasiques voient leur pendage s'accroître.

Enfin, du lac Premier, la surface de charriage remonte en direction du couloir Bujon en passant un peu en contrebas septentrional du col de la Couletta ; le dernier affleurement de la nappe, dans cette direction, apparaît 500 mètres à l'est du point 2722 qui domine le lac Premier. Plus loin en effet la nappe disparaît au contact du chaînon du Brec.

De l'Ubaye aux lacs de Chambeyron donc, la netteté du contact anormal de base de la nappe est soulignée par le fait qu'elle repose continuellement sur des Marbres en plaquettes : ces derniers constituent la continuation exacte de ceux des Becs de la Grand Roche. Un point de détail peut cependant être encore noté : nous avons relevé, aux abords du col de la Mortice*, l'existence de blocs-klippes de calcaires triasiques, que nous avons attribués à la nappe du Chatelet : un affleurement de la rive gauche de l'Ubaye me paraît avoir une signification identique. Il s'agit du copeau triasique du Bec Rouge* (croquis, fig. 38 ; croquis de détail, fig. 30). Notons qu'il est indubitablement emballé dans les Marbres en plaquettes, mais aussi qu'il est

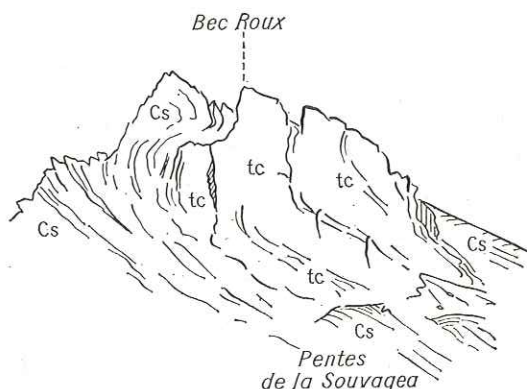


FIG. 30. — Le Bec Rouge de la Souvagea, vu de la rive droite de l'Ubaye

Splendide petite klippe de calcaires virgloriens (nappe du Chatelet), littéralement enveloppée (noter les charnières) par les Marbres en plaquettes de la Souvagea, prolongation en rive gauche de l'Ubaye de ceux de la Grand Roche.

ployé en un mouvement synclinal *déversé à l'Est*. Cela indique à mon avis qu'il s'agit d'une « écharde » détachée de la base de la nappe au cours de sa mise en place (mouvements du Nord-Est au Sud-Ouest) et reprise postérieurement dans un mouvement d'Ouest en Est.

Au sud du ravin de la Baragne*, la nappe du Chatelet se prolonge sans discontinuité par la *Plate des Manzas*. L'abrupt septentrional de cette éminence fournit une bonne coupe de la voûte plongeante de la nappe (croquis, fig. 28; coupe n° 2 de la pl. 6). Le régime des failles verticales, noté à hauteur des Fouillouze, se manifeste ici avec une intensité quelque peu accrue (voir croquis-plan, fig. 27) mais il n'y a aucune trace de dislocation oblique ou tangentielle (fig. 29).

Vers le Sud, à la faveur de la surélévation de la surface topographique, la nappe du Chatelet s'ennoie sous le Flysch noir du vallon de Fouillouze, qui couvrait déjà les pentes inférieures de la Plate des Manzas. Quelques témoins de Trias et de Jurassique se montrent encore, de plus en plus restreints, au pied des falaises du Brec; enfin sous le col du Vallonnet, le dernier témoin de la nappe du Chatelet est constitué par un affleurement de Marbres en plaquettes qui disparaît à son tour, à la fois sous le Flysch noir et sous les terrains du chaînon du Brec. Le régime de failles SW-NE doit selon certains indices cartographiques se prolonger ici, mais l'abondance des alluvions ne permet plus d'en préciser le tracé.

En résumé, l'étude de la rive droite du vallon de Fouillouze nous montre que la nappe du Chatelet garde une structure identique en rive gauche comme en rive droite de l'Ubaye; le trait marquant en est le ploiement en une voûte plongeante au Sud-Ouest, qui s'enfonce sous le Flysch noir (voir tectonogramme, fig. 35). Le sommet de cette voûte ⁽¹⁾, à peu près horizontal, permet de définir la *direction axiale* de cet accident majeur. Elle est assez exactement orientée N 45° W. Le tracé de cet axe sur la carte l'amène à se prolonger au Parias Coupa*, au Massour, et à la Rocca Bianca, ainsi que, plus au Sud, dans le haut Vallonasso de Sautron. Nous verrons plus loin (p. 108) ce qu'il y a lieu de penser de cette continuation.

b. Le chaînon du Brec de Chambeyron

Il s'agit là d'un ensemble qui est très bien individualisé, tant au point de vue morphologique qu'au point de vue stratigraphique ou tectonique. Ses limites naturelles sont les cols de la Gypièrre, de la Couletta (2802) et de Stroppia.

L'*indépendance structurale* de ce chaînon par rapport à la nappe du Chatelet est mise en évidence par les faits suivants :

1. Sur tout le flanc nord-ouest du chaînon, du Pas de la Couletta au col du Vallonnet, le Jurassique de la nappe du Chatelet (que nous allons prendre comme horizon-repère) forme, comme nous venons de le voir, une voûte dont le sommet culmine à 2800, à la Plate des Manzas, et à 2500 seulement, à l'extrémité de l'arête ouest du Buc de Nubiéra*. Or, il est dominé par le Jurassique du chaînon du Brec qui le surplombe de 400 à 500 mètres, suivant les points. Nulle liaison n'est visible entre les deux et j'ai déjà dit que le Jurassique de la Plate des Manzas donnait l'impression de buter au pied d'un mur.

2. En trois points de ce versant, cependant, le contact entre ces deux séries de couches est visible (croquis-plan, fig. 31) :

À la *Plate des Manzas* (point 2775) des bancs du Malm, d'allure distincte de ceux du point 2802 mais au contraire voisine de ceux du Brec (calcaires épais, clairs ou rosés, à passées siliceuses), plongent verticalement et viennent buter contre la série normale, horizontale de ce point (calcaires en petits bancs du Dogger, froissés au niveau du contact, dolomies et brèches mêlées de schistes postladiniens, etc.). On a donc la très nette impression de se trouver en face d'un fragment de flanc inverse de pli-faille.

(1) On l'observe notamment à Manoal, à la Plate des Manzas, au point 2524 au pied des Cibirolles.

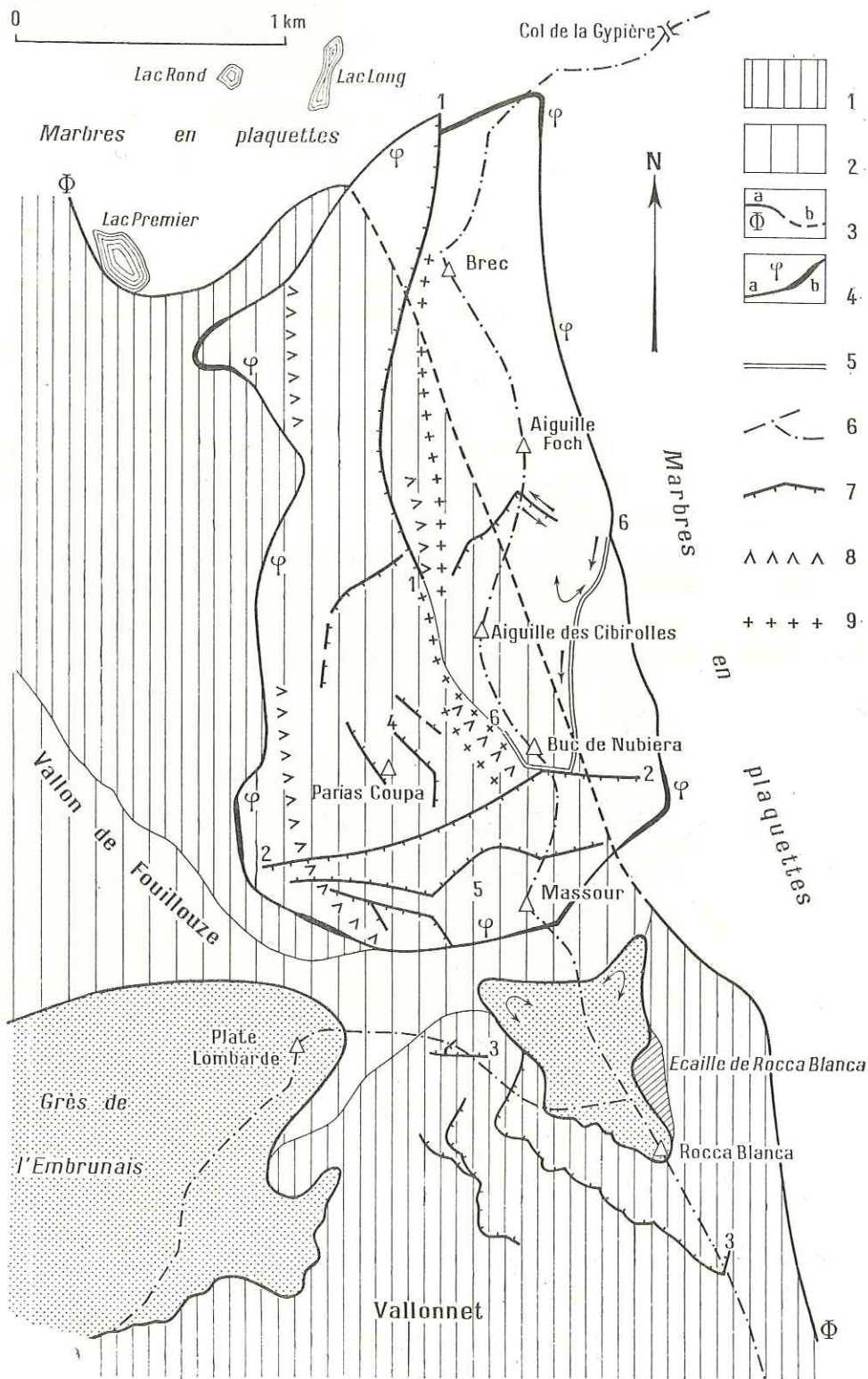


FIG. 31. — Chaînon du Brec de Chambeyron (croquis-plan)

1. Nappe du Chatelet. — 2. Portion de la nappe passant en « tunnel ». — 3 a. Contact de base de la nappe; b. Contact caché sous la digitation. — 4 a. Contact de base de la digitation; b. Contact observable. — 5. Faille chevauchante. — 6. Ligne de crête. — 7. Faille. — 8. Anticlinal. — 9. Synclinal.
- Numérotation des failles: 1. Faille du Couloir Bujon. — 2. Faille du Buc de Nubiéra. — 3. Faille de Rocca Bianca. — 4. Réseau du Parias Coupa. — 5. Réseau du Massour. — 6. Pli-faille (faille chevauchante) du Buc de Nubiéra.

Quelque peu à l'est du point 2499, à l'aplomb de l'abrupt du Parias Coupa*, les calcaires virgloriens dessinent une charnière couchée complète et l'on voit des dolomies ladinienes prendre la position d'un flanc inverse; elles viennent alors recouper en biseau le Malm et les Marbres en plaquettes (localement rebroussés et disloqués) de la nappe du Chatelet.

À l'extrémité de l'éperon ouest du Massour, soit 300 mètres plus au Sud, les Marbres en plaquettes représentant la nappe du Chatelet supportent une série renversée comportant du Malm, du Dogger et des couches triasiques postladiniennes. Cette série se raccorde avec la série normale du point 2917 par une magnifique charnière (croquis, fig. 36).

La signification de ces faits paraît claire : le chaînon du Brec, tout entier, est *refoulé en un pli-faille* (à charnière frontale conservée) *sur la nappe du Chatelet*. En raison des différences de séquence assez nettes qui sont apparues entre les couches du chaînon du Brec et celles de la nappe du Chatelet (voir Stratigraphie), il me paraît que cet accident peut être désigné sous le nom de *digitation du Brec de Chambeyron*.

3. Une remarquable confirmation du refoulement du chaînon du Brec est donnée par l'existence, au pied des calcaires virgloriens de la face nord, d'un petit affleurement de dolomies ladinienes qui prolongent celles de la Plate des Manzas : la mesure horizontale du chevauchement est donc ici d'au moins 500 mètres (fig. 33).

La *structure de la digitation* elle-même est, pour l'essentiel, assez simple : c'est celle d'un synclinal dissymétrique ouvert vers l'Ouest (tectonogramme fig. 35; coupes, pl. 6; panorama, fig. 36). Le flanc oriental, redressé, constitue l'arête-frontière; le flanc ouest, au contraire, s'infléchit bientôt pour former la charnière frontale de la digitation.

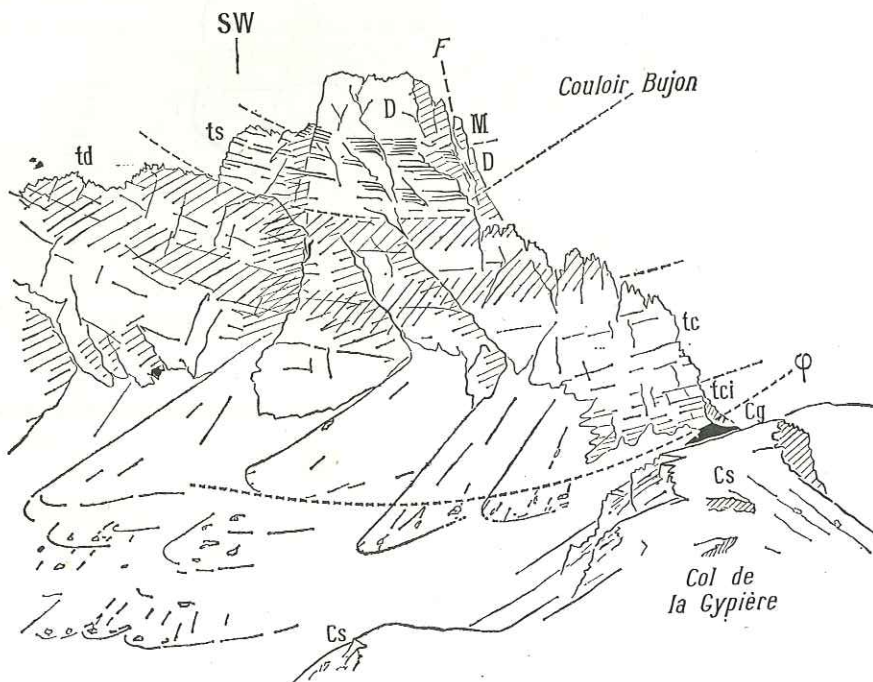


FIG. 32. — Le Brec de Chambeyron, vu de la Tête de la Fréma (versant italien)

F. Faille du Couloir Bujon. — φ. Chevauchement de la digitation du Brec.

Quelques détails de structure méritent cependant d'être relevés :

— La partie nord du chaînon est affectée d'une faille verticale (*faille du couloir Bujon*) qui suit approximativement le fond du synclinal et se trouve de ce fait orientée nord-sud (panorama, fig. 36; croquis, fig. 32 et 33); en face ouest elle détermine le couloir du Lavancias* qui tombe du sommet du Brec sur le vallon des Aoupets.

Il faut noter qu'elle se marque surtout au niveau du Jurassique (affecté de replis nettement disharmoniques) et s'amortit quelque peu au niveau du Trias (coupe n° 1 de la pl. 6).

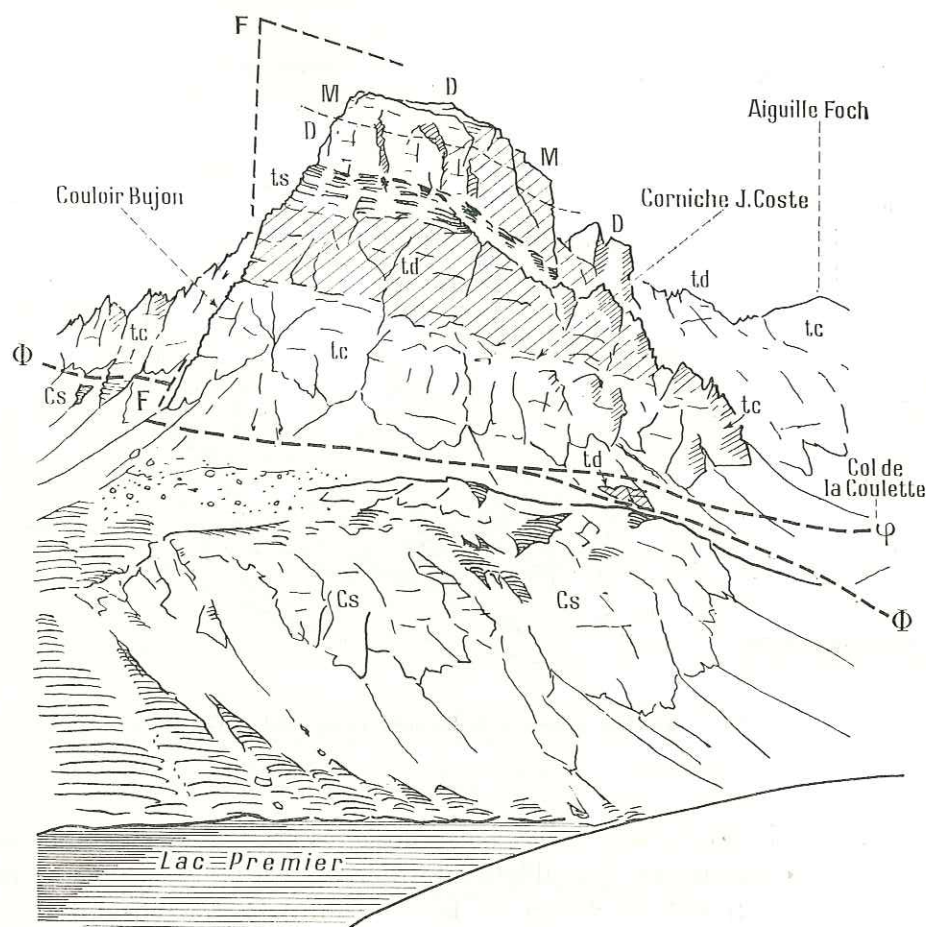


FIG. 33. — Le Breccia de Chambeyron, vu de l'Ouest (versant français)

F. Faille du Coulair Bujon. — Φ . Chevauchement de la digitation du Breccia. — ϕ . Chevauchement de la nappe du Chatelet.

— La partie sud du synclinal montre, à partir du point 2267, l'individualisation d'un repli accessoire qui le divise en deux et se relie à la faille précédente en passant par le stade de flexure (coupe n° 3 de la pl. 6). Bien visible dans le Malm et le Dogger de l'arête nord-ouest des Cibirolles, il disparaît plus au Sud, sur 500 mètres, puis réapparaît sous l'aspect d'un gros rognon de Malm dans les pentes occidentales du Buc de Nubiéra.

— Le synclinal secondaire délimité à l'est de ce repli reste largement ouvert au nord du point 3177; au Sud, au contraire il se resserre considérablement tout en se renversant vers l'ouest (coupe n° 4 de la pl. 6); son bord est se renverse alors : c'est le cas sur l'arête ouest du Buc de Nubiéra, où le Malm se lamine en chevauchant les Marbres en plaquettes réduits à une assez mince bande.

La crête-frontière est ainsi constituée en ce point par le flanc inverse d'un pli-faille, dont le flanc normal a été supprimé par l'érosion mais se prolongerait à la hauteur du Breccia par les couches qui forment ce sommet. Son plan de chevauchement, noyé dans les Marbres en plaquettes sur le versant ouest, disparaît « en l'air » vers le Sud; mais il s'observe très bien dans le versant est (italien) où il descend en oblique vers le Nord. La charnière frontale couchée s'observe très nettement dans les calcaires virgloriens, à l'aplomb de la Tête des Cibirolles.

— Le vaste plan incliné du *Parias Coupa** est coupé d'un certain nombre de failles verticales (tectonogramme, fig. 35; croquis-plan, fig. n° 31). Mais il faut surtout noter les failles qui séparent le compartiment du Buc de Nubiéra* de celui du Massour ou coupent ce dernier; on remarquera leur direction N 80° E, qui est celle de l'un des types principaux de failles du vallon Laugier (cf. p. 79).

Les rapports de la digitation du Brec avec les unités autres que la nappe du Chatelet peuvent s'étudier sur l'arête nord-est du Brec, et au col de Stroppia :

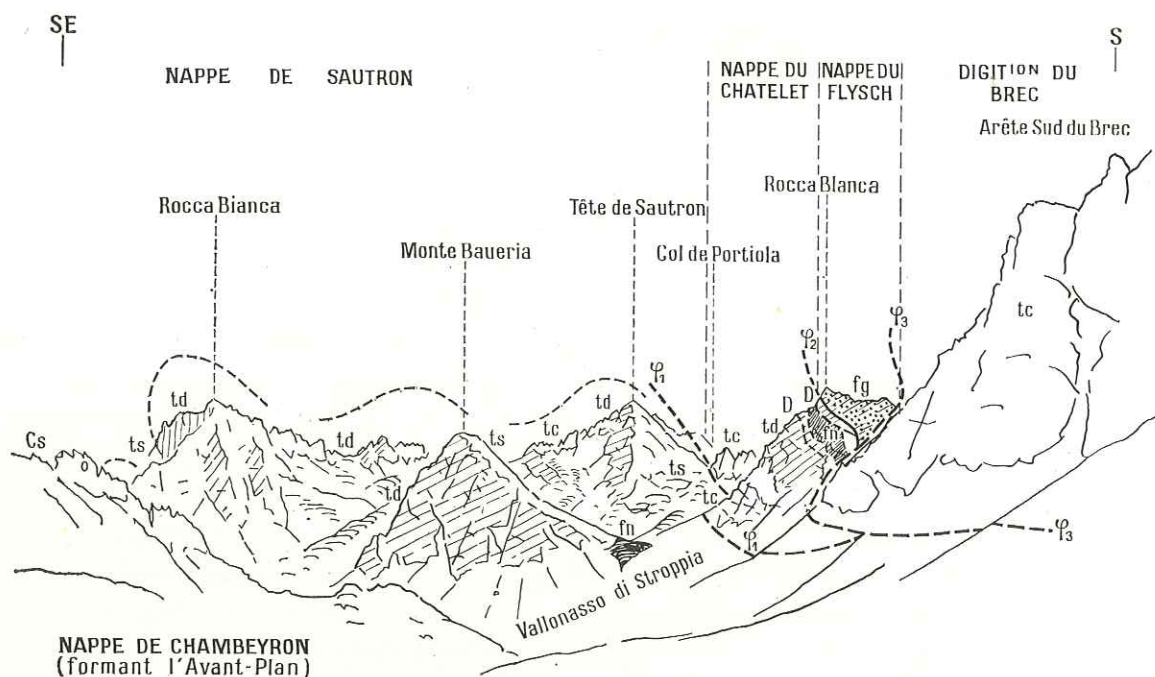


FIG. 34. — Le Haut Vallonasso de Stroppia, vu du col de la Gypièrre

— *Au Nord*, elle chevauche les Marbres en plaquettes des lacs de Chambeyron, par l'intermédiaire d'une lame de cargneules qui affleurent, non au col de la Gypièrre, mais au collet situé 500 mètres à l'Ouest (point de départ de la voie normale d'ascension) [croquis, fig. 32]. Ces cargneules passent également en face nord, jusqu'à l'aplomb du point 3059, où elles recouvrent alors quelques mètres de calcschistes verdâtres; il s'agit probablement là de couches de base des Marbres en plaquettes de la nappe de Chambeyron : leur signification est donc celle d'un lambeau de poussée arraché à cette nappe. Ce sont sans doute ces couches dans lesquelles Kilian avait cru voir du Malm représentant le flanc inverse d'un anticlinal déversé à l'Est (cf. Historique p. 17).

— *Au Sud*, les calcaires triasiques du Massour reposent sur le Flysch noir du col de Stroppia par une autre lame de cargneules, ici assez mince; il en est de même au pied de l'éperon est du Buc de Nubiéra* : la digitation recouvre ici la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

— *Sur le versant italien*, les éboulis empêchent toute observation mais il est assez net cependant que les calcaires triasiques du Brec doivent reposer à peu près partout sur les Marbres en plaquettes, comme au col de la Gypièrre; le Flysch noir du col de Stroppia ne semble guère dépasser au Nord la latitude du point 3177 des Cibirolles.

Je n'ai trouvé, à l'est du vallon de Stroppia, aucun témoin de la digitation du Brec, ni, d'ailleurs, de la nappe du Chatelet : j'en infère, comme cela est traduit sur le croquis-plan, fig. 31, que cette dernière doit se *laminer sur son bord interne*, entre la digitation du Brec et les Marbres en plaquettes des lacs de Chambeyron.

Quoi qu'il en soit, il faut souligner *en conclusion* que le chaînon du Brec constitue bien, comme l'avaient vu M. Gignoux, L. Moret et D. Schneegans, une *très belle klippe*; l'interprétation

que j'en donne ne diffère de celle de ces auteurs que par l'attribution à la nappe du Chatelet, et non à celle des Aiguilles de Chambeyron, des terrains qu'elle recouvre à l'Ouest et au Sud.

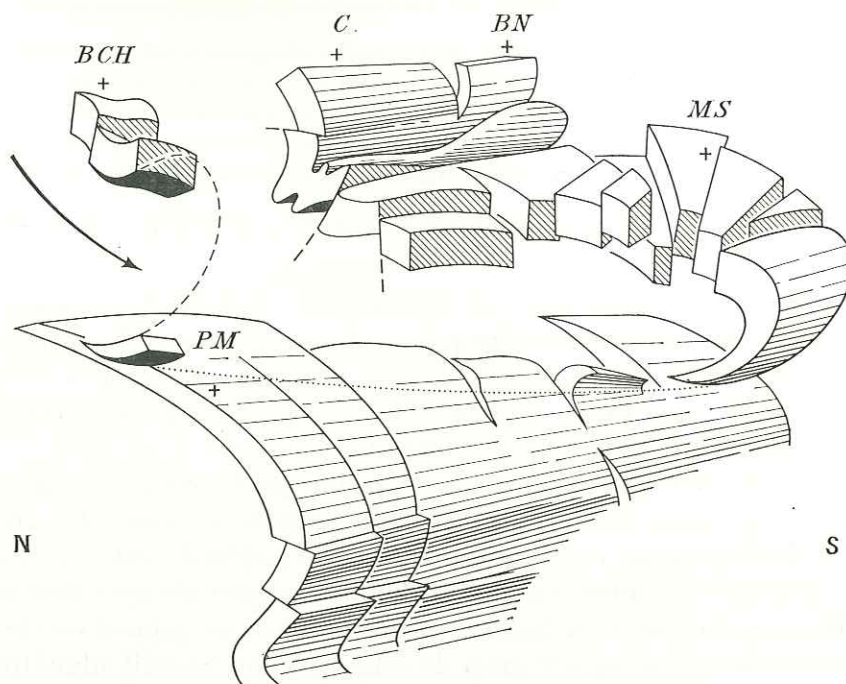


FIG. 35. — Tectonogramme du chaînon du Brec de Chambeyron

Le Jurassique est le seul horizon figuré.

BCH. Brec de Chambeyron. — C. Pointe des Cibirolles. — PM. Plate des Manzes. — MS. Massour. — BN. Buc de Nubiéra*.

c. La dépression du Vallonnet

Les affleurements anténummulitiques de la nappe du Chatelet s'interrompent complètement au-delà d'une ligne ouest-est passant par le col de Stroppia : ils sont cachés sous le Flysch du vallon de Fouillouze. À partir du col du Vallonnet réapparaissent le Crétacé, le Jurassique et le Trias. Il est logique de penser qu'il s'agit là du retour au jour de la nappe du Chatelet ; en fait aucune observation ne vient contredire cette conclusion qui est au contraire confirmée par un certain nombre de considérations, au nombre desquelles l'aspect de la série stratigraphique.

Nous aborderons l'étude de ce secteur comme le ferait un touriste venant de Fouillouze.

Entre le *col oriental du Vallonnet* et le lac de ce nom s'étire une échine rocheuse que recoupe le chemin du col : elle est constituée par le Jurassique, affecté d'un fort plongement vers le Nord-Ouest ⁽¹⁾ (nous avons déjà souligné ce fait au sujet du Flysch de l'Embrunais). La série se complète par les termes inférieurs au lac du Vallonnet ; les bancs du Trias se montrent alors (dans le petit ravin qui en descend) ployés en une charnière anticlinale déversée également vers le Nord-Ouest. Ce mouvement se marque également dans le Dogger et le Malm (redoublés accessoirement) du soubassement de la Tête de Chalvet*. Nous avons donc là un anticlinal déversé (*anticlinal du Vallonnet*) de direction axiale N 25° E (direction aberrante).

Le redoublement que nous venons de noter dans le Jurassique de l'éperon sud de la Pointe de Chalvet sera réenvisagé au cours de l'étude des rochers de Saint-Ours (p. 116).

(1) C'est-à-dire suivant une direction axiale : ce fait est sans doute dû à l'action de surcharge de la klippe de Flysch du Vallonnet (Tête de Chalvet* et Tête de Plate Lombarde).

L'imposante masse de la *Rocca Bianca* ferme au Nord-Est le Vallonnet; elle est constituée pour ce qui est de sa partie sommitale, par du Flysch de l'Embrunais. Son socle, par contre, est formé par une succession de couches allant du Virglorien au Malm.

Elles sont ployées, comme la nappe du Chatelet, en une voûte plongeant rapidement vers le Vallonnet; comme elle également, elles sont affectées de failles tangentielles consistant en un décalage vers l'Est du compartiment supérieur⁽¹⁾. Le sommet de la voûte correspond à celui de la *Rocca Bianca*, où, nous nous en souvenons, passait le prolongement de l'axe de celle de la nappe du Chatelet; la charnière de la voûte plongeante apparaît dans la falaise dominant au Nord le pas du Valounas : elle y affecte les calcaires virgloriens (voir croquis-plan, fig. 31).

Tous ces faits sont autant d'arguments en faveur de l'attribution de la *Rocca Bianca* à la nappe du Chatelet.

La continuité des affleurements veut que l'on attribue également à la nappe du Chatelet les *arêtes de la Portiolette*. Elles sont formées, jusqu'au col de ce nom (qui forme la limite W d'extension de la nappe), de calcaires virgloriens; ces derniers reposent, au col de la Portiola sur les terrains de la Tête de Sautron, par l'intermédiaire d'une lame de cargneules assez peu épaisse qui marque avec la plus grande netteté le *contact anormal*.

Entre ce point et le col de Stroppia il paraît certain que le contact de base de la nappe suit la combe qui rejoint le Vallonasso de Stroppia en passant à l'ouest du Monte Baueria : cette dernière en effet est remplie d'alluvions mais, tandis que sa rive droite (orientale) est formée des couches sommitales du Trias, sa rive gauche, au contraire, est dominée par les abrupts virgloriens qui courent de la Portiolette à la *Rocca Bianca*. L'altitude, ainsi que le léger plongement vers le Nord de ce tracé l'amènent d'ailleurs dans le prolongement exact de celui que l'on pouvait admettre pour la base de la nappe du Chatelet.

Ainsi nous pouvons conclure que la nappe du Chatelet couvre les portions hautes du Vallonnet, jusqu'aux cols de la Portiolette et de la Portiola.

d. Les rochers de Saint-Ours

Il s'agit là d'un petit massif assez isolé, puisqu'il constitue un promontoire qui fait saillie vers l'Ouest dans la zone du Flysch noir.

Nous nous souviendrons tout d'abord qu'il a été émis à son sujet plusieurs hypothèses par W. Kilian, M. Gignoux, L. Moret et D. Schneegans, et enfin J. Goguel⁽²⁾. C'est plutôt à l'interprétation de ce dernier auteur que nous nous rallierons en considérant les rochers de Saint-Ours comme une portion de la nappe du Chatelet. Il y a à cela plusieurs raisons :

1° La première est l'*identité des séquences stratigraphiques*, alors qu'au contraire il est aisé de trouver des différences vis-à-vis de celles de la nappe de Chambeyron ou de la nappe de Sautron (voir : Stratigraphie du Jurassique, p. 17 et 53).

2° La seconde est la *continuité géométrique des affleurements*, en dépit d'accidents de détail, en direction du col du Vallonnet : or, nous venons de voir qu'il y a lieu de rattacher ce secteur à la nappe du Chatelet.

Pour la commodité de l'étude de détail de ce massif nous le partagerons en trois secteurs :

- les abrupts du vallon de Fouillouze;
- le versant sud-ouest (au nord du ravin de Sainte-Anne);
- les versants sud et sud-ouest (au sud du ravin de Sainte-Anne).

⁽¹⁾ La faille subhorizontale principale. *Faille de Rocca Bianca*, se perd par amortissement au voisinage de la crête frontière.

⁽²⁾ On pourra trouver l'exposé de ces trois hypothèses sous forme de schémas très clairs dans : J. GOGUEL, *Op. cit.* (1952), p. 139 (la figure 89 (1) correspond à l'hypothèse adoptée ici, tandis que les figures 89 (2) et 89 (3) correspondent respectivement aux hypothèses de L. Moret et de W. Kilian).

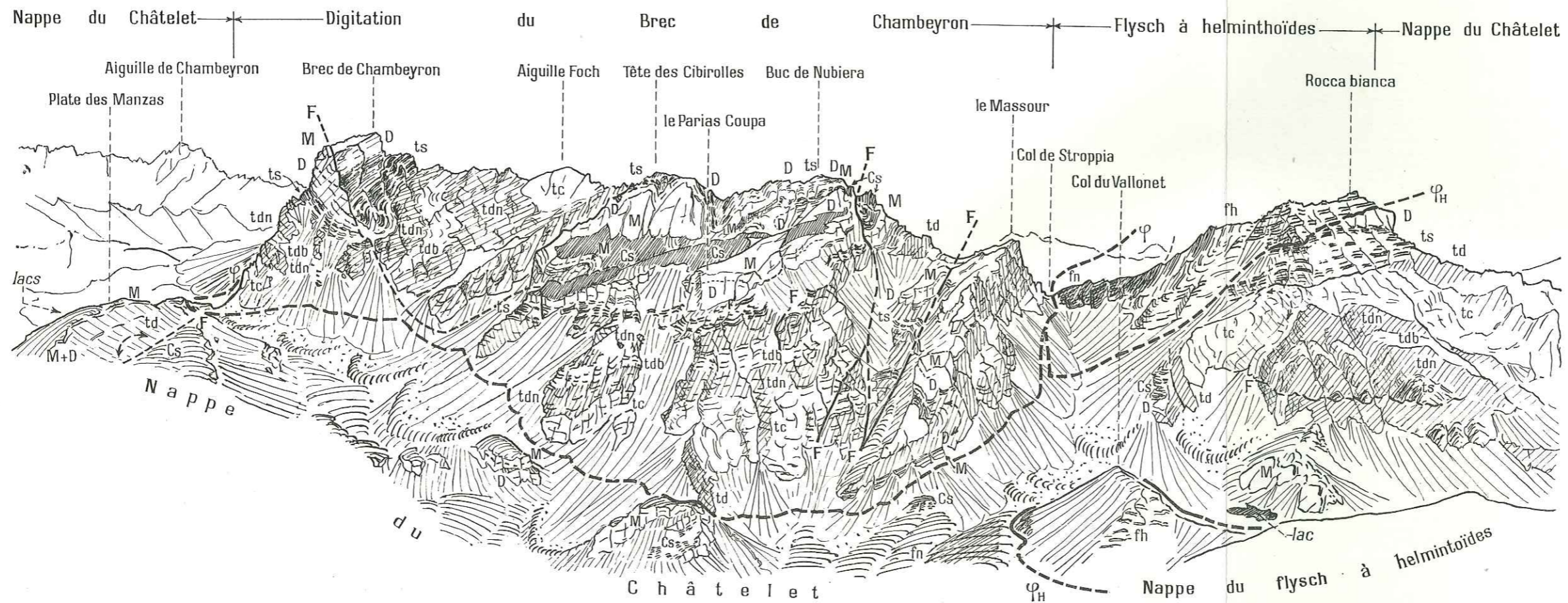


FIG. 36. — Le chaînon du Brec de Chambeyron, vu de la Tête de la Courbe (de l'Ouest)

F. Diverses failles verticales (voir plan fig. 31). — ϕ . Chevauchement de la digitation du Brec. — ϕ_H . Chevauchement de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

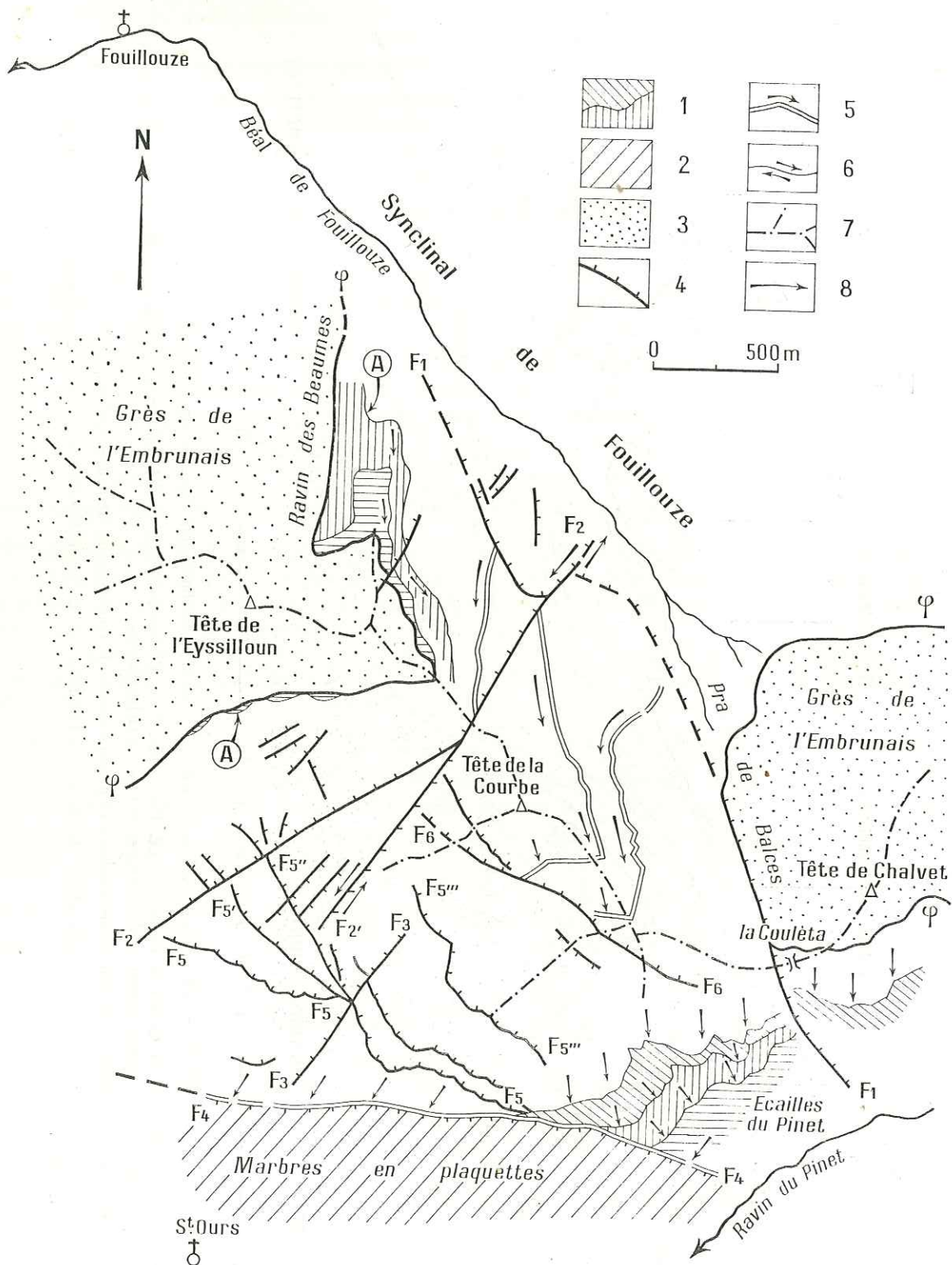


FIG. 37. — Plan structural des rochers de Saint-Ours

A. Écailles des Adrechouns. — ϕ . Chevauchement du Flysch.

1. Écailles. — 2. Substratum de la nappe du Chatelet. — 3. Flysch de l'Embrunais. — 4. Partie affaissée. — 5. Faille chevauchante. — 6. Décrochement. — 7. Ligne de crête. — 8. Sens des mouvements relatifs.

Numérotation des failles: F1. Faille du Pra de Balces. — F2. Faille du ravin du Loup. — F3. Faille du ravin de Saint-Anne. — F4. Faille du Pinet. — F5, 5', 5'', 5'''. Failles subhorizontales. — F6. Faille des Bréquets.

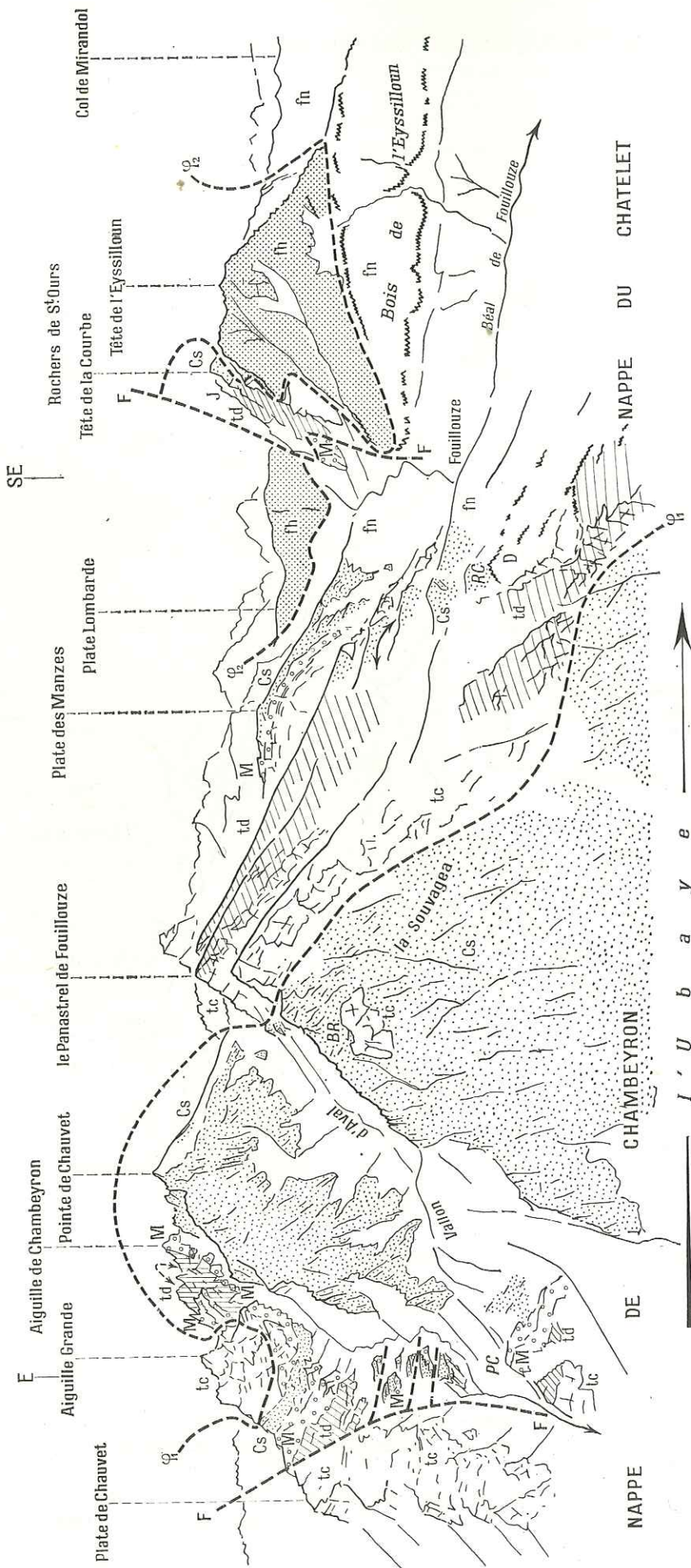


FIG. 38. — Panorama des vallons de Chauvet, d'Aval et de Fouillouze, pris depuis le Grand Colonnes*
RC. Rocher du Chien*. — **BR.** Bec Rouge de la Souragea*. — **PC.** Peyre Chavia*. — **F.** Grande faille de Chillol; faille du Pra de Balces. — **Q1.** Chevauchement basal de la nappe du Chatelet. — **Q2.** Chevauchement basal des klippes de Flysch à Helminthoïdes.
 La charnière de l'anticlinal de Chillol et le plongement de la nappe du Chatelet à gauche de Fouillouze ont été figurés symboliquement.
En hachures : les dolomies ladiniennes. — *En pointillé lâche* : les Marbres en plaquettes. — *En pointillé serré* : le Flysch à Helminthoïdes et le Flysch gréseux. — *En petits ronds* : le Malm.

Les abrupts du vallon de Fouillouze.

Ils ne révèlent, à première vue, qu'une série continue, s'élevant du Virglorien au Crétacé et même au Flysch noir. En fait, ils recèlent de nombreux détails structuraux.

Un premier point qui retiendra notre attention est que ces abrupts semblent jaillir et dominer le Flysch noir qui remplit le vallon de Fouillouze (croquis panoramique, fig. 38). L'explication de ce fait est donnée par l'étude des affleurements de la Couléta*. On voit là clairement que le contact des rochers de Saint-Ours avec la dépression de Fouillouze se fait par une faille subverticale de fort rejet : elle met en présence les calcaires virgloriens avec le Dogger. Cette *faille de la combe du Pra de Balces** disparaît plus au nord sous les alluvions encombrant la combe de ce nom; elle revient cependant à l'affleurement, à la faveur d'un accident perpendiculaire, entre les points 2314 et 2274, en face de la bergerie du vallon de Fouillouze. On peut constater également, en ce dernier point, que le compartiment nord-est de cette *faille longitudinale* plonge à plus de 40° sous le Flysch noir. Il est, de ce fait, tout à fait normal de penser, comme nous l'avons admis, qu'il va se raccorder avec les rochers de la Plate des Manzas⁽¹⁾, qui plongent symétriquement de l'autre côté du vallon.

Nous sommes ainsi amené à une constatation importante qui est celle de l'existence d'un vaste *synclinal de Fouillouze*, appartenant à la nappe du Chatelet elle-même. Remarquons que le flanc occidental en est notablement plus relevé que le flanc oriental.

Comment se fait-il maintenant qu'il n'apparaisse nulle trace de prolongation des rochers de Saint-Ours, au niveau de l'Ubaye? La raison en est le *fort plongement axial* que manifestent les couches de ce massif en direction du Nord-Ouest : nous avons déjà noté ce fait plus haut en parlant de l'inclinaison des écaillés des Adrechouns, qui, justement, garnissent les pentes nord en train de s'envoyer (cf. p. 97).

Au sujet des écaillés des Adrechouns nous nous souvenons qu'elles sont en quelque sorte doublées par des failles cisailantes, fortement inclinées également vers le Nord. Elles sont au nombre de trois et sont figurées sur le croquis (fig. 39) et sur le plan structural (fig. 37).

Dernier accident à signaler enfin dans ce versant des rochers de Saint-Ours : il s'agit d'une faille verticale déterminant le profond couloir qui mène, sur la crête sommitale, à la brèche cotée 2901 : elle correspond à la fois à une faille d'affaissement et de décrochement; c'est à ce dernier titre qu'elle ramène au jour vers l'Ouest la faille du Pra de Balces. Nous la retrouverons sur le versant occidental, sous le nom de *faille du ravin du Loup**.

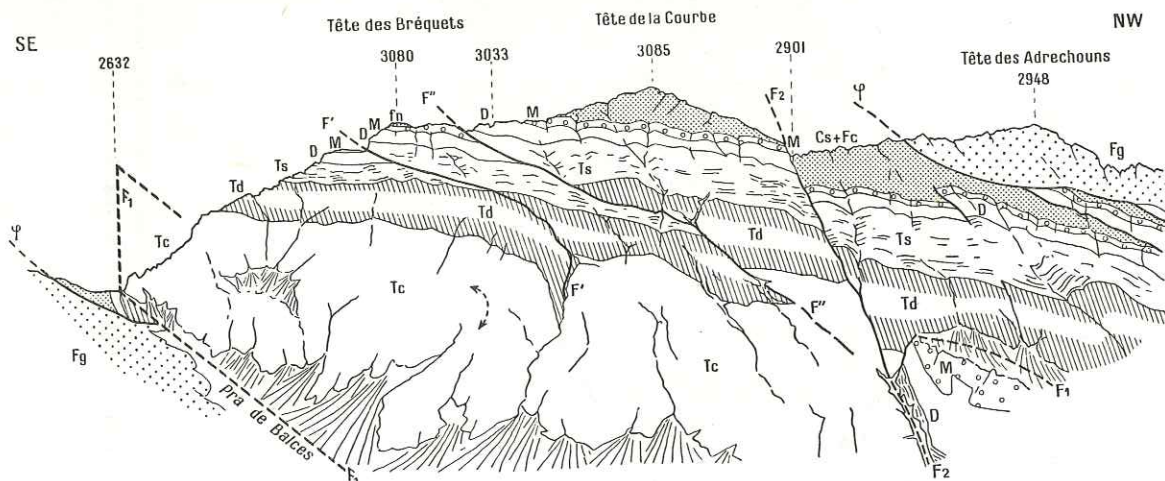


FIG. 39. — Le versant oriental des rochers de Saint-Ours, vu des pentes des Cibirolles

F', F''. Failles obliques. — F1. Faille verticale longitudinale du Pra de Balces. — F2. Faille verticale transversale du ravin du Loup. — Ψ. Surface de chevauchement de la nappe du Flysch à Helminthoides.

(1) C'est-à-dire avec la nappe du Chatelet.

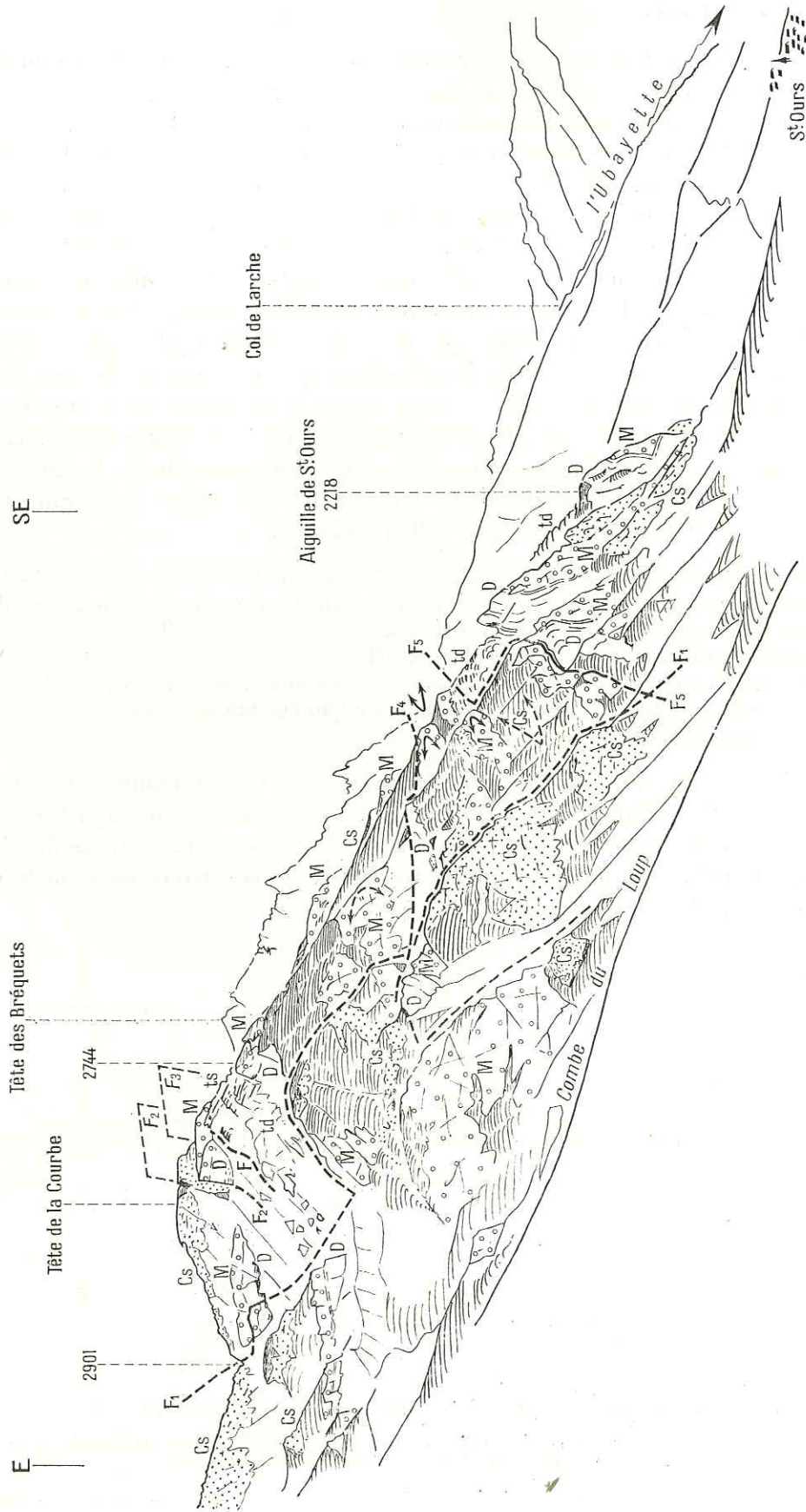


FIG. 40. — Le versant ouest des rochers de Saint-Ours, vu du col de Mirandol

Noter le net prolongement d'ensemble vers l'Ouest et le pendage vertical aux aiguilles de Saint-Ours.

Fl. Faille du Ravin du Loup. — F2-F3. Failles longitudinales verticales. — F4-F5. Failles longitudinales obliques, correspondant à des écaillages du Trias sous-jacent (voir plan fig. 38).

Les Marbres en plaquettes sont figurés par des pointillés.

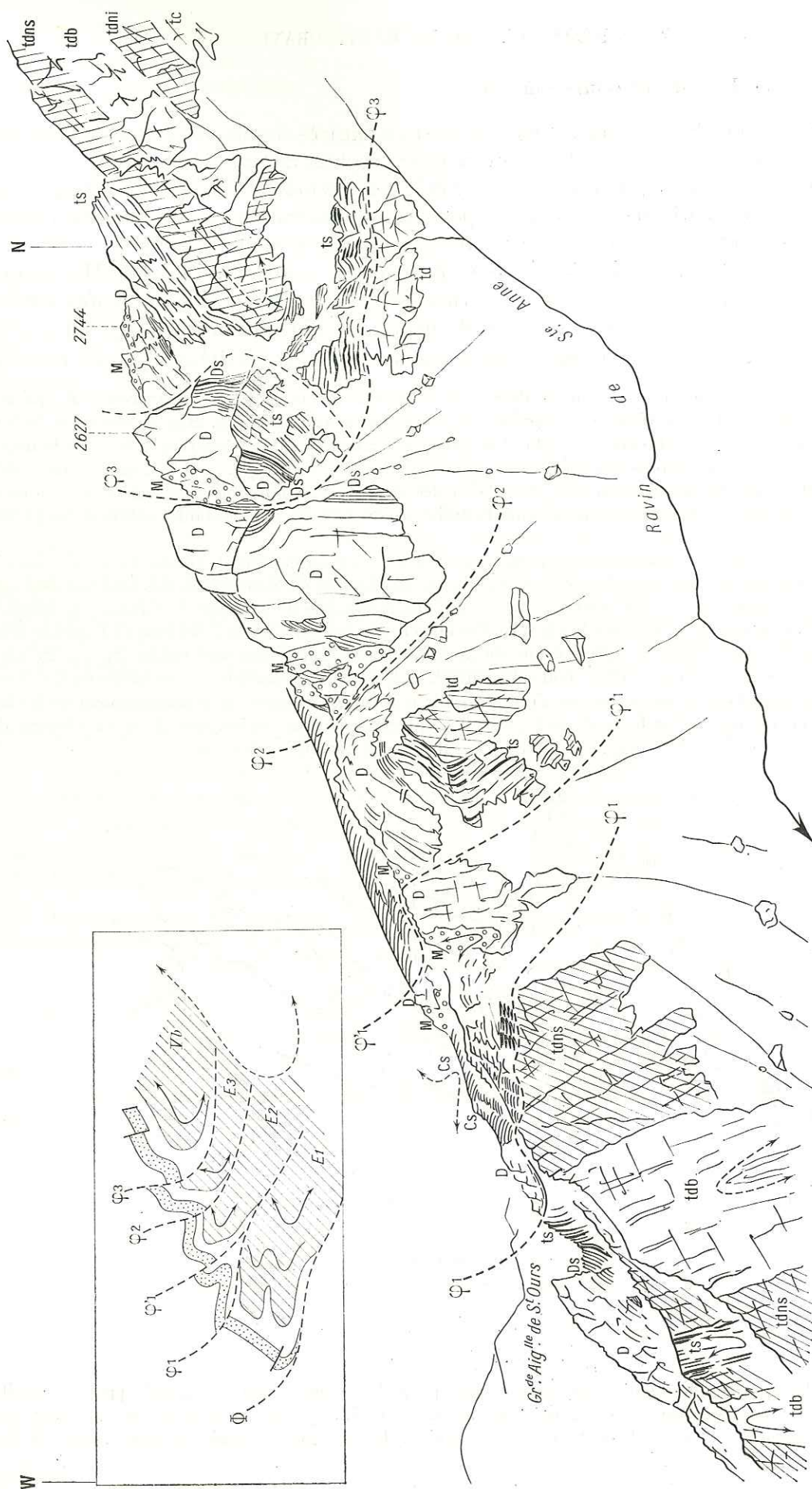


Fig. 41. — La rive droite du ravin de Sainte-Anne (rochers de Saint-Ours), montrant les replis disharmoniques du Jurassique et leurs relations avec les écaillages du Trias sous-jacent (schéma dans le coin gauche supérieur)

Vh. Nappe du Chatelet proprement dite (Tête de la Courbe). — E1, E2, E3. Écailles triasiques isoclinales découpées dans le flanc inverse de la nappe. — φ1, φ2, φ3. Surfaces de chevauchement des écailles se traduisant par des failles au niveau du Jurassique. — Φ. Chevauchement frontal de la nappe du Chatelet (invisible sur le croquis).

Le versant ouest de la Tête de la Courbe (fig. 40).

Au nord du ravin de Sainte-Anne, la structure est en fait très simple. Il s'agit d'un vaste plan incliné plongeant au Sud-Ouest. La structure anticlinale des rochers de Saint-Ours y apparaît avec la plus grande netteté; nous pourrions donc parler d'un *anticlinal des rochers de Saint-Ours*. Le pendage du flanc occidental de cet anticlinal s'accroît cependant en descendant en direction du village : il devient progressivement vertical avant de se renverser en une magnifique charnière couchée, à la mine de Saint-Ours; étant donné qu'à l'ouest de ce point on ne trouve plus trace de Mésozoïque, je me crois en mesure d'affirmer que nous avons là la *charnière frontale même de la nappe du Chatelet*. Il est rare, je crois, de pouvoir observer un front de nappe aussi bien caractérisé (fig. 42).

Dans le détail nous pourrions noter en outre une assez grande variété d'accidents mineurs.

En premier lieu, nous relèverons l'existence de *failles verticales* orientées SW-NE (*transversales*), qui sont indiquées sur le plan structural : leur résultat d'ensemble est de concourir au relèvement axial en direction du Sud-Est; elles s'atténuent d'autre part en direction de l'Ouest et semblent s'amortir avant d'atteindre le front de la nappe.

En deuxième lieu, nous noterons des *failles verticales* dirigées NW-SE (*longitudinales*), qui se manifestent d'une façon spectaculaire sur les arêtes ouest de la Courbe et des Bréquets; la plus importante méritera le nom de *failles des Bréquets*; elle semble, curieusement, marquer la limite occidentale d'action des failles obliques des abrupts de Fouillouze.

Enfin les parties les plus plongeantes se montrent affectées d'un certain nombre de failles (F5 à F5''', fig. 37), inclinées presque à l'horizontale, qui rappellent étroitement celles du chaînon de Manoal* ou des environs de Fouillouze et constituent décidément un aspect structural tout à fait caractéristique de la nappe du Chatelet proprement dite. La plus importante de ces failles (F5, sur le plan) s'élève en écharpe depuis le point 2094 jusqu'à l'altitude d'environ 2400, où elle atteint les rochers de la rive droite du ravin de Sainte-Anne; elles sont notées $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$ sur le croquis, fig. 41, et l'on en peut voir ici l'allure non schématisée. À la faveur de chacune de ces failles on doit noter une accentuation du pendage des couches, comme c'est le cas à la mine de Saint-Ours, où le renversement de la charnière met justement en jeu une petite faille de ce type : elles apparaissent donc intimement *liées au ployage des couches* et ne représentent qu'un effet complémentaire de la cause qui a produit ce dernier.

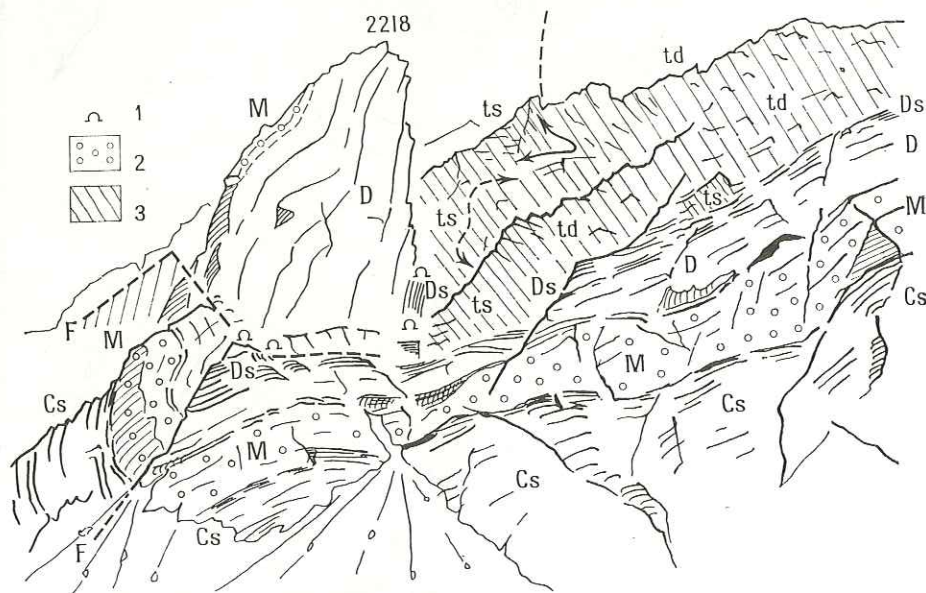


FIG. 42. — Le site de la mine de Saint-Ours

Noter la charnière frontale à flanc inverse conservé, les petites failles du Jurassique et les replis disharmoniques des assises postladiniennes.

1. Entrées de la mine. — 2. Malm. — 3. Dolomies postladiniennes.

Entre ces failles les terrains qui succèdent aux couches postladiniennes se sont à peu près partout décollés en une cascade de replis, parfois très accentués, mais de valeur purement disharmonique. Nous allons voir par contre que le style du Trias sous-jacent est totalement différent (croquis de la rive droite du ravin de Sainte-Anne, fig. 41).

Au sud du ravin de Sainte-Anne.

La structure d'ensemble est la même mais la nappe est entièrement décortiquée de sa couverture jurassique, ce qui rend la structure plus difficile à déchiffrer par manque de bons horizons-repères.

Le ravin lui-même correspond à une faille verticale transversale (*faille du ravin de Sainte-Anne*) qui contribue au relèvement axial vers le Sud-Est.

Dans les calcaires virgloriens du soubassement du point 2707 s'observe la charnière frontale de la nappe; plus bas, aux alentours de 2400, s'observent deux failles plongeant vers l'Est avec un faible pendage, qui séparent des *écailles isoclinales*; elles sont chacune constituées par une série inverse comportant des dolomies ladinienes sous les calcaires virgloriens : ce fait nous indique qu'elles sont *découpées dans le flanc inverse de la nappe*; ceci est particulièrement net pour l'écaïlle inférieure qui se complète à sa base par du Jurassique et des Marbres en plaquettes. Il m'est apparu d'autre part (voir schéma fig. 41) que les plans de cassure de ces écaïlles correspondent aux failles peu inclinées que nous avons notées à une altitude comparable au nord du ravin de Sainte-Anne.

L'étude de la *base des rochers*, qui se dirige suivant une ligne ouest-est jusqu'à pénétrer dans le *vallon du Pinet*, révèle un certain nombre de faits supplémentaires.

Tout d'abord on constate que l'ensemble des terrains mésozoïques de Saint-Ours vient buter par un contact anormal à peu près plan, mais fortement incliné vers le Nord, contre les Marbres en plaquettes dont les croupes raides et pelées descendent vers le ravin du Pinet et vers Saint-Ours.

Ce contact est jalonné d'une série de *copeaux* emballés dans une masse de calcschistes et de schistes noirs mélangés qui doivent constituer une sorte de mylonite comportant du Flysch noir et des Marbres en plaquettes. Certains de ces copeaux ne dépassent pas 1 mètre cube, tandis que certains ont plus de 50 mètres de long; ils sont constitués d'à peu près tous les terrains possibles, assez souvent difficiles à reconnaître, d'ailleurs; le Dogger semble cependant prédominer : je pense qu'ils sont pour la plupart arrachés au flanc inverse de la nappe.

Il m'est apparu que cette *faille du Pinet*, si tectonisée, devait représenter une importante ligne structurale; en tous cas limite-t-elle à l'Ouest les affleurements de la nappe du Chatelet⁽¹⁾.

Certains des copeaux dont nous venons de parler prennent, en direction de l'Est, une importance accrue. L'éperon coté 2549 qui descend vers le Riéou du Pinet marque le changement d'orientation de la falaise : c'est là qu'apparaît l'ensemble tectonique des *écaïlles du Pinet* (fig. 37), qui se développe jusqu'à la Couléta* où il se heurte à la faille du Pra de Balces (p. 111). On relève de haut en bas la succession suivante :

1. calcaires triasiques à pendage de plus en plus accentué, d'Est en Ouest, formant le soubassement de la Tête des Bréquets;
2. talus garni par endroits d'éboulis mais où apparaît aussi par points le Flysch noir;
3. falaise abrupte montrant du Dogger avec des couches de base charbonneuses et au sommet un plaquage discontinu de Malm (calcaires blancs ou café au lait clair);
4. nouvelle vire où apparaît la suite de la série précédente (dolomies et schistes ainsi que brèches postladiennes), reposant sur du Flysch noir : il y a donc là un contact anormal constituant la base d'une *première écaïlle*;
5. nouvelle falaise, comportant au sommet du Malm, blanc, assez mince, et à la base un Dogger normalement puissant (80 mètres);
6. une nouvelle vire marque la base de cette *seconde écaïlle* : elle est constituée en effet par du Flysch noir;
7. une nouvelle falaise constituée par des dolomies ladinienes représente une *dernière écaïlle*, sans doute formée par le soubassement décollé de la précédente.

Les séquences de ces écaïlles m'ont paru attribuables à la nappe du Chatelet : nous concluons donc qu'il s'agit là d'un écaillage de sa base; mais il n'y a ici rien qui puisse être comparé aux écaïlles dominant Saint-Ours, car, au contraire de ces dernières, les présentes écaïlles sont en position normale et non renversée; elles sont donc découpées non dans la portion occidentale de la

⁽¹⁾ Un dernier affleurement attribuable à cette nappe est peut-être représenté, en rive gauche du ravin, par l'important et énigmatique bloc-klippe de calcaires triasiques qui se trouve fiché au sein des Marbres en plaquettes de Mallemort (p. 148). Il est probable que la faille du Pinet est pour quelque chose dans l'isolement de cet affleurement, comme l'indique le tracé de la faille par rapport à sa position.

nappe (flanc inverse) mais sans doute dans sa portion méridionale : il apparaît probable que, comme les écailles des Adrechouns, elles résultent de *mouvements dirigés du Nord vers le Sud*.

Elles sont, d'autre part, recoupées par la faille du Pinet, contre laquelle elles butent sans modification de trajet de la part de cette dernière; elles lui paraissent donc antérieures, ou tout au plus contemporaines.

Enfin ces écailles du Pinet se prolongent jusqu'à la Bergerie du Vallonet et au-delà : c'est en effet à elles que j'attribue, au-delà de la faille du Pra de Balces*, le redoublement du Jurassique que nous avons noté dans le soubassement de la Tête de Chalvet* (p. 107).

En conclusion, il nous apparaît donc que la nappe du Chatelet, ployée ici en un anticlinal important et butant, par une charnière frontale, contre la faille du Pinet, a subi assez fortement l'empreinte de mouvements nord-sud (probablement contemporains de la mise en place des klippes de Flysch de l'Embrunais).

3. LA NAPPE DES AIGUILLES DE CHAMBEYRON

Elle acquiert ici son développement maximum et couvre une bande de terrain orientée NW-SE, dans laquelle nous distinguerons trois secteurs :

- a. la Plate de Chauvet et l'Aiguille Grande;
- b. l'aiguille de Chambeyron et les cirques de Marinet;
- c. le secteur italien : le vallon de l'Infernetto.

a. La Plate de Chauvet et l'Aiguille Grande

En rive droite du vallon de Chauvet, apparaissent le Trias et le Jurassique ⁽¹⁾; en rive gauche, au contraire, n'affleure guère que la série des Marbres en plaquettes; ces derniers constituent la prolongation vers le Sud de ceux des Becs de la Grand Roche et jouent ici un rôle morphologique

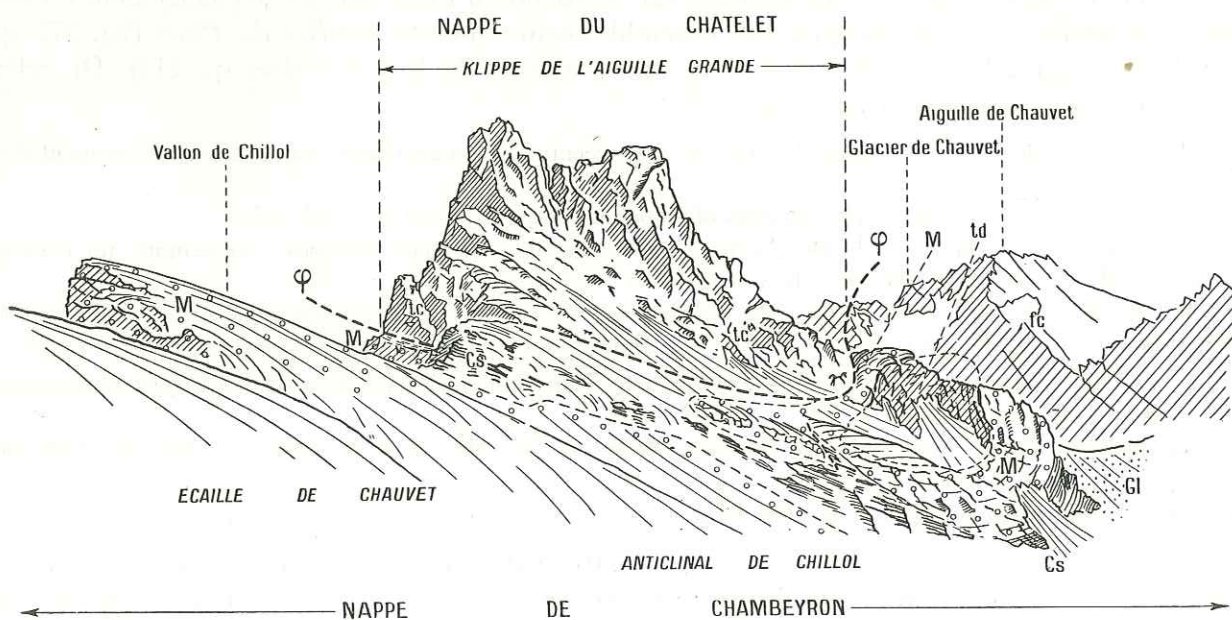


FIG. 43. — La Plate de Chauvet et l'Aiguille Grande, vues du Nord.

φ. Plan de chevauchement de la klippe (noter son gauchissement).

(1) Ceux-ci paraissent recouvrir stratigraphiquement les quartzites du vallon de Chillol. En fait, la couverture adhérente de ces quartzites n'est représentée que par quelques assises broyées du Virglorien inférieur : il y a là une véritable *substitution de couverture* (voir pl. 2). La preuve en est fournie dans les pentes des Chalanchassas où la série adhérente se complète jusqu'aux Marbres en plaquettes, sous le Trias de la Plate de Chauvet.

aussi prédominant. Un fait assez patent est que l'ensemble de ces Marbres en plaquettes n'a dans les parties basses qu'un pendage modéré (40° SW); au contraire ceux-ci se redressent vivement et approchent beaucoup de la verticale dans les parties hautes qui peuvent ainsi constituer des crêtes acérées (voir pl. 7).

La Plate de Chauvet, en rive droite, est un grand glacis incliné à $30-40^{\circ}$ SW qui correspond sensiblement à la surface structurale du Malm. On peut y noter les accidents suivants (fig. 38) :

1. Une faille verticale court entre les points 2027 et 2608 avec une orientation N 65° E. Elle se prolonge (comme il sera dit plus loin p. 123) à travers le plateau de Chillol et je la désigne pour cette raison sous le nom de *grande faille de Chillol*. Au nord de cette faille, on peut constater que les calcaires triasiques, très relevés en altitude, sont également redressés et affectés d'un pendage dépassant par endroits les 50° .

2. Une esquisse de charnière anticlinale doit se noter sur le bord septentrional des affleurements de la nappe : on l'observe notamment à l'extrémité de l'éperon nord du point 2608 et l'on y peut constater qu'elle y est *déversée vers le Nord-Est* : c'est l'indice de mouvements de la nappe dans cette direction et la confirmation du fait que les affleurements de ce point sont tectoniquement indépendants des quartzites sous-incombants (voir note 1, p. 116).

3. L'ensemble des assises montre un assez net *plongement axial* vers le Nord-Ouest. Ce plongement est moins accentué qu'il ne semble si l'on observe les choses de la vallée de l'Ubaye. De plus ce plongement cesse au nord-ouest du point 2027, pour faire place au contraire à un relèvement d'axe : la vallée de l'Ubaye n'emprunte donc pas exactement l'ensellement de la nappe, mais peu s'en faut.

À ce mouvement de plongée vers le Nord-Ouest contribuent quatre *petites failles verticales* (fig. 38), orientées sensiblement nord-sud qui s'observent dans le Malm et les Marbres en plaquettes; leur rejet est de l'ordre de la dizaine de mètres.

4. Enfin, on observe à Peyre Chavia* une sensible atténuation du pendage qui se réduit à 10° SW environ; très vite cependant les couches plongent de nouveau plus rapidement (plus de 50°) dans le ravin des Marousses.

5. Des complications structurales interviennent dans le soubassement de l'Aiguille Grande : on en verra le détail sur le croquis de la fig. 43 et sur les coupes 7, 8, 9 de la pl. 7. Nous retiendrons que la nappe de Cham-

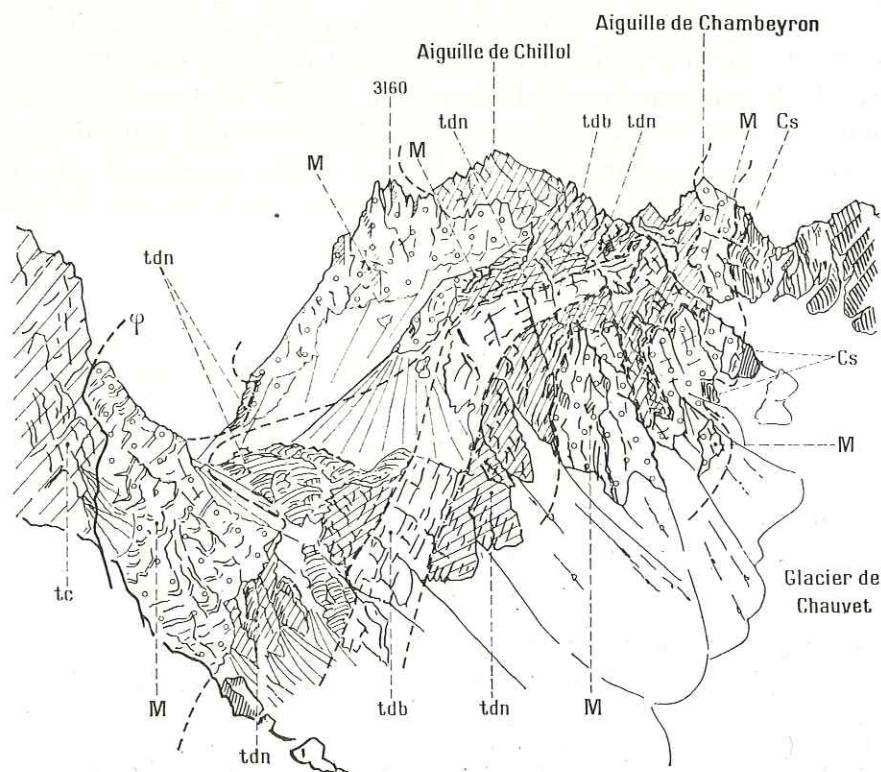


FIG. 44. — L'aiguille de Chillol, vue des contreforts de l'Aiguille Grande (du Nord)

φ. Chevauchement de la klippe de l'Aiguille Grande.

Noter l'allure en fond de bateau des couches du Malm à la hauteur du point 3160 et le pincement en ce point de la portion occidentale de l'anticlinal de Chillol.

beyron se subdivise ici en une portion inférieure, ou *écaille de Chauvet* qui est celle que nous avons suivie jusqu'à maintenant, et une portion supérieure, ou *anticlinal de l'aiguille de Chillol*, fortement couché au Sud-Ouest.

6. Entre le bord septentrional de l'écaille de Chauvet et la voûte de l'anticlinal de l'aiguille de Chillol se dessine une sorte de cuvette allongée dans le sens ouest-est : cette cuvette est occupée par une sorte de « gâteau » de calcaires virgloriens, qui forme la pyramide double de l'Aiguille Grande. Le contact avec les terrains sous-jacents est nettement tectonique et il s'agit là d'une très belle klippe (*klippe de l'Aiguille Grande*) [fig. 38 et 43, et coupes 6, 7, 8 de la pl. 7]. Par suite de sa position, mais sans argument stratigraphique par suite de l'absence des terrains postérieurs au Virglorien, je la rattache à la nappe du Chatelet.

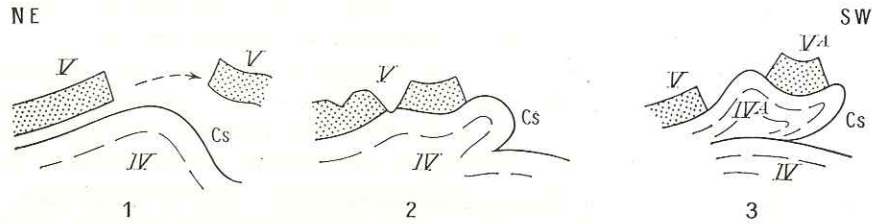


FIG. 45. — Formation de l'anticlinal de Chillol et de la klippe de l'Aiguille Grande, dans l'hypothèse d'un isolement précoce de cette dernière
(Très schématisé : voir les coupes de la planche 7)

IV. Nappe des aiguilles de Chambeyron. — IV^A. Anticlinal de Chillol. — V. Nappe du Chatelet. — V^A. Klippe de l'Aiguille Grande.
(Texte explicatif p. 206.)

Cette klippe de l'Aiguille Grande nous masque en bonne partie les rapports de l'anticlinal de Chillol avec l'écaille de Chauvet; il faut cependant constater que, dans la falaise septentrionale de l'Aiguille Grande, l'anticlinal de Chillol n'apparaît pas et doit être considéré comme entièrement laminé (panorama de la rive gauche de l'Ubaye, pl. 2); en effet, sous le Trias de la klippe, s'observe seulement une série normale Ladinien-Crétacé qui prolonge sans discontinuité celle de la Plate de Chauvet. On doit en conclure que l'anticlinal de Chillol se présente ici comme un véritable « lambeau de poussée », arraché à la nappe de Chambeyron par le passage de celle du Chatelet et ployé accessoirement en bourrelet.

b. L'aiguille de Chambeyron et ses arêtes

Le col est de l'Aiguille Grande marque la disparition définitive des calcaires triasiques de la klippe : on voit apparaître ici la surface structurale des calcaires du Malm (anticlinal de Chillol), affectant l'allure d'un fond de bateau (coupes 5 et 6 de la pl. 7; fig. 44). Cette carapace de Malm s'élève en direction du Sud jusqu'à former l'aiguille cotée 3160; au-delà elle est décapée par l'érosion et ce sont les dolomies ladinienes qui forment l'aiguille de Chillol.

En ce dernier point, l'anticlinal de l'aiguille de Chillol se simplifie et prend une allure plus régulière : son flanc ouest à peine renversé laisse voir un liseré de Malm à la base des falaises, en rive droite du vallon de Chauvet; son flanc est plonge vers le vallon de Chillol avec un pendage ne dépassant guère 50° et laisse également voir de belles dalles de Malm, partiellement garnies de terrasses ébouleuses.

À l'est de l'aiguille de Chillol, ce flanc oriental est sensiblement mordu par l'érosion, qui atteint ainsi sur les rives du couloir J. Coste le noyau virglorien de l'anticlinal; le flanc occidental par contre est bien conservé et c'est le Malm de celui-ci qui forme la cime même de l'aiguille de Chambeyron : il y est dans l'ensemble légèrement renversé et accidenté de petits replis souples qui sont tranchés par la face nord (et ainsi visibles des glaciers de Marinnet [voir croquis, fig. 46]).

