
LES RAPPORTS DES TERRAINS CRISTALLINS ET DE LEUR COUVERTURE SÉDIMENTAIRE, DANS LES RÉGIONS ORIENTALE ET MÉRIDIONALE DU MASSIF DU PELVOUX

par Paul **GIDON**

PRÉFACE

Pierre **TERMIER** a chanté « la joie de connaître », mais il est une joie plus grande encore, c'est la joie de chercher, la joie d'être un homme vivant et pour qui la nature a toujours des secrets. La haute montagne alpine, en plus des splendeurs qu'elle offre à ses adeptes, de l'agrément des rudes exercices que nécessite leur accès, propose au géologue tout un monde d'énigmes. C'est pour eux la grande dispensatrice de la joie de chercher.

Certains ont voulu montrer le géologue alpin, installé au sommet, après la lente épreuve d'une dure escalade. Dans l'intense lumière des hautes altitudes, il contemple à loisir les points intéressants, note ses découvertes et redescend riche d'observations nouvelles. Peut-être était-ce ainsi qu'opéraient les pionniers, les grands ancêtres, quand tout était à découvrir. Peut-être est-ce ainsi qu'un **TERMIER** put, en un temps qui nous étonne, faire un immense travail cartographique. Hélas ! cet heureux temps n'est plus. Le champ n'est plus en friche, et d'autres procédés doivent se substituer à ces méthodes spectaculaires, mais devenues infructueuses.

C'est au fond des ravins, dans d'attristants couloirs, sur des pentes râpées et jamais parcourues que l'on peut espérer trouver des nouveautés. Heureux si quelquefois une arête anonyme permet de contempler des sommets réputés.

Avons-nous tant perdu ? Nullement, et je sais des vallées qui, jamais visitées et sans réputation, s'égalant aux plus belles par l'harmonie des cimes, les surpassent aux yeux du chercheur par l'inconnu qu'elles recèlent. Pourtant c'est une découverte faite sur une cime illustre, en un lieu parcouru chaque année par des centaines de caravanes et déjà visité par plusieurs géologues, qui amorça mon travail.

Disons-le, la chance a joué pour moi. Alors que les cruelles obligations des années 40... interdisaient mon mois annuel de vie alpine, il m'arrivait d'être obsédé de souvenirs. De hautes parois rocheuses, entrevues à travers les brumes effilochées nées du dernier orage, en étaient le plus fréquent motif, et cette vision poignante, la plus chère que m'ait donnée la haute montagne, me torturait de regrets. Dès 1945 je revenais aux Alpes pour ne plus les quitter.

Huit ans se sont écoulés, brèves années de vagabondages à travers les montagnes de Savoie et du Dauphiné. Là, comme dans mes résidences antérieures, j'ai voulu retrouver sur place ce qu'avaient décrit les auteurs. Là, comme partout, mes observations ne cadrèrent pas toutes avec les travaux publiés. Comme chaque fois, j'allais donner raison aux auteurs de ces travaux et m'accuser d'insuffisance, quand la chance joua.

Deux hommes, deux savants, entraient dans ma vie. Sans vains discours, sans argumentation triomphante, par quelques attitudes et quelques remarques opportunes, ils me firent sentir profondément, au lieu de simplement le savoir, que rien n'était ni certain, ni encore moins complet dans nos connaissances : Moi aussi je pouvais découvrir.

Celui qui, dès sa jeunesse, a eu et pu satisfaire la « vocation de savant », qui sous l'égide de maîtres éminents s'est peu à peu formé au métier de chercheur; celui qui n'a pas, comme moi, douté de lui pendant des années, celui-là ignore une volupté rare. Il lui manque d'avoir fait la plus grande et la plus exaltante des découvertes : celle de lui-même. A MM. M. GIGNOUX et L. MORET qui m'ont donné cette immense joie, à ces Maîtres à qui je dois tout, j'adresse ici l'expression de ma profonde et affectueuse reconnaissance.

Les microfossiles rares et d'interprétation difficile que contenaient mes terrains nécessitaient l'intervention de spécialistes. MM. DEFLANDRE, FLANDRIN et SIGAL m'ont dispensé leurs renseignements avec une rare amabilité. Je dois aussi de vifs remerciements à M. VUAGNAT : l'étude pétrographique des conglomérats nummulitiques, dont il a bien voulu se charger, a été pour moi un précieux appoint.

Les courses faites en commun tant avec J. DEBELMAS qu'en compagnie de J. VERNET ont toujours été fructueuses en observations nouvelles et aussi en idées neuves. La franche amitié de ces excellents compagnons embellit encore le souvenir de ces courses.

Des discussions passionnées avec M. LEMOINE, lorsque en compagnie de L. MORET nous parcourions la quatrième écaille, m'ont fait grandement apprécier ce géologue, aussi ardent que moi à la « joie de chercher ».

MM. E. RAGUIN et J. GOGUEL, en me chargeant deux années de suite d'une mission pour le Service de la Carte Géologique de la France, m'ont fourni une importante aide matérielle dans l'élaboration de ce travail.

Je n'aurais garde enfin d'oublier mon fils aîné Maurice, déjà géologue à l'âge où l'on est encore lycéen, qui s'est toujours montré pour moi le plus sûr et le plus compréhensif camarade de cordée.

Peu soucieux de donner à ce mémoire l'importance fallacieuse que lui eut conférée un grand nombre de pages, j'ai voulu être bref. Bien des détails ont été volontairement omis dans mes descriptions : ils n'ajoutaient ni ne retranchaient rien aux conceptions d'ensemble, et ne faisaient que reproduire des dispositions déjà connues. J'ai évité le plus possible, quand ce n'était pas indispensable, de discuter longuement les idées des autres auteurs, me contentant le plus souvent de dire les faits et de conclure.

Une description simplement objective des faits, sans hypothèses interprétatives, bien qu'elle constitue l'élément solide et durable de tout travail de naturaliste, eut manqué de cette tendance synthétique sans laquelle il n'y aurait point de science. J'ai dû, avec plaisir d'ailleurs, forger des hypothèses. Mais seules les tendances cartésiennes que nous impose une forme séculaire d'éducation m'ont poussé à formuler des arguments logiques pour les soutenir. En réalité, ces hypothèses ont été le fruit d'un travail subconscient antérieur à tout raisonnement; une sorte de sentiment imposé à la conscience pendant la lente accumulation des faits. Aussi n'ai-je pas essayé de retrouver tous les arguments qu'il était possible de

mettre en avant, et qui n'avaient eu aucune part, du moins consciemment, à l'élaboration des théories. Par là encore j'ai pu abréger mon propos.

La plume d'un TERMIER eût rendu cette étude attrayante. Dépourvu de cet art, du moins ai-je voulu qu'elle ne rebutât pas le lecteur par sa longueur.

Chambéry, septembre 1953.

HISTORIQUE

Ecrire l'histoire de la question qui nous occupe pourrait facilement conduire à une étude complète de l'évolution des idées en tectonique. Bien entendu nous nous garderons de tomber dans cet excès, et nous envisagerons, autant que possible, uniquement les idées qui furent le fruit de l'étude du massif du Pelvoux. Mais il est clair que certaines notions, d'importance majeure pour notre massif, ont pu prendre naissance ailleurs, et dès lors l'histoire de ces dernières devra être évoquée ici.

Le point de vue stratigraphique ne peut pas donner lieu à de longs commentaires. L'évolution de nos connaissances en cette matière a été, dans tout le massif d'Oisans, très progressive. Ch. LORY, de même que E. de BEAUMONT, ne distinguait au-dessus des terrains cristallins que trois étages : les grès à anthracite, ou terrains houillers; le Lias, subdivisé en un Lias inférieur calcaire et un Lias supérieur schisteux; le Nummulitique grés-schisteux dont la base calcaire, riche en Nummulites, est déjà reconnue.

Des précisions s'accumuleront ultérieurement, permettant une description de plus en plus fine du Houiller et du Nummulitique, mais aucune idée nouvelle ne viendra bouleverser les notions acquises sur ces terrains. Il n'en ira pas ainsi du Lias.

Très vite en effet les calcaires du Lias inférieur de Ch. LORY, d'ailleurs parfaitement décrits, vont être séparés de la masse supérieure et intégrés au Trias. Dès les premiers travaux de P. LORY et de W. KILIAN, on sait déjà que les descriptions données par Ch. LORY de grès, de « calcaires gris devenant souvent jaunâtres à l'air » et qui « ont souvent une structure bréchiforme » de cargneules, et de gypses du Lias s'appliquent aux assises du Trias. Mais bientôt, P. TERMIER détachera, à la base de ce Trias, la masse singulière des grès des Rouchoux pour en faire un Permien au moins très vraisemblable, que P. LORY comparera aux grès d'Alleward.

Seuls désormais les calcaires et schistes à Bélemnites représenteront le Lias. Mais sous l'influence de W. KILIAN et de son étude de la « Brèche du Télégraphe », la plupart des faciès bréchiques vont être assimilés à cet étage, ce qui ne manquera pas

de causer bien des difficultés tectoniques. La notion d'un Lias schisteux superposé à un Lias calcaire devient classique, et toute la masse des schistes noirs superposée aux calcaires à Bélemnites représente désormais l'ensemble Domérien-Toarcien.

Pourtant dès 1892 E. HAUG a découvert, au kilomètre 17 de la route du Lautaret, des Bélemnites bajociennes. Cet étage peut donc exister aussi dans le massif. Et voici que précisément P. TERMIER, puis W. KILIAN étudient un gisement fossilifère bajocien à l'Alpe du Villar-d'Arène. Mais un premier doute, bien léger, ne sera émis sur l'âge des schistes du Lias qu'après la découverte par P. TERMIER, vers le glacier de Seguret-Foran, d'une Bélemnite à sillon. Le sommet du Lias schisteux serait donc formé en ce point d'assises « probablement bajociennes ou tout au moins aaleniennes ».

Il faudra attendre les travaux de M. GIGNOUX et L. MORET pour jeter un doute sur l'âge liasique des brèches du Télégraphe. Ces mêmes auteurs se tailleront une réputation de révolutionnaires, quand ils affirmeront que les schistes liasiques comprennent jusqu'à l'Oxfordien. Mais des découvertes de fossiles viendront, en 1938, apporter une confirmation au moins partielle de leurs idées. Il sera dès lors permis de voir dans la partie supérieure de ces schistes le prolongement des affleurements oxfordiens fossilifères du col Lombard.

Un grand progrès fut d'ailleurs réalisé quand M. GIGNOUX et L. MORET définirent, en 1933, leur zone ultradauphinoise, dont ils précisaient progressivement les faciès entre cette date et 1938. Ils fournissaient ainsi un guide efficace pour l'étude du bord oriental du géosynclinal dauphinois, en même temps qu'ils suggéraient d'instructives analogies de structure avec les « Nappes ultrahelvétiques ».

Les idées tectoniques ont passé dans notre massif par trois phases distinctes, dominées par les noms de Ch. LORY, P. TERMIER, M. GIGNOUX.

Charles LORY, cet infatigable explorateur, a vu presque tout ce qui put être vu. Après son passage, consécutif à celui d'E. de BEAUMONT, bien peu de détails resteront encore inconnus, que P. TERMIER viendra cueillir en grande partie.

Charles LORY voit dans le massif du Pelvoux une énorme extumescence, due à une poussée non pas verticale mais « probablement un peu oblique vers l'Ouest ». Cette poussée, appliquée à une masse profonde de granite, recouverte d'une écorce de gneiss, a soulevé l'ensemble. Les gneiss, ne pouvant subir une extension indéfinie, ont fini par se briser et mettre ainsi à nu le granite, lui-même découpé de nombreuses et profondes cassures.

Ainsi c'est une loupe circulaire de terrains cristallins, rompus par des failles, qui forme le massif. Ces failles sont parfois faciles à constater, dans certains gisements où, selon E. de BEAUMONT, « on voit avec autant d'évidence que de surprise les roches granitiques *recouvrir* les roches de sédiment ». Déjà naissent, on le voit, des idées qui resteront valables de nos jours.

Mais les failles sont, pour Ch. LORY, la base de toute tectonique, et l'idée d'une déchirure largement béante ne semble pas le gêner. Aussi voit-on qu'une vallée, comme la combe de Malval, « peut être considérée comme l'ouverture, restée béante, d'une grande faille... ». Ne le chargeons pas, un siècle s'est écoulé depuis, nos idées ont évolué, et pourtant cette conception se trouve encore chez certains géographes.

Plein d'un solide bon sens éclairé par d'innombrables observations, Ch. LORY a compris le premier, et d'une façon d'emblée complète et claire, que les divers matériaux ne pouvaient réagir de la même façon aux forces orogéniques. Pour la première fois nous voyons apparaître, en Tectonique, la notion clairement exprimée d'une différence de comportement entre les masses cristallines, rigides et cassantes, et leur couverture sédimentaire souple. L'idée est d'une telle importance que quelques citations s'imposent.

Dans l' « Essai sur l'Orographie des Alpes occidentales », qui date de 1878, on peut lire page 15 : « Les intervalles entre les divers massifs primitifs correspondent à de profonds effondrements dans lesquels se sont affaissées, en se contournant de la manière la plus compliquée, les couches flexibles d'un puissant ensemble de calcaire... ». Plus loin, page 23, l'auteur insiste : « Les roches primitives ont été disloquées plus tard par des fractures... Les couches des calcaires jurassiques flexibles se sont plissées sans se rompre, de manière à se modeler sur ces saillies ou ces creux de leur base disloquée. »

On s'étonne, après cette lecture, de constater que, dans un ouvrage paru 51 ans plus tard, A. ALLIX ait pu s'imaginer être l'inventeur de cette idée.

Mais il y a plus, à la page 16 du même ouvrage, on trouve, toujours à propos de ces massifs « primitifs » : « Les parties intermédiaires qui se sont affaissées, ont entraîné dans leur mouvement d'affaissement la couverture flexible formée des calcaires argileux du Lias, qui est venue ainsi s'entasser, en se plissant, dans les intervalles des massifs primitifs. Par là même on comprend que cette couverture calcaire a dû disparaître de la plus grande partie de la surface de ces massifs saillants. »

Comment ne pas voir ici l'expression encore confuse de l'idée moderne du décollement et du glissement de la couverture ? Cette idée, venue à H. SCHARDT en 1893 pour expliquer l'origine du Jura, était donc en germe 15 ans plus tôt dans l'esprit de Ch. LORY, et trouvera son plein épanouissement avec M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS à partir le 1937, sous le nom de « Tectonique d'écoulement par gravité ».

Déjà des plissements antésénoniens ont été mis en évidence dans le Dévoluy par Charles et Pierre LORY, ouvrant ainsi la voie aux remarquables recherches de ce dernier sur les écailles ultra-dauphinoises de Soleil-Bœuf. Dès lors, trois phases orogéniques étaient connues : mouvements hercyniens, antésénoniens et alpins. Il ne restait plus qu'à en préciser les détails.

Ainsi, dès la fin de cette période, le massif du Pelvoux et les massifs cristallins externes dans leur ensemble apparaissaient comme le produit de deux grandes phases orogéniques, entre lesquelles s'intercalaient des mouvements antésénoniens. La dernière, la phase alpine, responsable de l'état actuel de la topographie, avait disloqué en une série de blocs séparés par des failles la masse cristalline, tandis que sa couverture sédimentaire, entraînée dans les dépressions du socle, s'y pinçait en multiples replis synclinaux.

L'inlassable activité et les prodigieuses facultés d'observation de P. TERMIER lui permirent d'établir en un temps record la cartographie du massif. Déjà des cartes étaient parues, surprenant par l'abondance des détails qu'elles contenaient, telles la carte de DUFRENOY et E. de BEAUMONT, et plus tard celle de Ch. LORY. Mais l'échelle de ces cartes ne permettait pas une représentation correcte des fins détails.

Grâce à TERMIER, les études pétrographiques très poussées, selon des méthodes modernisées, permettent de localiser une foule d'affleurements éruptifs, de filons qui avaient échappé à ses devanciers. Quant aux terrains sédimentaires déjà bien mieux datés et subdivisés, ils vont pouvoir être cartographiés avec la précision accrue que permettait l'usage du fond topographique au 80.000°. Un levé détaillé des derniers affleurements secondaires quelque peu étendus, qui jusqu'ici avaient passé inaperçus, autour du Dôme de Monétier et dans les vallées des Tabuc, complète cette partie de la feuille Briançon. Dès lors la cartographie du massif a atteint son maximum de précision, eu égard à l'échelle et à l'exactitude très relative du fond topographique. Aussi l'édition ultérieure de cette feuille conservera-t-elle intégralement pour le massif cristallin les contours dessinés par P. TERMIER.

Une idée force, sur laquelle il a longuement insisté, fut pour **TERMIER** l'aspect amygdaloïde du massif du Pelvoux. L'importance de cette notion est si grande dans son esprit, qu'une large part de son travail gravite autour de sa démonstration. Aussi voit-on les plis de Vallouise, d'Ailefroide, du col du Loup, subir des torsions d'axes qui les feront sortir du massif au Sud-Est, et s'associer alors pour le limiter au Sud. De même, le pli du col de la Lauze va, en face du Villar-d'Arène, tourner brusquement de 135° pour se prolonger dans la vallée de l'Alpe, fermant l'amygdaloïde au Nord. Engagé à fond dans cette voie, **TERMIER** va étendre la notion d'amygdaloïde au petit massif de Combeynot et créer des amygdaloïdes qu'on peut dire de deuxième ordre, comme celui des Ecrins.

Le génial rêveur va géométriser la structure du massif. La matière disparaît, les volumes demeurent, auxquels il est aisé d'appliquer la plastique des plis souples. Deux systèmes de plis, à peu près orthogonaux, vont être à l'origine du relief. Les uns longitudinaux appartenant à deux phases orogéniques, l'hercynienne et l'alpine, sont quelque peu divergents. Les autres, transversaux, simples ondulations des axes des premiers, orientés d'Est en Ouest.

Dans tout cela « Il n'y a pas de failles. Sous l'influence d'efforts orogéniques d'une intensité extraordinaire, tous les terrains, y compris le granite, la granulite et les gneiss, se sont comportés, dans le plissement comme des matières plastiques ».

On comprend que par réaction contre cette uniforme plasticité, un géographe, **A. ALLIX**, soit revenu sans s'en douter aux idées anciennes de **Ch. LORY**.

L'année 1930 voit paraître un article dans lequel **M. GIGNOUX** codifie les applications de la Tectonique salifère à la formation des Alpes. L'idée d'extravasation entraînant la suppression de certains niveaux gypseux, et leur injection dans d'autres terrains, est déjà une explication satisfaisante du décollement des couches. **P. LORY** en avait dès 1929 fait une application aux « Collines liasiques » du Dauphiné. Par la suite, **M. GIGNOUX** et **L. MORET** préciseront l'application de ces données à nos massifs cristallins, dans leur Géologie Dauphinoise.

Cette idée de plasticité va peu à peu mûrir, pour aboutir en 1937 à une généralisation hardie, sous le nom de Tectonique d'écoulement par gravité. L'élaboration de plus en plus complète de ces idées sera l'œuvre de **M. GIGNOUX**. En Suisse, **M. LUGEON**, l'un des premiers adeptes des idées de **H. SCHARDT**, abandonnées sous l'influence argandienne, revenait d'enthousiasme à cette notion renouvelée.

Désormais la suppression des assises sédimentaires qui recouvraient les massifs cristallins, bien loin de n'être qu'un travail

d'érosion, sera surtout un effet tectonique. En même temps, le flot des grandes nappes alpines, se brisant en multiples replis contre l'obstacle de ces mêmes massifs, déferlera dans les dépressions dues aux ennoyages qui les séparent.

Les découvertes de lames cristallines entraînées dans les couches sédimentaires s'étaient multipliées en Suisse (M. LUGEON, L.-W. COLLET, E. GAGNEBIN, E. PAREJAS), lorsque M. GIGNOUX découvrit et étudia avec E. RAGUIN, en 1933, l'affleurement cristallin du signal de Côte Pleine, rattaché en 1936, par M. GIGNOUX, à la lame cristalline de la Madeleine et, par là, à celle de la Croix de Cibouit. Une nouvelle idée, révolutionnaire, venait de naître : Le « chevauchement pennique frontal » d'E. Argand, représenté par la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves, aboutissait « à une simple cicatrice venant s'insérer dans le bord interne du massif du Pelvoux ». Dès lors on était conduit à ne plus voir, dans le déroulement des grandes nappes, des formations continues sur toute l'étendue de la chaîne, mais « des festons qui se relayent comme se relayent les vagues le long d'un rivage ou au front d'une coulée de matière visqueuse ».

Cet historique serait incomplet si on ne signalait pas la reprise d'un certain nombre de travaux de pétrographie, dus à M. VUAGNAT et surtout à P. BELLAIR. Ce dernier auteur a d'ailleurs repris à son compte, en la développant largement, l'idée d'une tectonique dominée par des failles. L'étude des synclinaux sédimentaires n'est pas abandonnée non plus et a conduit J. VERNET à des idées tectoniques séduisantes, mais peut-être un peu prématurées parfois.

STRATIGRAPHIE

Tandis que le massif du Pelvoux (S.L.) montre dans ses régions occidentales, de beaux synclinaux houillers (Venosc, Freney-d'Oisans, le Chambon) et permo-houillers (les Rouchoux), nous n'observerons rien de semblable sur son versant oriental et méridional. Là, les plus anciens terrains sédimentaires sont représentés par les dépôts triasiques transgressifs sur le cristallin antéhouiller. Aucune trace même des antiques cipolins bien développés en Val-senestre. Il existe certes des cipolins, mais leurs relations avec les terrains voisins conduisent toujours à les intégrer au Trias, premier terme de cette étude.

A l'autre extrémité des temps géologiques, le Quaternaire est remarquable, dans ces hautes montagnes où se manifeste toute l'activité d'une nature encore pleine de jeunesse. Cependant les dépôts de cette période n'ont pas été affectés par les phénomènes orogéniques, causes des rapports si spéciaux qui existent ici entre le cristallin et sa couverture. Ainsi, le Quaternaire n'a avec son substratum que des relations banales. Il sort donc en principe du sujet de ce travail. Par suite, seuls seront signalés les aspects particulièrement curieux que présentent en certains points ces terrains récents.

Entre ces extrêmes du Trias et du Quaternaire, deux vastes lacunes centrées l'une sur le Crétacé, l'autre sur le Néogène, limitent l'étendue de cette étude stratigraphique. L'Oxfordien est le plus récent des étages mésozoïques reconnaissables, et seul le Priabonien représente l'ère tertiaire.

Il ne sera pas question de faire une étude stratigraphique exhaustive de la bordure du Pelvoux : nous sommes en effet ici dans la région pour laquelle MM. M. GIGNOUX et L. MORET ont créé la notion de « zone ultradauphinoise ». Leurs travaux ont défini avec une parfaite clarté les caractères des terrains de cette zone, et je ne puis qu'y renvoyer le lecteur.

Mais il existe un certain nombre d'observations dont les unes font apparaître parfois des ressemblances avec les terrains de zones plus internes; d'autres, plus souvent encore, permettent de définir des faciès locaux et peuvent ainsi avoir une incidence sur nos conceptions paléogéographiques. Ce sont ces observations qui vont faire l'objet des paragraphes ci-dessous.

LE TRIAS

Nulle part dans le massif le Trias ne montre une coupe où soient observables tous ses éléments. Une des plus intéressantes qu'on y puisse observer est celle du col de Montagnole. Ce col permet le passage de la vallée de la Guisanne à celle de Vallouise par le vallon du Grand Tabuc et le lac de l'Eychaуда. Ouvert entre le Roc de Montagnole et le Rocher de l'Yret, d'accès facile, il présente cet intérêt supplémentaire que les terrains sédimentaires y sont en repos normal sur le cristallin. Leur pendage Nord-Est de 30 à 35° est tel que c'est *grosso modo* leur surface supérieure qui constitue la pente topographique côté Tabuc, tandis que le versant de l'Eychaуда leur est à peu près perpendiculaire, et fournit une coupe facile à relever (fig. 1).

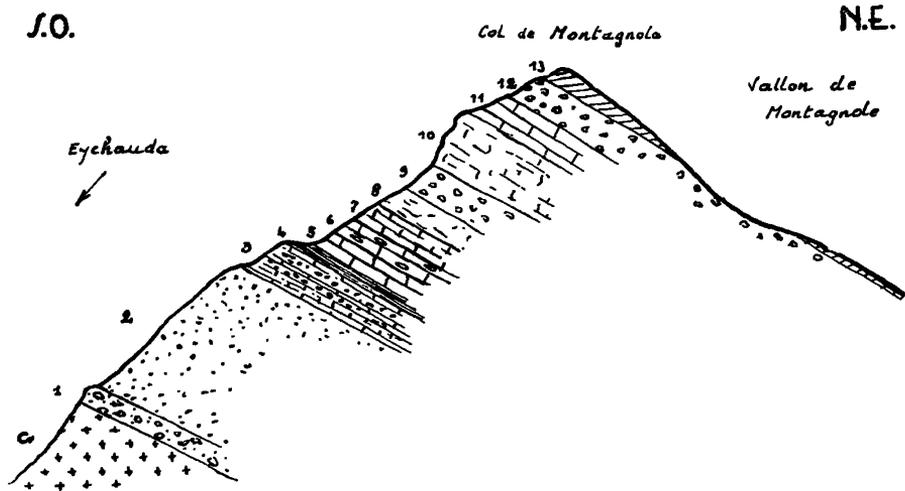


Fig. 1. — Coupe N.E.-S.O. par le col de Montagnole. (Légende dans le texte.)

Sur le cristallin représenté ici selon P. TERMIER par des aplites¹, on rencontre :

1. Brèche à éléments cristallins d'origine locale, anguleux, de 5 à 15 cm. de diamètre, liés par un ciment gréseux assez grossier 2 m.

¹ Au cours de ce travail, j'utilise constamment le terme d'Aplite, par souci d'homogénéité d'expression avec la légende de la feuille Briançon au 80.000°. Il reste bien entendu qu'il s'agit ici non d'Aplites mais de granite (P. BELLAIR, 1948) ou de microgranite.

2. Grès grossier, feldspathique, passant parfois à un micropoudingue	15 m.
3. Calcaire dolomitique noir, en bancs alternant avec des lits bréchiqes de 20 cm. d'épaisseur moyenne ..	4 m.
4. Bancs schistoïdes noirs à surface luisante	1 m.
5. Calcaire dolomitique gris à patine gris bleuté, contenant des microorganismes sphériques	2 m.
6. Dolomie grise foncée, finement cristalline, à surfaces altérées un peu brunâtres	1,5 m.
7. Calcaire dolomitique gris clair à patine gris bleuté..	2,5 m.
8. Calcaire dolomitique gris bleuté foncé, avec filonnets de calcite scintillante	2,5 m.
9. Brèche calcaire intraformationnelle	3 m.
10. Calcaire dolomitique gris foncé, très cristallin à minces bandes siliceuses parallèles, discontinues, formant une sorte de trame. Patine brunâtre sombre	6 m.
11. Calcaire un peu dolomitique gris à grains fins (cryptocristallin), patine très claire à toucher savonneux	3 m.
12. Brèche calcaire contenant de nombreux éléments de l'assise précédente. Ciment très sombre	1,5 m.
13. Calcaire noir moiré, très largement spathique, parfois un peu bréchiqes et présentant par endroits des bandes bréchiqes cargneulisées	4 m.

Ce sont ces derniers calcaires qui affleurent au col même et sont surmontés, du côté du rocher de l'Yret, par une lame de cristallin. Les pentes Nord-Est du col et du Roc de Montagnole sont formées surtout par des affleurements des assises (11) et (12), les calcaires (13), friables après quelques mois d'exposition à l'air ayant rarement été respectés dans ces pentes.

La brèche de base de cette formation ne présente aucune trace de rubéfaction qui puisse être interprétée comme une altération permienne du substratum cristallin. Elle semble bien être due à des écroulements de falaises lors d'une transgression marine, et à ce titre constitue probablement l'extrême base des dépôts triasiques représentés dans le massif. Elle se continue d'ailleurs très normalement par les grès grossiers connus de longue date, mais qui méritent pourtant de nous arrêter un peu.

Ces grès contiennent en effet parfois des éléments arénacés colorés, rouges ou verts, provenant des granites de type Pelvoux certainement émergés et dénudés à cette époque. Il en résulte un aspect qui se rapproche de celui du Verrucano. Ceci explique que M. Gr-

GNUOX et L. MORET aient cru reconnaître le Permien dans les énormes blocs signalés par eux à l'entrée du vallon de Montagnole. Ces blocs proviennent très certainement du Trias du chaînon Roc de Montagnole - Crête des Grangettes, ou d'affleurements plus septentrionaux, car j'ai retrouvé dans le vallon du Petit Tabuc, au-dessus du lac de la Douche, des couches de grès triasiques d'apparence encore plus permienne.

Les lits de brèches contenus dans la couche (3) ont tous les caractères des brèches par intrusion et éclatement. Il est très vraisemblable que les filonnets de calcite scintillante de la couche (8) ont eu un mode de formation semblable et sont de minces filons de sécrétion. Il n'est pas impossible enfin qu'il y ait un phénomène analogue à l'origine des bandes siliceuses de la couche (10).

Ces bandes siliceuses, d'épaisseur voisine de un millimètre, ont des surfaces d'aspect scoriacé et s'intercalant à intervalle de quelques millimètres dans le calcaire. Elles se relient entre elles par de très minces lames de même substance séparées par des intervalles de un à quelques centimètres, et normales aux bandes principales. Cet ensemble, bien visible sur les surfaces altérées de la roche, lui confère alors l'aspect d'une brèche à éléments aplatis, de taille peu différente les uns des autres, disposés en lits parallèles et réunis par un mince ciment siliceux.

Je serais assez disposé à considérer cette roche comme un produit de lagune peu profonde, peut-être de sortes de chotts, subissant périodiquement des assèchements. Au cours de ces assèchements, et sous un climat désertique, une migration de silice viendrait donner en surface de minces croûtes siliceuses séparant les sédiments déposés pendant les périodes d'inondation ou remplissant leurs fentes de retrait. L'aspect zoné de la roche pourrait ainsi traduire des alternances d'années très sèches et de séries d'années moins sèches.

Il existe enfin deux autres couches de brèche, les couches (9) et (12) qui ne semblent pas dues au phénomène d'intrusion et éclatement.

La couche (9) est caractérisée par l'identité de tous les galets qui la constituent. Quant au ciment, il est de la même nature calcaire que les galets, et amorphe. Très certainement cette brèche monogénique résulte du remaniement sur place d'un sédiment en cours de formation.

Avec la couche (12) nous voyons des morceaux anguleux du niveau (11) enrobés dans un ciment complexe, où des débris très ténus du même calcaire cryptocristallin sont associés à des éléments amorphes très sombres. Dans ce ciment hétérogène apparaissent de fréquents rhomboédres de dolomie, d'origine évidemment secon-

daire. J'ai en outre observé, mais ils sont rares, quelques sphérules que je décrirai à propos des calcaires du col des Bouchiers où ils sont bien plus abondants. Parmi les galets calcaires se trouve une certaine proportion de débris de schistes noirs, complètement dépourvus d'éléments calcaires. Ce caractère, et leur relative rareté, permettent d'y voir les produits d'érosion d'un houiller disparu depuis longtemps dans la région même où se produisaient les dépôts. Mais ses derniers lambeaux pas trop éloignés vers l'Ouest fournissaient encore un léger apport à la sédimentation triasique.