Plus à l'Est encore, les terrains triasico-jurassiques de l'anticlinal ne forment plus l'arête mais apparaissent en contrebas, sur le versant Marinet (pl. 7, coupes nos 1, 2). On les voit disparaître complètement enfin à l'extrémité de l'éperon nord du Brec de l'Homme; cette disparition est due à la fois à l'action de l'érosion et au laminage tectonique que subit le flanc ouest (flanc inverse) de l'anticlinal de Chillol; en effet on peut voir par exemple le Malm de ce flanc inverse se laminer progressivement à zéro dans le cirque du glacier oriental de Marinet (croquis, fig. 47).

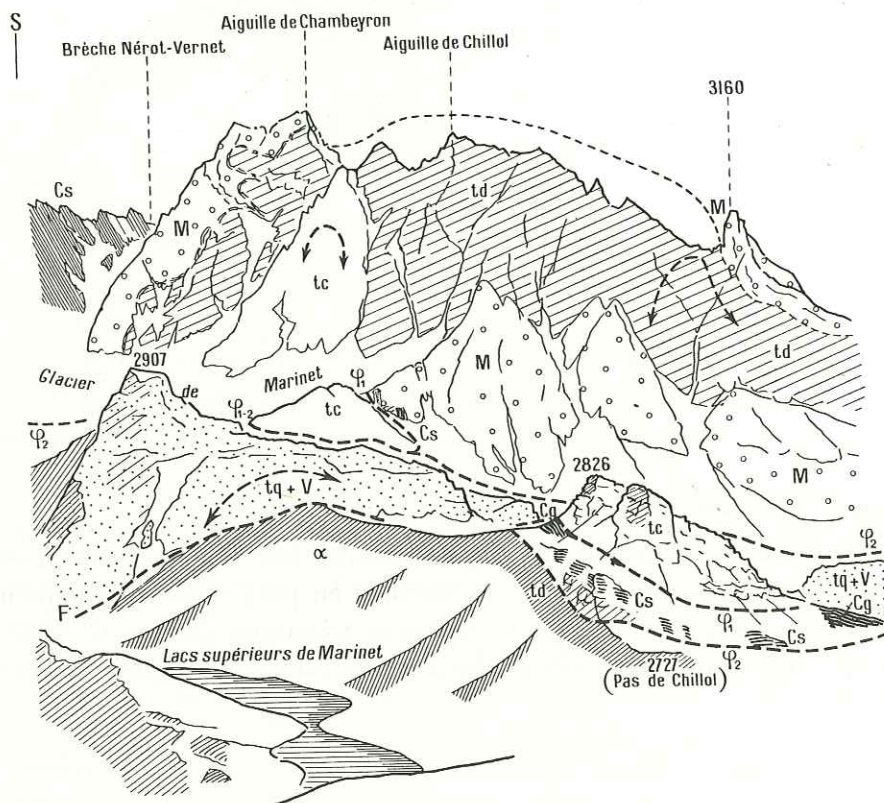


FIG. 46. — La face nord de l'aiguille de Chambeyron et les klippes du glacier de Marinet

Noter les replis du Malm sous le sommet de l'aiguille de Chambeyron et la charnière de l'anticlinal de Marinet dans les quartzites.

F. Faille de décrochement entre les points 2907 et 2826. — ϕ_1 . Chevauchement de la nappe du Chatelet. ϕ_2 . Chevauchement de la nappe des aiguilles de Chambeyron.

En même temps que disparaît l'anticlinal de Chillol, on observe, à la base de l'arête des Cirques surtout, l'apparition d'une série (située en position inférieure) qui est représentée par les termes suivants (croquis, fig. 47, 48 et 49; coupes nos 1 et 2 de la pl. 7) :

1. Marbres en plaquettes considérablement froissés;
2. vingt mètres de marbres blancs massifs du Malm;
3. quinze mètres, au moins, de dolomies noires massives (Ladinien).

Le reste de la série se perd sous des moraines de névé, mais la séquence est typique de la nappe de Chambeyron; nous pouvons donc considérer cet affleurement — étant donné sa position — comme le *prolongement de l'écaille de Chauvet*. Deux autres affleurements de dolomie, qui affleurent quelque peu en contrebas, en font sans doute également partie.

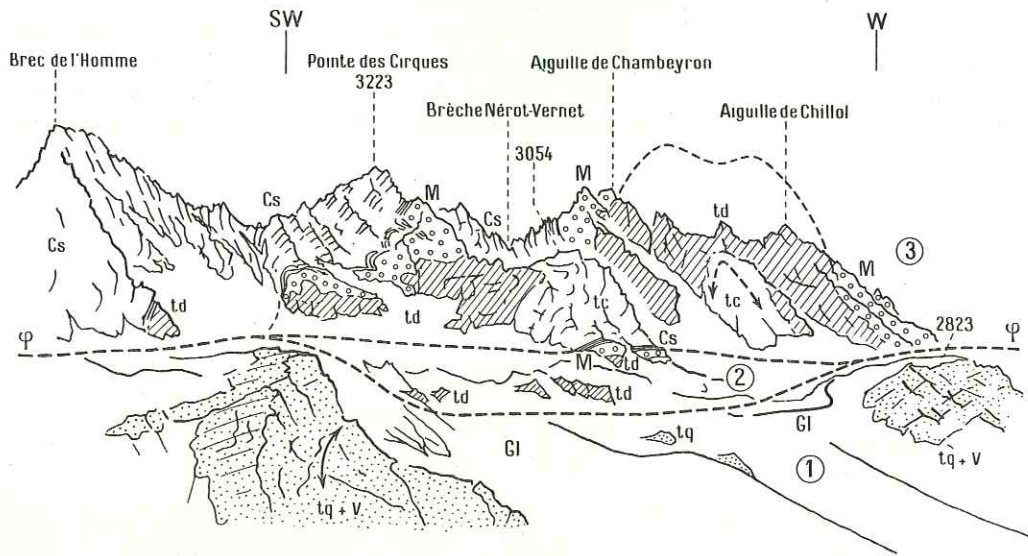


FIG. 47. — Les arêtes de Chambeyron, vues du col de Marinet (du Nord-Est)
 1. Anticinal de Marinet. — 2. Écaille de Chauvet. — 3. Anticinal de Chillol.

Pour terminer précisons deux faits :

1° Le flanc nord-est de l'anticlinal de Chillol pend à 50° E dans l'éperon nord de l'aiguille de Chillol; il est garni de Malm et d'un peu de Marbres en plaquettes qui viennent s'enfoncer au niveau du glacier sous une petite klippe de calcaires triasiques (coupe n° 4, pl. 7) (*klippe du glacier de Marinet*). Nous attribuerons cette dernière, là encore sans preuves stratigraphiques, à la *nappe du Chatelet*.

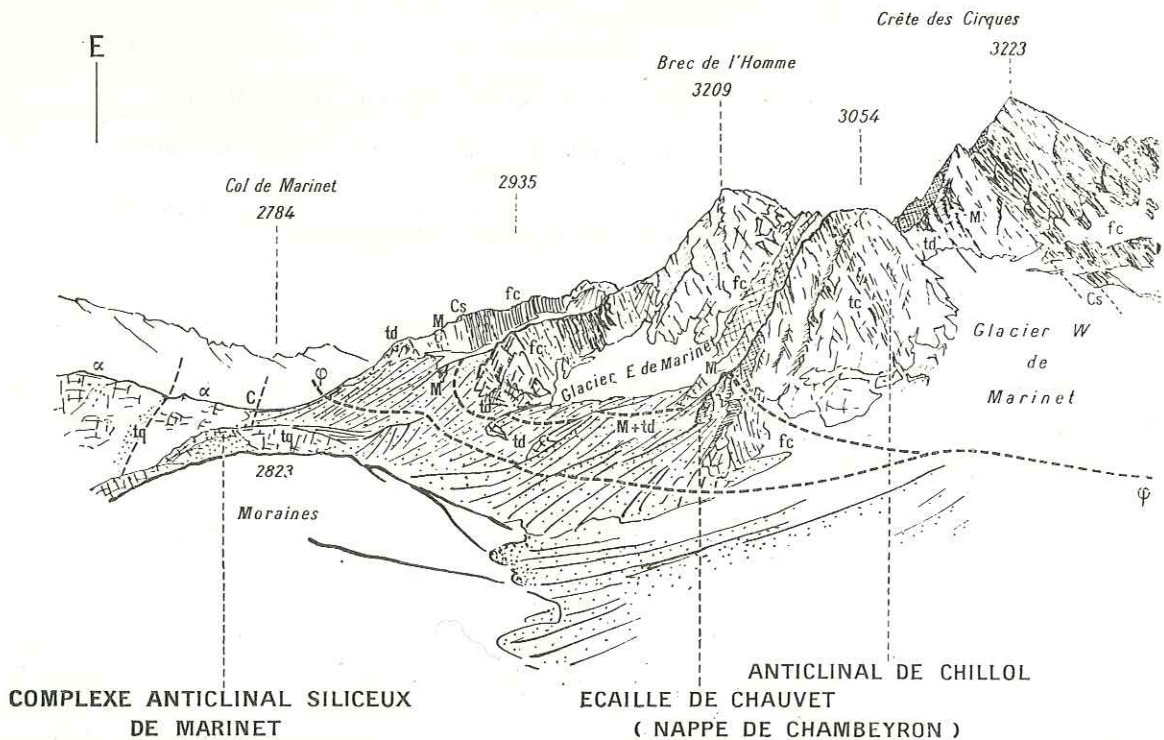


FIG. 48 — Les cirques de Marinet, vus du point 2907 (de l'WNW)

2° Il apparaît que la surface de chevauchement de l'anticlinal de Chillol passe à l'altitude approximative de 2 900 mètres dans l'éperon de la pointe des Cirques et s'abaisse, au pis, à 2 650 dans les contreforts de l'Aiguille Grande : il est donc à présumer que son altitude ne doit donc guère

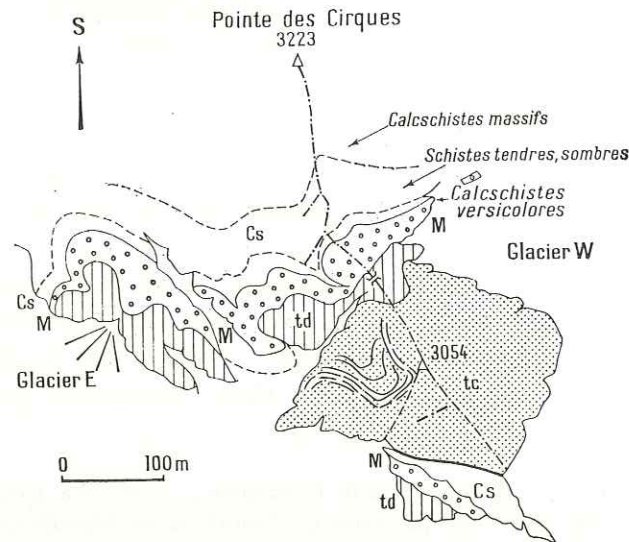


FIG. 49. — Relevé plan des affleurements de l'éperon nord de la Pointe des Cirques

En blanc : les Marbres en plaquettes (ceux qui sont en contact avec le Malm sont bariolés et colorés; les autres sont d'aspect plus variable, mais en général plus ternes). — Petits ronds : Malm. — Hachures verticales : Dolomies ladinienes. — Pointillés lâches : Calcaires virgloriens.

On notera :

- au bas de la figure, l'affleurement représentant l'écaille de Chauvet;
- les replis anticlinaux déversés au Sud-Ouest, qui affectent le Malm et les dolomies : ce dernier niveau a joué le rôle de niveau de disharmonie par rapport aux calcaires virgloriens (remarquer son laminage à la brèche au sud du point 3054);
- le repli synclinal couché, déversé au Sud-Ouest dans les calcaires virgloriens sous le point 3054 : on remarque des cisaillements avec contacts par forte discordance angulaire de certains bancs.

être inférieure à 2 800 mètres à l'extrémité nord de l'éperon de l'aiguille de Chillol⁽¹⁾. Le Malm affleurant à 2 850-2 900 en ce point, cela ne laisse donc pas 100 mètres d'épaisseur au Trias de la nappe qui se révèle ainsi subir un assez fort « rabotage basal » vers le Nord-Est. Nous trouverons, de fait, confirmation de ce rabotage lors de l'étude des klippes du plateau de Chillol. Rappelons dès maintenant que nous avons également constaté la suppression tectonique de la nappe de Chambeyron entre celle du Chatelet et l'anticlinal de Marinét, en direction du Nord-Est, lors de l'étude des montagnes en rive droite de l'Ubaye : la nappe de Chambeyron apparaît donc comme une unité allongée NW-SE et poussée sous la nappe du Chatelet.

c. Le secteur italien de la nappe de Chambeyron

Au sud-est de la frontière et au-delà du Brec de l'Homme, les affleurements de la nappe de Chambeyron subissent une interruption par suite du rabotage basal que nous avons vu intervenir dans le cirque du glacier oriental de Marinét. Elle réapparaît au-delà, à mon avis sous l'aspect de l'écaille du Monte Pertusa et des Coste (fig. 85, p. 188).

(1) C'est-à-dire à mi-distance des deux points précédents.

Il s'agit là en effet d'une lame de terrains dont la séquence correspond bien à celle de la nappe de Chambeyron malgré l'apparition au sommet même du Monte Pertusa, des assises postladiniennes entre les dolomies ladiniennes et le Malm. Elle se développe dans le plan incliné vers l'Ouest (surface structurale) du Monte La Ciarm et du Monte Pertusa, ainsi que dans l'arête déchiquetée des Coste qui partage en deux le vallon de l'Infernetto.

La nature allochtone de cette lame qui se trouve posée sur le dos de l'anticlinal de Marinnet est bien montrée par l'étude de sa base : en effet cette dernière est marquée par une vire de terrains tendres : Marbres en plaquettes sous le Monte La Ciarm, assises postladiniennes souvent mêlées de calcaires phylliteux virgloriens au Monte Pertusa.

D'autre part on observe, dès le Monte la Ciarm et surtout plus au Nord, l'intercalation d'une nouvelle série calcaire, entre l'anticlinal siliceux de Marinnet et l'écaille du Pertusa. Cette série est laminée au Sud mais se développe assez puissamment en direction du Monte Ciaslaras dont elle forme le sommet (voir fig. 53). Cette *série du Monte Ciaslaras* est sans doute, à mon avis, la *couverture adhérente de l'anticlinal de Marinnet* : en effet, elle ne paraît pas en être séparée tectoniquement et elle présente une séquence portant le trait caractéristique d'une *forte réduction, par le sommet, des assises triasiques* (assises postladiniennes et Dogger transgressifs directement sur les calcaires virgloriens au sommet même du Monte Ciaslaras ⁽¹⁾ ; Malm transgressif sur ces mêmes calcaires, sur l'arête du col de Marinnet au Brec de l'Homme).

L'érosion, due à la branche orientale du vallon de l'Infernetto, y a réussi à découper dans la série du Ciaslaras une fenêtre à travers laquelle apparaissent les quartzites de l'anticlinal de Marinnet (à l'aplomb des points 2859 et 2864), qui en constituent donc sans doute le soubassement stratigraphique normal.

d. Les Marbres en plaquettes des lacs de Chambeyron

Cette importante masse de calcschistes mérite qu'on lui accorde une attention particulière, par suite de son importance topographique : elle prolonge très visiblement, au sud de l'Ubaye, la masse symétrique des Marbres en plaquettes de la Grand Roche et en a le fort plongement vers le Sud-Ouest. Comme elle également, elle présente sans doute d'assez importantes dislocations internes, marquées par des bandes de schistes tendres écrasées : telles sont les bandes schisteuses du Pas de l'Infernet et des Lagi della Finestra (cf. p. 152).

Il paraît ici à peu près assuré que ces Marbres en plaquettes devraient en fait être répartis entre plusieurs unités ; mais la distinction des différentes masses n'est guère possible : ainsi est-il difficile de séparer les Marbres en plaquettes recouvrant la série adhérente du Ciaslaras de ceux de la série du Pertusa et de l'anticlinal de Chillol (ces derniers semblent bien constituer le Brec de l'Homme : en ce cas la limite est peut-être à l'emplacement de la vire qui traverse son flanc est aux alentours de la cote 2950).

De même il est impossible de suivre avec sûreté la limite des Marbres en plaquettes appartenant sûrement à la nappe de Chambeyron (Brec de l'Homme) et de ceux recouvrant la nappe de Sautron (Costa delle Manze, cf. p. 152). Il n'est pas impossible que cette limite passe au Pas de l'Infernet et même aille se prolonger par la zone schistoïde que nous avons étudiée au nord de l'Ubaye (voir p. 88). *Dans cette hypothèse, une notable partie des Marbres en plaquettes de Chambeyron et peut-être la masse principale de ceux de la Grand Roche pourraient appartenir à la nappe de Sautron.* Il est difficile de l'affirmer et encore plus de le contrôler, c'est pourquoi il vaut sans doute mieux admettre que la majeure partie de ces Marbres en plaquettes représente la couverture clivée et redoublée de la nappe des aiguilles de Chambeyron (cf. p. 89).

⁽¹⁾ Une succession très analogue s'observe dans le flanc est de l'anticlinal, en rive orientale du lac de Marinnet, ou au collet 2617 sous l'aiguille P. André. Au sud du Monte Ciaslaras les assises postladiniennes, transgressives sur le Virglorien, se suivent à l'affleurement sur plus de 2 kilomètres jusque sous le Monte La Ciarm (cf. p. 188).

En conclusion, nous remarquerons qu'au sud des granges de Chiappera la nappe des aiguilles de Chambeyron disparaît définitivement. Nous n'en trouverons aucun témoin entre l'anticlinal de Marinnet et la nappe de Sautron. Ce fait doit sans doute nous permettre d'affirmer que la *nappe des aiguilles de Chambeyron est d'origine plus interne que l'anticlinal de Marinnet*.

4. L'ANTICLINAL DE MARINET ET SES DÉPENDANCES

Nous n'aborderons tout d'abord ici que l'étude de son secteur français; j'y distinguerai successivement pour la commodité de l'exposé les régions suivantes :

- a. le plateau de Chillol;
- b. la dépression de Marinnet;
- c. la lisière orientale, en rive gauche du vallon de Mary.

a. Le plateau de Chillol

Entre la vallée de l'Ubaye et le Pas de Chillol s'étend une assez vaste dépression surélevée que je désignerai sous le nom global de « plateau de Chillol » : elle englobe, outre le vallon de Chillol, celui des Vilhasses, ainsi que le petit chaînon du Bécasse* (Gros Bec de la Blachière).

Nous retrouverons ici les éléments décrits en rive droite de l'Ubaye mais il nous faudra examiner également le cas de quelques pointements calcaires, isolés, aux abords du Pas de Chillol.

L'anticlinal de Marinnet proprement dit (Anticlinal du Seingle).

Il est nettement plus éventré par l'érosion; d'autre part une série de failles intervient pour en masquer partiellement la structure.

Son *flanc occidental* apparaît sous la Plate de Chauvet; comme en rive droite de l'Ubaye (voir p. 90), on y note l'existence d'une charnière anticlinale plongeante qui n'affecte nullement le Stéphanien. Il apparaît donc bien qu'on observe là un accident de disharmonie du Permo-Trias par rapport au Carbonifère (voir sa genèse probable, fig. 51). On se souvient d'autre part (p. 116) que la série adhérente est ici laminée sous la nappe de Chambeyron.

Le Stéphanien affleure abondamment en rive droite du torrent de Chillol, jusqu'au niveau des cascades supérieures (cote 2350-2400) et de la Bergerie. Il y bute alors contre une faille verticale orientée ouest-est, en laquelle on reconnaît le prolongement de la *grande faille de Chillol*, que nous avons déjà observée à la Plate de Chauvet. On peut constater là que l'effet de cette faille est à la fois un décrochement vers l'Est du compartiment méridional et un affaissement de ce dernier. Le décalage qui en résulte est de l'ordre de 200 mètres. Elle se prolonge ensuite vers l'Est en passant au sud du point 2631 jusqu'au Pas de Chillol, où elle paraît s'amortir dans les andésites. Elle y est jalonnée par une bande de quartzites mylonitisés qui détermine le thalweg du ruisseau de Chillol.

Le *sommet de la voûte* n'est visible qu'aux rochers cotés 2692, 2675 et 2702, à la faveur de l'affaissement dû à la grande faille de Chillol. On y voit également se dessiner le plongement brutal du flanc oriental.

Ce *flanc oriental* enfin constitue toute l'arête du Bécasse*, jusqu'au point 2631, où les penchages oscillent aux environs de la verticale.

Deux *failles verticales*, d'abord distinctes au niveau de l'Ubaye, convergent vers le Sud-Est et se réunissent au sud de la bergerie de Chillol :

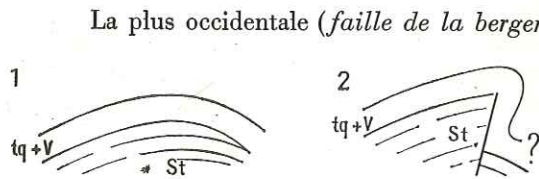


FIG. 50. — Genèse schématique de la structure de la Tête du Seingle
St. Stéphanien.

La plus occidentale (*faille de la bergerie de Chillol*) consiste en un soulèvement du compartiment ouest; la seconde, qui court au pied sud-ouest des arêtes du Bécâsse* (*faille du Bécâsse*), joue un peu le rôle d'un chevauchement : elle fait buter les conglomérats stéphanien, inclinés à 45° W, contre les quartzites verticaux du Bécâsse; ce contact est identique à celui qu'on observe dans le ravin descendant du point 2519 sous la Tête du Seingle* : en ce dernier point, comme plus au Sud, dans le soubassement du point 2702, on constate que la faille est minime au niveau des quartzites. Il s'agit donc d'une importante cassure du socle stéphanien, mais autour du « coin » ainsi découpé, les quartzites se sont « enveloppés » sans se briser sensiblement (fig. 50).

Ainsi sommes-nous obligés de constater de nouveau la disharmonie de style entre le Stéphanien et le Permo-Trias : style souple et de grande ampleur dans les quartzites et le Verrucano; style extrêmement cassant de l'assise de la Blachière.

L'écaille des aiguilles de Mary.

Elle est constituée, en rive gauche de l'Ubaye, par des quartzites et du Verrucano, qui s'élèvent en rive droite du ravin des Vilhasses avec un pendage vertical ou de 70-80° W (renversement léger vers l'Est). Ils vont former la Grande Aiguille de Mary, l'aiguille P. André (Verrucano), L'Aiguille Large de Mary. Nous noterons là l'existence d'une petite faille qui décroche vers l'Est l'aiguille P. André par rapport à l'Aiguille Large.

Le soubassement de ces assises est constitué par un fort beau développement d'andésites qui s'étalent dans les parties hautes du plateau de Chillol; elles ne dépassent cependant pas la limite nord constituée par le ravin des Vilhasses, ceci pour des raisons probablement stratigraphiques.

Le contact de ces terrains avec le Verrucano m'a paru présenter à peu près partout des traces assez nettes de tectonisation; de plus on doit noter l'intercalation, vers la base de la série (dans l'ensemble renversée vers l'Est) des andésites, de bandes de quartzites ou de Verrucano, réduites la plupart du temps à l'état d'une mylonite sableuse. Il s'agit là, à mon sens, de petites écailles jouant le rôle de lambeaux de poussée à la base de la lame charriée des aiguilles de Mary.

Nulle part n'apparaît ici la portion frontale de l'écaille; avec ses pendages horizontaux, elle se trouve enlevée par l'érosion par suite du relèvement axial vers le Sud-Est, que nous avons déjà noté au nord de l'Ubaye.

Les klippes calcaires du Pas de Chillol.

J'ai relevé ici la présence de deux groupes de témoins calcaires :

1° La crête de l'anticlinal de Marinnet montre, au point 2692, sa « croûte sommitale » des quartzites. Au-dessus viennent des schistes noirs (Flysch probable), des cargneules et enfin plusieurs paquets de dolomies ladiniennes qui s'étalent par éluvionnement : la situation de ces dolomies est donc tectonique.

2° Les calcaires ruiniformes du point 2826 constituent une importante klippe (*klippe du point 2826*). La base en est jalonnée par une ligne de cargneules qu'interrompent les éboulis et que dominent les dolomies ladiniennes (fig. 46).

Sous les cargneules apparaissent d'autre part des Marbres en plaquettes qui recouvrent une mince lame de dolomies ladiniennes (au-dessus du lac 2679) et qu'accompagnent un peu de Flysch noir (col situé au sud des rochers). Le tout repose sur les andésites en position renversée plongeant vers l'Ouest.

Il y a donc là deux klippes superposées : j'attribuerai l'inférieure, à cause de sa séquence, à la *nappe de Chambeyron* ⁽¹⁾; la supérieure, par sa position, méritera d'être parallélisée avec celles de l'Aiguille Grande ou du glacier de Marinnet et donc rapportée à la *nappe du Chatelet*.

(1) Fortement laminée : ce fait confirme ce qui a déjà été dit plus haut (cf. p. 92 et 121).

Nous remarquerons un fait qui présente un certain intérêt : c'est que l'écaïlle des aiguilles de Mary se trouve recoupée en biseau par la surface de charriage de ces klippes : il y a donc eu ablation d'une importante masse rocheuse, avant la mise en place des klippes; la question reste posée de savoir s'il s'agit d'une érosion (avec, en ce cas, *charriage épiglyptique*) ou d'une abrasion tectonique ? Cependant on devrait, dans ce dernier cas, observer des blocs-klippes de terrains siliceux : or, je n'en connais nulle part dans le massif de Chambeyron, notamment pas à la base de la nappe des aiguilles de Chambeyron.

D'autre part, on constate que la surface de base des dolomies de la klippe vient buter contre les quartzites du point 2702, alors que ceux-ci sont recouverts par la klippe que nous avons décrite en premier lieu; on en peut conclure que la faille qui limite au Nord-Est ces quartzites (et qui correspond à la surface listrique de l'écaïlle des aiguilles de Mary) a subi un *rejeu postérieur à la mise en place des klippes*.

En résumé, l'anticlinal de Marinet (*sensu lato*) conserve la structure que nous avons décrite au nord de l'Ubaye; mais celle-ci se trouve à première vue masquée par l'ampleur qu'y prennent des failles longitudinales résultant d'un deuxième temps de tectogénèse.

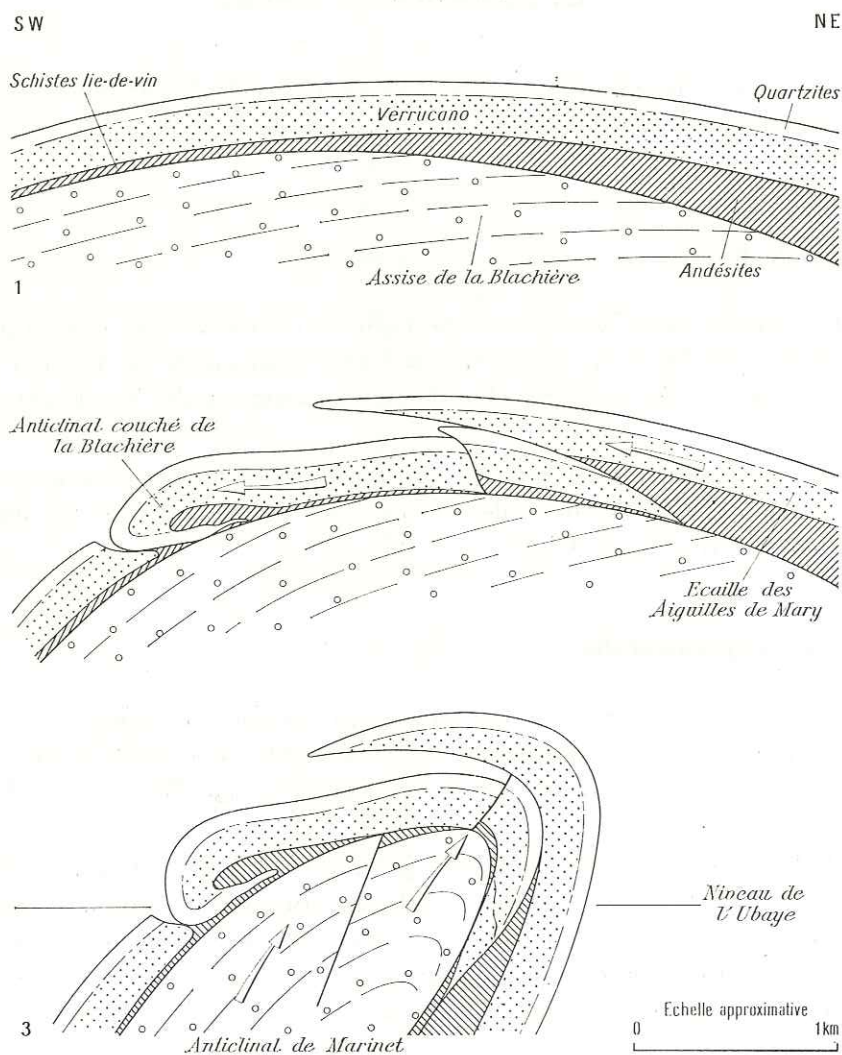


FIG. 51. — Genèse de l'anticlinal de Marinet (croquis synthétiques)

Il est fait abstraction des assises post-werfénéennes.

La structure dessinée en 3 correspond plutôt à la rive droite de l'Ubaye (p. 90).

La genèse de cet ensemble est résumée, pour les deux rives de l'Ubaye, par la figure synthétique 51.

On notera enfin que le niveau des andésites et des schistes lie-de-vin semble bien avoir joué ici le rôle d'un niveau lubrifiant, favorisant la formation d'accidents disharmoniques tangentiels datant de la première phase tectogénétique (mouvements d'Est en Ouest) et n'entraînant aucune participation du socle stéphanien. Soulignons à ce sujet que l'unité tectonique des aiguilles de Mary doit sans doute en partie sa localisation à la répartition stratigraphique des andésites : plus à l'Ouest, là où les andésites n'existent plus, le décollement n'a pas été aussi poussé et n'a pu aboutir qu'à la formation locale de l'anticlinal couché de la Blachière.

Il paraît bien probable que la cause première de ces accidents est le charriage des nappes calcaires qui, rabotant leur socle, eurent sans doute tendance à entraîner les assises les plus élevées de ce soubassement siliceux.

b. La dépression de Marinet

Les affleurements sont là plus discontinus, par suite du développement des éboulis et surtout des formations morainiques : il s'ensuit que la structure est plus difficile à lire. Cependant les grandes lignes sont les mêmes.

L'écaille des aiguilles de Mary.

Elle se trouve décalée vers l'Ouest par une faille de décrochement qui emprunte le trajet du déversoir du lac inférieur de Marinet. Elle forme le vallon tout entier de Marinet et surtout sa rive droite (crêtes de la Roche Noire, formées d'andésites recouvrant du Verrucano et des quartzites renversés vers l'Est).

Sa surface de chevauchement n'est pas observable mais doit suivre approximativement le fond du thalweg, orienté NW-SE; en effet, elle se trouve décrochée vers l'Est par une faille transverse passant 1 kilomètre au sud du Pas de Chillol.

L'anticlinal de Marinet proprement dit.

Il a subi également le même décrochement qui décale sa voûte de 500 mètres vers le Nord-Est (point 2907). La charnière s'observe en trois points successifs (point 2907, point 2823, col de Marinet) [voir fig. 46, 47 et 48] et le plongement du flanc oriental se montre plus progressif.

La faille de la bergerie de Chillol semble se poursuivre au sud du point 2798 et se prolonger sous le glacier de Marinet : elle pourrait être en partie responsable du contact brutal de la nappe de Chambeyron, ainsi que de la klippe du glacier de Marinet, contre les quartzites dont la surface structurale semblerait se prolonger, sinon, au-dessus de ces terrains (F, coupe n° 4, pl. 7). Il semble donc bien, là encore, que cette faille ait joué *postérieurement* à la mise en place des nappes.

Rapports de ces unités.

Les rapports de ces deux unités sont visibles au col de Marinet; en effet, au col même (croquis fig. 48), la voûte de l'anticlinal de Marinet plonge vers l'Est; elle supporte alors une lame de cargneules, puis quelques andésites et une lame de mylonites quartzitiques : il doit s'agir là d'un des

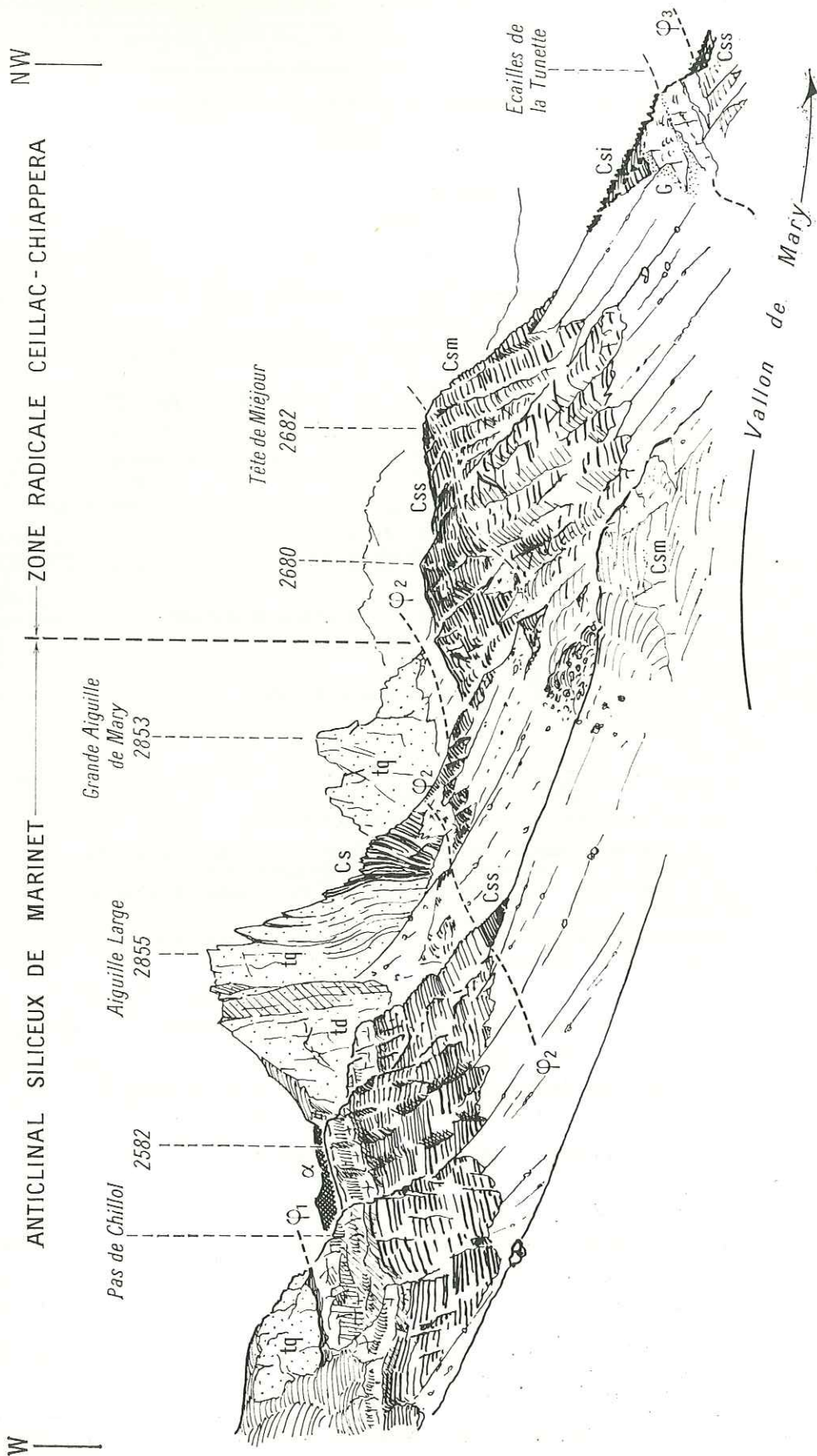


FIG. 52. — La rive gauche du vallon de Mary, vue d'un point situé peu au-dessus de la Bergerie

Φ₁. Zone de tectonisation sur la bordure E de l'anticlinal de Marinet. — Φ₂. Cicatrice radicale des nappes de la Haute Ubaye. — Φ₃. Dislocation à valeur anticlinale des écaïlles de la Tunette (voir p. 140). — Csi. Calcschistes de Girardin inférieurs. — Csm. Calcschistes de Girardin moyens (formant corniche). — Csq. Calcschistes de Girardin supérieurs (tendres).

copeaux jalonnant la base de l'écaïlle des aiguilles de Mary; en effet, on trouve au-delà les andésites appartenant à proprement parler à cette écaïlle.

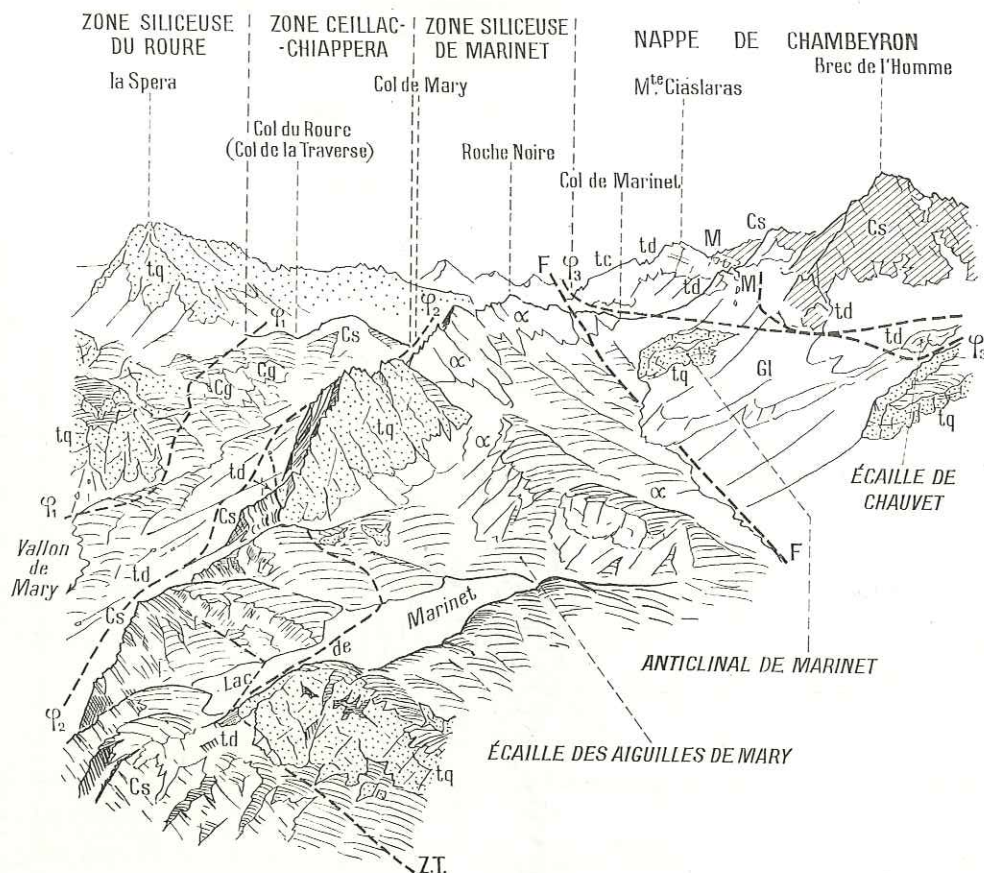


FIG. 53. — La dépression de Marinet, vue de l'Aiguille Large

φ₁. Chevauchement de la zone Ceillac-Chiappera sur la zone du Roure. — φ₂. Chevauchement du bord est de la zone de Marinet. — φ₃. Chevauchement de la nappe des aiguilles de Chambeyron. — Z.T. Zone tectonisée sur la bordure est de l'anticlinal de Marinet. — F. Chevauchement de la base de l'écaïlle des aiguilles de Mary.

Erratum. — Il convient de remplacer *td* par *tc* sous le M^{te} Ciaslaras et de déplacer le tiret φ₃ pour le faire passer à droite des deux lettres M.

Enfin, sur la tranche même de ces andésites relativement redressées, se trouve posé, à 30 mètres au nord-est du col, une véritable petite « microklippe » de cargneules, qui représente peut-être un fragment du coussinet basal de la nappe des aiguilles de Chambeyron ⁽¹⁾.

c. La lisière orientale de la bande de Marinet

C'est la région par laquelle elle vient en contact avec la zone Ceillac-Chiappera.

Ce contact se fait par l'intermédiaire d'une bande assez continue de calcaires ou de calcschistes qui ne paraissent nulle part vraiment indépendants du socle siliceux qui les supporte. Nous avons déjà étudié les caractères de ces *terrains adhérents* lors de l'étude stratigraphique (voir p. 33, 46 et 47).

Rappelons seulement qu'elle comporte du Trias, du Malm et des calcschistes crétacés, que l'on arrive le plus souvent à distinguer des calcschistes du bassin de Maurin; en direction du col de Mary, la série, qui reste placée en

⁽¹⁾ On notera l'analogie de situation avec la klippe du point 2826 et le renforcement de l'idée d'un charriage épi-glyptique que ceci implique.

position inverse sous les quartzites de la Grande Aiguille de Mary, de l'Aiguille Large ou de la Roche Noire, se réduit progressivement (voir fig. 52 et 53). On peut y voir, soit une cause stratigraphique, soit, et ceci surtout au col de Mary même, un laminage tectonique.

D'autres indices de *tectonisation du contact* peuvent d'ailleurs être relevés :

1. En descendant le torrent de Marinet en aval du lac inférieur, on rencontre un copeau amygdalaire de quartzites et d'andésites (fort peu abondantes), qui se trouve emballé dans les Marbres en plaquettes : il n'a pu être arraché qu'à l'anticlinal de Marinet, par suite de l'absence des andésites dans la zone du Roure; sa position tout à fait anormale doit sans doute pouvoir s'expliquer par le rabotage dû au passage des nappes (issues sans doute de la zone Ceillac-Chiappera et chassées en direction de l'Ouest par-dessus l'anticlinal de Marinet).

2. À l'aplomb est des points 2716 et 2801 (Roche Noire), les quartzites et le Verrucano sont recoupés en biseau par les calcaires triasiques, de telle sorte que, 1 kilomètre avant d'arriver au col de Mary, ce sont les andésites qui viennent en contact avec ce dernier terrain. D'autre part, à l'aplomb exact du point 2716, on observe le redoublement des argilolites werféniennes et des calcaires vermiculés du Virglorien inférieur (petit écaillage local, donc).

Il paraît vraisemblable que ces quelques accidents (d'assez faible importance) sont dus au refoulement de la zone de Marinet en direction de l'Est, refoulement qui est responsable de son très franc déversement dans cette direction.

Nous retiendrons *en conclusion* que, sur tout le territoire français, la zone siliceuse de Marinet montre une constante dualité de structure (anticlinal de Marinet proprement dit et écaille des aiguilles de Mary), ainsi que les effets de deux phases tectoniques distinctes ayant agi dans des directions opposées.

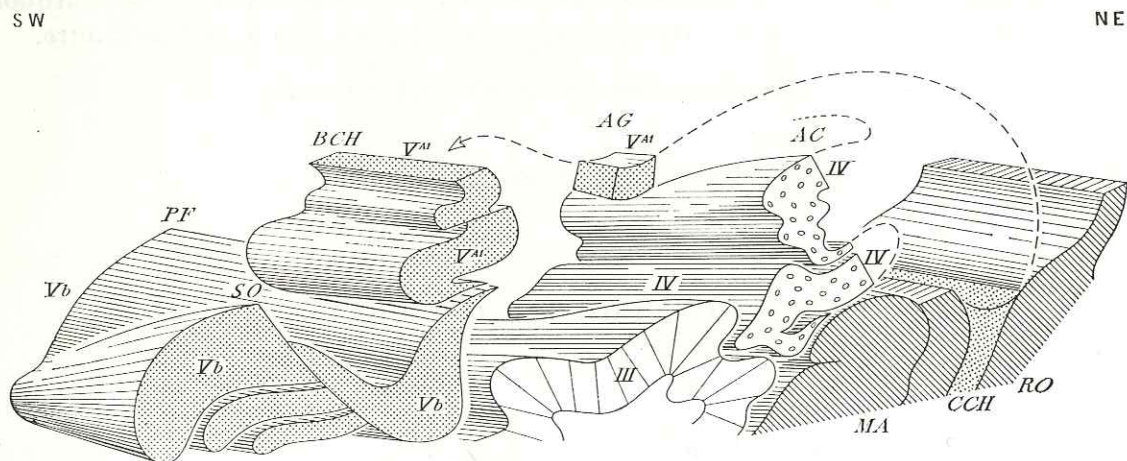


FIG. 54. — Tectonogramme schématique de la rive gauche de l'Ubaye

SO. Rochers de Saint-Ours. — PF. Panestrel de Fouillouze. — BCH. Brec de Chambeyron. — AG. Aiguille Grande. — AC. Aiguille de Chambeyron. — MA. Anticlinal de Marinet. — CCH. Zone de Ceillac-Chiappera. — RO. Zone du Roure. — III. Nappe de Sautron. — IV. Nappe de Chambeyron. — V^M. Digitation du Brec. — Vb. Nappe du Chatelet proprement dite.

CHAPITRE VII

LA ZONE CEILLAC-CHIAPPERA ET LA ZONE DU ROURE

PLAN DE L'ÉTUDE

Nous abordons là l'étude de la région liminaire qui borde au Nord-Est la portion de la zone briançonnaise dont j'ai entrepris la description.

Bien que la zone Ceillac-Chiappera et la zone du Roure représentent deux éléments tectoniques extrêmement différents, ils se présentent constamment en juxtaposition. C'est pourquoi, dans les différents secteurs successivement envisagés, nous les décrirons l'un à côté de l'autre.

Dans cette description nous adopterons les divisions suivantes :

- 1^o en rive droite de l'Ubaye;
- 2^o entre Ubaye et Valle del Maurin (rive gauche de l'Ubaye).

1. EN RIVE DROITE DE L'UBAYE

(fig. 55)

Nous partirons de la coupe de l'Ubaye, décrite plus haut (p. 67) et étudierons en premier lieu la zone du Roure.

a. La zone du Roure

Elle n'est que très médiocrement représentée par quelques affleurements qui forment le sous-bassement du sentier de Combrémont au chalet de Tronchet. Il s'agit d'une lame de Verrucano, en position inverse, qui plonge modérément vers le Sud-Ouest. Elle se lamine rapidement, en direction du Nord-Est, avant d'atteindre le pied des rochers de l'Eyssassa.

Il est clair, sur le terrain, que la bande du Roure ainsi constituée s'enfonce, en tunnel, sous les terrains du col Tronchet et du rocher de l'Eyssassa. Elle ne se prolonge pas du tout, contrairement à l'opinion de Blanchet (qui en donne d'ailleurs une interprétation tout à fait différente), par le Verrucano du col Tronchet.

La bordure est de la zone est représentée par un contact nettement tectonisé, par lequel elle chevauche les Schistes lustrés à roches vertes.

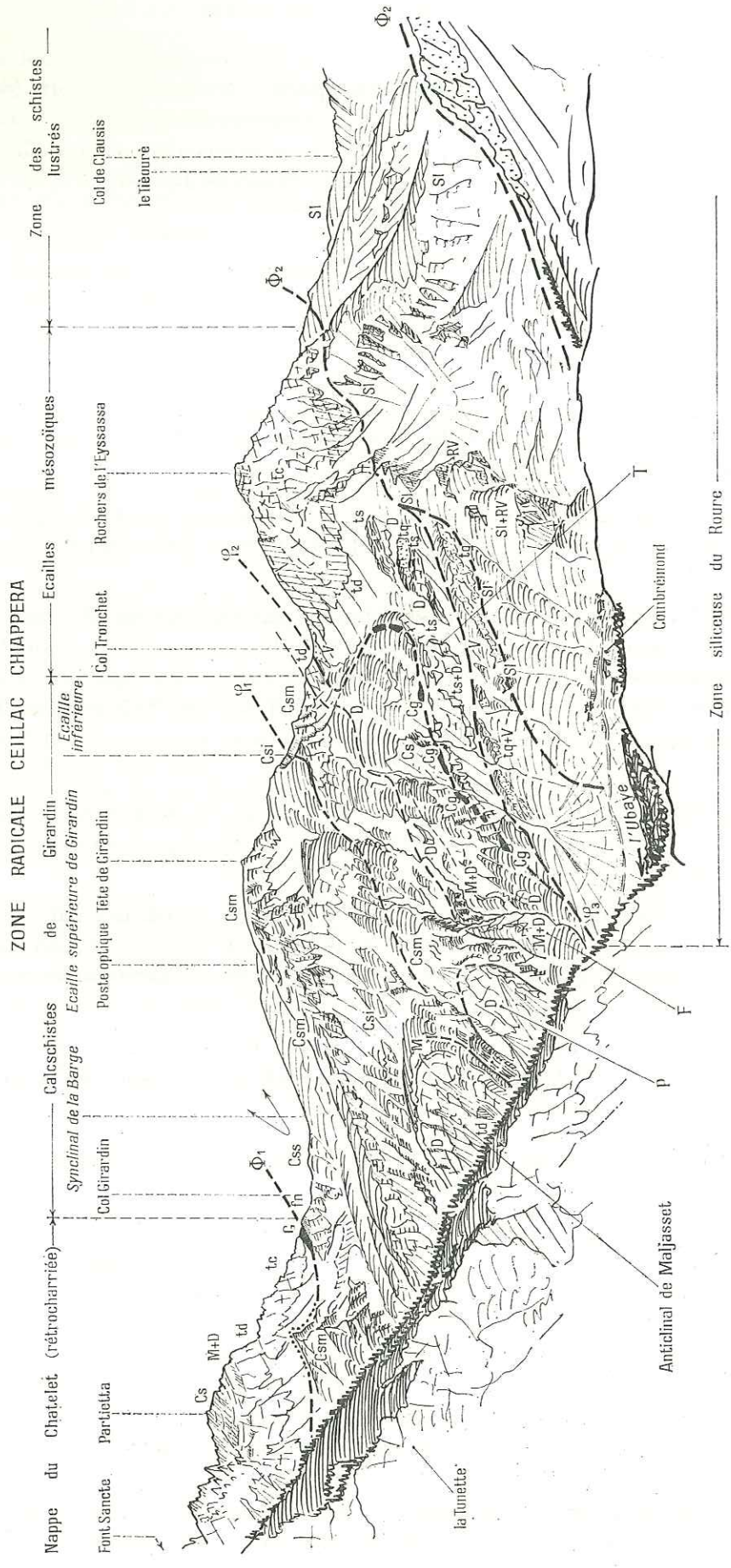


FIG. 55. — Panorama de la rive droite de l'Ubaye au niveau de Maurin (vue prise du vallon de Mary)

P. Écaillon du Béal du Pissal. — F. Écaillon du Béal de la Faissa. — T. Écaillon du sentier de Tronchet. — Φ1. Chevauchement en retour de la nappe du Chatelet. — Φ2. Chevauchement en retour de la zone des Schistes lustrés. — Φ3. Chevauchement de l'écaillon supérieure de Girardin. — Φ4. Chevauchement des calcschistes de Girardin sur la zone de Bramousse (Verrucano et quartzites du col Tronchet). — Φ5. Chevauchement de la zone Ceillac-Chiappera sur la zone du Roure. — Csm. Calcschistes de Girardin supérieurs. — Csi. Calcschistes de Girardin moyens. — Csi. Calcschistes de Girardin inférieurs.

b. La zone Ceillac-Chiappera

Elle présente par contre un beau développement. Nous avons déjà vu qu'elle comporte surtout des Marbres en plaquettes, emballant des témoins anticlinaux de Jurassique et de Trias. Une double tectonique régit en fait la structure de ce secteur :

- une tectonique du Trias et du Jurassique;
- une tectonique du Crétacé.

Tectonique du Trias et du Jurassique.

On relève du Sud-Ouest au Nord-Est, le long des pentes descendant à l'Ubaye, un certain nombre de pointements triasiques et jurassiques qui sont :

— *les écailles des Séchoirs*, dans le ravin de ce nom, formées de Jurassique. Il s'agit apparemment d'un anticlinal débité en deux par une faille; il montre un déversement assez sensible vers l'Est;

— *l'anticlinal de Maljasset*, qui avait déjà été bien vu par Kilian, puis Blanchet. C'est un anticlinal bien dessiné et notablement déversé au Nord-Est : tandis que son flanc occidental plonge environ à 45°, son flanc oriental est vertical ou renversé (sommet même du village). On y voit apparaître un noyau de dolomies triasiques et la série s'y prolonge jusqu'aux Marbres en plaquettes. On doit y noter la nette analogie de séquence avec la nappe du Chatelet, mis à part peut-être le faciès du Malm;

— *l'anticlinal du Béal du Pissal**, à l'aplomb de la chapelle de Maurin est plus réduit et plus écrasé. Il est formé par un unique rognon de Dogger, serré et enveloppé entre deux lames de Marbres en plaquettes. Dans l'ensemble il est plutôt renversé à l'Est;

— *l'écaille du Béal de la Faissa**, légèrement plus à l'Est, est constituée par une lame de Dogger en position inverse, comme le prouve l'existence d'un plaquage continu de Malm à sa partie inférieure. Elle s'élève assez haut en direction du col Tronchet puisqu'un dernier affleurement peut lui être rapporté à la cote 2500;

— *l'écaille du chalet de Tronchet* apparaît en rive gauche du Béal de la Faissa; elle est en position normale et, d'abord formée de Dogger et de Malm, se poursuit au chalet de Tronchet et au col Tronchet par des dolomies ladiniennes.

Entre ces deux dernières écailles s'insinue une lame de Marbres en plaquettes en position synclinale, qui va se rétrécissant vers le bas : il s'agit là d'un synclinal déversé à l'Est.

La base de l'écaille du chalet de Tronchet est jalonnée par des injections de cargneules qui, malgré des discontinuités dues aux alluvions, se suivent jusqu'à l'est du col Tronchet : il s'agit donc là sans doute d'une dislocation assez importante. De fait, on voit s'intercaler au col Tronchet, entre les cargneules et les dolomies ladiniennes, une lame de quartzites et de Verrucano en position inverse qui se poursuit loin vers le Nord (p. 135).

Enfin, sous cette lame de cargneules, coincée entre elle et le Verrucano de la zone du Roure, affleure une zone très froissée qui semble se laminer en profondeur. Dans ces *écailles du sentier de Tronchet*, on voit s'entremêler des terrains variés : copeaux de quartzites, lames de calcaires du Virglorien inférieur et surtout, semble-t-il, brèches postladiniennes, Dogger et même un peu de Malm.

Vers le haut, ces écailles du sentier de Tronchet se rattachent au volumineux noyau triasique du rocher de l'Eyssassa : il y a là un ensemble assez difficile à interpréter. L'explication la plus simple

serait sans doute d'y voir un élément comparable à l'anticlinal de Maljasset mais en quelque sorte éjecté et « énucléé » (le « noyau » étant constitué par la loupe triasique des rochers de l'Eyssassa), par serrage entre la zone du Roure et les écailles plus occidentales.

Cependant on ne peut passer sous silence le fait que cette loupe des rochers de l'Eyssassa se trouve dans la position d'une tête plongeante s'enfonçant vers le Sud-Ouest. En effet :

1° les assises y dessinent une nette charnière concave vers le Nord-Est (voir coupe n° 4 de la pl. 8);

2° les assises externes de cette charnière (points 2813, 2784 et 2523, 2590 au pied de la falaise) m'ont paru être des dolomies ladiniennes tandis que le cœur en est formé par les calcaires virglorensiens;

3° les écailles du sentier de Tronchet semblent comporter surtout des assises supra-triasiques qui seraient ici en position normale si elles représentaient le sommet de la série renversée de l'Eyssassa;

4° sur le flanc ouest de la montagne, et s'enfonçant directement sous les quartzites du col Tronchet, apparaissent des placages de Malm (calcaires plaquetés marmoréens clairs), qui ne se développent à vrai dire qu'au nord du col.

Ces faits doivent sans doute nous amener à considérer que le chaînon des rochers de l'Eyssassa représente la partie frontale (séparée par l'érosion) d'une unité plus orientale; celle-ci pourrait correspondre éventuellement à l'unité qui, plus en amont, constitue le Péouvou.

Quoi qu'il en soit, un problème se trouve ici posé auquel mes seules recherches sur le chaînon de l'Eyssassa ne semblent pas pouvoir fournir de solution.

Tectonique du Crétacé-Nummulitique.

Nous avons vu, dans le chapitre stratigraphique, que la base de la série Crétacé-Nummulitique est constituée par un horizon de schistes tendres : ce niveau plastique a subi soit des étirements, soit au contraire des gonflements. Les calcschistes plus massifs qui viennent au-dessus ont ainsi pu acquérir plus ou moins leur indépendance tectonique.

Si nous suivons, d'Ouest en Est, les abords de la crête du col Girardin au col Tronchet, nous y rencontrerons les éléments tectoniques suivants :

— vaste *anticlinal du Béal Gros** (= Gros Torrent I.G.N.), au-dessus de la Barge, formant notamment le point 2636, sous la Partietta*. Son substratum jurassico-triasique n'est pas visible;

— *synclinal pincé de la Barge*, passant peu à l'est du col Girardin et emprunté par le torrent des Séchoirs; il est couché vers l'Est;

— *écaille du signal de Girardin*, dont le plan de chevauchement, modérément incliné vers le Sud-Ouest, vient se raccorder au bord oriental de l'anticlinal de Maljasset; elle résulte donc d'un mouvement d'Ouest en Est et n'est que l'exagération et l'adaptation au style des Marbres en plaquettes du mouvement anticlinal de Maljasset et des Séchoirs (voir bloc-tectonogramme, fig. 56);

— sous le talus des « calcschistes de Girardin inférieurs » (point 2785 de la Tête de Girardin), réapparaît une nouvelle falaise de « calcschistes de Girardin moyens », qui domine le col Tronchet et constitue une *écaille inférieure de Girardin*, également refoulée à l'Est.

Ainsi au niveau des calcschistes de Girardin continue à se manifester le déversement à l'Est des éléments tectoniques, déversement que nous avons déjà relevé aux niveaux inférieurs de la série. Mais le style est essentiellement caractérisé par la superposition (redoublement de la série) de deux grandes écailles de calcschistes. La cause du déversement vers l'Est de ces accidents est probablement la même que pour les autres cas analogues déjà rencontrés.

J'ai essayé de montrer dans la figure 56, ce que devaient être les relations de ces accidents avant leur déversement à l'Est : il me semble que la coupe obtenue se comprend cinématiquement mieux que la coupe « brute » que l'on

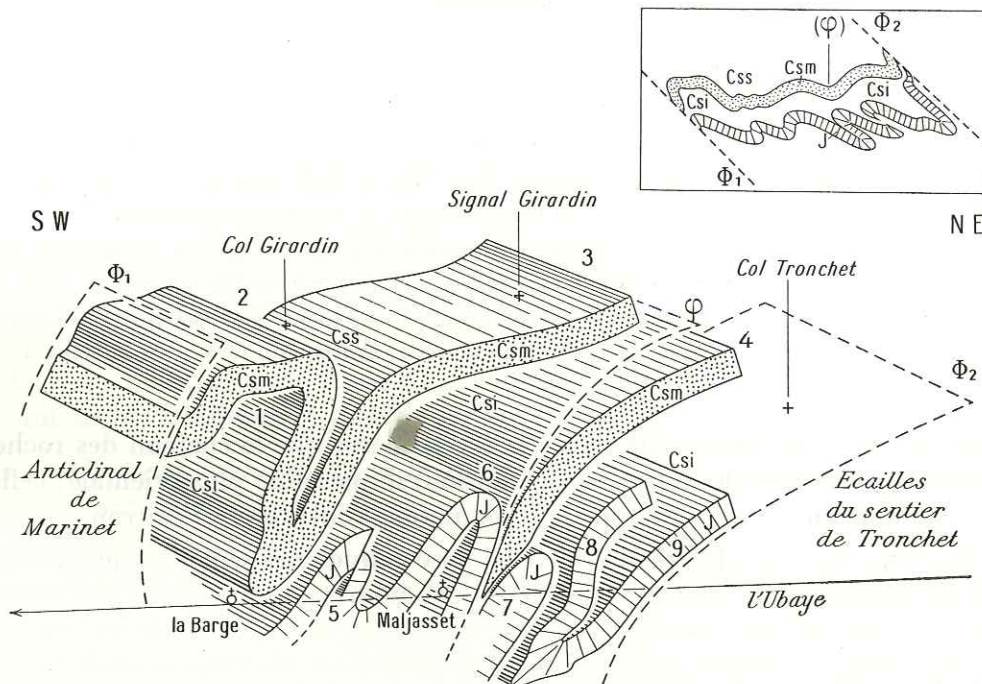


FIG. 56. — Tectonogramme un peu schématisé de la zone Ceillac-Chiappera en rive droite de l'Ubaye

Css. Calcschistes de Girardin supérieurs. — **Csm.** Calcschistes de Girardin moyens. — **Csi.** Calcschistes de Girardin inférieurs. — **J.** Jurassique des noyaux anticlinaux.

1. Anticlinal du Béal Gros. — **2.** Synclinal de la Barge. — **3.** Écaille supérieure de Girardin. — **4.** Écaille inférieure de Girardin. — **5.** Écailles des Séchoirs. — **6.** Anticlinal de Maljasset. — **7.** Écaille du Pissal. — **8.** Écaille du Béal de la Faissa. — **9.** Écaille du Chalet de Tronchet.

Φ_1 . Chevauchement zone Ceillac-Chiappera/anticlinal de Marinét. — Φ . Chevauchement en rétrocharriage de l'écaille supérieure de Girardin. — Φ_2 . Chevauchement en rétrocharriage de la zone Ceillac-Chiappera proprement dite sur le noyau calcaire du rocher de l'Eyssassa et la zone de Bramousse. Dans le coin supérieur droit de la figure, on a représenté l'allure probable des accidents avant le rétrocharriage.

peut relever à l'heure actuelle, et ceci tout spécialement pour l'écaille du Béal de la Faissa*. Sans être une preuve du rétrocharriage postérieur à la mise en place des unités, cela me semble être un argument de plus en faveur de cette hypothèse.

RAPPORTS AVEC LA ZONE DU ROURE

Comme il a été dit plus haut, la zone du Roure est chevauchée du Sud-Ouest au Nord-Est par les écailles du sentier de Tronchet; quelques copeaux de quartzites emballés dans ces écailles peuvent être interprétés comme des blocs-klippes arrachés à la zone du Roure lors du mouvement d'Ouest en Est.

RAPPORTS AVEC LA NAPPE DU CHATELET

La nappe du Chatelet, et plus précisément la digitation de la Font Sancte, recouvre, sur son bord oriental, l'anticlinal du Béal Gros* : deux hypothèses s'offrent donc à nous quant à l'origine de la nappe du Chatelet :

1° Elle provient d'un secteur plus oriental que la zone du Roure : on ne voit pas d'où, car on arrive très vite en pays de Schistes lustrés et le seul affleurement ⁽¹⁾ montrant des faciès briançonnais au niveau du Trias ne semble pas avoir une séquence jurassique comparable à celle du Chatelet (voir Lemoine, 1953 d).

⁽¹⁾ Rochers du Péouvou.

2° Elle se raccorde sur son bord oriental avec les affleurements à séquence très voisine de la zone Ceillac-Chiappera : comment expliquer en ce cas qu'elle vienne chevaucher cette dernière ? Une explication simple est fournie à partir du moment où l'on admet un *réetrocharriage de la nappe postérieurement à sa mise en place*.

C'est donc cette deuxième interprétation que nous retiendrons et nous verrons que ce choix se trouvera appuyé par un faisceau de preuves supplémentaires.

RAPPORTS AVEC L'ANTICLINAL DE MARINET

Ils sont masqués ici par des alluvions dans le vallon de Panestrel; mais on peut affirmer, au vu des *séquences très différentes* du Trias, du Jurassique et du Crétacé-Nummulitique, qu'une importante ligne de discontinuité doit traverser ce vallon. D'autre part, dans l'hypothèse que nous venons d'admettre, cette ligne de discontinuité est nécessaire et représente la racine de la nappe du Chatelet. Disons tout de suite que cette ligne hypothétique de contact anormal s'observe effectivement plus au Sud-Est.

c. Prolongation de ces zones vers le Nord-Ouest

Je me propose d'exposer ici quelques observations qui, bien que de plus en plus fragmentaires en direction du Nord, jettent un jour supplémentaire sur la structure des zones de Ceillac-Chiappera et du Roure.

Prolongation de la zone du Roure.

Il m'a bien paru qu'après sa disparition « en tunnel » sous les rochers de l'Eyssassa cette zone revenait au jour au signal du Longet et à l'ouest du col Allongé. Elle disparaîtrait définitivement (en grande partie par laminage ?) aux abords immédiats du col de Beaubardon.

Prolongation du noyau calcaire de l'Eyssassa.

Elle se suit d'abord facilement par la Montagne de la Riche puis la crête de Beaubardon et le bois des Eusselières (vallon du Cristillan). Je ne l'ai pas suivie au nord du Villard, où l'on en voit les calcaires virglorens traversés en gorges par le Cristillan.

Nous relèverons, sur le flanc ouest de la montagne de la Riche, le développement assez important des placages de Malm qui recouvrent les dolomies ladinienes; ces faits ne laissent aucun doute sur le sens de succession de la série : celle-ci est normale et plonge en moyenne à 30° vers l'Ouest, sous les quartzites du col Tronchet (cf. p. 133).

J'ai noté de même, dans la vallée du Guil, que, sous les quartzites du Veyer (qui prolongent ceux de Bramousse et par conséquent ceux du col Tronchet, comme il sera dit plus loin), la série des calcaires de Montbardon m'a paru en position normale et ne représenterait donc pas la couverture renversée des quartzites du Veyer : en effet le sommet de ces calcaires m'a semblé constitué non par des assises virglorennes mais par des dolomies ladinienes.

Il apparaît donc que, de l'Ubaye au Guil, l'élément tectonique des rochers de l'Eyssassa garde la même disposition (déjà décrite et interprétée plus haut, p. 133).

Prolongation de la bande siliceuse du col Tronchet.

Elle est également facile à suivre par suite de son épanouissement en direction du Nord : après avoir formé la crête de la montagne de la Riche sur une certaine longueur, elle disparaît temporairement sous les alluvions (en partie à la faveur d'une faille transversale). Elle réapparaît bientôt au nord de la Riaille et s'étale dans le bois de Jalavez et les crêtes entre le col de Fromage et le col de Bramousse.

Plus au Nord encore elle constitue, au niveau du Guil, la bande siliceuse du Veyer. Cette dernière constatation, jointe au fait qu'à ce niveau la bande du Roure semble avoir disparu complètement, peut nous suggérer que *la bande siliceuse du col Tronchet relaye vers le Nord celle du Roure*. C'est là une interprétation qui demanderait à être vérifiée.

Prolongation des accidents de Maurin et de la crête de Girardin.

L'écaille inférieure de Girardin est facile à suivre à mi-pente en rive gauche du torrent du col Tronchet, jusqu'aux abords du cirque de la Cube. Elle se prolonge au-delà par la partie inférieure (au-dessous de 2 350-2 400 mètres) de la crête qui, face à la Riaille, s'abaisse du point 2556 jusqu'au village du Pied du Mélezet.

En ce point il est difficile de dire si l'écaille se perd sous les alluvions ou si elle se prolonge par les Marbres en plaquettes de la cascade du Mélezet.

Dans toute la partie haute du vallon de Tronchet, la base de l'écaille est, d'autre part, jalonnée de témoins triasico-jurassiques; ceux-ci reposent sur les quartzites du col Tronchet par l'intermédiaire d'une mince bande de cargneules : on doit y voir sans doute *la prolongation des écailles du chalet de Tronchet*.

En outre, les falaises en rive droite du torrent de la Cube recèlent un affleurement anticlinal de Malm (il est à peine dégagé par l'érosion qui s'est contentée de dénuder la surface structurale des couches, qui dessine une splendide charnière couchée) : on peut sans doute le comparer à *l'écaille du Pissal*.

Les rives du cirque de la Cube montrent enfin divers affleurements de Dogger et de Malm, dont l'ensemble dessine une large voûte anticlinale plongeant vers l'Est. Il n'est peut-être pas très hasardeux de vouloir y reconnaître la *prolongation de l'anticlinal de Maljasset* : en effet, c'est peu au-dessus de ces affleurements que débute la succession de calcschistes d'abord tendres, puis massifs, qui forment l'écaille supérieure de Girardin.

Les affleurements de la partie inférieure de la rive gauche du torrent de la Cube forment une série normale allant des dolomies ladiniennes au Dogger (Malm douteux) [l'existence de ces assises triasico-jurassiques avait totalement échappé à F. Blanchet] : il s'agit probablement de la toute dernière apparition des écailles du chalet de Tronchet.

La base de *l'écaille supérieure de Girardin* se suit aisément, grâce aux calcschistes tendres qui la soulignent; ceux-ci traversent le cirque de la Cube sous les alluvions, aux abords de la courbe de niveau 2 350 mètres. Passant sous le point 2556, ils semblent bien, au-delà du point 2414, s'engager à l'ouest de la crête pour former l'axe du vallon de Pré Girardin.

L'écaille elle-même forme, à partir du signal Girardin, la cuesta des points cotés 2860, 2656, 2647 et 2556, puis passe probablement en rive gauche du vallon de Pré Girardin.

Le petit col coté 2395, qui mène du lac Sainte-Anne au lac des Prés Sébeyrands, m'a paru situé sur l'axe du synclinal de la Barge, qu'emprunte également le torrent de Pré Girardin.

Les rochers 2530, dominant le col et la falaise soutenant le lac des Prés Sébeyrands, m'ont paru représenter la *prolongation de l'anticlinal du Béal Gros** qui se prolongerait au-delà jusque dans les basses falaises de la Croix du Mélezet.

Je dois cependant indiquer que l'allure, à première vue monoclinale, des assises calcschisteuses et l'absence de bon horizon-repère laissent en toute rigueur planer un doute sur ces attributions structurales. Je ne crois cependant pas avoir couru grand risque d'erreur en les formulant.

À la latitude de Ceillac, à peu près tous les affleurements éventuels de ces calcschistes sont masqués sous les alluvions. Cependant, il ne me paraît pas absolument impossible que le synclinal, que l'on retrouve au point 2385 à l'ouest du col de Bramousse, puisse représenter la prolongation de celui de la Barge. La série légèrement renversée des Marbres en plaquettes, qui forme la rive

droite du bas du ravin des Routes, correspondrait alors au flanc oriental de l'anticlinal du Béal Gros* ; nous verrons immédiatement plus loin que certaines observations rendent cette attribution vraisemblable.

Apparition de deux éléments tectoniques nouveaux.

Au nord du col Girardin, l'anticlinal du Béal Gros* ne semble plus montrer que son flanc oriental, renversé vers l'Est. C'est lui, avons-nous vu, qui forme le soubassement du lac des Prés Sébeyrands ; à la pointe nord du lac, on voit les calcschistes de la rive orientale séparés de ceux de la rive occidentale par une lame de cargneules. Plus au Nord encore, les cargneules font place, au bord du ruisseau de la Pisse, à des calcaires et à des dolomies triasiques laminés, ainsi qu'à un peu de Dogger : nous assistons ici à l'ouverture d'une cicatrice tectonique qui est sans doute la prolongation de celle dont nous avons décelé indirectement la présence dans le vallon de Panestrel (p. 135).

L'extrémité boisée de l'arête, qui descend vers l'Est depuis la pointe de la Saume (contrebas du point 2354), nous dévoile complètement le contenu de cette cicatrice ; d'Est en Ouest, et en remontant la pente, on trouve (fig. 57) :

- 1° les calcaires triasiques de la Pisse, plongeant fortement vers le Sud-Ouest ;
- 2° un alignement de trois copeaux de quartzites triasiques, soulignant un *contact anormal* ;
- 3° un peu de Malm fortement plongeant au Sud-Ouest (calcaires marbreux clairs ou rosés) ;
- 4° les dolomies ladinienes affectées du même pendage.

Nous avons donc là deux séries successives, toutes les deux renversées vers le Nord-Est ; plus haut le long de la crête, on voit le niveau 4 se redresser à la verticale puis pendre de moins en moins fortement vers le Nord-Est : il se dessine donc une charnière déversée dans cette direction.

Plus à l'Ouest, jusqu'aux abords du point 2587, le pendage reste de 25° E ; il se redresse ensuite à la verticale avant d'atteindre le Pas du Curé*. C'est là, nous l'avons déjà vu (chapitre V, p. 82), que passe la faille du collet de Sainte-Anne : de fait on y voit les calcaires virgloriens inférieurs qui forment la base de la série que nous venons de suivre s'adosser, par un contact vertical, contre d'autres calcaires de même âge, en position également verticale mais en ordre de succession inverse. Nous avons dit que ces derniers représentaient la base de la digitation de la Font Sancte.

Notons l'allure « en fond de bateau » ouvert en direction de l'Est que présentent les assises de l'arête entre le point 2587 et le point 2354. Soulignons également que ces assises sont posées sur les Marbres en plaquettes de la rive occidentale des Prés Sébeyrands qui apparaissent au Sud et en contrebas, pour ainsi dire en fenêtré.

La disposition particulière des assises, que j'ai schématisée dans la figure 57, se retrouve d'une façon frappante en deux points plus méridionaux.

Dans l'arête nord-est du pic des Henvières, elle s'observe aux abords du point 2881 dans des calcaires virgloriens et des dolomies ladinienes. Cependant le bord oriental de cet affleurement, s'il commence bien aussi à dessiner une charnière anticlinale déversée vers l'Est, se trouve ici recoupé par sa surface de chevauchement sur les Marbres

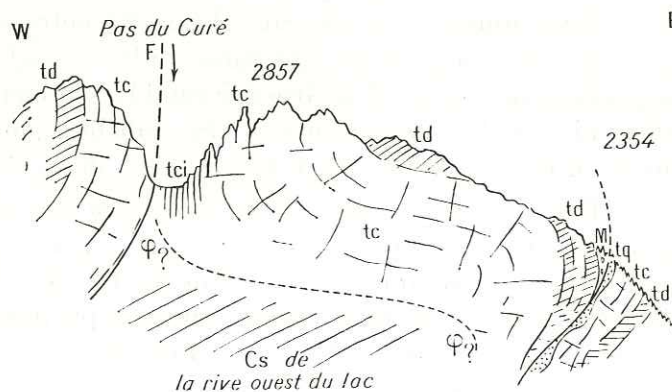


FIG. 57. — Coupe le long des crêtes du Pas du Curé, au nord du lac des Prés Sébeyrands

en plaquettes du point 2530. Sans doute les calcaires du point 2881 ont-ils été refoulés vers l'Est par-dessus la cicatrice des Prés Sébeyrands.

La disposition est la même, quoique plus difficile à observer, du fait des alluvions, entre la rive ouest du lac Sainte-Anne et le point 2754, à l'ouest du col Girardin. Nous avons d'ailleurs déjà vu que la faille de Sainte-Anne passait quelques mètres à l'ouest de ce dernier point.

Voyons maintenant comment cette disposition se prolonge en direction du Nord.

On la retrouve effectivement sur l'arête Saume-Croix du Mélezet, où l'on relève d'Ouest en Est :

1. calcaires triasiques verticaux de la base de la digitation de la Font Sancte (soubassement de la pointe de la Saume, en contrebas du point 2816);
2. faille de Sainte-Anne, déterminant le Pas du Loup *, ouvert dans des calcaires plaquetés du Virglorien inférieur;
3. calcaires triasiques verticaux du point 2607;
4. dolomies ladiniennes verticales ou légèrement renversées à l'Est;
5. Malm transgressif (marbres blancs) vertical (20 mètres);
6. Marbres en plaquettes (30 mètres);
7. Flysch noir assez gréseux, formant le collet 2368;
8. calcaires plaquetés virgloriens inférieurs, puis calcaires virgloriens massifs, partiellement laminés et localement assez contournés (2442, Croix du Mélezet);
9. dolomies ladiniennes dans les pentes boisées descendant vers le vallon du Mélezet;
10. en position renversée, aux alentours de la cote 2100, couches postladiniennes, Dogger et Malm;
11. Marbres en plaquettes prolongeant ceux du soubassement du lac des Prés Sébeyrands;
12. vers la cote 1850 : lame de Malm en position normale, notée par F. Blanchet comme formée de calcaires triasiques;
13. de nouveau : Marbres en plaquettes (inclinant divers copeaux si l'on se dirige vers Ceillac).

Deux unités se retrouvent, là encore, entre le niveau I (digitation de la Font Sancte) et le niveau II (flanc oriental de l'anticlinal du Béal Gros). On remarquera que les Marbres en plaquettes, qui prolongent ceux du Béal Gros (niveau II), semblent constituer la couverture de l'unité représentée par les niveaux 8, 9, 10 et doivent très probablement être considérés comme situés en position synclinale entre les niveaux 10 et 12 (synclinal de la Barge[?], voir p. 136).

Plus au Nord encore, la prolongation des niveaux 8, 9 et 10 se retrouve, avec quelques complications tectoniques supplémentaires, aux abords du sentier de Lorette de Ceillac *. Les bois de Lorette masquent une bonne partie des affleurements mais n'empêchent toutefois pas d'observer la faille de Sainte-Anne (calcaires plaquetés du Virglorien inférieur, un peu au nord-est du point 2464) et, sur son bord est, la charnière (déversée à l'Est) des calcaires triasiques qui prolongent ceux du point 2607.

Au nord de ces points, des pentes très boisées nous mènent aux rives du Cristillan et la prolongation de nos accidents y est moins facile à suivre. Mais, dès le Cristillan franchi, nous retrouvons notre succession de deux unités ployées en un anticlinal déversé à l'Est. Je ne reviens pas ici sur la description de ces lieux, qui sortent du cadre géographique que je me suis tracé, et renverrai le lecteur à une publication antérieure (M. Gidon, 1957 b). J'indiquerai seulement que j'ai nommé *unité du pic d'Assan* l'unité occidentale, que nous venons de suivre depuis le col Girardin, et *unité de la Clapière de Ceillac* l'unité orientale qui affleure à la Croix du Mélezet.

La séquence de cette dernière unité évoque d'assez près celle de la nappe du Chatelet; elle se termine au nord de Ceillac par les Marbres en plaquettes de la rive droite du ravin des Routes qui se trouvent ainsi dans une position analogue à ceux que recoupe le torrent de la Pisse à l'aplomb du Mélezet. C'est pourquoi j'ai émis plus haut (p. 136) l'hypothèse que les Marbres en plaquettes qui recouvrent l'unité de la Clapière sont l'équivalent de ceux du flanc oriental de l'anticlinal du Béal Gros.

CONCLUSIONS

Il me paraît donc tout à fait probable que la dislocation, qui sépare, dans le vallon de Panestrel, la zone Ceillac-Chiappera de l'anticlinal de Marinnet, se prolonge en direction du Nord jusqu'au lac des Prés Sébeyrands : il faut dans ces conditions interpréter *les Marbres en plaquettes de la rive gauche du lac comme appartenant à la série adhérente de l'anticlinal de Marinnet*.

Cette dislocation est cicatrisée au sud du lac et ne laisse pas voir, sur le bord ouest de la zone Ceillac-Chiappera, son substratum triasico-jurassique ⁽¹⁾. Par contre, au nord du lac, ce substratum apparaît et forme les deux unités du pic d'Assan et de la Clapière de Ceillac. Ces dernières présentent quelques caractères remarquables que je voudrais souligner :

a. Elles se chevauchent dans le sens NE-SW (l'unité de la Clapière étant la plus interne).
b. Elles sont reployées *ensemble* en un genou déversé à l'Est par-dessus les calcschistes de la zone Ceillac-Chiappera. Ce dernier trait paraît donc dû à des mouvements dans le sens SW-NE, postérieurs à leur mise en place.

c. Par leurs séquences, elles rappellent énormément les nappes respectives de Chambeyron et du Chatelet. C'est pourquoi j'ai émis l'hypothèse qu'elles en représenteraient des témoins restés en position radicale, c'est-à-dire ici restés coincés entre les zones du Roure et de Marinnet, tandis que la nappe proprement dite continuait son déplacement vers le Sud-Ouest. Il est certain que cette hypothèse manque quelque peu de solidité car elle fait appel à une grosse part d'interprétation, notamment au point de vue des relations géométriques entre la nappe du Chatelet et les unités d'Assan et de la Clapière : c'est sans doute au nord du pic d'Assan que son bien-fondé pourra être sans doute prouvé ou nié à l'aide d'autres observations. J'en tenterai cependant plus loin (Conclusions tectoniques, p. 211) la discussion à partir des éléments que je possède.

Quoi qu'il en soit des relations précises entre ces unités, il me semble cependant acquis que la zone Ceillac-Chiappera présente des affinités nettes avec la nappe du Chatelet et qu'elle constitue un ensemble d'unités plus internes que celle-ci ⁽²⁾. C'est donc incontestablement dans cette zone que devrait finalement aboutir un pointillé qui, partant du bord oriental de la nappe du Chatelet, chercherait à rejoindre sa zone de racines (voir coupes, pl. 8).

La zone Ceillac-Chiappera est d'autre part restée coincée entre la zone du Roure et celle de Marinnet; il n'y a aucune raison de supposer qu'elle ne soit pas originaire de l'espace intermédiaire compris entre ces deux zones : elle a donc dans son ensemble une valeur synclinale (comme il apparaît d'ailleurs assez bien sur la fig. 56).

Ce sont ces deux ordres de faits que j'entends traduire en qualifiant la zone Ceillac-Chiappera de « zone radicale » vis-à-vis des nappes de l'Ubaye ⁽³⁾.