On peut donc conclure pour ce niveau à une brèche banale, remaniant le niveau inférieur et recevant de surcroît quelques apports exotiques.

Les calcaires noirs, spathiques, du sommet de la coupe sont formés de larges cristaux de calcite développés secondairement dans un calcaire oolithique. Dans ces cristaux persistent de nombreux oolithes ayant gardé leur structure concentrique, bien que traversés de part en part par les clivages et les lamelles hémitropes des cristaux. Ces calcaires sont à rapprocher à certains égards, des dolomies décrites par J. DEBELMAS dans le Briançonnais. Des passées bréchiques sont incluses dans cette couche; quelques-unes remarquables par leur aspect cargneulisé.

L'absence totale de fossiles dans les couches du col de Montagnole ne permet pas d'affirmer l'âge triasique de ces calcaires noirs, d'autant qu'aucun autre terrain ne les surmonte ici. Je crois pourtant plus commode d'en faire la partie tout à fait supérieure de cet étage, car ils existent en de nombreux autres affleurements, toujours associés au Trias. Ils affleurent largement, en particulier, sous le glacier de Seguret-Foran, où la fonte considérable des glaces pendant ces dernières années, m'a permis de les observer jusqu'au Dôme de Monétier et près des crêtes des pics des Arcas, de la Feste et Seguret-Foran. Or dans cette région de l'Eychauda, leurs rapports avec le Lias plaide en faveur de leur assimilation au Trias. Tout au plus pourraient-ils alors représenter le Rhétien, mais avec un faciès complètement inconnu dans cet étage.

Une coupe relevée avec J. DEBELMAS, près du lac de l'Eychauda, va d'ailleurs permettre de préciser ces idées. Là, le bedrock du glacier de Seguret-Foran, dégagé par la fusion consécutive aux dernières années sèches, nous a montré sous des calcaires clairs, marbreux et quartziteux du Lias inférieur, le sommet d'un anticlinal de Trias (fig. 2). Nous y avons noté la série suivante de bas en haut :

1. Calcaire compact gris foncé à surface satinée par place (épaisseur indéterminée, sa base disparaissant sous la moraine).



Fig. 2. — Anticlinal triasique au lac de l'Eychauda.
 J. : Jurassique supérieur; lq. : Lias quartziteux; t. : Trias des Crêtes
 des Grangettes; Cr. : Cristallin.

- | | |
|---|---------|
| 2. Calcaire rubanné, plissé, à lits noirs et jaunes en surface, montrant dans le détail une microtectonique cassante | 0,80 m. |
| 3. Grès schistoïde gris foncé, bleuté en surface | 0,60 m. |
| 4. Calcaire dolomitique noir, jaunissant en surface | 1,20 m. |
| 5. Calcaires rubannés, noirâtres et jaunes, finement plissés, surtout sur le flanc inverse de l'anticlinal, suggérant une microtectonique d'écoulement | 4 m. |
| 6. Zone quartziteuse rose | 0,10 m. |
| 7. Calcaire dolomitique gris, jaunissant en surface | 2 m. |
| 8. Calcaire noir bréchiqne, très largement spathique | 4 m. |
| 9. Lit bréchiqne à éléments uniquement triasiques | 0,15 m. |

Ce dernier lit est surmonté par les calcaires marbreux et quartziteux à Bélemnites Crinoïdes et Bryozoaires. Il marque donc un hiatus entre la série triasique ici dépourvue de brèches, et les calcaires du Lias, ce qui nous a autorisés à le situer à la limite de ces deux étages. Comme on le voit, cette conception laisse les calcaires noirs moirés (couche 8) à l'extrême sommet du Trias.

J'ai retrouvé ces mêmes calcaires isolés de tous autres sédiments, notamment sur la rive gauche du vallon de la Selle, par où l'on passe de Vallouise en Champoléon; mais jamais je ne les ai trouvés associés au Lias en l'absence de Trias. Aussi, tant que des arguments paléontologiques ne viendront pas infirmer cette assimilation, je pense qu'on doit faire terminer le Trias par ces calcaires en partie cargneulisés.

Ainsi qu'on peut s'en rendre compte par les relevés de coupes qui viennent d'être décrits, les cargneules sont extrêmement rares dans ce Trias; quant au gypse, il en est totalement absent. Il y a là un contraste frappant avec les dépôts subbriançonnais voisins, qui ont plaqué d'abondantes masses gypseuses, ravagées par les torrents, sur les pentes du massif entre Monétier-les-Bains et le Casset.

On peut ou bien penser que ces gypses ne se sont jamais déposés, ou bien admettre, avec M. GIGNOUX et L. MORET, qu'ils ont été extravasés par les poussées orogéniques, et que la tectonique salifère explique seule leur disparition.

La question peut être tranchée : Je suis en effet à même d'affirmer que le gypse s'est déposé, car il reste deux affleurements sur une étendue explorée de près de 500 kilomètres carrés. Le plus important n'a que quelques dizaines de mètres d'étendue. Il se trouve dans le haut vallon du Petit Tabuc, entre les chalets et le col d'Arsine, près de la base des pentes qui montent aux prairies de Pradiou. Pointant à l'air libre à travers le Lias, et malgré la solubilité de la roche, il ne constitue nullement une zone déprimée,

comme on aurait pu s'y attendre. Je pense donc que cet étroit affleurement n'est rien d'autre que la section d'une masse de gypse plus vaste et plus profonde, en cours d'extravasation sous le poids des sommets méridionaux de Combeynot.

Il est tout à fait remarquable, et conforme à notre hypothèse, que la région d'Arsine soit précisément, dans toute la bordure du massif, celle où les actions tectoniques se sont montrées les moins violentes. On s'explique ainsi qu'une partie des gypses ait pu y être conservée. Là aussi, les cargneules sont plus abondantes que partout ailleurs et forment de longs affleurements au Nord du pointement gypseux. La moindre plasticité de ces roches leur a d'ailleurs permis de subsister en plusieurs autres points, ainsi que va le montrer la description de quelques affleurements.

Le col des Bouchiers ne constitue qu'un large ensellement peu profond dans les crêtes qui séparent la haute vallée du Drac de Champoléon du vallon de la Selle, dont les eaux vont en Vallouise. Les crêtes, d'orientation générale Nord-Sud depuis le massif des

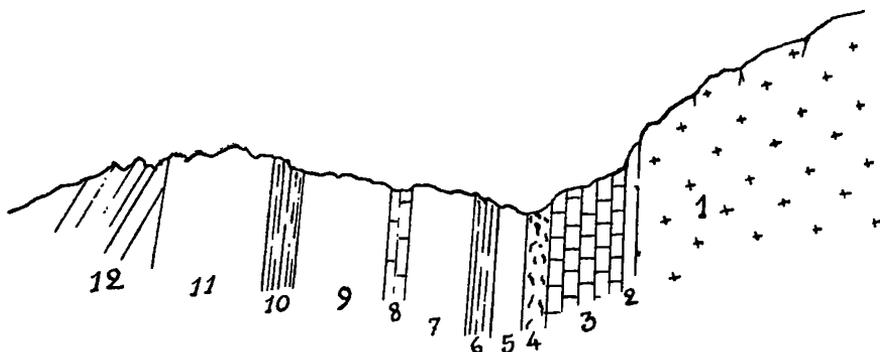


Fig. 3. — Coupe du col des Bouchiers.

Bans et du Bonvoisin, s'incurvent ici vers l'Est. En les suivant d'Ouest en Est, on rencontre successivement en couches subverticales, orientées Nord-20° Est (fig. 3) :

1. Substratum gneissique.
2. Roche vert olive à grain très fin contenant des fragments de minéraux du gneiss sous-jacent, souvent d'aspect globulaire (mylonite) 1 m.
3. Calcaire noir à pâte fine 8 m.
4. Cargneule 1,50 m.
5. Spilite vert foncé, violacé par place 3 m.

6. Schistes lie de vin (cinérites ou spilites broyés)	1,50 m.
7. Spilite vert foncé	6 m.
8. Calcaire marbreux, versicolore (blanc, violacé ou verdâtre) en plaquettes centimétriques	2 m.
9. Spilite identique à (7)	8 m.
10. Schistes lie de vin identiques à (6)	2,50 m.
11. Spilite identique à (7) et (9)	10 m.
12. Calcaires à nummulites discordants	

Cette coupe présente des caractères analogues à celle qu'on peut relever bien plus bas sur la rive droite de la Selle, au lieu-dit les Plates de Charvet, près de la cabane du Jas Lacroix. Là, au fond des ravins, striant la pente, sur un substratum de gneiss amphibolique, on trouve de bas en haut :

1. Cargneule	1 m.
2. Calcaire dolomitique blanc passant à des calcaires cristallisés, rouges et verts	1 m.
3. Schistes rouges violacés (cinérites ou spilites broyés).	3-4 m.
4. Spilites verts	1 m.
5. Schistes noirs du Flysch discordants sur l'ensemble précédent.	

Ces deux coupes, outre la présence de cargneules, nous montrent le développement d'éléments caractéristiques du Trias de cette région : les spilites et cinérites d'une part, les calcaires ou marbres rouges et verts d'autre part.

Signalons d'abord que le calcaire noir n° 3 de la coupe du col des Bouchiers m'a montré dans une masse de calcite cryptocristalline colorée par des traînées de substance amorphe, opaque, des corpuscules assez énigmatiques. Il s'agit de sphérules complètement opaques eux aussi, à surface montrant une sorte d'ornementation mamelonnée, et de diamètre compris entre 10 et 60 microns. Leur aspect peut évoquer les zygotes de certaines mucorales ou encore des spores. C'est cependant à des grains de pollen qu'ils ressemblent le plus. G. DEFLANDRE, à qui je les ai soumis, est d'accord avec moi sur la très grande probabilité de leur origine organique, mais leur état de conservation ne lui permet d'émettre aucune hypothèse sur leur nature.

Il ne peut être question, bien entendu, de donner à ces sphérules une signification stratigraphique précise. Il faut pourtant rappeler leur existence dans le ciment de la brèche n° 12, de la coupe du col de Montagnole. Là, comme au col des Bouchiers où le calcaire noir est tout à fait à proximité des spilites, ces objets se montrent dans les couches supérieures du Trias. Si l'hypothèse d'une origine

végétale subaérienne qu'a évoqué pour moi leur aspect venait à prendre corps, nous serions conduits à envisager la proximité d'une terre émergée jusqu'à la fin du Trias. Cette conclusion s'accorderait d'ailleurs fort bien avec l'ensemble de mes autres observations.

J'ai qualifié de spilites, conformément aux définitions de Ch. LORY, des roches d'apparence effusive, presque toujours en rapport avec le sommet du Trias. Il arrive cependant que ces roches se soient formées pendant les tout débuts du Lias, et j'ai notamment trouvé au pied de la Croix de Cibouit les calcaires de cet étage injectés par un filon couche de ces roches.

Il semble difficile de définir mieux ces roches, si l'on veut se placer du point de vue pragmatique du géologue de terrain. Elles sont en effet, semble-t-il, de composition assez variable suivant les différents gisement du massif. Leur étude pétrographique, notamment les travaux très récents de P. BELLAIR et ceux de M. VUAGNAT ne semblent d'ailleurs pas avoir épuisé la question. Mais quelles que soient les conceptions nouvelles que ces travaux pourront faire naître quant à ces roches, elles n'en conserveront pas moins, grâce à leur aspect très caractéristique, une indéniable valeur stratigraphique de couche repère.

On peut constater que les spilites, qu'ils soient massifs et verts ou bleus ou que, broyés, ils aient pris un aspect schistoïde avec une teinte lie de vin, ont parfois injecté et souvent métamorphisé des calcaires du Trias. Ces derniers prennent alors un aspect marmoréen, avec des teintes rouges plus ou moins intenses, ou parfois d'un vert pâle. Rappelons à cet égard la confusion qui en était résultée pour W. KILIAN : ignorant ce faciès, il avait fait, ainsi que l'ont montré M. GIGNOUX et L. MORET, de ces marbres triasiques observés à Dourmillouse, un Jurassique supérieur à faciès Guillestre.

Ces calcaires vivement colorés sont un des éléments les plus caractéristiques du Trias pelvousien. Cependant on doit en distinguer deux types : les uns, complètement recristallisés, sont des cipolins. Leur aspect est d'ailleurs très différent des cipolins hercyniens de Valsenestre, et leur teinte suffit amplement à les en différencier. Les autres, beaucoup moins métamorphiques, ont souvent un aspect bréchique.

Tous les excursionnistes qui sont allés du Villar-d'Arène au chalet de l'Alpe, ont vu de superbes échantillons de ce dernier type de calcaires, dans la moraine, au bord du chemin, face au ravin du glacier de l'Homme. J'ai pu reconnaître l'existence de ces calcaires, dans le bedrock actuellement dégagé de ce glacier, jusqu'au voisinage de sa jonction avec le glacier du Lautaret. Comme cette région est dépourvue de spilites, je serais assez porté à croire que les

calcaires rouges bréchiques qu'on y rencontre (brèches monogéniques d'ailleurs) doivent leur teinte soit au contact, soit au remaniement de produits d'altération d'une surface topographique anté-triasique.

Les calcaires triasiques de type cipolin sont le plus souvent en contact, ou à proximité de spilites, ce qui explique leur métamorphisme. Cependant il arrive parfois, et c'est le cas de multiples filons calcaires, épais de 0,01 à 1 mètre, qui lardent les rochers rouges du Pelvoux, que ces cipolins n'aient de rapports visibles qu'avec les terrains cristallins. On peut alors admettre qu'ils résultent d'un dynamométamorphisme. Cette idée apparaît d'autant plus vraisemblable que ces calcaires, d'aspect fluidal, sont toujours fortement pincés dans les roches encaissantes, et donnent l'impression de les injecter.

Notons pourtant que certains de ces filons du Pelvoux m'ont fourni non pas des calcaires, mais des schistes lie de vin, identiques à ceux que j'ai signalés ci-dessus au col des Bouchiers et aux Plates de Charvet. Si l'assimilation de ces schistes soit à des cinerites, soit à des spilites laminés, broyés et méconnaissables (P. BELLAIR) est fondée, leur présence rend possible, ici encore, une action métamorphisante des spilites, ayant précédé le dynamométamorphisme. Ce dernier ne serait plus responsable que de l'aspect fluidal de la roche.

Je ne chercherai pas à donner une réponse au problème pétrographique de la nature des schistes lie de vin. Sont-ce des cinerites ?

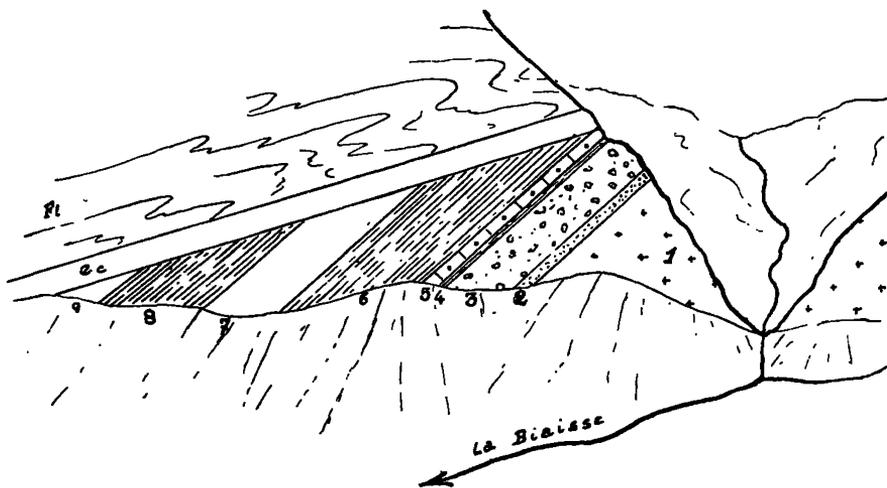


Fig. 4. — Coupe naturelle de la cascade des Oules.
Fl. : Flysch; ec. : Calcaire nummulitique.

des spilites broyés et laminés ? La question n'est pas de ma compétence. Cependant le rapprochement entre ces roches et les spilites massifs est non seulement un fait résultant d'analyses pétrographiques, mais aussi un fait confirmé par la fréquente association, dans un même gisement, des deux sortes de roches.

Cette association, assez remarquable déjà au col de Bouchiers, est plus accessible et plus spectaculaire encore, en raison de l'épaisseur de la couche, près de Dourmillouse. Sur la rive droite de la Biaise et tout à côté de la cascade du torrent des Oules, j'ai relevé (fig. 4) la série suivante :

1. Cristallin.
2. Quartzites un peu micacés à la base 6 m.
3. Brèche monogénique calcaire 20 m.
4. Spilites verts, d'aspect laminés schistoïdes 1,50 m.
5. Cipolin rouge et blanc 4 m.
6. Schistes violets puis rouge lie de vin 35 m.
7. Spilites rougeâtres, massifs 20 m.
8. Schistes violets 30 m.
9. Spilites massifs, vert foncé 15 m.

Au-dessus viennent les calcaires nummulitiques et le Flysch discordant sur le Trias.

Ajoutons qu'au voisinage immédiat de cette coupe, le plateau de Faravel est formé par une énorme coulée de spilites qui a métamorphosé le Trias à Myophories sous-jacent, tandis que ses débris se trouvent mêlés au calcaire à la base du Nummulitique superposé.

Les coupes décrites jusqu'ici n'ont pas encore fait état des dolomies à patine capucin, classiques dans les zones externes des Alpes. Or elles ne sont pas absentes. On peut en effet en observer de petits affleurements dans la vallée du Grand Tabuc, sous la célèbre lame de granite de la Croix de Cibouit. Elles existent également sur les crêtes des Têtes de Sainte-Marguerite, entre les vallées du Grand et du Petit Tabuc. Bien développées dans la région du col d'Arsine et à la base Nord du massif de la Meije, ces roches forment enfin deux bandes, deux demi-ceintures, l'une à l'Ouest, l'autre au Nord-Est du massif du Combeynot.

Ces mêmes dolomies se montrent assez abondantes à l'extrême Sud du massif, à la base du sommet de la Rouite, sur la rive gauche du Haut Drac de Champoléon. Par ce dernier affleurement on rejoint le Trias fossilifère signalé par P. JODOT dans cette même région et découvert au cours d'une excursion de l'Ecole des Mines de Paris. Par contre, dans toute l'étendue qui sépare le Grand Tabuc et le Drac, je n'ai nulle part observé de dolomies capucin,

qui semblent être remplacées par des brèches du même type que celles du col de Montagnole.

Ainsi qu'on a pu déjà s'en rendre compte, la base du Trias est souvent absente. Dans la plupart des cas, cette absence peut avoir une origine tectonique. Les affleurements sont en effet souvent refoulés sur le substratum cristallin, ainsi qu'en témoigne par exemple la mylonite observable à la base de la coupe du col des Bouchiers. En pareil cas, les grès ou les quartzites faisant corps avec le cristallin dans la région d'origine du lambeau refoulé sont restés en place. Seuls les niveaux supérieurs ont subi l'avancée qui est venue les superposer directement aux schistes cristallins.

Les niveaux inférieurs, quand ils existent, se présentent parfois sous forme de brèche (Montagnole). Mais plus généralement ils sont constitués par des grès grossiers, feldspathiques, tels ceux du col de Montagnole, et décrits de longue date. Deux cas particuliers vont attirer notre attention : l'affleurement du synclinal d'Ailefroide et un petit affleurement situé en amont de Dourmillouse.

Le synclinal d'Ailefroide montre sur son flanc Est une série renversée, dont les premiers termes sont triasiques. Sur la rive droite du torrent, aux Ribeyrettes, dans les premières assises calcaires de ce Trias, vient s'intercaler tectoniquement la couche de base de l'étage.

Il est remarquable que cette couche soit constituée ici par des quartzites d'une blancheur de neige et de type tout à fait briançonnais. Certaines surfaces dans ces quartzites montrent un aspect lustré dû au développement de quelques minéraux phylliteux. Notons cependant qu'à leur limite inférieure ces quartzites sont de teinte plus grise, en raison de nombreux points bruns et noirs qui les parsèment. C'est d'ailleurs sous ce dernier aspect qu'on les retrouve sur la rive gauche du torrent du Gyr, où ils sont très normalement accolés au granite du flanc inverse.

Quand on remonte au-dessus de Dourmillouse la rive gauche du torrent de Chichin, qui vient du col de Freissinières, on rencontre, plongeant sous les éboulis et les alluvions de la vallée, un Trias riche en spilites. A ce Trias se superposent les puissantes assises du Nummulitique. On arrive bientôt, un kilomètre environ en amont du hameau de Romans, aux affleurements cristallins de la « Boutonnière de Dourmillouse ». C'est là que, sur quelques mètres seulement, j'ai observé un Trias d'aspect insolite.

Sur la surface du cristallin plongeant à 55-60 degrés vers le Nord-Est, se rencontre un conglomérat à galets bien roulés (fig. 5). Ce sont de rares éléments gneissiques, et surtout des calcaires noirs. Les dimensions des galets vont de 4 à 15 centimètres, et le

poudingue a un à deux mètres d'épaisseur. Ce poudingue est surmonté par des brèches calcaires et dolomitiques semblables à celles du col de Montagnole, et d'ailleurs très répandues dans tout le

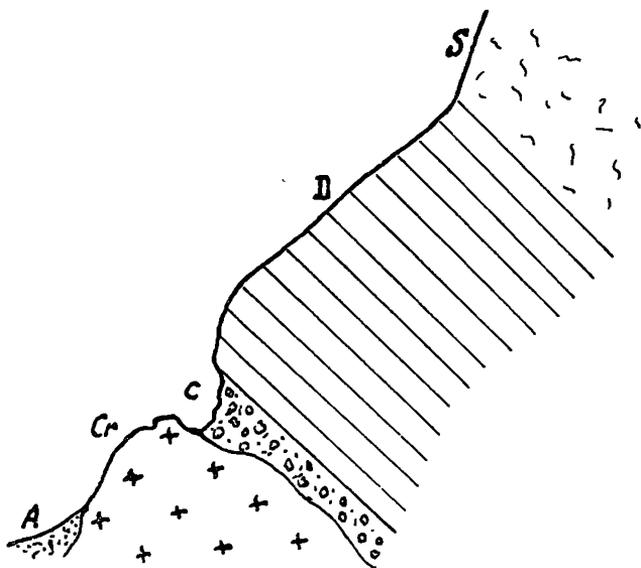


Fig. 5. — Transgression triasique à Dourmillouse.

A. : Eboulis; Cr. : Cristallin; C. : Conglomérat; D. : Dolomie; S. : Spillite.

Trias du Pelvoux. Sur les brèches, épaisses de 15 mètres environ, se superposent des spillites d'au moins 50 mètres de puissance. Le poudingue ne peut donc être que triasique.

Il est remarquable que les calcaires noirs soient inconnus dans les terrains antétriasiques, tant dans la zone ultradauphinoise que dans les zones plus internes. D'autre part, si les affleurements du Trias nous montrent de tels calcaires, c'est seulement vers le sommet de l'étage qu'on les rencontre. L'abondance des galets de calcaire noir dans le poudingue de Dourmillouse nous conduit donc à admettre, pour cette formation, un âge très récent. Peut-être peut-on préciser plus, car le Trias ultradauphinois n'a de calcaire noir que dans la région très éloignée de l'Eychauda. Dès lors il apparaît que ce poudingue représente probablement un vieux cordon littoral de provenance briançonnaise. Dans ces conditions, il ne saurait être antérieur à la partie supérieure du Carnien.

Cette dernière observation et ses conséquences paléogéographiques locales conduisent à se demander si, d'une façon plus géné-

rale, les grès et quartzites de la base du Trias ont bien dans notre région une signification stratigraphique définie ? L'absence de fossiles y est totale. Il est donc impossible de voir dans les roches arénacées à la base des dépôts autre chose que des faciès littoraux ou même continentaux, d'âge indéterminé, et d'ailleurs probablement variable suivant les points considérés. La notation $t_{,,}$, que je continue d'employer, parce qu'elle est liée à ces faciès dans l'esprit des géologues alpins, n'a donc ici qu'une signification pétrographique.

En résumé, les caractères de ce Trias du Pelvoux peuvent être classés en deux catégories.

Les uns ont une cause tectonique et consistent essentiellement en phénomènes de dynamométamorphisme, ou en suppressions de niveaux. A cet égard, il faut noter la suppression presque totale des gypses et la suppression fréquente des cargneules par extravasion.

D'autre part, la disparition des éléments arénacés à la base de l'étage résulte, dans la plupart des cas, de l'avancée tectonique des matériaux non siliceux sur la surface cristalline décapée par l'érosion antérieure à l'orogénèse alpine.

D'autres caractères résultent des conditions de sédimentation et peuvent conduire à une esquisse paléogéographique.

Notons d'abord l'analogie qui se manifeste localement en ce qui concerne les quartzites, bien plus généralement quant aux dolomies et brèches, entre notre région et les zones internes. Elle témoigne de la relative uniformité des conditions qui régnaient alors dans cette portion de la mer alpine, entre des régions destinées ultérieurement à évoluer dans des sens différents.

Mais un caractère particulièrement important et très général est précisément la fréquence des brèches ou pseudobrèches intraformationnelles. Beaucoup d'entre elles, qui ne résultent ni du processus d'intrusion et éclatement, ni d'une sédimentation terrigène grossière, ne s'expliqueraient pas facilement par un dépôt effectué en eaux profondes. Les croûtes siliceuses de la couche (10) du col de Montagnole, si leur origine est bien celle que j'ai envisagée ci-dessus, non seulement parlent dans le même sens, mais encore permettraient d'envisager un régime de lagunes tout à fait littorales et soumises à des exondations périodiques.

Nous sommes là, de toute évidence, en bordure d'une série d'îles vindeliciennes, sur lesquelles la transgression triasique a pu être tardive (région de Dourmillouse), ou même n'avoir jamais été complète. Elle n'a amené que des mers peu profondes, admettant des périodes d'émersions temporaires. Dans ces mers pauvres en

organismes, les îles vindeliciennes, au relief effacé, ne pouvaient guère nourrir de sédimentation détritique. Il ne faut donc pas s'étonner de la minceur de ce Trias, dont les couches non volcaniques atteignent rarement une puissance de 50 mètres, et ne dépassent nulle part 70 mètres.

La répartition des dolomies capucin, localisées dans les régions septentrionales ou tout à fait méridionales du massif, aboutit aux mêmes conclusions. Si l'on considère en effet la présence très générale de ce faciès dans les synclinaux situés à l'Ouest du Pelvoux, alors qu'il s'y substitue un faciès bréchtique à l'Est, on est conduit à envisager une influence plus franchement dauphinoise s'exerçant aux deux extrémités septentrionale et méridionale du massif.

Cette observation évoque elle aussi la persistance d'une « Ile Pelvoux » autour de laquelle se formaient ces dépôts. Déjà à cette époque, et comme notre massif actuel, cette île se limitait au Nord au voisinage de la vallée de la Romanche. Vers le Sud, le Sirac se dresse aujourd'hui sur son ancien rivage. L'étude tectonique de la région nous confirmera d'ailleurs dans cette idée d'une individualisation précoce, hercynienne, du massif du Pelvoux.

J. RICOUR, pour des raisons d'ordre surtout paléontologique, condamne l'expression de « Chaîne vindelicienne », à laquelle il préfère le terme de « Seuil vindelicien » proposé par M. GIGNOUX. Je suis, pour la région étudiée ici, et en raison de l'atténuation très vraisemblable du relief de ces îles, entièrement d'accord avec lui.

Par contre, il me devient impossible de le suivre lorsqu'il dit à propos du Trias des massifs cristallins externes : « rien ne permet de supposer qu'une émergence générale, même temporaire, a eu lieu en cet endroit. » La présence d'un poudingue de transgression à Dourmillouse suffit à faire justice de cette opinion. L'étude du Lias viendra d'ailleurs confirmer cette idée d'émergence et même l'étendre à d'autres régions. Mais si le seuil vindelicien laissait émerger sous forme d'îles ses dômes les plus élevés, les échanges fauniques devraient être très faciles entre ces îles à travers le seuil. On s'explique ainsi les conclusions opposées qu'une étude paléontologique a inspirées à J. RICOUR.

LE LIAS

La subdivision admise par les anciens auteurs en Lias calcaire et Lias schisteux doit, comme l'a montré M. GIGNOUX, subir quelques restrictions si nous voulons lui conserver une valeur réelle. Il semble en effet que le Lias calcaire, tel qu'on le comprenait autrefois, soit un complexe hétérogène variable suivant les points. Dans certains

gisements il englobe à la fois le Lias tout entier et le Dogger, tandis qu'à d'autres endroits il ne représente réellement que l'ensemble Rhétien-Pliensbachien. Dans ce dernier cas, le Lias schisteux pourra soit être limité à la partie supérieure du Lias, soit s'étendre en réalité du Domerien à l'Oxfordien. Si par contre le Dogger est compris dans la dénomination Lias calcaire, il est bien évident que le Lias schisteux désignera alors en fait le Callovo-Oxfordien.

Une telle incertitude sur la signification de ces déterminations anciennes, le fait aussi de l'existence de faciès très spéciaux inconnus des anciens auteurs, rendent nécessaire une description détaillée des principales coupes relevées.

De toutes ces coupes, la plus complète, la seule qui permette de distinguer avec quelque précision les principaux étages du Lias, est celle du vallon d'Arsine. Les affleurements qui la constituent, tranchés très obliquement par la surface topographique, ne permettent d'observer la totalité de la série qu'en suivant à flanc de montagne, depuis la Bosse de Chamossière jusqu'au voisinage du glacier d'Arsine. Nulle part sur ce trajet la continuité de la série n'est interrompue, de sorte que la coupe, si elle ne peut être dessinée, peut du moins être reconstituée avec la plus grande exactitude. Elle montre le Lias jusqu'au voisinage du lac de l'Etoile, tandis que le Dogger forme la partie méridionale des affleurements.

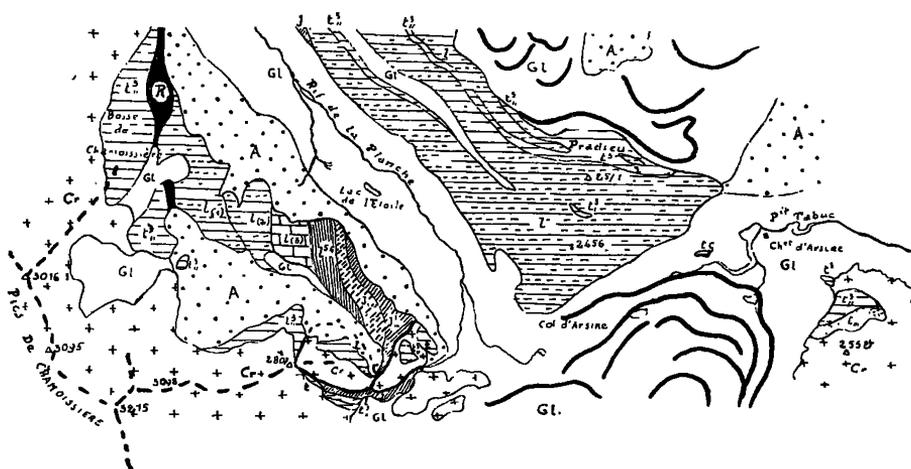


Fig. 6. — Carte géologique de la région du col d'Arsine.