⁽¹⁾ J'ai indiqué, sur le schéma structural d'ensemble (en pochette), le tracé hypothétique de cette dislocation sous la nappe du Chatelet. On remarquera à ce sujet qu'à l'endroit où ce tracé coupe les affleurements de cette nappe, ceux-ci sont affectés de failles orientées suivant la direction inusitée N 30° W, direction qui est précisément celle de notre grande dislocation (p. 83). Il me paraît donc très possible de considérer ces failles comme des indices du passage « en tunnel », sous la nappe du Chatelet, de cette dislocation. Elles résulteraient d'une légère reprise d'activité de cette dislocation postérieurement à la mise en place par « rétrocharriage » de la digitation de la Font Sancte.

⁽²⁾ Contrairement à l'opinion de J. Goguel (1943, 1950), il ne me semble donc pas que l'on doive considérer la zone Ceillac-Chiappera comme plus interne que l'unité de la Pointe de Rasis. L'argumentation de cet auteur, basée sur la comparaison des épaisseurs de Marbres en plaquettes, me paraît d'ailleurs insuffisante.

⁽³⁾ Voir les conclusions tectoniques, p. 213.

2. ENTRE UBAYE ET VALLE DEL MAURIN

(Pl. 3)

On assiste à la réduction de la zone Ceillac-Chiappera et, au contraire, au développement de la zone du Roure.

a. La zone Ceillac-Chiappera

Elle est presque uniquement représentée ici par les calcschistes de Girardin. Les terrains triasico-jurassiques jouent un rôle très minime, à l'exception toutefois des cargneules qui y acquièrent par endroits un énorme développement.

Les calcschistes sont, comme au nord de l'Ubaye, redoublés en deux écailles : l'une, formant le sommet de la Tête de Miéjour, correspond à l'*écaille supérieure de Girardin*; l'autre, qui affleure dans les pentes boisées dominant au Sud le village de Combrémont, prolonge l'*écaille inférieure de Girardin*. Cette dernière se termine rapidement en biseau dans le lit du torrent de Mary, à 2 kilomètres en amont de son confluent avec l'Ubaye.

L'écaille supérieure de Girardin se prolonge donc seule jusqu'au col de Mary, où elle est très comprimée et se prolonge sans changement jusqu'aux granges de Chiappera.

Ces deux écailles sont séparées au pied septentrional de la Tête de Miéjour (La Tunette) par le système des *écailles triasico-jurassiques de la Tunette* (fig. 52).

Il s'agit d'un paquet de trois lames amygdalaires de terrains mélangés (Trias calcaire et dolomitique, Dogger, Malm) qui se termine en biseau vers le Sud-Est. Une passade gypseuse, qui commence à se développer entre ces lames calcaires, se développe dans cette direction en une cicatrice de cargneules avant de traverser le torrent de Mary. Par leur position ces écailles de la Tunette semblent être des homologues de l'anticlinal de Maljasset.

Rapports avec la zone du Roure.

Ils présentent le caractère constant d'un chevauchement du Sud-Ouest vers le Nord-Est, par-dessus cette dernière.

Le contact se fait parfois directement entre calcschistes et Verrucano, comme à la latitude de la bergerie de Mary. Le plus souvent le contact est injecté de cargneules qui se développent notamment sous le col de Mary (versant français) et aux granges de Chiappera (Grangie, Seimandi et Donadei). Ces cargneules englobent localement des blocs-klippes de dolomies triasiques ou de calcaires virgloiriens. C'est le cas dans les gorges inférieures du torrent de Mary (le sentier inférieur du col y recoupe une telle lame calcaire) et surtout en amont des Grangie Donadei, sur le versant italien ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Ces blocs-klippes du versant italien sont complètement emballés dans les cargneules; ils m'ont en outre paru se fondre assez progressivement sur leur marge dans lesdites cargneules : sans doute peuvent-ils être considérés comme des résidus de la « digestion en cargneules » d'une masse calcaire plus importante.

Il y a donc lieu de penser que la longue bande de cargneules du vallon de Mary qui, dans le cadre de la zone Ceillac-Chiappera, interrompt la continuité des affleurements triasico-jurassiques, résulte en fait de la « digestion » par des eaux sulfatées de toute une masse de terrains de ce dernier âge. On peut, de plus, imaginer que l'augmentation de l'importance prise dans ce secteur par la zone du Roure a pu y déterminer une surcompression capable de fracturer plus fortement les roches calcaréo-dolomitiques et favoriser ainsi leur cargneulisation : ainsi pourrait s'expliquer cette remarquable localisation des masses cargneuliques du col de Mary.

Rapports avec la zone de Marinet.

Ils sont également régis par un contact anormal. Ce dernier est hélas difficile à repérer car il sépare les calcschistes de la zone qui nous intéresse de calcschistes presque identiques appartenant à la couverture adhérente de l'anticlinal de Marinet. On le suit cependant entre les « calcschistes

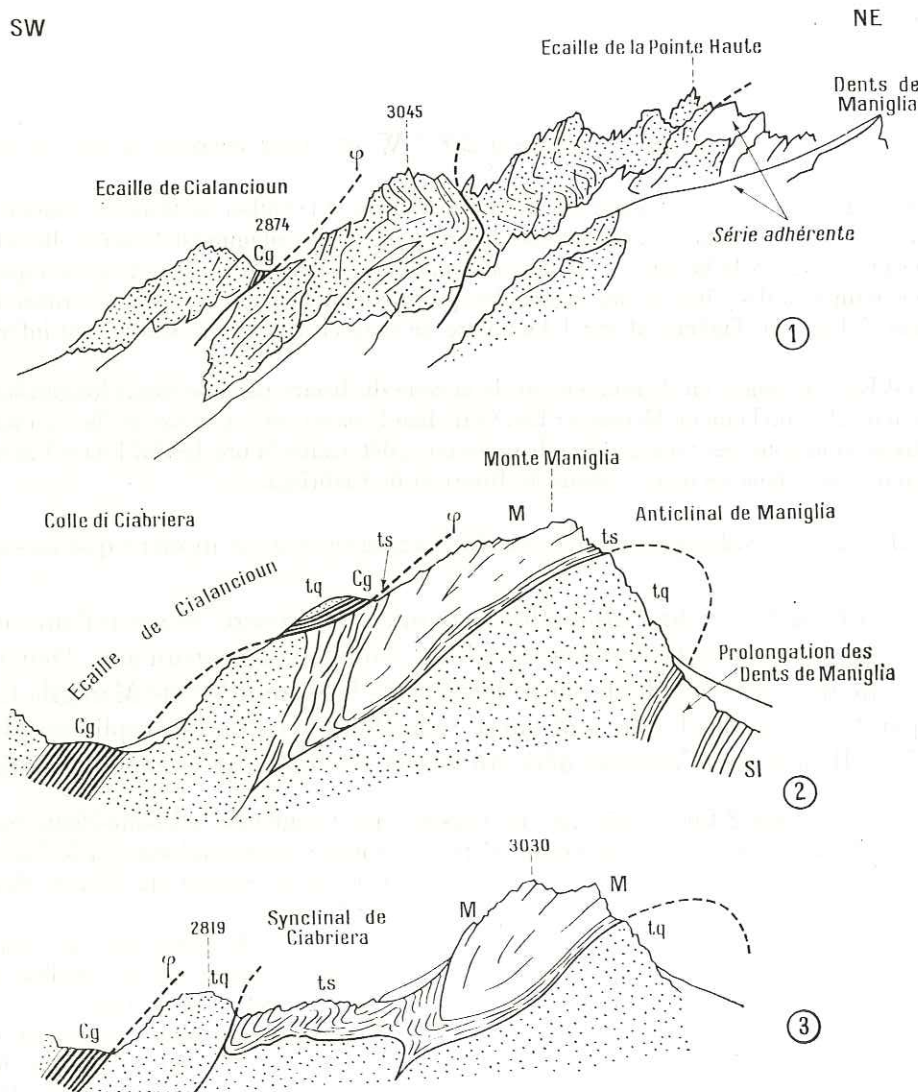


FIG. 58. — Structure de l'écaille de la Pointe Haute de Mary

1. Croquis pris du Monte Maniglia. — 2 et 3. Coupes dans le chaînon du Monte Maniglia.

Tronchet supérieurs » de la Tête de Miéjour et les Marbres en plaquettes plus francs de la base des aiguilles de Mary, par les collets 2680 et 2617, le pied de l'Aiguille Large et les cascades du Béal de Marinet (fig. 52). Plus au Sud, les alluvions, ainsi que l'écrasement commun aux deux séries, ne permettent plus de les séparer. Il est d'ailleurs probable, nous l'avons vu, que le contact se fait alors directement (et d'une manière combien plus nette) entre les calcschistes du col de Mary et les andésites de l'écaille des aiguilles de Mary (voir p. 129).

b. La zone du Roure

(Pl. 3 et fig. 58)

Elle s'étale largement dans tout le chaînon de la Pointe-Haute de Mary. Sa structure d'ensemble est à peu près partout celle d'une lame renversée qui recouvre les Schistes lustrés en direction du Nord-Est. On trouve donc en général, du Sud-Ouest au Nord-Est, la succession suivante :

1. Verrucano;

2. quartzites;

3. série calcaire adhérente,

chaque niveau plongeant en moyenne à 30° SW et étant recouvert par le précédent.

Au niveau de l'Ubaye, entre la carrière de marbre de Maurin et le vallon de Mary, la zone du Roure est encore assez fortement laminée : ses contacts avec les Schistes lustrés sont assez violemment écrasés; elle est hachée de failles plus ou moins chevauchantes. À la faveur de ces failles viennent à l'affleurement des calcaires appartenant à la série adhérente, en même temps qu'il s'y injecte des cargneules qui proviennent sans doute de la bordure de la zone Ceillac-Chiappera. Ces faits s'observent facilement sur 1 kilomètre de long en rive droite des gorges inférieures du torrent de Mary.

Plus au Sud-Est, on assiste au dédoublement de la zone du Roure par une bande longitudinale de cargneules qui injectent un plan de chevauchement déversé à l'Est. Cette bande passe, en contrebas des lacs du plateau de Tuissier, puis, après une disparition sous les rock-glaciers de ce secteur, détermine la brèche 2874 dans l'arête sud-ouest de la Pointe-Haute et enfin s'étale dans les hauts vallons du Roure et de Ciabriera.

Au Sud-Ouest se développe l'écaille de Cialancioun qui ne montre que des quartzites et du Verrucano.

Au Nord-Est l'écaille de la Pointe-Haute montre par contre, sur son flanc inverse oriental, une série adhérente complète (voir Stratigraphie). Monoclinale jusqu'aux Dents de Maniglia, cette écaille présente quelques accidents secondaires dans le secteur Monte Maniglia-Colle di Bellino. Il faut noter cependant que, dès l'arête sud-ouest de la Pointe-Haute, des replis souples sont visibles dans les quartzites. Ils avaient d'ailleurs déjà été vus et dessinés par Franchi (voir fig. 58).

Quels sont ces accidents ? En premier lieu on constate que l'écaille de la Pointe-Haute prend l'allure d'un anticlinal déversé à l'Est : le flanc occidental, constitué par les couches postladiennes et le Malm, est observable sur l'arête sud-est du Monte Maniglia (*anticlinal de Maniglia*).

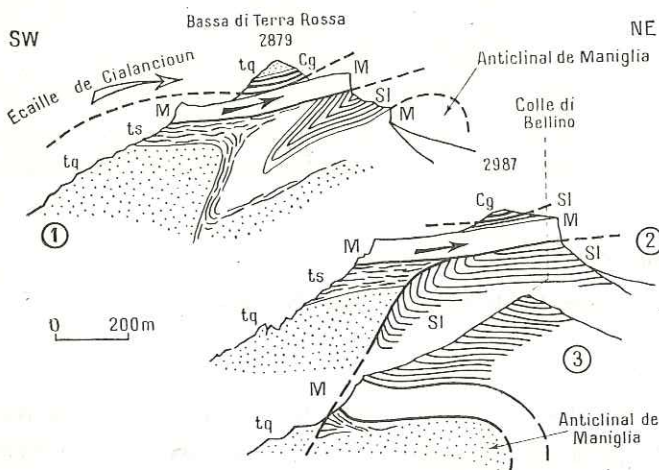


FIG. 59. — Coupes dans le chaînon du Monte Maniglia

En deuxième lieu, ce flanc occidental lui-même est replié en un synclinal (déversé à l'Est). Bien que cet accident fasse intervenir une certaine disharmonie du Malm par rapport aux quartzites, il intéresse au même titre ces deux terrains. Le flanc occidental (quartzites refoulés sur les couches postladiennes) de ce synclinal domine à l'Est le lac et le col de Ciabriera (col du Roure I.G.N.) [*synclinal de Ciabriera*].

En troisième lieu, on relève sur la crête du Monte Maniglia la présence de trois klippes qui recouvrent indifféremment les divers terrains. La plus méridionale est constituée uniquement par un paquet de cargneules; les deux autres sont en outre coiffées d'un chapeau de quartzites. Il ne me paraît guère douteux qu'il s'agit de témoins du chevauchement de l'écaille de Cialancioun.

Enfin, tandis que l'anticlinal de Maniglia montre une tendance à s'envoyer sous les schistes lustrés de Bellino, on voit, aux abords du col, ces schistes chevauchés par le Malm des points 2789 et 2907 : il m'a semblé que cet accident

pouvait s'interpréter comme résultant du chevauchement vers l'Est du bord occidental du synclinal de Ciabriera : à la faveur du niveau plastique postladinien, le Malm a pu se décoller et glisser vers le Nord-Est en une petite écaille indépendante (coupes, fig. 59). De fait le Malm se retrouve entre les schistes lustrés et les quartzites en contrebas ouest du col.

Remarquons, pour conclure, le déversement vers l'Est de tous ces accidents de la zone du Roure.

B. — PROLONGEMENTS VERS LE SUD-EST ET L'EST

Nous étudierons d'abord les montagnes entre Acceglio et Larche (dont une coupe, facile à relever, sera décrite en introduction) puis, nous déplaçant plus à l'Est, nous examinerons les prolongements des zones de Marinet, de Ceillac-Chiappera et du Roure.

INTRODUCTION

COUPE DES MONTAGNES DE LANCHE

L'inexistence de vallées transversales dans ce secteur de la chaîne fait que l'étude de cette coupe sera évidemment bien moins commode. Néanmoins, le trajet choisi comme base pour cette description ne présente aucune difficulté et se déroule constamment sur sentier. Nous partirons de Larche, pour arriver à Saretto, après avoir emprunté successivement les vallons du Rouchouze puis celui de Sautron.

1. *Le bas vallon du Rouchouze*

En amont de Larche, le vallon du Rouchouze se dirige vers le Nord-Est en franchissant le Flysch des pentes de l'Ubayette (Flysch à Helminthoïdes, puis Flysch noir débutant par des couches versicolores). Le ravin entame ensuite le dos d'une croupe (Pré de la Font), constituée de calcschistes assez massifs, avec quelques passées légèrement gréseuses : c'est le faciès des Marbres en plaquettes. Le cours du torrent se trouve alors dévié vers le Nord avant de pouvoir reprendre sa direction primitive et traverser en cluse ces Marbres en plaquettes.

On aboutit alors à un replat que dominant, à gauche, les imposants abrupts et les vastes éboulis de la Tête de la Viraysse (Marbres en plaquettes également). On aborde alors bientôt, dans le lit même du torrent, les couches jurassiques, appartenant au *Dogger*, fortement plongeantes vers l'Ouest et que l'on voit remonter en formant une falaise jusqu'au sommet de Tête Dure. Nous entrons ici dans une unité tectonique pour laquelle je propose le nom d'*unité de Tête Dure*.

Le torrent prend un instant une direction sud-est, conforme à celle des couches facilement délitables de la base du *Dogger* (brèche antébathonienne), mais doit bientôt reprendre la direction nord-est pour franchir, par des cascades et une gorge assez étroite, la barre rocheuse des *assises triasiques* : dolomies jaunes bréchiques représentant le sommet de cet étage, dolomies zonées, noires puis blanches, puis de nouveau noires, calcaires triasiques enfin.

On débouche alors dans les alpages du Haut Rouchouze, dont les éboulis et les alluvions torrentielles interrompent la coupe.

2. *Le vallon de Viraysse*

On se trouve en face des abrupts, entrecoupés d'éboulis, de la Tête des Balces (2783). Le pendage des strates y est de 45° W, comme précédemment (au moins dans la partie inférieure);

il semblerait donc que l'on doive y retrouver la suite de la succession que nous venons de relever : il n'en est rien. En effet, dirigeons-nous quelque peu vers l'Est en suivant le lit caillouteux du torrent. Nous rencontrons bientôt un affleurement de Dogger qui est posé avec le même pendage sur les dolomies triasiques qui descendent de la Tête des Balces. Prolonger ce Dogger par l'esprit le ferait passer sous les calcaires triasiques de Tête Dure; il faut donc en conclure qu'il est séparé de ces derniers par une dislocation. De fait, la séquence a changé car le Dogger ravine ici, sans brèche de base, les dolomies zonées du Trias. Nous avons quitté l'unité de Tête Dure pour pénétrer dans l'unité du Haut Rouchouze qui lui est inférieure.

Si nous remontons maintenant vers le Nord le vallon de Viraysse (d'ailleurs fort encombré de dépôts glaciaires), nous recouperons encore quelques affleurements de Trias et de Dogger appartenant à la série du Haut Rouchouze, en même temps que nous apparaîtra clairement la structure anticlinale de la Tête des Balces. Le flanc oriental, peu incliné, de cet anticlinal est garni par les Marbres en plaquettes et le Flysch noir de la Tête de la Costa del Col et du col de Sautron.

La montée au col de Sautron se fait sous la menace des écrasantes falaises de calcaires triasiques du Monte Vallonasso (I.G.I.); au col même, on peut observer le contact de ces terrains avec les Marbres en plaquettes de l'unité du Haut Rouchouze : le contact anormal par chevauchement est absolument évident; il est, de plus, souligné par le fait que les affleurements de Flysch ceinturent, à leur base, les falaises triasiques.

Ces calcaires triasiques appartiennent donc à une nouvelle unité, dont la position par rapport à celle du Haut Rouchouze est comparable à celle de l'unité de Tête Dure; j'ai appelé cet important élément structural *nappe de Sautron*.

3. Le Vallonasso de Sautron

Passé le col de Sautron, on descend en territoire italien par une large combe pierreuse envahie de moraines et de rock-glaciers, mais où affleurent cependant les dolomies triasiques (point 2455), affectées d'un léger pendage est. On se trouve alors dominé, tant au Nord (points 2746 et 2720) qu'au Sud (Pointe de la Reculaya), par des falaises qui sont constituées en majeure partie par les calcaires du Dogger (relativement épais) qui appartiennent à l'unité du Haut Rouchouze.

Les calcaires triasiques de la Tête de Sautron se dirigent plus au Nord encore, comme cela est visible depuis le col, par les falaises de la Forcellina, en direction de la Rocca Bianca. Nous les retrouverons cependant après avoir passé le replat des sources delle Baciasse; ce sont eux, en effet, qui forment la longue arête de la Rocca Prabocca et de la Rocca Rossa et referment le débouché du Vallonasso en aval des Grangie Pausa. Ils s'enfoncent alors ici verticalement.

Ainsi l'unité du Haut Rouchouze disparaît, aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest, sous des unités qui lui sont supérieures : elle apparaît donc comme une *splendide demi-fenêtre*, à cheval sur la frontière franco-italienne.

4. Les abords de Saretto

La fin de la descente sur Saretto s'effectue sur des quartzites, masqués ici par les éboulis mais apparaissant un peu plus au Nord. Le village de Saretto lui-même est établi sur des quartzites et des andésites. Ces terrains représentent la prolongation de l'*anticlinal de Marinnet* que nous avons défini en Haute Ubaye.

La rive gauche de la Valle del Maurin est formée par les calcaires triasiques du Monte Boulliagna; ils représentent le prolongement de la *zone Ceillac-Chiappera* que nous avons également déjà recoupée à Maurin.

CHAPITRE VIII

LES MONTAGNES ENTRE ACCEGLIO ET LARCHE

PLAN DE L'ÉTUDE

Dans ce secteur, que l'on pourrait appeler à la rigueur « massif de la Tête de Moïse *sensu lato* », il ne m'était guère possible d'adopter un plan ni purement structural, ni purement topographique. Nous distinguerons donc un certain nombre de régions naturelles qui sont assez bien définies soit à l'un, soit à l'autre de ces points de vue. Ce seront :

- 1° le chaînon de Tête Dure et la vallée de l'Ubayette;
- 2° les montagnes au nord-ouest du lac d'Apsoï : vallons de Stroppia, de Sautron, du Rouchouze et de Visaisa;
- 3° le massif de la Tête de Moïse, au nord d'une ligne marquée par le col de l'Enclousette d'Oronaye et la Valle Enchiausa;
- 4° les montagnes du Ruburent et de l'Oserot (entre la vallée de la Stura et la haute vallée de l'Unerzio);
- 5° le chaînon de la Rocca Bianca au Bric Cassorzo.

1. LE CHAÎNON DE TÊTE DURE

(Fig. 60)

Il forme la rive droite de l'Ubayette depuis le Riéou du Pinet (ravin du Vallonnet), jusqu'à la frontière franco-italienne.

Son allure d'ensemble est monoclinale; et l'on voit s'y superposer (de bas en haut, soit du Nord-Est au Sud-Ouest) quatre éléments stratigraphiques :

- des affleurements siliceux;
- l'écaille de Tête Dure, triasico-jurassique;
- les Marbres en plaquettes couvrant cette unité;
- le Flysch noir et le Flysch à Helminthoïdes (ce dernier terrain n'affleurant guère à vrai dire, qu'en rive gauche de l'Ubayette).

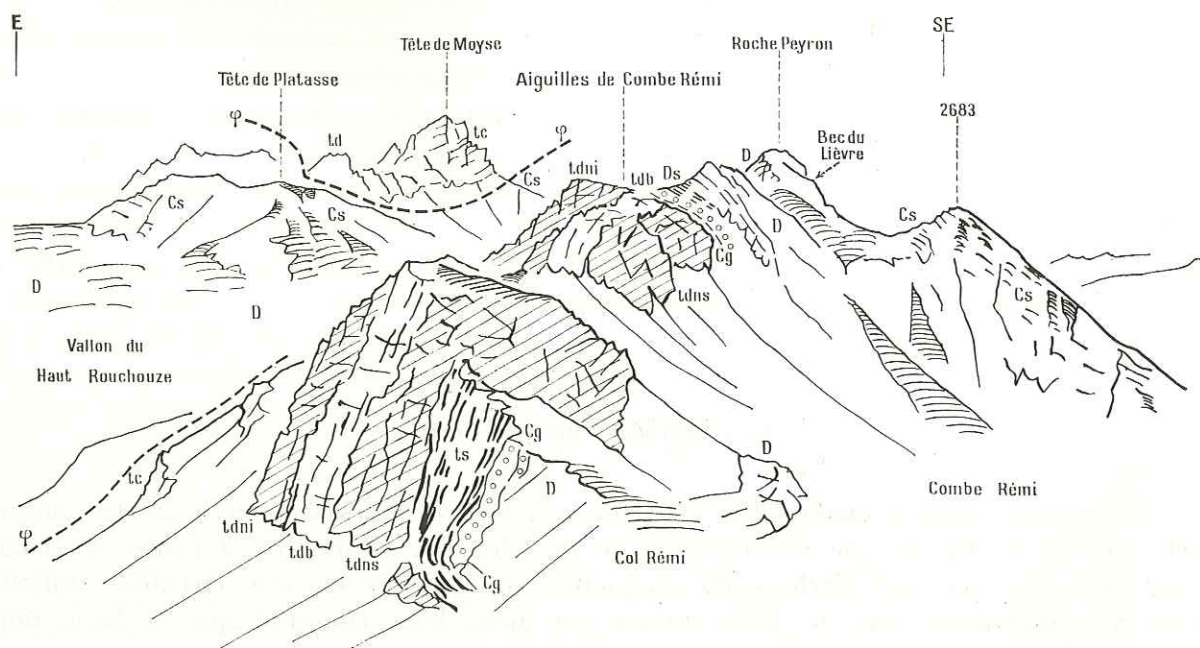


FIG. 60. — L'unité de Tête Dure au sud du col Rémi (vue prise de Tête Dure).

φ. Surface de chevauchement de la nappe de Sautron.

Noter la discordance angulaire d'origine tectonique sous les cagneules postladiniennes des aiguilles de Combe Rémi.

C'est dans l'ordre inverse que nous allons étudier ces éléments :

a. La zone du Flysch

Nous y retrouvons les éléments tectoniques énumérés plus au Nord-Ouest (p. 96).

Le *synclinal de la Reyssole* se poursuit par le bois des Chalanches, la crête de Roffre, le bois de la Lauze, la crête aux Chamois et le Brec de Maisonméane, jusqu'au Serre de Ventassus (col de Larche). Son flanc oriental affleure en rive droite de l'Ubayette entre Meyronnes et Maisonméane; il est limité, au contact du Flysch noir, par une bande assez constante de schistes violacés qui affleurent notamment dans le Bas Rouchouze, dans le ravin de Maisonméane et au point 2108 à l'ouest du col de Larche, ainsi qu'au col lui-même; en ces derniers points cette bande de schistes mauves est toutefois pincée (en position anticlinale sans doute) entre deux masses de Flysch à Helminthoïdes.

Au sud du col de Larche, le *synclinal de la Reyssole* se « vide dans le ciel » par relèvement axial.

Il lui fait suite l'*anticlinal de vallon Claous*, dont le cœur est également marqué, entre la Tête de Fer et le Pic T, à la croupe de Tourtéla, à la crête de la Petite Alpe, au Pont Rouge et au Serre de Ventassus, par une bande de schistes mauves qui passe en Italie et s'y poursuit jusqu'à Argentera.

Au-delà enfin, vient le *synclinal de l'Enclaouse* qui se vide de son Flysch à Helminthoïdes dans les pentes descendant sur Grangie (par relèvement axial également).

L'épaisse masse de Flysch noir du col de Mirandol ou du col de Vars se réduit assez fortement dans la vallée de l'Ubayette, et notamment au sud-est de Meyronnes. Ce fait me semble dû à ce que le relèvement axial que nous venons de signaler nous place dans une zone plus profonde, où notre bande de Flysch noir se trouve amincie. Il est probable que nous n'avons plus là qu'une seule série

stratigraphique de Flysch noir, tandis que dans les parties hautes se trouvent accumulées, par une sorte de « bourrage », plusieurs séries redoublées issues par exemple des nappes calcaires supérieures.

Toujours est-il que, dès le débouché du vallon de l'Oronaye, ce Flysch ne forme plus qu'une mince bande (dédoublée par une lame de Marbres en plaquettes) qui se termine en sifflet au-delà du col de Larche. C'est d'ailleurs à cette bande que se raccordent les surfaces listriques des écaïlles de la Maddalena et de l'écaïlle inférieure de la Tinetta (voir « Montagnes de l'Oserot-Ruburent », p. 165) : *ce Flysch noir du col de Larche semble donc associé à ces unités calcaires externes et il n'en est guère sans doute que la couverture fortement décollée.*

b. Les Marbres en plaquettes

Ils forment, dans le chaînon de Tête Dure, une série puissante qui peut être comparée en cela aux séries des lacs de Chambeyron ou de Girardin. D'un bout à l'autre du chaînon on peut observer que ces Marbres en plaquettes sont ployés en une charnière anticlinale couchée au Sud-Ouest, dont le flanc inverse est aussi bien conservé que le flanc normal (coupes, pl. 8).

Leurs affleurements commencent dès les abords de Saint-Ours, où ils sont chevauchés par la faille du ravin du Pinet (voir p. 109); ils se développent au plateau de Mallemort⁽¹⁾ et à la Tête de Viraysse, puis garnissent les pentes occidentales de Tête Dure, du Bec du Lièvre (Tête des Palets*) et de la Signoura (Les Blaves).

Cette série n'est nullement replissée et je ne crois pas que les redoublements y jouent un grand rôle, malgré sa forte épaisseur; en tout cas, si redoublements il y a, ces derniers relèvent d'une tectonique purement « laminaire » comme le montre la parfaite concordance des strates de la base au sommet de la série. Il est également possible, d'autre part, que ces Marbres en plaquettes aient glissé par rapport au Jurassique sous-incomitant : ceci ne me paraît cependant pas certain du tout, et je n'en ai pas rencontré de preuves.

c. L'écaïlle de Tête Dure

Nous avons vu, lors de la description de la coupe entre Larche et Saretto (voir p. 145) quelle est l'allure, fortement plongeante vers le Sud-Ouest, des terrains triasico-jurassiques qui la constituent. Nous avons également vu que le Jurassique y dessine en outre, comme les Marbres en plaquettes, une charnière anticlinale couchée vers le Sud-Ouest. Dès l'abord ce fait évoque un front de nappe avec charnière plongeante : de fait on constate, à l'extrémité sud-est de l'arête rocheuse de la Signoura, que le Jurassique (vertical ou renversé), qui subit en ce point un relèvement axial, chevauche les Marbres en plaquettes du Monte Pierassin (= cote 2763 I.G.N.) [fig. 73]; l'écaïlle de Tête Dure se termine donc assez vite en profondeur vers l'Ouest.

Au niveau du torrent du Rouchouze, la séquence de cette unité est notoirement différente de celle de la nappe du Haut Rouchouze (Tête des Balces); elle se rapproche bien plus au contraire de celle de la nappe de Sautron. Vers le Sud-Est, les affinités de séquence avec cette dernière nappe

⁽¹⁾ Où s'y fiche un volumineux bloc-klippe triasique attribuable à la nappe du Chatelet (p. 115).

semblent disparaître tandis que des analogies se notent à ce point de vue avec la nappe du Haut Rouchouze. Toutefois, nous venons de voir qu'à la Signoura l'Unité de Tête Dure recouvre la nappe du Rouchouze, représentée par la série du Monte Pierassin : il m'a donc paru assez clair qu'il fallait *considérer l'unité de Tête Dure comme la portion frontale de la nappe de Sautron*.

Un point particulier mérite ici quelque développement : il s'agit du décollement à peu près général que présente ici le Dogger vis-à-vis du Trias (décollement sans doute facilité par la présence de « carogneules supérieures »).

Ce décollement se décèle déjà aisément par la disharmonie de plissement entre Trias et Dogger dans les pentes nord de Tête Dure; au col Rémi, il est sans doute responsable de l'injection d'une lame de dolomies jaunes qui vient cliver la base des assises jurassiques. Dans les abrupts nord-est de la Signoura les assises postladiniennes se sont trouvées, du fait de ce glissement, assez fortement — quoique irrégulièrement — laminées.

Mais c'est dans les pentes du Bec du Lièvre que la disposition des affleurements permet la meilleure analyse des relations des assises : celles-ci sont indiquées dans le croquis semi-schématique de la figure 61; on constate que le Trias garde un pendage sensiblement vertical, tandis que le Jurassique glisse et s'étale vers le Sud-Ouest en un anticlinal couché.

Au cours de ce glissement s'est produit un rabotement des assises triasiques, produisant des suppressions de couches et des contacts avec discordance angulaire, qui s'observent sur le bord est du chaînon (col entre les aiguilles du col Rémi* et Roche Peyron*, crêtes de la Blava) [fig. 60 et 61].

d. Les affleurements siliceux

Sous les calcaires virgloriens de l'unité de Tête Dure, et sur son bord nord-est, il apparaît, (bien qu'en partie cachée sous les alluvions), un chapelet d'affleurements siliceux (quartzites, Verrucano, andésites); le plus septentrional est celui du chalet de la Montagnette, dans le Haut Rouchouze.

Ces affleurements semblent, à première vue, représenter la base stratigraphique de l'unité de Tête Dure; j'ai cependant dû me convaincre qu'il n'en est rien; en effet, on observe en divers points une nette tectonisation du contact :

1. redoublement local des quartzites et des andésites dans les pentes entre Roche Peyron* et le col de la Gypièrè; redoublement identique, 250 mètres au sud et en contrebas du col; tectonisation du contact Verrucano-andésite au chalet de la Montagnette. Redoublement des quartzites et du Verrucano au point 2354 au pied nord de la Signoura;
2. laminage, par sa base, de la série postwerfénienne de Tête Dure : au Bec du Lièvre, on observe le biseautage en profondeur des calcaires virgloriens verticaux contre les quartzites plongeant à 45° W; au bas des pentes, le contact se fait entre quartzites et dolomies ladinienes;
3. enfin et surtout apparition, au sud du lac d'Oronaye, d'une série calcaire qui s'insinue et se lamine entre les calcaires de la Signoura (écaïlle de Tête Dure) et les affleurements siliceux de la rive est du lac : c'est la série du Monte Pierassin, qui appartient à la nappe du Rouchouze.

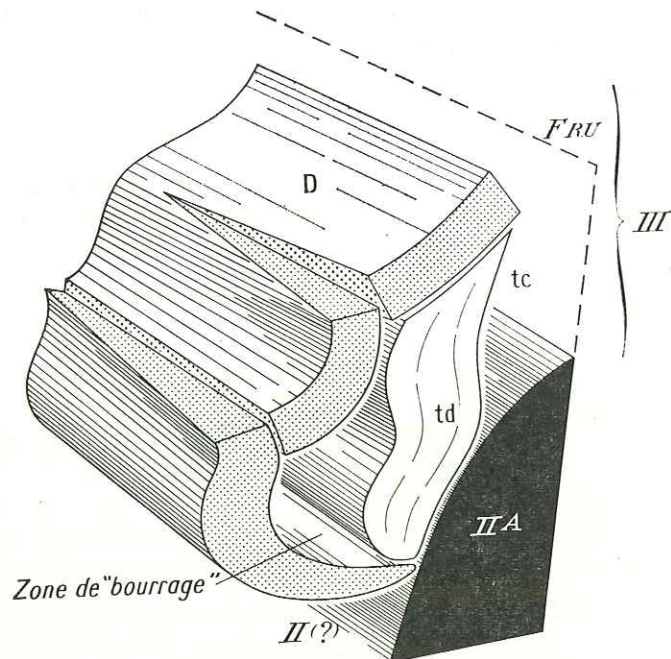


FIG. 61. — Les rapports des terrains dans l'écaïlle de Tête Dure
 II. Nappe du Rouchouze. — III. Nappe de Sautron. — II^A. Terrains siliceux de la nappe du Rouchouze. — FRU. Faille du Ruburent.

Ainsi s'avère-t-il que l'unité de Tête Dure n'est pas la couverture des affleurements siliceux du Haut Rouchouze et de l'Oronaye mais les recouvre par une surface de chevauchement.

Il nous reste à examiner maintenant comment se limitent, à leur bord est, les affleurements du chaînon de Tête Dure.

Cette limite est très nette car elle est fournie par une grande faille verticale (ou peu s'en faut) que nous appellerons *faille du Ruburent*, car les lacs de ce nom sont alignés sur son tracé.

La faille du Ruburent est à peu près rectiligne et de direction N 45° W, c'est-à-dire rigoureusement axiale; elle a pour effet de relever son compartiment sud-ouest comme le montre la

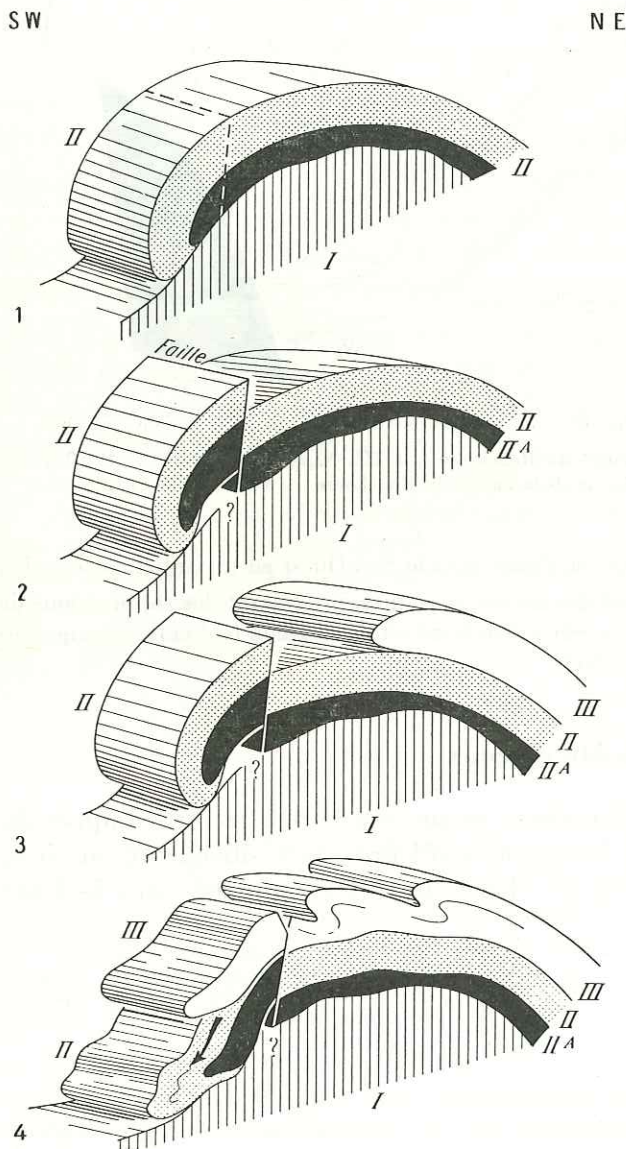


FIG. 62. — Genèse de la faille du Ruburent
La numérotation utilisée désigne les différentes nappes;
en noir : les terrains siliceux (II').

occidentale : en effet, cette faille a également un rejet de même sens (affaissement des rochers de Saint-Ours). Ainsi s'expliquerait facilement la

venue au jour de terrains siliceux dans ce compartiment (au Nord-Est ces terrains siliceux n'affleurent pas : on est obligé de supposer qu'ils sont en profondeur). Le rejet peut être évalué en certains points (contact Verrucano au Sud-Ouest sur Dogger au Nord-Est) à plus de 500 mètres, ce qui donne une idée de l'importance de cette faille.

Malgré le sens de ce rejet on constate cependant que les terrains calcaires de l'écaille de Tête Dure (nappe III, de Sautron) sont au contraire abaissés par rapport aux portions de la nappe situées à l'est de la faille (les Marbres en plaquettes de la Viraysse sont, par exemple, en position inférieure par rapport aux calcaires triasiques de la Meyna). Ils sont d'autre part amenés presque de plain-pied avec les terrains calcaires de la nappe du Haut Rouchouze (nappe II).

Ce fait doit trouver son explication à mon avis par la particularité de mise en place des nappes, exprimée par la figure 62. Les témoins calcaires de la nappe du Rouchouze ont été, partout au nord-ouest du lac d'Oronaye, chassés et laminés par l'avancée de la nappe de Sautron. Vis-à-vis des terrains siliceux sous-incombants, cela représente une véritable « substitution de couverture », analogue à celle réalisée par la nappe de Chambeyron vis-à-vis de l'anticlinal de Marinnet, sous la Plate de Chauvet (voir plus haut p. 116).

Il paraît probable qu'au-delà de l'interruption du Vallonnet la faille du Ruburent trouve sa prolongation septentrionale dans la faille du Pra de Balces* (p. 111); ces failles ont un rejet comparable (quant à leur sens tout au moins) et sont sensiblement dans la prolongation l'une de l'autre. Il n'est cependant pas exclu que les choses soient quelque peu plus compliquées et que la faille du Ruburent se bifurque en deux branches, la faille du ravin du Pinet (p. 115) en constituant alors la branche occidentale : en effet, cette faille a également un

rejet de même sens (affaissement des rochers brutale et totale disparition des témoins de la

nappe du Chatelet au sud du ravin du Pinet : le relèvement dû à la faille les aurait suffisamment portés en altitude pour que l'érosion ait pu les détruire complètement ⁽¹⁾.

2. LES MONTAGNES AU NORD-OUEST DU LAC D'APSOÏ

Nous avons vu, lors de l'analyse de la coupe entre Lanche et Saretto, que ce secteur montre deux unités superposées : la nappe du Haut Rouchouze, que recouvre la nappe de Sautron.

Je décrirai, en premier lieu, le contact de ces deux nappes avant de passer à l'étude de détail de chacune d'elles.

a. Rapports entre la nappe du Haut Rouchouze et la nappe de Sautron

On peut les examiner en détail en suivant, du vallon de Viraysse au Vallonasso de Sautron, la base des falaises de la Tête de Sautron (pl. 4 et fig. 63). Ces falaises, constituées par les calcaires triasiques de la nappe de Sautron, sont frangées, à leur base, d'éboulis au milieu desquels pointent quelques affleurements :

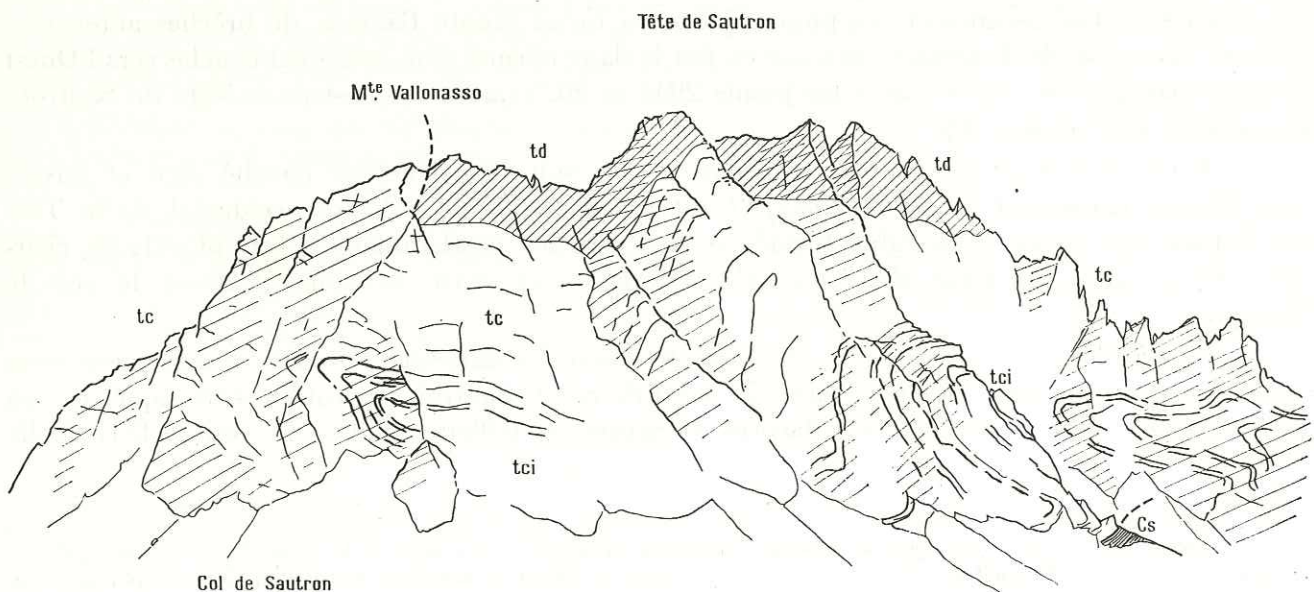


FIG. 63. — Le versant oriental de la Tête de Sautron, vu de la Tête de la Costa del Col

On distingue à droite deux sections de la charnière de l'anticlinal de Sautron et, plus à gauche, la charnière de l'anticlinal de Viraysse; le synclinal de la Portiola est visible dans les dolomies ladiniennes.

1. à l'aplomb ouest du point 3002, une falaise de 200 mètres de long est constituée de Dogger massif reposant presque directement sur les dolomies ladiniennes; elle supporte un replat garni de Marbres en plaquettes;

⁽¹⁾ À l'exception de la klippe de calcaires triasiques fichée dans les Marbres en plaquettes du plateau de Mallemort (= Tête de la Crête aux Chamois).

le pendage de l'ensemble, très faible, fait plonger ces couches vers le Nord-Ouest, *donc sous les calcaires triasiques de la nappe de Sautron*;

2. au point 2634, en contrebas du col de Sautron (versant italien), un petit pointement de Dogger et également de Marbres en plaquettes plonge modérément vers l'Ouest sous les calcaires triasiques;

3. 500 mètres plus au Nord, au point 2681, la même disposition est observable avec plus de précision : on constate que les Marbres en plaquettes et les calcaires triasiques viennent en contact par une surface tectonique très faiblement inclinée sur l'horizontale.

Les terrains de la Tête de Sautron sont donc incontestablement charriés par dessus ceux qui apparaissent plus au Sud.

b. Structure de la nappe de Sautron

(Bloc-tectonogramme, fig. 72; coupe 9 de la pl. 8)

Entre la Tête de Sautron et la Rocca Bianca (3021), la nappe est sensiblement horizontale; elle présente cependant quelques accidents de détail dont l'étude présente l'intérêt de nous renseigner sur la direction des efforts qui les ont produits (fig. 64).

Au sommet de la Tête de Sautron, les dolomies ladinienes de la nappe ont un pendage de 25 à 45° W, qu'elles gardent en direction du Nord jusqu'au Monte Baueria; elles sont également recouvertes, en contrebas ouest (col de la Portiola, points 2858, 2795, 2728, Monte Baueria)⁽¹⁾, de couches postladiniennes et, au point 2728 ainsi qu'au Monte Baueria, de brèches anté bathoniennes : cette bande de terrain constitue en fait le flanc normal d'un anticlinal couché vers l'Ouest dont la charnière est visible entre les points 2946 et 2673 (arête nord-est de la Tête de Sautron) et au point 2820 (falaise E).

À cet anticlinal de la Tête de Sautron fait suite un synclinal couché aigu et ouvert vers l'Ouest (*synclinal de la Portiola*). C'est grâce à lui que l'abrupt occidental de la Tête de Sautron est coupé d'un talus formé par les couches postladiniennes (cf. pl. 4); sa charnière se dessine également dans les calcaires triasiques entre le point 2820 et le col de Sautron.

Plus à l'Ouest s'observe alors une nouvelle charnière anticlinale couchée et également assez aiguë qui se dessine bien dans les falaises à l'ouest du col de Sautron; les calcaires triasiques de son flanc inverse reposent alors sur les Marbres en plaquettes (affleurement — 1., voir p. 151). Nulle

⁽¹⁾ On ne sera pas sans remarquer la brusque terminaison vers le Nord du chaînon du Monte Baueria : bien qu'en ce dernier point la voûte de l'anticlinal soit encore « dans le ciel » (altitude 2 960), on se trouve, moins d'un kilomètre plus au Nord, sur l'autre rive du Vallonasso de Stroppia (altitude 2 500), dans des Marbres en plaquettes isoclinaux plongeant vers l'Ouest. Nul indice d'une faille transversale, correspondant à cette dénivellation, ne peut être relevé (voir coupes, pl. 8).

La retombée est de l'anticlinal (invisible du fait de l'érosion) devait, d'autre part, être très abrupte; peut-être même correspondait-elle à une cassure, comme semble l'indiquer la grande proximité des Marbres en plaquettes de la Costa delle Manze (voir coupe 8 de la planche 8); à mon sens ce fait implique donc un déversement, vers l'Est, de l'anticlinal, déversement pouvant aller jusqu'à un cisaillement en écaïlle dans sa région septentrionale.

Sans doute ne faut-il donc pas rechercher ailleurs que dans ce laminage la cause de la disparition septentrionale du chaînon triasique du Monte Baueria.

En outre, il nous apparaît que l'on doit sans doute considérer la bande de calcschistes tendres et noirâtres (voir p. 122), qui se suit depuis les abords du Brec de l'Homme dans les abrupts orientaux de la Tête de la Frema et jusqu'au delà du Lago della Finestra, comme la cicatrice rapidement refermée en surface de cette écaïlle du Monte Baueria. Cette constatation entraîne une autre, à savoir qu'il est, aussi, très possible que les Marbres en plaquettes recouvrant cette zone schistoïde (Tête de la Frema) ne représentent en grande partie que la couverture refoulée à l'est de la série du Monte Baueria (fig. 92). On devrait ainsi attribuer (*pro parte*) les Marbres en plaquettes de la dépression des lacs de Chambeyron à la nappe de Sautron (cf. p. 122).

charnière synclinale n'y peut faire suite à l'Ouest dans ces conditions et cet anticlinal (*anticlinal de la Viraysse*) présente certains aspects d'une charnière frontale, au moins en ce qui concerne les assises triasiques.

À l'est de l'anticlinal de la Tête de Sautron vient une large dépression synclinale (*synclinal de la Forcellina*) dont l'axe, sensiblement nord-sud, emprunte la branche méridionale du Vallo-nasso de Sautron. À ce synclinal, à vrai dire peu marqué, succède, par un fort relèvement de son flanc oriental, l'*anticlinal de la Rocca Bianca* qui relève les calcaires virgloriens à une altitude de plus de 3 000 mètres. Nous verrons que son flanc oriental plonge avec une brutalité encore plus grande. Un fait notable est que l'axe de cet anticlinal est orienté NW-SE, ce qui correspond à une divergence de près de 45° par rapport à la direction axiale de l'anticlinal de Sautron.

À l'anticlinal de Rocca Bianca appartiennent (outre le sommet de ce nom) le Monte Cerello et les falaises de la rive droite du Vallone dell'Infernetto; plus au Nord encore, les affleurements triasico-jurassiques de la nappe de Sautron s'enfouissent sous les Marbres en plaquettes de la crête des Manzes et de la Tête de la Fréma.

Le sommet de la Meyna mérite une description un peu à part : il est essentiellement formé par un anticlinal de calcaires triasiques qui reposent sur les Marbres en plaquettes du vallon de Viraysse; on y note en outre la présence de deux synclinaux :

1° un *synclinal oriental* d'axe nord-sud fait affleurer les assises posladiniennes sur l'arête de la Portiolette; il se retrouve également dans les contreforts sud-est puis se remplit de Flysch au point 2790 de l'arête de la Viraysse;

2° un *synclinal occidental*, dont on observe en fait que le flanc est orienté NW-SE; il garnit de Dogger les abrupts qui s'étendent entre le point 2508 et le point 2790.

Le sommet même est formé de calcaires triasiques du cœur de l'anticlinal; ce dernier, comme on le voit, se termine rapidement vers le Sud par convergence des deux synclinaux. On observe alors (pentes orientales de la Viraysse) que la nappe se réduit à une lame de Dogger (avec fragments de dolomies) chevauchant les Marbres en plaquettes de la Viraysse ou s'imbriquant avec eux : il paraît à peu près certain que les calcaires du Dogger ont ici acquis leur individualité tectonique par décollement par rapport au Trias et qu'ils ont évolué par glissement laminaire de façon à donner ainsi de véritables écailles.

L'ensemble des replis de la Meyna peut être interprété comme résultant d'un « ancrage » de la nappe de Sautron contre la faille du Ruburent, au cours de son mouvement vers l'Ouest.

c. Structure de la nappe du Haut Rouchouze

(Fig. 72; coupes 10 et 11 de la pl. 8)

Dans l'ensemble elle est celle d'une vaste voûte qui perce à travers la nappe de Sautron. Dans le détail cette voûte est accidentée de replis, en général peu complexes, ainsi que de rares failles.

D'Ouest en Est on rencontrera les éléments suivants :

— l'*anticlinal de la Tête des Balces*, dont nous avons déjà remarqué, au cours de la coupe de Larche à Saretto, la très nette retombée occidentale (pendages de 45°). Son flanc oriental est au contraire en pente très douce; son axe, orienté NW-SE est jalonné par le lac de la Viraysse et le col de la Gypièra d'Oronaye;

— le *synclinal des Monges* est rempli par les Marbres en plaquettes et constitue la crête-frontière (phénomène d'inversion du relief) [cime de la Costa del Col, Pointe de la Reculaya, Tête de l'Alpe, Tête de Platasse*]; il est peu marqué et dirigé parallèlement à l'anticlinal précédent;

— l'*anticlinal de Roccasetto* possède, de ce fait, un flanc occidental fort peu plongeant; son axe est jalonné par les Prati Murtier, Roccasetto et le lac d'Apsoï; son orientation est donc

toujours NW-SE. À partir de l'arête est de l'aiguille de Barsin, son flanc oriental plonge brutalement, jusqu'à atteindre un pendage vertical; on rentre alors dans le *synclinal pincé du Passo Della Fea*,

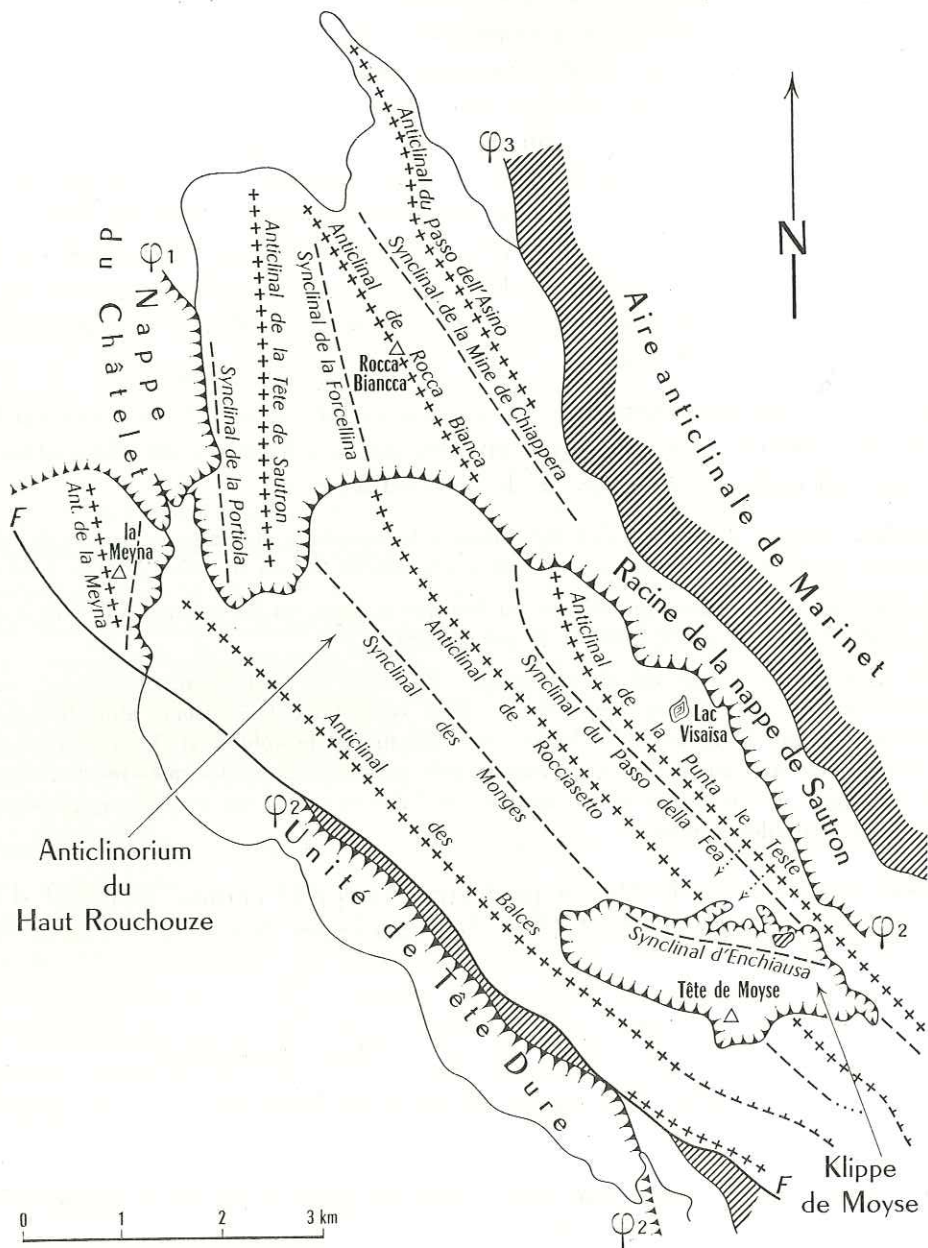


FIG. 64. — Schéma structural de la fenêtre du Haut Rouchouze, montrant les relations des différents accidents des nappes

En grisé : les terrains siliceux. — *Lignes dentées* : surfaces de chevauchement. — *Trait continu* : limite supérieure des terrains jurassiques des nappes. — *F*. Faille du Ruburent. — Φ_1 . Chevauchement basal de la nappe du Chatelet. — Φ_2 . Chevauchement basal de la nappe de Sautron. — Φ_3 . Bord occidental de l'anticlinal de Marinnet.

Noter la disposition en éventail des replis de la nappe de Sautron dans sa portion septentrionale; l'absence de correspondance avec les replis de la nappe du Haut Rouchouze; la superposition d'une petite klippe siliceuse sur la nappe de Sautron dans la klippe de Moysse.

dont le cœur est occupé seulement par les couches postladiniennes. Il s'enfonce verticalement et possède un flanc oriental aussi redressé que l'occidental.

Ce synclinal nous amène au dernier élément tectonique, bien marqué également, qui est l'*anticlinal de la Punta le Teste*. Plutôt déversé vers l'Ouest, cet anticlinal, qui intéresse les couches triasiques et dont la couverture jurassique n'est pas visible, n'en a pas moins un flanc oriental qui plonge par endroits à 80°.

En fait, il m'est apparu que le Jurassique de cet anticlinal a dû jouer disharmoniquement par rapport à son soubassement triasique, pour donner une lame de recouvrement chevauchant à l'Ouest le synclinal della Fea et même l'anticlinal de Rocciassetto (voir fig. 65). Cette interprétation permet d'expliquer, outre la structure de l'Auta

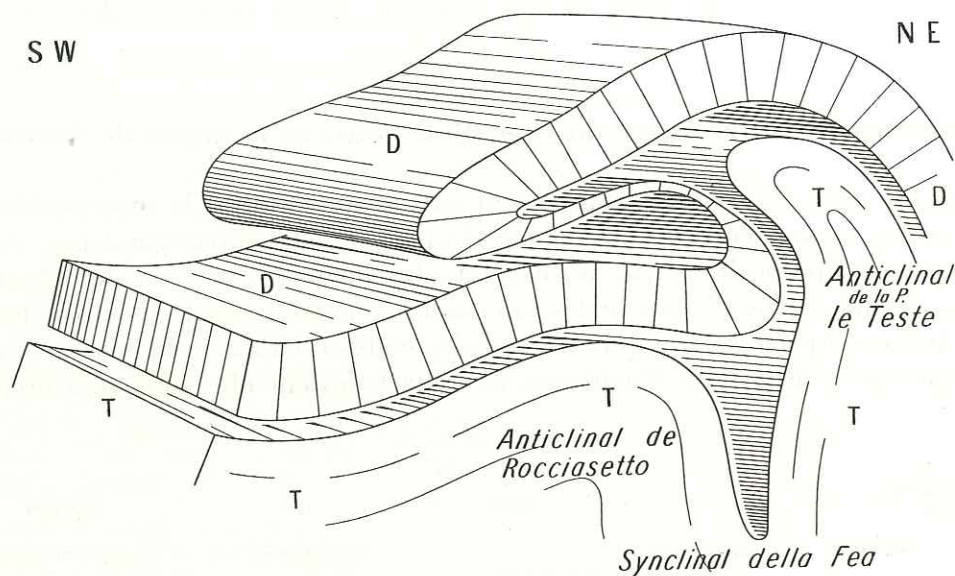


FIG. 65. — Rapports des terrains dans l'anticlinal de la Punta le Teste

Vallonasso (voir p. 159), celle de la *Punta Bessie* : en effet on y trouve, sur un soubassement de Marbres en plaquettes plongeant à l'Ouest (qui représentent le synclinal della Fea), une véritable petite *klippe de Dogger* qui forme le point coté 2326 et correspond au flanc inverse de l'anticlinal de la Punta le Teste.

Signalons, pour être complet, l'existence de failles, d'importance minime : l'une, d'orientation nord-sud, affecte, peu à l'ouest du point 2746, l'arête (Dogger) qui partage en deux le Vallonasso de Sautron. L'autre, orientée SW-NE traverse la crête-frontière 300 mètres à l'est de la Pointe de la Reculaya. C'est d'ailleurs le seul point où le Dogger vient, de ce fait, affleurer sur cette crête.

En conclusion nous relèverons les constatations suivantes (fig. 64) :

— la direction axiale des accidents de la nappe du Haut Rouchouze est sensiblement la même pour tous, savoir de N 45° W ;

— dans la nappe de Sautron au contraire les replis sont organisés en une sorte d'éventail convergent vers le Nord ;

— d'une unité à l'autre il n'y a aucune correspondance des plis : ainsi, à l'anticlinal de Rocciassetto est superposé le synclinal de la Forcellina et au synclinal des Monges l'anticlinal de Sautron. Les directions axiales ne se correspondent d'ailleurs pas mieux ;

— les accidents de la nappe de Sautron subissent un fort plongement axial, qui s'accroît surtout au nord du Monte Baueria ; c'est à la faveur de ce relèvement des affleurements vers le Sud-Est qu'apparaît la nappe du Rouchouze ;

— la nappe du Rouchouze a, dans son ensemble, l'allure d'un demi-cylindre plongeant également vers le Nord-Ouest. On pourrait fort justement le désigner sous le nom d'*anticlinorium du Haut Rouchouze* (coupes 9, 10 et 11 de la pl. 8 ; fig. 64).

Nous envisagerons, dans le chapitre des conclusions tectoniques, les indications qui peuvent être tirées de ces faits et particulièrement des orientations des accidents (cf. p. 207 et 219).

3. LE MASSIF DE LA TÊTE DE MOYSE

Les deux unités, que constituent la nappe de Sautron et celle du Haut Rouchouze, s'y retrouvent dans des rapports analogues quoique peut-être encore plus nets (bloc-tectonogramme, fig. 69).

a. Rapports entre la nappe du Haut Rouchouze et la nappe de Sautron

On peut dire qu'ils ne présentent vraiment aucune ambiguïté : la superposition de nappes ne fait pas de doute, surtout en territoire italien. On peut en effet suivre pas à pas, et d'une façon presque continue, la superposition, par un contact plus ou moins incliné, de calcaires du Trias sur des Marbres en plaquettes⁽¹⁾; les seules interruptions notables sont créées par les éboulis qui plongent dans le lac d'Apsoï et ceux qui dévalent des crêtes d'Oronaye dans le vallon de ce nom. En un point cependant de la Valle Enchiausa, le contact devient plus difficile à préciser (le long

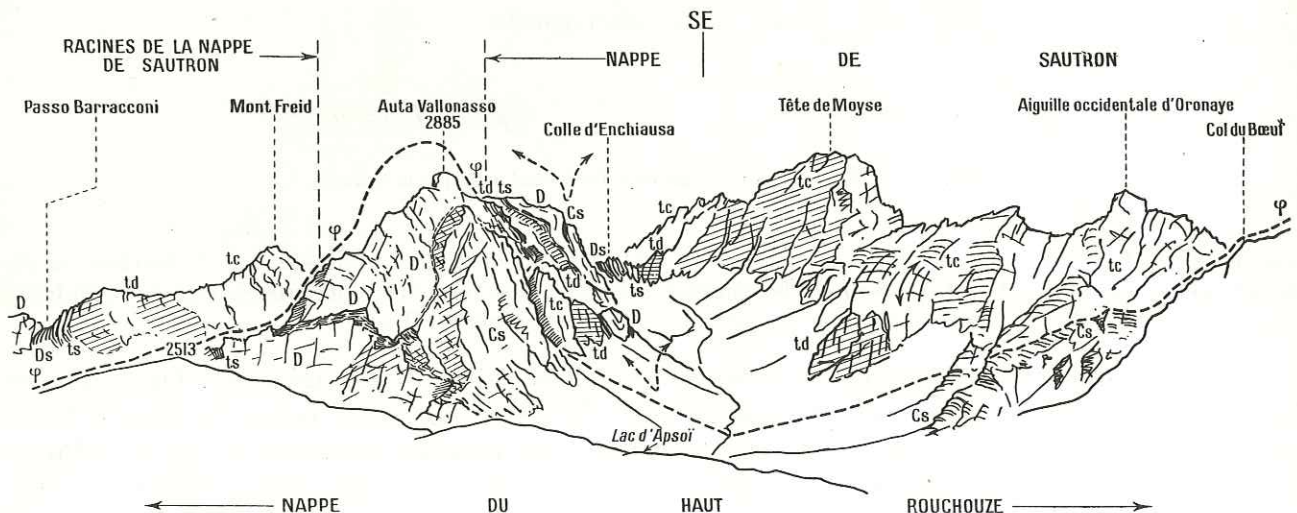


FIG. 66. — Le massif de la Tête de Moise (versant nord), vu des abords du col des Monges

du sentier menant au Colle d'Enchiausa). Cela est dû à ce qu'il passe ici entre deux masses de Dogger appartenant respectivement aux deux unités superposées.

Les terrains appartenant à la nappe de Sautron affleurent notamment à la crête d'Oronaye, à la Tête de Moise et au sommet sud de l'Auta Vallonasso; ils sont entourés de toutes parts par ceux de la nappe du Rouchouze et constituent donc une magnifique klippe (*klippe de la Tête de Moise*) de plus de 3 kilomètres carrés de superficie. L'attribution de cette klippe à la nappe de Sautron est basée autant sur les données stratigraphiques que sur sa position géométrique : elle ne saurait, je pense, faire de doute.

(1) Notamment au col du Bœuf, sur l'arête nord du col de Feuillas* et à l'Auta Vallonasso (abords du point 2841).

b. Structure de la nappe de Sautron

(Fig. 66 et 67; coupe 12 de la pl. 8)

La structure de la klippe de la Tête de Moïse n'est pas très simple : sur une surface, somme toute, assez réduite nous y noterons trois accidents distincts :

1° Les calcaires triasiques de la Tête de Moïse plongent faiblement à l'Est; leur pendage s'accroît aux aiguilles d'Oronaye et surtout le long de l'arête du Bric Moulinière où il atteint la verticalité. Au Colle d'Enchiausa, ces couches sont recouvertes par les assises postladiniennes, la brèche antébathonienne et le Dogger, qui présentent un pendage analogue.

En suivant l'arête qui rejoint alors l'antécime 2789 de l'Auta Vallonasso, on rencontre alors une lame, apparemment synclinale, de Marbres en plaquettes, qui court à flanc de paroi depuis le gendarme 2620 sur plus de 1 kilomètre en direction du Nord. On retrouve alors le Dogger en atteignant l'antécime 2789. Cependant, il ne s'agit pas, malgré les apparences, du flanc inverse

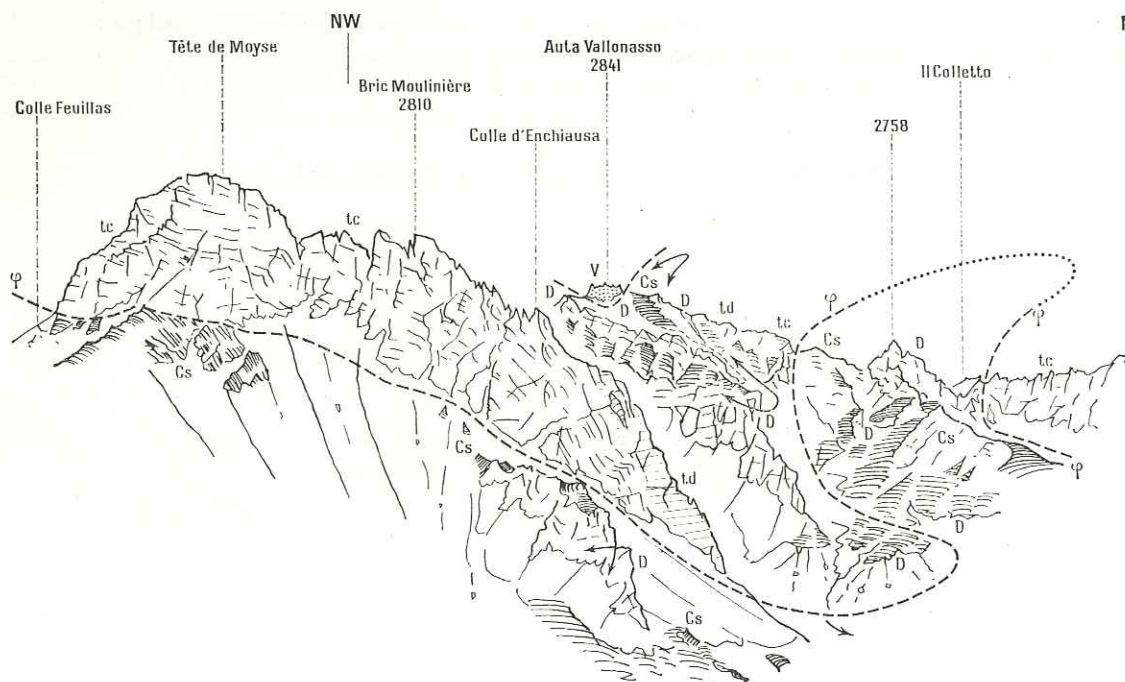


FIG. 67. — Le haut vallon d'Enchiausa vu du Bric Content (versant sud-est de la Tête de Moïse).

φ. Chevauchement de la nappe de Sautron (klippe de la Tête de Moïse).

Comparer avec la fig. 63 pour la structure de l'Auta Vallonasso et la fig. 71 pour le Colletto.

L'éperon de Dogger et de Marbres en plaquettes au premier plan représente la prolongation de l'anticlinal de Rocciasetto.

du synclinal (*synclinal du Colle d'Enchiausa*) mais d'une dalle de Dogger posée en klippe par-dessus ce synclinal (croquis, fig. 68) : on en peut faire le tour en marchant sur des Marbres en plaquettes qui tous plongent sous elle.

Le véritable flanc oriental du synclinal d'Enchiausa est facilement observable sur le flanc nord-oriental du gendarme 2620 : il y est vertical et les Marbres en plaquettes s'y réduisent à une lame également verticale. Plus haut, ce flanc oriental ne conserve plus qu'un pendage assez moyen vers l'Ouest et le synclinal s'ouvre alors pour loger la klippe de Dogger.

Ce flanc oriental se complète, par sa base, de dolomies et de calcaires triasiques qui couronnent les impressionnants abrupts nord-est de l'Auta Vallonasso. La base des calcaires virglorens montre, entre les points 2885 (sommet nord) et 2841 (sommet sud), de petites charnières *déversées vers le Nord-Est*.

L'axe de ce synclinal est orienté N 60° W : il est donc oblique d'une quinzaine de degrés par rapport à la direction des accidents de la nappe du Rouchouze.

2° Le sommet méridional (2841) lui-même est constitué par une *nouvelle klippe*, exclusivement formée de Verrucano.

Au Sud elle repose sur la klippe de Dogger en série inverse ; au Nord elle repose directement, quoique sur une faible longueur, sur les Marbres en plaquettes du synclinal d'Enchiausa (flanc oriental).

En fait les rapports entre le Verrucano et le Dogger sous-incombant ne sont pas très clairs : à la petite brèche séparant l'antécime 2789 du sommet 2841, on observe du Sud au Nord :

1. Dogger assez massif;
2. lame mince de dolomie jaunâtre;
3. lame d'andésite;
4. 2 mètres de bancs calcaires et dolomitiques d'âge par conséquent probablement triasique;
5. calcaire grossier bleuté, à patine rousseâtre, très spathique, crinoïdien;
6. schistes verts siliceux;
7. Verrucano bien typique, massif.

Une seule conclusion nette peut en être tirée : ce contact est fortement tectonisé.

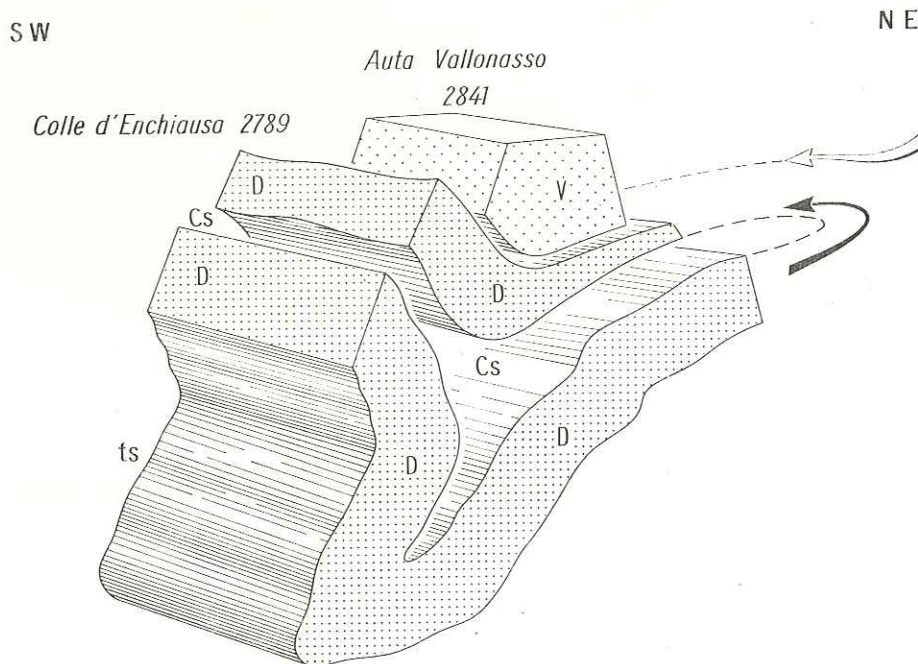


FIG. 68. — Bloc-tectonogramme montrant la structure de détail de l'Auta Vallonasso
(Seuls le Jurassique et le Verrucano ont été représentés)
[Voir également fig. 67 et 71]

L'origine de la *klippe siliceuse de l'Auta Vallonasso* sera réenvisagée plus tard (p. 208), mais il paraît en tous cas probable qu'elle est issue d'une région plus orientale.

c. Structure de la nappe du Haut Rouchouze

Les éléments définis au nord-ouest du lac d'Apsoï peuvent se suivre ici, quoique pas toujours d'une façon évidente.

L'*anticlinal des Balces* forme le soubassement occidental de la Tête de Moÿse; son flanc ouest, faiblement plongeant, s'observe en rive droite du vallon d'Oronaye.

Le *synclinal des Monges* abrite le lac d'Apsoï et, au-delà de la klippe de Moÿse, se marque dans les pentes orientales (versant italien) du col de l'Enclousette d'Oronaye.

L'*anticlinal de Rocciassetto* s'enfonce sous les Marbres en plaquettes de l'Auta Vallonasso; il forme la partie inférieure de l'abrupt nord-est de cette montagne, jusqu'au Colletto del Vallonasso.

En contrebas de ce point (versant Visaisa), on trouve quelques témoins verticaux de dolomies ladiniennes, qui en représentent le flanc oriental.

Il réapparaît, au-delà de la klippe, sous l'aspect d'un éperon de Dogger, à l'aplomb sud du Bric Moulinière.

Le *synclinal du Passo della Fea* est très écrasé et longe le pied ouest de l'éperon 2362 qui descend du Colletto del Vallonasso en direction du lac Visaisa. Il est là caché, en majeure partie, par les éboulis.

Il se renverse brusquement vers l'Ouest, au niveau du Colletto, pour former une vire de Marbres en plaquettes à flanc de paroi (croquis, fig. 66), sous les points 2542 et 2604 (arête nord-ouest de l'Auta Vallonasso).

Au-delà de la klippe, on le voit réapparaître dans une position semblable mais il y est dédoublé par une lame intermédiaire de Dogger (arête sud-est du Monte Soubeyran dans la Valle Enchiausa, alentours de la cote 2300).

L'*anticlinal de la Punta le Teste* forme l'éperon 2362 au-dessus du lac Visaisa : son cœur est formé de calcaires virgloriens verticaux et il est flanqué, des deux côtés, par des dolomies ladiniennes très redressées. Au sud-est du Colletto del Vallonasso, les éléments triasiques de cet anticlinal disparaissent en profondeur : on voit alors se déve-

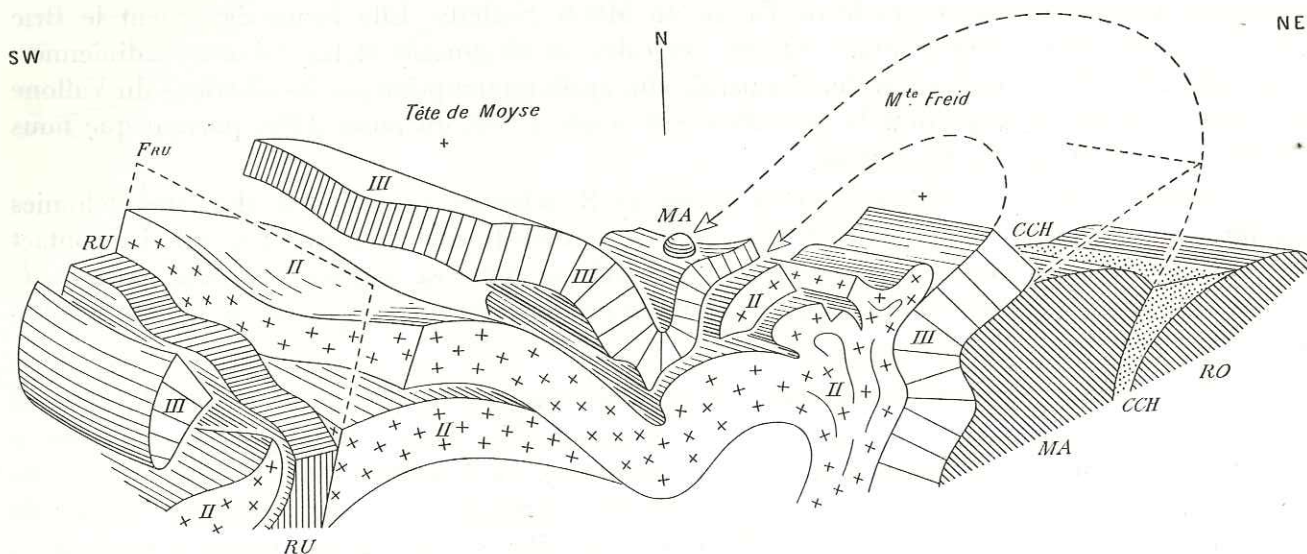


FIG. 69. — Tectonogramme schématique du massif de la Tête de Moÿse

I. Nappe du Rouchouze. — **II.** Nappe de Sautron. — **CCH.** Zone Ceillac-Chiappera. — **RU.** Zone siliceuse du Ruburent. — **MA.** Bande siliceuse de Marinet. — **RO.** Bande siliceuse de Roure. — **FRU.** Faille du Ruburent.

opper puissamment sa « Tête couchée » formée par le Dogger décollé (voir schéma, fig. 65; croquis, fig. 66). C'est ce terrain qui forme le sommet septentrional de l'Auta Vallonasso, ainsi que la haute falaise (300-400 mètres) qui court jusqu'au collet par lequel on passe dans la Valle Enchiausa.

Le sommet nord de l'Auta Vallonasso, l'aiguille sans nom cotée 2758 et le Monte Soubeyran sont donc formés par le Dogger et les Marbres en plaquettes de la crête de l'anticlinal de la Punta le Teste; mais cette charnière anticlinale est énergiquement déversée vers le Nord-Ouest de sorte que son flanc oriental forme un plan incliné vers l'Ouest (garni de Marbres en plaquettes, notamment au Monte Soubeyran).

Aucun fait saillant, que nous ne connaissions déjà plus au Nord, n'apparaît donc dans ce secteur.

4. LES MONTAGNES DU RUBURENT ET DE L'OSEROT

La nappe de Sautron n'apparaît plus dans ce groupe montagneux : au sud de la Tête de Moïse elle a partout été déblayée par l'érosion. Par contre, nous y voyons apparaître une nouvelle unité qui n'a pas été rencontrée dans la coupe entre Larche et Saretto (unité de Rocca Peroni).

Un coup d'œil sur le schéma structural d'ensemble (en pochette) permet de constater que ce secteur est ainsi partagé entre quatre éléments :

- l'unité de l'Oserot;
- l'unité du Rouchouze proprement dite (Tête de Vaouclavia);
- l'unité de Rocca Peroni;
- le matériel siliceux.

Il importe donc en premier lieu d'examiner les rapports entre ces quatre éléments.

a. Rapports entre les différents éléments structuraux

L'étude détaillée des contacts est nécessaire pour établir la nature de ces rapports :

1. La nappe du Rouchouze s'étend, sans solution de continuité, jusqu'à la Tête de Vaouclavia et jusqu'à l'extrémité sud-orientale de l'arête du Monte Scaletta. Elle forme également le Bric Content et son arête orientale toute entière. Les calcaires virgloriens et les dolomies ladiniennes, redressées à la verticale de cette arête, réapparaissent, après interruption par les alluvions du Vallone Roccetta, pour former la portion de la Costa Denti située à l'est du point 2390, portion que nous rattacherons à la nappe du Rouchouze.

Sous les calcaires virgloriens de la nappe du Rouchouze, apparaissent alors des dolomies ladiniennes qui appartiennent donc à une *unité inférieure* (unité de Rocca Peroni). Le contact est rarement facile à observer mais se trouve jalonné sur toute sa longueur par des *copeaux de terrains siliceux*, de gypses ou de cargneules, dont la présence est une attestation de la nature tectonique de ce contact.

2. Le contact entre la bande siliceuse du Ruburent-Oserot et l'unité calcaire de l'Oserot est également tectonisé mais à un degré moindre. En particulier, malgré des disparitions de couches par laminage (série triasique absente au Bric par exemple), on recoupera toujours, du Nord-Est au Sud-Ouest, une succession en ordre normal. Au Monte Oserot, il ne m'a même pas paru qu'il y ait autre chose qu'une succession normale, allant des quartzites werféniens aux calcaires virgloriens, avec seulement quelques laminages sans signification. Dans ces conditions, il me semble que l'on doit considérer que *les terrains siliceux de l'Oserot et du Ruburent ne forment, avec les terrains calcaires qui les surmontent, qu'une seule entité tectonique.*

3. Que doit-on penser enfin des relations de cette entité du Ruburent avec la nappe du Haut Rouchouze (Monte Vaouclavia) ? Les choses peuvent être envisagées du double point de vue de la tectonique ou de la stratigraphie.

Au *point de vue tectonique*, il ne fait pas de doute que les dolomies ladiniennes du Monte Scaletta, après avoir plongé à 45° environ vers le Sud-Ouest, viennent buter par une faille contre les andésites du Ruburent. Il s'agit là, très visiblement, de la faille du Ruburent et nous ne nous étonnons pas de voir apparaître ici par points les mêmes gypses et cargneules dont nous l'avons vue jalonnée plus au Nord. Ainsi *l'unité de l'Oserot-Ruburent se trouve-t-elle surélevée par rapport à la nappe du Rouchouze, à la faveur de la faille du Ruburent (fig. 70).*

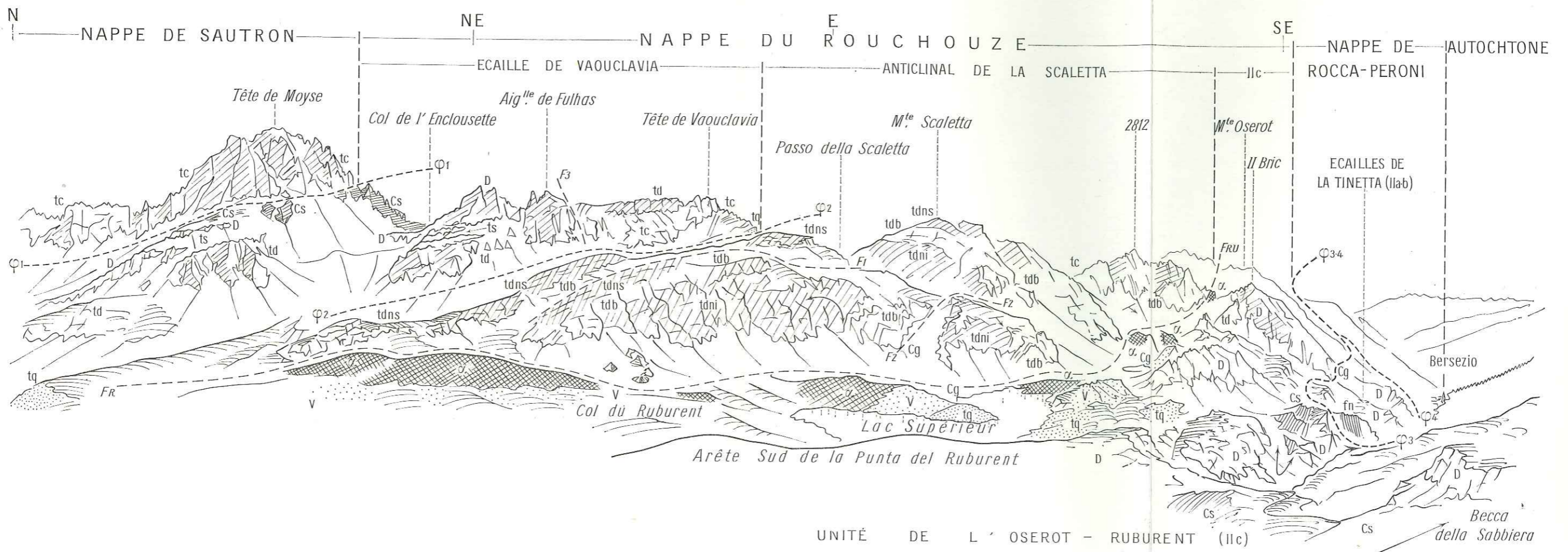


FIG. 70. — Les montagnes du Ruburent vues du Monte Pierassin

ϕ_1 . Chevauchement de la nappe de Sautron. — ϕ_2 . Chevauchement de l'écaille de Vaouclavia. — ϕ_3 . Chevauchement unité de l'Oserot/écaille de la Tinetta. — ϕ_4 . Chevauchement écaille de la Tinetta/nappe de Rocca Peroni.
 ϕ_1 et ϕ_2 . Failles longitudinales de tassement dans l'anticlinal de la Scaletta. — ϕ_3 . Faille de l'aiguille de Fulhas. — FRU. Faille du Ruburent.
 F_1 et F_2 . Failles verticales de tassement. — F_3 . Faille de l'Enclousette d'Oronaye*. — IIa, IIb, IIc. Voir texte p. 165. — Col de l'Enclousette = col de Feuillas*. — Aiguille de Fulhas = Pointe de Feuillas*.

Dans ces conditions, on pourrait imaginer que l'unité de l'Oserot représente une unité inférieure à celle de Rouchouze, remontée par la faille, c'est-à-dire en fait l'unité de Rocca Peroni.

Il n'en est rien : en effet le siliceux de l'Oserot (andésites du Passo la Croce, du Colle Oserot, des lacs d'Oserot) repose par une surface fortement plongeante vers l'Ouest *sur cette unité de Rocca Peroni*; le contact, un instant interrompu par les éboulis à l'est des lacs d'Oserot, est splendidement marqué à la Bassa Terra Rossa par un épais coussin de cargneules. La continuité quasi absolue des affleurements appartenant à l'unité de Rocca Peroni, entre la Rocca Peroni et le soubassement de la Bassa Terra Rossa, est assurée par les affleurements des points cotés 2660, 2710, 2814, du Passo de Rocca Brancia, du Passo Bernoir et des Costiglioni. Elle permet d'affirmer que *l'élément tectonique de l'Oserot recouvre l'unité de Rocca Peroni. Il est en conséquence assimilable, par sa position, à la nappe du Haut Rouchouze.*

Si l'on franchit donc d'Est en Ouest la dépression du Ruburent, on ne change donc pas d'unité tectonique, on se contente d'enjamber la faille du Ruburent.

Cette manière de voir est également soutenue par le *point de vue stratigraphique*. En effet on retrouve, dans le secteur Ruburent-Oserot, une série stratigraphique qui se rapproche essentiellement de celle de la nappe du Haut Rouchouze. Il est vrai que la portée de cet argument se trouve réduite par le fait que la série post-triasique de la nappe de Rocca Peroni est ici pratiquement inconnue.

b. Structure de détail de la nappe du Rouchouze proprement dite

(Coupe n° 12 de la pl. 8)

Comme plus au Nord, elle forme dans l'ensemble une voûte assez bien dessinée mais accidentée de replis secondaires : c'est l'anticlinorium du Rouchouze. Les modifications que subissent les éléments structuraux, que nous avons décrits dans le massif de Moïse, sont cependant assez sensibles.

L'anticlinal de la Punta le Teste n'est plus discernable; il est vrai qu'on est dans l'impossibilité de savoir s'il se marquait au niveau des assises jurassiques car celles-ci sont enlevées par l'érosion (il est d'ailleurs très rare de les rencontrer, dans tout ce secteur; c'est à plus forte raison le cas également pour les assises crétacées).

Le *synclinal della Fea* n'a pas plus d'existence.

L'anticlinal de Rocciassetto se poursuit par contre au sud des arêtes du Bric Moulinière.

Il se transforme alors, au-delà de la Valle Enchiausa, en un pli-faille. Sa surface de chevauchement, jalonnée de cargneules et de calcaires plaquetés jaunes du Virglorien inférieur, se suit à mi-pente des abrupts orientaux du Monte Vaouclavia; ils y forment une vire qui vient aboutir à la brèche occidentale du Bric Content.

Ce sommet lui-même (croquis, fig. 71) est constitué en partie par le Virglorien inférieur, puis les calcaires virglorens en constituent l'arête orientale, jusqu'au point 2621, où leur succèdent les dolomies ladinienes. Le pendage passe alors, des 50° qu'il atteignait au Bric Content, à une valeur proche de la verticale. De plus, à l'extrémité de l'arête (entre les points 2346 et 2332), ces couches se renversent et le flanc oriental de l'anticlinal de Rocciassetto se trouve ainsi *déversé vers l'Est*. On voit là, au-dessus du Dogger qui forme le sommet de la falaise dominant les Grangie Gorra (en position inverse), quelques mètres de dolomies et schistes postladiniens et enfin la falaise des dolomies ladinienes très redressées.

La même succession, avec les mêmes variations de pendages peut se relever au sud du Vallone Roccietta, le long de la Costa Denti (de la brèche, située 500 mètres au nord-est du Passo dell'Escalon, à la Gr. Calandra). Il ne fait ainsi plus de doute que cette crête appartient bien à la nappe du Rouchouze.

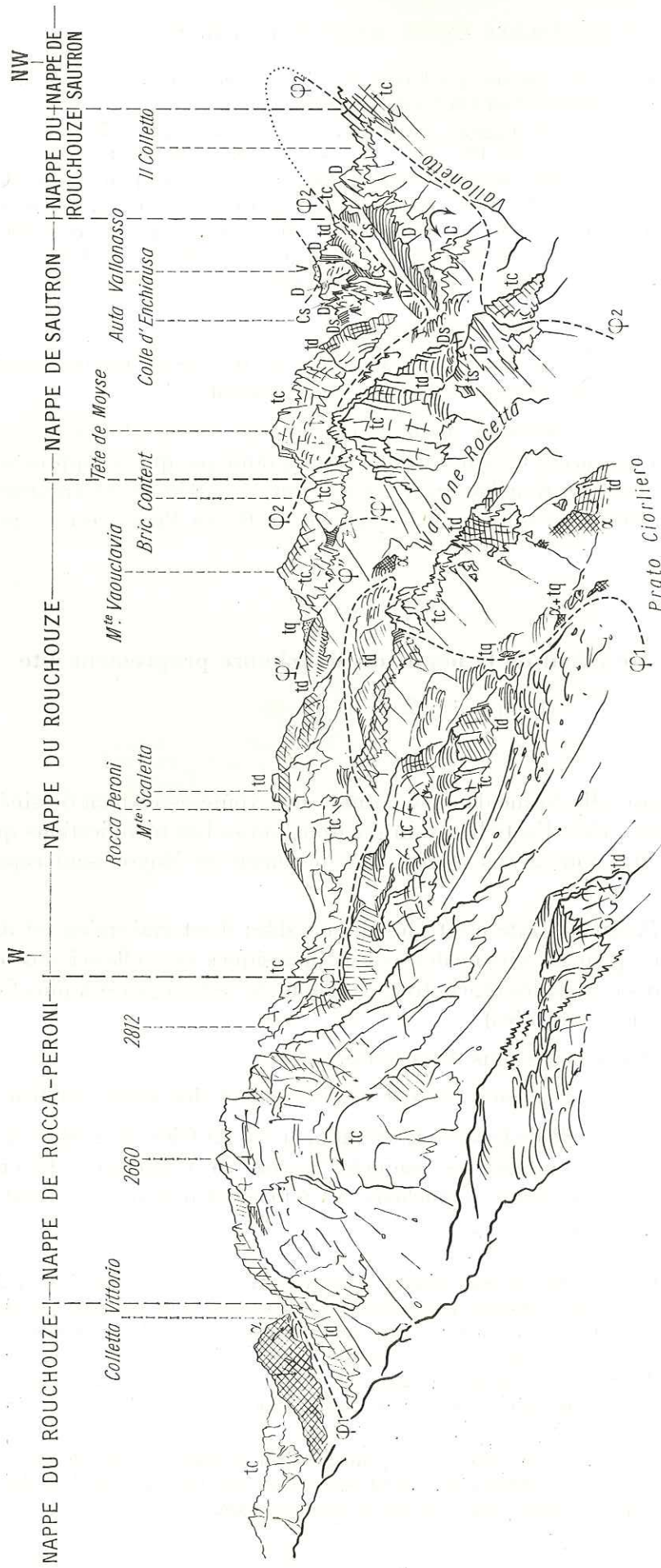


FIG. 71. — Les vallons adventifs de l'Unerzio, vus du Passo della Gardetta

ϕ₁. Chevauchement de la nappe du Rouchouze. — ϕ₂. Chevauchement de la nappe de Sautron.
 Noter le renversement à l'Est des racines (Il Colletto) et l'écaillage subsidiaire de la nappe du Rouchouze (ϕ', ϕ''), ainsi que le ploïement en voûte de la nappe de Rocca Peroni.

Le synclinal des Monges se réduit, par suite de l'évolution de l'élément précédent, à une simple ligne de contact anormal entre les dolomies ladinienes du Monte Vaouclavia et le Virglorien inférieur du Bric Content.

L'anticlinal des Balces est transformé, lui aussi, en un pli-faille très accentué, une véritable « écaille ». Il englobe la Pointe de Feuillas* et le Monte Vaouclavia. La surface de chevauchement,

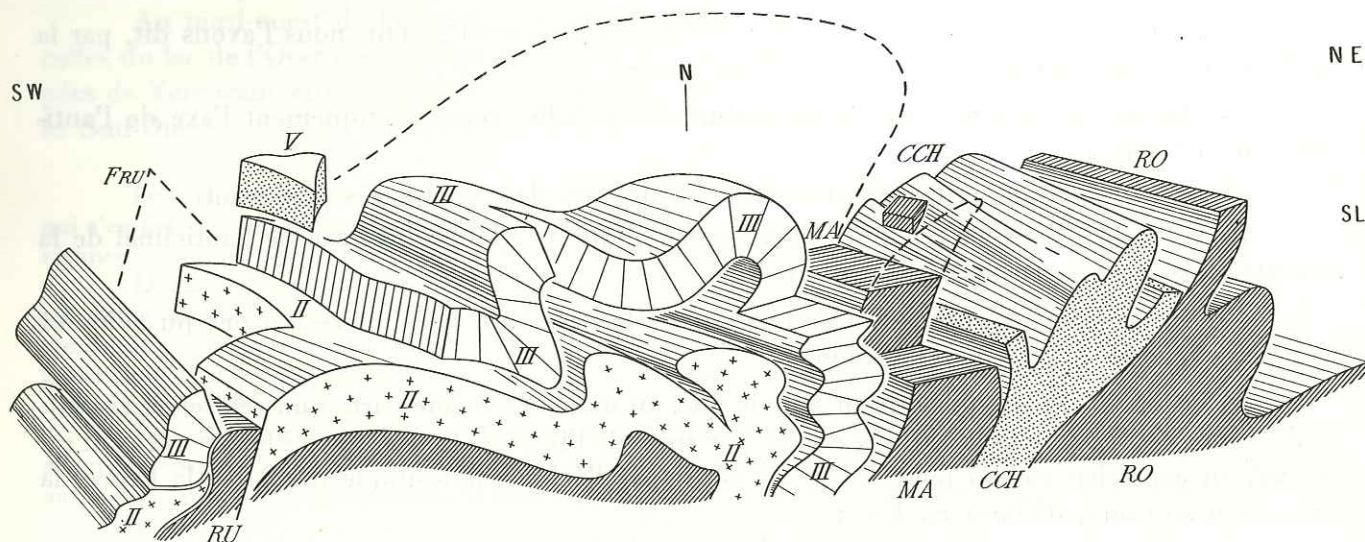


FIG. 72. — Tectonogramme schématique au niveau du Rouchouze et du Monte Boulliagna

RU. Affleurements siliceux du Ruburent. — FRU. Faille du Ruburent. — Ma. Anticlinal de Marinet. — RO. Zone siliceuse du Roure. — SL. Zone des Schistes lustrés. — II. Nappe du Rouchouze. — III. Nappe de Sautron. — CCH. Zone Ceillac-Chiappera.

Noter la petite klippe siliceuse du versant ouest du Monte Boulliagna.

qui se perd vers le Nord sous les éboulis, est marquée, au Pas de Vaouclavia, par un coin de quartzites chevauchant les dolomies ladinienes qui apparaissent plus au Sud.

Sur l'arête nord du Pas de Vaouclavia, la série se complète par les calcaires plaquetés et vermiculés du Virglorien inférieur puis les calcaires francs et enfin les dolomies ladinienes au sommet de la crête. Les termes supérieurs de la série ne s'observeraient pas si, au sud-est du point 2840 (col de l'Enclousette d'Oronaye*), une faille ne venait affaïsser les couches situées plus au Nord-Ouest : on voit ainsi paraître les assises postladiniennes, le Dogger et même les Marbres en plaquettes (au col de Feuillas*) [fig. 70].

Cette faille de l'Enclousette d'Oronaye* est verticale et orientée à peu près nord-sud; son rejet peut être évalué à une petite centaine de mètres.

Ajoutons que, dans le versant italien du col de Feuillas*, on note de petits replis « en cascade » affectant aussi bien le Dogger que les Marbres en plaquettes; il m'a paru qu'il s'agissait là de simples replis disharmoniques du flanc oriental de l'anticlinal des Balces mais il faut en remarquer le déversement à l'Est.

Enfin, sous l'écaille formée ici par l'anticlinal des Balces, nous relèverons l'apparition d'un élément inconnu plus au Nord que j'appellerai *anticlinal de la Scaletta*.

C'est à cet anticlinal qu'appartiennent les dolomies ladinienes ployées en un dôme régulier qui forment la croupe séparant le vallon de Vaouclavia du lac supérieur du Ruburent (fig. 70).

Nous signalerons en outre ici l'existence d'une petite faille nord-sud (passant approximativement par les points 2669 et 2662) qui semble poursuivre, ou au moins relayer, la faille de l'Enclousette d'Oronaye*. D'autre part, les dolomies des points 2585 et 2543, à l'est des Grangie Trune (lacs du Ruburent) constituent un paquet volumineux, glissé en masse sans avoir été disloqué, et recouvrant localement le tracé de la faille du Ruburent.

Au sud-est du Colle della Scaletta, le même dôme de dolomies ladiniennes se poursuit, identique à lui-même, pour constituer la longue arête du Monte Scaletta; il y apparaît en outre des calcaires virgloriens, dont les assises basales sont en partie visibles aux abords du Passo dell' Escalon et au collet 2507, sur l'arête nord-est du point 2812.

Cependant, tandis qu'à la latitude du lac du Ruburent c'était le flanc est qui en était le mieux représenté, on constate au Monte Scaletta (2840) que les deux flancs sont également respectés par l'érosion et, plus au Sud (point 2812), que le flanc ouest, plongeant à 45°, est le seul conservé.

Le contact de ces dolomies avec les andésites du Ruburent se fait, nous l'avons dit, par la *faille du Ruburent*; on peut l'observer en deux points :

— 500 mètres au nord du col du Ruburent, la faille coupe pratiquement l'axe de l'anticlinal de la Scaletta;

— au Passo Peroni, elle sectionne au contraire son flanc ouest très plongeant.

La faille du Ruburent est donc légèrement oblique par rapport à l'axe de l'anticlinal de la Scaletta mais la divergence est bien minime.

À l'est du Passo Peroni, tous les témoins de la nappe du Rouchouze qui ont pu affleurer sont actuellement enlevés par l'érosion.

La brutalité de cette disparition semble due, au moins pour une part, à un relèvement subit, en direction de l'Est, de la base de la nappe, par suite de l'intervention d'une faille. En effet j'ai pu relever, en contrebas est du point 2748, au départ de l'échine andésitique du Passo la Croce, la succession suivante, d'Ouest en Est :

1. calcaires dolomitiques ladiniens, plongeant fortement au Sud-Ouest;
2. mince lame d'andésite verticale fortement écrasée, orientée suivant une direction nord-sud;
3. lame de 10 mètres à 1 mètre d'épaisseur, verticale, de quartzites werféniens;
4. andésites du Passo la Croce.

Il y a là un contact tectonique que j'interprète comme la reprise, par une faille nord-sud, de la surface de chevauchement de la nappe.

c. Structure de détail de l'unité de l'Oserot-Ruburent

(Coupes 13, 14, 15 et 16 de la pl. 8)

Cette unité n'apparaît qu'au sud du lac de l'Oronaye. Nous avons, en effet, vu plus haut (p. 150), qu'elle se trouve, au-delà, laminée ou masquée sous la nappe de Sautron; elle présente d'ailleurs encore des traces de laminage sur une assez grande distance en direction du Sud-Est.

À son extrémité nord, soit au niveau du col du Ruburent, elle forme une barre calcaire (Dogger et un peu de Malm) plongeant en moyenne à 45° vers le Sud-Ouest. Cette série calcaire du Monte Pierassin entre en contact avec les quartzites du lac et du col du Ruburent par superposition et avec une intercalation d'une lame mince et discontinue de cargneules.

À partir du lac inférieur du Ruburent, le laminage s'atténuant, on voit apparaître une lame de dolomies ladiniennes entre le Dogger et les quartzites (fig. 73).

Au Bric, le soubassement de la montagne montre des dolomies ladiniennes, tandis que, dans les parties hautes (Passo Peroni), elles disparaissent de nouveau temporairement; elles réapparaissent en effet dès le point 2544, en contrebas du Passo la Croce. Avant même d'atteindre le Colle Oserot, la série s'est complétée définitivement par sa base avec des calcaires virgloriens et même les assises plaquetées du Virglorien inférieur. On observe alors toutes les apparences d'une continuité stratigraphique, du Permien au Dogger. Il m'est apparu là que l'unité de l'Oserot-

Ruburent représente, d'une façon à peu près certaine, la couverture des terrains siliceux du *Ruburent*, en particulier en considérant que l'un et l'autre sont intéressés identiquement par des replis accentués comme la charnière couchée du Monte Oserot.

L'extension vers le Sud-Ouest de cette unité n'est pas considérable : elle forme les hautes pentes de la rive gauche de la Stura en amont de Bersezio (voir panorama pris de Bersezio, pl. 5). Vers le Sud-Est, elle disparaît, décapée par l'érosion, par suite du relèvement axial, à la Bassa Terra Rossa. C'est à partir de ce point que nous allons en reprendre l'étude en direction du Nord-Ouest.

Au nord-ouest de la Bassa Terra Rossa affleurent des andésites qui se raccordent à l'Est à celles du lac de l'Oserot et passent également à l'Ouest sur le versant de Bersezio ; elles sont enveloppées de Verrucano et de quartzites, qui forment sur ce versant une très belle charnière couchée vers le Sud-Ouest.

Le flanc normal de cet *anticlinal plongeant de l'Oserot* forme le Monte Oserot, son arête nord-ouest, l'arête qui s'en détache vers le Sud-Ouest à partir du point 2861 (calcaires virglorens) jusqu'au point 2464 (dolomies ladiniennes), ainsi que toute la zone déprimée qui s'étend en direction du Bric.

Le flanc inverse proprement dit de cet anticlinal est assez fortement laminé et réduit à une cinquantaine de mètres de calcaires virglorens. Il chevauche alors une zone assez confuse qui appartient pourtant encore indubitablement à la même unité : dans ces basses pentes occidentales du Monte Oserot j'ai ainsi pu dénombrer au moins trois anticlinaux de dolomies ladiniennes, séparés par des passées synclinales d'assises dolomitiques postladiniennes (avec « cargneules supérieures », indiquées **td (Cg)** sur la pl. 5).

Le synclinal inférieur montre, conservé par l'érosion, son noyau jurassique qui affleure au nord du sentier allant de Bersezio à la Bassa Terra Rossa, vers la cote 2300. Ce contenu jurassique se trouve en quelque sorte « régurgité » au nord du ravin de San Sebastiano et vient former le volumineux paquet (en partie glissé) de la Testa dell'Iretta⁽¹⁾.

On retrouve également le Dogger au nord du ravin de la Madonna : il s'y montre ployé en un anticlinal, puis un synclinal, déversés au Sud-Ouest. C'est cet étage qui forme les pentes abruptes, jusqu'à la hauteur de la Fontanna San Giovanni. Plus haut, refoulées par l'intermédiaire d'une bande de cargneules, apparaissent les dolomies ladiniennes du flanc normal de l'anticlinal de l'Oserot : le flanc inverse proprement dit est ici complètement laminé et l'unité de l'Oserot est ainsi clivée en deux écailles isoclinales.

Dans les contreforts du Bric, qui appartient ainsi à l'écaille supérieure (principale), apparaît bientôt une écaille intermédiaire de Dogger et Marbres en plaquettes. Elle est à vrai dire sans grande continuité, puisqu'elle se lamine au nord de la fontaine San Giovanni (extrémité sud) et avant d'atteindre le Rio Ruburent (extrémité nord). Nous avons ainsi, à la latitude du Bric et d'Argentera, la succession suivante (fig. 70 et pl. 5) :

- unité de l'Oserot-Ruburent proprement dite (II c) ;
- écaille supérieure de la Tinetta (amygdalaire) (II b) ;
- écaille inférieure de la Tinetta (II a).

C'est en effet la prolongation vers le Nord-Ouest de cette écaille inférieure que représente la double barre (dolomies ladiniennes au bas, Dogger au sommet) de la Tinetta, en rive droite du Ruburent. Cette écaille se poursuit plus au Nord, où lui appartiennent les falaises ladiniennes dominant Argentera, quelques affleurements de Dogger pointant à travers les éboulis, aux abords du ravin de Costa Plana, et surtout les deux affleurements jurassiques de la maison cantonnière de la route du col de Larche que D. Schneegans décrivit naguère (1938, p. 237). C'est en ce point que l'on voit la terminaison frontale de l'écaille inférieure de la Tinetta et que l'on constate le chevauchement de cette dernière (par l'intermédiaire de gypses) sur le Flysch à Helminthoïdes.

⁽¹⁾ En plusieurs points le Dogger, dont il est ici question, montre d'assez nets phénomènes de « cargneulisation » ; ils peuvent s'étudier vers la cote 2300 et même le long du sentier de la Bassa Terra Rossa, dans les pentes inférieures de la Testa dell'Iretta (voir au sujet de ces phénomènes les travaux de W. Brückner et ceux de F. Ellenberger en Vanoise).

L'unité de l'Oserot-Ruburent proprement dite continue à s'étendre par-dessus les écaïlles de la Tinetta en rive droite du Rio Ruburent, mais elle y est affectée d'accidents nouveaux (fig. 73).

Le premier est une inflexion synclinale très nette et remplie de Marbres en plaquettes, dans laquelle se trouve situé le sommet du Monte Pierassin.

Le flanc occidental de ce *synclinal du Monte Pierassin* s'élève alors assez rapidement en direction de la Becca della Sabbiera, dont il va former l'arête septentrionale (2588) et le sommet nord.

Le sommet sud de la Becca della Sabbiera cependant est formé par les Marbres en plaquettes de l'écaïlle inférieure de la Tinetta : ces derniers sont ployés en un synclinal déversé au Sud-Ouest dont le flanc oriental montre nettement ses assises verticales au Passo Pra di Bals. C'est ce même flanc oriental renversé qui est chevauché, à la Becca della Sabbiera, par le Dogger de l'unité de l'Oserot; remarquons au passage que seul le Dogger est entraîné dans ce mouvement de chevauchement, bien que, plus à l'Est, à la Sorgente del Rio Ruburent, s'y intercale à la base une lame de dolomies ladiniennes. On peut noter d'autre part que ce Dogger présente de nets indices de clivage interne : il est en effet dédoublé par une lame discontinue de Marbres en plaquettes.

Ce clivage du Jurassique de l'unité de l'Oserot s'accroît fortement lorsque l'on passe sur le versant ouest de la crête : dans ces pentes raides qui descendent sur le lac de la Maddalena se développe un système d'écaïlles imbriquées dans les Marbres en plaquettes que je désignerai sous le nom d'*écaïlles de la Maddalena*.

Elles forment trois chapelets étagés à des altitudes différentes, entre la cote 2300 et la crête, et ne montrent guère que du Dogger recouvert de calcaires plaquetés violacés du Callovien; elles sont localement accompagnées de Flysch noir qui emballe notamment le chapelet supérieur.

Au col 2588, on note, au contact de base de l'écaïlle moyenne et recouvrant les Marbres en plaquettes de l'écaïlle inférieure (de la Becca della Sabbiera), une lame de dolomies ladiniennes accompagnée de cargneules. On trouve également, de-ci de-là, de petits fragments de dolomies le long des surfaces de chevauchement.

Toutes ces écaïlles se laminent finalement en direction du Nord-Ouest, avant d'atteindre la Tête des Parties, où elles sont représentées par la prolongation des bandes de Flysch noir qui les emballaient. À mon avis, il s'agit assez nettement là d'un *écaillage frontal de la couverture jurassique (déchollée) de l'unité de l'Oserot* : loin de se renverser en une charnière frontale, comme les unités supérieures, la nappe du Rouchouze se montre donc, à tous ses niveaux, *étirée et comme entraînée vers le Sud-Ouest à l'intérieur des replis du Flysch à Helminthoïdes*.

d. Le matériel siliceux

C'est le prolongement de la bande siliceuse du Haut Rouchouze et de l'Oronaye; il est dans la même situation tectonique, c'est-à-dire ramené au jour par le relèvement du compartiment sud-ouest de la faille du Ruburent.

Dépression du Ruburent.

(Fig. 70 et 73.)

On voit s'y succéder au sud-ouest de la faille : les andésites (formant la dépression des deux lacs supérieurs), le Verrucano et les quartzites (formant une échine rectiligne qui borde à l'Ouest cette dépression), le tout en superposition normale et avec un fort pendage ouest. Par endroits cependant, on note des zones écrasées tectoniquement (Verrucano schistoïde, quartzites réduits à l'état de sable).

Au contact de la faille, on peut noter l'existence de paquets disséminés de gypses et de cargneules : la présence de ces terrains injectés souligne l'importance de cette faille.

Passo la Croce et vallon d'Oserot.

Au Passo Peroni, les andésites ont perdu passagèrement leur couverture quartzitique (j'ai dit plus haut que le Dogger y perd également son substratum de calcaires dolomitiques) : on n'en observe que de minces témoins laminés, par exemple au pied est du point 2748 de l'extrémité sud de l'arête de la Scaletta (voir p. 164).

C'est aux abords du Passo la Croce que l'on perd définitivement la trace de la faille du Ruburent : elle doit s'y amortir dans les andésites qui sont si développées en ce point.

En effet, par suite du relèvement axial, on voit ici apparaître sous l'unité du Rouchouze proprement dite (crêtes de la Scaletta) le substratum siliceux qui restait enfoui plus au Nord : il vient s'y souder à la bande du Ruburent. Les andésites du Passo la Croce reposent (au Nord-Est) par un contact tectonique fortement incliné au Sud-Ouest, sur les dolomies ladiniennes du point 2660. Le contact s'observe notamment à la Colletta Vittorio et plus à l'Est au Colle Oserot.

En ce dernier point, les andésites ont retrouvé leur couverture quartzitique et, comme nous l'avons vu plus haut, une série complète (allant du Permien au Jurassique) s'étend alors vers le Sud-Ouest à travers les crêtes de l'Oserot; quant aux dolomies ladiniennes recouvertes par les andésites, elles forment les points 2710 et 2814 (I.G.I.) au nord-ouest du Passo Rocca Brancia. Nous verrons que ces dolomies ladiniennes, fortement plongeantes au Sud-Ouest forment le sommet de la nappe de Rocca Peroni.

Le contact tectonique qui sépare ces dolomies des andésites peut enfin se retrouver plus au sud-est, où il est marqué par des cargneules (point 2713 au sud-est du Passo Bernoir). Ces mêmes cargneules se développent pour former une importante masse à la Bassa Terra Rossa : le contact est de même nature et les dolomies ladiniennes qui sont recouvertes ici par les cargneules sont les mêmes que nous suivons depuis la Colletta Vittorio; seule l'orientation des pendages a changé puisque la surface listrique est ici plongeante (bien moins fortement d'ailleurs) en direction du Nord-Ouest.

J'ai décrit, plus haut (p. 165), la charnière couchée du Monte Oserot; il nous faut noter que cette charnière se dessine très bien dans les terrains siliceux que nous étudions; c'est en effet son flanc inverse quartzitique que nous voyons recouvrir les cargneules de la Bassa Terra Rossa et se prolonger jusque sur la rive sud-est du lac de l'Oserot.

En conclusion, nous retiendrons que la bande siliceuse Ruburent-Oserot, que nous venons de suivre, ne présente pas un anticlinal issu du tréfonds briançonnais (comme il avait toujours été admis, et comme je l'avais également cru tout d'abord) : elle ne se prolonge nullement en profondeur et repose sur les assises de la nappe de Rocca Peroni. On doit la considérer comme le « *noyau siliceux frontal de la tête plongeante de la nappe du Haut Rouchouze* » (nous avons vu cependant, p. 166, que le front de la nappe présente des accidents supplémentaires, de style très différent, au niveau des terrains calcaires : cette tête plongeante de la nappe du Rouchouze est loin, ainsi, d'être aussi simple et aussi régulière que celle des nappes supérieures).

Hauts vallons du bassin de l'Unerzio.

Les andésites du Passo la Croce s'y raccordent avec une série d'autres affleurements qui nous mèneront ainsi jusqu'à une nouvelle bande siliceuse importante : celle du Passo della Gardetta. Ces affleurements intermédiaires sont relativement discontinus mais jalonnent la base et la surface de charriage de la nappe du Rouchouze proprement dite (voir p. 160).

Le contact des andésites sur les dolomies ladiniennes de la nappe de Rocca Peroni, que nous avons abandonné à la Colletta Vittorio, se retrouve 500 mètres à l'ouest de ce point puis au collet 2507, au pied nord-est du sommet 2812 de l'arête sud du Monte Scaletta : on relève ici l'existence de deux lames d'andésites séparées par une passée de Marbres en plaquettes écrasés et de dolomies. Le contact tectonique avec la nappe de Rocca Peroni n'est plus incliné qu'à 50-60° en ce point.

En direction du Nord-Ouest, les affleurements siliceux disparaissent sur environ 2 kilomètres, masqués sous les éboulis; on les retrouve alors dans le vallon Rocchetta sous forme d'un pointement andésitique recouvrant les dolomies (à pendage 10-20° nord-est) qui forment le point 2532. Les affleurements siliceux se cicatrisent alors pour traverser, par une brèche située 500 mètres à l'est du Passo dell'Escalon, la crête de la Costa Denti et pénétrer dans le Vallone Peroni. Le contact anormal est « signé » à l'emplacement de cette brèche par la superposition, sur des assises postladiennes (nappe de Rocca Peroni), de calcaires finement plaquetés du Virglorien inférieur (nappe du Rouchouze).

Le fond du Vallone Peroni est jalonné par un chapelet d'affleurements minuscules qui pointent à travers les alluvions :

- quartzites verticaux alignés ouest-est, à la cote 2204;
- gypses et cargneules aux abords de la bifurcation des sentiers conduisant respectivement au Passo dell'Escalon et aux installations militaires de la Rocca Peroni;
- petits pointements d'andésites, quartzites et gypses, le long du sentier, en aval de ce point;
- enfin, avant que le sentier traverse l'échine terminale des Costa Denti, il traverse, sous la cote 2092, des andésites, suivies au Nord de quartzites verticaux. Ce dernier affleurement présente une certaine extension en contrebas avant de se perdre sous les alluvions du Prato Ciorliero (fig. 71 et 77).

Ainsi, si l'on fait abstraction des interruptions par laminage ou par couverture d'alluvions, on constate bien que *les affleurements siliceux du Passo la Croce se rattachent par une ligne continue à ceux du Prato Ciorliero.*

Mais, tandis que dans le secteur Ruburent-Oserot l'ordre de succession des assises était du Nord-Est au Sud-Ouest, il est inverse au Prato Ciorliero, où les quartzites affleurent au nord-est des andésites : d'un fort pendage vers le Sud-Ouest on est passé à un plongement vertical (ou presque) vers le Nord-Est. En somme, la bande d'affleurements siliceux rejoignant Ruburent et Prato Ciorliero décrit un mouvement de voûte anticlinale (comme la nappe du Rouchouze elle-même et, nous le verrons plus loin, comme la nappe de Rocca Peroni). *L'enfoncement à la verticale du bord interne de cette bande siliceuse prend tout l'aspect d'un enracinement* ⁽¹⁾.

Secteur du Passo della Gardetta.

Les terrains siliceux prennent de nouveau un développement important au sud des Grangie Resplendino. Ils vont constituer la *bande du Passo della Gardetta.*

En fait, on constate dès l'abord que cette bande est double et formée de deux lames verticales qui tendent à se confondre au-delà du Passo della Gardetta (fig. 77, 81 et 82).

1. *La bande du Prato Ciorliero* se raccorde avec les affleurements que nous venons de décrire et doit sans doute être considérée, du fait de sa position, comme la *racine des terrains siliceux du Ruburent et de l'Oserot.*

Ses quartzites verticaux forment le point 2165 mais se laminent vers le Sud-Est en faveur des andésites, avant d'atteindre le Passo della Gardetta, où ces dernières forment les affleurements situés au nord du point 2487;

2. *La bande des Grangie Resplendino*, plus orientale, montre des quartzites auxquels s'adjoignent vers le Sud des andésites; ces dernières recouvrent les quartzites de la bande précédente sans laisser s'insinuer entre eux de témoins calcaires, à l'exception des petits copeaux que l'on note aux abords du Passo della Gardetta.

Cette bande se montre liée, d'une façon très évidente, aux calcaires triasiques du Bric Cassin (nappe de Sautron) : je considère qu'elle en est le soubassement stratigraphique (mais probablement décollé, cependant); on relève, de bas en haut, à l'aplomb sud-ouest de ce sommet :

1. andésites affleurant le long du sentier de la Gardetta à l'altitude approximative de 2200;
2. Verrucano assez délité, en affleurements médiocres;

⁽¹⁾ Pour la signification donnée à ce terme voir les Conclusions tectoniques, p. 213.

3. quartzites formant quelques rochers isolés, saillant au milieu des éboulis (pendage 70° NNE);
4. calcaires plaquetés et calcaires vermiculés du Virglorien inférieur (assez peu développés et partiellement écrasés);
5. calcaires francs triasiques.

Au *Passo della Gardetta*, les deux bandes ne peuvent plus guère être distinguées par suite des écrasements et écaillages qui affectent les terrains; du Nord au Sud, suivant la ligne de crête, on peut relever la succession suivante :

1. calcaires triasiques de la Piastra (nappe de Sautron) avec pendage 60° SSW;
2. dislocation verticale marquée par une zone d'épaisseur métrique d'andésites écrasées;
3. lame, également métrique, de calcaires triasiques écrasés; se lamine vers l'Est;
4. andésites plus ou moins écrasées, présentant des passées d'aspect presque micaschisteux (100 mètres environ);
5. copeau de calcaires triasiques (important mais peu continu), formant le point 2418;
6. puissantes andésites englobant, sur le versant ouest, des copeaux triasiques disséminés;
7. lame de dolomies ladiniennes, assez continue;
8. mince lame écrasée d'andésites, se développant sur le versant ouest pour former le point 2210;
9. puissante masse de gypses formant le point 2487;
10. bande de cargneules s'élargissant à l'Est et à l'Ouest au dépens des gypses;
11. nouvelle bande de gypses affleurant au col même et descendant jusqu'à 2260 sur le versant ouest; on en retrouve d'ailleurs un pointement encore plus bas, aux alentours de la cote 2100, au sommet du Prato Ciorliero;
12. dernière lame d'andésites, constituant le point 2437, au sud du col;
13. dolomies ladiniennes à plongement 45° nord-est de la Fonda Brancia (nappe de Rocca Peroni).

Nous relèverons donc dans cette coupe les indices nombreux de broyage et aussi l'important développement qu'acquièrent ici les gypses et cargneules extravasées. Notons également l'existence de témoins calcaires aux niveaux 5, 6 et 7, témoins qui représentent sans doute les *dernières traces de la portion enracinée de la nappe calcaire du Haut Rouchouze*.

Le haut-vallon de Preit.

En amont du chaînon Bric Cassorzo-Rocca la Meja, ce vallon s'étale en une dépression longitudinale (la Pianezza au Nord-Ouest, le vallon de la Margherina au Sud-Est), qui est garnie de terrains siliceux. Je n'en ai pas effectué le levé détaillé complet et ne donnerai ici que le résultat de mes premières explorations (voir panorama, fig. 81).

La bande de la Gardetta se montre essentiellement constituée ici par des andésites, auxquelles ne s'adjoignent que localement des quartzites et du Verrucano. Par endroits on peut sans doute encore distinguer la bande du Prato Ciorliero de celle des Grangie Resplendino, par exemple à *l'aplomb sud de la Rocca la Meja* où la succession est la suivante :

1. calcaires triasiques de la Rocca la Meja avec éboulis masquant leur base;
2. bande de cargneules;
3. andésites épaisses d'une centaine de mètres, jusqu'aux abords du sentier du Colle Margherina;
4. lame discontinue de quartzites, remontant en direction du Colle d'Ancoccia;
5. lame andésitique s'épaississant vers l'Est pour aller former, par les points 2392, 2486, 2541, le Becco Nero;
6. cargneules, dans lesquelles s'inscrit le lit du Rio della Margherina, aux abords du point 2175.

Je donnerai enfin la succession suivant la ligne de partage des eaux entre le bassin de la Maira et celui de la Stura (*cols Margherina et Cologna*); du Nord-Est au Sud-Ouest on trouve (fig. 83) :

1. calcaires triasiques du versant nord-est du Becco Grande (nappe de Sautron);
2. quartzites et Verrucano (verticaux) du Becco Grande;

3. du Colle d'Ancoccia au Colle Margherina : andésites du Becco Nero;
4. mince lame de quartzites sans grande continuité;
5. gypses du Colle Margherina;
6. lame de calcaires plaquetés virgloriens en position renversée (schistes et argilites du Werfénien supérieur au sommet de la lame) et plongeante vers le Sud-Ouest;
7. nouvelle bande de gypses mêlés d'éléments broyés et comprenant notamment une passée de schistes siliceux permien vert pâle;
8. nouvelle lame de calcaires plaquetés virgloriens, affleurant peu au sud du Colle Cologna;
9. gypses englobant une lame de Verrucano mylonitisé et des blocs-klippes de Dogger; ils atteignent la cote 2480 sur le flanc nord du point coté 2570, entre le Colle Cologna et le Colle Salsas Blancias;
10. terrains subbriançonnais du Monte Bodoira.

Les andésites et les gypses (très développés là encore) se poursuivent par les baraquements du Gias Bandia jusqu'au Colle Valcavera mais ne m'ont pas paru devoir dépasser ce point (malgré l'existence d'une bande de cargneules dans le haut Valcavera : cette dernière ne marque probablement aucune dislocation, étant à sa place stratigraphique normale au sommet du Trias [« Cargneules supérieures »]). Par contre, ces terrains contournent la Cima di Test pour passer, peu à l'est du Colle del Mulo, dans la Valle del Marmora.

En résumé, depuis la Passo della Gardetta jusqu'au Colle Valcavera, la bande siliceuse de la Gardetta recouvre, par l'intermédiaire d'une importante dislocation gypseuse, les terrains situés plus au Sud-Ouest : nappe de Rocca Peroni au Nord, unités subbriançonnaises aux abords du Colle Cologna, par suite du laminage de la nappe de Rocca Peroni.

Cette zone garde, d'un bout à l'autre, une allure enracinée qui lui est conférée par le pendage vertical de ses assises autant que par son style écaillé : elle représenterait donc à la fois *la racine des deux semelles siliceuses, de la nappe du Rouchouze d'une part, et de la nappe de Sautron d'autre part.*

e. La nappe de Rocca Peroni

Il s'agit là de l'élément tectonique qui nous est constamment apparu (p. 160, etc.) sous la nappe du Rouchouze et sa semelle siliceuse. Nous l'étudierons d'Ouest en Est en y distinguant par commodité trois secteurs :

- les vallons de l'Unerzio et de Preit;
- à l'est du Colle Cologna;
- le versant Stura de la nappe.

Vallons de l'Unerzio et de Preit.

La nappe de Rocca Peroni apparaît dans le Vallone Rocchetta (fig. 71), au pied sud du Bric Content; plus au Nord elle s'enfonce définitivement sous la nappe du Haut Rouchouze. Elle forme alors une *véritable demi-fenêtre* car elle est cernée de trois côtés par cette dernière : cela tient à la courbure anticlinale qui affecte l'ensemble de cet édifice de nappes.

Cet *anticlinal de Rocca Peroni* laisse voir une nette charnière en de nombreux points : Rocca Peroni, point 2660, Fonda Brancia (où l'érosion, perçant les dolomies ladiniennes, laisse voir un cœur de calcaires virgloriens). Plus au Sud, au Bric Servagno apparaîtra même un petit noyau anticlinal de quartzites triasiques. L'anticlinal enfin se dédouble et laisse apparaître un repli synclinal au sud de la Fonda Brancia (fig. 71, 77, 81 et 82).

Tandis que le flanc est de cet anticlinal s'enfonce sous la bande siliceuse de la Gardetta, suivant une ligne très continue passant à l'est du Bric Bernoir et du Bric Servagno (panorama, fig. 82), le flanc ouest s'enfonce, quant à

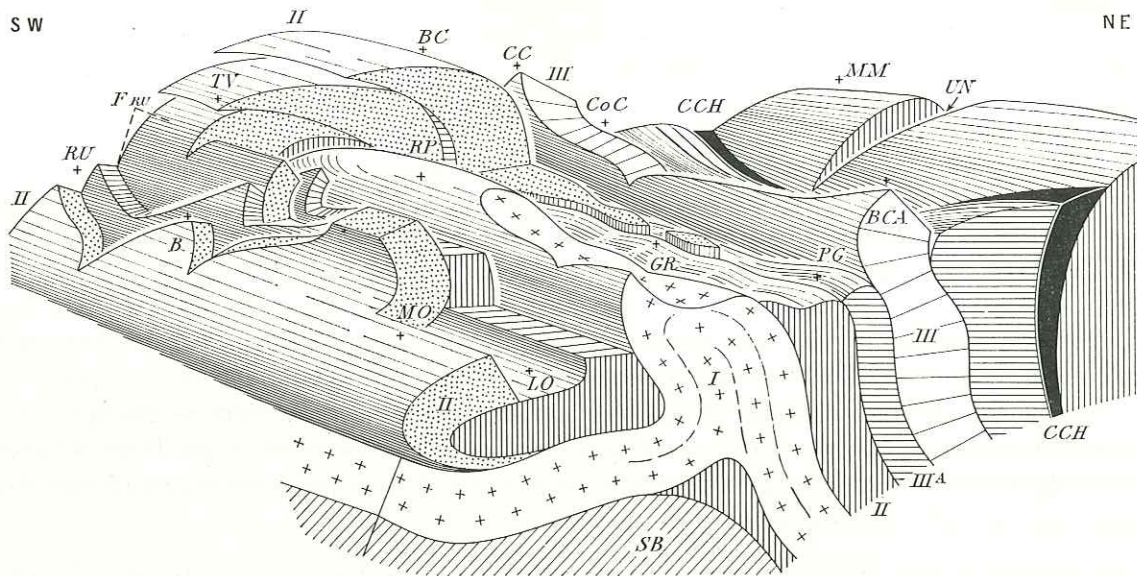


FIG. 74. — Tectonogramme schématique au niveau de l'Unerzio

I. Nappe de Rocca Peroni. — II. Nappe du Rouchouze et son écaïlle siliceuse basale. — III-III'. Nappe de Sautron et son écaïlle siliceuse basale. — CCH. Zone Ceillac-Chiappera. — RU. Ruburent. — B. Bric. — TV. Tête de Vaouclavia. — BC. Bric Content. — CC. Cima Ciarbonet. — CoC. Colle Ciarbonet. — MM. Monte Midia. — UN. Vallée de l'Unerzio. — BCA. Bric Cassin. — PG. Passo della Gardetta. — GR. Grangie Resplendino. — LO. Lacs de l'Oserot. — MO. Monte Oserot. — RP. Rocca Peroni.

lui, sous la bande siliceuse Ruburent-Oserot. Cependant, passé le col de Servagno, ce flanc ouest s'écrase rapidement et bientôt, avant d'atteindre la Colle Salsas Blancias, l'anticlinal tout entier est laminé entre les gypses et cargneules de la Gardetta et les terrains subbriançonnais du Monte Bodoira ⁽¹⁾.

À l'est du Colle Cologna.

Dans le bassin du Rio Bandia, il n'y a nulle trace de la nappe de Rocca Peroni. Mais dans le Val Chiaffrea apparaît, sous les cargneules de la zone de la Gardetta, une échine de calcaires du Dogger qui se poursuit au Monte Ruissas, où elle présente l'allure d'un anticlinal encadré de deux synclinaux; le synclinal septentrional passe sous les gypses du col Valcavera et se poursuit dans la Valle Cavera. *L'anticlinal triasique régulier de la Cima di Test*, dont l'allure en voûte très simple rappelle tout à fait la voûte anticlinale de Rocca Peroni semble en constituer le prolongement septentrional, car il n'en est séparé par aucune dislocation ⁽²⁾ : il se pourrait donc fort bien (et la stratigraphie ne s'y oppose pas) que *le chaînon de la Cima di Test soit la prolongation vers l'Est de la nappe de Rocca Peroni*. Il en est remarquablement homologue en tous cas si l'on remarque que, comme elle, il se trouve recouvert (au Colle del Mulo) par la zone siliceuse de la Gardetta.

On doit noter alors que cette zone siliceuse aurait ici abondamment débordé par-dessus la nappe de Rocca Peroni, alors que, plus au Nord, si elle la chevauche également, c'est en y subissant un fort laminage (Vallone Rocchetta, Vallone Peroni) [fig. 71 et p. 169].

De nouvelles recherches seraient cependant nécessaires pour établir avec certitude cette prolongation.

⁽¹⁾ On peut d'ailleurs se demander si sa disparition n'est pas en partie due à une cargneulisation de ses assises (voir p. 216).

⁽²⁾ Voir plus haut l'interprétation de la bande de cargneules de la Valle Cavera (p. 171).

Le versant de la Stura.

De l'autre côté de la crête du Passo Bernoir et du Colle di Servagno, la nappe de Rocca Peroni s'étale assez largement sur le versant de la Stura.

Elle subit alors en effet, au sud-ouest de l'anticlinal de Rocca Peroni, une inflexion synclinale très nette, dans laquelle s'est justement logée la bande siliceuse nappée de l'Oserot. Toutefois le flanc ouest de ce *synclinal des Costiglioni* ne se relève guère et garde même un pendage qui le fait descendre en direction de la Stura. Le plongement axial en direction du Nord-Ouest, s'ajoutant à ce mouvement, la nappe de Rocca Peroni va s'enfouir définitivement sous la nappe du Rouchouze (unité de l'Oserot), au nord-ouest du ravin de San Sebastiano (voir panorama, pl. 5).

Entre temps est apparu un redoublement des assises de la nappe, dans l'échine descendant vers Servagno (direction sud) depuis la Bassa Terra Rossa. Il apparaît ainsi une écaille inférieure (*écaille de la Vicariotta*) qui, s'étant abaissée rapidement vers le Nord-Ouest elle aussi, va former dès lors les basses pentes dominant Bersezio. Au nord du ravin de San Sebastiano, c'est cette écaille qui est chevauchée (important coussinet de cargneules) par le Dogger de la Testa dell'Iretta qui appartient à la nappe du Rouchouze.

Au nord du kilomètre 51 de la route du col de Larche, le Dogger de l'écaille de la Vicariotta disparaît sous les alluvions pour ne plus réapparaître au delà : il est à présumer qu'elle se termine également dans cette direction par laminage tectonique.

La nature nappée des affleurements de l'unité de Rocca Peroni ne fait pas de doute si l'on étudie sa *bordure méridionale* :

On constate aisément, en effet, le chevauchement de cette unité sur les terrains du Monte Giordano (que nous attribuerons, à la suite de D. Schneegans, à la zone subbriançonnaise). Ce contact de chevauchement passe d'abord en contrebas nord du Monte Giordano et du Monte Bodoira, puis, franchissant le Colle di Servagno, descend en rive droite du vallon de Servagno vers le village de ce nom; il y est jalonné par endroits de paquets de cargneules extravasées qui émergent des éboulis. À l'ouest de Servagno, on voit ces cargneules se diriger vers l'amont tout en s'abaissant vers la Stura : le contact vient ainsi couper la vallée puis il la remonte depuis le Ponte Cavagno jusqu'à Bersezio.

Nous venons donc de suivre là le *chevauchement fondamental de la zone briançonnaise*. Nous noterons à ce sujet deux faits :

a. Ce chevauchement se fait, à l'est de Servagno, sur des unités subbriançonnaises; à l'Ouest, au contraire, ces unités sont laminées et le chevauchement fait reposer la zone briançonnaise sur l'autochtone (Nummulitique de Bersezio) ou sur le Flysch de l'Embrunais (Argentera, abords du col de Larche).

b. Entre Ponte Cavagno et Argentera, secteur où la zone briançonnaise bute presque directement contre l'autochtone, la surface de chevauchement voit l'orientation de son tracé cartographique déviée vers le Nord (voir schéma structural d'ensemble, en pochette); en même temps les unités qui se heurtent à ce contact (voir plus haut : unité de l'Oserot, p. 165) sont de plus en plus élevées dans l'édifice quand on se dirige vers le Nord; il ne s'agit donc pas en fait, dans cette portion, d'une surface de chevauchement oblique (comme à l'est de Servagno, ou à la base du Flysch à Helminthoïdes à l'ouest d'Argentera), mais d'une faille presque verticale.

À mon sens, il faut considérer qu'entre Ponte Cavagno et les abords du col de Larche la surface de chevauchement des unités briançonnaises s'est trouvée surélevée, à l'ouest d'une faille

N 45° W, qu'emprunte la vallée de la Stura ⁽¹⁾, et que c'est une des raisons (outre un laminage certain) de la disparition le long de ce contact des unités subbriançonnaises.

En conclusion, nous remarquerons qu'ainsi la nappe de Rocca Peroni est la plus basse de tout l'édifice briançonnais et la plus externe par la même occasion. Il semble bien que, compte tenu de ce qui vient d'être dit, sa prolongation en direction de l'Ouest (si elle en possède une) passerait sous le Flysch à Helminthoïdes. On peut donc concevoir que des fragments de cette nappe (ainsi que de la nappe du Rouchouze, éventuellement) ont pu être entraînés à la base du Flysch de l'Embrunais. Or il m'a paru que l'on pouvait relever des analogies de séquences assez nettes entre ces nappes et certains témoins des « digitations subbriançonnaises internes » (Escouréous) [D. Schneegans, 1938] de l'Embrunais dont l'origine briançonnaise semble avoir été retenue dans les travaux récents (Debelmas, thèse, 1955; Latreille, thèse, 1957; M. Gidon, 1956 b). Ces considérations m'amènent donc à penser qu'il y a beaucoup de chances pour que les deux nappes inférieures de ce secteur puissent être considérées comme les *racines de certaines des klippes de l'Ubaye*.

5. LE CHAÎNON DE LA ROCCA BIANCA AU BRIC CASSORZO

Cet ensemble topographique est à rapporter entièrement à la *nappe de Sautron*. Nous verrons d'ailleurs, dans le secteur de la Rocca Bianca (dont nous avons déjà abordé l'étude [Montagnes au nord-ouest du lac d'Apsoï, p. 151]), comment ces éléments de la nappe se raccordent à sa masse principale.

L'étude de ce chaînon sera menée en partant du Nord-Ouest et en progressant vers le Sud-Est; nous étudierons ainsi successivement :

- a. les crêtes de la Rocca Bianca;
- b. les crêtes du Monte Freid (entre le Vallonasso de Sautron et la vallée de l'Unerzio);
- c. les crêtes du Bric Cassorzo (entre le vallon d'Unerzio et celui de Preit);
- d. Je dirai enfin un rapide mot des crêtes de la Rocca la Meja, au sud-est du vallon de Preit.

a. Les crêtes de la Rocca Bianca

Nous en reprendrons l'étude au sommet même de cette montagne, qui, nous l'avons dit (p. 153), est constitué par un anticlinal (« anticlinal de la Rocca Bianca »), par lequel les dolomies ladiniennes sont portées à plus de 3 000 mètres.

Cet anticlinal se poursuit vers le Sud-Est : son flanc oriental forme l'arête Rocca Praboccia-Rocca Rossa-point 2298. Vers le Nord-Ouest par contre, sa prolongation est masquée sous les alluvions du Vallonasso de Stroppia.

Dans les pentes qui dominant la Valle Maurin et Chiappera, on voit le flanc oriental de cet anticlinal se renverser et former alors le flanc supérieur (inverse) d'un synclinal couché à l'Est (*synclinal de la mine de Chiappera*) [croquis, fig. 75 et 89; bloc-diagramme, pl. 9]. C'est, en effet, dans le cœur de ce synclinal que se trouve un affleurement de charbons postladiniens qui a été l'objet d'une petite exploitation. Il laisse même voir, quelque peu plus au Nord, dans les abrupts orientaux de la Rocca Bianca, un affleurement lenticulaire de calcaires du Dogger. Plus au Nord enfin,

⁽¹⁾ Cette faille serait très analogue à celle du Ruburent ou à celle de la Durance (cf. Debelmas, 1955 c) à la fois par son style, son orientation, le sens de son rejet et sa situation tectonique en bordure occidentale de la zone briançonnaise.

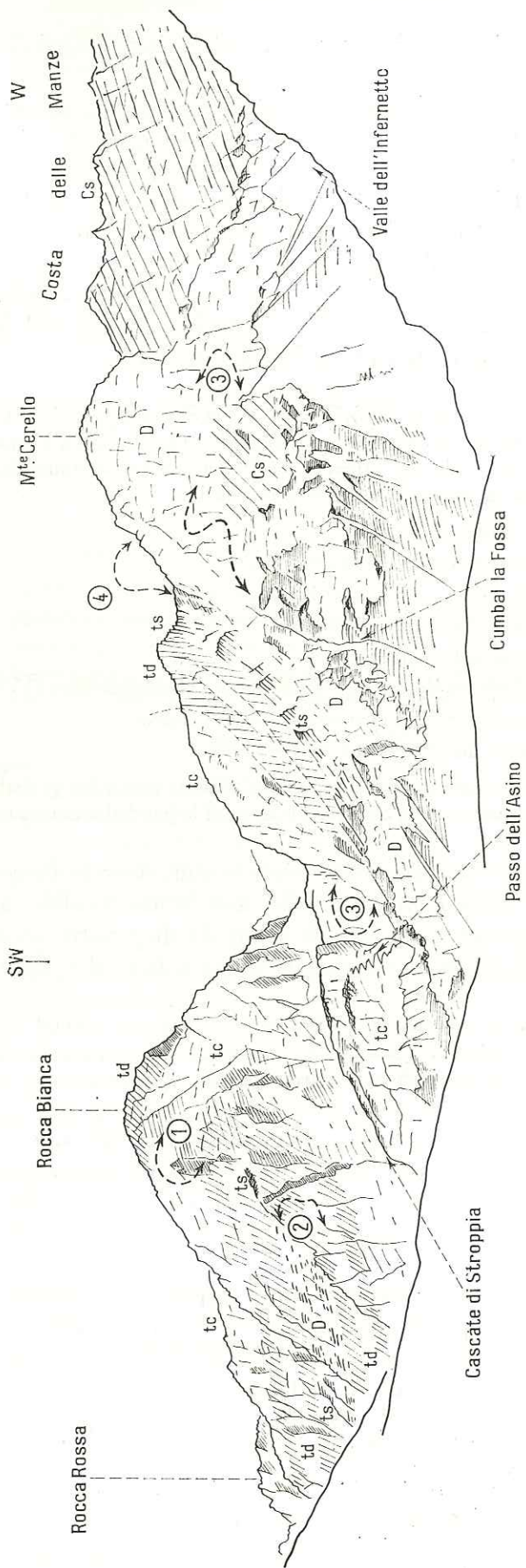


Fig. 75. — La rive droite de la Valle di Maurin, vue des Grangie di Chiappera
 1. Anticline de la Rocca Bianca. — 2. Synclinal de la mine de Chiappera. — 3. Anticline du Passo dell'Asino. — 4. Rebroussement du Dogger au Monte Cerello

au moment d'atteindre le déversoir du Vallonasso de Sautron, le synclinal disparaît « dans le ciel » par suite du jeu de l'érosion.

Le flanc inférieur de ce synclinal nous fait aborder en contrebas un anticlinal également couché vers l'Est, dont on recoupe la charnière dans les falaises que franchit le pittoresque sentier à flanc de paroi du Passo dell'Asino. On peut également observer cette charnière (toujours dans les calcaires virgloriens) dans les falaises situées au nord et au sud de ce point (fig. 75).

C'est au flanc inverse de cet *anticlinal du Passo dell'Asino* qu'il faut rapporter la barre inférieure des cascades de Stroppia : il s'agit, au-dessous de brèches postladiniennes, de bancs massifs du Dogger que l'on confondrait facilement avec les calcaires virgloriens.

Le Dogger en question remonte d'ailleurs en direction du Cumbal la Fossa, puis, l'ayant franchi, s'élève sur sa rive gauche pour former le *Monte Cerello*.

En ce dernier sommet, le Dogger se trouve rebroussé vers l'Est dans ses parties hautes, ce qui est évidemment l'indice d'un *jeu disharmonique* puisque les couches triasiques affleurant plus au Sud n'y sont pas rebroussées. D'autre part, le contact Dogger-Trias, à la brèche cotée 2637, montre des indices nets de tectonisation qui doivent sans doute avoir une même interprétation. J'y ai en effet relevé du Sud au Nord :

1. dolomies ladiniennes du point 2658;
2. dolomies et brèches à niveaux schisteux, postladiniennes;
3. brèche antébadonienne, de teinte claire, à patine jaune paille;
4. calcaires plaquetés oolithiques du Dogger (5 mètres);
5. calcschistes sans doute crétacés (10 mètres);
6. cargneules associées à des brèches dolomitiques sans doute postladiniennes (15 mètres);
7. couches charbonneuses et microbrèches charbonneuses (1,5 mètre);
8. calcaires plaquetés spathiques du Dogger du Monte Cerello.

Il y a bien là un décollement à la base du niveau 6; il est d'ailleurs tout à fait probable que la présence stratigraphique de cargneules (cargneules supérieures) à ce niveau a favorisé le jeu disharmonique.

La charnière de l'anticlinal du Passo dell'Asino se suit, dans le Dogger, jusqu'au pied des lacs de l'Infernetto; ce dernier terrain forme en effet une bande régulière à la base de la falaise crétacée de la Costa delle Manze (croquis, fig. 75) avant de disparaître sous les Marbres en plaquettes et les alluvions : la terminaison septentrionale de cet anticlinal se fait donc par ennoisement.

Ajoutons que le flanc inverse de cet anticlinal laisse voir, à l'aplomb oriental du Monte Cerello, un petit témoin de Marbres en plaquettes en position synclinale. D'autre part, l'ennoisement du synclinal vers le Nord-Ouest se trouve favorisé par l'existence d'une faille transverse d'environ 200 mètres de rejet.

En résumé, la nappe de Sautron plonge ici brutalement de l'altitude 3 000 à l'altitude 1 600 et se montre affectée de replis déversés vers l'Est. Il y a donc, dans cette zone, un contraste net avec l'allure, ondulée de plis droits ou déversés à l'Ouest et dans l'ensemble horizontale, qu'elle affectait aux abords de la Tête de Sautron. L'anticlinal de la Rocca Bianca marque la limite entre ces deux régimes.

Il ne paraît guère hasardeux de considérer que la partie plongeante de la nappe, qui est également sa partie interne, représente une *zone de racines*⁽¹⁾. Aucune observation ne va à l'encontre de cette manière de voir. Dans ce contexte, les replis déversés à l'Est ne peuvent résulter que de mouvements postérieurs au charriage principal et dirigés vers le Nord-Est; en effet, l'allure de ces replis et leurs rapports avec les éléments affleurant plus à l'Est n'évoquent guère un encapuchonnement de ces derniers lors d'un charriage d'Est en Ouest.

(1) Voir p. 213 pour le sens attribué à ce terme.

b. Les crêtes du Monte Freid

(Fig. 87 et 89)

Les affleurements de la nappe de Sautron se trouvent interrompus par les alluvions du débouché aval du Vallonasso de Sautron. Au-delà, ils restent discontinus mais suffisants pour suivre la nappe et tracer sa limite avec celle du Rouchouze; ils sont au nombre de trois :

1^o Un premier affleurement s'observe au point 2061, au sud des *Grangie Pausa*. On y voit les calcaires triasiques du point 2061 reposer par un contact presque vertical sur les Marbres en plaquettes de la Punta Bessie (nappe du Rouchouze). En contrebas du point 2061, s'observent également deux pointements isolés de calcaires virgloriens appartenant à la nappe de Sautron : ils sont recoupés par la route stratégique.

2^o À l'extrémité inférieure de l'arête nord-est de la Punta le Teste, s'observe de haut en bas la coupe suivante :

— NAPPE DU ROUCHOUZE :

1. calcaires virgloriens;
2. dolomies zonées ladiniennes;
3. dolomies et brèches postladiniennes.

— NAPPE DE SAUTRON :

4. calcaires phylliteux plaquetés, rosés ou verdâtres, du Virglorien inférieur;
5. calcaires francs virgloriens, jusqu'au bas de l'arête.

Tous ces terrains sont redressés à la verticale et la limite 3-4, qui représente le chevauchement de la nappe de Sautron, emprunte un petit couloir, aboutissant à une brèche boisée, qui descend en direction du lac Visaisa.

3^o Un dernier jalon enfin, avant d'atteindre les crêtes du Monte Freid : il est constitué par les affleurements du verrou aval du lac Visaisa.

Le verrou lui-même est constitué par des dolomies ladiniennes noires et par du Dogger (distinction fort peu aisée) appartenant à la nappe du Rouchouze. À l'aval on voit par contre affleurer les calcaires et surtout les dolomies triasiques de la nappe de Sautron. L'analogie locale des faciès ne facilite pas la tâche pour préciser l'emplacement du contact anormal. Il est cependant certain et apparaît avec beaucoup plus de netteté au point 2158, situé peu au Sud, par suite de l'apparition du Malm au sommet de la série de la nappe du Rouchouze, sous les calcaires et dolomies ladiniennes de la nappe de Sautron.

J'ajouterai au passage que la carrière exploitée au bord de la route stratégique et au-dessus des Sorgenti della Maira est ouverte dans le Dogger de la nappe de Sautron, ici en position renversée (assises charbonneuses et couches postladiniennes au sommet du rognon rocheux).

À l'est du lac Visaisa, les affleurements reprennent leur continuité : toute la crête, qui s'élève en direction du Monte Freid (à l'exception du rocher 2158), appartient à la nappe de Sautron. Cette dernière y forme une double bande de terrains calcaires, Dogger au Nord-Est et Trias au Sud-Ouest, séparée par la vire des formations tendres (couches postladiniennes et schistes de base du Dogger). Le tout est affecté d'un pendage en général très fort et se trouve souvent plus ou moins renversé vers l'Est.

En suivant la crête on rencontre successivement :

- les dolomies ladiniennes du point 2171, jusqu'au *Colle Arcana* où passe la vire postladinienne;
- le Dogger constituant les points 2276 et 2455 (*Monte Arpet*);
- la vire postladinienne, de nouveau, au *Passo Barraconi*, puis les dolomies ladiniennes sur 300 mètres en direction du Sud;
- les calcaires virgloriens formant le point 2643 et le reste de l'arête jusqu'au Monte Freid, tandis que les dolomies ladiniennes et le Dogger passent en contrebas sur le versant nord-est.

L'allure des couches triasiques est extrêmement régulière et ne montre aucun repli.

Le contact avec la nappe du Rouchouze est masqué sous les éboulis, au-delà du point 2158 : il passe certainement entre le Monte Arpet et l'Autà Vallonasso pour aboutir au Colletto qui mène dans la Valle Enchiausa. En ce point, les calcaires triasiques du Monte Freid sont chevauchés,

suivant une surface inclinée à 45° vers le Sud-Ouest, par le Dogger du Colletto et des points 2758 et 2742 qui l'encadrent. Cette situation semble trouver une explication simple dans l'hypothèse de mouvements de sens SW-NE, postérieurs à la mise en place des nappes ⁽¹⁾ : *la nappe de Sautron s'y trouve ainsi recouverte localement par celle du Rouchouze.*

La bordure orientale de la bande calcaire redressée de la nappe de Sautron peut s'observer en trois points :

1. Dans le *flanc nord-est du Monte Arpet*, le Dogger dessine un petit synclinal pincé ouvert à l'Est et logeant des Marbres en plaquettes; il y fait suite un petit anticlinal très aigu, dont le flanc inverse (Marbres en plaquettes) *chevauche les quartzites de la zone de Marinet.*

2. Au point 2374, en contrebas du *Passo Barraconi*, le Dogger repose directement, par un contact très incliné, sur les quartzites.

3. Sur *l'arête nord-est du Monte Freid*, qui descend au Colle Ciarbonet, on observe un contact identique; de plus le Dogger enserme un mince synclinal de Marbres en plaquettes, comme au Monte Arpet.

Nous observons donc là l'apparition, au contact de la bande siliceuse de Marinet, d'un régime de replis aigus affectant le Jurassique et le Crétacé. J'ai indiqué plus haut que le Trias n'intervenait pas dans ces replis qui ont donc une valeur nettement disharmonique. Il n'est guère possible de savoir ici s'ils résultent d'un froucement du sommet de la nappe sous l'avancée de la bande de Marinet (avec renversement postérieur à l'Est) ou d'un simple glissement gravitationnel du Dogger sur le Trias, après redressement de ce dernier au pendage actuel.

Ce régime de replis va s'accroissant vers le Sud, où nous allons bientôt le décrire.

Passé le Monte Freid, la continuité des couches se trouve rompue une nouvelle fois par le fait d'un accident tectonique : *la faille du Monte Freid*. Il s'agit d'une faille oblique, qui plonge vers le Sud-Est et dont la direction est approximativement N 45°. Son jeu est difficile à préciser, mais paraît se faire dans le sens horizontal (décrochement), car elle fait succéder aux calcaires virgloriens (très redressés) du Monte Freid le Dogger (également redressé) de la Cima Ciarbonet.

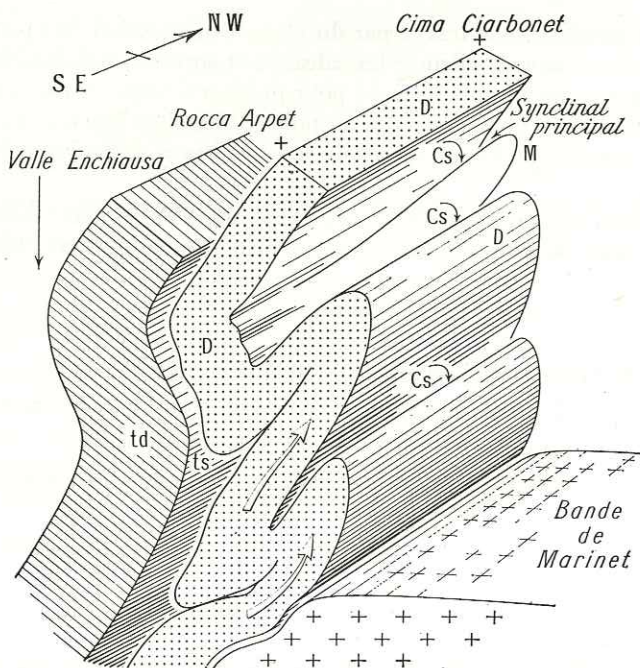


FIG. 76. — Rapports des assises à la Cima Ciarbonet

Nous avons noté l'existence, sur l'arête Monte Freid-Colle Ciarbonet, d'un synclinal de Marbres en plaquettes : il se retrouve, légèrement décalé en altitude, au-delà de la faille et la séquence des terrains s'y complète par un peu de Malm (dont la présence est tout à fait exceptionnelle dans la nappe de Sautron).

Il se dédouble alors, à la latitude de la Cima Ciarbonet, et sa branche orientale, la plus importante, se suit jusqu'à 500 mètres à l'est de la Rocca Arpet : la combe suspendue de la Cima Ciarbonet correspond donc, *grosso modo*, à une dépression synclinale.

Le détail des replis du Dogger et ses rapports avec la bande siliceuse de Marinet sont donnés par la figure 76.

On y voit mise en évidence la nature disharmonique de ces replis (l'allure du Trias n'est pas hypothétique). Il paraît net d'autre part que l'allure de ces replis laisse supposer qu'ils sont dûs à un froucement lors d'un mouvement en direction de l'Ouest (sens des flèches matérialisant cette interprétation), le renversement vers l'Est ne pouvant être que postérieur.

⁽¹⁾ Hypothèse du rétrocharriage, déjà formulée à plusieurs reprises.

c. Les crêtes du Bric Cassorzo

(Fig. 77 et 81)

Malgré la coupure due à la vallée de l'Unerzio, il ne fait aucun doute que les affleurements de la Cima Ciarbonet se prolongent par ceux, non moins redressés, de la Rocca Limburny et du Bric Cassin. Les calcaires virgloriens forment essentiellement le versant sud de cette crête, tandis que son versant nord montre surtout des dolomies ladinienes.

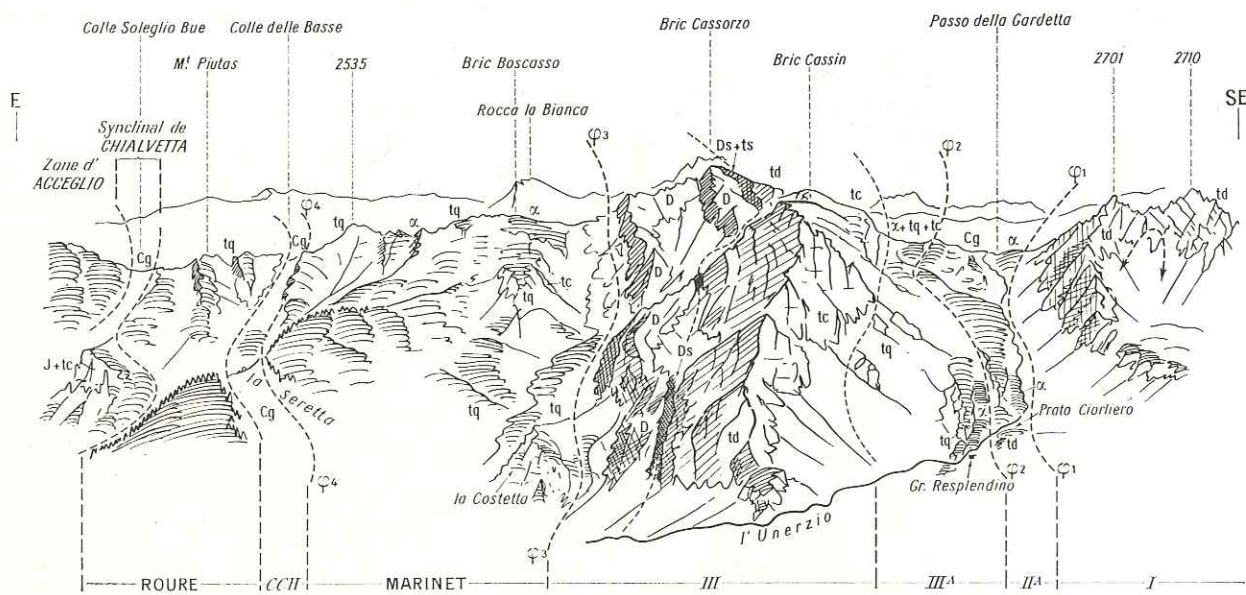


FIG. 77. — La rive droite de la vallée de l'Unerzio, vue du Colle d'Enchiausa

I. Nappe de Rocca Peroni (noter la charnière anticlinale). — II'. Nappe du Rouchouze (lame siliceuse radicale). — III et III'. Nappe de Sautron et sa lame siliceuse radicale. — CCH. Zone de Ceillac-Chiappera.

Il faut également rattacher à la nappe de Sautron l'affleurement de calcaires triasiques qui forme, en rive gauche de l'Unerzio, la partie tout à fait inférieure et terminale de l'arête orientale du Bric Content (fig. 71). Il y est en position renversée et nous avons déjà dit (montagnes du Ruburent et de l'Oserot, p. 161) qu'il y est chevauché par le flanc oriental (Dogger) de l'anticlinal de Rocciasetto (nappe du Rouchouze). Remarquons au passage combien la disposition relative de ces terrains, avec son renversement vers l'Est de la surface de contact anormal est analogue à celle que nous avons rencontrée au Colletto Visaisa-Enchiausa (fig. 71, extrême droite).

Là encore la bande triasique redressée se trouve bordée au Nord-Est par du Jurassique. On doit noter à ce sujet que les accidents, que nous avons observés au nord de l'Unerzio, dans ce Jurassique, ne se retrouvent pas au Sud. À la coupure de la vallée, le Dogger semble accompagner calmement son substratum triasique. Mais, dès la partie haute du ravin qui sépare la Rocca Limburny de la Costetta (et qui emprunte la vire des assises postladiniennes), on voit le Dogger subir un début de décollement et de glissement différentiel (coupe n° 1, fig. n° 79).

Plus à l'Est, dans les pentes du Bric Cassin, le décollement s'accroît et donne naissance à un repli anticlinal plongeant au Nord-Est. Plus à l'Est encore, au-delà du Cumbal Cassorzo, le repli a acquis une belle ampleur mais son flanc supérieur n'est plus observable, apparemment enlevé par l'érosion. C'est alors le flanc oriental de la tête plongeante ainsi formée (coupes n°s 2 et 3 de la fig. 79) qui constitue l'arête portant les points 2463 et 2640 (croquis, fig. 78) et chevauche les Marbres en plaquettes du Cumbal Vallonetto. On voit sur le croquis de la fig. 78 la coupe naturelle de cet accident, offerte par l'arête nord du Bric Cassorzo et le *faux synclinal* ainsi dessiné par les assises du Dogger.

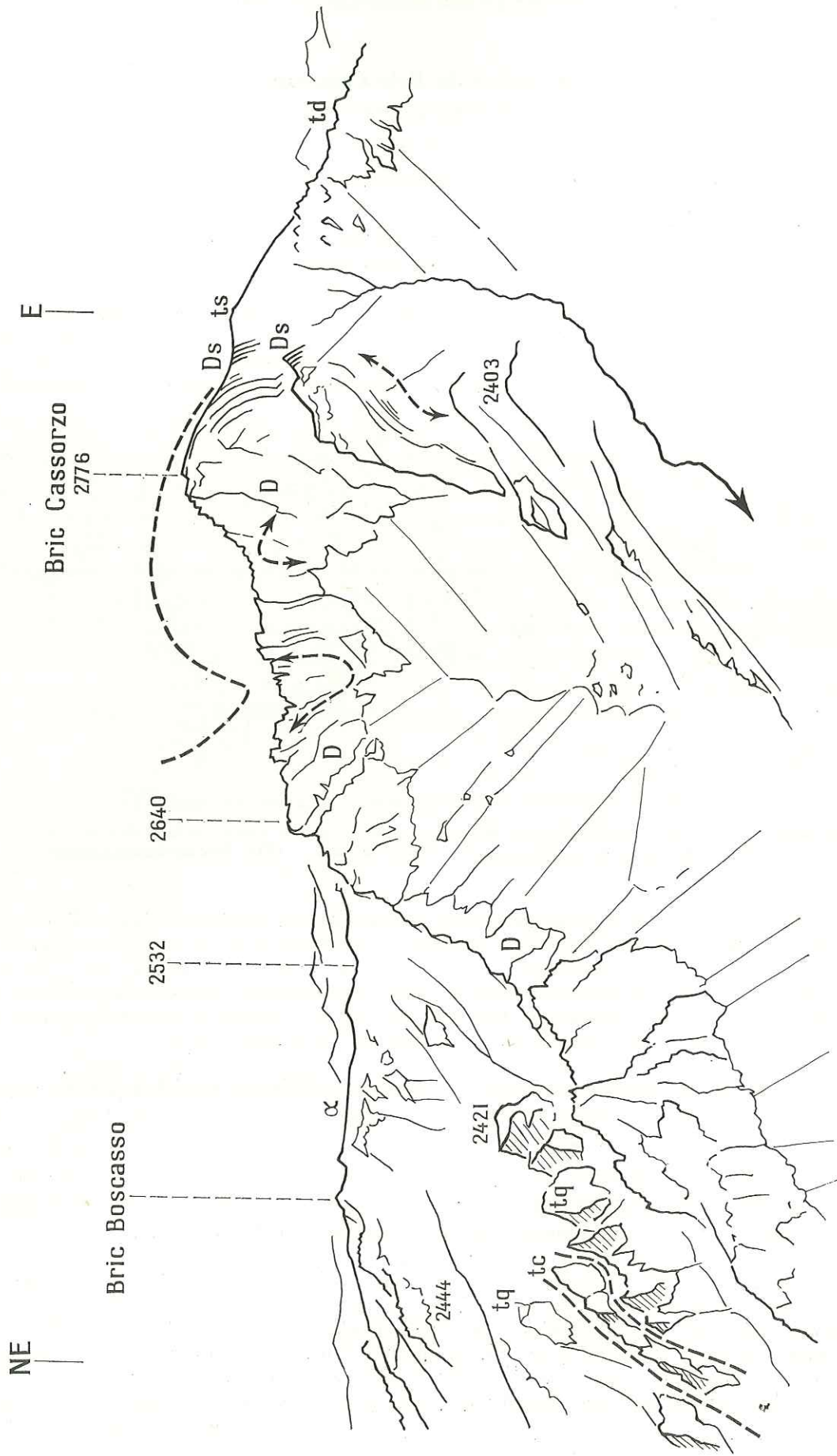


FIG. 78. — La face occidentale du Bric Cassorzo, vue du Bric Cassin

Ce curieux *accident du Bric Cassorzo* nous révèle donc sa vraie nature; il résulte du glissement du Dogger, à la faveur de son niveau plastique basal, sur les dalles redressées du Trias. Il est

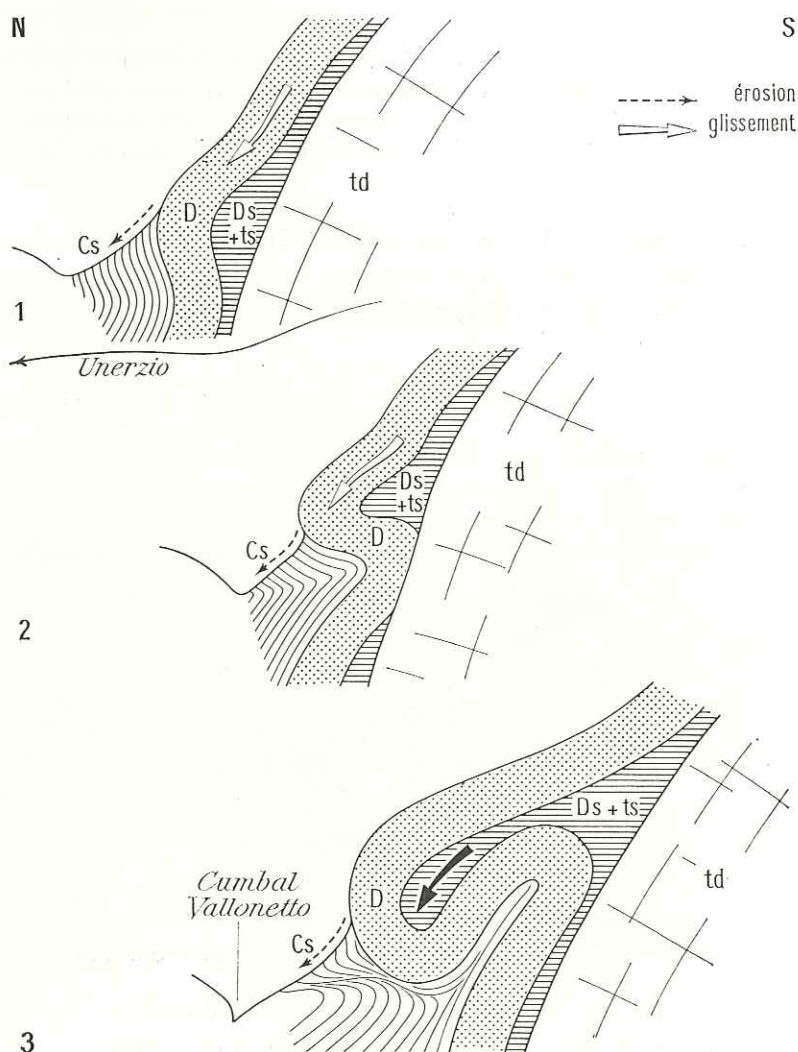


FIG. 79. — Coupes successives d'Ouest en Est, montrant la genèse de l'accident du Bric Cassorzo

1. Au niveau de l'Unerzio. — 2. Au flanc du Bric Cassin. — 3. Au niveau du Bric Cassorzo.

possible que ce glissement se soit déclenché lors du redressement de ces assises (mouvements d'Ouest en Est), c'est-à-dire dans un stade tardif de tectogénèse ⁽¹⁾.