A : Eboulis; Gl : Glaciaire; J_{III} : Bathonien-Callovien; J_{IV} : Bajocien très fossilifère; I₃₋₄ : Domerien-Aalénien; I₍₃₎ : Sinemurien-Pliensbachien; I₍₁₎ : Hettangien; R : Rhetien; t₃ : Trias (dolomies, brèches et cargneules); tg : Gypse du col d'Arsine; t_{,,,} : Quartzites triasiques; Cr : Cristallin. — Les lignes de crêtes sont indiquées en tirets épais.

Ces affleurements sont d'ailleurs en continuité au Nord avec la coupe de l'Alpe du Villar-d'Arène, décrite autrefois par W. KILIAN. Mais tandis que près des chalets de l'Alpe, le Lias est réduit aux termes habituels : Rhétien, Lias calcaire et Lias schisteux très mince, l'affleurement que je vais décrire montre des détails supplémentaires intéressants.

Sur le mince placage de Trias recouvrant le cristallin de la Bosse de Chamoissière, on rencontre en allant vers le Sud, entre les courbes de niveau 2400 et 2450 :

- | | |
|---|---------------|
| 1. Schistes papyracés sans fossiles, semblables à ceux du Rhétien du refuge de l'Alpe, mais dans lesquels s'intercalent en outre deux lits de dolomie épais de 30 à 40 centimètres. | 10 m. environ |
| 2. Calcaire siliceux gris bleuté à patine presque blanche | 6 m. |
| 3. Calcaire noir à pâte fine, patine claire, contenant de gros lamellibranches | 10 m. |
| 4. Calcaire très siliceux, gris foncé, avec zones gréseuses jaunâtres ou brunâtres par altération, fourmillant de Bélemnites, riche en Ammonites généralement impossibles à dégager | 30 m. |
| 5. Schistes noirs sans fossiles | 50 m. |
| 6. Calcaire marneux en petits lits irréguliers, un peu schisteux, gris bleuté assez clair à patine ocre pâle | 40 m. |

Ce dernier niveau, qui passe sous des calcaires à Ammonites du groupe *Humphresi*, doit, en raison du changement de faciès qu'il marque au-dessus des schistes, être considéré comme bajocien.

Il paraît évident que la couche (1) représente le Rhétien. Les lamellibranches de la couche (3) sont des *Plagiostoma*, mais très difficiles à dégager, ils n'ont pas pu être obtenus dans un état permettant une détermination spécifique. Ils n'ont donc pas de signification stratigraphique nette. Par contre, parmi les nombreuses Ammonites non identifiables de la couche (4), je suis parvenu à dégager, à la base de ce niveau, un bon exemplaire de *Coroniceras bisulcatum* Sow. L'âge sinemurien est ici certain. Dès lors les couches (2) et (3) représenteraient très probablement l'Hettangien.

Les Bélemnites de la partie supérieure des calcaires siliceux (couche 4) sont très difficiles à extraire. Il m'a semblé pourtant que certaines d'entre elles étaient canaliculées. Elles appartiendraient déjà au Pliensbachien.

Les 50 mètres de schistes noirs qui viennent ensuite doivent englober, comme il est de règle, le Domérien, le Toarcien et l'Aalénien. C'est là le point où le vrai Lias schisteux atteint, dans notre région, son maximum d'épaisseur. Si l'on en suit vers le Nord les affleurements, on peut constater un amincissement marqué de ces schistes, d'où leur faible épaisseur dans la coupe de W. Kilian. D'autre part le Bajocien lui aussi subit un amincissement parallèle, et plus loin encore, au Nord des chalets de l'Alpe, il devient peu à peu schisteux. Il en résulte que dans les ravins du Rif du Colombier, au-dessus du Pas de l'Ane à Falque, il devient impossible de distinguer le Domérien-Aalénien des étages plus élevés du Jurassique.

Une autre coupe intéressante, parce qu'elle nous montre le Lias avec l'aspect qu'il présente le plus souvent dans l'ultradauphinois du Pelvoux, peut être relevée sous la célèbre lame de granite de la Croix de Cibouit, au-dessus de la cabane de berger des Près les Fonts. Là, on rencontre sur le Trias terminé par des spilites, d'abord des calcaires bleutés très siliceux, montrant des inclusions de minces lentilles gréseuses. Ces calcaires contiennent avec des Bélemnites, des Arietitidés silicifiés, particulièrement nombreux dans le haut du ravin du torrent des Près les Fonts. De toute évidence il s'agit là d'un Lias inférieur atteignant le Sinemurien.

Au-dessus de ces calcaires, quelques mètres de schistes à surface grise, satinée, à reflets argentés, doivent représenter le Lias supérieur. Ils sont recouverts par de nouveaux calcaires contenant aussi des sections de Bélemnites, mais dépourvus de lentilles gréseuses, et qui ici arrivent au contact de la lame de granite. Si on suit cette couche vers le bas sur le versant rive gauche du Grand Tabuc, on voit les calcaires se terminer en biseau et passer latéralement à des schistes marneux noirs dont la partie supérieure au moins est oxfordienne. Les calcaires à Bélemnites supérieurs représentent donc très probablement le Dogger.

Comme on le voit, le Lias montre bien ici une masse inférieure calcaire, et une partie supérieure schisteuse. Mais contrairement aux idées anciennes, les schistes, de même qu'aux chalets de l'Alpe de Villar-d'Arène, sont très minces. Ils présentent de surcroît une grande analogie d'aspect avec les schistes jurassiques.

Dès lors, quand des affleurements comme ceux des contreforts occidentaux du massif de Combeynot, ou encore ceux du col de Meollion, comporteront Lias et Jurassique en séries plissées, seul le Lias inférieur, calcaire, spathique, assez souvent siliceux et de teinte fréquemment gris bleuté, pourra se distinguer, en longues bandes anticlinales, des schistes qui l'enveloppent.

Le Lias présente aux environs du lac de l'Eychauda des caractères très spéciaux.

Au-dessus de l'anticlinal triasique déjà décrit, j'ai observé avec J. DEBELMAS une masse de calcaire clair, dépassant certainement 50 mètres de puissance. Elle forme une partie très notable du bedrock du glacier de Seguret-Foran.

Ce sont des roches qui, d'un point à un autre, changent rapidement de composition, passant de purs calcaires spathiques à des calcaires plus ou moins fortement gréseux. Il nous a même semblé qu'en certains endroits, le nom de calcaires quartziteux leur était seul adéquat. Ces roches qui par places, contiennent des éléments verts ou rouges provenant du cristallin du Pelvoux sont certainement liasiques; nous y avons en effet observé des Bélemnites, des tiges de Crinoïdes et des Bryozoaires qui ne laissent aucun doute sur leur âge.

S.

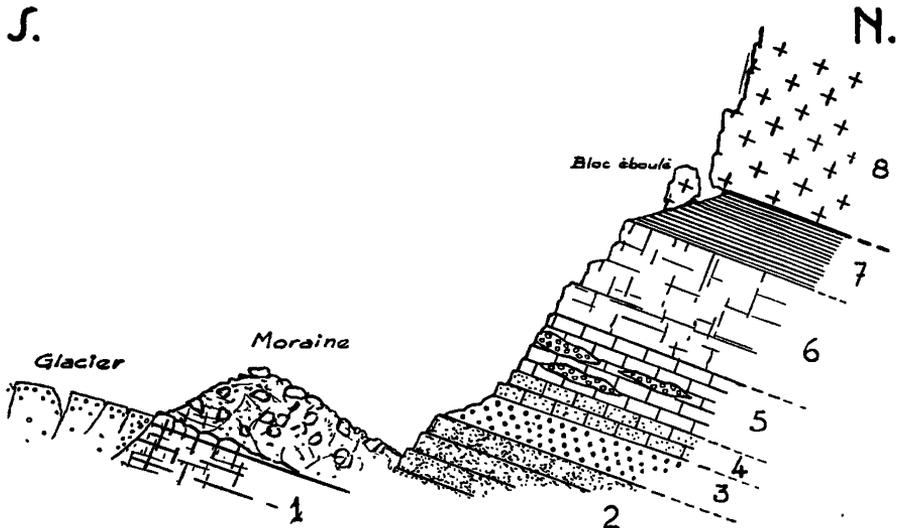


Fig. 7. — Coupe sous la crête des Grangettes. (Légende dans le texte.)

A l'Ouest de ce premier affleurement et à quelques 500 mètres de lui, sur la rive gauche du glacier, au pied de la crête des Grangettes, j'ai relevé une autre coupe du plus haut intérêt. Là, le calcaire du lit du glacier (couche n° 1) disparaît sous une moraine latérale, de l'autre côté de laquelle on peut observer (fig. 7) :

2. Quartzite gris très clair, à patine ocre foncé. La partie de cette couche qui émerge de la moraine a une épaisseur de 5 m.

3. Grès à gros grains assez tendre, beige clair	3 m.
4. Calcaire gréseux gris	3 m.
5. Calcaire gris clair, compact, spathique, contenant des niveaux lenticulaires de calcaires à débris d'orga- nismes	6 m.
6. Calcaire gris clair, spathique, avec intercalation quartziteuse à la base; Fissiles et montrant des coupes de Bélemnites et des tiges de Crinoïdes	10 m.
7. Schistes noirs certainement en partie jurassiques supérieurs	6 m.
8. Aplites formant les crêtes des Grangettes.	

L'observation des affleurements de part et d'autre de la moraine ne permet pas de douter que les quartzites soient superposés aux calcaires de la puissante couche (1). Intercalés entre des couches liasiques, ces quartzites appartiennent eux aussi au Lias.

Très durs, ils contiennent des cristaux microscopiques de pyrite. C'est à cette circonstance qu'ils doivent leur patine ocre assez foncé. Les teintes de leur surface sont ainsi un peu plus accusées que celles des quartzites triasiques, et c'est là le seul caractère, bien aléatoire, qui permette de les en différencier sur un échantillon.

Les calcaires du niveau (5) contiennent des lentilles à débris d'organismes intercalés dans leur masse. Les unes montrent seulement des fragments de coquilles de bivalves apparaissant en coupes dans la pâte de la roche; d'autres contiennent des objets assez énigmatiques : en apparence ce sont des sortes de dragées amygdaloïdes de un à trois centimètres de diamètre, dont les sections, d'un blanc pur, tranchent sur le gris du fond. Ces corps sont réunis par un ciment de calcite grenue, et leurs contours sont généralement soulignés au microscope par une mince lame de substance amorphe brunâtre. Quelques éléments clastiques apparaissent dans ce ciment, mais je n'ai pu y trouver de traces identifiables d'organismes.

A certains endroits les sections de ces objets prennent un aspect subrectangulaire qui permettrait de les envisager comme des tiges éventuellement ramifiées. Cependant nulle part on ne peut affirmer voir une ramification certaine.

La structure de ces objets comporte une sorte d'écorce périphérique formée de calcite lamello-prismatique, entourant un contenu fait de plages de calcite largement cristalline, coupées de travées de calcite grenue. Ces caractères, et notamment ceux de la région périphérique, ne laissent aucun doute quant à l'origine organique de ces corps.

Les prismes lamelleux de l' « écorce » proviennent à peu près certainement de la transformation secondaire en calcite d'une enveloppe d'aragonite. Cette origine évoque immédiatement des coquilles



Fig. 8. — Coupe d'une dragée amygdaloïde du Lias de Seguret-Foran. $\times 4$.

de bivalves. Mais la forme fermée sur elle-même de cette couche externe ne s'accorde pas du tout avec cette idée. Cette forme et l'aspect général des échantillons de la roche rappellent plutôt les calcaires à polypiers. Mais en l'absence de ramifications visibles, il faudrait admettre que nous observons ici un dépôt, réalisé dans un biotope spécial où auraient foisonné des polypes solitaires.

La couche de calcaire à Bélemnites (6) montre au microscope des débris d'Echinodermes, autour desquels les grains de calcite s'orientent en traînées qui donnent à la roche un aspect fluidal. Cet aspect est certainement d'origine tectonique. S'agit-il encore du Lias ? ou avons-nous déjà affaire au Dogger ? C'est ce qu'il est encore impossible de préciser, dans l'impossibilité d'en dégager le moindre fossile utilisable. Les schistes qui surmontent ce calcaire m'ont prouvé qu'ils s'étendaient jusqu'à l'Oxfordien. Ce que nous savons déjà des relations entre Lias, Dogger et Schistes jurassiques doit nous engager à beaucoup de prudence. Néanmoins, l'absence complète de niveau schisteux entre ces calcaires et les assises pré-

cédentes, l'absence d'argument paléontologique en faveur d'un âge jurassique moyen, me conduisent, par souci de simplification à admettre que tout le complexe calcaréogréseux de Seguret-Foran représente le Lias.

Reportons maintenant notre attention plus loin vers l'Ouest, au Dôme du Monétier ainsi qu'au voisinage des pics de la Feste et de Seguret-Foran. Nous constaterons que sur les calcaires noirs, moirés, du sommet du Trias, le Lias est représenté exclusivement par des quartzites. Ceux-ci, encore épais au Dôme du Monétier, ont été réduits par l'érosion entre les deux autres pics, à un résidu de quelques mètres d'épaisseur, formant des affleurements discontinus.

P. TERMIER avait considéré les calcaires noirs qu'il connaissait dans cet affleurement, comme hettangiens. Leur teinte était bien entendu le seul argument en faveur de cette assimilation, et l'aspect moiré, largement spathique, très différent de celui des calcaires finement détritiques de l'Hettangien, ne l'avait pas frappé. Le fait s'explique d'autant plus facilement que cet éminent géologue n'eut jamais l'occasion d'observer ailleurs ce faciès du Trias supérieur. Il n'avait pas vu les puissantes couches de grès surmontés de brèches dolomitiques qui, sur les arêtes de ce massif, servent de soubassement aux calcaires noirs. De surcroît il devait fatalement confondre les quartzites du Lias, superposés à ces calcaires noirs et dont il ignorait l'âge, avec un Trias de base. Il ne faut donc pas s'étonner que TERMIER ait dessiné là, sur la feuille Briançon au 80.000^e, une série renversée qui n'existe pas.

Dans la coupe ci-dessus décrite, les calcaires néritiques du Lias de l'Eychauda sont donc surmontés par des quartzites et grès. Vers l'Ouest, ces derniers gagnant vers la base du Lias se substituent peu à peu aux calcaires. Nous avons donc là un passage latéral à des faciès de plus en plus littoraux, à mesure que l'on se rapproche des régions centrales du massif du Pelvoux. Ce dernier a fourni, comme nous l'avons vu, aux calcaires quartziteux, près du lac de l'Eychauda, leurs éléments colorés. Il semble donc à peu près certain qu'il formait encore, au Lias une région émergée dont les plages bordières se sont consolidées en quartzites.

Le fait que les quartzites se limitent au sommet du Lias quand on s'éloigne du cœur du massif en direction de l'Est, traduit une régression lente et de faible amplitude. Elle témoigne de l'ultime résistance du seuil vindelicien, voué à la subsidence qui entraînera la disparition de l'Île Pelvoux sous les mers jurassiques.

Le caractère néritique et souvent détritique des dépôts au pourtour de cette île s'est manifesté bien plus loin vers l'Est, comme en témoignent les minces lentilles gréseuses que nous avons

notées dans l'affleurement des Près les Fonts. Nous le retrouverons d'autre part à la base de la Croix de Cibouit, à un kilomètre au Nord-Nord-Est de son sommet. Un étroit ravin reçoit les ruissellements de la grande pente schisteuse dénudée, que domine la lame de granite. Dans ce ravin on peut observer une série allant du Trias au Jurassique.

Sur le Trias quartziteux et bréchique, le Lias montre essentiellement des calcaires noirs, spathiques, à Bélemnites, montrant des passages latéraux à des niveaux de grès quartziteux allant de un à quelques décimètres d'épaisseur. Ces niveaux gréseux peuvent s'observer sur une étendue d'une vingtaine de mètres, au delà de laquelle les affleurements se perdent sous des éboulis.

Comme nous le verrons en décrivant la tectonique du massif, ces derniers affleurements qui sont actuellement l'un à cinq kilomètres, l'autre à six kilomètres des crêtes du massif de Seguret-Foran, devaient en être sensiblement plus éloignés lors du dépôt des sédiments. Les lentilles gréseuses qu'on y observe doivent simplement représenter des dépôts de graviers formés par des courants au large des côtes, au milieu de zones à sédimentation vaseuse.

Une mention particulière doit être faite d'un affleurement de Lias situé à l'entrée du vallon de Montagnole, à l'aplomb de la Croix de Cibouit. C'est le niveau le plus bas de la coupe qu'on peut relever dans le versant Sud-Ouest de cette montagne. J'y ai observé, émergeant des éboulis couverts de pâturage du fond du vallon, un banc de calcaire massif épais de 40 mètres. Ce calcaire contient dans toute son épaisseur de nombreuses coupes de Bélemnites colorées en noir. Son intérêt résulte de l'intercalation d'un filon-couche de spilite, qui injecte les délits et diaclases de la roche sédimentaire, dont les niveaux quartziteux sont injectés aussi.

Cet ensemble forme un complexe dont la structure est facile à observer, en particulier sur un bloc éboulé qui a roulé jusqu'au bord du Grand Tabuc. Tandis qu'une épaisse couche de spilite très redressée s'observe en place dans l'affleurement, ce bloc montre des lits minces, centimétriques, d'un spilite vert clair, un peu scoriacé, cloisonnant un calcaire dans lequel les quartzites forment des lentilles de quelques décimètres d'étendue. Des coupes de Bélemnites sont disséminées dans le calcaire.

C'est là, de toute la partie du massif que j'ai parcourue, le seul point où j'ai pu observer avec certitude l'existence de spilites lia-siques.

La ressemblance est grande entre les faciès du pourtour du lac de l'Eychauda, et ceux qu'ont fait connaître successivement : E. RITTER au col des Fours; Ed. PARÉJAS dans le synclinal de Chamonix et au Mont Joly; H. SCHOELLER à la Pointe des Fours. Partout dans ces divers gisements, des grès quartziteux se montrent dans la partie moyenne et supérieure du Lias.

Les mêmes conditions de dépôt, comportant la présence probable d'îlots siliceux émergés, existaient donc à cette époque, tant dans le massif du Mont-Blanc que dans celui du Pelvoux. L'existence de ces témoins permet de conclure à la persistance, jusqu'au sommet du Lias, d'une série de hauts fonds vindeliciens qui tous ont subi, avant leur affaissement définitif, une période d'émergence.

Ces considérations trouvent une confirmation tout à fait remarquable dans les observations de R. BARBIER. Rappelons en effet que cet auteur a démontré l'existence d'un dôme émergé au Lias inférieur, sur l'emplacement du petit massif cristallin du Grand Chatelard, près de Saint-Jean-de-Maurienne. Là, c'est le Lias moyen qui est transgressif soit sur le Trias, soit sur le cristallin, sur lesquels il débute par des brèches calcaires.

Ainsi l'affaissement des îles vindeliciennes a été plus précoce dans cette partie des massifs cristallins externes intermédiaires entre les deux piliers d'angles du Mont Blanc et du Pelvoux. Il ne faut pas s'étonner dès lors que les ressemblances soient très grandes, allant presque jusqu'à l'identité, entre les calcaires liasiques de Seguret-Foran et ceux de Tarentaise, notamment à l'Étroit du Sciaix, tandis que dans les régions intermédiaires du Sud de la Savoie une subsidence plus précoce imposait des faciès différents.

Au total la période liasique nous montre une longue et étroite dépression ultradauphinoise et subbriançonnaise, peu profonde, séparant un seuil fini-vindelicien de la ride briançonnaise. Ce seuil, parfois émergé, va s'envoyer d'abord dans sa région médiane (Maurienne), tandis que ses extrémités ne sombreront sous les mers jurassiques qu'après une résistance, prolongée peut-être en certains points, jusqu'à l'aurore du Dogger.

LE DOGGER

Le Bajocien et le Bathonien inférieur ont été depuis longtemps reconnus dans le vallon de l'Alpe du Villar-d'Arène, où ils sont très fossilifères. Les récoltes de fossiles de P. TERMIER d'abord, puis les études de W. KILIAN, ont permis à ce dernier de donner une coupe du Dogger pour laquelle il a en outre utilisé les déter-

minations d'échinides (*Pygomalus Kiliani* Lambert) dues à J. LAMBERT. Pour cet étage encore, et bien qu'il connût les gisements du lac de l'Etoile et de Lapière, KILIAN s'est contenté d'étudier les environs immédiats des chalets de l'Alpe. Or il en est du Dogger comme du Lias dans cet affleurement : les couches y sont bien moins épaisses et moins différenciées que dans les contreforts de la chaîne de Chamoissière et du pic du Dragon.

W. KILIAN n'a pu distinguer que trois horizons : un Bajocien à *Aptychus* sp., *Phylloceras Circe* Hebert sp., *Stepheoceras* cf. *Frey-cineti* Bayle sp. et *Parkinsonia Parkinsoni* Sow. sp. avec au sommet des *Cancellophycus*. Le Bathonien inférieur, représenté par des marnocalcaires à *Lytoceras Tripartitum* Rasp. Sp. et *Pygomalus Kiliani* Lambert, est surmonté par des schistes fibreux satinés, à rognons de pyrite. Par contre, entre le lac de l'Etoile et le col d'Arsine, sur le versant gauche de la vallée, j'ai relevé une coupe plus détaillée, dont il sera intéressant de comparer les niveaux avec ceux de KILIAN.

Sur les schistes noirs aaleniens on rencontre, en cheminant vers le Sud-Est :

1. Calcaire marneux gris bleuté assez clair, à patine ocre pâle, un peu schisteux, formant de petits lits d'épaisseur irrégulière 40 m.
2. Calcaire faiblement marneux, gris très foncé, finement spathique. Il forme des bancs de 20 à 40 cm. alternant avec des lits de 10 à 15 cm. de marnes schistoïdes sombres. Ces calcaires m'ont fourni quelques *Stepheoceras* cf. *Humphresianum* Quenst. et des traces de *Cancellophycus* 15 m.
3. Calcaire marneux noir, se débitant en dalles; la patine ocre de ces calcaires les fait ressembler, de loin, aux dolomies triasiques. Ils sont riches en fossiles et m'ont fourni notamment des *Aptychus* sp. lamelleux; de nombreux *Phylloceras* dont l'état de conservation ne permet pas de détermination spécifique, *Perisphinctes Martinsii* d'Orb. sp., et, tout à fait à leur base, un exemplaire de *St. Cf. Humphresianum* Quenst.
4. Le niveau précédent passe insensiblement à un calcaire en lits de plus en plus minces, conservant les mêmes caractères de coloration et extraordinairement riche en *Parkinsonia Neuf-*

fensis Opp., mais où je n'ai pas rencontré d'autres espèces de ce genre. Ce niveau contient paraît-il beaucoup d'Oursins. Je n'en ai rencontré qu'un seul, très déformé et inutilisable.

L'ensemble des niveaux (3) et (4) a une puissance de 30 à 40 m.

- 5. Calcaire très schistoïde, sombre, d'aspect fibreux à patine grisâtre, satiné. Un débris d'Ammonite indéterminable a fourni des espoirs de récolte que les recherches ultérieures n'ont pas exaucés 4 à 5 m.
- 6. Schistes marneux noirs, satinés à la base, sans trace de fossiles 25 m.

L'épaisseur de ce dernier niveau est limitée par la superposition d'une lame de terrain cristallin qui sépare le gisement des moraines du glacier d'Arsine.

Ainsi qu'on le voit, les couches 1, 2 et 3 de cette coupe semblent bien représenter le niveau bajocien des chalets de l'Alpe. Mais cet étage se trouve ici subdivisé en trois zones. Si, en l'absence de fossiles, on ne peut rien dire de certain sur la zone inférieure, il n'en reste pas moins qu'elle est pétrographiquement bien caractérisée, et chronologiquement antérieure à la zone à *S. Humphresianum* représentée par le niveau (2).

La couche 4, en raison de la présence d'oursins, qui sont très probablement des *Pygomalus Kiliani* représenterait le Bathonien inférieur. Cette conclusion n'est pas infirmée par la présence de *P. Neuffensis* puisque cette espèce se rencontre aussi bien dans le Bathonien inférieur que dans le Bajocien supérieur. Les *P. Parkinsoni*, recueillis par LAURENT au lac de l'Etoile et déterminés par W. KILIAN, proviennent très certainement des éboulis au-dessus du lac, et par suite peuvent fort bien avoir leur origine dans la couche 3. Cette assimilation de la couche 4 au Bathonien inférieur permet de penser que les couches 5 et 6, non seulement comprennent le reste du Bathonien, mais encore pourraient empiéter sur le Callovo-Oxfordien qui a précisément, dans la région, le faciès de (6). De sorte que nous avons là certainement au moins les zones à *Oppelia Subradiata* (4), le Bathonien (5 et 6) et peut-être du Callovien (6).

On peut constater à la limite supérieure de la coupe, un passage progressif des calcaires marneux fossilifères aux schistes argileux noirs, par l'intermédiaire de quelques mètres de schistes satinés

fibreux. Par contre ces derniers constituent le niveau le plus élevé de la coupe de Kilian.

Contrairement aux indications de la coupe donnée par cet auteur, les calcaires marneux jaunissant de notre niveau (4) forment dans le ravin, par où le torrent d'Arsine débouche sur le replat des chalets de l'Alpe, la rive droite de ce torrent. Leur observation en remontant vers le Nord est difficile en raison de la végétation et de la couverture glaciaire. Elle m'a pourtant montré que le faciès schisteux fibreux envahit progressivement ce niveau et gagne d'autant plus vers sa base que l'on s'élève plus au Nord. Cet envahissement atteint très rapidement toute l'épaisseur du Dogger, de telle sorte que la bosse rocheuse dominant le ponceau du chemin de l'Alpe au Villar-d'Arène, à quelques 500 mètres au Nord des chalets, ne montre plus de différenciation nette entre Lias et Dogger.

On a l'impression que les faciès calcaires du Dogger forment une lentille se terminant en biseau dans des schistes supraliasiques. De fait le Dogger ne sera plus identifiable désormais, soit qu'il devienne schisteux, soit qu'il prenne des faciès identiques à ceux du Lias inférieur. Seules les Bélemnites canaliculées de la route du col du Lautaret (kilomètre 17) ont permis à E. HAUG de l'identifier. Dans l'intervalle, entre les deux gisements, les faciès calcaires se montrent uniquement au contact du Trias et sont liasiques. Quant aux bandes synclinales, notamment celle très épaisse que recoupe au-dessus du « Pas de l'Ane à Falque » le Rif du Colombier, elles ne montrent plus au-dessus du Lias inférieur que des schistes noirs, enveloppés de schistes satinés et pouvant s'étendre du Toarcien au Callovo-Oxfordien.

Le Dogger est certainement représenté, bien que sans fossiles caractéristiques, dans le vallon du Grand Tabuc.

J'ai déjà indiqué que sur la rive gauche de ce torrent, au-dessus de la cabane de berger des Près les Fonts, venait s'intercaler entre la lame de ganite et les schistes satinés du sommet du Lias une couche de calcaire à Bélemnites. Ce calcaire, bien qu'un peu siliceux, ressemblant beaucoup aux calcaires liasiques sous-jacents, ne contient pas comme ces derniers de nodules de grès. Les Bélemnites dont il montre des sections sont impossibles à dégager, de sorte qu'elles ne peuvent être étudiées et ne nous fourniront pas de renseignements stratigraphiques. Il est pourtant bien difficile de ne pas en faire du Dogger. Surmontant un Lias terminé par des schistes, ce calcaire s'intercale en effet à la base d'une série schisteuse qui monte jusque dans le Callovo-Oxfordien. Le considérer comme un faciès calcaire du Lias supérieur paraît bien difficile

à admettre, d'après ce que nous savons du Lias ultra-dauphinois. Il n'y a pas là non plus d'apparence en faveur d'un redoublement tectonique : un tel redoublement existe bien au voisinage mais affecte des couches qui ne se continuent pas du tout par ces calcaires. Il est donc plus judicieux de voir là un représentant du Bajocien, sinon de tout le Dogger.

L'intérêt de cet affleurement vient du fait que, vers le Sud-Est, où sa limite n'a pas été détruite par l'érosion, il se termine en biseau dans les schistes noirs jurassiques. Là encore, et plus nettement même que dans le vallon d'Arsine, le faciès calcaire du Dogger nous paraît ne former qu'une lentille au milieu des schistes.

Deux autres affleurements sont visibles sur la rive droite du Grand Tabuc :

A l'entrée du vallon de Montagnole, au-dessus des calcaires liasiques à coupes de Bélemnites noires, dont la base a été injectée de spilitites, et qui sont décrits ci-dessus, viennent 10 mètres de calcaires noirs, un peu siliceux, sans fossiles. Ils sont surmontés par 25 mètres de calcaires grenus, en plaquettes sonores, épaisses de quelques millimètres, et dont les surfaces sont recouvertes d'un très mince enduit jaunâtre, d'aspect phylliteux. Ce niveau a une grande analogie d'aspect avec le Dogger à *Cancellophycus* du Briançonnais, dont il représente l'équivalent probable. Je suis donc conduit à faire débiter le Bajocien avec les 10 mètres de calcaires noirs de la couche précédente. Dans cette région fortement tectonisée, on ne peut s'étonner de la disparition des schistes du Lias supérieur, qui amènerait ainsi la superposition directe du Dogger au Lias calcaire.

Le deuxième affleurement se situe un kilomètre plus au Nord, au-dessus du Lias déjà décrit pour ses lentilles gréseuses, dans un ravin au Nord-Ouest de la Croix de Cibouit. Il montre des caractères tout à fait analogues, c'est-à-dire que sur le Lias inférieur calcaire et quartziteux, et sans interposition de Lias schisteux, on voit apparaître un calcaire spathique très sombre, à coupes de Bélemnites, de 4 à 5 mètres de puissance. Au-dessus reposent 10 mètres de plaquettes calcaires, spathiques, sonores, d'abord claires mais devenant de plus en plus sombres vers le haut. Elles sont, à la base, à peu près identiques à celles du vallon de Montagnole ci-dessus et représentent le même niveau. Le sommet de cette couche passe progressivement, sur une épaisseur de deux à trois mètres, aux schistes noirs marneux du Callovo-Oxfordien.

Ainsi là encore, du Sud au Nord, on assiste à une réduction de la puissance du Dogger calcaire, témoignant d'une disposition

lenticulaire. Comme dans le Nord de la vallée d'Arsine, c'est du sommet vers la base que gagne l'invasion des faciès schisteux. Il s'agit d'un trait général de notre Dogger ultradauphinois, où la subsidence post-liasique a laissé subsister au milieu des vasières des îlots de sédimentation zoogène.

LE CALLOVO-OXFORDIEN

Nous avons constaté qu'au voisinage du col d'Arsine les schistes satinés du Bathonien sont surmontés par une série de marnes schistoïdes noires. Ici cette série est peu épaisse, n'excédant pas 25 mètres, mais il s'agit, nous le verrons, d'une réduction d'origine tectonique. D'ailleurs la même série en continuité avec la précédente sous un recouvrement cristallin peut être notée sur la rive droite du glacier du Dragon. Là, bien que sa partie supérieure soit encore supprimée tectoniquement, elle atteint une puissance d'une centaine de mètres.