Il me paraît probable également que le creusement du thalweg du Cumbal Vallonetto puisse avoir eu un rôle important dans le déclenchement de ce glissement, en affouillant dans les Marbres en plaquettes qui supportaient, en quelque sorte, ce Jurassique vertical (voir le croquis, fig. 79).

Je considérerais volontiers comme un argument en faveur de cette manière de voir le fait que le maximum d'ampleur de l'accident s'observe précisément là où il est longé par le Cumbal Vallonetto. Au contraire, l'accident est fort peu accentué plus à l'Ouest, où le Dogger est séparé du thalweg par le rognon siliceux de la Costetta et où, par conséquent, le « sapement » dû à l'érosion n'a pu avoir qu'une ampleur minime (fig. 80).

⁽¹⁾ Voir p. 176 des observations analogues dans un secteur plus septentrional.

Quoi qu'il en soit, je crois pouvoir conclure de l'analyse de cet accident qu'il relève typiquement de la tectonique gravitationnelle et que l'on peut sans doute y voir un véritable « *décoiffement* » ou plus précisément une « *collapse structure* » (en raison du plissement sans brisures des assises).

Il me faut signaler également l'existence d'un accident d'intérêt moindre qui s'observe sur l'arête sud-est du Bric Cassin, au lieu-dit *la Piastra* : il s'agit d'un cisaillement interne de la masse triasique, par lequel les calcaires virgloriens forment une *écaille déversée à l'Est*, qui chevauche, avec une nette discordance angulaire, les dolomies ladiniennes de la falaise nord-orientale du Bric Cassin. C'est là un indice de plus de l'intervention, à un moment donné, de mouvements dirigés vers le Nord-Est.

Pour terminer, précisons que les rapports du chaînon du Bric Cassorzo avec les terrains situés plus à l'Est sont les mêmes que pour le chaînon de la Rocca Bianca ou du Monte Freid : là encore, le Dogger, ou les Marbres en plaquettes, légèrement renversés à l'Est dans l'ensemble,

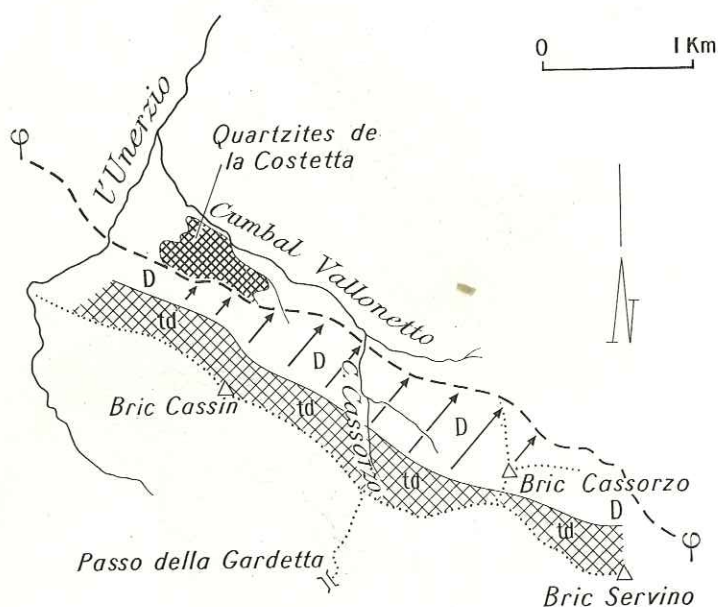


FIG. 80. — Croquis-plan de l'accident du Bric Cassorzo

La longueur des flèches est proportionnée au développement de l'accident.

φ-----φ. Contact anormal de l'anticlinal de Marinét et de la nappe de Sautron.

butent brutalement contre les quartzites de la zone de Marinét, représentés ici à la Costetta et en rive droite du Cumbal Vallonetto.

Nous avons déjà vu d'autre part que, sur la bordure sud-ouest de ce chaînon, venaient s'associer, aux calcaires triasiques, des assises siliceuses (quartzites, etc.), qui complètent la série vers le bas et peuvent être considérées comme appartenant *pro parte* à la nappe de Sautron.

d. Les crêtes de la Rocca la Meja

Nous n'en donnerons qu'un aperçu rapide car le levé détaillé n'en a pas été effectué et il s'agit seulement des résultats de quelques explorations. Ces résultats permettent cependant d'indiquer les modalités de la continuation en direction du Sud-Est de l'élément tectonique que nous suivons depuis la Rocca Bianca (fig. 81, 82 et 83).

La bande calcaire radicale de la nappe de Sautron garde la position redressée que nous lui connaissons déjà mais les calcaires et dolomies triasiques deviennent prédominants. Ce sont eux qui

forment le verrou supérieur du vallon de Preit (Colle del Preit, Bric Servino), avant d'aller constituer la Rocca la Meja elle-même (calcaires virgloriens). Ils se montrent de nouveau associés à une lame de quartzites et de Verrucano au Becco Grande et sans doute dans les pentes inférieures méridionales de la Rocca la Meja (voir plus haut : montagnes du Ruburent-Oserot, p. 170).

Les calcaires jurassiques et les Marbres en plaquettes semblent disparaître avant même d'atteindre la Rocca la Meja, sans doute par laminage tectonique : pour la première fois la zone des racines de la nappe de Sautron semble perdre de sa puissance.

De fait, elle disparaît totalement (mais peut-être pas définitivement) avant d'atteindre le Colle del Mulo. Cette disparition est visiblement due au relèvement axial qui laisse apparaître des éléments inférieurs, tandis que la nappe de Sautron, érodée, « disparaît dans le ciel ».

Comment se terminait donc en profondeur notre bande calcaire verticale? On le voit assez bien dans les pentes qui s'étendent au nord-ouest du Colle del Mulo et l'aspect de cette terminaison

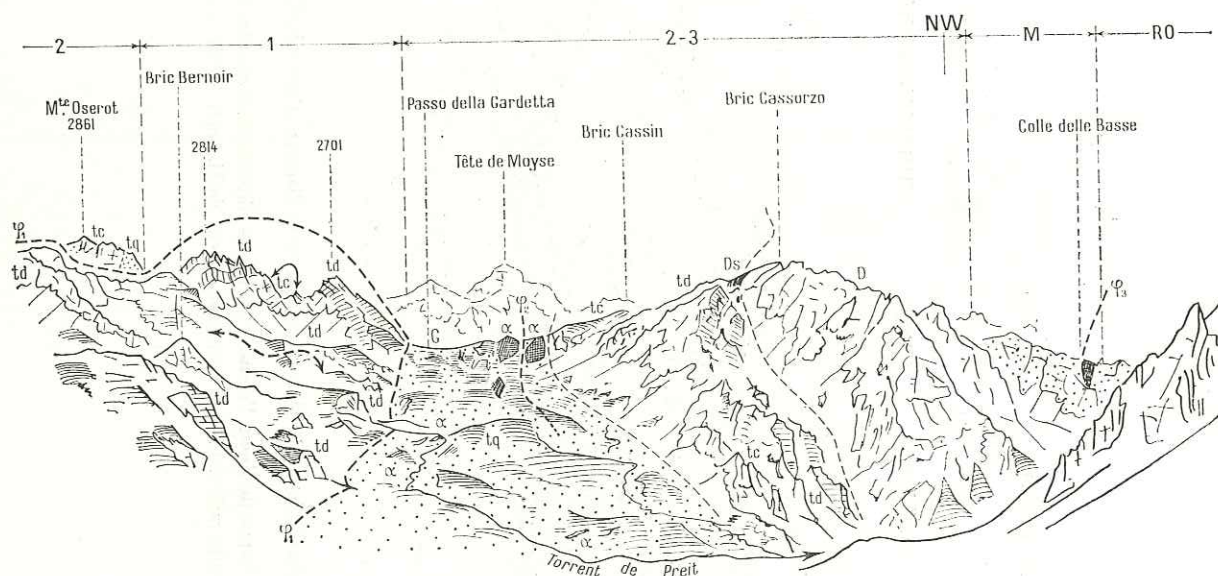


FIG. 81. — La dépression de la Pianezza, vue du Colle Cologna vers l'Ouest

1. Nappe de Rocca Peroni. — **2.** Nappe du Rouchouze. — **2-3.** Racines des nappes du Rouchouze et de Sautron. — **M.** Anticlinal de Marinet. — **RO.** Zone du Roure.

ϕ_1 . Chevauchement basal de la nappe du Rouchouze. — ϕ_2 . Chevauchement basal de la nappe de Sautron. — ϕ_3 . Cicatrice de la zone Ceillac-Chiappera.

Noter le dédoublement de l'anticlinal de Rocca Peroni (charnières) et le renversement à l'Est des racines de la nappe de Sautron.

est celui représenté dans la coupe de la fig. 84. Comme on le voit, la partie profonde de la nappe est cisailée assez brutalement par les andésites immédiatement plus internes (que leur position doit sans doute faire rattacher à l'anticlinal de Marinet). Comme nous avons vu que le redressement de la bande radicale de la nappe de Sautron devait être postérieur à sa mise en place, j'ai tenté de reconstituer les rapports des assises avant ce redressement (croquis B de la fig. 84).

On remarquera que le plan de chevauchement de l'« anticlinal de Marinet » sur la nappe de Sautron a très probablement dû jouer successivement dans les deux sens, E-W puis W-E, et que cela est en partie à l'origine de la grande brutalité du cisaillement de la racine de la nappe à l'heure actuelle.

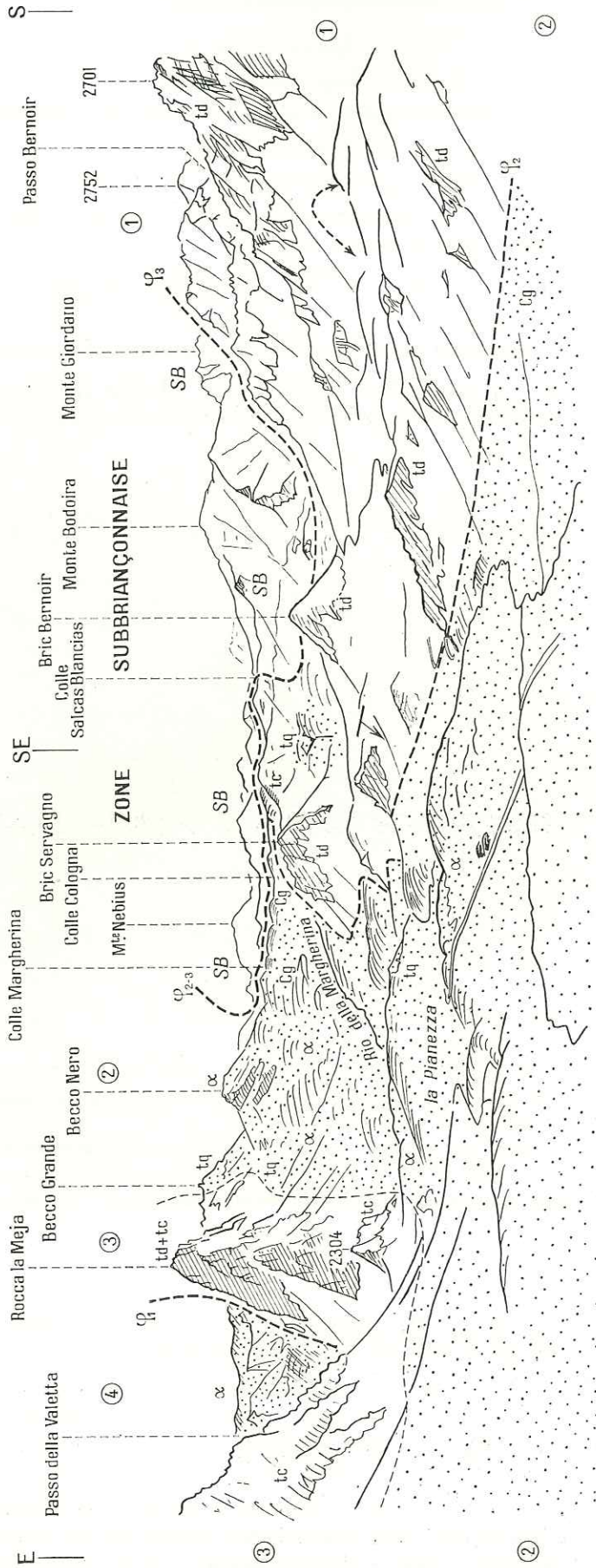


FIG. 82. — Panorama sud-est du Passo della Gardetta : la dépression axiale de la Pianezza et des cols (Colle Cologna, Colle Valcavera, etc.)
En grisé : les divers terrains siliceux. — 1. Nappe de Rocca Peroni. — 2. Lames siliceuses radicales des nappes du Rouchouze et de Sautron
 3. Nappe de Sautron (lame calcaire radicale). — 4. Anticlinal siliceux de Marinet. — SB. Unités subbriançonnaises

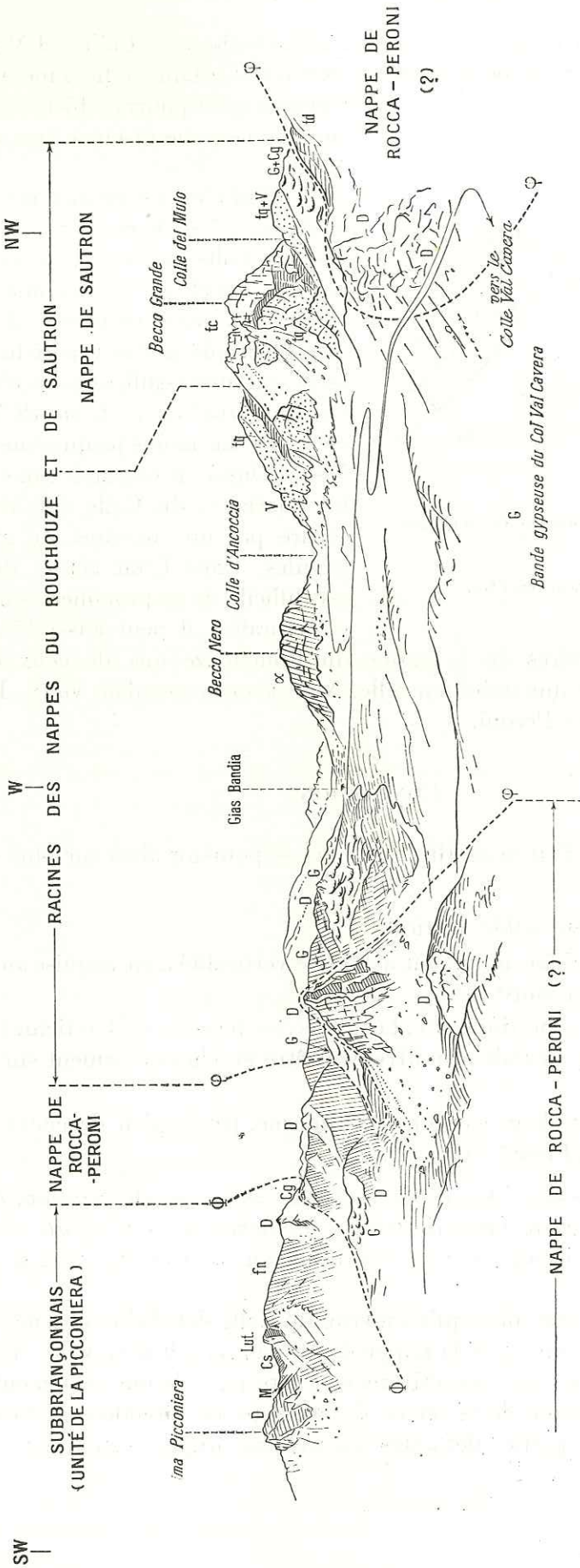


FIG. 83. — Panorama septentrional du Colle Valcavera
 (1), Surface listrique du Briançonnais. — \odot . Surface listrique de la nappe du Rouchouze.
 À l'extrême droite, flanc de l'anticlinal de la Cima di Test.
 (Au sujet de la Cima Picconiera, voir Y. Gubler-Wahl, 1955.)

Je n'ai pas suffisamment poussé les explorations au sud-est du Colle del Mulo pour affirmer que l'on n'y retrouve pas de témoins de la nappe de Sautron. Certains indices me donnent d'ailleurs à penser qu'il pourrait bien s'en trouver encore sur une certaine distance aux abords du Monte Viridio.

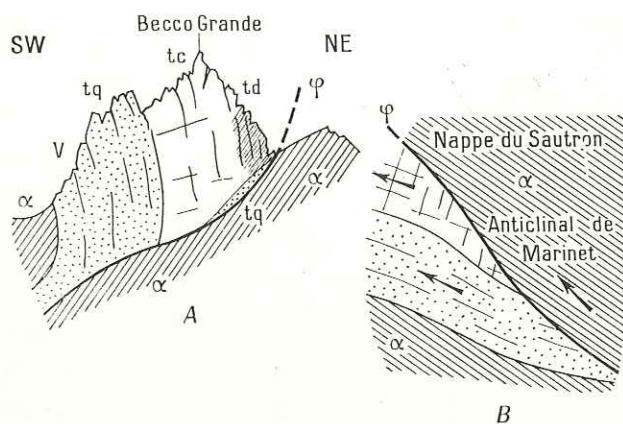


FIG. 84. — La racine de la nappe de Sautron au Becco Grande

- A. Disposition actuelle.
B. Disposition avant le renversement vers l'Est.

réapparition des terrains calcaires de la nappe du Rouchouze que de ceux de la nappe de Rocca Peroni, ou même encore une unité nouvelle. Nous avons cependant vu (p. 172) que j'incline à l'attribuer à la nappe de Rocca Peroni.

CONCLUSION

Le chaînon de la Rocca Bianca au Bric Cassorzo se poursuit ainsi sur plus de 22 kilomètres avec des caractères constants :

- plongement dans l'ensemble vertical;
- accidents déversés à l'Est, indiquant que cette verticalité a été acquise au cours de mouvements dirigés du Sud-Ouest au Nord-Est;
- contact constant, à sa bordure orientale, avec les terrains de l'anticlinal de Marinnet qui, compte tenu du fait précédent, devrait primitivement être en chevauchement sur le chaînon de la Rocca Bianca;
- cisaillement en profondeur, sur son bord interne, par le plan de chevauchement de cet anticlinal (observable en un seul point, il est vrai).

Nous concluons qu'il s'agit bien de *la racine de la nappe de Sautron, c'est-à-dire de la portion la plus interne d'une vaste lame de terrain, détachée par des efforts cisailants (dirigés subhorizontalement d'Est en Ouest), puis reprise dans un mouvement de basculement d'Ouest en Est.*

Il faut noter également que, bien qu'au niveau du Colle del Mulo nul témoin « flottant » (analogue à ceux de la Tête de Sautron ou de la klippe de Moïse) ne soit observable, l'hypothèse la plus probable est que de tels témoins ont primitivement existé ici : ils ont seulement été enlevés par l'érosion. La persistance prolongée de la racine de la nappe en direction du Sud-Est est là pour montrer que la disparition des parties flottantes n'a pas une origine tectonique.

CHAPITRE IX

LA ZONE SILICEUSE DE MARINET EN TERRITOIRE ITALIEN

Puisque nous avons déjà étudié cette zone plus au Nord (en territoire français), c'est du Nord-Ouest au Sud-Est que nous progresserons dans cette étude. Nous examinerons donc successivement :

- 1° le secteur au nord des Grangie di Chiappera (Monte Pertusa);
- 2° le secteur entre les Grangie di Chiappera et la vallée de la Maira (Monte Castello);
- 3° le secteur entre Saretto et Pratorotondo (Colle Ciarbonet);
- 4° le secteur au sud-est de l'Unerzio (prolongations de la zone en direction de l'Est).

1. AU NORD DES GRANGIE DI CHIAPPERA

(Fig. 85)

Nous reprenons donc cette étude au col de Marinnet, où nous avons vu s'effectuer, par une dislocation verticale et longitudinale, le contact entre l'anticlinal de Marinnet à l'Ouest et l'écaille des aiguilles de Mary à l'Est; cette dernière est uniquement constituée, dès ce moment, par des andésites.

Les andésites de l'écaille des aiguilles de Mary, qui formaient en territoire français les crêtes de la Roche Noire, perdent ici tout rôle morphologique et constituent (en grande partie sous les alluvions) la rive droite du Valle di Maurin (branche occidentale). Elles y sont bordées à l'Est d'une façon continue par une bande de Marbres en plaquettes, qui prolonge celle du col de Mary. Le contact en est nettement tectonisé mais il est néanmoins bien difficile de dire si ces Marbres en plaquettes correspondent à la série adhérente (ils seraient analogues en ce cas à ceux du pied est de l'Aiguille Large), qui serait éventuellement transgressive ici sur les andésites, ou s'ils appartiennent à la zone de Ceillac-Chiappera.

Considérant qu'à l'aplomb est de la Roche Noire (p. 129) la tendance semble être à un laminage tectonique de la série adhérente, j'ai admis que ces Marbres en plaquettes sont à paralléliser avec ceux de la bergerie de Mary et je les ai donc rangés dans la zone Ceillac-Chiappera (voir, p. 140).

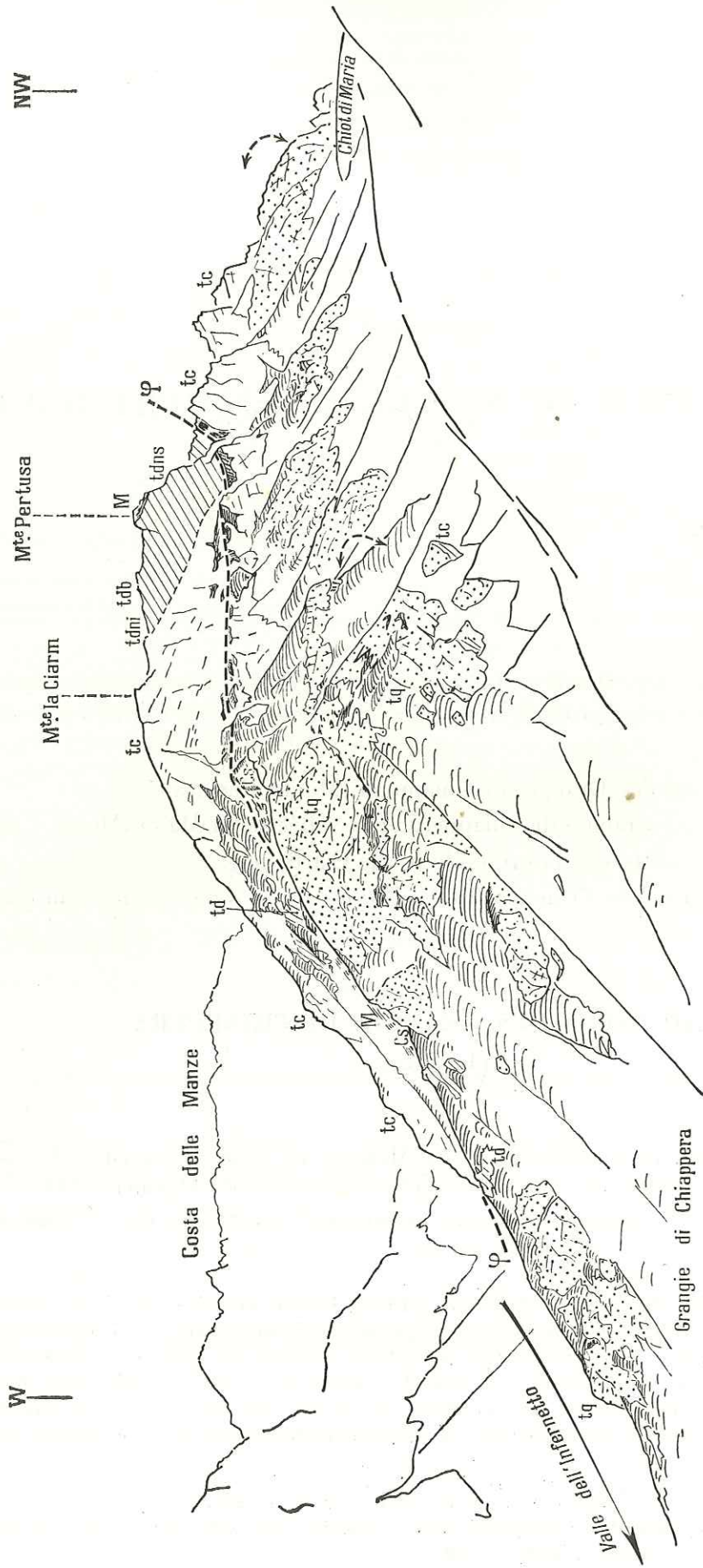


FIG. 85. — Les crêtes du Monte Pertusa, vues des Grangie di Chiappera (Grangie Rivero)

φ. Chevauchement de la série du Monte Pertusa. — *En grisé* : terrains siliceux de l'anticlinal de Marinet. Noter le rabotage basal de la série du Monte Pertusa et la charnière de l'anticlinal de Marinet.

(Ce croquis fait suite, sur la droite, à la fig. 75 et est pris du même point.)

L'*anticlinal de Marinnet* proprement dit garde, dans ce secteur, une allure tout à fait régulière qui n'est pas sans rappeler celle qu'il avait au nord de l'Ubaye. Il est cependant plus étroit et l'on n'en observe guère que la portion « épidermique » quartzitique.

Son flanc oriental, dégagé en surface structurale, affleure en bas des abrupts orientaux du Monte Pertusa; son flanc occidental apparaît en différents points du vallon de l'Infernetto (branche amont orientale). On y observe en particulier, à l'entrée du vallon, à mi-pente entre le Monte la Ciarm et les Grangie Collet la succession suivante (fig. 86) :

1. quartzites plongeant vers le Sud-Ouest;
2. dolomies ladiniennes (20 à 50 mètres);
3. assises postladiniennes (2 à 10 mètres);
4. marbre amygdalaire rouge, à base fortement schistoïde du Malm;
5. marbres en plaquettes.

Il m'est apparu que nous avons affaire là à un témoin de la série adhérente (série du Monte Ciaslaras; voir p. 122); ces couches sont reployées comme indiqué figure 86, c'est-à-dire suivant un mouvement synclinal déversé à l'Est : il paraît clair que cette structure résulte de mouvements d'Ouest en Est de l'écaille du Monte Pertusa qui recouvre ces terrains (cf. p. 121 et 122).

La continuité de structure de l'anticlinal de Marinnet n'est donc qu'en partie masquée par les témoins calcaires exotiques posés sur sa voûte.

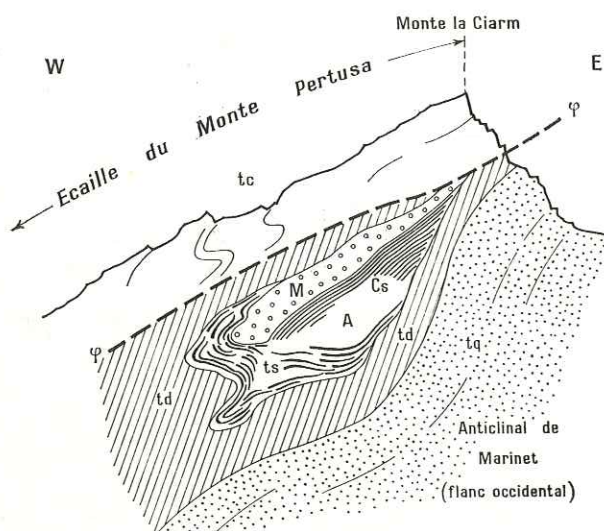


Fig. 86. — Le flanc occidental de l'anticlinal de Marinnet dans les pentes méridionales du Monte la Ciarm

2. AU SUD DES GRANGIE DI CHIAPPERA, JUSQU'À LA MAIRA

(Fig. 87, 88 et 89)

La dualité de structure se conserve et l'écaille des aiguilles de Mary garde en particulier sa constitution andésitique (Colle Greguri, pentes en rive gauche du Valle del Maurin, entre Chiappera et Saretto). Le renversement de cette écaille sur la zone Ceillac-Chiappera est fort net et la position du contact anormal ne présente plus la moindre ambiguïté. On doit, à ce sujet, signaler l'existence de deux petites *klippes andésitiques* posées sur l'arête sud-ouest du sommet nord du Monte Boulliagna, ainsi que l'*écaillage d'Ouest en Est* des assises calcaires sous-incombantes.

Ces faits sont de nouvelles preuves indubitables des poussées vers le Nord-Est subies par cette zone.

L'« anticlinal de Marinnet » ne mérite plus ici son nom que par extension : en effet la structure anticlinale n'est plus apparente à partir du Monte Castello. Au nord de ce sommet remarquable ⁽¹⁾, le flanc ouest reste discernable (au Monte Russet) et le flanc oriental indiqué par l'existence de témoins de la série adhérente ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Splendide monolithe prismatique de Verrucano offrant de tous côtés des abrupts presque verticaux (200 mètres en face est et 400 mètres en face ouest) dont l'escalade est fort ardue. Il ne constitue guère cependant qu'un accident secondaire à flanc de pentes du Monte Boulliagna.

⁽²⁾ Calcaires virglorens au Colle Greguri et au point 2151, Flysch, dolomies ladiniennes et surtout calcaires virglorens aux Grangie Nicolina et dans l'éperon qui les domine au Sud.

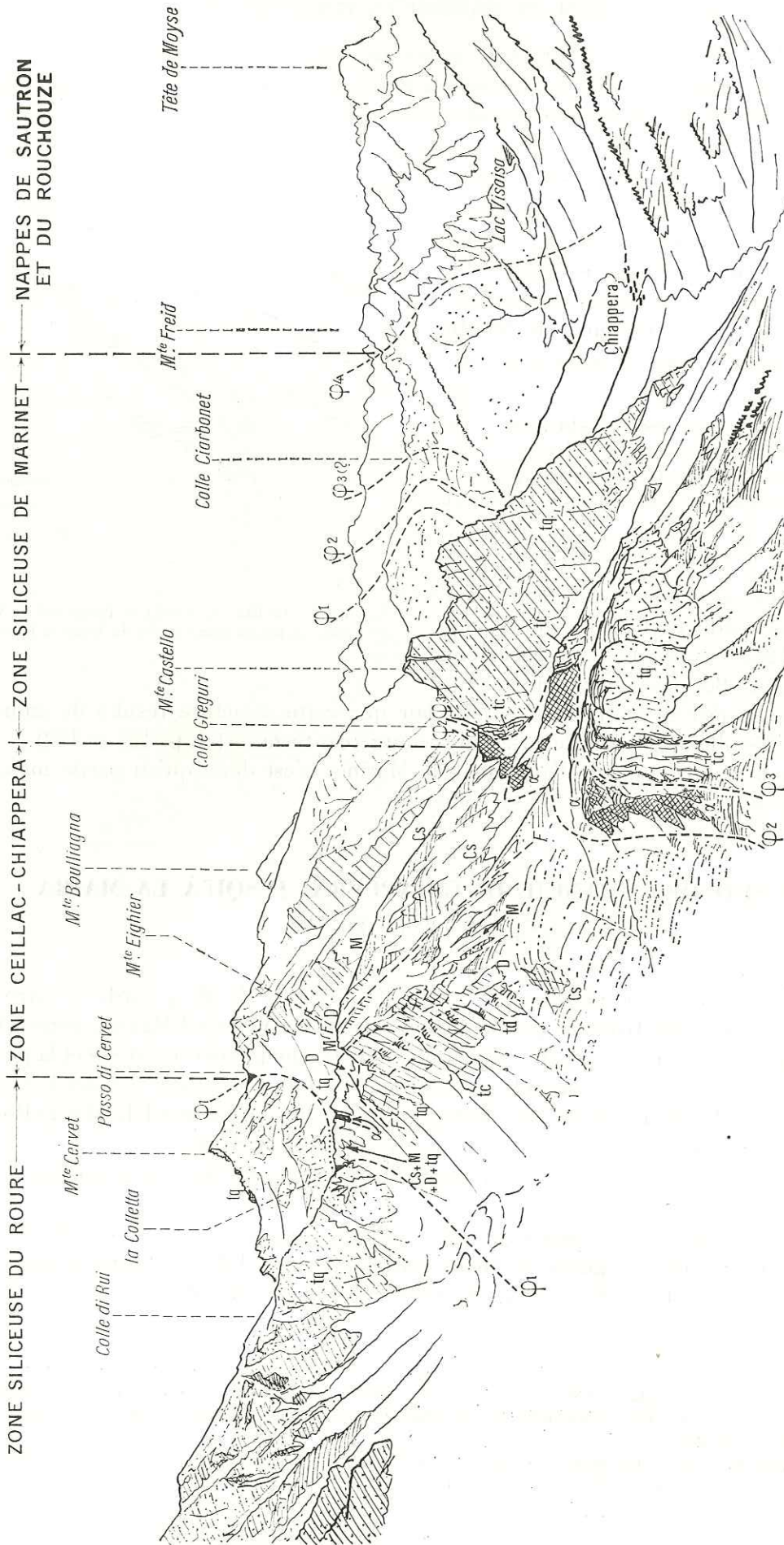


FIG. 87. — Rive gauche de la Valle di Maurin, vue du Monte la Ciarm

φ₁. Chevauchement de la zone Ceillac-Chiappera sur la zone du Roure. — φ₂. Chevauchement de l'écaïlle des aiguilles de Mary (anticlinal de Marinnet) sur la zone Ceillac-Chiappera
 φ₃. Chevauchement basal de l'écaïlle des aiguilles de Mary. — φ₄. Refoulement de l'anticlinal de Marinnet par rapport à la nappe de Sautron.

Au Sud, au contraire, on ne peut plus observer que des lames redressées de quartzites et de Verrucano, enserrant de minces passées de calcaires virglorens et parfois de Marbres en plaquettes (coins synclinaux provenant de la série adhérente). *Le style semble donc changer absolument pour aboutir à un régime d'écaillés isoclinales.*

Cependant un caractère de cet élément semble conservé; c'est l'absence des andésites qui n'apparaissent nulle part, même en rive droite du Valle del Maurin (soubassement du Monte Maj), où l'érosion a pourtant entamé bien plus profondément.

Souignons, pour terminer, combien d'un point à un autre les mêmes roches peuvent jouer un rôle morphologique important ou au contraire effacé : nous l'avons déjà vu pour les andésites de l'écaille des aiguilles de Mary, nous le retrouvons poussé au paroxysme dans l'opposition des deux

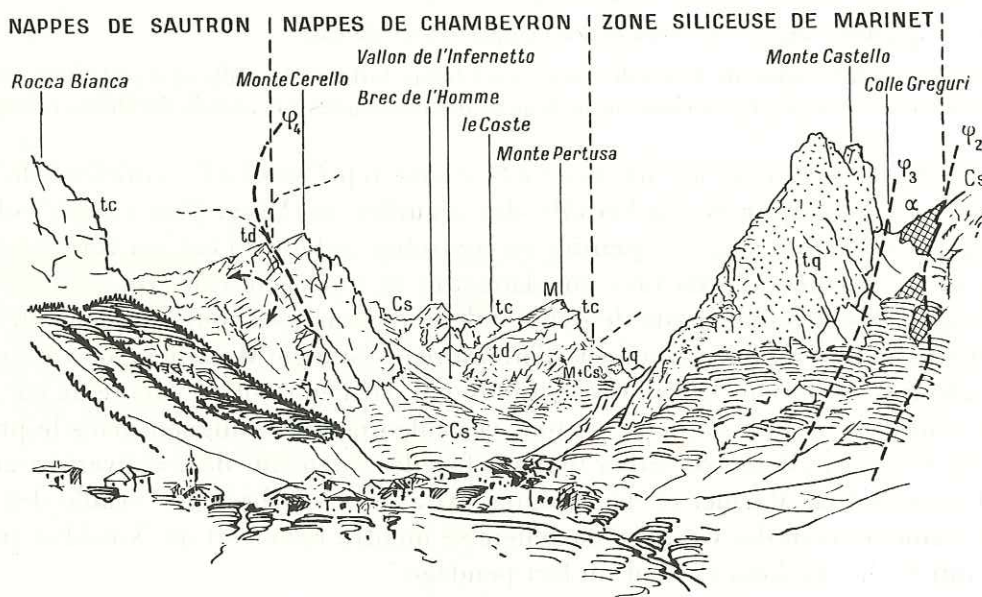


FIG. 88. — Le site de Chiappera

φ_1, φ_2 , voir fig. 87. — φ_4 , à supprimer (le Monte Cerello est formé de Dogger appartenant à la nappe de Sautron, en dépit du repli des couches figuré).

rives de la Valle del Maurin : au Nord, le puissant monolithe du Monte Castello; au Sud, au contraire les rochers boisés, à peine saillants et à moitié éboulés, des pentes descendant sur Chiappera.

3. ENTRE SARETTO ET PRATOROTONDO

(Fig. 87)

Le régime isoclinal semble s'accroître et envahir alors les deux éléments tectoniques que nous avons pu distinguer jusqu'à maintenant; de ce fait, leur séparation ne va plus pouvoir se faire que d'une façon tout à fait hypothétique, d'autant plus que des interruptions et des zones couvertes de végétation ou d'alluvions causent une gêne supplémentaire pour en suivre la prolongation.

Ainsi le mélange d'andésites, Verrucano et quartzites, qui affleure dans les pentes du Monte Boulliagna à hauteur de Saretto, semble-t-il indiquer un tel écaillage.

Il est ensuite difficile de dire ce qui se passe à l'abri des bois de la Rocca Arpet, où affleurent les quartzites. Par contre, les abords du Colle Ciarbonet montrent une structure plus facile à

débrouiller : une coupe SW-NE, menée le long de l'*arête du Monte Freid au Monte Estelletta* révèle la succession suivante :

1. Dogger;
2. quartzites (20 mètres);
3. Verrucano (30 mètres), fort pendage ouest;
4. quartzites verticaux (20 mètres);
5. lame synclinale, épaisse d'environ 10 mètres, de calcaires plaquetés du Virglorien inférieur;
6. quartzites (environ 20 mètres);
7. lame écrasée d'andésite ou éventuellement de schistes conglomératiques permien (environ 15 mètres);
8. quartzites assez massifs formant un gros rognon, jusqu'au Colle Ciarbonet;
9. Lame de quartzites écrasés, pulvérulents à l'emplacement du col;
10. assez épaisse intrication de lames de quartzites à teinte fortement rouille et d'andésites; quelques lames de cargneules également; les andésites deviennent nettement prédominantes aux abords du Monte Estelletta.

Je suis tenté de considérer les niveaux 2 à 8 comme représentant l'« anticlinal de Marinet » et les niveaux 9-10 comme équivalant à l'écaille des aiguilles de Mary. J'en verrais volontiers une confirmation dans le fait que, dans les prairies en contrebas sud-est du col, on voit pointer de petits affleurements de cargneules, de Marbres en plaquettes et même de calcaires probablement attribuables au Dogger. Deux pointements de gypse affleurent sous les éboulis descendant de la Rocca Arpet, un peu plus au Sud; enfin, au moment d'atteindre les Grangie Mazzeliera, on voit se développer une lame de calcaires virgloriens très redressés qui m'ont paru en position adhérente par rapport aux affleurements siliceux situés plus à l'Ouest : tous ces affleurements s'alignent dans le prolongement du niveau 9; ils pourraient donc constituer tout à la fois des fragments de la couverture adhérente du flanc est de l'anticlinal de Marinet et des témoins extravasés à la base de l'écaille des aiguilles de Mary. De fait, l'affleurement des Grangie Mazzeliera se montre recouvert au Nord-Est par une lame de quartzites qui le chevauchent suivant un fort pendage.

Le contact entre les andésites du Monte Estelletta et les terrains plus orientaux se fait par une bande puissante et continue de cargneules, que l'on suit depuis les abords de Ponte Maira jusqu'aux Grangie Balet, à Pratorotondo. Il faut sans doute y voir le seul reste de la zone Ceillac-Chiappera à ce niveau.

4. AU SUD-EST DE L'UNERZIO

Je me propose seulement de donner ici quelques indications sommaires sur la prolongation de la zone de Marinet vers le Sud-Est, d'après les explorations que j'ai pu mener dans cette direction.

La dualité tectonique de la zone semble ici complètement effacée, le régime isoclinal par contre se poursuit, comme le montre le mélange de lames plus ou moins importantes de quartzites, Verrucano et andésites. Des lames synclinales de calcaires triasiques (sans doute attribuables à la série adhérente) apparaissent de ci de là, par exemple en rive droite du Cumbal Vallonetto.

Il m'a paru que l'on pouvait sans doute attribuer à cette zone : le Bric Boscasso, la Rocca di Pratolongo, à l'ouest du vallon de Preit, le Monte Bert, le Monte la Bianca, entre Valle del Preit et

Valle della Marmora, sans doute également la Rocca Ciarmetta, à l'est de la Valle della Marmora⁽¹⁾.

On notera donc une *inflexion de la direction de cette zone*, dont l'orientation N 45° W devient progressivement N 70° W. De la même manière, la zone radicale de la nappe de Sautron, qui en forme la bordure méridionale, subit-elle une déviation identique.

La bordure septentrionale de cette zone étant constituée par la zone Ceillac-Chiappera, nous en préciserons l'allure dans le chapitre suivant.

⁽¹⁾ Les levés récents de G. Fregolent, S. Lorenzoni et G. Traversi viennent à propos pour confirmer la validité de ces vues. D'après ces levés, il semble cependant que la région de la Rocca la Verde montrerait un régime de klippe briançonnaises dont la vraie situation n'apparaît pas clairement à la lecture de ces auteurs; lors de mes visites il m'est plutôt apparu qu'on avait affaire là à des écaïlles synclinales pincées (telle celle qui est indiquée sur la gauche de la figure 78), comparables aux écaïlles des Grangie Mazzeliera (au nord de l'Unerzio) ou au niveau 5 de la coupe suivant l'arête nord-est du Monte Freid (p. 192) : l'interprétation de ces affleurements mériterait sans doute d'être reprise à la lumière des faits apportés par l'étude des régions plus septentrionales. Si toutefois leur nature de klippe se vérifiait, il y aurait alors lieu de les rapprocher, quant à leur position tectonique, de la klippe du point 2826 (« klippes calcaires du Pas de Chilloi », p. 124), car il serait sans doute difficile de concevoir qu'elles puissent provenir (par rétrocharriage) d'unités plus externes (nappe de Sautron par exemple) : nous n'avons pas rencontré d'indices laissant supposer de tels accidents. [Note ajoutée en cours d'impression.]

CHAPITRE X

LA ZONE CEILLAC-CHIAPPERA
ET LA ZONE DU ROURE EN TERRITOIRE ITALIEN

Nous reprendrons l'étude de cette zone où nous l'avons laissée (p. 143) c'est-à-dire aux Grangie di Chiappera (Valle del Maurin).

1. LE CHAÎNON DU MONTE BOULLIAGNA

Au contraire de ce qui se passe au sud de l'Ubaye, c'est ici la zone du Roure qui se rétrécit tandis que celle de Ceillac-Chiappera se dilate pour former le Monte Boulliagna. Si nous examinons de plus ce qui se passe au sud de la Maira, nous constatons que de nouveau la zone du Roure s'étale au détriment de la zone Ceillac-Chiappera : c'est donc à un véritable « *boudinage* » à l'échelle des zones tectoniques que nous assistons entre Ceillac et la vallée de l'Unerzio. On note de plus que, dans les zones dilatées, les cargneules affleurent très médiocrement alors que, dans les zones de constriction, elles se développent à l'affleurement au point de constituer, à elles seules, l'essentiel des terrains observables ⁽¹⁾.

a. La zone du Roure

(Fig. 87 et 89)

Elle se prolonge, au sud du col de Bellino, par le Monte Albrage, le Monte Freide, le Monte Cervet et le haut-vallon de Cervet; ses derniers affleurements, avant d'atteindre la Maira s'observent dans l'échine qui descend vers cette rivière à l'ouest de Lausetto.

Elle se trouve clivée en deux au niveau du Colle della Val Fissela par une dislocation injectée de cargneules qui se prolonge tant dans la Valle di Maurin que dans la Valle di Fissela : c'est sans doute là la prolongation de la dislocation des vallons du Roure et de Ciabriera.

Le flanc oriental (inverse) de cette zone est bordé, depuis le Monte Albrage jusqu'au Monte Ciarmetta, par la bande continue de sa série calcaire adhérente.

⁽¹⁾ Nous avons déjà noté ce fait (p. 140, note 1) à propos des abords du col de Mary (zone de constriction).

b. La zone Ceillac-Chiappera

Les cargneules, si développées au nord des Grangie di Chiappera, tiennent donc ici une place insignifiante. Une série complète, comportant le Trias, le Jurassique et le Crétacé, vient au contraire à l'affleurement.

Les Grangie di Chiappera sont dominées au Sud-Est par le Monte Eigheir. Il est constitué par une série normale plongeant à 30° vers le Sud-Ouest. Les Marbres en plaquettes, terminant cette série, sont recouverts — et partiellement intriqués le long du contact — par les andésites de l'écaille des aiguilles de Mary. À sa base, la série se termine en direction de l'Est par des dolomies ladiniennes. Puis vient une zone très tectonisée par laquelle se fait le contact avec la zone du Roure; j'ai ainsi relevé le long de l'arête allant du Monte Eigheir à la Colletta la succession suivante (d'Ouest en Est) :

1. dolomies ladiniennes noires inférieures;
2. mince lame d'andésites;
3. calcaires plaquetés phylliteux du Virglorien inférieur (10 mètres);
4. Dogger calcaire (5 mètres);
5. marbres du Malm (2 mètres);
6. calcschistes verdâtres (Marbres en plaquettes) [20 mètres];
7. Dogger calcaire (5 mètres);
8. cargneules de la Colletta (2 mètres);
9. calcaires phylliteux du Virglorien inférieur (5 mètres);
10. lame de quartzites (5 mètres);
11. cargneules (10-20 mètres);
12. Verrucano du Monte Freide et du Passo di Rui.

On pourrait donc y distinguer au moins trois écailles superposées, qui nous rappellent celles du sentier de Tronchet (voir p. 132). Toute cette zone, intensément tectonisée, est déversée vers l'Est (plongement des couches voisin de 45° W) par-dessus la bande siliceuse Monte Freide-col du Rui.

Au sud-est de la Valle Greguri, s'élève le Monte Boulliagna. Si sa structure est dans l'ensemble analogue à celle du Monte Eigheir, c'est-à-dire celle d'une lame de terrains plongeant à l'Ouest en succession normale, il s'y superpose cependant quelques complications de détail; il s'agit d'un écaillage du flanc supérieur (ouest) de cette lame, écaillage qui intéresse essentiellement le Jurassique et les Marbres en plaquettes. Si nous nous souvenons que les andésites de l'écaille des aiguilles de Mary ont été justement refoulées d'Ouest en Est sur le Monte Boulliagna (voir p. 189), nous n'aurons pas de peine à voir entre ces deux faits une relation de cause à effet.

Une coupe idéale, menée du Sud-Ouest au Nord-Est depuis les Grangie Agnelli jusqu'au sommet (2910) du Monte Boulliagna, rencontrerait successivement :

1. lame andésitique;
 2. dolomies ladiniennes du gros éperon (points 2245, etc.) qui domine les Grangie Agnelli (écaille supérieure);
 3. Marbres en plaquettes dans la falaise bordant ce contrefort au Nord; à leur base, Dogger affleurant jusqu'au ravin puis traversant pour aller former le point 2062 et, au-delà de la Valle Greguri, s'unir au soubassement du Monte Eigheir (écaille moyenne);
 4. superposition anormale sur les Marbres en plaquettes du point 2293 qui se prolongent, au-delà de la Valle Greguri, par ceux du sommet du Monte Eigheir. Le contact anormal se réduit dans les pentes méridionales de ce sommet à une simple faille plongeant fortement vers l'Ouest.
- Sous ces Marbres en plaquettes série normale (mais rendue discontinue par étirement tectonique ou laminage) de Dogger et de Malm (écaille inférieure);
5. calcaires virglorens de l'arête 2672-2851, en position anticlinale (charnières sous le point 2851). Le flanc ouest de cet anticlinal est donc incomplet: il se complète vers le Nord par adjonction de dolomies ladiniennes, de couches postladiniennes et par raccordement (dès le point 2424) avec la série jurassique précédente qui se révèle ainsi en être la couverture normale localement décollée.

Nous noterons en conclusion que ces écaïlles naissent au Nord et s'amplifient vers le Sud. Elles sont au total au nombre de trois. D'autre part, nous voyons le chaînon du Monte Boulliagna prendre, en direction du Sud-Est, une allure d'anticlinal déversé à l'Est.

Le flanc occidental de cet anticlinal se trouve de plus en plus enlevé par l'érosion lorsqu'on se rapproche de la vallée de la Maira. Le flanc oriental se complète au contraire dans cette direction par une succession renversée mais régulière et non laminée, comprenant Dogger, Malm et Marbres en plaquettes. Cette série présente des analogies frappantes, au même titre que celle du Monte Eigheir, avec la série du Chatelet.

À la latitude du Gias Cervet, elle se montre enfin ployée en un synclinal couché (*synclinal de la Costa Boulliagna*) qui se distingue à distance des abords d'Acceglia (voir croquis, fig. 89).

Enfin, si les relations des assises du Monte Boulliagna avec la zone du Roure sont masquées par les alluvions dans le Val Serrancia et la Valle di Cervet, il n'en est pas de même aux abords du Passo di Cervet. Il est, en effet, possible que la continuation du synclinal du Boulliagna se retrouve dans ce secteur mais la tectonisation a été trop forte pour qu'on puisse l'y distinguer nettement. Des lames de terrains variés, mêlés de cargneules par passées, s'intriquent abondamment et se déversent sur les quartzites du Monte Cervet. À titre d'exemple, je décrirai la coupe que l'on peut relever en suivant l'arête du Monte Boulliagna (2910) au *Passo di Cervet*; on jugera combien elle est analogue à celle de la Colletta du Monte Eigheir. Du Sud-Ouest au Nord-Est nous rencontrons :

1. Dogger et Malm du flanc oriental de l'anticlinal du Boulliagna, renversés avec pendage 70° SW;
2. Marbres en plaquettes sur 50 à 100 mètres d'épaisseur. Ils constituent notamment le sommet 2910;
3. Flysch noir (1 mètre);
4. calcaires plaquetés du Virglorien inférieur (20 mètres);
5. Marbres en plaquettes (50 mètres);
6. calcaires plaquetés du Virglorien inférieur (20 mètres);
7. cargneules (10 mètres);
8. calcaires plaquetés du Virglorien inférieur (40 mètres);
9. au col même : Flysch noir (5 mètres);
10. Marbres en plaquettes (20 mètres);
11. cargneules déterminant le col (50 mètres);
12. Marbres en plaquettes (2 mètres);
13. quartzites du Monte Cervet.

Une structure tout à fait analogue se prolonge dans l'arête nord-ouest du Monte Boulliagna et prolonge donc nettement celle de la Colletta.

2. AU SUD DE LA MAIRA

La zone Ceillac-Chiappera s'y étrangle une dernière fois au profit de la zone du Roure mais cette réduction est définitive.

a. La zone Ceillac-Chiappera

(Fig. 77 et 87)

Elle se réduit à une cicatrice injectée de cargneules : nous l'avons déjà signalée au bord oriental de l'anticlinal de Marinet. Cette bande se suit aisément sur le schéma structural, aussi m'abstiendrai-je de la décrire plus longuement. Je ferai simplement remarquer qu'à l'est du Bric Boscasso, dans les vallées de Preit et Marmora, le tracé que j'en ai figuré ne résulte que d'explora-

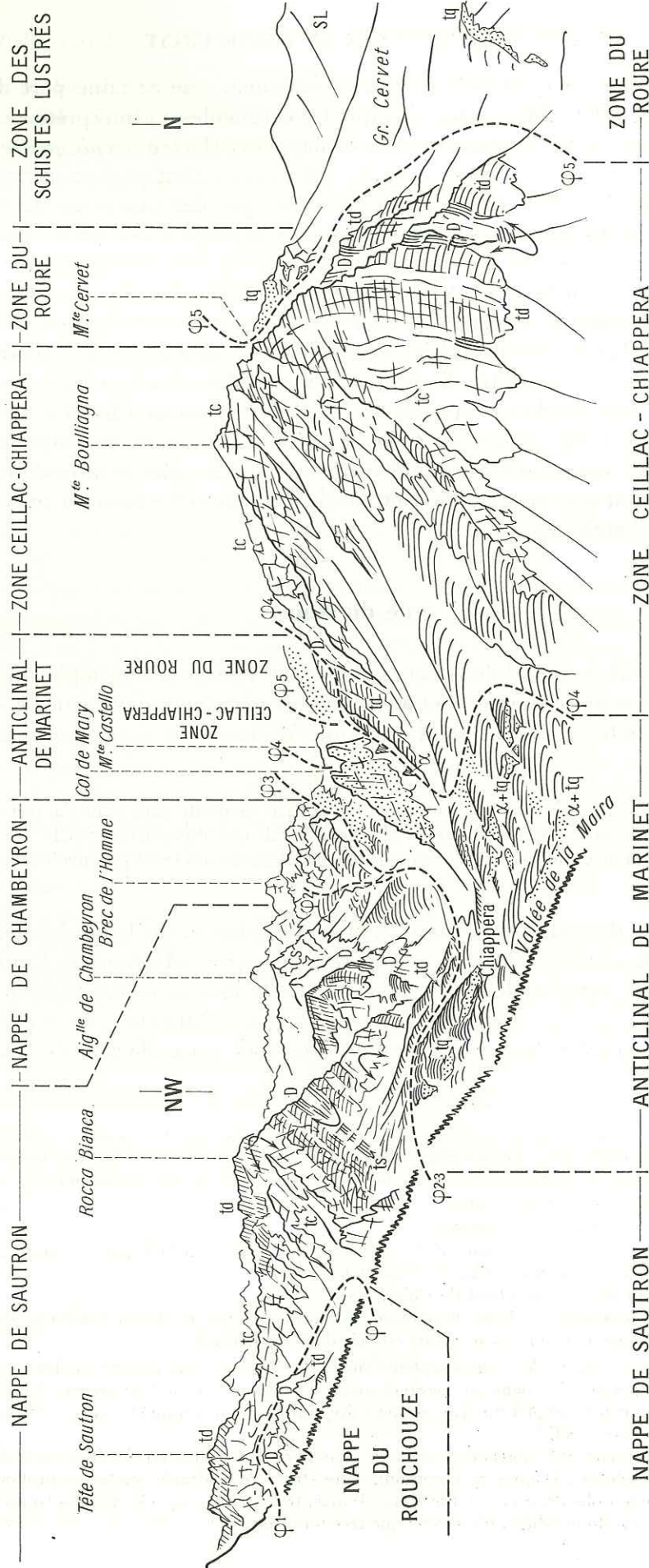


FIG. 89. — Panorama de la Valle di Maurin, vu du Colle Ciarbonet

φ1. Chevauchement basal de la nappe de Sautron. — φ2. Chevauchement Sautron/Chambevron. — φ3. Chevauchement basal de la nappe de Chambevron. — φ4. Surface de refoulement de la zone de Marinnet sur la zone Ceillac-Chiappera. — φ5. Surface de refoulement de la zone Ceillac-Chiappera sur la zone du Roure.

tions quelque peu sommaires et qu'il présente par conséquent une certaine part d'hypothèse ⁽¹⁾.

Je n'ai observé nulle part d'autres terrains que les cargneules : j'interprète ce fait en admettant essentiellement que le contenu de la zone Ceillac-Chiappera (*Marbres en plaquettes, notamment*) en a été éjecté par le resserrement de ses deux lèvres siliceuses : c'est plus sa *cicatrice* que la zone elle-même que nous avons ici. Il n'est pas exclu en outre que des processus de cargneulisation n'aient joué un rôle dans la disparition, à l'affleurement, de la plupart des assises postwerfénienues (sans doute très écrasées et donc très sensibilisées à l'action des eaux sulfatées).

Puisque nous en terminons avec cette zone Ceillac-Chiappera, il convient, je crois, d'en souligner la continuité : quant à la distance (50 kilomètres au moins, du Guil aux crêtes de la Valle Grana); quant au contenu stratigraphique (séries constamment analogues, parfois de très près, à celle du Chatelet); quant au style tectonique (replis relativement souples au cœur, écaillages sur les bords; constant déversement à l'Est par-dessus la zone du Roure); un dernier caractère très fréquent est enfin l'important développement, en des aires bien localisées il est vrai, de cargneules dont l'origine paraît complexe et qui semblent correspondre aux secteurs les plus écrasés de la zone.

J'ai montré pourquoi, à mon sens, on doit considérer que cette zone est formée de témoins radicaux de la nappe du Chatelet (p. 139).

b. La zone du Roure

Elle semble se simplifier au sud de la Maira et y prend l'allure d'un simple anticlinal dont les quartzites des deux flancs sont conservés. Cet anticlinal est nettement déversé à l'Est, comme cela peut s'observer dans les pentes qui descendent du Monte Midia sur Acceglio. Au cœur apparaissent les schistes verts permienues.

Au sud-est de l'Unerzio, la continuation de cette zone ne fait pas de doute mais je ne l'ai pas étudiée en détail. On y décèle apparemment des indices d'un relèvement axial dans le fait que les quartzites et le Verrucano y font de plus en plus place aux schistes et aux andésites du Permien. Pour le détail de son tracé je renvoie le lecteur au schéma structural ⁽²⁾.

Un point qui mérite de nous arrêter un instant est l'existence, sur le bord oriental de la zone, d'une importante bande de terrains calcaires qui séparent les assises siliceuses du Roure des Schistes lustrés. La particularité de cette bande est de n'avoir pas du tout la même séquence que la série adhérente de la zone du Roure aux abords de la frontière franco-italienne : nous avons vu en effet que la série de cette *bande synclinale de Chialvetta* est d'un type voisin de celle du Chatelet avec son

⁽¹⁾ Le présent travail était sous presse lorsque ces vues ont été confirmées par les récentes recherches de Fregolent, Lorenzoni et Traversi (Lorenzoni, 1958) qui, au cours d'un levé de la vallée de Preit au 1/25 000, ont retrouvé les différentes bandes axiales décrites ici et figurées sur le schéma structural. Les termes employés par ces auteurs n'étant pas les mêmes que ceux utilisés ici, j'en donne ci-après la correspondance.

Cinq lignes de fracture différentes ont été séparées :

1° « Linea di Monte Cassorso » = chevauchement de l'anticlinal de Marinet sur la nappe de Sautron.

2° « Linea della Costa dell'Orso » = zone radicale Ceillac-Chiappera.

3° « Linea di Colle Sologlio Bue » = synclinal de Chialvetta.

4° « Linea di Rocca delle Sommette » = ligne de fracture affectant, ainsi que 5° « Linea di Grange Melese », l'anticlinal d'Acceglio (et ne correspondant donc à aucun des accidents étudiés dans mon travail).

⁽²⁾ On peut également noter que, dès les pentes septentrionales de l'Unerzio (rive gauche, au-dessus de Chialvetta), les schistes permienues viennent en superposition, dans un chevauchement d'Ouest en Est, sur les terrains mésozoïques du synclinal de Chialvetta : on assiste là au laminage complet du flanc est de l'aire anticlinale du Roure et à la transformation de cette dernière en une écaille isoclinale déversée à l'Est.

Cette structure fait contraste avec celle que nous avons relevée au nord de la Maira, où c'était au contraire le flanc oriental de cette aire qui était le plus développé. D'après S. Lorenzoni, cette structure isoclinale semble se prolonger et s'aggraver, puisqu'on peut dénombrer, entre le Colle delle Basse et le Monte Piutas, trois écailles séparées par des lames de calcaires mésozoïques : la simplification, notée au Monte Midia, n'est donc que très transitoire.

Trias calcaire complet, son Dogger et son Malm surmontés de Marbres en plaquettes. Elle se présente soit en série normale chevauchée par la zone du Roure (pentes du Monte Midia sur Acceglio : Frana del Gollone), soit en série renversée (Chialvetta), soit en un synclinal ouvert au Nord-Est (rive gauche de l'Unerzio, au-dessus de Gheit).

Dans l'ensemble, sa valeur est indubitablement synclinale, comme il apparaît à l'est de Chialvetta, où les calcaires triasiques du Monte Ciabert sont enserrés entre deux masses de quartzites : au Sud-Ouest la bande du Roure; au Nord-Est une nouvelle bande quartzitique qui se dirige plus septentrionalement que celle du Roure et que nous appellerons *bande siliceuse d'Acceglio*.

La prolongation du synclinal de Chialvetta au nord de la Maira est problématique. Il se peut qu'il réapparaisse après son passage sous les alluvions du Val Mollasco, mais les quelques recherches, que j'ai effectuées dans cette direction, ne me l'ont pas montré.

En direction de l'Est au contraire, sa continuation se suit beaucoup plus facilement et permet la séparation des deux zones du Roure et d'Acceglio : elle emprunte d'abord le Colle Soleglio Bue puis passe au village de ce nom. Dès ce point, elle est cependant assez fortement réduite et tend à se transformer en une bande de cargneules. Il m'a paru que cette cicatrice de cargneules, analogue en somme à celle de la zone Ceillac-Chiappera, se prolongeait par le Monte Giobert et le Colle Sibolet jusque dans la vallée de la Grana⁽¹⁾.

Terminons par un mot au sujet de la *bande siliceuse d'Acceglio*. C'est, au niveau de la Maira, un bel anticlinal régulier que l'on voit bien se dessiner par exemple dans les pentes méridionales de la Punta Culour. Son bord ouest correspond au village d'Acceglio et son bord est à celui de Maddalena. Je n'en ai pas fait une étude approfondie mais j'ai pu constater, au nord et au sud de Maddalena, ainsi que dans les pentes entre Acceglio et Frere, qu'il semblait recouvert d'une série adhérente analogue à celle du Roure. Aux abords septentrionaux d'Acceglio, cette série adhérente semble laminée entre les quartzites et les roches vertes associées aux Schistes lustrés⁽²⁾.

Au nord de la Maira, cet anticlinal a une direction sensiblement nord-sud; au sud de la Maira par contre, sa direction s'infléchit vers l'Est jusqu'à devenir identique à celle des accidents que nous avons étudiés précédemment. Si, au sud de la Maira, il n'est séparé de la zone du Roure que par le synclinal de Chialvetta, au Nord par contre (par suite de la divergence des directions axiales), ce synclinal semble s'ouvrir et se remplir de Schistes lustrés.

À la suite des observations de M. Lemoine (1957) montrant que ces Schistes lustrés ne constituent pas la couverture stratigraphique des zones du Roure et d'Acceglio (contrairement à ce que j'avais tout d'abord cru)⁽³⁾, il apparaît clairement que *ces Schistes lustrés du Val Mollasco constituent presque une klippe coincée dans un synclinal de la zone briançonnaise* (zone d'Acceglio, plus précisément, pour M. Lemoine). À cette zone briançonnaise appartient sans doute également, par prolongation structurale et en raison de l'analogie des séquences, la zone anticlinale du col Longet.

On remarquera que cette dernière apparaît quelque 6 kilomètres à l'est de Combrémont, où nous avons observé le contact de la zone du Roure et des Schistes lustrés, et l'on en tirera cette très importante conclusion : *les terrains siliceux de la bordure orientale de la zone briançonnaise s'enfoncent subhorizontalement vers l'Est sous les Schistes lustrés*. Ce n'est que par suite d'accidents déversés vers l'Est que localement (secteur du Roure par exemple) ces terrains chevauchent les Schistes lustrés : nous arrivons ainsi à une seconde conclusion, presque inéluctable, à savoir que *ce déversement vers l'Est ne peut guère être que postérieur à la mise en place des Schistes lustrés*, conclusion qui rejoint en fait celles que nous avons faites à plusieurs reprises au sujet d'éléments tectoniques différents.

(1) D'après S. Lorenzoni, les rapports de la zone du Roure avec celle d'Acceglio semblent se compliquer par l'apparition, au sein de cette dernière, d'une nouvelle zone de fracture qui naît aux abords de Gheit (« Linea di Rocca delle Sommette »).

(2) Il semblerait, à la lecture des travaux de S. Lorenzoni, qu'il en soit de même sur son flanc est dans la vallée de Preit.

(3) Et contrairement à ce que S. Lorenzoni continue à admettre, semble-t-il.

C. — CONCLUSIONS TECTONIQUES

Il s'agit maintenant de faire la synthèse des faits exposés dans les chapitres tectoniques précédents et de se livrer à quelques confrontations avec les connaissances acquises sur les régions voisines.

CHAPITRE XI

SCHÉMA STRUCTURAL DÉTAILLÉ

Dans ce chapitre je me propose de résumer les faits qui nous ont été révélés par la description régionale et de tenter de les coordonner d'une façon logique. En fait, on peut également considérer ce chapitre comme la simple légende explicative du schéma structural au 1/50 000 que l'on trouvera ci-après (en pochette).

Nous parlerons successivement :

- du style tectonique;
- des principaux éléments tectoniques;
- de leurs accidents secondaires;

En cours de route nous examinerons les notions de « racines briançonnaises », d'« éventail briançonnais » et de « culminations briançonnaises ».

1. DUALITÉ DE STRUCTURE DE LA ZONE BRIANÇONNAISE SON STYLE TECTONIQUE

a. Séries adhérentes et nappes calcaires de décollement

L'étude stratigraphique nous a déjà montré que la série des assises briançonnaises pouvait être partagée entre deux ensembles :

- au-dessous du Werfénien supérieur, une *série siliceuse* (quartzites, Verrucano, conglomérats, schistes et grès siliceux);
- au-dessus du Werfénien supérieur, une *série calcaire* (calcaires francs ou dolomitiques, calcschistes et schistes argilo-calcaires).

Après intervention des forces tectoniques, on constate que ces ensembles peuvent se présenter suivant les cas dans les rapports suivants :

1. La série calcaire n'a pas joué mécaniquement vis-à-vis de la série siliceuse : elle mérite dans ce cas le qualificatif de *série adhérente* et cela correspond donc à une relative autochtonie de la couverture calcaire par rapport à son socle siliceux.

2. La série calcaire s'est « décollée » d'une façon sensible et a suivi une évolution tectonique indépendante de celle de son « socle » : elle forme alors une *nappe calcaire de décollement*.

Nous noterons à ce sujet l'existence de cas assez embarrassants qui sont ceux des fausses continuités stratigraphiques : il arrive assez fréquemment qu'une série calcaire, qui paraît adhérente à ne considérer que la succession des assises en un point, se révèle plus loin reposer sur la vraie série adhérente (cf. p. 116 et 150). Ce laminage de la série adhérente et son remplacement, couche pour couche, par une série nappée sont un piège toujours à redouter, qui est de nature à jeter un soupçon sur l'authenticité de toute série paraissant adhérente. Il faudra, pour lever le doute, faire appel à d'autres critères : par exemple, pour la série adhérente de la zone du Roure, le fait que le niveau de décollement habituel (cargneules) semble faire stratigraphiquement défaut constitue sans doute une présomption favorable à l'absence de décollement. Il semble en être de même pour la série de la Barge, sur le flanc oriental de l'anticlinal de Marinnet. L'absence de toute variation brutale dans l'épaisseur de la série présumée adhérente peut sans doute être également considérée comme un indice favorable, car peu compatible avec un charriage de cette série.

Relevons, pour en terminer avec cette question, que les séries adhérentes paraissent être toujours des séries stratigraphiquement réduites et localisées sur des aires anticlinales de leur substratum. Nous aurons encore l'occasion de revenir sur ce point.

b. Style tectonique de la série siliceuse

Il est surtout caractérisé par un mélange d'accidents souples, mais seulement à grand rayon de courbure, et d'accidents cassants. Les premiers paraissent limités aux assises permo-werfésiennes, tandis que les seconds semblent être les seuls à affecter les assises stéphaniennes. Nous avons relevé, à ce sujet, que le niveau des andésites et schistes lie-de-vin s'est révélé capable, dans l'anticlinal de Marinnet, de jouer le rôle de *niveau de décollement* entre ces deux ensembles stratigraphiques et permettre ainsi une certaine disharmonie qui se marque dans le style. Il est vrai que la faible répartition des affleurements stéphaniens ne permet pas de dire dans quelle mesure ce caractère peut être généralisé à tout le socle siliceux.

En ce qui concerne les *accidents souples*, citons quelques-uns parmi les plus beaux :

- la charnière de l'anticlinal couché de la Blachière (p. 125);
- la coupole de l'anticlinal de Marinnet sous la Tête du Seingle ou sous le Monte Pertusa (p. 125);
- l'anticlinal du Monte Maniglia (p. 141);
- les charnières de la Pointe Haute de Mary (elles sont relativement aiguës) (p. 141);
- l'anticlinal du Monte Midia (p. 198);
- la charnière anticlinale plongeante de l'Oserot (p. 165).

Outre ces accidents essentiellement anticlinaux, qui sont de style très ample en général (la forme en vastes cylindres est la plus typique), on notera également l'existence de synclinaux très profonds et très pincés (synclinal de Chialvetta, etc.).

Les *accidents cassants* sont nombreux mais irrégulièrement répartis; ils sont souvent soulignés par des bandes de quartzites broyés, pulvérulents; citons :

- la grande faille de Chillol et ses homologues du plateau de Chillol-Marinnet (p. 123);
- les failles de la Bergerie de Chillol et du Bécâsse (p. 124);
- la grande faille du Ruburent (p. 150);
- les nombreuses failles chevauchantes, dont une au moins, à la base de l'écaille des aiguilles de Mary, paraît résulter du décollement du Permien par rapport au Stéphaniens : chevauchement du col du Roure (écaille de la Pointe Haute de Mary), chevauchements de la bande de la Gardetta, etc. (p. 125, 141, 169).

Examinée dans son ensemble, cette série siliceuse forme une véritable « semelle » basale pour la zone du Briançonnais, semelle ondulée et cassée mais sans doute relativement peu disjointe en fin de compte. J'estime que cette constatation doit nous ramener à une notion, que les recherches détaillées de ces dernières années ont peut-être eu tendance à rendre de moins en moins nette : celle de l'*unité tectonique fondamentale de la zone briançonnaise*. Cette unité se trouve masquée certes par la multiplicité des accidents de la série calcaire mais apparaît mieux dans notre région qui est, à ce point de vue, privilégiée, parce que la semelle siliceuse y revient plus largement au jour.

À ce sujet, il me paraît bon de souligner la *nécessité de bien distinguer dans nos régions trois ordres d'accidents* :

- les *nappes de premier ordre*, qui correspondent à l'ensemble de zones structurales importantes : nappe des Schistes lustrés, nappe du Briançonnais, nappe du Flysch à Helminthoïdes;
- les *nappes de second ordre*, qui ne sont guère que des digitations des précédentes mais présentent un charriage appréciable, sont elles-mêmes digitées et possèdent une séquence stratigraphique individualisée;
- enfin le terme de *digitation* reste réservé à des accidents chevauchants suffisamment importants mais sans grande individualisation stratigraphique ⁽¹⁾.

c. Style tectonique de la couverture calcaire

Une première caractéristique en est le TRIPLE DÉCOLLEMENT qui vient souvent cliver cette série stratigraphique :

1° *Décollement fondamental du Werfénien supérieur.*

Il est permis par les cargneules, gypses et schistes argilolitiques de ce niveau et se montre d'une grande généralité. Nous avons déjà dit combien souvent les gypses et les cargneules étaient d'ailleurs chassés de leur gîte originel pour aller injecter les dislocations tectoniques : c'est souvent à la suite du décollement de la série qui leur est supérieure que les gypses et cargneules migrent ainsi.

Ce décollement peut revêtir une importance variable : il joue un rôle capital dans les nappes internes (IV, V, VI, VII), dans lesquelles il constitue l'origine même du charriage. Dans les nappes externes (I, II, III) son effet est moins important et ne se marque qu'à l'intérieur de la masse nappée (voir p. 205); il n'est pas exclu d'ailleurs que, dans ses dernières nappes, le plan de charriage corresponde à un décollement du Permien par rapport au Stéphanien.

2° *Décollement Jurassique/Trias.*

Il se produit à la faveur du niveau peu compact que constituent le Dogger basal et les dolomies, schistes et brèches postladiniennes. Il ne se produit ainsi que là où ce niveau est suffisamment développé et lorsque des conditions tectoniques supplémentaires sont réunies : c'est-à-dire beaucoup moins fréquemment.

⁽¹⁾ Ces accidents prendraient, dans la nomenclature proposée par L. Glangeaud (1952), les degrés de régionalité suivants :

Nappes de 1 ^{er} ordre	=	5 ^e ordre (Glangeaud)	=	« structures locales ».	
Nappes de 2 ^e ordre	}	=	6 ^e ordre (Glangeaud)	=	« structures fines ».
Digitations					

Mais le point de vue adopté ici n'est pas identique à celui de L. Glangeaud, car les distinctions que je propose ne sont pas uniquement basées sur des considérations scalaires.

Il est souvent à l'origine de plissements disharmoniques ou d'écaillages du Jurassique, n'affectant pas le Trias sous-jacent. Nous en avons rencontré de nombreux exemples dont je rappelle les plus beaux :

- nombreux accidents disharmoniques dans le massif de la Font Sancte, en particulier anticlinal jurassique de Panestrel (p. 80);
- anticlinal de la Punta le Teste dans le soubassement de l'Auta Vallonasso (p. 159);
- redoublement local du Pont du Chatelet (p. 99);
- écailles des Adrechouns, aux rochers de Saint-Ours, et écailles de la Rocca Bianca (p. 97-98);
- écailles du versant ouest du Monte Boulliagna (p. 195);
- replis du versant nord-est du Monte Freid (p. 178);
- accident du Bric Cassorzo, etc. (p. 181).

3° *Décollement Crétacé-Nummulitique/Jurassique.*

On en soupçonne fréquemment l'existence mais il est rare de réussir à le mettre en évidence d'une façon sûre, par suite notamment de l'absence de plan de décollement bien défini.

Nous l'avons vu être en grande partie à l'origine des écailles de Girardin, au nord de Maurin. Dans le massif de la Font Sancte, il semble bien se manifester aussi et prendre de l'ampleur dès la crête des Veyres et surtout les abords du vallon des Pelloux⁽¹⁾. Sans doute se développe-t-il encore plus au Nord jusqu'à acquérir l'ampleur que lui attribue J. Debelmas (1955 *b*) : en effet, c'est au décollement d'une série postjurassique que cet auteur attribue la formation de la nappe de l'Agnelil-Pategou.

Chacun des ensembles stratigraphiques ainsi dissociés va être affecté d'un *STYLE TECTONIQUE PROPRE* qui est lié à sa nature pétrographique et peut être ainsi très différent de celui de l'ensemble inférieur ou supérieur.

1° *Style tectonique des calcaires triasiques.*

C'est son ampleur qui frappe en premier lieu : l'allure de ces couches est le plus souvent très calme et bien rarement tourmentée de ces replis serrés que tant d'auteurs ont représentés dans leurs coupes. L'aspect le plus typique est celui de *vastes voûtes* régulières, grossièrement hémicylindriques, ou encore d'*épaisses banquettes* à peine gauchies.

Les *anticlinaux et synclinaux aigus* restent des exceptions ou plutôt se cantonnent dans des domaines bien limités; citons :

- les replis de l'anticlinorium du Rouchouze (p. 151);
 - ceux, moins aigus, de la voûte de la nappe de Sautron (p. 154).
- Nous reviendrons sur cette localisation.

Les *structures en coins et lames isoclinales* ne sont pas moins localisées et indiquent des efforts tectoniques locaux exceptionnels; c'est le cas pour :

- les différentes écailles de la zone Ceillac-Chiappera et notamment les lames écrasées au bord oriental de cette zone (écailles du sentier de Tronchet, de la Colletta, du Monte Eigheir, du Passo di Cervet);
- écailles du ravin de Sainte-Anne sur le bord ouest des rochers de Saint-Ours;
- écailles du col des Hourtchs, au contact de la nappe du Chatelet et de la digitation de la Font Sancte.

(1) Vallon des Pelouses, I.G.N.

2° *Style tectonique des terrains jurassiques.*

Il n'est pas rare que le Jurassique se contente de se mouler sur les accidents simples du Trias sous-jacent. Cependant il acquiert souvent, à la faveur des décollements, une tectonique propre. En général, il se contente de former des replis souples disharmoniques :

- les Aspaturas;
- pic de Panestrel;
- lèvres de la faille longitudinale de la Font Sancte;
- versant ouest des rochers de Saint-Ours;
- Cima Ciarbonet;
- Bric Cassorzo, etc.

Il arrive également que la lame jurassique se désolidarise complètement du Trias sous-jacent : elle forme alors des écaillés isoclinales qui peuvent se réduire éventuellement à des chapelets de copeaux :

- écaillés de Bramousse, de Maurin et des pentes ouest du Monte Boulliagna (zone Ceillac-Chiappera);
- écaillés des Adrechouns et de la Rocca Bianca (sous le Flysch à Helminthoïdes);
- lames du versant est de la Viraysse (nappe de Sautron);
- écaillés de la Maddalena (nappe du Haut Rouchouze).

Les glissements différentiels, permis par le décollement du Jurassique, ont pu entraîner en différents points des phénomènes annexes : étirements de couches, cisaillements internes ou, au contraire, « bourrage » des assises tendres basales en des points particuliers. C'est à ce dernier phénomène qu'il faut attribuer, dans la plupart des cas, la localisation des gîtes de charbon jurassiques.

3° *Style tectonique des terrains postjurassiques.*

Nous avons là un ensemble qui peut être considéré comme assez homogène mais qui se trouve naturellement pourvu d'une multitude de plans de clivages. Ce fait a été décisif dans la détermination du style tectonique, style que je ne saurais mieux définir que par le qualificatif de « laminaire ». On peut sans doute envisager pour ces assises la possibilité d'un véritable écoulement.

En effet, les plis souples y sont, à de très rares exceptions près, totalement inconnus et les plans de stratification des assises restent sensiblement parallèles sur de grandes épaisseurs; des variations lithologiques ou l'inclusion soudaine de copeaux de terrains plus anciens permettent d'y repérer le passage de dislocations qui se montrent, elles aussi, parallèles à la stratification.

S'il paraît certain qu'un certain nombre de redoublements pratiquement indiscernables doivent augmenter l'épaisseur apparente de ces assises, il n'en est pas moins vrai, ce me semble, que l'on avait eu tendance à exagérer l'importance de ces redoublements.

Si nous comparons maintenant les différentes nappes calcaires, au point de vue de leurs CARACTÉRISTIQUES TECTONIQUES, nous allons relever des différences sensibles qui nous permettent de les ranger dans deux catégories distinctes :

1° *Les nappes d'écaillage.*

On peut les assimiler aux « nappes du 2^e genre » de P. Termier. Appartiennent à ce type les nappes du Rouchouze (II), de Sautron (III) et de Rocca Peroni sans doute (I). On relève dans ces nappes les caractères particuliers suivants :

- style dans l'ensemble ample, mais avec des replis aigus, souvent déversés, dans le Trias;
- la nappe reste réunie à sa zone de racines (voir p. 213) ou n'en est séparée que par le jeu de l'érosion;
- la série calcaire, bien que décollée, reste accompagnée en de nombreux points, et spécialement dans la région « radicale », par une lame siliceuse basale;
- les failles verticales sont accidentelles et ne constituent pas un trait de style.

Elles correspondent donc sans doute à l'exagération du charriage d'une écaille de terrains siliceux et calcaires. La couverture calcaire cependant a pris de l'« avance tectonique » et s'est également reployée sous les efforts qu'elle a subis. Ce fait doit s'expliquer par deux causes :

a. Existence d'une impulsion venue du Nord-Est, capable de *cisailler la zone radicale de la nappe* (cf. p. 170 et 186), puis de décoller les calcaires et de les froncer;

b. Existence d'une surcharge qui, en augmentant la valeur du seuil de rupture de la masse calcaire, lui permet d'accéder à une plus grande plasticité : de ce fait les dislocations sont souples et non cassantes.

Il y a lieu de penser ainsi que la mise en place de ces nappes s'est effectuée sous la *poussée chevauchante des unités plus internes* et peut-être, en partie, par *éjection du matériel* sous cette compression.