J'ai admis que cette série était bathonienne à sa base mais qu'elle devait également comprendre le Callovien et peut-être l'Oxfordien. Cette opinion est fondée non seulement sur la position stratigraphique des schistes noirs au-dessus d'un Bathonien dont la base est fossilifère, mais aussi sur l'identité des faciès avec des affleurements certainement callovo-oxfordiens.

De ces affleurements, deux se sont montrés fossilifères.

On se rappelle que M. GIGNOUX, après avoir postulé l'âge oxfordien des masses de schistes noirs du vallon du Grand Tabuc, avait été amené, devant les réticences d'un certain nombre de géologues, à les qualifier simplement de schistes jurassiques. La réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en septembre 1938 devait faire triompher les idées de M. GIGNOUX, puisque ces schistes livrèrent alors à P. BELLAIR une *Reineckeia* sûrement postérieure au Dogger. Les échantillons de *Phylloceras*, qui furent aussi trouvés, étaient trop mauvais pour qu'on put avec quelque certitude y voir l'espèce *tortisulcatum*. Ils n'en constituaient pas moins un indice en faveur de l'âge oxfordien de la formation.

La région du lac de l'Eychauda m'a fourni un deuxième gisement fossilifère. Au-dessus d'un complexe calcaréo-gréseux représentant le Lias et peut-être le Dogger, que j'ai décrit ci-dessus, viennent les faciès schisteux. On peut les subdiviser facilement en deux niveaux d'aspect assez nettement différent : à la base des schistes d'un noir franc, très argileux, se débitant en feuillets de type banal. Ils sont surmontés, autour du Dôme de Monétier seule-

ment, car ce dernier niveau a été tectoniquement supprimé ailleurs par des marnes schistoïdes sombres, où le noir du fond de la roche se nuance de reflets ou de bandes brunâtres. Ce niveau supérieur donne des éboulis encore d'aspect schisteux, mais présentant deux directions de plus grande fragilité grossièrement orthogonales. Par suite, les éboulis un peu anciens sont formés d'une accumulation de baguettes prismatiques, très allongées, ressemblant un peu à des bâtons de craie.

Il semble que ce soit ce niveau supérieur qui a fourni à P. TERMIER les Bélemnites dont la présence lui avait fait admettre là l'existence du Dogger. Or ces schistes baguettes sont très certainement au moins oxfordiens. Le niveau inférieur m'a en effet livré, à 100 mètres environ au-dessus du Lias, en un point situé immédiatement sous la lame cristalline qui forme la crête des Grangettes, et à 250 mètres au Sud-Ouest du point 2844 (I.G.N), un gisement fossilifère.

J'ai trouvé là, avec des débris indéterminables de Nautilés et d'Ammonites diverses, quatre échantillons de *Phylloceras*, dont trois se présentent dans un état de conservation permettant une détermination nette : *Sowerbyceras tortisulcatum* d'Orb. Ainsi les schistes argileux du niveau inférieur s'étendent déjà jusqu'à l'Oxfordien supérieur. Les schistes baguettes, beaucoup plus puissants, qui les surmontent, doivent donc être au moins Oxfordiens, voire même éventuellement comporter une partie du Malm.

Ainsi donc, chaque fois qu'ils sont fossilifères, les schistes dont on faisait jadis le Lias schisteux, se montrent au moins Callovo-Oxfordiens : col Lombard, lac de l'Eychauda, vallon du Grand Tabuc. Quand ils ne sont pas fossilifères, qu'ils soient superposés au Dogger (col d'Arsine) ou dans le prolongement d'un affleurement fossilifère (Croix de Cibouit), on peut encore affirmer leur âge callovo-oxfordien. Je ne crois donc pas commettre d'imprudence en admettant désormais cet âge pour la partie supérieure de tous les affleurements de ces terres noires ayant quelque puissance. Je sais bien qu'une confusion restera toujours possible avec le vrai Lias supérieur schisteux, mais ce dernier, quand il est bien individualisé par la présence d'un Dogger calcaire, se montre en général très mince. Le critérium de puissance prend ainsi une importance pratique capitale pour cette distinction, étant bien entendu que lorsqu'ils sont épais et non fossilifères, les schistes noirs peuvent s'étendre du Toarcien au Malm.

Ces schistes jurassiques forment une longue traînée d'affleurements qui, par Chambran et Ailefroide, gagnent le vallon des Bans où J. VERNET me les a montrés longeant à mi-hauteur les crêtes de Malamort et franchissant la brèche des Trois Dents, par où ils

pénètrent en Valgaudemar. D'autre part, on en voit un autre affleurement traverser ces mêmes crêtes de Malamort à la Brèche de l'Amirée Bruyère. Il y a là un jalon sur le trajet qui nous conduit par le col des Bouchiers aux sources du Drac de Champoléon et au col de Meollion. C'est, je crois, à ce col que les schistes atteignent leur maximum de puissance : environ 600 mètres. Aussi, non seulement nous devons admettre, comme l'indiquent P. LORY et L. MORET sur la deuxième édition de la feuille Gap, la présence de Dogger dans la partie Sud-Ouest du synclinal de Meollion, mais encore, je pense, l'existence du Callovo-Oxfordien dans ce synclinal.

LE NUMMULITIQUE

La seule partie des terrains nummulitiques qui m'intéressera ici est représentée par les couches de base de cette période, car l'étude de leurs rapports avec le cristallin est capitale pour la compréhension des événements alpins. C'est donc très accessoirement que j'aurai à signaler quelques particularités des assises supérieures de la formation.

Je rappelle qu'ici, comme plus au Nord, en Savoie, le Nummulitique se montre formé par la « Trilogie Priabonienne » de L. MORET. Même dans les régions où les niveaux supérieurs montrent le faciès Flysch, on rencontrera toujours de bas en haut des calcaires nummulitiques transgressifs, avec souvent un faciès conglomératique; des schistes noirs ou un Flysch essentiellement schisteux; des grès ou plus souvent encore un Flysch gréseux.

Quant à l'âge de ces formations, il ne fait plus question que pour les niveaux supérieurs. Rappelons les discussions qui se sont élevées entre L. MORET d'une part, L. BERTRAND et S. DEB d'autre part. Même si les observations et les conclusions de ces derniers auteurs sont démonstratives, et sans l'affirmer, P. FALLOT ne semble pas le tenir pour impossible, l'âge oligocène ainsi déterminé n'est valable que pour le faciès très méridional des grès d'Annot. Par contre, aucun argument ne permet de rajeunir jusqu'à l'Oligocène le Flysch parautochtone de notre zone ultradauphinoise du Pelvoux. Par raison de simplicité je persisterai donc à le considérer comme Priabonien, de la base au sommet².

La transgression priabonienne sur le massif du Pelvoux est attestée par la discordance partout observable entre la base du Nummulitique et les terrains mésozoïques là où ils ont été respectés par l'érosion antérieure au dépôt. Cette discordance, témoignant de

² Un argument supplémentaire en faveur de cet âge est donné à la fin de ce chapitre. Cf. p. 50.

mouvements anténummulitiques, est bien connue depuis les travaux de Ch. et P. LORY dans la région de Soleil Bœuf. Elle est presque aussi nette en aval de Dourmillouse où elle ne semble pas cependant avoir retenu jusqu'ici l'attention des observateurs préoccupés d'autres problèmes. Ainsi que je l'ai signalé plus haut (V. coupe fig. 4), sur la rive droite de la Biais, le Nummulitique recoupe les assises redressées du Trias, sur lesquelles il repose, suivant un angle d'environ 30 degrés.

Cette transgression est d'autre part confirmée par l'existence très fréquente, à la base du Priabonien, de conglomérats bien connus depuis Ch. LORY, et formant le substratum des calcaires à Nummulites. Ces conglomérats, ainsi que les calcaires qui les surmontent le plus souvent, méritent qu'on s'y arrête quelque peu.

Les larges affleurements de la Blanche et La Rouya, sommets dont les pentes viennent mourir dans la région de Vallouise où elles forment la rive droite du Gyr et la rive gauche de l'Onde, nous montrent une certaine variabilité de ces terrains. Au sommet de la Blanche le calcaire à Nummulites, bleu sombre à patine très claire, repose directement sur les gneiss du versant Ouest. Il en est de même sur les crêtes de la Rouya et de la Sauma. Ces calcaires, massifs à la base deviennent bien plus feuilletés et prennent une apparence laminée à leur partie supérieure, de sorte que, vus de loin, ils peuvent être confondus avec les schistes du deuxième terme de la trilogie. Toutefois il ne s'agit que d'une apparence de laminage, car les fossiles, très nombreux à la Rouya, contenus dans ces calcaires, n'y montrent pas de déformation.

Si l'on s'éloigne des crêtes vers l'Est, on ne tarde pas à constater l'apparition des conglomérats. Ces derniers apparaissent sous la « Dent du Lac » vers l'altitude 2400 (fig. 9), sous la forme d'un

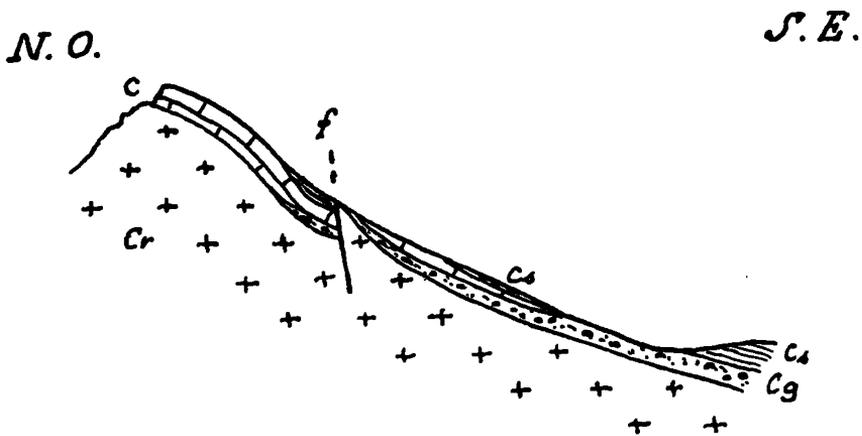


Fig. 9. — Cr. : Cristallin; C. : Calcaire à Nummulites; Cs. : Calcaire schistoïde; Cg. : Conglomérat; f. : faille,

calcaire conglomératique à galets cristallins assez espacés. Plus bas encore la richesse en galets augmente et le conglomérat s'épaissit, de telle sorte, et c'est là un point caractéristique que, vers 2300 mètres d'altitude, il se substitue aux calcaires massifs. Il est surmonté là directement par les calcaires schistoïdes. Enfin, vers 2250 mètres, dans le ravin de l'Alpe, il devient difficile, sans observer de très près, de distinguer le cristallin sous-jacent du conglomérat nummulitique. Ce dernier est en effet constitué par un assemblage serré de blocs cristallins anguleux, reliés par un ciment sableux et siliceux extrêmement résistant. Il y a là une analogie avec les conglomérats décrits par Ch. LORY dans la région de Chaillol, mais la roche est ici bien plus fortement consolidée qu'à Chaillol.

La substitution des conglomérats aux calcaires massifs s'observe également, dans la même zone d'affleurements sur la rive gauche de l'Onde, à quatre kilomètres environ à l'Ouest de Vallouise, au-dessus du hameau des Grésourières. Là, le même conglomérat à ciment siliceux très épais et très étendu contient, parmi les blocs cristallins anguleux qui le constituent, quelques très rares galets de calcaires mésozoïques.

J'ai pu constater à la Rouya, au Nord du ravin de l'Alpe, et le fait est bien visible dans le lit de son affluent rive gauche vers 2350 m. d'altitude, l'apparition à la partie supérieure du conglomérat d'un grès assez fin, noir, quartziteux, très dur. Il m'a semblé, bien que la continuité ne soit pas très facile à observer ici, que ce grès passait latéralement aux calcaires schistoïdes, très amincis en ce point. Ce faciès gréseux est, comme nous le verrons, relativement fréquent à la base du Nummulitique.

Pour en terminer avec ces affleurements disons que, comme l'indique J. BOUSSAC, les calcaires y sont remarquablement riches en Nummulites et, à un moindre degré, en Orthophragmines. Chacun de ces deux genres prédomine sur l'autre suivant les points. On peut notamment, sans quitter la route des Claux à Ailefroide, recueillir de ces calcaires fossilifères dans le grand tournant au-dessus des Claux sur la rive droite du Gyr. Mais il existe un gîte fossilifère plus intéressant sur les pentes Est de la Rouya, au sommet du ravin de Pra Belin, vers l'altitude 2350. Les calcaires schistoïdes m'ont fourni là : *Serpula* (*Tubullostium* Rutsch) *Spirulaea* Lmk.; Tubes d'Annelides montrant une grande ressemblance avec ceux des actuels Spirographes : *Turitella gradataeformis* Von Schauroth; *Chlamys* sp.; *Spondylus* sp.; *Arca* cf. *Brongniarti* Hébert et Renevier; *Ostrea gigantica* Solander; *Crassatella Chaillolensis* Boussac.

De tous ces fossiles c'est *Crassatella Chaillolensis* qui est de beaucoup le plus abondant, et comme les deux valves sont souvent restées en connection, avec parfois la coquille béante, on peut affirmer que tous ces êtres ont laissé leurs restes à l'endroit même où ils vécurent. Il est également évident que ce dépôt n'a subi par la suite aucune action d'origine tectonique.

Au Nord de Vallouise, dans la région de Chambran et du sommet de l'Yret, ainsi qu'à la Croix de Cibouit, les conglomérats deviennent rares, et ce sont tantôt les calcaires à Nummulites (Peyron des Claux, Yret, Croix de Cibouit), tantôt des grès sombres (Chambran) qui forment la base de l'étage.

Plus au Nord encore, par contre, sur le versant oriental du Combeynot, entre le Rocher de Guerre et la Madeleine, nous voyons reparaître les conglomérats. A la Madeleine, leur maximum d'épaisseur : au moins 50 mètres, s'accompagne de la disparition à peu près totale des calcaires. Leur base, sur une trentaine de mètres de puissance, montre des cailloux cristallins anguleux, liés par un ciment siliceux, tandis que leur partie supérieure comporte seule de minces lentilles de calcaire à Nummulites, comme l'ont bien vu tous les explorateurs de la célèbre coupe. Mais au Rocher de Guerre, où nous nous rapprochons des régions à faciès calcaire, nous retrouvons un conglomérat à ciment calcaire abondant, très semblable à celui de la « Dent du Lac ».

Si repartant de Vallouise nous suivons vers l'Ouest le vallon d'Entre les Aigues puis celui de la Selle, pour nous rendre au Pas de la Cavale, nous pourrions constater sur la rive droite de l'Onde, dans le ravin du Mousseau, la présence exclusive des calcaires à Nummulites. Or cet affleurement ne fait que prolonger, 800 mètres plus au Sud-Ouest, le conglomérat des Grésourières. Ce nouvel affleurement, qui se situe dans des pentes très escarpées, est pratiquement impossible à suivre, mais il se prolonge en continuité visible sous la pointe de l'Aiglière et peut facilement être atteint à la côte du Vachioux. Là, plus de calcaire, mais un conglomérat d'ailleurs très spécial, passant à son sommet et aussi latéralement vers le Nord à un grès assez fin, analogue à ceux déjà observés à la Rouya et à Chambran.

Des complications tectoniques ont fait, plus haut dans le vallon de la Salle, disparaître l'assise de base du Nummulitique. Quand nous la retrouvons, sous la pointe des Neyzet, près de Champ Rond et vers le Pas de la Cavale, c'est à nouveau le calcaire qui apparaît, à l'exclusion de tout conglomérat.