2° Les nappes de décollement.

Je prends ce terme dans l'acception que lui a également réservée L. Bertrand (1944). Font partie de ce type les nappes de la Haute Ubaye : nappe de Chambeyron (IV) et nappe du Chatelet (V).

On relève des caractères particuliers qui s'opposeront à ceux du type précédent :

- l'absence des plis aigus autres que disharmoniques ⁽¹⁾. Le style en « banquettes » domine dans le Trias, en association avec les voûtes plongeantes largement ployées;
- la séparation totale et d'origine tectonique de la nappe par rapport à ses racines présumées;
- la quasi totale inexistence de lambeaux de poussée siliceux le long de la surface listrique (à l'exception des blocs-klippes quartzitiques du col des Hourtchs* et du soubassement ouest des Aspaturas);
- l'abondance des failles (surtout verticales) et le morcellement qui en résulte (allure évoquant une série de glaçons sur un fleuve en débâcle).

On conclura ici en disant que ces nappes semblent correspondre à des lames de terrains, *glissées sans contrainte*, probablement sous l'effet de leur propre poids (tectonique gravitationnelle). À l'origine de la nappe se trouve certainement un simple décollement, grâce auquel la *semelle siliceuse initiale n'a eu aucune participation* dans le charriage. Lors du glissement, la nappe, qui ne supportait sans doute guère de surcharge, a pu se disloquer en paquets plus ou moins volumineux qui ont poursuivi leur mouvement plus ou moins isolément (nous avons noté en particulier, dans le massif de la Font Sancte, l'existence d'une « phase de distension », au cours de laquelle s'est sans doute produite cette brisure de la nappe).

d. Causes du morcellement des unités tectoniques

Pour terminer avec cette étude du style tectonique, je voudrais faire une remarque au sujet du morcellement qui affecte à l'heure actuelle les différentes unités : on admet généralement qu'il est uniquement dû à l'érosion et que fenêtres et klippe ont été formées uniquement par l'érosion postérieure à la mise en place des nappes. Après de nombreuses observations relativement convergentes, je ne suis plus aussi convaincu de la justesse de cette manière de voir. Quelques exemples vont en effet nous montrer des faits troublants :

1° *La demi-fenêtre d'Escreins et des Hourtchs** est exactement située sur l'emplacement du chevauchement (d'Ouest en Est), de la nappe du Chatelet, sur la digitation de la Font Sancte. Il se peut, notamment en ce qui concerne la vallée du Rif Bel, que cet accident ait seulement dirigé le travail de l'érosion à son début et que ceci explique cela. Cependant on constate, en direction du Sud, que la demi-fenêtre des Hourtchs s'ouvre considérablement dans le

(1) Et n'affectant donc pas le Trias dans la très grande majorité des cas.

secteur des lacs de Chambeyron. Il est ici important peut-être de noter que le sommet de la voûte plongeante Manoal*. Panestrel de Fouillouze* se trouve décalé 4 kilomètres à l'ouest de la crête anticlinale de Marinnet, à la latitude du col de Stroppia, tandis qu'elle coïncide avec cette crête anticlinale sous le col des Hourtchs; tout ceci amène facilement à imaginer qu'au sud du col des Hourtchs la nappe de Chambeyron a dérapé vers l'Ouest et que c'est à ce moment-là

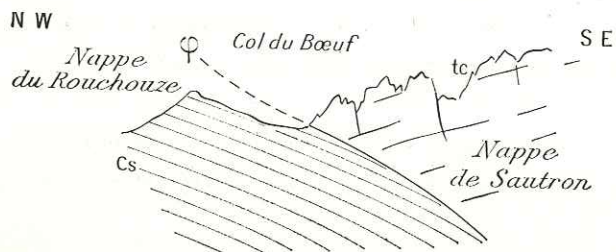


FIG. 90. — Disposition des assises au col du Bœuf (Colle di Villadel)

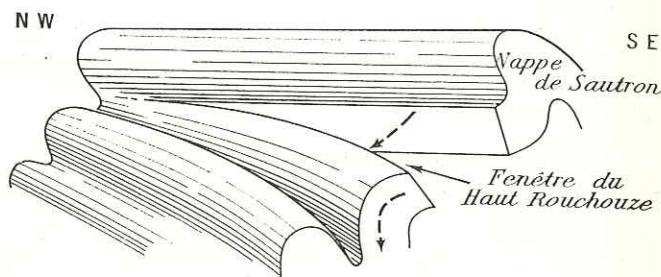


FIG. 91. — Genèse de la fenêtre du Haut Rouchouze dans l'hypothèse d'une déchirure tectonique

surtout que s'est trouvé dénudé le secteur des lacs de Chambeyron. Ces dépressions d'Escreins, des Hourtchs et de Chambeyron auraient donc, selon ces hypothèses, une origine essentiellement tectonique et dateraient essentiellement de la phase de « distension » évoquée plus haut.

2° Le chevauchement de la nappe de Sautron sur celle du Rouchouze montre, dans le secteur du col du Bœuf (Colle di Villadel), les particularités suivantes (fig. 90) :

- a. Les calcaires virgloriens des crêtes d'Oronaye présentent un plongement axial assez net vers le Nord-Ouest.
- b. La surface listrique plonge au contraire vers le Sud-Est et recoupe ainsi en biseau, par leur base, ces calcaires, qui appartiennent à la nappe de Sautron.

Il apparaît donc que la fenêtre du Haut Rouchouze montre sur sa bordure une usure tectonique, par la base, de l'unité surincombante⁽¹⁾.

Il est donc probable que c'est en grande partie cette usure de la nappe de Sautron qui a abouti à la percer et à créer la fenêtre : il s'agirait en somme d'une « fenêtre par rabotage tectonique », élargie bien sûr ensuite par l'érosion.

3° La klippe de l'Aiguille Grande se trouve dans une situation particulière, puisqu'elle est logée dans un synclinal secondaire formé sur le flanc est de l'anticlinal de Chillol. Le fait curieux est que le bord de ce « synclinal en fond de bateau » épouse presque rigoureusement les limites d'affleurement de la klippe.

On peut, dès lors, se demander dans quelle mesure ces limites doivent beaucoup à l'érosion et si ce n'est pas l'existence d'une klippe, limitée sensiblement comme elle l'est actuellement, qui a déterminé les caractéristiques du « synclinal en fond de bateau ». Ce n'est là encore, bien sûr, qu'une simple hypothèse (fig. 45, p. 118).

4° De même, le fait que le bord oriental des affleurements de la nappe de Chambeyron dans ce secteur de la rive gauche de l'Ubaye (falaises tombant de la Plate de Chauvet* sur le vallon de Chillol) soit marqué par des charnières déversées à l'Est semble indiquer que ce rebord topographique coïncide avec la limite interne de l'unité (limite qui a servi de front de chevauchement lors des mouvements en retour responsables des dites charnières) [p. 117].

Une remarque identique peut être faite au sujet des charnières déversées à l'Est, que j'ai signalées dans les falaises limitant actuellement en direction orientale la klippe de Moyse; on est enclin à penser que cette limite était déjà, ou peu s'en faut, la même lors de l'intervention des mouvements en retour (p. 158).

5° La localisation de la klippe du pic des Hourtchs*, dans un compartiment affaissé entre deux failles, pourrait éventuellement donner lieu aux mêmes questions que celle de la klippe de l'Aiguille Grande (les rebords de faille jouant ici le rôle de « flanc de bateau » qui était dévolu, dans l'exemple précédent, à deux petits accidents souples). Il paraît cependant plus probable ici que l'isolement de ce bloc de calcaires triasiques n'aurait pas été réalisé sans l'action d'une érosion favorisée par la présence des failles.

6° Les klippes de Flysch à Helminthoïdes de l'Eyssilloun, et surtout du Vallonnet, sont également en partie ceinturées par les assises de leur substratum qui se relèvent suivant une ligne correspondant à peu près avec la limite d'affleurement de la klippe : faille du ravin du Loup, à la limite sud-est de la klippe de l'Eyssilloun; redressement « en

(1) C'est là un cas de « rabotage basal »; on relèvera cependant l'ampleur de celui-ci et le fait qu'il est déterminé non par une saillie à la surface inférieure de la nappe rabotée mais simplement par un bombement de l'unité sous-jacente.

berceau» des pendages des assises au sud-est et à l'est de la klippe du Vallonnet (et également faille du Pra de Balces relevant les assises sur son bord sud-ouest) : ces mouvements de couches n'ont guère d'équivalents dans les portions de la nappe du Chatelet où n'existent pas de klippes de Flysch ; on peut concevoir qu'ils sont dus à l'existence d'une surcharge causée par ces klippes dont les limites tectoniques devaient être, ainsi, voisines des limites actuelles d'affleurement. Cette hypothèse suppose des mouvements postérieurs à la mise en place du Flysch : or nous avons effectivement relevé des indices de tels mouvements (voir p. 98).

7° Dans l'interprétation du Bric Cassorzo, j'ai été amené à proposer une hypothèse qui me semble assez solide et dans laquelle l'érosion pourrait avoir un rôle presque déterminant quant à la genèse de cet accident.

8° Aux abords de la faille du Ruburent, les nappes du Rouchouze et de Sautron montrent des interruptions d'origine tectonique à peu près indubitables :

- réduction de la nappe de Sautron à des écailles jurassiques entre la Viraysse et la Meyna ;
- suppression de la nappe du Rouchouze entre son substratum siliceux et la nappe de Sautron, le long du chaînon de Tête Dure (elle réapparaît, avons-nous dit, à la latitude du Monte Pierassin).

9° La direction des plis de la nappe de Sautron aux abords de la fenêtre du Haut Rouchouze est tout à fait aberrante, comme nous l'avons bien souligné. Elle s'expliquerait très bien en admettant que, orientés primitivement NW-SE, ces plis ont obliqué dans la portion de la nappe située sur le flanc ouest de l'anticlinorium du Rouchouze, par suite d'un espèce de dérapage pivotant de cette portion de nappe vers le Sud-Ouest. Ce dérapage aurait été permis progressivement à partir du Sud-Est par la création de la déchirure tectonique de la fenêtre du Haut Rouchouze (voir plus haut : § 2°; fig. 91).

10° Une dernière observation, qui est peut-être de poids mais n'est malheureusement pas d'une interprétation très claire : c'est le fait que, d'une rive à l'autre d'un cours d'eau important, la structure subit souvent des changements bien plus brutaux que ceux que l'on observe en dehors de ces coupures d'érosion. Je citerai comme particulièrement frappants :

- l'absence totale de la nappe de Chambeyron en rive droite de l'Ubaye, sur l'axe anticlinal de Marinnet, et son développement au contraire en rive gauche⁽¹⁾ ;
- la disparition brutale, en moins d'un kilomètre, de l'importante arête calcaire du Péouvou (en amont de Maurin), qui est un véritable escamotage bien peu compréhensible⁽²⁾ ;
- la disparition presque complète, en rive gauche de l'Ubaye, des nombreuses écailles triasico-jurassiques de la rive droite, dans la zone Ceillac-Chiappera ;
- la disparition brutale des témoins de cette zone au sud de la Maira ; ils sont pourtant très développés au Nord, dans le Monte Boulliagna ;
- la réduction, brutale également, de la zone du Roure, du sud au nord de la Maira ;
- l'absence de continuité des accidents disharmoniques du Dogger des racines de Sautron au passage de l'Unerzio, etc.

Ainsi on a souvent l'impression d'un changement de régime tectonique d'une rive à l'autre d'une vallée importante, comme si les deux rives avaient suivi à partir d'un certain moment une évolution tectogénétique indépendante.

De telles conclusions sont toujours très difficiles à formuler car, dans le cas particulier, on pouvait évidemment dire que c'est, au contraire, l'existence de deux structures tectoniques différentes, de part et d'autre d'un quelconque accident, qui a déterminé le cours d'eau à se placer à leur limite.

En conclusion, il apparaît que :

a. Les limites géographiques de certains éléments tectoniques, bien que dues apparemment au jeu de l'érosion, pourraient bien souvent correspondre à des traits tectoniques.

b. On se demande s'il n'y aurait pas lieu d'envisager que l'érosion ait interféré dans des limites assez larges sur la tectonique. Il semble, en effet, que l'on considère en général implicitement que l'érosion s'est attaquée à des structures préétablies. Il paraît au fond plus logique *a priori* d'admettre qu'elle ait joué concurremment à la tectonique et ait pu causer des modifications dans l'évolution de cette dernière (dans des limites spatiales évidemment assez épidermiques). Cette hypothèse me paraît permettre la compréhension de pas mal de faits bizarres cités plus haut.

(1) Malgré des laminages.

(2) Je signale ce fait ici bien qu'il intéresse un secteur situé quelque peu en dehors des limites de cette étude.

Quoi qu'il en soit, il m'a paru intéressant de formuler cette hypothèse qui n'est pas souvent prise en considération, que je sache, et qui s'est imposée à mon esprit à la suite d'une série d'observations assez convergentes, sinon tout à fait probantes.

Ajoutons enfin que cette érosion, qui a donné la surface topographique actuelle, a dû être assez importante : en effet, on est assuré, à la latitude de Bersezio, que les unités I à V se sont développées, puisqu'on y observe leurs témoins ou leurs cicatrices radicales. Si on en restitue la superposition, par la pensée, on obtient un édifice qui culminerait *au minimum* à 5 000 mètres. Évidemment, il n'y a aucune raison de penser que des sommets se soient jamais élevés ici à cette altitude car, au fur et à mesure que cet édifice se soulevait au-dessus du niveau de la mer (voir plus loin au sujet de ce soulèvement, p. 226), il était également rabaissé par l'érosion : cette dernière n'a certainement pas attendu que la construction soit achevée pour y mordre.

2. DÉTAIL DES ÉLÉMENTS TECTONIQUES MAJEURS

a. Éléments tectoniques de l'ensemble siliceux

Leur caractère commun est de posséder une belle continuité. Il s'agit d'aires anticlinales séparées par des synclinaux, sans doute profondément pincés, mais dont nous ne pouvons rien dire d'autre de ce fait.

1° *L'anticlinal d'Acceglio.*

Il n'est cité que pour mémoire, car il n'entre pas vraiment dans les limites de cette étude.

2° *L'aire anticlinale du Roure.*

Elle se suit depuis le Cristillan jusqu'au Val Marmora, malgré quelques laminages (Haute Ubaye, Rio Serrancia); elle possède essentiellement la structure d'une double écaille (écaille de Cialancioun et écaille de la Pointe Haute) dont la plus orientale semble être un véritable pli-faille (charnière du Monte Maniglia); primitivement déversées à l'Ouest par-dessus la zone Ceillac-Chiappera, ces écailles sont maintenant renversées à l'Est d'une façon très accentuée.

3° *L'aire anticlinale de Marinnet.*

C'est, sur une bonne partie de son étendue, un anticlinal simple; mais, par endroits, des phénomènes d'écrasement, ou l'intervention de failles, masquent cette structure; au sud de Chiappera, ces phénomènes semblent lui donner définitivement une structure en écailles isoclinales entremêlées.

Elle est doublée, sur toute sa longueur, par une écaille siliceuse émanée de son flanc oriental; (écaille des aiguilles de Mary) par décollement au niveau des andésites; on peut lui attribuer sans doute la klippe de l'Auta Vallonasso ⁽¹⁾ (p. 158) et celles du Monte Boulliagna (p. 195).

⁽¹⁾ Cette dernière a été portée assez loin de la zone de Marinnet, en direction de l'Ouest, alors qu'à ce niveau on ne voit pas se manifester actuellement de déversement de la zone dans cette direction : elle a dû être mise en place lors de la première phase tectonique (dirigée vers l'Ouest), alors que les klipps du Monte Boulliagna, témoignant de mouvements vers l'Est, ont dû voir leur mise en place se faire lors de la seconde phase (« de rétrocharriage »), déjà évoquée à plusieurs reprises.

Elle possède enfin une signification importante qui lui ferait presque mériter le qualificatif d'« anticlinal axial »⁽¹⁾, car elle sépare les deux groupes de nappes calcaires : les nappes externes (I, II, III) et les nappes internes (IV, V, VI, VII).

4° *L'aire anticlinale du Passo della Gardetta.*

Elle est formée de deux écaïlles accompagnant respectivement les racines des nappes de Sautron et du Haut Rouchouze. Ces écaïlles sont redressées à la verticale et n'intéressent apparemment pas de terrains antérieurs aux andésites permienues. Dans ces conditions, il est permis de se demander si, à l'instar de l'écaïlle des aiguilles de Mary, ces écaïlles ne résultent pas d'un décollement du Permien-Werfénien, vis-à-vis d'un Stéphanien ignoré de nous parce que resté en profondeur. Les analogies frappantes de style tectonique le laisseraient volontiers penser.

Fait très particulier, cette aire anticlinale possède une émanation qui a vraiment la valeur d'une petite nappe : la bande siliceuse du Ruburent-Oserot.

5° *L'aire anticlinale de Rocca Peroni.*

Elle n'est représentée que par un seul affleurement du socle siliceux au sud-ouest du Bric Servagno.

Cependant, elle doit avoir une importance non négligeable, car on la suit sur plus de 25 kilomètres « par transparence » en quelque sorte, par le ploiement en voûte des unités qui la recouvrent (col du Vallonnet, col de Sautron, col des Monjes, col de l'Enclousette d'Oronaye, Passo del Escalon, Comba Emanuel, Fonda Brancia, Bric Servagno).

Nous avons donc là un splendide *anticlinal de nappes* qui affecte les nappes I, II, III et peut-être V. Sa formation paraît donc probablement (mais non pas obligatoirement) postérieure à la mise en place de ces unités. De fait, nous verrons que cet anticlinal a été pour le moins repris postérieurement, lors de mouvements dirigés du Sud-Ouest au Nord-Est.

L'hypothèse de la surrection tardive de cet anticlinal pourrait expliquer un certain nombre de faits que nous avons déjà évoqués : ainsi la réduction d'épaisseur, localisée dans la zone de la crête anticlinale, des terrains siliceux qui chevauchent la nappe de Rocca Peroni; le laminage de la base de la nappe de Sautron, à l'emplacement de la crête anticlinale (demi-fenêtre du Haut Rouchouze); le changement d'orientation, de part et d'autre de cette crête anticlinale, des plis de la nappe de Sautron (nous avons déjà invoqué la possibilité d'une déchirure qui, ayant suivi à peu près cet axe anticlinal, aurait permis le départ, vers le Sud-Ouest, de la portion occidentale de la nappe de Sautron [avec une amplitude accrue du Nord-Ouest au Sud-Ouest]).

Enfin n'oublions pas que le flanc est de cet anticlinal montre, entre l'Unerzio et le Monte Cerello, un net renversement vers le Nord-Est⁽²⁾.

b. Éléments tectoniques de l'ensemble calcaire

Nous les répartirons en deux groupes suivant la position de leur zone radicale vis-à-vis de l'anticlinal « axial » de Marinnet :

- nappes calcaires externes (nappes I, II, III), à l'ouest de l'anticlinal;
- nappes calcaires internes (nappes IV, V, VI, VII), à l'est de l'anticlinal.

Ajoutons, pour mémoire, l'élément, encore quelque peu énigmatique, que j'ai désigné sous le nom de synclinal de Chialvetta (dont la position est sans doute encore plus interne).

À propos de chacune de ces unités, nous allons résumer sa structure interne, son extension et ses relations avec les autres termes.

⁽¹⁾ Terme déjà employé par Franchi.

⁽²⁾ Les écaïlles de la Gardetta portent, elles aussi, l'empreinte de ce mouvement anticlinal et sont plaquées sur son flanc est.

1° *Nappe de Rocca Peroni* (I) ⁽¹⁾.

C'est assurément (au moins dans le secteur étudié) la *nappe calcaire briançonnaise la plus externe* : l'élément inférieur, donc, de l'édifice. Elle recouvre en effet, dans le haut vallon de Preit et celui de Servagno, les unités rattachées par D. Schneegans au Subbriançonnais. À Bersezio, elle est en contact avec la couverture du Mercantour, mais nous avons vu qu'en ce point se développaient sans doute des dislocations secondaires (p. 173).

Au nord-ouest d'une ligne Enclause-Tête de Vaouclavia, cette nappe disparaît définitivement sous les unités plus internes. Son allure, aux abords de Bersezio, semble suggérer une prolongation sérieuse en direction du Sud-Ouest; l'absence d'affleurements ne permet pas, hélas, de confirmer ce point; compte tenu des analogies de séquence avec certaines klippes de la Basse Ubaye (rattachées à la digitation de l'Escouréous), j'ai avancé comme une hypothèse non dépourvue de plausibilité l'idée que la *nappe de Rocca Peroni peut représenter la racine d'une partie de ces klippes*.

La structure de détail ne présente pas grande complication. D'Est en Ouest s'y individualisent : l'anticlinal de Rocca Peroni, le synclinal des Costiglioni, l'écaille (en position inférieure) de la Vicariotta.

La nappe de Rocca Peroni est parfaitement enracinée ⁽²⁾.

2° *La nappe du Haut Rouchouze* (II).

C'est l'élément tectonique essentiel des montagnes frontalières, au nord du col de Larche; elle se trouve, elle aussi, rattachée à ses racines, sauf dans les régions les plus méridionales (massif de l'Oserot) qui en ont été séparées par le jeu de l'érosion.

Dans le détail, on y trouve d'Est en Ouest : un anticlinorium du Rouchouze, limité au Sud-ouest par la faille du Ruburent dont l'effet est de porter en altitude la portion sud-ouest de la nappe (unité de l'Oserot). Sur son bord externe, la nappe s'effiloche en écailles ne concernant le plus souvent que le Jurassique : écailles de la Tinetta, écailles de la Maddalena.

Bien que le bord occidental de cette unité semble chevaucher le Flysch de l'Embrunais, je considère qu'il n'est nullement impossible (en raison en particulier du jeu des accidents longitudinaux qui règnent probablement entre Bersezio et le col de Larche) que des fragments de la nappe aient été entraînés à la base du Flysch. C'est, d'ailleurs, ce que pensait D. Schneegans lorsqu'il soulignait l'identité de la série de la maison cantonnière du col de Larche ⁽³⁾ avec les klippes du Lauzanier, situées effectivement à la base du Flysch : *je pense donc qu'au même titre que la nappe de Rocca Peroni, celle du Haut Rouchouze peut être sans doute considérée comme une des racines des klippes de la digitation de l'Escouréous*. Les quelques excursions que j'ai pu faire pour visiter ces klippes ⁽⁴⁾ m'ont dans l'ensemble confirmé dans cette manière de voir; en fait, je le répète, je ne fais ici que reprendre (en les précisant à l'aide des nouvelles connaissances structurales acquises sur la zone briançonnaise) des conceptions qui étaient, dès 1933, celles de D. Schneegans (1933 *d*).

En direction du Nord-Ouest, la nappe disparaît sous les unités plus internes au-delà du col de Sautron.

La médiocrité des affleurements jurassiques de la nappe de Rocca Peroni ne permet pas de la comparer fructueusement avec celle du Rouchouze au point de vue de séquences; toujours est-il que les différences semblent minimales: c'est surtout par leurs relations géométriques que ces nappes sont définies.

(1) Le chiffre romain entre parenthèses est le numéro de la nappe, compté de bas en haut.

(2) Pour le sens donné à ce terme, voir p. 213.

(3) Qu'il faut rattacher à la nappe du Rouchouze.

(4) Klippes de l'Escouréous, des Breccie de Barcelonnette (du Queyrour, de Ventebroun et de Roche Chevalière [cirque de Restefonds]). [D. Schneegans, 1938; Y. Gubler, 1928, 1929, 1953.]

3° La nappe de Sautron (III).

Bien que représentée par des affleurements peut-être moins étendus, cette nappe intéresse une aire plus vaste, surtout en direction du Nord-Ouest; on peut y distinguer trois parties, qui n'ont d'ailleurs nullement la valeur de digitations (cette nappe n'en possède pas) :

- une portion restée rattachée à ses racines (Tête de Sautron, Rocca Bianca);
- une klippe isolée par l'érosion et peut-être en partie par des dispositions tectoniques : la *klippe de Moïse*.
- une unité frontale plongeante et ployée en charnière : l'*unité de Tête Dure*.

La nappe ne semble pas posséder de prolongements en direction de l'Ouest (charnière frontale), ceci au contraire des deux nappes précédentes mais à l'instar des unités plus internes.

Sa différenciation, par rapport à la nappe du Rouchouze, est aisée dans la portion nord, où les séquences sont bien distinctes (présence de couches postladiniennes, de brèches antébathoniennes et absence du Malm sont les caractères les plus distinctifs); par contre, en direction du Sud, les séquences tendent à se confondre et à se ramener à un même type uniforme, probablement peu différent de celui de la nappe de Rocca Peroni. À cette « *uniformisation des séquences stratigraphiques* » s'ajoute le fait qu'au sud-est de la haute vallée de l'Unerzio les racines de ces nappes se fondent en une seule zone où l'on ne peut pratiquement plus les distinguer.

La différenciation par rapport aux nappes plus internes qui viennent à son contact (nappes IV et V) est également facilitée par des différences sensibles dans les séquences (aucun point commun, en particulier au Jurassique, avec la nappe de Chambeyron; Malm présent et brèches antébathoniennes inexistantes dans la nappe du Chatelet, à l'inverse de ce qui se passe ici).

4° La nappe des aiguilles de Chambeyron (IV).

Elle possède en fait une extension assez restreinte, car elle s'effile assez rapidement à ses extrémités nord-ouest et sud-est. Elle est, cependant, bien individualisée par sa séquence particulière qui montre un Malm partout transgressif sur les dolomies ladiniennes.

On peut y distinguer une masse principale (écaïlle de Chauvet, prolongée sans doute au Sud par l'écaïlle du Monte Pertusa) et une digitation supérieure (anticlinal de Chillol); en outre, elle a abandonné, sur le dos de l'anticlinal de Marinnet qu'elle chevauche, une klippe (point 2826 du plateau de Chillol).

Sa séquence la rapproche assez nettement de la série adhérente de l'anticlinal de Marinnet, surtout pour ce qui est de la portion la plus externe de cette nappe : une hypothèse parfaitement admissible est donc de la considérer comme le prolongement oriental de la série de Marinnet, décollé pour former une nappe. Mais ce sont surtout ses analogies avec la retombée occidentale de la nappe de Peyre-Haute, dans la coupe du Guil, qui sont frappantes. Or, nous verrons que ce dernier élément tectonique doit être considéré comme constituant la partie externe de la nappe du Chatelet; la nappe de Chambeyron d'autre part, chevauchée par cette dernière, paraît également immédiatement plus externe qu'elle.

Ces arguments, ainsi que le fait que la nappe de Chambeyron apparaît précisément à la latitude où se lamine le prolongement de la nappe de Peyre-Haute, m'ont amené à considérer (1955 *d*) que la nappe de Chambeyron n'est en somme qu'une digitation inférieure constituée aux dépens de la partie externe, primitivement frontale, de la nappe du Chatelet.

Cette manière de voir possède en outre l'avantage de fournir une solution élégante au problème des racines de cette nappe; en effet les plus récentes recherches de J. Debelmas (renseignement oral) ne laissent guère de possibilité de voir ces racines dans la nappe du pic d'Assan (comme je l'avais proposé), tandis que mes propres observations ne m'ont jamais permis de trouver d'affleurements, autres que ceux-ci, qui puissent représenter une portion de la nappe de Chambeyron restée en position radicale. Nous avons vu au contraire que, sur son bord interne, cette nappe se montre constamment laminée. Le laminage est total en rive droite de l'Ubaye notamment (cf. p. 92).

5° *La nappe du Chatelet* (V).

C'est sans conteste l'élément tectonique majeur des massifs de Chambeyron et d'Escreins. Nous avons pu y distinguer trois éléments :

— la nappe du Chatelet proprement dite (ou *digitation de Manoal**), voûte hémicylindrique plongeant vers le Sud-Ouest, à laquelle se rattache le massif anticlinal de Saint-Ours;

— des *éléments externes* : ramenés vers le Nord-Est par-dessus la nappe et formant la crête de Vars, les klippes des Couniets, du pic des Hourtchs* et de la crête de vallon Laugier. (= *digitation de la crête de Vars.*)

— des *éléments internes* : chevauchant la nappe, comme la *klippe du Brec de Chambeyron*, ou au contraire chevauchés d'Ouest en Est par elle, comme la *digitation de la Font Sancte*; on y peut rattacher les klippes de l'Aiguille Grande, du glacier de Marinnet et la klippe supérieure du point 2826 (p. 124), en raison de leur situation.

Enfin je pense que les klippes du pic d'Escreins et de la Dent de Rocher (qui reposent sur la *digitation de la Font Sancte*) sont à rattacher à la *digitation de Manoal* (cf. p. 87).

La charnière frontale de la nappe est visible aux rochers de Saint-Ours, aussi paraît-il peu probable qu'elle se prolonge de quelque manière en direction du Sud-Ouest.

La séquence, enfin, en est assez caractéristique et permet en général une distinction assez aisée par rapport aux unités inférieures.

Les digitations de la nappe sont par endroits rendues fort distinctes par des modifications de cette séquence. Ce fait est particulièrement frappant à la latitude du col de la Coulette et du confluent Rif Bel-torrent de la Salette, où l'on rencontre d'Ouest en Est :

— *digitation de la crête de Vars* : érosion antébathonienne et brèche de base du Dogger.

— *digitation de Manoal* : puissante érosion anté-argovienne et Jurassique réduit à une brèche du Malm;

— *digitation de la Font Sancte* : Trias non érodé; Dogger puissant et riche en schistes charbonneux à la base; Malm calcaire puissant.

Il s'agit heureusement là d'une accentuation locale de ces différences mais elle valait d'être soulignée, car, à ne juger que sur les faciès, personne n'eût songé à grouper ces trois séquences dans une seule nappe, ce qu'impose pourtant une étude tectonique plus complète!

Cette nappe n'est pas rattachée à ses racines, soit que l'érosion, soit plutôt que la tectonique l'en ait séparée; cette question des racines de la nappe du Chatelet sera réexaminée plus loin.

6° *La nappe du pic d'Assan* (VI).

Cette unité dont j'ai d'abord pu proposer le rattachement à la nappe de Chambeyron, se montre, à la lumière des observations faites au niveau du Guil par J. Debelmas, comme plus interne que la nappe du Chatelet.

Elle n'apparaît pas au sud de l'Ubaye, et même, en rive droite de cette rivière, ne constitue d'abord que des affleurements discontinus :

— klippe du col Girardin,

— klippe de l'arête nord-est des Henvières.

Au nord du lac des Prés Sébeyrands, elle prend de l'extension et je l'ai suivie jusqu'au-delà du Cristillan : dans ce secteur la nappe s'enracine sur place sur son bord oriental; au sud du lac, au contraire, la racine en est laminée, « cicatrisée »⁽¹⁾ et les portions de la nappe sont flottantes.

Dans le secteur ici décrit, la séquence paraît essentiellement proche de celle de la nappe de Chambeyron.

(1) D'après J. Debelmas, ce fait se noterait, de nouveau, au niveau même de la traversée du Cristillan mais dans un secteur plus profond du bord radical de la nappe.

7° *La nappe de la Clapière de Ceillac* (VII).

Elle n'affleure pas à proprement parler (calcschistes crétacés seulement, sans doute) dans les limites du schéma structural ci-joint (schéma structural au 1/50 000, en pochette) mais mérite d'être évoquée, car c'est en fait la nappe la plus interne de la Haute Ubaye.

Enracinée sur place, comme la nappe du pic d'Assan, elle ne se montre pas non plus (et pour les mêmes raisons) au niveau de l'Ubaye : elle y est complètement laminée et réduite à une cicatrice; peut-être la trouverait-on encore en profondeur cependant, à l'aplomb de la Barge.

La séquence de cette nappe rappelle tout à fait celle de la nappe du Chatelet, et plus précisément de la digitation de Manoal; on y note au Malm une certaine tendance à la réduction d'épaisseur.

Cette nappe m'a paru fortement associée à la zone Ceillac-Chiappera, dont j'incline à penser qu'elle forme simplement la bordure occidentale.

c. *La question des racines*

Précisons, avant toute chose, qu'il ne s'agit nullement ici des éventuelles racines de la zone briançonnaise ⁽¹⁾, mais uniquement de celles des nappes calcaires ⁽²⁾. Il n'est donc peut-être pas vain de noter qu'il ne sera en somme jamais question que d'enracinements au second degré (si l'on peut dire), par rapport à une zone que l'on a tout lieu de considérer elle-même comme nappée.

Cependant, la notion même de racines mérite d'être quelque peu précisée à la lumière des distinctions que nous avons faites p. 205. En effet, si l'on conçoit fort bien qu'une nappe du premier genre ⁽³⁾, qui n'est qu'un pli couché à long cheminement, sorte d'excroissance de l'écorce terrestre, comporte une « racine », cela devient déjà moins facile à imaginer dans le cas des nappes du second genre (nappes d'écaillage). En toute rigueur ne doit mériter en ce cas le nom de racine que la zone où s'amortit le plan de cisaillement qui a donné naissance à la nappe : encore faut-il qu'il s'amortisse!

En fait, il semble qu'on s'accorde alors à désigner sous le nom de racines la *portion la plus interne des affleurements visibles de la nappe* par opposition avec les portions plus externes, vraiment exotiques, dont elles sont en général séparées. La région des racines est, en ce cas, un secteur où le régime est celui d'écaillages isoclinales empilés.

C'est en prenant le mot dans ce sens que j'ai considéré que les nappes I (Rocca Peroni), II (Rouchouze), III (Sautron), VI (pic d'Assan) et VII (Clapière de Ceillac) étaient toutes enracinées sur leur bord oriental. Nous noterons tout de suite qu'un caractère commun à toutes ces « racines » est d'être redressées à la verticale, souvent en opposition avec l'allure du reste de la nappe.

Dans le cas des nappes de décollement, dont j'ai considéré que les nappes IV et V étaient deux splendides exemples, ce devient un véritable abus de langage que de parler de « racines » : ce qui nous intéresse au fond c'est de savoir d'où est partie la nappe, à l'origine de son mouvement, sa « patrie » suivant l'heureuse expression de P. Fallot. Dans le cas où cette « patrie » nous est inaccessible, et c'est à mon avis le cas en Haute Ubaye, il doit être possible de trouver la trace topographique du plan suivant lequel la nappe a glissé. C'est en somme cela que j'ai voulu désigner en parlant de « cicatrice radicale ».

J'ai montré plus haut pourquoi l'on devait considérer comme « cicatrice radicale » des nappes du Chatelet et de Chambeyron (et, au sud du lac des Prés Sebeyrands, des portions flottantes de la nappe d'Assan) la dislocation qui sépare à l'Ouest la zone Ceillac-Chiappera de l'anticlinal de Marinnet.

(1) Nappes de 1^{er} ordre : cf. p. 202.

(2) Nappes de 2^e ordre : cf. p. 202.

(3) Dans la nomenclature de P. Termier.

Je voudrais préciser en outre maintenant quels sont, dans mon idée, les rapports de la zone Ceillac-Chiappera avec les nappes de l'Ubaye et du Guil.

Par leur séquence, les unités qui affleurent dans la zone Ceillac-Chiappera rappellent parfois d'une façon très poussée (Monte Eigheir) la nappe du Chatelet ou la nappe de la Clapière de Ceillac, qui en est si proche aussi à ce point de vue. Il me paraît vraisemblable qu'il s'agit là d'éléments issus d'une seule entité paléogéographique au sein de laquelle ne se sont marquées que de minimes différenciations : la nappe de Chambeyron en représenterait le bord occidental, faisant suite à l'anticlinal de Marinnet; la nappe du Chatelet, la nappe d'Assan, la nappe de la Clapière auraient été originellement presque bout à bout, d'Ouest en Est, et les terrains les plus orientaux seraient représentés par ceux de la zone Ceillac-Chiappera proprement dite. L'ensemble se serait ensuite décollé en masse, clivé et superposé en plusieurs nappes, dont les plus externes ont pu glisser librement (IV, V); les suivantes (VI, VII) et surtout les plus internes (zone Ceillac-Chiappera) restant au contraire coincées, en partie ou entièrement, sous l'avancée de la zone siliceuse du Roure.

En ce sens la zone *Ceillac-Chiappera*, qui n'a pas beaucoup quitté sa « patrie », peut être considérée comme une zone de témoins radicaux pour les nappes calcaires « internes » qui affleurent en Haute Ubaye.

En définitive on relève donc, dans le secteur ici étudié, l'existence de deux zones de racines des nappes calcaires, situées de part et d'autre de l'aire anticlinale de Marinnet : la zone *d'enracinement des nappes externes*, où s'implante le chaînon de la Rocca Bianca à la Rocca la Meja et à laquelle appartient la dépression longitudinale des cols Valcavera, Margherina, Cologna et du Passo della Gardetta; la zone *d'enracinement des nappes internes*, ou zone Ceillac-Chiappera.

Il peut paraître intéressant de chercher à évaluer le développement transversal initial de la zone d'où sont issues les nappes calcaires; il est, dans notre région, assez facile de fournir à ce point de vue un chiffre minimum : en effet, entre la zone du Roure et le bord occidental de la nappe briançonnaise les unités qui s'empilent nous sont apparues comme des fragments de plus en plus externes de la couverture calcaire primitive du Briançonnais. Si nous mesurons successivement, du Nord-Est au Sud-Ouest, les longueurs d'affleurement de ces nappes nous relevons :

- 5 kilomètres pour la nappe de Rocca Peroni (I);
- 10 kilomètres pour la nappe du Haut Rouchouze (II);
- 12 kilomètres pour la nappe de Sautron (III);
- soit un minimum de 27 kilomètres pour les nappes externes alors que leur aire actuelle de développement, à l'ouest de l'anticlinal de Marinnet n'excède pas 6 kilomètres de large;
- 4 kilomètres pour la nappe de Chambeyron (IV);
- 12 kilomètres pour la nappe du Chatelet (V);
- 6 kilomètres au plus bas mot pour les unités (VI, VII, etc...) de la zone Ceillac-Chiappera;
- soit là encore un minimum de 22 kilomètres pour une aire de développement actuel large tout au plus de 10 kilomètres.

Au total, on voit que la zone du Briançonnais, large d'une dizaine de kilomètres en Haute Ubaye correspond à une zone de terrain dont la largeur, à en juger par les mesures effectuées sur sa couverture calcaire nappée était certainement supérieure à 50 kilomètres. *La réduction due aux compressions tectoniques tangentielles est donc de 5 à 1* et la longueur transversale des bandes de terrains siliceux, repleyés et enfouis de ce fait en profondeur, doit être évaluée à un minimum de 40 kilomètres.

Dans ces conditions il paraît évident que *les aires synclinales de la semelle siliceuse*, aires qui nous sont apparues comme des zones de racines pour les nappes calcaires, *doivent se prolonger très loin (plusieurs kilomètres) en profondeur*; il n'est pas étonnant que, malgré le dégagement déjà important que leur a fait subir l'érosion, ces zones de racines se trouvent malgré tout bien discernables, même lorsqu'elles ont subi (comme c'est le cas dans les zones les plus méridionales où le relèvement axial a permis un affouillement plus profond) un début de cicatrisation par suppression

plus ou moins totale de leur contenu. Ce fait paraît d'ailleurs confirmé par l'analyse de la sismicité de ce secteur (voir p. 239).

Il ne me paraît nullement fatal cependant que ces indices d'un enfoncement relativement profond de la zone briançonnaise sous son aire d'affleurement doivent nous porter à envisager pour si peu un enracinement vertical de cette zone (voir plus loin p. 232). Il me semble qu'il serait bon de tenir compte de ce point de vue lors de l'interprétation des résultats fournis par les méthodes sismiques.

d. Position tectonique des Marbres en plaquettes

Il est nécessaire de remarquer qu'elle est souvent ambiguë. Poussant les choses jusqu'à une schématisation extrême, on pourrait presque dire qu'ils forment une sorte de « tissu conjonctif » au sein duquel se sont fichées les nappes triasico-jurassiques.

Il est en tous cas souvent très difficile de déterminer à quelle unité tectonique appartient telle

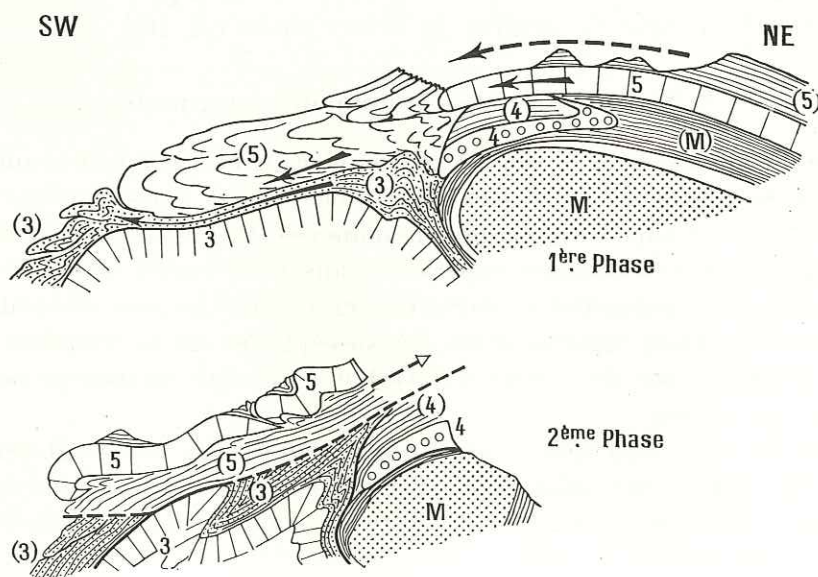


FIG. 92. — Schéma explicatif montrant la genèse de la structure représentée dans les coupes 6, 7 et 8 de la planche 8 et la signification tectonique possible des différentes masses de Marbres en plaquettes

Première phase : Les nappes se mettent en place et les Marbres en plaquettes se décolle partiellement.

Deuxième phase : La mise en place est terminée et les positions respectives des éléments ainsi que leurs relations sont fortement masquées par la surimposition de laminages par rétrocharriage.

(Voir également p. 88-89, 122 et 152; les nappes sont désignées par leurs numéros et les calcschistes correspondants par des numéros entre parenthèses. M = zone de Marinet).

ou telle masse de calcschistes. C'est, d'ailleurs, une des raisons pour lesquelles leur stratigraphie est d'une étude si difficile.

Je voudrais signaler ici les principaux points où l'on rencontre des Marbres en plaquettes, dont l'attribution tectonique est, soit incertaine, soit probablement complexe (mélanges originaires de plusieurs unités) :

— au Monte Pierassin et dans les pentes ouest de la Signoura (abords du col de Larche), il est impossible de distinguer les Marbres en plaquettes de la nappe du Rouchouze de ceux de la nappe de Sautron;

— aux lacs de Chambeyron, et jusqu'aux Becs de la Grand Roche, les Marbres en plaquettes ont été rattachées avec doute à la nappe de Chambeyron : une grande partie, jusqu'en rive droite de l'Ubaye en est peut-être au contraire à rattacher à la nappe de Sautron ⁽¹⁾ (cf. p. 122 et note 1 p. 152).

— aux abords du Brec de l'Homme, il apparaît très probable que la masse de Marbres en plaquettes, à première vue unique, qui forme ce sommet, est à rapporter à trois si ce n'est quatre unités différentes (p. 122) :

- a. anticlinal de Marinét (série du Ciaslaras);
 - b. écaïlle de Chauvet;
 - c. écaïlle du Monte Pertusa
 - d. nappe de Sautron (?).
- } nappe de Chambeyron;

— les Marbres en plaquettes des lacs des Hourtchs ont été interprétés comme appartenant au moins à deux séries différentes (anticlinal de Marinét et nappe de Chambeyron), grâce à un alignement discontinu de blocs-klippes : il est possible que la même dualité d'origine affecte leur prolongement vers le Nord dans la vallée d'Escreins mais rien ne permet de s'en rendre compte;

— la limite entre les Marbres en plaquettes de l'anticlinal de Marinét et ceux de la zone Ceillac (« calcschistes Tronchet ») est parfois très difficile à tracer. Ce tracé revêt une valeur surtout hypothétique au sud du col de Mary et il découle surtout d'une interprétation (à vrai dire assez inéluctable) aux abords du lac des Prés Sébeyrands.

Pour toutes ces raisons, je n'ai pas voulu englober les Marbres en plaquettes dans le tracé des contours des nappes lors du dessin du schéma structural au 1/50 000 et leur ai réservé une teinte spéciale. Je ne les ai au contraire pas distingués par rapport aux nappes pour des raisons de simplification du dessin dans le schéma d'ensemble du Briançonnais (pl. 10).

e. Signification tectonique des cargneules

À la suite de ses études sur le pays de Vanoise, F. Ellenberger a insisté sur ce fait que, selon lui, la notion de l'âge des cargneules était assez dépourvue de sens. Nous avons pu relever à plusieurs reprises en Haute Ubaye qu'effectivement les phénomènes de cargneulisation ne semblaient pas limités aux seules assises du Werfénien supérieur (sans faire entrer en considération d'ailleurs l'existence d'un niveau de « cargneules supérieures » en certains points). Il semble donc, ici aussi, que des formations d'âge assez variable aient été susceptibles de se transformer en cargneules, suivant les processus exposés par W. Brückner (1941), et à une époque souvent postérieure à la mise en place des unités tectoniques.

Cette manière de voir paraît spécialement adaptée au cas des masses de cargneules qui jalonnent si souvent les dislocations tectoniques les plus importantes; dans notre région il s'agira essentiellement de la zone Ceillac-Chiappera et de la dépression jalonnée par les cols Valcavera, Cologna, Margherina et della Gardetta.

On a vu (p. 140, note 1) que la masse de cargneules du col de Mary (zone Ceillac-Chiappera) semblait devoir son importance à ce qu'elle résulterait de l'attaque par des eaux sulfatées d'une série calcaréo-dolomitique (montant

⁽¹⁾ Mais on pourra encore proposer à leur sujet une autre hypothèse : elle est basée sur cette constatation suivant laquelle le maximum d'épaisseur des Marbres en plaquettes, qui recouvrent la nappe de Chambeyron, se rencontre à la latitude précise où les Marbres en plaquettes disparaissent de la couverture de la nappe du Chatelet; cette disparition m'a paru d'ordre stratigraphique, mais il n'est pas totalement exclu qu'elle ait des causes tectoniques. On pourrait ainsi concevoir que les Marbres en plaquettes de la digitation de Manoal, largués vers l'avant, sont allés s'accumuler au front de l'ensemble des nappes IV-V, alors en mouvement, c'est-à-dire sur la nappe de Chambeyron; la zone du larguage correspondrait sensiblement à la limite des digitations de Manoal et de la Font Sancte (fig. 92).

Pour le dessin des coupes de la planche 8, j'ai dû choisir une hypothèse qui, bien que point trop solidement étayée, ne m'apparaît nullement invraisemblable et ne s'oppose à aucune observation; j'ai admis :

- a. que la partie inférieure des Marbres en plaquettes (Brec de l'Homme, Lago dell'Infernetto) représente la couverture, à peine décollée, de la nappe des aiguilles de Chambeyron;
- b. que les Marbres en plaquettes de la Costa della Manze forment (voir p. 176) la couverture de l'anticlinal du Passo dell'Asino (nappe de Sautron) et qu'ils se prolongent par la base de la falaise orientale de la Tête de la Fréma;
- c. que les Marbres en plaquettes du lac des Neuf Couleurs et du sommet de la Tête de la Fréma forment une écaïlle, originaire soit de la nappe IV, soit de la nappe V, et glissée par dessus les Marbres en plaquettes de la nappe de Sautron (voir fig. 92) : on remarquera que leur position serait alors remarquablement analogue, par son origine cinématique, à celle de la nappe de l'Agnelil-Pategou, définie par J. Debelmas (1955 b) dans la nappe de Peyre-Haute. Le mécanisme de mise en place supposé constituerait un véritable exemple de « *diverticulation* » au sens de Lugeon.

sans doute jusqu'au Ladinien ou même plus haut), dans une région où cette série était spécialement broyée et injectée de gypses. De telles injections gypseuses dans cette série écaillée s'observent d'ailleurs dans son extrémité nord (écailles de la Tunette; cf. p. 140).

Dans la même zone, au nord de Ceillac, il semble également que le grand développement des cargneules soit dû à la « digestion » d'un ensemble d'écailles calcaires (écailles de Bramousse) : la limite des cargneules aux dolomies ruiniformes y est particulièrement difficile à tracer et les limites des pointements dolomitiques noyés dans ces cargneules sont souvent très floues (notamment à la klippe du point 2768).

Dans la même zone encore on a vu que les terrains calcaréo-dolomitiques, bien développés au Monte Boulliagna, faisaient subitement place, au sud de la Maira, à une bande de cargneules. L'hypothèse d'une intensification du processus de cargneulisation (par suite d'une accentuation, d'ailleurs probable, des contraintes et donc du broyage tectonique) aiderait grandement à rendre compte de ce fait. La réduction de volume consécutive à la cargneulisation pourrait de plus être invoquée pour expliquer la réduction de largeur qui affecte en ce point la zone Ceillac-Chiappera.

Au total, il semble donc que les conceptions de W. Brückner présentent un intérêt certain pour l'explication de certains faits relevés dans notre région et notamment de ce que j'ai appelé le « boudinage à grande échelle » de la zone Ceillac-Chiappera.

Quoi qu'il en soit, il reste bien certain que la cargneulisation, ainsi conçue, implique l'existence, actuellement ou dans le passé, d'affleurements capables de fournir les eaux sulfatées cargneulisantes : il ne peut guère s'agir dans notre région que des niveaux gypseux du Werfénien supérieur. La présence de cargneules doit donc toujours être considérée comme indiquant des affleurements triasiques, même si ces cargneules se sont éventuellement formées à partir d'assises plus récentes; s'il s'agit, comme c'est le cas le plus général, de gypses extravasés il ne paraîtra pas très aventureux de penser que l'augmentation du développement des cargneules va de pair avec l'importance des masses extravasées et, par suite, avec celle de la dislocation intéressée. Par contre l'existence, entre deux masses siliceuses par exemple, de cargneules seulement ne permettra pas de conclure que les terrains postwerfénien ont été réellement absents et, *a fortiori*, de croire à leur laminage : nous l'avons bien vu lors de l'étude du secteur frontalier de la zone Ceillac-Chiappera.

Ainsi donc, malgré ces précisions et ces restrictions, il ne semble pas que l'on doive modifier sensiblement nos conceptions sur la signification tectonique des cargneules. On remarquera tout de même que si l'importance des affleurements cargneuliques est un indice d'importante dislocation, il ne s'agit cependant pas là d'un critère rigoureux : en particulier des chevauchements très importants n'ont jamais été injectés par ces terrains ou ne le sont que d'une manière très discontinue; c'est en particulier le cas pour de très nombreux points du chevauchement basal de la nappe des Schistes lustrés.

On notera enfin que, dans notre région, il ne semble pas que le rôle de coussinet listrique des assises gypseuses ait été très important. En particulier, si l'existence de ce niveau de la fin du Werfénien a eu un grand rôle en déterminant le clivage de la série qui est, à mon sens, responsable du départ des nappes calcaires, il apparaît par contre que la mise en place (par glissement) des différentes unités ne l'a pratiquement pas fait intervenir : seules les portions les plus internes des nappes montrent à leur base un coussinet de cargneules, tandis que dans les portions externes le contact anormal se fait sans cet intermédiaire dans beaucoup de cas (nappe du Chatelet notamment).

3. ACCIDENTS AFFECTANT LES DIFFÉRENTS ÉLÉMENTS TECTONIQUES

L'étude des différents accidents autres que ceux ayant abouti à la formation des nappes va nous permettre de mettre en relief de nouveau la dualité de la tectonique de notre secteur; en effet on peut répartir ces accidents en deux catégories :

- ceux qui n'affectent qu'une seule unité et relèvent de la tectonique propre à cette unité;
- ceux qui, au contraire, retentissent sur plusieurs unités à la fois et en particulier sur le socle aussi bien que sur les nappes; ceux-là relèvent alors de la tectonique générale de la nappe Briançonnaise.

a. Accidents affectant l'ensemble de la nappe briançonnaise

1° *Accidents souples.*

Il s'agit des différentes aires anticlinales que nous avons déjà distinguées à propos de la tectonique du socle :

- aire anticlinale du Roure;
- aire anticlinale de Marinnet;
- aire anticlinale de Rocca Peroni.

Ce sont là en somme les trois grandes « vagues de fond » de la nappe briançonnaise.

Nous relèverons ici qu'il s'agit, au moins pour les deux premières, de vieux reliefs ayant déjà joué lors des phases paléotectoniques. Il est frappant de constater que les emplacements de ces anticlinaux correspondent à des aires où les séries stratigraphiques postwerfénienues sont réduites par d'importantes érosions à différents niveaux, et dont la vocation anticlinale était déterminée en somme depuis la fin du Trias.

Remarquons aussi que ce sont justement ces aires anticlinales qui ont conservé adhérentes leurs séries calcaires réduites, par opposition aux aires synclinales intermédiaires dont la série, mieux développée, s'est décollée en nappes. On peut se demander si, dès la fin du Werfénien, cette différenciation en zones anticlinales et synclinales n'était pas déjà réalisée (les cargneules de cet âge étant à peu près absentes dans les séries adhérentes et au contraire très développées dans les séries décollées, comme le prouve l'importance des masses extravasées à la base des nappes). Il est vrai que, dans la zone du Roure et certaines parties de l'anticlinal de Marinnet, la disparition des cargneules werfénienues est peut-être le plus souvent due uniquement à des érosions postérieures.

2° *Accidents cassants.*

Deux grandes failles doivent leur être rapportées; ce sont :

— la grande « *faille de Chillol* », transverse, orientée presque W-E et qui décroche, tout en affaisant leur compartiment sud, à la fois l'anticlinal de Marinnet et la nappe de Chambeyron : elle est donc postérieure à la mise en place principale de cette dernière;

— la « *grande faille du Ruburent* » est au contraire une faille parfaitement longitudinale. Elle affecte certainement les nappes II et III et probablement la nappe V (faille du Pra de Balces). Il est possible en outre qu'elle se ressente dans la nappe I mais on ne peut le savoir, car la faille s'amortit en direction du Sud-Ouest avant d'atteindre les régions où affleure cette nappe.

Cette faille, qui a donc encore joué postérieurement à la mise en place des nappes, se traduit par une surrection importante de son compartiment sud-ouest.

Par son importance, son orientation et le sens de son rejet, cette faille semble montrer d'assez nettes parentés avec la *faille du Plan de Phasy et de la Durance* décrite par J. Debelmas (1955 c). Comme pour cette dernière, il faut sans doute y voir une conséquence du soulèvement des massifs cristallins externes.

Enfin j'ai dit (p. 173) qu'entre *Bersezio* et le col de Larche passait probablement une dislocation qui serait tout à fait analogue, quant à sa direction et son rejet, à la faille du Ruburent et dont l'origine serait la même.

D'autre part, un certain nombre de failles d'importance plus médiocre affectent les nappes calcaires. Parmi celles-ci nous intéresseront ici les failles verticales de direction transversale : elles sont nombreuses dans les nappes IV et surtout V.

Les orientations N 60° E et N 40° E sont prédominantes mais on trouve aussi des orientations allant jusqu'à N 70° E ou, à l'opposé, N 20° E; dans le chaînon de Manoal, nous avons noté l'entrecroisement de deux directions principales (avec rejet opposé) : N 40° E et N 80° E.

Le rejet de ces failles est, d'une façon très générale, tel qu'il contribue aux mouvements d'élévation d'axe ou d'abaissement (à l'exception toutefois de celles des abords de Fouillouze). L'entrecroisement observé dans le chaînon de Manoal, sous la crête de vallon Laugier, est précisément dû à l'interférence liminaire de deux mouvements d'abaissement d'axe : l'un en direction du Sud-Est, l'autre en direction du Nord-Ouest.

La *date de formation* de certaines de ces failles peut par chance être évaluée en certains points :

a. Elles semblent bien décaler le tracé des failles subhorizontales de Manoal, de Fouillouze et de Saint-Ours (nous avons interprété ces dernières comme contemporaines de la mise en place principale des nappes).

b. La faille transversale de la Font Sancte décroche indubitablement le tracé des failles longitudinales du Haut Rif Bel et de la Font Sancte (ces dernières datent d'une phase de distension lors de la mise en place de la nappe).

c. Les failles transversales de la crête de vallon Laugier intéressent aussi bien la digitation de la crête de Vars que la nappe du Chatelet proprement dite (unités dont les relations actuelles datent d'une phase tardive de rétro-charriage).

On peut donc conclure que ces failles sont postérieures à la mise en place des nappes et même à la phase à laquelle est due l'individualisation de la digitation de la crête de Vars (voir plus loin : mouvements en retour).

Quant à la détermination de leur direction, elle résulte sans doute de l'apparition de fissures lors de la mise en place des nappes; ces fissures seront reprises postérieurement pour donner les failles, lors des mouvements de surrection axiale (voir schéma, fig. 94). Rien en tout cas ne permet de penser qu'elles puissent correspondre au rajeunissement de vieilles directions hercyniennes, malgré leur orientation assez défavorable à cette hypothèse.

b. Accidents propres des nappes calcaires

1° Accidents souples.

Un certain nombre de constatations peuvent être énoncées à leur sujet :

α. *Il n'y a absolument pas correspondance entre les replis d'une unité et ceux de l'unité qu'elle recouvre;*

Ainsi (fig. 64, p. 154) :

- à l'anticlinal de Rocca Bianca correspond le synclinal du Brec (replis de la nappe du Chatelet);
- à l'anticlinal de Sautron correspond le synclinal des Monges (nappes de Sautron et du Haut Rouchouze);
- à l'anticlinal de Rocciasetto est superposé le synclinal d'Enchiausa (nappes du Haut Rouchouze et de Sautron);
- à l'anticlinal de Marinet est superposé le synclinal de la Gavia de Panestrel* (anticlinal de Marinet et nappe du Chatelet), etc.

β. *Les directions axiales sont, dans l'ensemble, extrêmement concordantes et se ramènent presque toutes à la direction unique N 45° W. Cette direction est différente de celle des anticlinaux du socle qui sont plutôt orientés N 50° W au nord de la Tête de Moyse et passent au contraire à N 30° W au sud-est de ce point. Les directions axiales des plis montrent que, lors de leur production, les nappes se déplaçaient toutes dans une direction S 45° W.*

Quelques exceptions très notables nécessitent une explication particulière :

- la portion septentrionale de la nappe de Sautron présente des replis dont les plus occidentaux prennent une direction franchement méridienne : nous avons interprété ce fait en admettant qu'après la première mise en place

(au cours de laquelle se sont formés les plis sans doute) la portion occidentale de la nappe s'est remise en mouvement à la faveur d'une déchirure et que c'est alors que la direction des plis a dû pivoter (voir croquis, fig. 91).

— la direction du synclinal du Brec est N 25° W et celle de la charnière frontale de la digitation du Brec est N 15° W, alors que le substratum de cette digitation est plissé suivant la direction N 45° W;

— la direction du synclinal d'Enchiausa est au contraire N 80° W; dans ces deux derniers exemples, on doit remarquer qu'il s'agit de klipptes (klippe du Brec, klippe de Moÿse). L'explication la plus naturelle n'est-elle pas de considérer que ces klipptes ont été isolées assez tôt pour que, continuant de glisser alors que leurs replis étaient déjà formés, elles aient alors subi en même temps un mouvement de pivotement (cf. p. 206-207).

Remarquons que les hypothèses avancées ici ne sont pas nouvelles pour nous et que des observations envisagées précédemment nous ont déjà amené à les formuler (voir p. 207).

γ. Nous avons vu que l'ensemble des nappes est affecté de replis de premier ordre qui sont en somme l'écho en surface des plis « de fond » du socle briançonnais.

On doit noter à ce sujet que les replis de second ordre, propres à chaque nappe, sont d'aspect différent suivant que l'on se trouve à l'ouest ou à l'est des axes des anticlinaux de premier ordre : à l'Est, on observe des replis aigus et déversés, qui affectent jusqu'aux calcaires virgloziens (nappe de Sautron, nappe du Rouchouze); à l'Ouest, on ne trouve plus ces indices d'un reploiement sous contrainte mais un style de charnières frontales plongeantes, de lames décollées ou de replis secondaires, d'origine presque certainement gravitationnelle : il semble que les plis de premier ordre aient déjà été assez sensiblement dessinés lors du début de la mise en place de la nappe : sur leur flanc est, elle rencontrait une certaine résistance à son avancement; sur leur flanc ouest, elle pouvait s'écouler plus librement.

Ceci, à vrai dire, ne doit peut-être pas nous étonner outre mesure puisque nous avons constaté, pour deux au moins de ces plis de premier ordre, qu'ils étaient déjà ébauchés bien avant le paroxysme alpin.

En conclusion les replis de détail des nappes calcaires briançonnaises nous apparaissent comme autant d'accidents propres à chaque unité et qui sont la conséquence dynamique de sa mise en place. Ils semblent dans certains cas avoir cependant subi des modifications plus tardives.

2° *Accidents cassants.*

Quatre types de failles sont représentés :

- des failles verticales longitudinales;
- des failles subhorizontales longitudinales;
- des failles verticales transversales;
- des failles obliques transversales.

a. *Les failles verticales longitudinales* caractérisent tout spécialement la digitation de la Font Sancte; elles y sont au nombre de trois (faille de Panestrel, du Haut Rif Bel, de la Font Sancte).

Leur rejet est de sens variable mais leur direction toujours N 45° W, ou peu s'en faut. Nous avons vu qu'il s'agissait, en premier lieu, de failles simplement verticales (d'une façon plus ou moins rigoureuse), produites sans doute lors d'une phase de tensions dirigées dans le sens de glissement de la nappe : elles dateraient donc de la fin de la mise en place principale de cette dernière.

Mais elles auraient été reprises ensuite lors d'une phase de compression, au cours de laquelle leurs compartiments se sont chevauchés du Sud-Ouest au Nord-Est.

À la lumière de ces faits, on peut être tenté de considérer que, de la même manière, la digitation de Manoal s'est trouvée séparée de celle de la Font Sancte par une simple faille verticale de distension, voisine de ce type. Lors de la phase de compression, elle a été refoulée de la même manière vers le Nord-Est (mais d'une façon plus accentuée) par-dessus cette dernière.

La même interprétation serait alors sans doute valable en grande partie aussi pour la digitation de la crête de Vars.

β . *Failles subhorizontales longitudinales* : elles sont caractéristiques des voûtes plongeantes de la nappe du Chatelet, où elles sont fréquentes (quoique de faible ampleur en général). Leur rejet est toujours le même : le compartiment inférieur est « relevé » par rapport au compartiment supérieur (1).

Je les interprète comme la reprise, au front de la nappe, de failles produites pendant la période de tension : le frottement de la partie inférieure de la nappe le long de la surface listrique ayant tendance à produire un freinage, chaque compartiment va basculer sa partie supérieure vers l'aval, conformément au croquis fig. 93 ; on obtient bien ainsi l'allure observée.

Notons que cette explication présuppose que la nappe a glissé librement sur un plan incliné, ce qui, d'après ce que nous avons dit, ne s'est vraiment produit que dans la nappe du Chatelet (et la nappe de Chambeyron à un degré moindre), qui est justement la seule à être affectée de ces failles.

Ces failles sont donc sans doute *synchrones de la mise en place de la nappe* ; nous avons dit plus haut qu'elles étaient antérieures aux failles verticales transverses. Elles paraissent en outre très *caractéristiques des nappes sommitales de l'édifice tectonique en cours de glissement*.

γ . *Les failles transversales verticales* ont été étudiées p. 219 ; quelle qu'en soit l'origine, on remarquera qu'elles sont spécialement nombreuses dans la nappe du Chatelet *sensu lato* : ceci est sans doute dû à ce que cet élément était celui qui, supportant le moins de surcharge, était le moins contraint à se déformer plastiquement (2).

δ . *Failles obliques transversales* : elles s'observent au Brec de Chambeyron et aux rochers de Saint-Ours ; en ce dernier point, elles m'ont paru tectoniquement liées aux klippen de Flysch à Helminthoïdes.

On y observe toujours un chevauchement du compartiment nord-ouest sur le compartiment sud-est : on doit donc les interpréter comme des indices d'efforts de *raccourcissement axial du Nord-Ouest vers le Sud-Est*.

Peut-être la formation des écaïlles du Pinet (rochers de Saint-Ours) relève-t-elle de cet ordre de faits.

On constate, aux rochers de Saint-Ours, que ces failles sont recoupées et décalées par les failles transverses verticales (faille du ravin du Loup), de la même manière que ces dernières décalent les lèvres des failles verticales longitudinales (faille du Pra de Balces) : elles sont donc antérieures aux failles transverses.

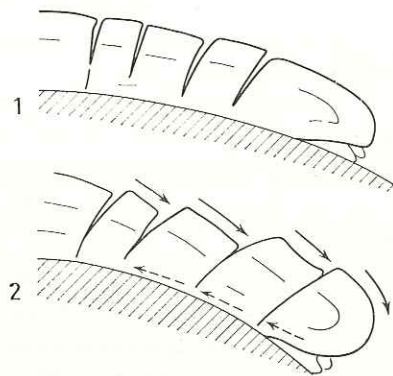


FIG. 93. — Genèse schématique des failles longitudinales subhorizontales

1. Tension et production de cassures.

2. Basculement des compartiments.

Flèches en traits pleins : force impulsive gravitationnelle ;

Flèches en pointillés : force résistante de réaction du substratum.

(1) On pourrait aussi bien dire, vu le pendage des terrains, que ce compartiment inférieur est déplacé vers l'Ouest, c'est-à-dire dans le sens du mouvement de mise en place principal de la nappe.

(2) On pourra être surpris d'une telle conclusion qui paraît être contraire, de prime abord, à l'observation des replis souples du Flysch à Helminthoïdes (type de l'unité mise en place sans surcharge, pourtant). Cette opposition traduit une différence essentielle dans les propriétés mécaniques des matériaux (placés dans des conditions analogues). Ici, par contre, les différences de comportement d'une nappe à l'autre ne peuvent être attribuées à des différences de nature pétrographique mais résultent uniquement de ce qu'elles ont été placées dans des conditions différentes.

c. Les accidents en retour : importance du « rétrocharriage »

Un certain nombre d'accidents enfin sont caractérisés par leur déversement en direction du Nord-Est. Je citerai, parmi les plus notables :

- le chevauchement vers l'Est de la digitation de la crête de Vars sur celle de Manoal (p. 72 et 75);
- le chevauchement de la digitation de Manoal sur celle de la Font Sancte (p. 87);
- le chevauchement vers l'Est de la digitation de la Font Sancte sur sa « cicatrice radicale » et sur la zone Ceillac-Chiappera (p. 135);
- le renversement et le chevauchement vers l'Est de l'ensemble de la zone Ceillac-Chiappera sur celle du Roure (p. 134 et 140);
- le renversement vers l'Est de la zone du Roure sur celle des Schistes lustrés (p. 130, 142, etc.);
- le renversement vers l'Est des « racines » des nappes de Sautron et du Rouchouze par-dessus la zone de Marinnet;
- les charnières déversées à l'Est dans :
 - le Trias et le Jurassique de la digitation de Manoal (anticlinal du vallon de la Salette, p. 75 et fig. 16);
 - le Jurassique de la digitation de la Font Sancte (p. 86);
 - le Trias de la série adhérente de la Pointe du Pont* (p. 88);
 - le Trias de la bordure interne de la nappe de Chambeyron (Plate de Chauvet) (p. 117);
 - le Trias de la klippe de la Tête de Moyse (p. 158);
 - la zone Ceillac-Chiappera (anticlinal de Maljasset, p. 134), etc.
- le renversement de la bordure orientale de la zone de Marinnet sur la zone Ceillac-Chiappera (p. 129);
- le renversement (anticlinaux de nappe avec charnières en genou déversées au Nord-Est) des nappes d'Assan et de la Clapière, sur le reste de la zone Ceillac-Chiappera (p. 138).

Tous ces accidents, qui présentent le trait commun d'être déversés dans une direction contraire à celle qui est considérée comme normale, doivent évidemment résulter d'un processus unique qui leur est commun. On peut, *a priori*, les expliquer par l'intervention de deux sortes de mouvements :

1^o des mouvements d'Ouest en Est des masses occidentales *par-dessus* les masses orientales. C'est l'explication implicitement contenue dans les termes de « plis en retour » (Kilian) ou de « rétrocharriage » (cf. notamment Ellenberger);

2^o des mouvements d'Est en Ouest des masses orientales *sous* les masses occidentales : ce seront soit des « encapuchonnements » soit des « subductions » (= « sous-charriages »; cf. Amstutz).

Sans vouloir préjuger du processus réellement intervenu j'ai désigné tous ces accidents sous le vocable global de « rétrocharriages » (même lorsqu'en fait ils se manifestent non par des charriages mais par de simples repliements). Certains de ces accidents avaient été observés de longue date, bien que d'une façon plus ou moins exacte : c'est à la constatation de l'existence de deux directions de déversement des accidents briançonnais qu'est due la conception de la *structure en éventail* du Briançonnais (voir Historique, p. 16).

Étant donné la vogue (encore persistante auprès de beaucoup) dont cette conception a été l'objet, il ne paraît pas inutile de s'attarder quelque peu ici à faire le point des idées à son sujet. Rappelons d'abord la manière de voir qui est celle de Kilian.

Trois zones longitudinales se partagent le Briançonnais :

- une zone occidentale de plis déversés vers la France,
- une zone médiane, ou « axiale », de plis « droits ou hésitants »,
- une zone orientale de plis déversés vers l'Italie.

Voyons maintenant ce qu'il en est, objectivement, de cette manière de voir :

a. En premier lieu, il faut bien constater qu'un certain nombre des « plis déversés vers l'Italie » sont de toute autre nature que ne le pensaient Kilian ou Blanchet :

Ainsi l'« anticlinal déversé à l'Est du Brec de Chambeyron » est en réalité une klippe affectant l'allure d'une tête anticlinale *plongeant vers l'Ouest* (p. 106).

De même, les crêtes Font Sancte-Henvières-Crête des Veyres ne constituent nullement un anticlinal couché vers l'Est (Blanchet, 1935, pl. IV, coupes 3, 4, 5, 6, 7 et 8) mais simplement le rebord interne d'une nappe déversée vers l'Ouest et séparée de ses racines (voir coupes 1, 2 et 3 de la pl. 8 et, plus haut, p. 85-87).

Nombreux seraient les autres exemples analogues que l'on pourrait relever.

b. En deuxième lieu, la répartition des accidents réellement déversés à l'Est n'est nullement celle qu'admettaient Kilian et Blanchet : au lieu d'être localisés à l'est d'une ligne méritant, de ce fait, le nom d'« axe de l'éventail », on constate que ces accidents peuvent se rencontrer *sur toute la transversale de la zone briançonnaise* ⁽¹⁾.

Tout en constatant l'existence d'un double déversement des accidents, il faut donc très nettement conclure à l'*inexistence de la structure dite de « l'éventail briançonnais »*.

Examinons maintenant ce que l'étude de ces accidents de rétrocharriage a pu nous apprendre sur leur *genèse*; et pour cela, passons en revue les hypothèses qui ont pu être formulées à ce sujet :

1^o Une première théorie peut être avancée pour expliquer ces structures : c'est celle d'un rabattement de la partie orientale (interne) du Briançonnais par-dessus les Schistes lustrés, à la suite d'un encapuchonnement de la nappe constituée par ces derniers.

Cette hypothèse a été formulée en premier lieu par P. Termier. Elle me paraît très difficilement recevable car :

a. Dans la zone où l'on suppose que s'encapuchonne la nappe des Schistes lustrés, c'est-à-dire à sa limite avec la zone du Roure, on pourrait espérer y trouver quelques indices d'une structure en front de nappe : ce n'est aucunement le cas, les Schistes lustrés paraissant même, à première vue, stratigraphiquement concordants par rapport aux terrains de la zone du Roure.

b. Les accidents déversés à l'Est ne se limitent nullement au contact des deux zones; au contraire leur extension se prolonge jusque dans la zone d'Acceglio, sous les Schistes lustrés et bien à l'Est du supposé « front de la nappe » ⁽²⁾ : on voit mal comment des accidents ainsi localisés peuvent être expliqués par un encapuchonnement.

2^o Une seconde hypothèse semble être admise par J. Goguel (1943 a, 1950) : elle suppose qu'au niveau de la zone Ceillac-Chiappera, et par suite, sans doute, d'une compression tangentielle, est apparue une flexure affectant l'ensemble des nappes du Briançonnais et des Schistes lustrés. Avec l'accroissement des efforts, cette flexure aurait dégénéré en un anticlinal de nappes déversé à l'Est.

Il faut reconnaître que les observations auxquelles aboutit le déchiffrement de la coupe offerte par la vallée du Cristillan en aval de Ceillac paraissent bien expliquées dans cette hypothèse : le genou déversé vers l'Est que décrivent toutes les nappes (voir p. 139) correspondrait exactement à la flexure ici invoquée.

Je crois cependant que cette hypothèse est à écarter, ne fût-ce qu'en raison de la répartition des accidents de rétrocharriage qui ne se limitent nullement, comme nous venons de le souligner, à la bordure de la zone Ceillac-Chiappera mais débordent tant à l'Ouest (nappe du Chatelet) qu'à l'Est (zone du Roure et zone d'Acceglio).

⁽¹⁾ J. Goguel a déjà fait remarquer (1950) l'inexistence de l'« axe de l'éventail briançonnais ». Selon les propres termes de cet auteur, l'éventail briançonnais n'est qu'une « apparence ».

⁽²⁾ Ainsi que le confirme d'ailleurs la récente étude de A. Michard (1959) sur la Haute Varaita.

3^o La dernière hypothèse est celle que nous avons été amenés à adopter au cours même de la description tectonique : elle suppose que deux phases tectoniques se sont succédé :

a. une phase de charriage vers le Sud-Ouest, phase principale, à moteur probablement gravitationnel;

b. une phase postérieure, d'importance secondaire d'ailleurs, de charriages vers le Nord-Est.

Cette hypothèse n'est au fond guère différente de celle invoquée par Kilian pour expliquer la genèse de la soi-disant structure en éventail : en effet les « plis déversés vers l'Italie » résultaient pour lui de l'« appel au vide » déterminé par l'affaissement des régions situées à l'Est de l'arc alpin; ces plis résultaient ainsi d'une deuxième phase tectonique ⁽¹⁾.

En fait, l'existence des deux phases tectoniques successives s'impose peu à peu d'une façon presque inéluctable à qui veut traduire en coupes la structure relevée sur le terrain : les coupes deviennent incohérentes si l'on cherche à les lire à la lumière d'une hypothèse comportant une phase tectonique unique (on s'en convaincra sans doute en consultant les planches de coupes ci-jointes).

D'autre part, l'étude de certains points de détail semble particulièrement révélatrice quant à l'existence de ces deux phases. Le cas le plus net est sans doute fourni par l'analyse des failles du massif de la Font Sancte (voir p. 86). Nous avons vu en effet que ces failles semblaient, dans leur structure actuelle, résulter de deux phases (voir également p. 81 et 84, p. 134 ou 178, etc.) :

a. phase de tension aboutissant à la formation de failles verticales orientées orthogonalement à la direction de tension (c'est la phase de glissement des nappes vers l'Ouest);

b. phase de compression avec chevauchement des compartiments précédemment séparés et formation de charnières déversées à l'Est (c'est la phase de rétrocharriage).

Il semble donc assez net que *le charriage d'Ouest en Est, loin d'être précurseur* (comme l'admet A. Amstutz dans les Alpes valaisannes) *est ici plutôt tardif*. Ce fait paraît d'ailleurs indiqué à première vue par la constatation simple que le rétrocharriage ne fait que modifier et compliquer d'une façon très secondaire des structures principales déversées à l'Ouest, qui restent facilement reconnaissables et qu'il est donc naturel de considérer comme préexistantes.

4^o Dans quelle mesure pouvons-nous maintenant déterminer le *sens de déplacement relatif* des masses intéressées par le rétrocharriage *et le moteur de cette phase tectonique*?

En ce qui concerne le sens du mouvement il est bien évident que sa détermination ne peut être que très délicate en raison de la rareté et de la faiblesse des indices capables de nous aider à nous faire une opinion. Nous allons cependant examiner les quelques faits qui me paraissent avoir une signification à ce point de vue :

a. Presque toutes les unités tectoniques étudiées nous ont révélé une structure telle que l'on y peut distinguer, de haut en bas trois parties :

— une partie superficielle, en générale subhorizontale ou plongeante vers l'Ouest;

— une partie relativement profonde, souvent qualifiée de radicale, fortement redressée ou même renversée vers l'Est (ce renversement étant d'ailleurs d'autant plus accentué que l'on a affaire à une unité plus interne);

— une partie relativement très profonde, parfois cachée mais qui doit être en général faiblement plongeante vers l'Est.

(1) Notons au passage que le terme d'« appel au vide » employé par Kilian implique déjà la notion d'une véritable tectonique gravitationnelle avant la lettre.

En somme il apparaît que, en quelque point que l'on soit de la transversale briançonnaise, quelque externe ou interne que soit l'unité considérée, un net mouvement de flexure se marque à la limite des parties profondes et des parties superficielles des unités tectoniques : cela implique donc qu'au-dessus d'une surface grossièrement horizontale, la zone briançonnaise a subi un mouvement global de glissement vers l'Est, mouvement que l'on pourrait comparer à une sorte de balancement superficiel à grande échelle.

Tout cela évoque donc un glissement gravitationnel de la partie superficielle de la zone par rapport à une partie profonde restée fixe.

b. Il semble que dans le cas d'une subduction on doive plutôt s'attendre à voir les indices de tectonisation diminuer d'intensité lorsque, partant du plan de cisaillement, on s'élève vers le haut, au sein de la masse restée immobile. Ce n'est pas du tout ce que nous avons relevé :

En effet, les unités externes, recouvertes par une succession de nappes plus internes, ne montrent que fort peu d'effets de rétrocharriage en dehors de la région de « flexure radicale ». Au contraire, les unités les plus internes et les plus élevées dans l'édifice en montrent de multiples exemples (écaillages de la nappe du Chatelet) jusque dans leur partie « flottante ».

Là encore l'impression qui se dégage est que l'on a affaire à un effet de glissement gravitationnel dont les conséquences tectoniques s'amplifient, comme il est normal, dans la partie superficielle de la masse en mouvement.

En conclusion, les phénomènes de rétrocharriage nous apparaissent comme le résultat d'une phase relativement tardive de tectonique gravitationnelle consistant en un glissement de la partie superficielle du Briançonnais dans le sens du Sud-Ouest au Nord-Est.

5° Pour en terminer avec ces phénomènes, nous nous demanderons quelle peut être la cause première de cette phase tectonique : il me semble, à la suite de J. Goguel, que nous avons sans doute affaire ici à une des conséquences du relèvement des régions qui constituent maintenant les massifs cristallins externes. Nous remarquerons cependant qu'il est impossible de trouver une relation nette entre les variations d'intensité du rétrocharriage en Briançonnais et celles de la surrection des massifs externes. De plus, nous avons vu que de nombreuses failles transversales (qui nous ont paru étroitement liées aux mouvements de surrection axiale et par conséquent, sans doute, à la formation des massifs cristallins) sont postérieures au rétrocharriage : il apparaît donc comme probable que la phase tectonique de rétrocharriage est contemporaine seulement du début de la surrection des massifs de l'Argentera et du Pelvoux mais ne résulte pas des ultimes mouvements de réajustements isostatiques.

d. Les accidents transaxiaux

Certains auteurs (de Vaumas, 1940 *b*) ont cru pouvoir établir une explication de la répartition des masses topographiques du Briançonnais en se basant sur la notion de « culminations briançonnaises ». Il n'est peut-être pas indifférent de regrouper ici les observations que nous avons pu faire dans notre région à ce point de vue.

Il est heureux, à ce propos, que les nappes briançonnaises soient ici affectées d'un ploiement d'ensemble en voûte⁽¹⁾ : sans cela il eût été impossible de définir des culminations dans un ensemble de lames de terrains exotiques aussi disséqué par l'érosion⁽²⁾ ; grâce à ce ploiement, il nous est

(1) Voir notamment p. 102, 153 et 171, ainsi que la planche 9.

(2) Notons au passage que la définition des « culminations briançonnaises » ne pouvait évidemment correspondre à rien de concret tant que l'on méconnaissait la structure, en nappes superposées, de la région située au sud-est de l'Ubaye. Ce simple fait suffirait à rendre caduques les conclusions de de Vaumas relatives à ce secteur.

possible, en suivant l'altitude du sommet de la voûte, de relever des surélévations et des abaissements axiaux ⁽¹⁾. Qu'en est-il donc?

La voûte de la nappe du Chatelet (*sensu lato*) montre un *faible relèvement axial*, depuis le Guil jusqu'à la transversale crête de vallon Laugier-pic des Henvières. Plus au Sud-Est, léger enlèvement jusqu'à la vallée de l'Ubaye (qui est ainsi logée — approximativement — dans une gouttière transaxiale très modeste). *Au-delà de l'Ubaye, relèvement continu et important* ⁽²⁾. Ce relèvement est évidemment parallèle à celui qui fait surgir le massif du Mercantour.

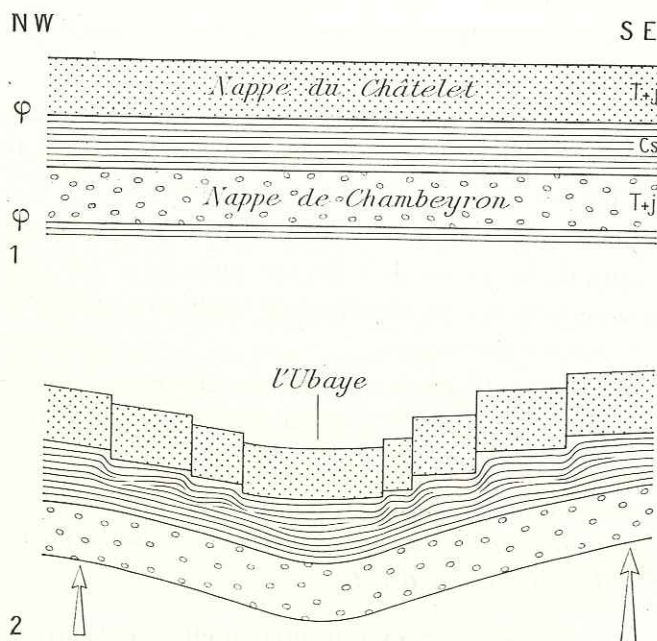


FIG. 94. — Genèse schématique des failles transversales d'orientation approximative N 45° E (Coupes axiales)

1. Mise en place. — 2. Mouvements transaxiaux.

pas seulement à la tectonique (très épidermique) des nappes calcaires, mais ils se ressentent également dans la tectonique du socle : ce sont des accidents d'ordre majeur, comparables justement en cela aux mouvements de soulèvement des massifs cristallins externes.

Quel est l'âge de la formation de ces accidents transaxiaux? Leur liaison évidente avec la surrection des massifs cristallins externes peut nous laisser supposer qu'ils sont, pour l'essentiel, postérieurs à la mise en place des nappes (voir notamment à ce sujet P. Gidon, 1954). Un indice concordant est la liaison de ces mouvements avec les failles transversales verticales, dont nous avons vu qu'elles pouvaient être postérieures aux phénomènes de rétrocharriage eux-mêmes.

⁽¹⁾ À la condition, bien sûr, de ne considérer, chaque fois que l'on fait ces comparaisons d'altitude, que des points du sommet de la voûte pris au même niveau stratigraphique et sur le même élément tectonique. Une part d'erreur interviendra donc chaque fois que l'on comparera un point où l'élément A affleure avec un point où il disparaît sous un élément B : il faudra, en effet, évaluer hypothétiquement la profondeur à laquelle on trouverait la voûte de l'élément tectonique A sous l'élément B. Ce cas est fréquemment réalisé dans notre région, puisque les nappes s'y recouvrent successivement les unes les autres du Sud-Est au Nord-Ouest.

⁽²⁾ Qui porterait le sommet de la voûte de la nappe du Chatelet à 5 000 mètres d'altitude au bas mot, si on la reconstitue en esprit. Il n'est évidemment pas absolument certain que l'on ait le droit de faire une telle reconstitution mais cela nous donne l'ordre de grandeur minimum du relèvement axial.

⁽³⁾ Il n'est guère possible de faire des évaluations précises quant à son altitude au sud-est de la frontière franco-italienne, mais il est certain qu'elle doit encore s'élever très sensiblement dans cette direction (2 452 mètres au Monte Castello, 2 400 mètres, au moins, aux abords du Colle Ciarbonet, 2 600 mètres, au moins, aux abords du Bric Boscasso [rive droite de l'Unerzio], etc.).

Si l'on se souvient que J. Debelmas a mis en évidence dans le massif de Peyre-Haute un relèvement axial symétrique vers le Nord (et qui se prolonge d'ailleurs dans le massif de Montbrison), on constate que le Briançonnais présente deux anticlinaux transaxiaux qui, contrairement au « principe d'altitude inverse » de de Vaumas, correspondent exactement aux aires surélevées du Pelvoux et du Mercantour.

Si l'on considère maintenant la surface des *anticlinaux siliceux* en Haute Ubaye et Haute Maira, on constate le même relèvement axial à la latitude du Mercantour et un plongement, qui ne se dément pas, de l'Ubaye jusqu'au Guil (anticlinal de Marinnet : sommet à 2 000 en Ubaye; fenêtre du Guil : sommet des quartzites à 1 500 mètres) ⁽³⁾. Les mouvements de culmination que nous venons de décrire ne correspondent donc

CHAPITRE XII

RAPPORTS ET CORRÉLATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES

Il s'agira ici de replacer le secteur étudié dans un cadre plus vaste, savoir la portion méridionale des Alpes internes occidentales.

Pour ce faire nous examinerons successivement :

- 1° les corrélations avec la portion plus septentrionale de la zone briançonnaise;
- 2° les prolongations en direction du Sud-Est;
- 3° les rapports avec les unités plus orientales;
- 4° les rapports avec les unités plus occidentales.

1. CORRÉLATIONS AVEC LES UNITÉS BRIANÇONNAISES PLUS SEPTENTRIONALES

Il faut les envisager à la fois d'un point de vue structural et d'un point de vue paléogéographique : nous verrons que l'accord entre les deux points de vue n'est pas toujours parfait.

J'ai tenté de résumer ces corrélations par le schéma structural de la planche 10. Dans ce schéma simplifié, les corrélations stratigraphiques et paléogéographiques n'ont pas été prises en considération. Chaque unité structurale s'y est vue affectée d'un numéro d'ordre (numérotation de bas en haut de l'édifice tectonique), déterminé par comparaison avec la succession des unités de l'Ubaye, de la Maira et de la Stura.

Pour l'établissement de ces corrélations, nous disposons d'une base de départ très solide constituée par deux faits :

a. La retombée ouest de l'unité supérieure du Guil, au sortir des gorges, appartient, selon J. Debelmas, à la nappe de Peyre-Haute. Elle se prolonge sans discontinuité pour se raccorder à ce que j'ai appelé la digitation de la crête de Vars (qui englobe l'« écaille du Chagne », M. Gidon, 1955 *d*), c'est-à-dire l'unité *Va* du schéma structural;

b. La digitation de la Font Sancte (*Vc*) se prolonge structurellement (d'après des observations récentes de J. Debelmas; communication orale) par les crêtes occidentales d'Assan (pic de Guillestre), et, au-delà du Guil, par les falaises de sa rive droite entre les torrents de la Lauze et de la Vallette.

Partant de ces deux repères, nous allons d'abord voir comment se prolongent vers le Nord les nappes internes de l'Ubaye.

Nappes IV et V.

La retombée occidentale de la nappe supérieure du Guil (nappe de Peyre-Haute) se suit ⁽¹⁾ au sud de Guillestre jusqu'à la crête de Vars (où apparaît le Dogger) et va ainsi se perdre au Sud en une digitation isolée, sous le Flysch noir du col de Vars. Mais cette *digitation* (externe) de la crête de Vars est immédiatement relayée à l'Est par celle de *Manoal** (moyenne), c'est-à-dire par la nappe du Chatelet proprement dite : ainsi celle-ci (et à plus forte raison sa *digitation* (interne) de la Font Sancte) ne correspondrait pas exactement à la retombée ouest de la nappe supérieure du Guil, mais serait plus interne. De fait, les calcaires triasiques de la Font Sancte se suivent jusqu'à ceux de la forêt de la Rortie (rive gauche du Cristillan) ; ils se rattachent là à la retombée orientale de l'anticlinal aval du Guil et s'y prolongent par ceux des rochers d'Assan (rive gauche du Guil, au-dessus de la

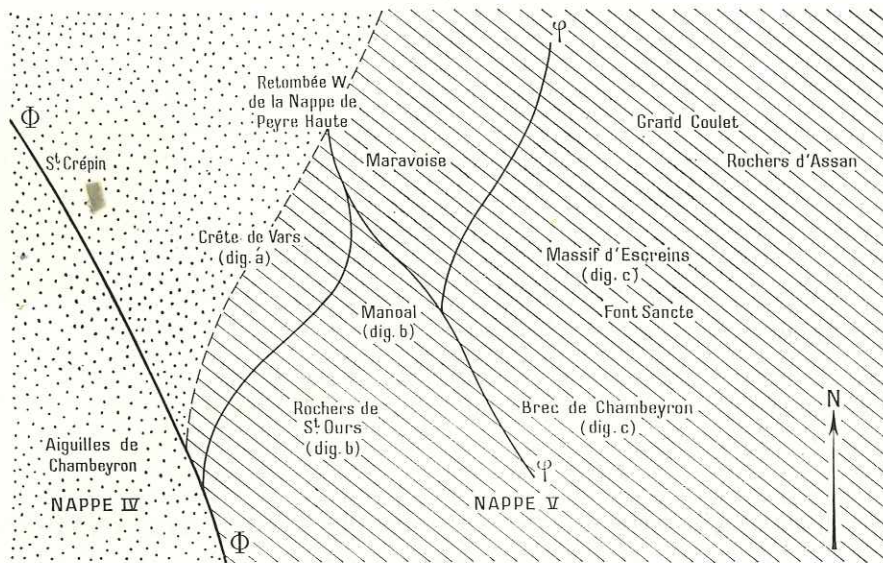


FIG. 95. — Relations entre paléogéographie et tectonique dans les nappes IV et V

En pointillés : zone de sédimentation de Saint-Crépin (Malm transgressif sur le Trias).

En hachures : zone de sédimentation de Peyre Haute-Font Sancte, avec Dogger bien développé.

φ, Limites de digitations. — Φ, Limite des nappes IV et V.

Maison du Roy) et ceux de la rive droite du Guil ; en ce point, ils se raccordent à la grande banquette triasique, comprise entre le Grand Coulet et le torrent de Furfande et qui longe le bord interne de la digitation de Maravoise expirante ⁽²⁾.

Ainsi voit-on que la nappe supérieure du Guil passe en majeure partie, vers le Sud, à la nappe du Chatelet mais qu'elle s'y complique tectoniquement de trois nouvelles digitations que l'on ne peut pas paralléliser exactement avec celles des montagnes au nord du Guil.

Ces conclusions ont surtout une valeur tectonique. Du point de vue stratigraphique, les choses sont un peu plus compliquées : en effet, la région de Saint-Crépin, qui est comprise dans la région frontale de la nappe de Peyre-Haute et dont J. Debelmas (1955 c) a souligné le caractère un peu anormal au point de vue sédimentaire, n'a pas son prolongement, plus au Sud, dans l'élément

⁽¹⁾ En dépit de quelques complications tectoniques.

⁽²⁾ Ce repli, déjà interne, de la nappe de Peyre-Haute fait suite vers l'Est à la retombée occidentale de cette dernière. Il a été décrit au nord du Guil (qu'il ne franchit pas) par J. Debelmas (1955 b). À proximité de la fenêtre du Guil, cette digitation est elle-même suivie à l'Est par la portion orientale (retombée est) de la nappe de Peyre-Haute.

tectonique le plus externe de la nappe du Chatelet *sensu lato* (nappe V). En effet, le domaine paléogéographique correspondant à cette région s'est séparé, au sud du Guil, des portions plus internes de la nappe de Peyre-Haute. Il s'est individualisé ainsi en un élément tectonique particulier (et propre au massif de Chambeyron) : la *nappe des aiguilles de Chambeyron* (nappe IV). Cet élément a pris une position inférieure par le fait qu'il a laissé les éléments plus internes se déverser au-delà en passant « sur son dos ».

On aboutit donc en fin de compte au schéma de corrélations de la figure 95.

Plus au Nord enfin, dans les montagnes entre Briançon et Vallouise, il faut sans doute considérer comme homologue structural de la nappe de Peyre-Haute (J. Debelmas, 1955 c) l'écaïlle de la Condamine de J. Goguel.

Nappe VI.

Il ne fait pas de doute, comme l'ont confirmé les récentes recherches de J. Debelmas (renseignement oral), que la nappe d'Assan se poursuit jusqu'au Guil. Au-delà, elle constitue sans doute le noyau mésozoïque de la nappe de l'Agnelil-Pategou (Debelmas, 1955 b).

Nappe VII et zone Ceillac-Chiappera.

Elles se prolongent par les écaïlles de Bramousse et des Escoyères et vont sans doute former, plus au Nord, les affleurements du pic du Cros et du pic de Baudouis : la stratigraphie de ces régions semble conforme à celle que nous avons décrite au niveau de l'Ubaye.

Plus au Nord encore, cette zone doit sans doute se fondre dans les plis de la zone briançonnaise orientale, à l'est des affleurements houillers de la région de Briançon.

Examinons maintenant la prolongation des *anticlinaux siliceux* et notons en premier lieu qu'ils subissent tous un ennoyage (ennoyage parfaitement continu depuis la latitude de Bersezio d'ailleurs), qui les fait disparaître complètement en rive droite du Guil sous les nappes internes.

Anticlinal de Marinnet.

Nous l'avons vu se dédoubler au moment de plonger sous la digitation de la Font Sancte :

— sa branche ouest (anticlinal du vallon des Hourtchs) se prolonge certainement par le vallon d'Escreins et la fenêtre occidentale du Guil. Sa prolongation au-delà paraît énigmatique, soit qu'il disparaisse, soit qu'il se rattache aux plis de la région de Prelles;

— sa branche est (anticlinal de Marinnet *sensu stricto*) va probablement former la fenêtre des Prés Sébeyrands, la fenêtre du Cristillan et la fenêtre orientale du Guil en amont de la Maison du Roy.

Il ne paraît guère probable que cette branche orientale se poursuive par l'anticlinal des Ayes : celui-ci, ainsi que les autres replis des environs de Briançon, sont probablement des éléments nouveaux qui ne font que relayer ceux de l'Ubaye.

Zone du Roure.

Nous l'avons vue se laminer vers Maurin; elle réapparaît toutefois aux abords du col Albert pour se laminer définitivement avant d'atteindre le Cristillan. Il ne semble pas s'agir d'un écrasement de la zone mais plutôt de la rupture en biseau de son bord occidental ⁽¹⁾.

(1) Il n'est donc nullement impossible que cette zone se prolonge assez loin vers le Nord, *en profondeur*, bien qu'elle soit « cicatrisée » en surface.

Il est curieux de noter que c'est à cette latitude qu'apparaît et se développe vers le Nord la *bande siliceuse du col Tronchet et de Bramousse*, qui en est toutefois absolument indépendante : là encore on pourrait presque penser à une sorte de relais de ces aires anticlinales. Nous avons vu que cette zone de Bramousse appartient en effet à la zone Ceillac-Chiappera, *sensu lato*.

Enfin, considérons maintenant la question de la prolongation des *nappes calcaires externes* : les choses se présentent là sous un jour moins clair, du fait de la disparition de ces unités sur une longueur d'au moins 20 kilomètres, entre l'Ubaye et la Durance.

Nappe III.

La nappe de Sautron fait suite, à l'Ouest, à l'anticlinal de Marinnet ; de même, au niveau de la Durance, la nappe de Champcella fait-elle suite, dans cette direction, à la série inférieure du Guil : d'un point de vue purement structural, il ne fait guère de doute que ces deux éléments sont ainsi homologues.

Cette manière de voir n'est cependant que médiocrement appuyée par la stratigraphie : la seule analogie vraie entre la nappe de Champcella et la nappe de Sautron est qu'elles ont vu, l'une et l'autre, se former des dépôts de brèches subcontinentales à la fin du Trias (et peut-être au Lias). Au Dogger, il n'y a pas d'opposition très marquée non plus entre les conditions de dépôt dans ces deux nappes.

Sans doute doit-on interpréter ces faits en admettant que le sillon de Champcella se dirige bien vers le Sud-Est en direction de l'aire intéressée par la nappe de Sautron mais qu'il perd son individualité dans une large mesure avant de l'atteindre.

De même, plus au Nord, on peut considérer que le prolongement structural de cette nappe III est fourni par les écaïlles inférieures du massif de Montbrison et par l'unité du Grand Pré. Des différences stratigraphiques sensibles peuvent cependant y être aussi relevées.

Nappe II.

Faisant suite à l'Ouest à la nappe de Sautron, la nappe du Rouchouze peut sans doute être parallélisée avec la nappe de Roche Charnière, qui succède à celle de Champcella.

Là encore, la stratigraphie ne justifie pas pleinement cette mise en parallèle mais du moins est-ce là, même à ce point de vue, l'hypothèse la plus satisfaisante. En effet, on trouve dans les deux nappes les traces d'une érosion antébathonienne dont l'importance semble décroître du Nord vers le Sud, d'abord au sein même de la nappe du Rouchouze, ensuite en passant de la nappe de Roche Charnière à celle du Rouchouze.

Le Malm est mieux représenté dans la nappe du Rouchouze, mais il semble bien qu'il y ait d'assez nettes analogies de faciès. De même, ce terrain a subi, au Crétacé, une érosion comparable dans les deux nappes.

Au sujet de l'apparition, dans la nappe du Rouchouze, d'un Dogger bien développé, inconnu dans la nappe de Roche Charnière sauf en de rares points (au moins sous le faciès des calcaires massifs), je rappellerai ce qui se passe dans les klippes supérieures de l'Embrunais : en effet, les klippes de la digitation de Chabrières⁽¹⁾ ne montrent pas de Dogger mais se limitent au nord de la Durance. Au sud de la Durance, par contre (et à la klippe de la Fourche : voir M. Latreille, 1957 b) dans la digitation de l'Escouréous ou au sud de Barcelonnette, on observe une série qui rappelle parfois énormément celle de la nappe du Rouchouze (voir p. 174, 210 et 233).

Je pense donc que, comme le sillon de Champcella, la cordillère de Roche Charnière doit simplement perdre son individualité assez rapidement en direction du Sud-Est.

Il ne semble pas, d'après J. Debelmas, que la nappe II, ainsi définie, se prolonge au nord de la Gyronde.

⁽¹⁾ Rattachée à la nappe de Roche Charnière ou, de préférence, à un élément quelque peu plus externe pour M. Latreille (1957 b).

Nappe I.

Aucun indice ne permet de penser qu'elle puisse se prolonger jusque dans le secteur durancien.

Au sujet de la prolongation de ces trois « nappes externes », je ferai remarquer en outre que la mise en parallèle, d'une part, des deux nappes de Champcella et de Roche Charnière avec, d'autre part, celles de Sautron et du Rouchouze est conforme aux conclusions que l'on peut tirer de faits d'un autre ordre :

a. Elles s'opposent les unes et les autres aux nappes internes par le fait que ces dernières ne comportent aucune participation siliceuse, sauf dans les régions les plus septentrionales (nappe de la Condamine, synclinal du Grand Area); au contraire, nos nappes externes montrent toujours une participation siliceuse, plus ou moins importante; à ce point de vue, les affleurements siliceux de Réottier et de Plan de Phasy font indubitablement penser (à la différence d'échelle près) à ceux de la bande siliceuse de la Gardetta.

b. Elles possèdent également (à l'exception de la nappe de Sautron) un style particulier, avec replis assez fréquents et surtout une bordure occidentale qui tend facilement à se transformer en un paquet d'écaillles : ce caractère ne se retrouve pas, à ma connaissance, dans les unités plus internes que la nappe III ⁽¹⁾. Il semble dû à leur position externe dans l'édifice des nappes, ce qui leur a valu de subir plus intensément l'écrasement sur l'avant-pays autochtone.

2. PROLONGATION EN DIRECTION DU SUD-EST

La zone briançonnaise se prolonge certainement au-delà des points où nous avons arrêté notre étude, mais deux ordres de faits viennent modifier sensiblement l'aspect de ses affleurements :

a. Un écrasement dans le sens SW-NE entre la zone des Schistes lustrés et les nappes sub-briançonnaises. Ces dernières, après avoir pris passablement d'importance (bande d'environ 2 kilomètres de large) dès les abords de Vinadio, semblent conserver cette importance vers l'Est.

b. Un soulèvement axial persistant en direction du Sud-Est (jusqu'aux abords de Demonte, sans doute) fait que l'érosion attaque de plus en plus profond.

De ces faits il résulte que les affleurements calcaires diminuent nettement d'importance, comme cela ressort clairement de l'examen, par exemple, de la carte italienne au 1/100 000. Il m'a paru que les éléments siliceux devenaient, en rive droite du val de l'Arma, plus que prédominants, les affleurements calcaires étant sans doute en majorité rattachables à la zone subbriançonnaise.

De nouvelles études, cependant, pourront seules nous fournir des précisions solides sur ces points.

Au delà de Demonte, la dorsale entre la Stura et le Gesso a fait l'objet d'une étude toute récente (Malaroda, 1958). Il ressort des conclusions de cette étude que la zone subbriançonnaise paraît assez bien représentée (« complexe II » de Malaroda). Il n'est pas absolument exclu que la bordure (essentiellement permienne) du complexe IV (= Schistes lustrés) de cet auteur ne puisse représenter des affleurements du socle briançonnais, par exemple la zone d'Acceglio : la stratigraphie pourrait éventuellement le laisser penser et cet auteur précise lui-même que cette bordure semble présenter une certaine indépendance tectonique.

⁽¹⁾ Au moins au sud du Guil; on y a cependant noté plus haut l'existence d'écaillages exceptionnels, intéressant des domaines relativement *restreints* (rochers de Saint-Ours). Ceci ne change en rien le régime d'ensemble et n'indique qu'une tectonisation *locale* particulièrement violente.

La zone briançonnaise est sans doute représentée par le « complexe III ». La série stratigraphique s'apparenterait sans doute assez à celle des nappes I et II, mais de sensibles modifications, comme par exemple l'apparition du Lias (?) et de niveaux de dolomie dans un Jurassique supérieur qui comporte sans doute le Dogger et peut-être un peu de Malm (?) (Malaroda 1958, p. 59).

Il n'est pas possible de donner des précisions nouvelles sur ce qui doit se passer à l'est du Gesso faute d'études récentes.

3. RAPPORTS AVEC LES UNITÉS PLUS ORIENTALES

À l'est des unités que nous avons étudiées, apparaîtraient d'abord des unités encore briançonnaises ou faisant passage aux Schistes lustrés.

Ces unités du « Briançonnais oriental », ou de la « zone du Gondran » de M. Lemoine, sont apparemment, complètement laminées au niveau de l'Ubaye et au sud de cette rivière. Au contraire, elles se développent sans doute plus au Nord à partir de la Pointe de Rassis et, d'après M. Lemoine, dans le massif de Rochebrune.

À ce Briançonnais oriental je serais tenté d'attribuer hypothétiquement :

— le rocher du Péouvou, isolé dans les Schistes lustrés du plan de Paroirt (voir Lemoine, 1954 c);

— le rocher de l'Eyssassa, rattaché éventuellement au précédent dans l'hypothèse que nous avons pu formuler p. 133;

— très hypothétiquement également, les affleurements du synclinal de Chialvetta, qui pourraient éventuellement représenter une sorte de pendant de ceux de la Pointe de Rassis (même position à peu près par rapport à la zone du Roure et analogies stratigraphiques).

Plus à l'Est vient la zone des Schistes lustrés qui est le plus souvent en contact direct avec la bande siliceuse du Roure. Ce contact tectonisé a été étudié, bien mieux que je ne l'ai fait, par M. Lemoine (1957) qui aurait trouvé, le long de la surface listrique, des blocs-klippes de Permien et de conglomérats de l'Alpet.

Si les Schistes lustrés affleurent *sous la zone du Roure*, c'est, comme nous l'avons dit, par un effet des mouvements de rétrocharriage du deuxième temps de tectogénèse. Ils recouvrent, au contraire, l'anticlinal d'Acceglio et pénètrent ainsi quelque peu dans le synclinal de Chialvetta : entre l'Ubaye et ce point, ils sont presque posés en klippe, comme il ressort assez nettement des schémas structuraux ⁽¹⁾.

D'après les recherches de R. Malaroda, les terrains permien de la bordure sud-ouest du complexe IV (environs d'Aradolo, vallée du Gesso) sont associés à quelques affleurements de Schistes lustrés. Si l'hypothèse que j'ai avancée (voir p. 231) quant à l'appartenance briançonnaise de cette bande siliceuse venait à se vérifier, il est probable que ces Schistes lustrés seraient dans une position analogue à ceux d'Acceglio.

J'ai souligné (p. 199) combien l'enfoncement vers l'Est (sous les Schistes lustrés) des éléments briançonnais semblait se faire suivant une pente moyenne peu accentuée. Ce fait me paraît important parce qu'il indique que *c'est bien en direction du Sud-Est, et non sur place, que s'enracine la nappe briançonnaise*: la tectonique à l'échelle de l'ensemble de cette zone semble donc posséder un style laminaire tangentiel, plutôt que résulter de mouvements de « suction » dans le sens vertical. Si de tels mouvements existent, ils nous ont paru s'être produits au sein même de la zone et aux dépens de certains de ses éléments mais ils ne représenteraient (toujours à l'échelle de la nappe briançonnaise) que des accidents d'une tectonique plus mineure (voir p. 215 : la question des racines). D'ailleurs on peut douter que l'enfoncement vertical, qui se note par exemple dans la zone Ceillac-

⁽¹⁾ Les récentes recherches de A. MICHARD (C.R.S.G.F., 1959, p. 42) ont pleinement confirmé la justesse de ces vues en montrant que les terrains de la vallée de Bellino (Haute Varaita) constituent une demi-fenêtre briançonnaise, ouverte dans la nappe des Schistes lustrés (note ajoutée en cours d'impression).

Chiappera, ne se prolonge loin en profondeur : en effet il nous est apparu que le redressement et le renversement des terrains de cette zone (ainsi que de toutes les zones de racines d'ailleurs) étaient causés, au moins en grande partie, par des mouvements de rétrocharriage. Or j'ai pu montrer que ces mouvements se limitaient dans leurs effets à la partie supérieure de l'édifice tectonique : ainsi voit-on la zone du Roure s'enfoncer progressivement vers l'Est dans ses parties profondes (secteur italien, environs d'Acceglio).

4. RAPPORTS AVEC LES UNITÉS PLUS OCCIDENTALES

Nous avons constaté que nos unités briançonnaises sont adjacentes, de ce côté, soit au Flysch de l'Embrunais, soit aux racines subbriançonnaises; la limite entre ces deux genres de contact est, semble-t-il, marquée par la zone faillée des environs de Bersezio et Argentera (p. 173 et 218).

Flysch de l'Embrunais.

On constate qu'il est en partie impliqué dans la tectonique briançonnaise :

- intrication des écaillles marginales des nappes externes dans les replis de ce Flysch;
- présence d'un témoin de Flysch « coincé » sous la digitation du Brec de Chambeyron.

D'autre part, il a influencé la tectonique des unités supérieures (nappe V) sur lesquelles il s'est déplacé en nappe en provoquant des écaillages (écaillles des Adrechouns et de Rocca Bianca). On doit relever cependant que les écaillles formées ainsi semblent avoir un cheminement relativement très faible (de l'ordre de 1 ou 2 kilomètres) et que, d'autre part, les assises plastiques basales de la nappe (schistes mauves ou bigarrés) n'ont le plus souvent pas été laminées : ces deux faits ne sont pas favorables à l'hypothèse d'une origine lointaine de ce Flysch, hypothèse vers laquelle semblent pourtant s'orienter les travaux les plus récents (Lanteaume, Latreille).

Notons l'existence de ce Flysch dans le massif de Peyre-Haute, dans une position analogue à celle qu'il a en Ubaye (M. Lemoine, 1955 *b*; J. Debelmas, 1955 *a*); cependant, je ne pense pas ⁽¹⁾ que les klipptes de la Pointe d'Escreins et de la Dent de Rocher (massif d'Escreins) ait été entraînées par ce Flysch : j'y vois bien plutôt des klipptes de rétrocharriage de la digitation de Manoal (nappe du Chatelet, V).

Klipptes supérieures de l'Embrunais.

J'ai indiqué p. 174, 210 et 230 quelques-unes des raisons pour lesquelles je considère volontiers que ces « klipptes supérieures », dont l'appartenance briançonnaise est universellement admise à l'heure actuelle, ont leur racines dans les nappes I et II.

Il n'est peut-être pas sans intérêt de constater que le maximum de développement de ces klipptes se trouve réalisé au sud de Barcelonnette, latitude à laquelle précisément les unités briançonnaises tendent de plus en plus à se laminer et à être en quelque sorte éjectées de leurs zones radicales par la surrection axiale.

Ajoutons cependant que, si j'en juge d'après mes observations personnelles et surtout d'après les travaux de M^{me} Y. Gubler, une partie des klipptes en question (en particulier dans le secteur de Restefonds) serait plutôt à rattacher à des unités subbriançonnaises internes (telle celle de la Cima Picconiera, voir fig. 83), notamment en raison des caractères de leurs assises nummulitiques.

Ainsi se trouvent en grande partie éclaircies, je pense, la structure, la position et l'extension de la zone briançonnaise, dans ce secteur méridional où les connaissances étaient, jusqu'à maintenant, d'une extrême imprécision. Mais l'on remarquera que les points à préciser et les observations à étendre sont encore nombreux.

⁽¹⁾ Contrairement à une hypothèse formulée par J. Debelmas (1955 *a*).

TROISIÈME PARTIE

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

MODIFICATIONS DE CARACTÈRE SUBIES PAR LA ZONE BRIANÇONNAISE

Il nous est apparu que, du Nord-Ouest au Sud-Est, les caractères de la zone briançonnaise subissaient un certain nombre de modifications :

1. *La zone se resserre* nettement dès l'Ubaye et surtout à partir de la latitude de Larche lorsqu'on se dirige vers le Sud : du Sud au Nord, la zone s'ouvre en un éventail de bandes tectoniques ; vers le Sud au contraire, ces bandes sont pressées et écrasées les unes contre les autres. On lit clairement, sur la carte, la liaison évidente de ce fait avec la présence du massif du Mercantour.

2. En liaison également avec l'apparition du massif du Mercantour, on note, à la latitude de Larche, un *changement de direction des axes tectoniques* qui prennent une orientation beaucoup plus ouest-est.

3. À l'intérieur de la zone briançonnaise, on note apparemment, du Nord (massifs de Peyre-Haute et Gaultent) au Sud (abords de Bersezio), une *uniformisation paléogéographique* : les sillons et cordillères s'effacent et les faciès sont de moins en moins variés. Une zone, cependant, semble conserver son caractère de cordillère avec persévérance : celle de Marinet.

4. De plus, la zone briançonnaise semble montrer, vers le Sud, une ébauche de rapprochement avec la zone subbriançonnaise : affinités des faciès du Jurassique ; apparition, dans le Briançonnais, d'un niveau de cargneules supérieures au Trias ; présence du Lias au sud de la Stura ⁽¹⁾.

Il se pourrait donc que, plus au Sud encore, les deux zones briançonnaise et subbriançonnaise ne soient plus distinctes ; mais ceci reste entièrement du domaine de l'hypothèse.

5. Aucune modification, en tout cas, dans le *régime des nappes*, qui ne manifeste pas de tendance à disparaître, si loin au Sud que nous soyons allés.

RAPPORTS ENTRE LA PALÉOGÉOGRAPHIE ET LA TECTONIQUE

On constate une liaison assez étroite :

1. Les anticlinaux siliceux actuels paraissent bien correspondre à d'anciennes cordillères déjà dessinées au Jurassique et même, dans le cas de l'anticlinal de Marinet, au Crétacé et jusqu'au début du Nummulitique.

Au niveau du socle, la tectonique paroxysmale tertiaire pourrait bien n'avoir fait que reprendre en les accentuant les traits d'une « tectonique embryonnaire » ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Malaroda, 1957.

⁽²⁾ Ces conclusions ne doivent pas être détachées de leur contexte : il ne s'agit nullement là d'examiner, à l'échelle des Alpes, la question encore controversée du parallélisme des zones tectoniques et des zones paléogéographiques ; des développements récents ont d'ailleurs été apportés à cette question par R. Trumphy (1958) et la plupart des faits qui ont été envisagés ici m'amènent à souscrire entièrement à certaines des remarques de cet auteur (notamment p. 351, colonne 1, dernier paragraphe). Cependant je crois intéressant de souligner combien l'étude des anticlinaux siliceux briançonnais semble révéler l'existence d'une certaine « embryotectonique », même si celle-ci ne s'est pas forcément accompagnée de chevauchements obliques ; il ne s'agit bien sûr là que d'accidents malgré tout très mineurs à l'échelle des Alpes.

Rappelons également que nous avons noté (p. 57), conformément aux vues de Trumphy, que la répartition, au Jurassique par exemple, des aires affaissées et des aires surélevées avait subi, au cours des temps, des variations capricieuses : il est impossible le plus souvent de déceler, dans ce domaine des nappes calcaires, une continuité suffisante dans l'évolution paléogéographique pour pouvoir l'interpréter comme le résultat du déroulement d'une embryotectonique.

2. Les lignes tectoniques de l'ensemble calcaire sont, elles aussi, largement liées aux zones de la paléogéographie, comme l'indique la relative constance des caractères de la stratigraphie dans chaque nappe.

Nous avons cependant vu, sur plusieurs exemples, qu'une même unité calcaire pouvait englober des zones où l'histoire stratigraphique n'est pas identique (par exemple dans la nappe du Chatelet). Au sujet de la nappe du Chatelet, nous pouvons relever qu'elle s'est justement brisée en trois digitations qui correspondent assez bien aux différentes zones paléogéographiquement individualisées. (Mais la digitation de Manoal révèle des variations stratigraphiques assez notables si on la suit du Nord au Sud, tandis que, dans celle de la crête de Vars, on assiste d'Ouest en Est à un passage d'une zone paléogéographique à une autre.)

De même, note-t-on, du Nord au Sud ou d'Ouest en Est, des variations analogues dans les nappes du Rouchouze et de Sautron.

Nous concluons en disant que les *nappes calcaires correspondent approximativement à des ensembles paléogéographiques définis* mais que ceci n'est nullement rigoureux.

3. Un fait, par contre, semble marquant : les couvertures (réduites) des sommets de cordillères sont restées collées au socle siliceux, tandis que les séries calcaires qui couvraient les flancs de ces cordillères ou les sillons intercalaires sont parties en nappes : comme l'a déjà noté J. Debelmas dans le massif de Peyre-Haute, les zones de rupture de certaines nappes correspondent aux abords de la crête de cordillère. Mais j'ajoute qu'elles ne correspondent pas du tout à la crête elle-même dans le secteur ici étudié.

RAPPORTS ENTRE LA SÉISMICITÉ ACTUELLE ET LES LIGNES TECTONIQUES

Il m'a paru intéressant de confronter les renseignements que nous possédons ⁽¹⁾ sur la séismicité actuelle avec les données du schéma tectonique que nous avons établi. C'est pourquoi j'ai porté sur ce schéma les positions des épicentres déterminés (identifiables grâce à une indication de date).

Je donne ci-après une liste des épicentres intéressant notre région :

Date	Latitude	Longitude	Localité
1 ^o 3/ 9/1903.....	?	?	Haute Ubaye
2 ^o 10/ 9/1923.....	?	?	Guillestre ou Haute Ubaye?
3 ^o 19/ 3/1935.....	44°39'	6°36'	Plan de Phasy
4 ^o 4/ 5/1936.....	44°26'	7°00'	Cumbal Vallonetto (Valle Unerzio)
5 ^o 9/ 7/1936.....	44°26'	7°00'	<i>id.</i>
6 ^o 17/12/1937.....	44°39'	6°36'	Plan de Phasy
7 ^o 15/ 2/1938.....	44°39'	6°36'	<i>id.</i>
8 ^o 18/ 7/1938.....	44°37'	6°47'	Crête des Veyres (Massif d'Escreins)
9 ^o 23/ 2/1941.....	44°23'	7°03'	Colle di Salsas Blancias (Haut Bassin de la Maira)
10 ^o 19/ 3/1942.....	44° 6'	6° 9'	environs de Ceillac
11 ^o 30/ 1/1943.....	44° 4'	6° 8'	environs de Larche
12 ^o 5/ 4/1959.....	44° 6'	6° 6'	environs de Saint-Paul-sur-Ubaye

(1) Voir Rothé (J.-P.), 1941, 1948 et 1954. Je remercie ici cet auteur pour les renseignements qu'il m'a aimablement communiqués.

La zone la plus fréquemment épiscopale est nettement celle de Plan de Phasy. On sait que la zone de Plan de Phasy se trouve située sur le trajet d'une grande faille longitudinale (*faille de la Durance* de J. Debelmas) : il paraît donc très probable que les séismes n° 3, 6 et 7 correspondent à des mouvements profonds des terrains aux abords de cette zone de fracture.

J'ai dit que deux grandes failles apparaissaient dans mon secteur, comparables à celle de la Durance : ce sont les failles du Ruburent et d'Argentera. Il me semble assez possible que des mouvements de ces failles aient pu causer les séismes n° 11 et 12.

Le séisme n° 12 a été notamment d'une importance particulière puisque l'intensité épiscopale a atteint le degré VIII. À la suite d'une enquête effectuée sur les lieux, j'ai pu constater les faits suivants :

— l'épicentre paraît coïncider à peu près avec les villages de Serennes; c'est par ce point que passerait le prolongement de la *faille du Pra de Balces* (= faille du Ruburent), faille que nous avons perdue en direction du Nord dans le Flysch noir du vallon de Fouillouze; étant donné qu'en ce point son rejet dépassait encore la centaine de mètres, il ne serait nullement étonnant que cette faille existe effectivement, sous le flysch, à l'aplomb de Serennes;

— des éboulements ont été notés au Pêvoux*. Leur localisation paraît seulement due au fait que ce point est celui qui présente les abrupts les plus raides aux abords même de l'épicentre;

— des crevasses, dues au décollement d'un placage glaciaire vis-à-vis de son substratum de Flysch noir, m'ont été montrées aux métairies du Pinet, sous le col de Mirandol, ainsi qu'aux Meyres de Bouchiers; il m'en a été signalé aux abords du village du Mélezen. Ces crevasses se suivent sur plusieurs centaines de mètres de long et présentent une nette direction préférentielle, savoir N 45° W. Bien que ces crevasses ne soient assurément pas profondes et ne soient que des déchirures superficielles résultant de l'ébranlement sismique, il n'en reste pas moins que l'existence de cette direction préférentielle me paraît significative : c'est en effet *celle même de la faille du Ruburent*;

— les avaries subies par les constructions des différents villages et les témoignages recueillis auprès des habitants permettent de préciser la direction des secousses : celles-ci ont été soit verticales, soit tangentielles et, dans ce dernier cas, orientées N 45° W-S 45° E.

Ainsi il se pourrait fort bien que ce soit un mouvement cisailant dans le plan horizontal, le long de la faille du Ruburent, qui soit essentiellement responsable de ce séisme.

Le séisme n° 8 (et peut-être le séisme n° 10) a un épicentre situé à la limite externe de la zone Ceillac-Chiappera : il n'est peut-être pas dépourvu de vraisemblance d'y voir une secousse due à un mouvement de terrain le long de la grande surface listrique que j'ai qualifiée de *racine des nappes internes de l'Ubaye*.

Les séismes 4 et 5 ont un épicentre situé exactement à la limite de la zone de Marinnet et des nappes externes (nappe de Sautron) : ils semblent donc correspondre à un mouvement le long de la zone de *racines des nappes externes*.

Le séisme 9 (et peut-être le séisme 11), quant à lui, présente un épicentre situé à la limite frontale de la zone du Briançonnais : il n'est peut-être pas déraisonnable de penser qu'il résulte d'un ébranlement des terrains le long de la surface listrique basale du Briançonnais (ou peut-être de celle des unités subbriançonnaises).

On ne manquera pas en tous cas d'être frappé de constater que tous les épicentres des quelques séismes où il a été possible de les déterminer coïncident avec quelque'une des lignes *majeures* de la tectonique; malgré le petit nombre d'observations et les incertitudes dont elles sont sans doute entachées, une telle coïncidence reste troublante : il paraît, en fin de compte, assez probable qu'elle indique que les surfaces tectoniques les plus importantes présentent encore de nos jours une certaine activité, sous l'aspect sans doute de réajustements ultimes des masses rocheuses.

Enfin, bien que, d'après J.-P. Rothé, il y ait sans doute lieu de réduire sensiblement les valeurs admises quant aux profondeurs des hypocentres, ces dernières restent de l'ordre de plusieurs kilomètres au moins. Ce fait pourrait confirmer les idées avancées plus haut (voir p. 214) quant à la prolongation, loin en profondeur, des zones de racines des nappes calcaires.

RÉSUMÉ DE L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Tout le Houiller et le Permien sont consacrés à la destruction des reliefs hercyniens, tandis qu'une dernière manifestation de l'orogénie responsable de la formation de ces massifs est représentée par les émissions andésitiques du Permien supérieur.

Avec le Trias commence la submersion de la région briançonnaise; mais la mer n'est jamais profonde, ni au Virglorien, ni au Ladinien, ni surtout au Werfénien.

Au Carnien commence une émergence qui se prolonge jusqu'au Jurassique moyen, avec dépôts locaux de sédiments lagunaires ou subcontinentaux.

Au Jurassique moyen l'aire briançonnaise toute entière est ici submergée, à l'exception peut-être des zones du Roure et de Marinnet qui acquièrent, dès la fin du Trias, le caractère de cordillères.

La valeur géanticlinale de la zone briançonnaise, déjà affirmée lors de l'émergence finitriasique se marque de nouveau au début du Jurassique supérieur qui correspond à une époque de soulèvement généralisé.

Le retour d'une mer à sédimentation calme se manifeste au Malm dans certaines régions seulement. En d'autres points, notamment sur les cordillères déjà citées, des formations bréchiques indiquent la persistance d'une activité orogénique.

Le Crétacé inférieur et moyen se marque par une lacune qui peut être interprétée, soit comme le résultat d'une émergence, soit plutôt comme celui de l'action de courants empêchant tout dépôt de sédiments.

Du Crétacé supérieur à l'Éocène, s'installe de nouveau la mer subsidente à sédimentation pélagique. Les premiers mouvements de la surrection alpine s'accompagnent d'un renouvellement complet, mais souvent progressif, du matériel sédimentaire. Toutefois, il faut noter la persistance, jusqu'à l'Éocène, des aires que nous avons qualifiées de cordillères.

Vient alors la *phase paroxysmale alpine*, au sujet de laquelle nous nous étendrons quelque peu; quel semble avoir été le déroulement des événements dans notre région à cette époque?

1. Surrection dans les régions orientales⁽¹⁾: elle entraîne la mise en mouvement de la nappe des Schistes lustrés et, peut-être en même temps (selon les hypothèses les plus récentes), celle de la nappe du Flysch de l'Embrunais.

2. Sous l'effet de cette surrection et, en partie peut-être, sous la poussée de la nappe des Schistes lustrés :

a. les nappes calcaires briançonnaises internes se décollent;

b. les vieilles ondulations du socle briançonnais acquièrent une nouvelle vigueur; des ondulations apparaissent peut-être qui n'existaient pas précédemment, telles celles du Passo della Gardetta et de Rocca Peroni. Les assises post-stéphaniennes peuvent se décoller et donner des écailles de grande ampleur (écailles de l'Aiguille de Mary, écaille de la Gardetta[?]);

c. sous la poussée des nappes internes, ces écailles se déversent vers l'Ouest et certaines voient leur couverture calcaire se décoller partiellement (formation des nappes calcaires externes);

d. les nappes les plus externes, subissant la pression de l'édifice qui s'accumule, sont écrasées sur leur bord ouest et émettent des écailles qui se détachent et se ramassent au front du Briançonnais; un phénomène analogue se produit au sein même de l'écaille siliceuse basale de la nappe

⁽¹⁾ L'existence de cette surrection est impliquée par la tectogénèse essentiellement gravitationnelle que j'ai admise. Je crois avoir justifié cette interprétation, notamment lors de l'analyse des styles tectoniques (voir p. 205, 221 et 225). J'ajoute que la théorie d'une « onde d'intumescence » se déplaçant d'Est en Ouest (M. Gignoux) m'a paru être celle qui rend le mieux compte des faits. Le langage employé ici est donc déterminé par l'interprétation adoptée.

du Rouchouze : celle-ci est écrasée à l'emplacement de l'anticlinal de Rocca Peroni, mais se gonfle à l'ouest de cet anticlinal;

e. la nappe du Flysch accompagne dans leur mouvement les unités briançonnaises supérieures puis prend de l'avance sur elles tout en abandonnant sur leur dos des klipptes qui ne semblent pas avoir cheminé longuement par rapport à ces nappes : le Flysch s'étale alors au front du Briançonnais, entraînant à sa base les copeaux expulsés des unités briançonnaises inférieures ou subbriançonnaises.

On notera que, dans cet édifice :

a. la tectonique du socle siliceux semble avoir légèrement précédé celle de la couverture calcaire, sur laquelle elle a influé cependant par la suite⁽¹⁾;

b. l'ampleur du cheminement croît, des unités les plus externes aux plus internes. Ceci est normal en tectonique gravitationnelle : les parties superficielles se meuvent plus facilement et plus vite que les parties profondes, le freinage par friction sur l'autochtone s'accroissant vers la base de la masse en mouvement.

Ainsi le front de la nappe du Chatelet (V) se trouve-t-il porté aussi à l'Ouest que celui de la nappe de Sautron (III) ou du Rouchouze (II), tandis que le Flysch à Helminthoïdes, unité tout à fait supérieure, allait encore plus loin.

c. L'érosion a dû commencer à buriner assez tôt, isolant ainsi des portions de nappes les unes des autres et, en particulier, déterminant peut-être la formation des klipptes résiduelles de Flysch de l'Embrunais avant la fin des mouvements.

3. Phase peu importante de réajustements au cours de laquelle se produisent des modifications secondaires : mise en place définitive de klipptes comme celles du Brec (qui vient chevaucher une klippe de Flysch et subit un mouvement de pivotement) ou celle de la Tête de Moïse, formation de la fenêtre du Rouchouze (?) et peut-être également substitution de couverture dans le chaînon de Tête Dure (??), etc.

D'une façon générale, les unités finissent par se fragmenter (surtout la nappe V, libre de toute couverture) sous les effets, sans doute combinés, des distensions tectoniques et de l'érosion.

4. Dernière phase bien marquée dans ce massif : rétrocharriages. Ils n'intéressent que les portions du Briançonnais qui sont alors les plus élevées : elles subissent un basculement d'ensemble vers l'Est, ce qui entraîne de nouveaux réajustements. Les anticlinaux siliceux sont affectés par ces mouvements dans leurs parties hautes et se trouvent maintenant déversés à l'Est, parfois en même temps qu'à l'Ouest.

Ces rétrocharriages semblent bien être déclenchés par la surrection des massifs cristallins externes qui sont touchés à leur tour par l'« onde d'intumescence »⁽²⁾.

5. Enfin la surrection des massifs cristallins s'accroissant, la zone briançonnaise en subit le contrecoup. C'est pourquoi l'on constate, parallèlement au mouvement de soulèvement du Mercantour, l'existence d'une surrection axiale en direction du Sud. Nous avons pu préciser, par l'étude des failles qui en résultent, que cette surrection est postérieure à la phase de rétrocharriage.

C'est à cette époque que se forment la plupart des failles transversales, qu'est reprise la faille longitudinale du Ruburent et que doit se former la faille d'Argentera.

6. En certains points, enfin, des mouvements semblent se manifester encore fort tard sous forme de réajustements du type « décoiffements » ou « collapse structure ». De nos jours, une certaine activité sismique peut se relever ; elle paraît liée, dans sa localisation, aux traits de la tectonique ici décrite.

⁽¹⁾ Conformément aux points de vue développés par R. Trumphy (1958).

⁽²⁾ Même note que page précédente.

APPENDICES

SOMMAIRE DES PRINCIPAUX FAITS NOUVEAUX APPORTÉS À LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE ⁽¹⁾

A. — STRATIGRAPHIE

— Découverte du Stéphanien conglomératique (assise de Roche Château) dans la vallée de l'Ubaye.

— Stratigraphie du Permien.

— Stratigraphie du Trias par comparaison avec les régions plus septentrionales : cartographie distincte de cinq niveaux triasiques.

— Découverte d'un niveau de « cargneules supérieures » postladinien et délimitation de son extension.

— Existence locale de « brèches antébathoniennes », représentant probablement le Lias, qui sont l'homologue des « brèches continentales » du massif de Gaulent.

— Par contre, dissociation des assises bréchiqes, rapportées au Lias (brèche du Télégraphe) par W. Kilian : ces brèches se répartissent entre les étages suivants : Trias (Ladinien), Trias (Carnien-Norien?), Lias, Dogger, Malm, Crétacé supérieur; appartenance au Trias supérieur de la « brèche de base du Dogger » de F. Blanchet, sauf en quelques points où elle représente la base du Dogger ou, plus souvent encore, celle du Malm.

— Découverte de charbon à divers niveaux entre le Ladinien et le Dogger.

— Stratigraphie du Dogger et du Malm : individualisation de ces étages avec leurs caractères classiques loin vers le Sud-Est. Utilisation de leurs caractères pour la distinction des unités tectoniques.

— Stratigraphie de la zone Ceillac-Chiappera (zone « intermédiaire » de F. Blanchet) montrant son appartenance franche au Briançonnais.

— Étude du Quaternaire et particulièrement des formes périglaciaires (sols polygonaux et rock-glaciers), qui ont été spécialement inventoriées et cartographiées (M. Gidon, 1957 c).

⁽¹⁾ Paragraphe rédigé à la demande du jury de thèse.

B. — TECTONIQUE

— Mise en évidence de deux zones anticlinales, à série briançonnaise réduite, qui doivent être très probablement considérées comme des paléoreliefs.

— Mise en évidence de quatre niveaux de décollement dans la série stratigraphique : décollement basal du Permien, décollement basal du Virglorien, décollement basal du Jurassique, décollement basal du Crétacé-Nummulitique. Importance particulière du décollement basal du Virglorien.

— Importance des disharmonies de plissement.

— Définition de trois types d'unités tectoniques :

a. anticlinaux siliceux à couverture calcaire adhérente;

b. nappes calcaires d'écaillage, avec participation d'une semelle siliceuse;

c. nappes calcaires de décollement, sans semelle siliceuse.

— Nomenclature de ces unités, de leurs digitations, de leurs accidents; mise en évidence d'une superposition de sept nappes calcaires :

1° nappe de Rocca Peroni;

2° nappe du Haut Rouchouze;

3° nappe de Sautron;

4° nappe des aiguilles de Chambeyron;

5° nappe du Chatelet;

6° nappe du pic d'Assan;

7° nappe de la Clapière de Ceillac.

— Mise en évidence d'une succession de cinq anticlinaux affectant le socle siliceux :

1° anticlinal de Rocca Peroni;

2° anticlinal de la Gardetta;

3° anticlinal de Marinnet;

4° anticlinal du Roure;

5° anticlinal d'Acceglia.

— Unité profonde de la zone briançonnaise, malgré ces accidents et surtout malgré le foisonnement des nappes calcaires qui ne constitue qu'un épiphénomène (tectonique épidermique).

— Analyse du style tectonique : style tectonique propre aux trois types d'unités tectoniques et aussi style tectonique propre à chaque ensemble stratigraphique.

— Existence généralisée d'une multiplicité de tectoniques superposées, propres, chacune, à un groupe stratigraphique particulier, et non d'une tectonique unique affectant uniformément toute la série des assises.

— Découverte de deux zones de « racines briançonnaises » : une zone occidentale, à l'ouest de l'anticlinal de Marinnet (nappes externes, I-II-III) et une zone orientale, à l'est de cet anticlinal (nappes internes, IV-V-VI-VII).

— Discussion de la notion de « racines briançonnaises ».

— Mise en évidence de l'extrême importance des phénomènes de rétrocharriage : leur origine, leur place dans la tectogénèse, la notion d'un « éventail briançonnais ».

— Analyse des différents types de failles de la région étudiée : leur nature; leur origine; en particulier, découverte d'une importante fracture (faille du Ruburent), qui n'est pas sans analogies avec la « faille de la Durance » de J. Debelmas, et d'une autre fracture, analogue, probable (faille d'Argentera).

— Rapports probables des nappes briançonnaises les plus externes des montagnes de Larche avec les klippes supérieures de l'Embrunais : le problème de l'enracinement de la « digitation de l'Escouréous ».

— Raccordement des unités briançonnaises en direction du Nord; leurs prolongements probables en direction du Sud-Est : schéma structural du Briançonnais entre la Guisane et le Gesso.

— Rapports du Briançonnais et des Schistes lustrés; nature tectonique du contact; enfoncement subhorizontal du Briançonnais sous les Schistes lustrés en direction de l'Est. En conséquence : style probablement laminaire tangentiel de la tectonique d'ensemble de la nappe du Briançonnais.

— Rapports du Briançonnais et du Flysch de l'Embrunais : découverte de klippes de ce Flysch à l'intérieur même des unités briançonnaises.

— Essai de chronologie relative des phases tectogéniques.

— Histoire tectonique de la région étudiée.

— Relations entre la paléogéographie et la tectonique (reprise des paléoreliefs dans la tectonique paroxysmale), rapports entre unités tectoniques et zones de faciès, montrant un net parallélisme d'ensemble qui disparaît dans le détail).

— Curieuses relations possibles entre la tectonique, l'érosion et le tracé actuel des affleurements des unités tectoniques.

C. — CARTOGRAPHIE

Levés au 1/20 000 ⁽¹⁾.

Feuilles :

- Embrun 3 (quart nord-est et moitié sud);
- Embrun 4;
- Embrun 8;
- Aiguille de Chambeyron 1;
- Aiguille de Chambeyron 4;
- Aiguille de Chambeyron 5 (moitié sud-ouest);
- Larche I (moitié nord-est);
- Larche 2;
- Larche 3 (partie du quart sud-ouest).

⁽¹⁾ Déposés au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble.

EXCURSIONS GÉOLOGIQUES

EN HAUTE UBAYE, HAUTE STURA ET HAUTE MAIRA

Je pense que le géologue désireux de visiter les régions décrites dans cet ouvrage appréciera de trouver ci-après quelques indications pratiques sur les itinéraires qui m'ont paru spécialement intéressants tout en restant aisément accessibles.

Je diviserai les excursions en deux groupes, suivant qu'elles peuvent se faire en voiture ou nécessitent une marche à pied; les difficultés alpines éventuelles seront succinctement indiquées si la marche doit s'effectuer hors des sentiers. Pour chaque excursion je préciserai outre le laps de temps approximativement requis, les pages et les figures auxquelles le lecteur devra se reporter à propos de chaque partie de l'itinéraire.

A. — EXCURSIONS EN VOITURE

— *Coupe de l'Ubaye*, de Saint-Paul à Maurin (1/2 journée); entièrement décrite p. 67; coupe n° 4 de la pl. 8.

— *Haute vallée de Ceillac* depuis Guillestre (1/2 journée); voir J. Debelmas et M. Gidon (1958 d) pour tout le secteur parcouru et notamment les gorges du Cristillan en aval de Ceillac; pour la rive droite du torrent de Tronchet (route jusqu'aux prés de la Riaille) voir p. 135; voir p. 136 à 138 pour la rive gauche.

— *Col de Vars*: voir, au passage au col ou en descendant sur Saint-Paul, le panorama de la rive gauche de l'Ubaye (fig. 25). Noter au col même l'existence d'un beau « rock-glacier » descendant des crêtes de l'Eyssina (M. Gidon, 1957 c).

— *Fouillouze*: coupe du rocher du Chatelet (p. 48); gorge épigénique de l'Ubaye (p. 67), puis redoublement du Jurassique au Champrond (p. 99); belle vue axiale de la voûte plongeante de la nappe du Chatelet en rive droite de l'Ubaye (fig. 10); enfin, depuis le village, vue sur cette même voûte, plongeant sous le synclinal de Fouillouze (fig. 28), ainsi que vue d'enfilade des falaises des rochers de Saint-Ours (fig. 38). Beaux thalwegs anté-würmiens comblés de moraines dans le bas ravin de la Baragne (1/2 journée).

— *Saint-Ours* (1/2 journée depuis Barcelonnette): traversée du Flysch de l'Embrunais (synclinal de la Reyssole, etc..., p. 96); charnière frontale de la nappe du Chatelet à la mine de Saint-Ours (p. 112 et fig. 40 et 42). Il est grandement déplorable, du point de vue touristique autant que du point de vue géologique, que la route militaire de la Viraysse soit coupée en plusieurs points, car on aurait alors accès par Saint-Ours à un belvédère tout à fait exceptionnel (voir plus loin p. 250).

— *Fort de Roche Lacroix* (route militaire en rive gauche de l'Ubayette, au départ de Condamine-Chatelard; depuis Barcelonnette : 1/2 journée) : très belle vue panoramique sur le Flysch de l'Embrunais (Tête de Vallon Claous, Tête de l'Homme, voir p. 96), les rochers de Saint-Ours (versant ouest : p. 112) et la rive droite de l'Ubayette jusqu'à Larche (p. 147).

— *Route de Bersezio à Ferrera*; Panorama des montagnes de l'Oserot et de la rive gauche de la Stura di Demonte (p. 165 et 173; pl. 5) [1/2 journée depuis Larche].

— *Route militaire du Val de l'Arma*, au départ de Demonte (1 journée depuis Larche ou Barcelonnette) : cette route présente un intérêt tout à fait exceptionnel par l'abondance et la beauté de ses paysages géologiques. Elle entre dans notre région au Colle Valcavera (fig. 83), franchit les cols Margherina et Cologna (fig. 81) et atteint le Passo della Gardetta (fig. 77 et 82). On peut poursuivre à pied (route coupée par des éboulis) jusqu'au Passo di Rocca Brancia et même rejoindre la Bassa Terra Rossa par le Colle Oserot (p. 168) (pour tout ce secteur de la haute vallée de Preit, voir p. 170 et suivantes).

Du col Valcavera une déviation carrossable mène au Colle del Mulo (p. 183 et fig. 83) (départ en contrebas ouest du col; se termine en cul-de-sac); une autre traverse l'échine de la Cima di Test (p. 186) pour rejoindre la Valle Grana; elle emprunte sur une partie de son trajet de splendides crevasses tectoniques dans les dolomies ladiniennes.

— *Route de l'Unerzio*, jusqu'aux Grangie Resplendino (1/2 journée au départ d'Acceglio); elle recoupe successivement : la zone du Roure (p. 198) et la zone Ceillac-Chiappera, l'anticlinal de Marinnet (p. 191), la nappe de Sautron (p. 179) et sa semelle siliceuse (p. 169). Vues sur le Passo della Gardetta (p. 170 et 179) l'Auta Vallonasso (p. 158) et l'arête est du Bric Content (p. 179), montrant les rapports de la nappe de Sautron avec la nappe du Rouchouze et ceux de cette dernière avec la nappe de Rocca Peroni.

— *Route de Chiappera* et de la Valle di Maurin, jusqu'aux Cascate di Stroppia (1/2 journée depuis Acceglio) : quittant à Acceglio la zone des Schistes lustrés, on observe, en rive droite de la Maira, en face de Villaro, la zone du Roure (p. 198) et, en rive gauche, la zone Ceillac-Chiappera (Monte Boulliagna, p. 195). À Saretto, on rentre dans la zone de Marinnet (p. 191) et on découvre l'enfilade de la Valle del Maurin que l'on emprunte (fig. 88). Dès Chiappera la rive droite est essentiellement constituée par la nappe de Sautron (p. 174) tandis que la rive gauche montre dans sa partie supérieure la zone Ceillac-Chiappera (p. 195). Le fond de la vallée, tel qu'il apparaît des cascades de Stroppia, est constitué par l'extrémité méridionale de la nappe de Chambeyron (p. 121).

B. — EXCURSIONS À PIED

a. Rive droite de l'Ubaye.

— *Manoal** par la Lauze à Robert*, descente par le lac des Neuf-Couleurs (1 journée au départ de Serenne) : stratigraphie et structure faillée du front de la nappe du Chatelet.

Remontée sur sentier du vallon du Chatelet jusqu'à la bergerie (le sentier en rive droite est préférable, notamment parce qu'il permet un examen à distance des failles subhorizontales [p. 73]). Suivre le sommet de la Lauze à Robert* vers le Sud-Est (p. 74) puis passer au pied du Grand Colonne* et des aiguilles du Massour*; aux Preitichs* gagner la surface structurale de la carapace jurassique qui s'élève doucement jusqu'à Manoal* (noter les failles transversales : fig. 12). Sur le Flysch noir ou la surface du Malm, gagner le pied de l'abrupt de faille de Manolet* (6, fig. 12) et descendre le long du tracé de cette faille, par le gouffre du Fougeas*, le Fougeas* et le lac des Neuf-Couleurs, jusqu'au col de Serenne (panorama du sommet, voir fig. 38).

Très belle excursion géologique n'offrant d'autre difficulté qu'une marche en terrain parfois rocheux avec une petite recherche d'itinéraire.

— *Tête du Pont** (1/2 journée depuis Serenne) : stratigraphie et tectonique de la nappe de Chambeyron au cours de la montée (p. 47) et en panorama du sommet (fig. 8, 38 et 43).

Sur sentier (départ du Pont des Marousses*).

— *Tête du Seingle** (1/2 journée; départ du sentier à la Blachière; pas de sentier, mais alpages, au-delà de la bergerie des Hourtchs) : jusqu'à la bergerie des Hourtchs, traversée de l'anticlinal couché disharmonique de la Blachière (p. 90 et fig. 51); stratigraphie du sommet des quartzites werféniens (p. 32) en gagnant le sommet; au sommet, front de l'écaille des aiguilles de Mary (p. 90) et splendide panorama de la rive gauche de l'Ubaye (pl. 2). On peut descendre (passage assez délicat) en traversant par « le Seingle » le haut de la Gavia de Combe Grande* et en rejoignant l'arête crête du Seingle-Ayas* puis la combe de Panestrel (flanc est de l'anticlinal de Marinnet, p. 91).

— *Pic de Panestrel* (1 journée depuis la Blachière) : gagner comme précédemment la bergerie des Hourtchs (fig. 5); immédiatement en amont, contact entre la digitation de la Font Sancte et la série adhérente de Marinnet (p. 91), ployée en un anticlinal (« du vallon des Hourtchs ») dont on longe le flanc oriental jusqu'à peu de distance du col des Hourtchs (p. 90); structure du col p. 86; stratigraphie de la digitation de la Font Sancte en remontant la Gavia de Panestrel* (p. 52); dans la pyramide terminale du pic : rebroussement du Jurassique (p. 80 et fig. 23), faille avec anticlinal disharmonique sur le flanc est (p. 81 et fig. 17). Beau panorama des montagnes de la Font Sancte et de Chambeyron (pl. 2).

Course sans difficultés (sur sentier jusqu'au col des Hourtchs*; escalade terminale très facile et sans danger).

— *Col Tronchet* (1/2 journée depuis Combrémont) : départ du sentier 200 mètres à l'ouest du village; on traverse d'abord la zone du Roure (fig. 55; p. 130) puis on reste jusqu'au col dans les écailles de la zone Ceillac-Chiappera (p. 132). Beau panorama de la rive gauche de l'Ubaye (pl. 3) et surtout du vallon de Mary.

Entièrement sur sentier.

b. Versants d'Escreins et de Ceillac.

— *Crête de Pastourlet* (1/2 journée depuis Vars; route carrossable jusqu'à 2100; pas de difficultés [les rochers se tournent toujours par un passage herbeux]) : lambeaux de recouvrement de la digitation de la crête de Vars (p. 72), leur stratigraphie (p. 51); panorama de la crête de vallon Laugier (fig. 14).

— *Crête de vallon Laugier* (1 journée depuis Escreins) : accidents stratigraphiques variés dans la nappe du Chatelet (p. 50 et 63); superposition des unités tectoniques (p. 75); leurs accidents (p. 75 à 79).

Sentier jusqu'à la bergerie (et éventuellement jusqu'aux cols de Serenne ou de la Coulette); prairies jusqu'au point 2697 mais rochers ou éboulis peu recommandables plus au Sud (passages d'escalade sérieuse pour suivre la crête jusqu'au pic des Hourtchs*). L'escalade du pic des Hourtchs ne présente pas de difficulté si on l'aborde indépendamment par l'Ouest ou le Sud (col de Serenne).

— *Vallon du Rif Bel* (1/2 journée, d'Escreins au confluent Rif Bel-Salette) : surface listrique de la digitation de la Font Sancte en rive droite (p. 85) et, en rive gauche, brefs aperçus sur celle de la nappe du Chatelet (p. 74); examen à distance, dans l'éperon de la montagne de la Salette,

des rapports entre ces deux unités (p. 87 et fig. 15). Anticlinal triasique de la Salette (anticlinal de Marinnet; p. 92).

Sentier (en partie emporté par le torrent).

— *Lac Sainte-Anne* (1/2 journée depuis La Riaille) : il est spécialement intéressant de gagner la bergerie du torrent du col Tronchet (2 200 mètres; on peut continuer par sentier jusqu'au col) d'où l'on a des vues sur les écaïlles de ce versant de la zone Ceillac-Chiappera (p. 136); on traverse aisément le torrent à gué et on rejoint le cirque de la Cube, dont on longe les pentes à main gauche, pour retrouver le sentier du lac (écaïlles de Girardin, p. 136). Du lac vue pittoresque sur la face nord de la Font Sancte (p. 82) et sur l'arête nord-est du pic des Henvières (p. 83). On peut redescendre sur le Pied du Mélezet par le lac des Prés Sébeyrands (p. 137).

c. Massif de Chambeyron.

— *Tête de la Courbe* par l'arête sud-ouest : structure des rochers de Saint-Ours (p. 112; fig. 37, 40 et 41); du sommet, panorama du chaînon du Brec (fig. 36).

Une journée depuis Saint-Ours ou depuis Serenne (par le col de Mirandol); pratiquement pas de difficultés alpines.

— *Tête de Chalvet**, depuis Fouillouze ou Saint-Ours, par le col du Vallonnet (1/2 journée) : klippe de flysch (p. 98; fig. 36); en contrebas sud (la Couléta*), faille du Pra de Balces et écaïlles du ravin du Pinet (p. 107 et p. 116). Aperçu à distance sur la digitation du Brec (p. 102), le col de Stroppia et Rocca Bianca (p. 98 et 108); la Meyna (p. 153); panorama d'ensemble (fig. 36).

En montant depuis Fouillouze on peut étudier, en rive gauche, les écaïlles des Adrechouns (p. 97; fig. 39) et, en rive droite, les failles de la Plate des Manzas (p. 102; fig. 29).

En montant depuis Saint-Ours on est dominé, à main gauche, par le système des écaïlles du Pinet (p. 115) et, à droite, par le bloc-klippe du plateau de Mallemort (p. 115).

(Sur sentier jusqu'au col du Vallonnet, puis croupes herbeuses ou pierrailles.)

— *Col de la Gypièrre* (1/2 journée depuis Fouillouze) : stratigraphie de la nappe du Chatelet, jusqu'au refuge de Chambeyron (p. 100); du refuge, aperçu sur la klippe du Brec et ses rapports avec la Plate des Manzas (fig. 33; p. 102); rock-glacier du couloir Bujon (M. Gidon, 1957 c); du col, vue sur la klippe du Brec (fig. 32) et sur les montagnes de Stroppia (fig. 34).

Sur sentier; on peut gagner la Tête de la Fréma (sans difficulté : pierrailles instables) ou le Brec (course alpine sans difficulté vraiment sérieuse mais en rocher souvent mauvais : chutes de blocs assez fréquentes).

— *Plateau de Chillol* (sur sentier ou en terrain aisé; 1/2 à 1 journée; départ de la Blachière) : remonter le vallon de Chillol (flanc ouest de l'anticlinal de Marinnet, p. 123 [stratigraphie des terrains antétriasiques, p. 25]). On est dominé, à main droite, par la Plate de Chauvet (p. 116; pl. 2) et l'Aiguille Grande (p. 118); gagner la Bergerie où l'on rentre dans un réseau de failles (p. 123) puis rejoindre, sur les andésites, le Pas de Chillol et ses klippes calcaires (p. 124; fig. 46).

On peut de là gagner en traversée (marche assez fastidieuse par endroits : pierrailles raides) les glaciers de Marinnet et le col de Marinnet (p. 119; fig. 47, 48 et 49).

On peut aussi descendre aisément sur les lacs de Marinnet (p. 126; fig. 53) et observer de là la face nord de l'aiguille de Chambeyron (fig. 46) et les moraines fluentes qui en descendent (M. Gidon, 1957 c); un sentier permet de regagner Combrémont (fig. 52 et § suiv.).

— *Roche Noire de Marinnet* (1/2 journée depuis Combrémont) : on remonte le vallon de Mary, d'abord dans la zone du Roure, puis dans la zone Ceillac-Chiappera (p. 140 et pl. 3), jusqu'au col de Mary. On observe, à main droite, les écaïlles de la Tunette (fig. 52) et, plus haut, la tecto-

nisation du flanc oriental de l'anticlinal de Marinnet (p. 129 et fig. 52); du col au sommet, on recoupe la surface de séparation entre la zone Ceillac-Chiappera et l'anticlinal de Marinnet.

À la montée, très beaux panoramas sur la rive droite de l'Ubaye (fig. 55); du col, vue intéressante sur les montagnes de la Valle del Maurin (fig. 87); du sommet, très belle vue sur les crêtes de Chambeyron (fig. 47) et la dépression de Marinnet-Chillol.

Excursion très facile sur sentier; on peut redescendre (alpages) sur les lacs de Marinnet (voir plus haut). On peut également traverser au pied des aiguilles de Chambeyron (p. 119 et suivantes) ou gagner (pas de difficultés alpines) le Monte Ciaslaras (p. 122) qui réserve de bonnes vues à distance sur la prolongation de la zone en Italie (p. 187).

d. Montagnes de Larche.

— *Tête de Viraysse* (1/2 journée depuis Larche) : très beau panorama d'ensemble : planche 4 (entièrement sur sentier).

— *Vallons du Rouchouze et d'Oronaye* (1 journée depuis Larche; sentiers) : atteindre la combe du Haut Rouchouze (description de l'itinéraire, p. 145), puis gagner le lac de la Reculaya (stratigraphie de la nappe du Rouchouze, p. 43), puis le col des Monges (belles vues vers le Sud-Est [fig. 66] et le Sud-Ouest [chaînon de Tête Dure, p. 149]). Par des prairies, regagner le col de la Gypièrè (stratigraphie de la nappe du Rouchouze [p. 42]; faille du Ruburent [p. 150]; base de l'unité de Tête Dure [p. 149]). Descente du vallon d'Oronaye avec vues sur la structure de la nappe de Sautron aux crêtes d'Oronaye (p. 157), au Bec du Lièvre (p. 149; fig. 61), à la Signoura; Marbres en plaquettes et Flysch à Helminthoïdes du col de Larche.

— *Col du Ruburent* (1/2 journée depuis le col de Larche) : gagner la bergerie d'Oronaye (voir ci-dessus) et remonter en suivant la faille du Ruburent (p. 150). À main droite, nappe de Sautron (La Signoura) [p. 148] jusqu'au lac; au-delà, nappe du Rouchouze dont la stratigraphie peut être étudiée en montant du col au Monte Pierassin (p. 42). À main gauche, nappe du Rouchouze dominée par la Tête de Moïse (nappe de Sautron) [p. 157].

Du col, belle vue sur la dépression du Ruburent (p. 166 et fig. 70).

Entièrement sur sentier; descente possible, également sur sentier, sur Argentera (écaïlles de la Tinetta, p. 165).

e. Montagnes de l'Oserot (rive gauche de la Stura).

— *Il Bric* (1 journée; départ d'Argentera) : traversée des écaïlles de la Tinetta (p. 165; fig. 70 et 73; pl. 5) et arrivée aux lacs inférieurs du Ruburent (faille du Ruburent, p. 150 et fig. 73). Gagner le Passo Peroni (p. 164 et 168) d'où l'on a une belle vue sur le col du Ruburent (fig. 73); il est intéressant d'atteindre le Passo la Croce Occidentale, d'où l'on a un aperçu sur les rapports entre nappe du Rouchouze et nappe de Rocca Peroni (p. 160 et 168).

Excursion exclusivement sur sentiers.

— *Monte Oserot* (1 journée, départ de Bersezio) : étude du front des nappes internes : rapports entre nappe du Rouchouze et nappe de Rocca Peroni (à la montée et depuis la Bassa Terra Rossa, p. 173); rapports avec le Subbriançonnais (de la Bassa Terra Rossa, p. 173); structure de la nappe du Rouchouze (p. 165 et pl. 5).

Entièrement sur sentier; on peut rejoindre très aisément la route militaire du Passo della Gardetta (voir plus haut).

f. Haute vallée de la Maira.

— *Monte Bellino* (1 journée depuis Chiappera) : traversée de l'anticlinal de Marinnet (p. 189). Prendre aux granges Rabet le sentier des Grangie Donadei et Turé Soubeyran, qui montre la zone Ceillac-Chiappera et ses contacts (p. 140). On traverse la zone du Roure (p. 142) pour atteindre celle des Schistes lustrés; du sommet, bonnes vues sur la bordure orientale de la zone du Roure au Nord et au Sud (p. 140 et 194; fig. 87).

Entièrement sur sentier; on peut gagner le Passo di Terra Rossa (piste) et le Monte Maniglia (très facile) : stratigraphie et accidents tectoniques de la zone du Roure (p. 38 et 142; fig. 58 et 59).

— *Tête de Sautron* (1 journée depuis Chiappera) : franchir, par le sentier du Passo del Asino (p. 176; fig. 75), la retombée est de la nappe de Sautron. Suivre le rock-glacier de Stroppia jusqu'au nord du Monte Baueria; revenir en direction du Sud en longeant son flanc ouest (stratigraphie de la nappe de Sautron, p. 44 et 152; belles vues sur la klippe du Brec, p. 104); atteindre le col de la Portiola (p. 108) et gagner le sommet par des pentes pierreuses faciles : très beau panorama sur la demi-fenêtre du Rouchouze (p. 153).

En majeure partie sur bons sentiers. On peut aisément descendre sur le lac de la Viraysse depuis le col de la Portiola et rejoindre Saretto par le col de Sautron (itinéraire décrit p. 146).

— *Colle di Rui* (1/2 journée depuis Chiappera) : gagner le Colle Greguri (rapports entre anticlinal de Marinnet et zone Ceillac-Chiappera, p. 190; fig. 87 et 88); stratigraphie de la zone Ceillac-Chiappera au Monte Eigheir (p. 195); zone du Roure et sa couverture dans le Val Fissela (p. 194).

Excursion sur sentier; belles vues d'ensemble sur le Monte Boulliagna (p. 195) et la partie frontalière de la zone du Roure (p. 142); beau panorama du développement de la nappe de Sautron en rive droite de la Valle del Maurin.

Il est assez aisé de gagner à flanc le Passo di Cervet et le Monte Boulliagna (p. 196).

— *Rocciasetto* (1 journée; départ de Saretto ou Chiappera) : remontée du Vallonasso de Sautron jusqu'aux Sorgente del Baciasso (description, p. 146); remonter le sentier du Passo della Fea (p. 154) et, du Passo, gagner Rocciasetto par l'Est pour en descendre vers l'Ouest (stratigraphie de la portion orientale de la nappe du Rouchouze, p. 37 et 43). Descente par le Lago delle Munie et le Lago d'Apsoï, donnant de bons aperçus sur la structure de l'Auta Vallonasso (fig. 67, 68 et 71). Structure de la nappe du Rouchouze (p. 66) en descendant sur le lac Visaisa et, plus bas, contacts avec la nappe de Sautron (p. 177).

Peut se faire entièrement sur sentier en évitant le sommet même de Rocciasetto (d'accès très facile d'ailleurs).

— *Monte Estelletta* (1/2 journée depuis Acceglio ou mieux depuis Pratorotondo) : zone de Marinnet et zone Ceillac-Chiappera (p. 192 et 196). Bonnes vues panoramiques vers le Nord (fig. 89) et vers le Sud (fig. 77). Bons sentiers.

— *Auta Vallonasso* (sommet sud-est) [1/2 journée depuis les Grangie Mazzeliera, atteintes en voiture] : replis de la nappe du Rouchouze (p. 159) et klippe de Moyse (p. 157; fig. 67, 68 et 71); du sommet, splendide panorama d'ensemble des montagnes briançonnaises vers le Nord-Ouest (Sautron, Chambeyron) et le Sud-Ouest (Oserot).

Sur sentier jusqu'au Monte Soubeyran; alpages coupés de barres rocheuses aisément franchissables ensuite; petite escalade facile pour atteindre le sommet même (p. 158).

— *Bric Content* (1/2 journée depuis les Grangie Resplendino) : écaillages de la nappe du Rouchouze et son contact de base (p. 161 et 169; fig. 71); bonnes vues sur la klippe de Moyse (fig. 67) et sur le secteur de la Rocca Peroni (p. 171).

En grande partie sur sentier; le reste sans difficulté en prenant par le couloir à l'ouest du sommet (lui-même atteint par le Vallone Roccetta).

— *Passo la Croce Orientale et Colle Oserot* (1 journée, depuis les Grangie Resplendino) : belle tournée montrant la structure de la nappe de Rocca Peroni (p. 171), sa stratigraphie (p. 41), ses rapports à l'Ouest et à l'Est avec la nappe du Rouchouze (p. 168 et 169; fig. 71 et 81) et se terminant par les beaux panoramas nord (fig. 71) et sud (fig. 82) du Passo della Gardetta; sur le versant nord-ouest de ce col, étude de la bande siliceuse de la Gardetta (p. 170 et fig. 77).

Entièrement sur sentier, ou sur route militaire (du Colle Oserot au Passo della Gardetta, en passant par la Fonda Brancia).

BIBLIOGRAPHIE

ABRÉVIATIONS

<i>A.A.N.L.</i>	Atti della Accademia Nazionale dei Lincei.
<i>B.C.G.F.</i>	Bulletin du Service de la Carte géologique de la France.
<i>B.R.C.G.I.</i>	Bollettino del Real Comitato geologico d'Italia.
<i>B.S.G.F.</i>	Bulletin de la Société géologique de France.
<i>B.S.G.I.</i>	Bollettino del Servizio Geologico d'Italia.
<i>C.R.A.S.</i>	Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences.
<i>C.R.S.G.F.</i>	Comptes rendus sommaires des séances de la Société géologique de France.
<i>E.G.H.</i>	Eclogæ geologicæ Helvetiæ.
<i>M.S.C.G.F.</i>	Mémoires du Service de la Carte géologique de la France.
<i>M.S.G.F.</i>	Mémoires de la Société géologique de France.
<i>R.G.A.</i>	Revue de Géographie alpine.
<i>T.L.G.</i>	Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble.

- ALLIX (A.), 1922. — Les glaciers des Alpes françaises en 1921. *R.G.A.*, p. 325.
- ALLIX (A.), 1923. — Nivation et sols polygonaux dans les Alpes françaises. *La Géographie*, p. 431.
- ALLIX (A.), 1925. — Les glaciers du Dauphiné depuis 1904. *Congrès Assoc. fr. Av. des Sc.*, Grenoble.
- ALLIX (A.), 1926. — Les glaciers du Dauphiné. *Assoc. géogr. fr.*, n° 10.
- ALLIX (A.), 1927. — Observations glaciologiques en Dauphiné. *Études Glaciologiques*, t. VI. Paris, Imprimerie Nationale.
- AMSTUTZ (A.), 1949. — Structure et genèse des plissements alpins au sud d'Aoste. *Arch. des Sc.* (éd. par la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève), n° 154, p. 163.
- AMSTUTZ (A.), 1951. — Sur l'évolution des structures alpines. *Arch. des Sc.*, Genève, n° 156, p. 323.
- AMSTUTZ (A.), 1955 *a.* — Structures alpines : Ossola, cœur du problème. *C.R.A.S.*, t. 241, p. 888.
- AMSTUTZ (A.), 1955 *b.* — Structures alpines : Subductions successives dans l'Ossola. *C.R.A.S.*, t. 241, p. 967.
- ARNAUD (F.), 1904. — Appendice complémentaire et rectificatif de la carte de l'État major des bassins de l'Ubaye et du Haut-Verdon. Topographie de ces bassins. Mâcon.
- ARNAUD (F.), 1906. — L'Ubaye et le Haut Verdon, Essai géographique. Barcelonnette.
- ARNAUD (F.), 1907. — Réponse aux erreurs de la carte de France du général Berthaud. Barcelonnette.
- BARBIER (R.), 1948. — Les zones ultra-dauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *M.S.C.G.F.*
- BARBIER (R.), 1951. — La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse. *T.L.G.*, t. XXIX.
- BERTRAND (L.) et LONGCHAMBON (M.), 1914. — Observations sur les schistes lustrés et roches vertes du Queyras et de la Haute Ubaye. *B.C.G.F.*, t. XXIII, n° 136, p. 169.
- BLANCHARD (R.), 1949-1950. — Les Alpes Occidentales, t. V : Les Grandes Alpes françaises du Sud. Grenoble. Arthaud.
- BLANCHARD (R.), 1956. — Les Alpes Occidentales, t. VII, Essai d'une synthèse. Grenoble, Arthaud.
- BLANCHET (F.), 1922-1923. — Aperçu tectonique et stratigraphique sur le Massif d'Escreins (Hautes-Alpes). *B.C.G.F.*, t. XXVII, n° 151.
- BLANCHET (F.), 1927 *a.* — Sur un nouveau gisement très fossilifère du Tithonique intraalpin. *C.R.A.S.*, t. 184, p. 1181.
- BLANCHET (F.), 1927 *b.* — Étude paléontologique d'un nouveau gisement fossilifère dans le Tithonique intraalpin, entre Briançon et Château-Queyras. *T.L.G.*, t. XV, 1^{er} fasc., p. 48.

- BLANCHET (F.), 1930. — Sur quelques faits nouveaux ou peu connus de la géologie du Briançonnais méridional (Massif d'Escreins, Hautes-Alpes). *C.R.A.S.*, t. 191, p. 849.
- BLANCHET (F.), 1933. — Sur l'âge du Marbre de Guillestre, roche caractéristique du Malm du Briançonnais. *C.R.A.S.*, t. 196, p. 632.
- BLANCHET (F.), 1934. — Étude géologique des Montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes et Basses-Alpes). *T.L.G.*, t. XIX (Thèse).
- BLANCHET (F.), 1936. — Sur l'extension du Bathonien dans les zones intraalpines au sud de la Guisane. *C.R.A.S.*, t. 202, p. 232.
- BLANCHET (F.), 1938. — Sur la tectonique de la rive gauche de la Durance, aux environs de la Roche de Rame (Hautes-Alpes) et ses rapports avec les nappes du Guil. *C.R.A.S.*, t. CCVII, p. 1429.
- BLANCHET (F.), 1940. — Les sources thermominérales de Plan de Phasy et de Réotier, près de Montdauphin (Hautes-Alpes). *T.L.G.*, t. XXII.
- BORDET (P.) et BORDET (Cl.), 1953. — Remarques sur l'orogénèse hercynienne dans les Alpes françaises. *C.R.A.S.*, t. CCXXXVI, p. 722.
- BOURGIN (A.), 1948. — Lacs d'altitude des Alpes françaises. *R.G.A.*, p. 161.
- BOUSSAC (J.), 1912. — Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *M.S.C.G.F.*
- BRÜCKNER (W.), 1941. — Ueber die Entstehung der Rauhacken und Zellendolomite. *E.G.H.*, 34, p. 117-134.
- CAYEUX (L.), 1935. — Les Roches sédimentaires de France. Roches carbonatées (Calcaires et Dolomies). Paris, Masson.
- CESSOLE (DE), 1912. — Le Brec de Chambeyron par le versant sud. *Rev. alpine* (Section lyonnaise du C.A.F.), n° 11.
- CHARDONNET (J.), 1945. — Le relief des Alpes du Sud. Grenoble, Didier (Thèse Fac. des Lettres, Paris).
- CONTI (S.), 1955. — Studi geologici sulle Alpi occidentali : La formazione dei calcescisti nei suoi rapporti stratigrafici e tettonici con i complessi basali e marginali delle Alpi liguri marittime e cozie. *B.S.G.I.*, t. LXXXVII, p. 1.
- DEBELMAS (J.), 1951. — Une coupe transversale naturelle du versant sud de la Tête de Gaulent (Hautes-Alpes). *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. I, p. 185.
- DEBELMAS (J.), 1952 a. — Les phénomènes de dolomitisation de la fin du Trias dans le massif de Gaulent, au sud de Briançon (Hautes-Alpes). 77^e Congr. Soc. sav.
- DEBELMAS (J.), 1952 b. — Exemples de glissements sous-marins dans le Dogger et le Malm briançonnais. *T.L.G.*, t. XXX, p. 107.
- DEBELMAS (J.), 1952 c. — Les brèches du Trias supérieur dans le massif de Gaulent. *T.L.G.*, t. XXX, p. 103.
- DEBELMAS (J.), 1953 a. — Les montagnes entre Vallouise et Guillestre. *R.G.A.*
- DEBELMAS (J.), 1953 b. — Schéma structural du bassin de la Durance entre Queyrières et Guillestre (Hautes-Alpes). *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. III, p. 123.
- DEBELMAS (J.), 1955 a. — Une unité tectonique nouvelle dans le massif de Peyre-Haute (zone du Briançonnais, Hautes-Alpes); la nappe du flysch de Furfande. *C.R.S.G.F.*, n°s 5-6, p. 86.
- DEBELMAS (J.), 1955 b. — Contribution à la connaissance du massif de Peyre-Haute au sud de Briançon (Hautes-Alpes) : Les montagnes de l'Alpavin et de l'Agnelil. *B.C.G.F.*, t. LIII, n° 246, p. 15.
- DEBELMAS (J.), 1955 c. — Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *M.S.C.G.F.* (Thèse).
- DEBELMAS (J.), 1956 a. — Remarques sur la structure du secteur central du massif de Peyre-Haute, au sud de Briançon (Hautes-Alpes) [zone Briançonnaise]. La cordillère de Maravoise. *C.R.A.S.*, t. 242, p. 1746.
- DEBELMAS (J.), 1956 b. — Les écaïlles de Saint-Clément (Hautes-Alpes). *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. VI, p. 323.
- DEBELMAS (J.), 1956 c [en coll. LATREILLE (M.)]. — Les écaïlles de base de la nappe du Flysch de l'Embrunais dans le bassin d'Embrun (Hautes-Alpes). *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. VI, p. 329.
- DEBELMAS (J.), 1957 a [en coll. LEMOINE (M.)]. — Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes Cottiennes, Italie). *C.R.S.G.F.*, n° 4, p. 38.
- DEBELMAS (J.), 1957 b [en coll. LEMOINE (M.)]. — Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le massif de Peyre-Haute au sud de Briançon. Importance de l'érosion antérhétienne dans la zone briançonnaise. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. VII, p. 489.
- DEBELMAS (J.), 1957 c. — Quelques remarques sur la conception actuelle du terme « cordillère », dans les Alpes internes françaises. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. VII, p. 463.
- DEBELMAS (J.) et GIDON (M.), 1958. — [Voir GIDON (M.), 1958 d].
- DEBELMAS (J.) et LATREILLE (M.), 1956. — [Voir DEBELMAS (J.), 1956 c].
- DEMANGEOT (J.), 1939. — Le relief de la Haute Ubaye. *Ann. de Géogr.*, p. 343.
- DEMANGEOT (J.), 1941. — Contribution à l'étude de quelques formes de nivation. *R.G.A.*, p. 337.
- DEMANGEOT (J.), 1942. — Tjaele et sols polygonaux en montagne. *Études Rhodaniennes*, p. 131.
- DEMANGEOT (J.), 1943. — Note sur la haute vallée de l'Ubaye : Structure, altitudes moyennes, tracé du réseau hydrographique. *R.G.A.*, p. 535.
- DEMANGEOT (J.), 1944. — Essai de bibliographie des formes nivales : coulées rocheuses, sols polygonaux, etc. *R.G.A.*, p. 505.
- DIENER (C.), 1891. — Der Gebirgbau der Westalpen. Wien.
- DOUVILLÉ (R.), 1917. — Sols polygonaux ou réticulés. *La Géographie*, p. 241.
- ELLENBERGER (F.), 1948 a. — Sur la série stratigraphique de la Vanoise. *C.R.S.G.F.*, p. 325.
- ELLENBERGER (F.), 1949. — Niveaux paléontologiques dans le Trias de la Vanoise. *C.R.S.G.F.*, n° 15, p. 348.
- ELLENBERGER (F.), 1950 a. — Sur la série stratigraphique et la structure de la Vanoise. *B.C.G.F.*, t. XLVII, n° 226, p. 83.
- ELLENBERGER (F.), 1950 b. — Subsidence et transgressions dans la Vanoise (zone du Briançonnais au nord de l'Arc). *C.R.A.S.* t. 230, p. 1409.

- ELLENBERGER (F.), 1950 c. — Sur la succession et le style des phases tectoniques dans la Vanoise (zone du Briançonnais entre Arc et Isère). *C.R.A.S.*, t. 231, p. 1524.
- ELLENBERGER (F.), 1951 a. — Le Crétacé supérieur briançonnais au nord de l'Arc et la nappe des Schistes lustrés. *C.R.S.G.F.*, n° 2, p. 10.
- ELLENBERGER (F.), 1951 b. — Le géosynclinal briançonnais archaïque et les renversements de subsidence (Reliefumkehrung) dans la préorogénèse alpine. *C.R.S.G.F.*, n° 9, p. 133.
- ELLENBERGER (F.), 1952 a. — Sur l'âge des marbres en plaquettes briançonnais et des marbres chloriteux de la Vanoise. *C.R.S.G.F.*, n° 11.
- ELLENBERGER (F.), 1952 b [en coll. GOGUEL (J)]. — La série mésozoïque de la couverture du massif d'Ambin. *C.R.S.G.F.*, n° 13, p. 263.
- ELLENBERGER (F.), 1952 c. — Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. *C.R.S.G.F.*, n° 15, p. 318.
- ELLENBERGER (F.), 1953 a. — La série du Barrhorn et les rétrocharriages penniques. *C.R.A.S.*, t. 236, p. 218.
- ELLENBERGER (F.), 1953 b. — La coupe du Roc du Bourget (Maurienne) et l'âge du Dogger à *Mytilus* dans la Vanoise. *C.R.S.G.F.*, n° 6, p. 87.
- ELLENBERGER (F.), 1953 c. — Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. *E.G.H.*, t. 65, n° 2, p. 285.
- ELLENBERGER (F.), 1954. — Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Maurienne et en Tarentaise. *C.R.S.G.F.*, n° 17, p. 435.
- ELLENBERGER (F.), 1955 a. — Bauxites métamorphiques dans le Jurassique de la Vanoise (Savoie). *C.R.S.G.F.*, nos 3-4, p. 29.
- ELLENBERGER (F.), 1955 b [en coll. LEMOINE (M.)]. — Les faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. *C.R.S.G.F.*, nos 7-8, p. 146.
- FABRE (J.), 1951. — Résumé des études sur le Carbonifère briançonnais. 3^e Congr. de Stratigr. et de Géol. du Carbonifère, Heerlen.
- FABRE (J.), 1952. — Note préliminaire sur quelques résultats stratigraphiques obtenus dans le Houiller de Tarentaise et de Maurienne. *C.R.S.G.F.*, 4 févr.
- FABRE (J.), 1955 a. — Volcanisme du Carbonifère de la zone briançonnaise. *C.R.A.S.*, t. 241, p. 1795.
- FABRE (J.), 1955 b. — Importance de l'orogénèse hercynienne dans les Alpes occidentales. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. V, p. 233.
- FALLOT (P.), 1949. — Les chevauchements intercutanés de Roya (Alpes-Maritimes). *Ann. Hébert et Haug*, t. VII, livre jubilaire Ch. Jacob, p. 161.
- FALLOT (P.), 1953. — Du rôle des décollements en tectonique. *Scientia*, (6^e sér.), 47^e ann., Como, juin 1953.
- FALLOT (P.), 1956. — Résumé des cours de 1955-1956. Géologie méditerranéenne. *Annuaire du Collège de France*, 56^e ann., p. 96-116.
- FALLOT (P.), 1957. — Résumé des cours de 1956-1957. Géologie méditerranéenne. *Annuaire du Collège de France*, 57^e ann., p. 113-138.
- FALLOT (P.) et LANTEAUME (M.), 1955. — Le col de Tende et le bassin du Rio Freddo. *B.C.G.F.*, t. LIII, n° 246, p. 45.
- FALLOT (P.) et LANTEAUME (M.), 1956 a. — Sur les dislocations de la zone du flysch, au nord et à l'est de Tende. *C.R.A.S.*, t. 242, p. 30.
- FALLOT (P.) et LANTEAUME (M.), 1956 b. — Observations géologiques sur le chaînon du Monte del Chiamossero (Italie). *C.R.A.S.*, t. 242, p. 311.
- FALLOT (P.) et LANTEAUME (M.), 1956 c. — Sur la géologie du col de Tende et de ses abords. *C.R.A.S.*, t. 242, p. 586.
- FAURE-MURET (A.), 1949. — Les « rock streams » ou « pseudo-moraines » du massif de l'Argentera-Mercantour. *C.R.S.G.F.*, n° 7, p. 118.
- FAURE-MURET (A.), 1950 [en coll. FALLOT (P.)]. — Formations glaciaires et dépôts aberrants des feuilles Saint-Étienne-de-Tinée et le Boréon (Alpes-Maritimes). *Trav. scient. du Club Alpin Français*.
- FAURE-MURET (A.), KUENEN (P. H.), LANTEAUME (M.) et FALLOT (P.), 1956. — Sur les Flyschs des Alpes-Maritimes françaises et italiennes. *C.R.A.S.*, t. 243, p. 1697.
- FEYS (R.), 1952. — Le Carbonifère sur la rive gauche de la Guisane (Hautes-Alpes). *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. II, p. 197.
- FEYS (R.) et GREBER (Ch.), 1949. — Les rapports du Houiller et du Permien au sud de Briançon (Hautes-Alpes). *C.R.S.G.F.*, p. 32.
- FEYS (R.) et GREBER (Ch.), 1950. — Les conglomérats du Verrucano dans la région de Briançon et leurs rapports avec le Carbonifère. *B.S.G.F.*, (5^e sér.), t. XX.
- FRANCHI (S.), 1895. — Relazione sul rilevamento nelle Alpi Occidentali per la campagna geologica nel 1894 (Pinerolese, Vinadio, Dronero, Prazzo e Boves). *B.R.C.G.I.*, t. XXVI, p. 21.
- FRANCHI (S.), 1898 a. — Relazione sul rilevamento compiuto nelle campagne geologica nel 1897 (Fraballa, Boves, Mondovi, Villanova, Beinette, Dronero, Prazzo, Argentera, Monte Chambeyron, Sampeyre, Revello, Busca). *B.R.C.G.I.*, t. XXIX, p. 35.
- FRANCHI (S.), 1898 b. — Sull'eta mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. *B.R.C.G.I.*, t. IX, p. 173 et 325.
- FRANCHI (S.), 1924. — Nuove tracie di carreggiamenti nelle Alpi occidentali. *A.A.N.L.*, v. XXXIII, fasc. II, p. 459.
- FRANCHI (S.), 1925. — Di alcuni quesiti geologici nelle Alpi franco-italiane. *A.A.N.L. Rendiconti*, s. 6, vol. II, p. 383.
- FRANCHI (S.), 1929. — Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane. *Mem. descr. Carta geol. Italia*, vol. XXXII.
- GIDON (M.), 1954 a. — Observations tectoniques sur la haute vallée de l'Ubaye. *C.R.S.G.F.*, n° 10, p. 193.
- GIDON (M.), 1955 a. — La tectonique des unités briançonnaises en rive gauche de l'Ubaye (Basses-Alpes). *C.R.S.G.F.*, nos 1-2, p. 21.
- GIDON (M.), 1955 b. — Tectonique des Rochers de Saint-Ours, près Larche (Basses-Alpes). Présence de Flysch à Helminthoïdes en Briançonnais. *C.R.S.G.F.*, nos 3-4, p. 35.

- GIDON (M.), 1955 c. — Sur la présence de Flysch à Helminthoïdes à l'intérieur de la zone briançonnaise. *C.R.A.S.*, t. CCXLI, p. 1968.
- GIDON (M.), 1955 d. — Remarques sur la prolongation de la nappe supérieure du Guil dans les massifs d'Escreins et de Chambeyron (Hautes et Basses-Alpes). *C.R.S.G.F.*, n° 16, p. 330.
- GIDON (M.), 1956 a. — Les rapports entre schistes lustrés et terrains briançonnais en Haute Ubaye (Basses-Alpes). *C.R.A.S.*, t. 242, p. 154.
- GIDON (M.), 1956 b. — Précisions sur deux unités briançonnaises : les unités de Sautron et du Haut-Rouchouze (frontière franco-italienne, environs de Larche (Basses-Alpes)). *C.R.S.G.F.*, n° 9, p. 133.
- GIDON (M.), 1957 a. — Schéma structural de la zone briançonnaise entre Haute Ubaye et Haute Maira. *T.L.G.*, t. XXXIII, p. 75.
- GIDON (M.), 1957 b. — Structure de la lisière orientale du massif d'Escreins [zone briançonnaise (Hautes-Alpes)]. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. VII, p. 811.
- GIDON (M.), 1957 c. — Notes sur le Quaternaire de la Haute Ubaye et de la Haute Maira. *B.C.G.F.*, t. LV, n° 252 B, p. 31.
- GIDON (M.), 1958 a. — Nouvelles observations sur la zone briançonnaise, au-delà de la frontière franco-italienne (Bassin de la Haute Maira, Province de Cuneo). *T.L.G.*, t. XXXIV, p. 153.
- GIDON (M.), 1958 b. — Structure du massif de la Font-Sainte [zone briançonnaise (Hautes-Alpes)]. *T.L.G.*, t. XXXIV, p. 169.
- GIDON (M.), 1958 c. — Sur l'existence du Stéphaniens probable dans la vallée de la Haute Ubaye [zone briançonnaise (Basses-Alpes)]. *C.R.S.G.F.*, n° 15, p. 375.
- GIDON (M.), 1958 d [en coll. DEBELMAS (J.)]. — Les coupes du Guil et de l'Ubaye, au travers de la zone briançonnaise (Hautes et Basses-Alpes). Essai de corrélation tectonique. *C.R.S.G.F.*, n° 15, p. 328.
- GIDON (P.), 1954. — Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. *T.L.G.*, 1954 (Thèse).
- GIDON (P.), 1957. — L'ordre de succession des phénomènes orogéniques et ses conséquences. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. VII, p. 125.
- GIGNOUX (M.), 1929 a. — Revision de la feuille Briançon au 80 000^e. *B.C.G.F.*, t. XXXIII, n° 176.
- GIGNOUX (M.), 1929 b. — Observations géologiques sur la bordure occidentale du massif de Pierre Eyrautz. *C.R.S.G.F.*, p. 139.
- GIGNOUX (M.), 1931 a. — Les sols polygonaux dans les Alpes françaises et la genèse des sols polaires. *Ann. de Géogr.*, p. 610.
- GIGNOUX (M.), 1933 a. — Un sujet d'observations scientifiques pour les alpinistes : la structure des sols dits polaires. *C.A.F. Rapports et Trav. du Congr. intern. d'Alpinisme*, Chamonix, 1932, p. 212.
- GIGNOUX (M.), 1936 a. — Un bel exemple de sols polygonaux dans les Alpes françaises. *Bull. Soc. Scient. Dauphiné*, p. 453.
- GIGNOUX (M.), 1936 b. — Sidérolithiques et formations rouges dans les nappes des Alpes françaises au sud et à l'est du Pelvoux. *C.R.S.G.F.*, p. 114.
- GIGNOUX (M.), 1948 a. — Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité. *T.L.G.*, t. XXVII.
- GIGNOUX (M.), 1948 b. — La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes. *B.S.G.F.*, (5^e sér.), t. XVIII, p. 739.
- GIGNOUX (M.) et AVNIMELECH (M.), 1937. — Genèse des roches sédimentaires bréchoïdes par intrusion et éclatement. *B.S.G.F.*, (5^e sér.), t. VII.
- GIGNOUX (M.) et BARBIER (R.), 1955. — Géologie des barrages, p. 36. Paris, Masson.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1933. — Les unités structurales internes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance. *C.R.A.S.*, t. 196, p. 1064.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1933 b. — La zone du Briançonnais et les racines des nappes préalpines savoisiennes. *C.R.A.S.*, t. 196, p. 1189.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1934. — Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. *Ann. de Géogr.*, n° 244.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1938 a. — Description géologique du bassin supérieur de la Durance. *T.L.G.*, t. XXXI.
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1938 b. — Remarques complémentaires à notre « Description géologique du bassin supérieur de la Durance ». *T.L.G.*, t. XXXII.
- GIGNOUX (M.), MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.), 1936. — Observations géologiques dans le bassin de la Haute Durance, entre Gap et la frontière franco-italienne. *T.L.G.*, t. XVIII.
- GIGNOUX (M.) et RAGUIN (E.), 1931. — Sur la stratigraphie du Trias de la zone du Briançonnais. *C.R.A.S.*, t. 192, p. 102.
- GLANCEAUD (L.), 1952. — Tectonophysique comparée des chaînes telliennes et rifaines. *B.S.G.F.* (5^e sér.), t. II, p. 619.
- GLANCEAUD (L.), 1956. — Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Appennin et l'Atlas nord-africain. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. VI, p. 867.
- GODEFROY (R.), 1904. — La Pointe de la Font Sainte. *Rev. alpine* (Section lyonnaise du C.A.F.), nos 4 et 5.
- GODEFROY (R.), 1907 a. — Escreins et la Font Sainte. *Rev. alpine*, n° 6.
- GODEFROY (R.), 1907 b. — Le Brec de Chambeyron. *Rev. alpine*, n° 7.
- GODEFROY (R.), 1909. — La Chaîne des Henvières. *Rev. alpine*, n° 4.
- GODEFROY (R.), 1911. — Le Massif de la Collette Verte. *Rev. alpine*, n° 3.
- GODEFROY (R.), 1913 a. — La Pointe Haute de Mary. *Rev. alpine*, n° 10.
- GODEFROY (R.), 1913 b. — Le Péou Roc. *Rev. alpine*, n° 10.
- GOGUEL (J.), 1939 a. — Structure de la 3^e écaïlle dans la chaîne de Montbrison (Briançonnais). *C.R.A.S.*, t. 209, p. 632.
- GOGUEL (J.), 1939 b. — La base des écaïlles briançonnaises et la série subbriançonnaise dans la chaîne de Montbrison. *C.R.A.S.*, t. 209, p. 693.
- GOGUEL (J.), 1939 c. — La zone briançonnaise sur la rive droite de la Guisane et la 4^e écaïlle. *C.R.A.S.*, t. 209, p. 765.
- GOGUEL (J.), 1939 d. — Stratigraphie des unités briançonnaises dans le massif de la Condamine. *C.R.A.S.*, t. 209, p. 836.
- GOGUEL (J.), 1940 a. — Sur les montagnes comprises entre Briançon et Vallouise. *C.R.S.G.F.*, p. 55.
- GOGUEL (J.), 1940 b. — Tectonique de la chaîne de Montbrison. *B.C.G.F.*, t. XLII n° 203.

- GOGUEL (J.), 1942. — La chaîne de Montbrison. Essai de coordination tectonique. *B.C.G.F.*, t. XLIII, n° 211.
- GOGUEL (J.), 1943 a. — Les confins du Briançonnais et des Schistes lustrés entre le Guil et le Cristillan. *B.C.G.F.*, t. XLIV, n° 212.
- GOGUEL (J.), 1943 b. — Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *M.S.C.G.F.*
- GOGUEL (J.), 1950. — La racine de la nappe du Guil et l'éventail briançonnais. *B.S.G.F.*, (5^e sér.), t. XX, p. 290.
- GOGUEL (J.), 1952. — Traité de Tectonique. Paris, Masson.
- GOGUEL (J.), 1952 (en coll. P. LAFFITTE). — Observations préliminaires sur le massif d'Ambin. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. II, p. 575.
- GOGUEL (J.), 1955. — Précisions nouvelles sur les écaïlles de la couverture du massif d'Ambin. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. V, p. 65.
- GREBER (Ch.), 1952. — Flore et stratigraphie du Carbonifère de la rive gauche de la Guisane. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. II, p. 207.
- GUBLER-WAHL (M^{me} Y.), 1928. — La nappe de l'Ubaye au sud de la vallée de Barcelonnette. Essai géologique. Paris, Jouve (thèse).
- GUBLER-WAHL (M^{me} Y.), 1929. — Schéma structural de la nappe de l'Ubaye dans les bassins du Haut Verdon et du Bachelard (Basses-Alpes). *B.C.G.F.*, t. XXXII, n° 174.
- GUBLER-WAHL (M^{me} Y.), 1952. — Déformations posthumes de la nappe de l'Ubaye. *C.R.S.G.F.*, 4 février.
- GUBLER-WAHL (M^{me} Y.), 1953. — Roche Chevalière; klippe briançonnaise du cirque de Restefonds (Basses-Alpes). *C.R.S.G.F.*, 23 mars.
- GUBLER-WAHL (M^{me} Y.), 1955. — L'Éocène subbriançonnais au nord-est du massif de l'Argentera. *C.R.S.G.F.*, p. 82.
- HAUG (É.), 1904. — Les grands charriages de l'Embrunais-Ubaye. *C.R. IX^e Congr. géol. intern.*, Vienne, 1903, I, p. 493.
- HAUG (É.), 1912. — Les nappes de charriage de l'Embrunais et de l'Ubaye et leurs faciès caractéristiques. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. XII, p. 1.
- HAUG (É.) et KILIAN (W.), 1899. — Sur le bord externe du Briançonnais entre Freyssinières et Vars. *C.R.A.S.*, t. 129, p. 351.
- HAUG (É.) et KILIAN (W.), 1906. — Notice explicative de la feuille Gap de la carte géologique de la France au 1/80 000. *T.L.G.*, t. VIII, p. 1.
- HEIM (A.), 1946. — Problemas de erosion submarina y sedimentacion pelagica del presente y del pasado. *Rev. del Museo de la Plata*, Sec. Geologia, t. IV, p. 185.
- HERMANN (F.), 1928. — Sulla tettonica valdostana. Padova.
- HERMANN (F.), 1938. — Notice explicative pour la Carta geologica delle Alpi nord-occidentali. Milano.
- HERMANN (F.), 1927. — Problèmes de géologie alpine. *Bull. de la Soc. de la « Flore Valdôtaine »*, n° 19.
- HERMANN (F.), 1951 a. — La gerbe d'éclats tectoniques des Mischabels (Valais). *C.R.A.S.*, t. 232, p. 642.
- HERMANN (F.), 1951 b. — La structure clastique dans les Alpes occidentales. *C.R.A.S.*, t. 232, p. 859.
- HERMANN (F.), 1951 c. — Striction et écoulement dans les Alpes occidentales. *C.R.A.S.*, t. 232, p. 1228.
- HERMANN (F.), 1951 d. — Écoulement et serrage final des Alpes occidentales. *C.R.A.S.*, t. 232, p. 1307.
- HERMANN (F.), 1951 e. — Sur les éclats tectoniques des Mischabels, aux environs de Zermatt. *C.R.A.S.*, t. 233, p. 1468.
- HOVELACQUE (M.) et KILIAN (W.). — Album de microphotographies de roches sédimentaires. Paris, Gauthier-Villars.
- KILIAN (W.), 1890 a. — Contribution à la connaissance géologique des chaînes alpines entre Moutiers (Savoie) et Barcelonnette (Basses-Alpes). *C.R.A.S.*, t. 112, p. 63.
- KILIAN (W.), 1890 b. — L'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Stat. Isère*.
- KILIAN (W.), 1890-1891. — Études géologiques sur les Alpes occidentales. *T.L.G.*, p. 37.
- KILIAN (W.), 1891 a. — Études géologiques sur les Alpes occidentales. *B.S.G.F.*, (3^e sér.), t. XXIX, p. 59.
- KILIAN (W.), 1891 b. — Notes de géologie alpine. *Ann. Univ. Grenoble*, t. III, p. 541.
- KILIAN (W.), 1891 c. — Sur la géologie des Alpes françaises. *B.S.G.F.*, (3^e sér.), t. XIX.
- KILIAN (W.), 1891 d. — Études géologiques dans les Alpes occidentales; notes sur l'histoire et la structure géologique des chaînes alpines de la Maurienne, du Briançonnais et des régions adjacentes. *B.S.G.F.*, (3^e sér.), t. XIX, p. 571.
- KILIAN (W.), 1892-1893 a. — Études géologiques dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Stat. Isère*, (4^e sér.), t. I, p. 57.
- KILIAN (W.), 1892-1893 b. — Notes de géologie alpine. *Ann. Univ. Grenoble*.
- KILIAN (W.), 1893 b. — Nouvelles observations géologiques dans les Alpes françaises. *C.R.A.S.*, 30 janvier.
- KILIAN (W.), 1894 a. — Études dans la Savoie, le Dauphiné, le Briançonnais, les Basses-Alpes (feuille Larche, p. 119). *B.C.G.F.*, n° 38.
- KILIAN (W.), 1894 b. — Sur le massif de Chambeyron et les glaciers de Marinnet. *Bull. Soc. Stat. Isère*, C.R. 12 mars.
- KILIAN (W.), 1894-1895. — Structure des massifs montagneux compris entre Guillestre et le Brec de Chambeyron. *Bull. Soc. Stat. Isère*, (4^e sér.), t. II, p. 228.
- KILIAN (W.), 1898 a. — Sur quelques faits nouveaux de la géologie des Alpes dauphinoises. *C.R.A.S.*, 7 novembre.
- KILIAN (W.), 1898 b (en coll. É. HAUG). — Sur l'origine des nappes de recouvrements de la vallée de l'Ubaye. *C.R.A.S.*, 14 février.
- KILIAN (W.), 1898 c (en coll. P. TERMIER). — Notes sur divers types pétrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives des Alpes françaises. *B.S.G.F.*, (3^e sér.), t. XXVI, p. 357.
- KILIAN (W.), 1898 d (en coll. É. HAUG). — Feuilles de Gap, Briançon, Aiguilles. *B.C.G.F.*, n° 63, p. 133.
- KILIAN (W.), 1899 a. — Feuille Gap. *B.C.G.F.*, n° 69, p. 107.
- KILIAN (W.), 1899 b. — La zone du Briançonnais; essai de synthèse tectonique. *Congr. Assoc. Fr. Av. des Sc.*, XVIII^e session, p. 403.
- KILIAN (W.), 1899 c (en coll. É. HAUG). — Sur le bord externe du Briançonnais entre Freyssinières et Vars. *C.R.A.S.*, t. 129, p. 351.
- KILIAN (W.), 1899 d. — Structure intime des calcaires liasiques du Briançonnais. *B.S.G.F.*, (3^e sér.), t. XIX, p. 408.
- KILIAN (W.), 1900 a (en coll. É. HAUG). — Feuille Gap. *B.C.G.F.*, t. XI, n° 73, p. 97.
- KILIAN (W.), 1900 b. — Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales. *B.C.G.F.*, t. XI, n° 75, p. 4 et p. 11.

- KILIAN (W.), 1900 c. — Sur la structure de la partie méridionale de la zone du Briançonnais. *C.R.A.S.*, t. 130, p. 188.
- KILIAN (W.), 1900 d. — Découverte d'Algues calcaires du groupe des Diplopores dans les calcaires triasiques du pic d'Escreins. *B.S.G.F.*, (3^e sér.), t. XXVIII, p. 87.
- KILIAN (W.), 1900 e. — Études géologiques dans les Alpes françaises : feuilles Briançon, Gap, Grenoble, Vizille. *Bull. Soc. Stat. Isère*, (4^e sér.), t. V, p. 35.
- KILIAN (W.), 1901. — Explorations géologiques exécutées dans le Sud-Est de la France en 1900. *Ann. Univ. Grenoble*, t. XIII, p. 586.
- KILIAN (W.), 1902 a. — Constatations géologiques faites dans la vallée de l'Ubaye; curieux cas de surimposition que présente le cours de la rivière. *Bull. Soc. Stat. Isère*, (4^e sér.), t. VI, p. 402.
- KILIAN (W.), 1902 b. — Nouvelles observations sur les glaciers de Marinet. Grenoble.
- KILIAN (W.), 1902 c. — Feuille Larche (p. 154). Feuille Gap, région nord-est (p. 160). *B.C.G.F.*, n^o 85.
- KILIAN (W.), 1903 a. — Les phénomènes de charriages dans les Alpes delphino-provençales. *C.R. IX^e Congr. géol. intern.*, Vienne.
- KILIAN (W.), 1903 b (en coll. É. HAUG). — Feuille Gap et Larche (p. 132), Feuilles Gap et Larche. (p. 144). *B.C.G.F.*, t. XII, n^o 91.
- KILIAN (W.), 1903 c. — Sur les relations de structure des Alpes françaises avec les Alpes suisses. *C.R.A.S.*, t. 137, p. 502.
- KILIAN (W.), 1903 d. — Note sur le Jurassique moyen dans les Alpes françaises. *Congr. Assoc. Fr. Av. des Sc.*, Angers, XXXII^e session, t. II, p. 603.
- KILIAN (W.), 1903 e. — Sur le rôle des charriages dans les Alpes delphino-provençales et sur la structure en éventail des Alpes briançonnaises. *C.R.A.S.*, t. 137, p. 536.
- KILIAN (W.), 1903 f. — Sur les phases du plissement des zones intraalpines françaises. *C.R.A.S.*, t. 137, p. 621.
- KILIAN (W.), 1903 g. — Sur l'origine de la structure en éventail des Alpes françaises. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. III, p. 671.
- KILIAN (W.), 1904 a. — Feuille Gap. *B.C.G.F.*, t. XV, n^o 98, p. 116.
- KILIAN (W.), 1904 b. — Explorations géologiques exécutées dans le Sud-Est de la France en 1901-1902 : feuilles de Larche, Gap... *Bull. Soc. Stat. Isère*, (4^e sér.), t. VII, p. 481.
- KILIAN (W.), 1904 c. — Observations sur la « Synthèse de Alpes » de M. TERMIER. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. IV, p. 813.
- KILIAN (W.), 1909. — Sur les faciès néritiques du Bathonien dans les Alpes. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. IX, p. 343.
- KILIAN (W.), 1910. — Explorations géologiques dans les Alpes françaises (1902). Feuilles de Grenoble, Vizille, Gap, Larche, Privas, Bas-Dauphiné. *Bull. Soc. Stat. Isère*, (4^e sér.), t. XI, p. 285.
- KILIAN (W.), 1912. — Sur les couches à *Mytilus* du Briançonnais. *C.R.S.G.F.*, n^o 18, p. 185.
- KILIAN (W.), 1913 a. — Observation sur l'existence de lambeaux de charriage dans le Briançonnais. *C.R.S.G.F.*, p. 26.
- KILIAN (W.), 1913 b. — Les marbres en plaquettes et la géologie du Briançonnais. *C.R.S.G.F.*, p. 38.
- KILIAN (W.), 1914. — À propos du Bathonien intraalpin. *C.R.S.G.F.*, p. 161.
- KILIAN (W.), 1921. — Sur la date de formation des nappes alpines franco-italiennes. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. XXI, p. 65.
- KILIAN (W.) et FLUSIN (G.), 1900. — Les glaciers de Marinet. *Ann. Univ. Grenoble*, t. XII, p. 887.
- KILIAN (W.), FLUSIN (G.) et OFFNER, 1901. — Nouvelles observations sur les glaciers du Dauphiné et de la Haute Ubaye. *Ann. Soc. Touristes dauphinois*, n^o 27, p. 197.
- KILIAN (W.), FRANCHI (S.) et LORY (P.), 1908. — Sur les rapports des schistes lustrés avec les faciès dauphinois et briançonnais du Lias. *B.C.G.F.*, t. XVIII, n^o 119, p. 135.
- KILIAN (W.) et HAUG (É.), 1892. — Sur la constitution géologique de la vallée de l'Ubaye (Basses-Alpes). *C.R.S.G.F.*, p. 178.
- KILIAN (W.) et HAUG (É.), 1896. — Feuille de Gap. *B.C.G.F.*, t. VI, n^o 52, p. 175.
- KILIAN (W.) et HAUG (É.), 1898 a. — Voir KILIAN, 1898 b.
- KILIAN (W.) et HAUG (É.), 1898 b. — Voir KILIAN, 1898 d.
- KILIAN (W.) et HAUG (É.), 1899. — Voir KILIAN, 1899 c.
- KILIAN (W.) et HAUG (É.), 1900. — Voir KILIAN, 1900 a.
- KILIAN (W.) et HAUG (É.), 1903. — Voir KILIAN, 1903 b.
- KILIAN (W.) et PUSSENOT (Ch.), 1913. — La série sédimentaire du Briançonnais oriental. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. XII, p. 17.
- KILIAN (W.) et RÉVIL (J.), 1904-1912. — Études géologiques dans les Alpes occidentales. *M.S.C.G.F.*, 2 tomes (t. I, 1904; t. II, 1^{er} fasc., 1908; 2^e fasc., 1912).
- KILIAN (W.) et RÉVIL (J.), 1917-1918. — Les Schistes lustrés des Alpes françaises. *T.L.G.*, t. XII, fasc. I, p. 1.
- KILIAN (W.) et TERMIER (P.), 1898. — Voir KILIAN, 1898 c.
- KILIAN (W.) et TERMIER (P.), 1901. — Nouveaux documents relatifs à la géologie des Alpes françaises. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. I, p. 385.
- KILIAN (W.) et TERMIER (P.), 1902. — Observations sur les glaciers de Marinet. *Rev. de Glaciologie* (C.A.F.).
- KILIAN (W.) et TERMIER (P.), 1920 a. — Le bord occidental du pays des Schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes. *C.R.A.S.*, t. 171, p. 885.
- KILIAN (W.) et TERMIER (P.), 1920 b. — Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes occidentales. *C.R.A.S.*, t. 171, p. 1348.
- KUENEN (Ph. H.), 1948. — Turbidity currents of high density. *C.R. XVIII^e Congr. géol. intern.*, London, pt 8, p. 44.
- KUENEN (Ph. H.), 1952. — Paleogeographic significance of graded bedding and associated features. *K. Nederlandsch. Akad. Wetensch. Proc.*, (sér. B), vol. 55, p. 28.
- KUENEN (Ph. H.), FAURE-MURET (A.), LANTEAUME (M.) et FALLOT (P.), 1957. — Observations sur les Flyschs des Alpes-Maritimes françaises et italiennes; sédimentologie, variations de faciès. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. VII, p. 11.
- LACIER, 1885. — Les montagnes de Vars et de Ceillac. *Bull. Soc. Ét. Hautes-Alpes*, fasc. I, p. 49.
- LANTEAUME (M.), 1956 a. — L'Allochtonne dans le bassin de la Brigue de Tende. *C.R.A.S.*, t. 242, p. 1806.
- LANTEAUME (M.), 1956 b. — Les dislocations de la série autochtone dans le bassin de la Brigue de Tende. *C.R.A.S.*, t. 242, p. 1496.

- LANTEAUME (M.), 1956 c. — Observations sur les Flyschs de la Ligurie occidentale (province d'Imperia, Italie). *C.R.S.G.F.*, 18 juin.
- LANTEAUME (M.), 1957. — Nouvelles données sur le Flysch à Helminthoïdes de la Ligurie occidentale (Italie). *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. VII, p. 115.
- LATREILLE (M.), 1952. — La zone subbriançonnaise dans la région de Réallon (Hautes-Alpes). La cicatrice de Réallon. *T.L.G.*, t. XXX.
- LATREILLE (M.), 1954. — Un équivalent de la « Brèche du Télégraphe », dans l'Oxfordien de la région d'Ancelle (massif de Piolit, Hautes-Alpes, zone subbriançonnaise). *C.R.S.G.F.*, n^o 11, p. 230.
- LATREILLE (M.), 1955. — Contribution à la connaissance des nappes de l'Embrunais, sur la rive droite de la Durance; une nouvelle klippe dans le massif de Chabrières (Hautes-Alpes), la klippe de la Fourche. *C.R.S.G.F.*, n^{os} 1-2, p. 23.
- LATREILLE (M.), 1956 a. — Variation des faciès briançonnais dans les lambeaux de recouvrement de la bordure occidentale des nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut Drac de Champoléon (Hautes-Alpes). Conséquences à en déduire sur le schéma paléogéographique initial de leurs unités d'origine. *C.R.S.G.F.*, n^o 9, p. 118.
- LATREILLE (M.), 1956 b. — Cinématique de la mise en place des nappes de l'Embrunais entre Ubaye et Haut Drac. *T.L.G.*, t. XXXIII, p. 49.
- LATREILLE (M.), 1957. — Une série subbriançonnaise typique : la série de Piolit (Hautes-Alpes). *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. VII, p. 495.
- LATREILLE (M.), 1961. — Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut Drac (Hautes-Alpes). *M.S.C.G.F.* (sous presse) (thèse Fac. des Sc. Grenoble).
- LEMOINE (M.), 1950. — Le Jurassique supérieur et le Crétacé près de Névache (Briançonnais, Hautes-Alpes). *C.R.A.S.*, t. 230, p. 1679.
- LEMOINE (M.), 1951 a. — Stratigraphie des terrains posttriasiques à l'est de Briançon. *C.R.A.S.*, t. 232, p. 86.
- LEMOINE (M.), 1951 b. — Données nouvelles sur la géologie du Briançonnais oriental et sur le problème de la quatrième écaïlle. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. I, p. 191.
- LEMOINE (M.), 1952 a. — Le décollement de la couverture briançonnaise et ses conséquences. *C.R.A.S.*, t. 234, p. 1195.
- LEMOINE (M.), 1952 b. — Le Paléozoïque supérieur de la haute vallée de Névache (zone du Briançonnais). *C.R.A.S.*, t. 234, p. 2468.
- LEMOINE (M.), 1953 a (en coll. R. BYRAMJEE et F. POIMBŒUF). — Sur une coupe fossilifère précisant les rapports du Crétacé supérieur et de l'Éocène de la zone briançonnaise au nord-ouest de Serre-Chevalier (Hautes-Alpes). *C.R.A.S.*, t. 236, p. 724.
- LEMOINE (M.), 1953 b. — Le problème de la transgression des Marbres en plaquettes dans la zone briançonnaise. *C.R.A.S.*, t. 236, p. 1056.
- LEMOINE (M.), 1953 c. — Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. III, p. 105.
- LEMOINE (M.), 1954 a. — Documents nouveaux et hypothèses sur la stratigraphie des « Schistes lustrés » du Queyras (Hautes-Alpes). *C.R.A.S.*, t. 238, p. 496.
- LEMOINE (M.), 1954 b. — Sur le problème des rapports entre zone du Briançonnais et Schistes lustrés aux latitudes de Briançon et du Queyras. *C.R.S.G.F.*, n^o 4, p. 68.
- LEMOINE (M.), 1954 c. — Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone piémontaise (Schistes lustrés du Queyras). *B.C.G.F.*, t. LII, n^o 241, p. 273.
- LEMOINE (M.), 1955 a. — Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes). *C.R.S.G.F.*, n^{os} 5-6, p. 94.
- LEMOINE (M.), 1955 b. — Les klippes de flysch de la partie sud-est du massif de Peyre-Haute. *B.C.G.F.*, t. LIII, n^o 246, p. 29.
- LEMOINE (M.), 1957. — Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye (Basses-Alpes). *C.R.S.G.F.*, n^o 3, p. 41.
- LORENZONI (S.) et ZANETTIN (E.), 1958. — Contributo alla conoscenza del giacimento uranifero di Preit (Alpi Cozie). Studi e ricerche della divisione geomineraria, v. I. Roma, Comitato per le Ricerche nucleari.
- LORY (Ch.), 1854. — Le terrain nummulitique des Hautes-Alpes. *B.S.G.F.*, (2^e sér.), t. XII, p. 17.
- LORY (Ch.), 1860-1864. — Description géologique du Dauphiné. Paris, Grenoble.
- LORY (Ch.), 1884. — Communication sur le terrain nummulitique des Hautes et Basses-Alpes. *Bull. Soc. Stat. Isère*, (3^e sér.), t. XIII, p. 189.
- LUCAS (G.), 1955 a. — Caractères pétrographiques des calcaires noduleux à faciès « *Ammonitico rosso* » de la région méditerranéenne. *C.R.A.S.*, t. 240, p. 1909.
- LUCAS (G.), 1955 b. — Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès « *Ammonitico rosso* ». *C.R.A.S.*, t. 240, p. 1999.
- LUCAS (G.), 1955 c. — Signification paléocéanographique des calcaires noduleux à faciès « *Ammonitico rosso* ». *C.R.A.S.*, t. 240, p. 2342.
- MALARODA (R.), 1957. — Studi geologici sulla dorsale montuosa compresa tra le basse valli della Stura di Demonte e del Gesso (Alpi-Marittime). *Mem. delle Istituti di Geol. e Mineral Univ. Padova*.
- MALARODA (R.) et RAIMONDI (C.), 1957. — Linee di dislocazione e sismicità in Italia. Parte I : Le linee di faglia e di scorrimento in Italia. *Boll. di Geodesia e Sc. aff.*, n^o 3, p. 273.
- MARTIN (D.), 1887. — Excursions géologiques dans les montagnes de l'Embrunais. *Bull. Soc. Ét. Hautes-Alpes*, fasc. IV, p. 337.
- MARTIN (D.), 1888. — Excursions géologiques dans les vallées limitrophes de l'Ubaye et de la Durance et sur la frontière italienne. Gap, Impr. Jouglard.
- MARTIN (D.), 1911-1918. — Phénomènes pléistocènes dans la vallée de la Durance. *Bull. Soc. Ét. Hautes-Alpes*.
- MARTIN (D.), 1926. — Les glaciers quaternaires des bassins de la Durance et du Var. *Bull. Soc. Ét. Hautes-Alpes*, p. 1.

- MARTONNE (E. DE), 1920. — Le rôle morphologique de la neige en montagne. *La Géographie*, t. II, p. 255.
- MARTONNE (E. DE), 1940. — Traité de géographie physique (6^e édit.), t. II, p. 857. Paris, Armand Colin.
- MICHAUD (J.) et CAILLEUX (A.), 1950. — Vitesses des mouvements du sol au Chambeyron. *C.R.A.S.*, t. 230, p. 314.
- MORET (L.), 1934. — Contribution à la biologie des Algues lithophages d'eau douce. *T.L.G.*, t. XVIII.
- MORET (L.), 1938. — Présentation d'un film cinématographique en couleurs sur la formation géologique des Alpes françaises. *T.L.G.*, t. XXI.
- MORET (L.), 1942. — La bordure occidentale de la zone des Schistes lustrés entre Ceillac et Saint-Véran. *C.R.A.S.*, t. 215, p. 365.
- MORET (L.), 1951. — Idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes. *T.L.G.*, t. XXVIII, p. 1.
- MORET (L.), 1954. — Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises. *T.L.G.*, t. XXXI, p. 1.
- MORET (L.) et BLANCHET (F.), 1924 a. — Le problème du Crétacé dans les zones intra-alpines : les « marbres en plaquettes » des environs de Guillestre (Hautes-Alpes), leur âge, leur caractère transgressif. *C.R.A.S.*, t. 178, p. 1598.
- MORET (L.) et BLANCHET (F.), 1924 b. — Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes occidentales) : le problème des marbres en plaquettes. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. XXIV, p. 312.
- MORET (L.) et BLANCHET (F.), 1925. — Sur les marbres en plaquettes du Briançonnais. *C.R.S.G.F.*, p. 89.
- MORET (L.), RAGUIN (E.) et SCHNEEGANS (D.), 1930. — Note préliminaire sur la constitution du massif de Pierre Eyrautz. *C.R.S.G.F.*, p. 218.
- MORET (L.) et ROQUES (M.), 1924. — Feuille de Briançon au 1/80 000. *B.C.G.F.*, t. XXVII, n° 151, p. 165.
- MOUGIN (P.), 1926. — La périodicité des crues glaciaires. *C.R.A.S.*, t. 182, p. 1036.
- MOUGIN (P.), 1927. — Les glaciers du Marinnet. *Ét. glaciol.*, t. VI.
- PÉCUI (Ch.), 1947. — Haute Durance et Ubaye. Esquisse physique de la zone intra-alpine des Alpes françaises du sud. Grenoble, Arthaud (thèse).
- PORTIS (A.), 1881. — Sui terreni stratificati di Argentera, Valle della Stura di Cuneo. *Mem. Acc. R. Sc. Torino*, (2^e sér.), t. XXXIV, p. 25.
- PUSSENOT (Ch.), 1913. — Le Stéphanien inférieur (zone des Cévennes) dans la zone axiale alpine. Essai de coordination des différents niveaux du terrain houiller des Alpes occidentales. *C.R.A.S.*, t. 156, p. 97.
- PUSSENOT (Ch.), 1922 a. — Sur la structure du Briançonnais. *C.R.S.G.F.*, p. 89.
- PUSSENOT (Ch.), 1922 b. — Sur quelques terrains du bord externe de la nappe du Grand Saint-Bernard, à l'est du Pelvoux. *C.R.S.G.F.*, n° 9, p. 100.
- PUSSENOT (Ch.), 1922 c. — Sur le Houiller, le Permien, le Trias de la partie française du bord de la nappe du Grand-Saint-Bernard. *Congr. Assoc. Fr. Av. Sc.*, 46^e sess., Montpellier, p. 309.
- PUSSENOT (Ch.), 1930. — La nappe du Briançonnais et le bord des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. Grenoble, Allier.
- PUSSENOT (Ch.), 1931. — Premier supplément à « La nappe du Briançonnais et le bord des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil ». Grenoble, Allier.
- PUSSENOT (Ch.), 1935. — Sur les terrains visibles dans la fenêtre de l'Argentière (Hautes-Alpes). *C.R.S.G.F.*, p. 182.
- PUSSENOT (Ch.), 1937 a. — Y a-t-il une nappe du flysch entre Vallouise et Réotier (Hautes-Alpes)? *C.R.S.G.F.*, p. 124.
- PUSSENOT (Ch.), 1937 b. — Sur l'existence d'une zone subbriançonnaise dans la fenêtre de l'Argentière (Hautes-Alpes) et plus au Sud. *C.R.S.G.F.*, p. 106.
- PUSSENOT (Ch.), 1938 a. — Les Oolithes du Bathonien briançonnais. *C.R.S.G.F.*, p. 19.
- PUSSENOT (Ch.), 1938 b. — Sur quelques points de l'itinéraire que doivent suivre les participants à la réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans les Hautes-Alpes (feuilles dactylographiées remises aux participants).
- RAGUIN (E.), 1931. — Révision de la feuille de Briançon. *B.C.G.F.*, t. XXXIV, n° 179.
- RIVIÈRE (A.), 1939. — Observations nouvelles sur le mécanisme de dolomitisation des sédiments calcaires. *C.R.A.S.*, t. 209, p. 691.
- ROMANOVSKY (V.), 1942. — Observations sur les sols polygonaux des Alpes françaises. *C.R.S.G.F.*, n° 14, p. 166.
- ROQUES (M.), 1936. — Structure géologique de la partie méridionale du massif de Pierre-Eyrautz (Hautes-Alpes). *T.L.G.*, t. XVIII.
- ROTHÉ (J.-P.), 1941. — Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales. *Ann. Inst. de Phys. du Globe*, t. III, 3^e partie.
- ROTHÉ (J.-P.), 1948. — La sismicité des Alpes occidentales (compléments). *Ann. Inst. de Phys. du Globe*, t. IV, 3^e partie.
- ROTHÉ (J.-P.) et DECHEVOY (N.), 1954. — La sismicité de la France de 1940 à 1950. *Ann. Inst. de Phys. du Globe*, t. VII, 3^e partie.
- ROUTHIER (P.), 1944. — Essai sur la chronologie des « Roches vertes » mésozoïques des Alpes occidentales. *B.S.G.F.*, (5^e sér.), t. XIV, p. 117.
- ROYER (L.), 1938. — Les causes possibles de l'aspect bréchoïde de certaines roches. *B.S.G.F.*, (5^e sér.), t. VIII.
- SACCO (F.), 1885. — Massima elevazione dell' Eocene nelle Alpi occidentali italiane.
- SACCO (F.), 1907. — I monti di Cuneo tra il gruppo della Besimauda e quello dell' Argentera. *Atti Acc. R. Sc. Torino*, vol. XLII, p. 61.
- SACCO (F.), 1913. — Les Alpes occidentales : Schéma géologique. Torino, 1 vol. in-4^o.
- SCHNEEGANS (D.), 1931. — Observations sur la limite occidentale de la nappe du Briançonnais au sud de la Maurienne. *C.R.A.S.*, t. 192, p. 629.
- SCHNEEGANS (D.), 1933 a. — Sur la présence du Jurassique moyen (Dogger) dans la nappe de l'Ubaye, au nord de la vallée de Barcelonnette (Alpes françaises). *C.R.A.S.*, t. 196, p. 201.
- SCHNEEGANS (D.), 1933 b. — Sur la découverte de nouveaux gisements de Diplopores (Algues calcaires) dans le Trias de la zone du Briançonnais. *T.L.G.*, t. XVII, p. 59.
- SCHNEEGANS (D.), 1933 c. — Les relations entre la zone du Flysch de l'Embrunais et la nappe du Briançonnais. *C.R.A.S.*, t. 197, p. 262.

- SCHNEEGANS (D.), 1933 *d.* — Observations sur les racines de la nappe de l'Ubaye, dans la vallée de la Stura (Alpes italiennes). *C.R.S.G.F.*, n° 15, p. 253.
- SCHNEEGANS (D.), 1934. — Constitution géologique du massif de Chabrières (Hautes-Alpes). *C.R.A.S.*, t. 198, p. 1051.
- SCHNEEGANS (D.), 1938. — La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais, entre la Durance et l'Ubaye. *M.S.C.G.F.*
- SISMONDA (A.), 1848. — Fossiles recueillis dans les calcaires d'Argentera (Piémont). *B.S.G.F.*, (2^e sér.), t. X, p. 412.
- SISMONDA (A.), 1886. — Carta geologica della Savoia, del Piemonte, e della Liguria. Torino.
- TARDI, 1956 *a.* — Compte rendu des expériences géophysiques faites dans les Alpes françaises, du 24 au 6 septembre 1956. *C.R.A.S.*, t. 243, p. 1089.
- TARDI, 1956 *b.* — Expériences sismiques dans les Alpes occidentales en 1956. Résultats obtenus par le groupe d'étude des explorations alpines. *C.R.A.S.*, t. 244, p. 1114.
- TERCIER (J.), 1939. — Dépôts marins actuels et séries géologiques. *E.G.H.*, t. 32.
- TERCIER (J.), 1947. — Le flysch dans la sédimentation alpine. *E.G.H.*, t. 40, n° 2.
- TERCIER (J.), 1952. — Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes. *Rev. des Quest. sc.*, 20 janvier.
- TERMIER (P.), 1899 *a.* — Sur la structure du Briançonnais. *C.R.A.S.*, t. 128.
- TERMIER (P.), 1899 *b.* — Les nappes de recouvrement du Briançonnais. *B.S.G.F.*, (3^e sér.), t. XXVIII, p. 47.
- TERMIER (P.), 1900 *a.* — Sur l'apatite rouge de l'andésite de Guillestre. *Bull. Soc. Fr. Minéral.*, t. 23, p. 48.
- TERMIER (P.), 1900 *b.* — Excursion XIII *d* du VIII^e Congrès géologique international (massifs du Pelvoux et du Briançonnais). *Livret-guide du VIII^e Congr. géol. intern.* Paris.
- TERMIER (P.), 1902. — Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. II, p. 411.
- TERMIER (P.), 1903 *a.* — Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. III, p. 712.
- TERMIER (P.), 1903 *b.* — Les montagnes entre Briançon et Vallouise. *M.S.C.G.F.*
- TERMIER (P.), 1907. — Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. VII, p. 174.
- TERMIER (P.), 1921. — Le bord occidental du Pays des Schistes lustrés. *C.R.S.G.F.*, 10 décembre, p. 225.
- TERMIER (P.), 1921-1922. — Le bord occidental du pays des Schistes lustrés dans la Haute Ubaye. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. XXI, p. 286.
- TERMIER (P.), 1925. — Observations sur la note de MM. MORET et BLANCHET, relative aux marbres en plaquettes du Briançonnais. *C.R.S.G.F.*, p. 45.
- TERMIER (P.), 1928. — Le pays de nappes des Alpes françaises. *C.R.A.S.*, t. 186, p. 113.
- TISSOT (B.), 1956. — Étude géologique du massif du Grand Galibier et des Cerces (Zone briançonnaise, Hautes-Alpes et Savoie). *T.L.G.*, t. XXXII, p. 111.
- TRUMPY (R.), 1955 *a.* — Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. V, p. 217.
- TRUMPY (R.), 1955 *b.* — Rapports entre la paléogéographie et la formation des nappes (en allemand). *Vierteljahrschrift der Naturforsch. Gesellschaft in Zürich.*
- TRUMPY (R.), 1957. — Quelques problèmes de géologie alpine. *B.S.G.F.*, (6^e sér.), t. VII, p. 443.
- TRUMPY (R.), 1958. — Remarks on the preorogenic history of the Alps. *Geologie en Mijnbouw*, (Nw. S.), 20^e j., n° 10.
- VAN BEMMELN (R. W.), 1955. — Tectogénèse par gravité. *Bull. Soc. Belge Géol.*, t. XLIV, fasc. II, p. 95.
- VAUMAS (É. DE), 1940 *a.* — Le Briançonnais, étude morphologique. *Ann. de Géogr.*, p. 183.
- VAUMAS (É. DE), 1940 *b.* — Relations structurales des massifs cristallins externes et des massifs intra-alpins. Le principe d'altitude inverse. *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, nos 132-133, nov.-déc., p. 81.
- VAUMAS (É. DE), 1945. — Le Queyras et le Haut-Embrunais, étude morphologique. *R.G.A.*, p. 571.
- VAUMAS (É. DE), 1948. — Évolution morphologique des Alpes du Sud. *R.G.A.*, p. 187 et 447.
- VERNET (J.), 1954. — Idées nouvelles sur la tectonique du massif du Pelvoux (Dôme Haut-Dauphinois). *Bull. Soc. Ét. Hautes-Alpes*, n° 46.
- WAHL (Y.), 1927. — Sur l'existence du Bathonien dans la nappe inférieure de l'Ubaye. *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. XXVII, p. 23.
- WAHL (Y.) et SCHOELLER (H.), 1927. — Géologie du vallon de Clapouse, au sud de Jausiers (Basses-Alpes). *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. XXVII, p. 97.
- WAHL (Y.), GUBLER (J.) et SCHOELLER (H.), 1926. — Note préliminaire sur la tectonique du Lan ou Chapeau de Gendarme au sud de Barcelonnette (Basses-Alpes). *B.S.G.F.*, (4^e sér.), t. XXVI, p. 609.
- ZACCAGNA (D.), 1887. — Sulla geologia delle Alpi occidentali. *B.C.G.I.*, XVIII, 8^e vol. de la 2^e série, p. 346.
- ZACCAGNA (D.), 1901. — Alcuni osservazioni sugli ultimi lavori geologici intorno alle Alpi occidentali. *B.C.G.I.*, (4^e sér.), t. 32, p. 7.

TABLE DES FIGURES

	PAGES
FIG. 1. — Position de la région étudiée dans l'arc des Alpes occidentales.....	10
FIG. 2. — Coupe synthétique (échelle approximative : 1/150 000).....	20
FIG. 3. — Schéma structural montrant les positions relatives des principaux éléments tectoniques.....	21
FIG. 4. — Coupe synthétique des assises antétriasiques montrant leurs interrelations et leur répartition horizontale.....	28
FIG. 5. — Coupe prise en amont de la Bergerie des Hourtchs.....	34
FIG. 6. — Coupe synthétique des assises triasiques.....	39
FIG. 7. — Coupe naturelle de la série adhérente de l'anticlinal de Marinét en rive gauche de l'Ubaye, peu en aval de la Barge.....	46
FIG. 8. — Le rocher de Peyre Chavia (rive gauche de l'Ubaye en aval de la Blachière) vu du Nord-Ouest..	48
FIG. 9. — Coupe naturelle du Gendarme Rouge des Cibirolles.....	52
FIG. 10. — Le chaînon de Manoal vu du sentier de Chambeyron.....	73
FIG. 11. — Trois coupes au travers du chaînon de Manoal.....	74
FIG. 12. — Les failles du chaînon de Manoal-crête vallon Laugier.....	75
FIG. 13. — Panorama sud-ouest de la Font Sancte septentrionale.....	76
FIG. 14. — Panorama de la crête de vallon Laugier, pris de la Pointe de Pastourlet.....	77
FIG. 15. — Les vallons du Rif Bel et de la Salette, vus de la crête de vallon Laugier.....	78
FIG. 16. — Deux coupes dans l'extrémité septentrionale de la crête de vallon Laugier.....	79
FIG. 17. — Vue prise du sentier du col Girardin.....	80
FIG. 18. — Le cirque de Panestrel, vu de la Tête du Seingle (c'est-à-dire du Sud).....	81
FIG. 19. — Tectonogramme schématique du massif de la Font Sancte.....	81
FIG. 20. — Les failles de la Font Sancte.....	82
FIG. 21. — La faille longitudinale de la Font Sancte (genèse schématique de la disposition actuelle).....	84
FIG. 22. — Les vallons du Pont et des Hourtchs, vus du vallon de Chauvet.....	88
FIG. 23. — Le haut vallon des Hourtchs, vu de la crête occidentale de la Pointe d'Escreins.....	89
FIG. 24. — Tectonogramme schématique de la rive droite de l'Ubaye.....	93
FIG. 25. — Panorama de la rive gauche de l'Ubaye (partie aval), pris depuis le col de Vars.....	95
FIG. 26. — Versant sud de la Tête de l'Eyssilloun, vu des pentes occidentales de la Tête de la Courbe.....	97
FIG. 27. — Croquis-plan de la région de Fouillouze.....	99
FIG. 28. — La rive droite du vallon de Fouillouze, vue du village.....	100
FIG. 29. — La rive droite du haut vallon de Fouillouze, vue de la Combe du Pra de Balces.....	101
FIG. 30. — Le Bec Rouge de la Souvagea, vu de la rive droite de l'Ubaye.....	101
FIG. 31. — Chaînon du Brec de Chambeyron (croquis-plan).....	103
FIG. 32. — Le Brec de Chambeyron, vu de la Tête de la Fréma (versant italien).....	104
FIG. 33. — Le Brec de Chambeyron, vu de l'Ouest (versant français).....	105
FIG. 34. — Le Haut Vallonasso de Stroppia, vu du col de la Gypièrre.....	106
FIG. 35. — Tectonogramme du chaînon du Brec de Chambeyron.....	107
FIG. 36. — Le chaînon du Brec de Chambeyron, vu de la Tête de la Courbe (de l'Ouest).....	109
FIG. 37. — Plan structural des rochers de Saint-Ours.....	109
FIG. 38. — Panorama des vallons de Chauvet, d'Aval et de Fouillouze, pris depuis le Grand Colonne.....	110
FIG. 39. — Le versant oriental des rochers de Saint-Ours, vu des pentes des Cibirolles.....	111
FIG. 40. — Le versant ouest des rochers de Saint-Ours, vu du col de Mirandol.....	112
FIG. 41. — La rive droite du ravin de Sainte-Anne (rochers de Saint-Ours), montrant les replis disharmoniques du Jurassique et leurs relations avec les écaillages du Trias sous-jacent.....	113
FIG. 42. — Le site de la mine de Saint-Ours.....	114
FIG. 43. — La Plate de Chauvet et l'Aiguille Grande, vues du Nord.....	116

	PAGES
FIG. 44. — L'aiguille de Chillol, vue des contreforts de l'Aiguille Grande (du Nord)	117
FIG. 45. — Formation de l'anticlinal de Chillol et de la klippe de l'Aiguille Grande, dans l'hypothèse d'un isolement précoce de cette dernière	118
FIG. 46. — La face nord de l'aiguille de Chambeyron et les klippes du glacier de Marinet	119
FIG. 47. — Les arêtes de Chambeyron, vues du col de Marinet (du Nord-Est)	120
FIG. 48. — Les cirques de Marinet, vus du point 2907 (de l'WNW)	120
FIG. 49. — Relevé plan des affleurements de l'éperon nord de la Pointe des Cirques	121
FIG. 50. — Genèse schématique de la structure de la Tête du Seingle	124
FIG. 51. — Genèse de l'anticlinal de Marinet (croquis synthétiques)	125
FIG. 52. — La rive gauche du vallon de Mary, vue d'un point situé peu au-dessus de la Bergerie	127
FIG. 53. — La dépression de Marinet, vue de l'Aiguille Large	128
FIG. 54. — Tectonogramme schématique de la rive gauche de l'Ubaye	129
FIG. 55. — Panorama de la rive droite de l'Ubaye, au niveau de Maurin (vue prise du vallon de Mary)	131
FIG. 56. — Tectonogramme un peu schématisé de la zone Ceillac-Chiappera en rive droite de l'Ubaye	134
FIG. 57. — Coupe le long des crêtes du Pas du Curé, au nord du lac des Prés Sébeyrands	137
FIG. 58. — Structure de l'écaïlle de la Pointe Haute de Mary	141
FIG. 59. — Coupes dans le chaînon du Monte Maniglia	142
FIG. 60. — L'unité de Tête Dure au sud du col Rémi (vue prise de Tête Dure)	147
FIG. 61. — Les rapports des terrains dans l'écaïlle de Tête Dure	149
FIG. 62. — Genèse de la faille du Ruburent	150
FIG. 63. — Le versant oriental de la Tête de Sautron, vu de la Tête de la Costa del Col	151
FIG. 64. — Schéma structural de la fenêtre du Haut Rouchouze, montrant les relations des différents accidents des nappes	154
FIG. 65. — Rapports des terrains dans l'anticlinal de la Punta le Teste	155
FIG. 66. — Le massif de la Tête de Moïse (versant nord), vu des abords du col des Monges	156
FIG. 67. — Le haut vallon d'Enchiausa, vu du Bric Content (versant sud-est de la Tête de Moïse)	157
FIG. 68. — Bloc-tectonogramme montrant la structure de détail de l'Autavallonasso	158
FIG. 69. — Tectonogramme schématique du massif de la Tête de Moïse	159
FIG. 70. — Les montagnes du Ruburent vues du Monte Pierassin	161
FIG. 71. — Les vallons adventifs de l'Unerzio, vus du Passo della Gardetta	162
FIG. 72. — Tectonogramme schématique au niveau du Rouchouze et du Monte Boulliagna	163
FIG. 73. — La dépression du Ruburent vue du Passo Peroni	167
FIG. 74. — Tectonogramme schématique au niveau de l'Unerzio	172
FIG. 75. — La rive droite de la Valle di Maurin, vue des Grangie di Chiappera	175
FIG. 76. — Rapports des assises à la Cima Ciarbonet	178
FIG. 77. — La rive droite de la vallée de l'Unerzio, vue du Colle d'Enchiausa	179
FIG. 78. — La face occidentale du Bric Cassorzo, vue du Bric Cassin	180
FIG. 79. — Coupes successives d'Ouest en Est, montrant la genèse de l'accident du Bric Cassorzo	181
FIG. 80. — Croquis-plan de l'accident du Bric Cassorzo	182
FIG. 81. — La dépression de la Pianezza, vue du Colle Cologna vers l'Ouest	183
FIG. 82. — Panorama sud-est du Passo della Gardetta : la dépression axiale de la Pianezza et des cols (Colle Cologna; Colle Valcavera, etc.)	184
FIG. 83. — Panorama septentrional du Colle Valcavera	185
FIG. 84. — La racine de la nappe de Sautron au Becco Grande	186
FIG. 85. — Les crêtes du Monte Pertusa, vues des Grangie di Chiappera (Grangie Rivero)	188
FIG. 86. — Le flanc occidental de l'anticlinal de Marinet dans les pentes méridionales du Monte la Ciarm	189
FIG. 87. — Rive gauche de la Valle di Maurin, vue du Monte la Ciarm	190
FIG. 88. — Le site de Chiappera	191
FIG. 89. — Panorama de la Valle di Maurin, vu du Colle Ciarbonet	197
FIG. 90. — Disposition des assises au col du Bœuf (Colle di Villadel)	206
FIG. 91. — Genèse de la fenêtre du Haut Rouchouze dans l'hypothèse d'une déchirure tectonique	206
FIG. 92. — Schéma explicatif montrant la genèse de la structure représentée dans les coupes 6, 7 et 8 de la planche 8 et la signification tectonique possible des différentes masses de Marbres en plaquettes	215
FIG. 93. — Genèse schématique des failles longitudinales subhorizontales	221
FIG. 94. — Genèse schématique des failles transversales d'orientation approximative N 45° E (coupes axiales)	226
FIG. 95. — Relations entre paléogéographie et tectonique dans les nappes IV et V	228

TABLE DES PLANCHES EN Pochette

- PL. 1. — La rive droite de la Haute Ubaye, vue du col de Mirandol.
PL. 2. — Rive gauche de l'Ubaye, vue de la Tête du Seingle.
PL. 3. — Rive gauche de l'Ubaye, partie amont, vue du rocher de l'Eyssassa.
PL. 4. — Panorama des montagnes entre Larche et Chiappera, pris de la batterie de la Viraysse.
PL. 5. — Panorama de la rive gauche de la Stura, vu de Bersezio.
PL. 6. — Coupes sériées au travers du chaînon du Brec.
PL. 7. — Coupes sériées au travers du chaînon de l'Aiguille de Chambeyron.
PL. 8. — Coupes sériées au travers de la zone briançonnaise au sud-est du Guil.
PL. 9. — Bloc-diagramme schématique.
PL. 10. — Schéma structural de la zone du Briançonnais.
Schéma structural d'ensemble (en couleurs).

TABLE DES MATIÈRES

	PAGES
AVANT-PROPOS.....	7
INTRODUCTION	
DÉLIMITATION DU SUJET.....	9
Remarque toponymique.....	11
HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LA RÉGION ÉTUDIÉE.....	13
1. Les recherches antérieures à CH. LORY.....	13
2. L'époque de CH. LORY.....	13
3. Les grandes explorations de 1889 à 1914.....	14
4. Les recherches récentes : 1914-1954.....	18
SCHÉMA STRUCTURAL SIMPLIFIÉ.....	19
PREMIÈRE PARTIE	
STRATIGRAPHIE	
CHAPITRE I ^{er} . — LES TERRAINS ANTÉTRIASIQUES.....	25
1. L'assise conglomératique de la Blachière.....	25
2. Les andésites.....	26
3. Les schistes conglomératiques lie-de-vin.....	27
4. L'assise verte du Monte Midia.....	27
5. Le Verrucano (anagénites des auteurs italiens).....	27
Conclusion : Paléogéographie du Stéphano-Permien.....	28
CHAPITRE II. — LE TRIAS.....	31
1. Les quartzites.....	31
2. Les gypses et cargneules.....	32
3. Les calcaires dolomitiques.....	34
a. Les calcaires plaquetés et vermiculés.....	34
b. Les calcaires massifs.....	35
c. Les dolomies zonées.....	35
d. Les schistes et brèches dolomitiques sommitales (« couches postladiniennes »).....	36
Conclusion : Paléogéographie du Trias.....	39
CHAPITRE III. — LE JURASSIQUE.....	41
1. Nappe de Rocca Peroni (I).....	41
2. Nappe du Haut Rouchouze (II).....	42
3. Nappe de Sautron (III).....	43
4. Couverture de l'anticlinal de Marinet.....	45

5. Nappe des aiguilles de Chambeyron (IV)	47
6. Nappe du Chatelet proprement dite (Vb sur le schéma structural)	48
7. Digitation de la crête de Vars (Va sur le schéma structural)	51
8. Digitation de la Font Sancte (Vc sur le schéma structural)	51
9. Nappe du pic d'Assan (VI)	53
10. Nappe de la Clapière de Ceillac (VII)	54
11. Zone Ceillac-Chiappera	54
12. Zone du Roure	56
13. Synclinal de Chialvetta	56
Conclusion : Paléogéographie du Jurassique	56
 CHAPITRE IV. — LE CRÉTACÉ ET LE NUMMULITIQUE	 59
1. La transgression des Marbres en plaquettes	59
2. Stratigraphie des Marbres en plaquettes	61
3. Rapports des Marbres en plaquettes et du Flysch noir	62
Conclusion : Paléogéographie du Crétacé-Nummulitique	64

DEUXIÈME PARTIE

TECTONIQUE

A. — LA ZONE BRIANÇONNAISE EN HAUTE-UBAYE

INTRODUCTION. — La coupe de la Haute Ubaye	67
 CHAPITRE V. — LES MONTAGNES EN RIVE DROITE DE L'UBAYE	 71
Plan de l'étude	71
1. La zone du Flysch noir	71
2. La nappe du Chatelet et ses dépendances	72
a. Le chaînon de Manoal* (jusqu'au pic des Hourtchs)	72
b. La crête de vallon Laugier	74
c. Le massif de la Font Sancte	79
d. La région du col des Hourtchs*	86
3. La nappe des aiguilles de Chambeyron	89
4. L'anticlinal de Marinét et ses dépendances	90
a. La vallon des Hourtchs*	90
b. Le vallon de Panestrel	91
c. Les vallons de la Salette* et du Rif Bel	92
 CHAPITRE VI. — LES MONTAGNES EN RIVE GAUCHE DE L'UBAYE	 94
Plan de l'étude	94
1. La zone du Flysch noir et du Flysch à Helminthoïdes	94
a. La zone de l'Embrunais	94
b. La zone du Flysch noir proprement dite	96
c. Les klippen de Flysch de l'Embrunais	96

2. La nappe du Chatelet.....	98
<i>a.</i> Le vallon de Fouillouze.....	99
<i>b.</i> Le chaînon du Brec de Chambeyron.....	102
<i>c.</i> La dépression du Vallonnet.....	107
<i>d.</i> Les rochers de Saint-Ours.....	108
3. La nappe des aiguilles de Chambeyron.....	116
<i>a.</i> La Plate de Chauvet et l'Aiguille Grande.....	116
<i>b.</i> L'aiguille de Chambeyron et ses arêtes.....	118
<i>c.</i> Le secteur italien de la nappe de Chambeyron.....	121
<i>d.</i> Les Marbres en plaquettes des lacs de Chambeyron.....	122
4. L'anticlinal de Marinnet et ses dépendances.....	123
<i>a.</i> Le plateau de Chillol.....	123
<i>b.</i> La dépression de Marinnet.....	126
<i>c.</i> La lisière orientale de la bande de Marinnet.....	128
 CHAPITRE VII. — LA ZONE CEILLAC-CHIAPPERA ET LA ZONE DU ROURE.....	130
Plan de l'étude.....	130
1. En rive droite de l'Ubaye.....	130
<i>a.</i> La zone du Roure.....	130
<i>b.</i> La zone Ceillac-Chiappera.....	132
<i>c.</i> Prolongation de ces zones vers le Nord-Ouest.....	135
2. Entre Ubaye et Valle del Maurin.....	140
<i>a.</i> La zone Ceillac-Chiappera.....	140
<i>b.</i> La zone du Roure.....	142
 B. — PROLONGEMENTS VERS LE SUD-EST ET L'EST	
 INTRODUCTION. — Coupe des montagnes de Larche.....	144
 CHAPITRE VIII. — LES MONTAGNES ENTRE ACCEGLIO ET LANCHE.....	146
Plan de l'étude.....	146
1. Le Chaînon de Tête Dure.....	146
<i>a.</i> La zone du Flysch.....	147
<i>b.</i> Les Marbres en plaquettes.....	148
<i>c.</i> L'écaille de Tête Dure.....	148
<i>d.</i> Les affleurements siliceux.....	149
2. Les montagnes au nord-ouest du lac d'Apsoï.....	151
<i>a.</i> Rapports entre la nappe du Haut Rouchouze et la nappe de Sautron.....	151
<i>b.</i> Structure de la nappe de Sautron.....	152
<i>c.</i> Structure de la nappe du Haut Rouchouze.....	153
3. Le massif de la Tête de Moïse.....	156
<i>a.</i> Rapports entre la nappe du Haut Rouchouze et la nappe de Sautron.....	156
<i>b.</i> Structure de la nappe de Sautron.....	157
<i>c.</i> Structure de la nappe du Haut Rouchouze.....	159
4. Les montagnes du Ruburent et de l'Oserot.....	160
<i>a.</i> Rapports entre les différents éléments structuraux.....	160
<i>b.</i> Structure de détail de la nappe du Rouchouze proprement dite.....	161
<i>c.</i> Structure de détail de l'unité de l'Oserot-Ruburent.....	164
<i>d.</i> Le matériel siliceux.....	166
<i>e.</i> La nappe de Rocca Peroni.....	171

5. Le chaînon de la Rocca Bianca au Bric Cassorzo.....	174
<i>a.</i> Les crêtes de la Rocca Bianca.....	174
<i>b.</i> Les crêtes du Monte Freid.....	177
<i>c.</i> Les crêtes du Bric Cassorzo.....	179
<i>d.</i> Les crêtes de la Rocca la Meja.....	182
 CHAPITRE IX. — LA ZONE SILICEUSE DE MARINET EN TERRITOIRE ITALIEN.....	187
1. Au nord des Grangie di Chiappera.....	187
2. Au sud des Grangie di Chiappera, jusqu'à la Maira.....	189
3. Entre Saretto et Pratorotondo.....	191
4. Au sud-est de l'Unerzio.....	192
 CHAPITRE X. — LA ZONE CEILLAC-CHIAPPERA ET LA ZONE DU ROURE EN TERRITOIRE ITALIEN.....	194
1. Le chaînon du Monte Boulliagna.....	194
<i>a.</i> La zone du Roure.....	194
<i>b.</i> La zone Ceillac-Chiappera.....	195
2. Au sud de la Maira.....	196
<i>a.</i> La zone Ceillac-Chiappera.....	196
<i>b.</i> La zone du Roure.....	198
 C. — CONCLUSIONS TECTONIQUES 	
CHAPITRE XI. — SCHÉMA STRUCTURAL DÉTAILLÉ.....	200
1. Dualité de structure de la zone briançonnaise. Son style tectonique.....	200
<i>a.</i> Séries adhérentes et nappes calcaires de décollement.....	200
<i>b.</i> Style tectonique de la série siliceuse.....	201
<i>c.</i> Style tectonique de la couverture calcaire.....	202
<i>d.</i> Causes du morcellement des unités tectoniques.....	205
2. Détail des éléments tectoniques majeurs.....	208
<i>a.</i> Éléments tectoniques de l'ensemble siliceux.....	208
<i>b.</i> Éléments tectoniques de l'ensemble calcaire.....	209
<i>c.</i> La question des racines.....	213
<i>d.</i> Position tectonique des Marbres en plaquettes.....	215
<i>e.</i> Signification tectonique des cargneules.....	216
3. Accidents affectant les différents éléments tectoniques.....	217
<i>a.</i> Accidents affectant l'ensemble de la nappe briançonnaise.....	218
<i>b.</i> Accidents propres des nappes calcaires.....	219
<i>c.</i> Les accidents en retour : importance du « rétrocharriage ».....	222
<i>d.</i> Les accidents transaxiaux.....	225
 CHAPITRE XII. — RAPPORTS ET CORRÉLATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES.....	227
1. Corrélations avec les unités briançonnaises plus septentrionales.....	227
2. Prolongation en direction du Sud-Est.....	231
3. Rapports avec les unités plus orientales.....	232
4. Rapports avec les unités plus occidentales.....	233

TROISIÈME PARTIE
CONCLUSIONS GÉNÉRALES

	PAGES
Modifications de caractère subies par la zone briançonnaise	237
Rapports entre la paléogéographie et la tectonique.....	237
Rapports entre la séismicité actuelle et les lignes tectoniques.....	238
Résumé de l'histoire géologique de la région étudiée.....	240

APPENDICES

SOMMAIRE DES PRINCIPAUX FAITS NOUVEAUX APPORTÉS À LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE.....	243
A. Stratigraphie.....	243
B. Tectonique	244
C. Cartographie.....	245
EXCURSIONS GÉOLOGIQUES EN HAUTE UBAYE, HAUTE STURA ET HAUTE MAIRA.....	246
A. Excursions en voiture.....	246
B. Excursions à pied.....	247
a. Rive droite de l'Ubaye.....	247
b. Versants d'Escreins et de Ceillac.....	248
c. Massif de Chambeyron	249
d. Montagnes de Larche.....	250
e. Montagnes de l'Oserot (rive gauche de la Stura)	250
f. Haute vallée de la Maira	251

BIBLIOGRAPHIE.....	253
TABLE DES FIGURES.....	263
TABLE DES PLANCHES EN POCLETTE	265
TABLE DES MATIÈRES.....	267
LISTE DES ABRÉVIATIONS UTILISÉES DANS LES FIGURES ET LES PLANCHES EN POCLETTE (<i>en dépliant hors-texte</i>).	

SECONDE THÈSE

Propositions données par la Faculté :

LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DU MASSIF DE LA GRANDE-CHARTREUSE

VU :

Grenoble, le 9 octobre 1958

Le Président de la Thèse,

LÉON MORET

VU :

Grenoble, le 9 octobre 1958

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

LÉON MORET

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Grenoble, le 10 octobre 1958

Le Recteur de l'Académie de Grenoble,

R. TRÉHIN

LISTE DES ABRÉVIATIONS

UTILISÉES DANS LES FIGURES ET LES PLANCHES EN POCLETTE

<p>F..... Faille.</p> <p>H..... Houiller (assise de la Blachière).</p> <p>P..... Schistes conglomératiques permien.</p> <p>α..... Andésites.</p> <p>V..... Verrucano.</p> <p>tg..... Quartzites werféniens.</p> <p>Cg..... Cargneules.</p> <p>Cgs..... Schistes argilolitiques du niveau des cargneules.</p> <p>G..... Gypses.</p> <p>tci..... Calcaires plaquetés du Virglorien inférieur.</p> <p>tc..... Calcaires massifs virgloriens.</p> <p>td..... Dolomies ladiniennes.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ tdni..... Zone sombre inférieure.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ tdb..... Zone claire moyenne.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ tdns..... Zone sombre supérieure.</p> <p>ts..... Assises postladiniennes.</p> <p style="margin-left: 20px;">Cg..... Cargneules supérieures.</p> <p>Ds..... Assises tendres basales du Dogger.</p>	<p>ϕ..... Chevauchement.</p> <p>D..... Barre calcaire du Dogger.</p> <p>M..... Malm.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ CR..... Couches rouges basales.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ Mb..... Brèches argoviennes.</p> <p>Cs..... Faciès « Marbres en plaquettes ».</p> <p style="margin-left: 20px;">{ CR..... Niveaux de couches rouges.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ Css..... Calcschistes supérieurs.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ Csm..... Calcschistes moyens.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ Csi..... Calcschistes inférieurs.</p> <p>fn..... Flysch noir (soit briançonnais, soit de la zone du Flysch).</p> <p style="margin-left: 20px;">Sv..... Schistes versicolores au sommet.</p> <p>fh..... Flysch à Helminthoides (désigne, par places, l'ensemble du Flysch de l'Embrunais; ailleurs, fg distingue le Flysch gréseux).</p> <p>Sl..... Schistes lustrés.</p> <p>RV..... Roches vertes englobées dans ces Schistes lustrés.</p> <p>Gl..... Glaciaire.</p>
---	--

Numérotation des grandes unités tectoniques

<p>I..... Nappe de Rocca Peroni.</p> <p>II..... Nappe du Haut Rouchouze.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ II^A..... Terrains siliceux du Haut Rouchouze</p> <p style="margin-left: 20px;">{ II^{A-B}..... Écailles de la Tinetta.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ II^C..... Unité de l'Oserot-Ruburent.</p> <p>III..... Nappe de Sautron.</p> <p style="margin-left: 20px;">III^A..... Écaille siliceuse basale du Sautron.</p> <p>IV..... Nappe des aiguilles de Chambeyron.</p> <p style="margin-left: 20px;">IV^A..... Anticlinal de Chillol.</p>	<p>V..... Nappe du Chatelet (<i>sensu lato</i>).</p> <p style="margin-left: 20px;">{ V_a..... Digitation de la Font Sancte.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ V_b..... Nappe du Chatelet proprement dite (= Digitation de Manoal).</p> <p style="margin-left: 20px;">{ V_c..... Digitation de la crête de Vars.</p> <p style="margin-left: 20px;">{ V^A..... Klippe de l'Aiguille Grande.</p> <p>VI..... Nappe du pic d'Assan.</p> <p>VII..... Nappe de la Clapière de Ceillac.</p> <p>CCH..... Zone Ceillac-Chiappera.</p> <p>MA..... Anticlinal de Marinet.</p> <p>RO..... Zone du Roure.</p>
--	---