Ces variations de la nature des sédiments lors de la transgression priabonienne sont trop rapides pour représenter autre chose que des variations locales des conditions de dépôt. On se représente fort bien une cote où se succèdent des falaises bordées de plages de cailloux, de petites anses tapissées de sable fin et des golfes plus étendus où, suivant l'agitation des flots, se déposaient soit des calcaires quelque peu sableux, riches en Nummulites, soit des vases plus fines nourrissant une faune de Lamellibranches et de Polypiers solitaires. Au total ce paysage devait différer assez peu de notre littoral breton.

Mais ce paysage était celui d'une région instable, en cours de subsidence, en même temps que d'une terre à relief peu accentué. L'invasion marine devait y progresser fort irrégulièrement, et si les portions de côte à pente régulière donnaient constamment des plages de galets au pied de leurs falaises, il devait arriver parfois qu'une large étendue plate fut brusquement envahie. Un tel événement a dû se produire à l'Ouest de Dourmillouse.

La région dont il s'agit a été décrite par J. BOUSSAC qui en donne d'ailleurs une photographie (pl. I, fig. 2). Sous le clot de Chichin, à l'endroit où le torrent de Chichin, branche septentrionale de la Biaisée, franchit en cascade l'affleurement cristallin occidental de la « Boutonnière de Dourmillouse », J. BOUSSAC a relevé une coupe de Nummulitique sur laquelle il n'y a pas à revenir : elle est de point en point exacte.

Mais ce que BOUSSAC ne semble pas avoir vu, c'est que d'une part, les conglomérats et grès nummulitiques se terminent en biseau au Sud, sous la splendide falaise de calcaire nummulitique haute de plus de 20 mètres, d'où tombent en cascade les eaux de Serre Eyraut, et visible sur sa photographie. D'autre part, au Nord cette fois, près du signal 2167 (I.G.N.), j'ai pu observer un affleure-

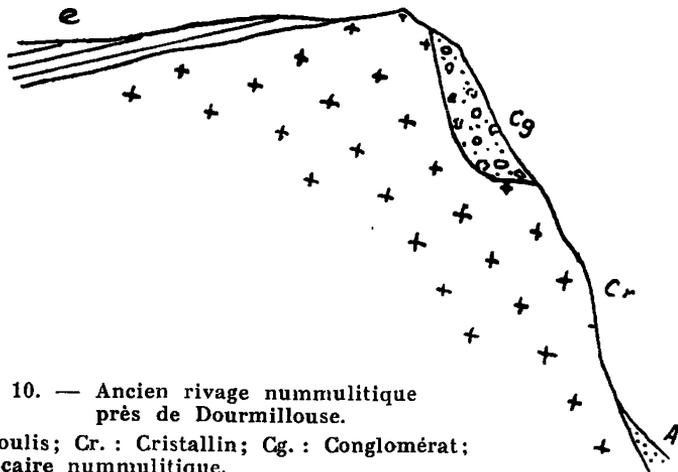


Fig. 10. — Ancien rivage nummulitique près de Dourmillouse.

A. : Eboulis; Cr. : Cristallin; Cg. : Conglomérat; e. : Calcaire nummulitique.

ment extrêmement curieux de conglomérat et de calcaire nummulitiques, que représente la coupe (fig. 10). Comme on peut s'en rendre compte, on voit ici une ancienne plage de galets appuyée à la falaise qui lui donna naissance. Mais arrivés au sommet de cette dernière, qui limitait une étendue de plaine, l'invasion marine ne rencontrant plus d'obstacles laissait déposer non plus des galets mais des calcaires. L'impression ressentie est saisissante quand on se trouve ainsi, bien visiblement, en présence d'un fragment de littoral vieux de 20 millions d'années.

Des conglomérats rouges ont été signalés par J. BOUSSAC sur le bord Sud du massif, à Riou Cros, au-dessus des Combes près de Saint-Bonnet. Ce gisement classique avait été décrit par Ch. LORY qui, pas plus que BOUSSAC, ne semble avoir accordé d'importance à la teinte des conglomérats. Il n'y avait là, semblait-il, pour eux qu'une anomalie locale sans réel intérêt. Or cette anomalie est très loin d'être locale et ces conglomérats méritent une étude.

Le plus bel affleurement s'observe à la côte du Vachieux, rive droite du torrent de la Selle. Il commence à 300 mètres au Sud-Ouest du point 2379,5 I.G.N., sur la rive gauche d'un ravin vers 2300 m. d'altitude. Au Nord de ce point le conglomérat rouge est remplacé par des conglomérats et des grès de type courant, que j'ai déjà signalés ci-dessus. Vers le Sud-Ouest, l'affleurement se prolonge sur près d'un kilomètre, jusqu'au voisinage du point 2217 I.G.N., et là comme au Nord, ces roches passent à des conglomérats de teinte banale.

Ces conglomérats, qui attirent vivement l'attention par leur couleur lie de vin, ont leurs éléments clastiques formés de galets cristallins de nature identique aux gneiss de la région; de dragées de quartz, et de fragments d'une roche lie de vin, schistoïde, d'aspect tout à fait semblable aux tufs cinéritiques qui accompagnent les spilites de notre région. Ces éléments sont réunis par un ciment de même teinte que les galets schistoïdes, et qui très certainement résulte d'une trituration plus complète des mêmes roches. A sa partie supérieure, le conglomérat passe à un grès grossier, de même teinte, où des éléments quartzeux sont noyés dans le même ciment, mais moins abondant.

Désireux d'avoir des précisions sur la nature du ciment de ces conglomérats, j'ai demandé à M. VUAGNAT de bien vouloir m'en faire l'étude. Les échantillons que je lui ai fournis étaient dépourvus d'éléments clastiques volumineux et ont donné lieu, de la part de ce spécialiste, à la diagnose suivante :

« Micobrèche dont les éléments sont essentiellement formés d'une roche granitoïde : gneiss ou granite un peu cataclastique (il est difficile de faire la distinction sur ces petits fragments), à

quartz, feldspath (à première vue il semble s'agir en très grande partie d'Albite plus ou moins séricitisée) et mica blanc (muscovite ou séricite). On retrouve les mêmes éléments dans le ciment arkosique avec en plus une quantité modérée de matière opaque hématitique. »

Or d'après P. BELLAIR, les schistes rouges spilitiques montrent « invariablement des roches écrasées souvent méconnaissables... Les feldspaths sont séricitisés. On observe des traînées d'une substance verte polarisant très peu, chlorite ou serpentine... des alignements de minéraux opaques : oligiste ou hématite, parfois magnétite » ([20], p. 183).

Nous pouvons constater qu'à la chlorite ou serpentine près, qui peuvent facilement avoir été éliminés au cours d'un remaniement, nous retrouvons dans le ciment de nos conglomérats, comme dans les schistes rouges du Trias, et les feldspaths séricitisés et la matière opaque hématitique. Quant aux autres éléments du ciment arkosique, ils proviennent de la trituration des gros éléments du conglomérat.

Nous trouvons donc une confirmation de notre opinion sur l'origine du ciment de ce conglomérat, dans la comparaison entre la diagnose qu'en donne M. VUAGNAT et la description des schistes par P. BELLAIR.

Un autre affleurement de cette roche doit exister sur la bordure de la « Boutonnière de Dourmillouse » et probablement dans la région des « Arindoux » car, en amont de Dourmillouse, la rive droite du torrent de Chichin m'a montré des blocs éboulés et roulés de ce conglomérat rouge. Cependant mes recherches pour le retrouver en place sont restées vaines.

Les deux régions de la côte du Vachieux et des Arindoux sont dépourvues de tufs cinéritiques, mais ces derniers existent à proximité de ces affleurements (col des Bouchiers et environs de Dourmillouse), et je suis persuadé que la destruction de ces tufs par la transgression priabonienne a fourni les éléments des conglomérats rouges.

Les spilites eux aussi ont d'ailleurs suivi le même sort, ce qui est bien visible sur le chemin montant à Dourmillouse. Là, le calcaire nummulitique repose sur une énorme masse de spilites verts et prend à sa base un faciès conglomératique à galets de spilites. L'un des blocs de cette roche, inclus dans le calcaire et facile à observer au bord même du chemin, atteint quatre mètres de longueur et une épaisseur de 70 centimètres. D'autre part, l'énorme gâteau de spilites qui forme plateau au Nord de la cabane de Faravel (Sud de Dourmillouse) supporte des calcaires nummulitiques

qui, sur quelques décimètres d'épaisseur, sont pétris de minuscules esquilles du spilite sous-jacent.

Les divers gisements étudiés nous conduisent simplement à cette constatation banale, que les conglomérats nummulitiques sont formés des éléments arrachés aux roches préexistantes sur place. Cette conclusion serait sans grand intérêt si, parmi ces roches, il n'y en avait, tels les spilites et surtout les tufs cinéritiques lie de vin, qui ne sont pas connus hors du massif du Pelvoux. Il s'ensuit que les conglomérats rouges sont eux aussi des formations nummulitiques caractéristiques du même massif.

En dehors de ces faits relatifs aux assises les plus basses du Nummulitique transgressif, notons que suivant les points, le deuxième terme de la série peut être schistogréseux. C'est le cas le plus fréquent. Mais il peut aussi être purement schisteux, et ce cas se montre avec une particulière netteté dans la pente Nord-Ouest du chaînon qui, de la Pointe de l'Ayglière par la Pointe des Neyzets et les crêtes de l'Aup-Martin gagne le Pas de la Cavale. Ce deuxième terme est représenté là par des schistes noirs à peu près dépourvus de bancs gréseux et très épais. Mais cette épaisseur doit en partie résulter des contournements et foisonnements de plis dus à la grande plasticité de la roche. Cette même plasticité a d'ailleurs déterminé des effets tectoniques extrêmement curieux sur lesquels nous aurons à nous étendre.

Pour en terminer avec cette révision du Nummulitique autochtone ou paraautochtone, je dois signaler encore deux points particuliers.

En premier lieu, je dois au désintéressement de M. BOIS, de Villar-d'Arène, d'avoir pu déposer dans les Collections du laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble le premier débris végétal fossile trouvé dans la partie supérieure du Flysch alpin. Il s'agit d'une empreinte de feuille, recueillie dans les grès formant l'arête du signal de Côte Pleine, à l'antécime Sud-Ouest du Pic des Trois Evêchés. L'état de conservation de ce fossile laisse à désirer puisqu'il est réduit à des nervures et à un fragment de pétiole. Les rapports anatomiques sont néanmoins visibles entre nervure et pétiole et permettent, je crois, de rapporter cette pièce à une fronde de *Chamaerops*.

Le deuxième point que je désire envisager est situé à l'extrémité méridionale du massif, à l'Aiguille de Cédera qui domine le Drac de Champoléon. Les abrupts sommitaux sont formés, sur le versant Nord, par la tranche des assises de grès du Champsaur. Là, à quelques centaines de mètres au Sud-Est du lac de Cédera, entre 2400 et 2700 mètres d'altitude, viennent s'intercaler, dans la partie inférieure des grès, mais déjà bien au-dessus des calcaires bréchi-

de la transgression nummulitique, deux niveaux calcaires, de 8 à 10 mètres de puissance.

Ce sont des calcaires noirs à patine gris très clair. Formés en grande partie d'une accumulation de débris de *Lithotamnium*, ils ne contiennent que peu de débris de Nummulites. Par contre les Miliolidès (*Quinqueloculina*) n'y sont pas rares, les *Globorotalia* et *Globigerina* sont fréquentes, mais surtout ces calcaires se caractérisent par un fourmillement d'Orthophragmines. Nous avons donc la certitude de n'être pas encore sortis là de l'Eocène.

QUELQUES PARTICULARITES DU QUATERNAIRE

Les formations quaternaires sont trop récentes pour avoir contracté, avec les terrains cristallins, les relations tectoniques qui font l'objet principal de ce travail. Elles présentent pourtant quelques particularités qui attirent l'attention et, à ce titre, méritent d'être décrites.

L'absence complète de sols polygonaux et la très grande rareté des sols striés s'explique assez bien par la raideur des versants. Ces pentes ne permettent guère à des matériaux assez plastiques pour être cryoturbés, de rester en place : très vite ils sont entraînés par éboulement à des niveaux trop bas pour que puissent s'y manifester les effets du gel. Je ne veux donc signaler ici que quelques phénomènes consécutifs à la réduction des glaciers.

Les pentes occidentales du massif de Clouzis, entre l'Aiguille de Coste Vieille et la cime du Paillon, vers 2600 à 2700 mètres, montrent avec une particulière netteté, un aspect également observable en d'autres points. On peut notamment voir des faits analogues vers 2550 mètres d'altitude sur la rive gauche du vallon de Claphouse, à mi-hauteur du versant Sud des crêtes de l'Aiglière (crêtes de l'Agulier de la carte I.G.N. au 20.000^e). Je décrirai cet aspect là où il s'est montré le plus net, soit immédiatement au Sud de l'Aiguille des Frères Estienne (massif de Clouzis).

On peut observer là, sur une assez grande étendue dont la pente moyenne est relativement faible, une topographie extrêmement complexe. Elle comporte des dépressions de trois à quatre mètres de profondeur, avec un diamètre de 15 à 50 mètres. Chaque dépression est limitée par une circonvallation qui rappelle une crête morainique. Très souvent la partie supérieure en est formée d'un entassement de blocs de quelques décimètres à quelques mètres, en équilibre précaire par suite de l'absence entre eux de matériaux de remplissage. Le fond de la dépression a, par contre, tout à fait la constitution d'une moraine parfaitement consolidée.

Ces dépressions sont fort nombreuses, grossièrement jointives en certains points, plus distantes à d'autres, mais constamment fermées sur la totalité de leur pourtour. Ces caractères suggèrent immédiatement une origine comparable aux « Sölle » de l'Allemagne du Nord. Il est probable qu'un glacier, allongé transversalement à la pente, longeait ici la base des aiguilles. Sa disparition a dû laisser subsister, pendant un certain temps, un semis de petits culots de glace, à la périphérie desquels ont glissé et se sont entassés les blocs qui les recouvraient.

La réduction du glacier s'est opérée ici par fragmentation en loupes de glace, subfossiles pendant un temps, qui ont ensuite disparu par fusion. Avec une épaisseur plus régulière ou un lit moins accidenté, le glacier aurait disparu par une simple diminution progressive et de son épaisseur et de ses dimensions horizontales. La fragmentation n'eut été qu'un phénomène tardif, jouant sur des masses déjà trop réduites pour produire des effets importants d'orientation ou de classement de matériaux. Le résultat eut été alors la formation d'un « Rock Glacier ».

Des rock glaciers existent d'ailleurs dans le massif. Déjà A. ALLIX considérait comme tels les moraines du glacier d'Arsine et la langue, d'aspect morainique, descendue du Combeynot vers les sources de la Guisane, au col du Lautaret.

En ce qui concerne le glacier d'Arsine, je ne crois pas qu'on puisse, avec A. ALLIX, parler de « Glacier rocheux ». Il s'agit de moraines de constitution très ordinaire, dépourvues de la multiplicité de petits vallums emboîtés, si caractéristiques des appareils décrits par A. FAURE-MURET. Les blocs de ces moraines sont abondamment mêlés d'un liant argileux. De surcroît elles reposent encore sur un glacier qui, malgré un récent retrait assez important, conserve toute son activité.

L'examen de cet appareil glaciaire n'est pas cependant dépourvu d'intérêt. Ses caractères ont en effet des rapports avec ceux de la curieuse coulée du Lautaret, surtout en ce qui concerne l'avancée remarquable de la langue terminale et des moraines. Ces dernières forment ainsi, bien loin en avant du cadre rocheux dans lequel nos glaciers alpins ont coutume de se cantonner, une longue avancée. Ce lobe, tel une coulée boueuse, a progressé longuement sur les alluvions plus anciennes du col d'Arsine. Ces caractères aideront à interpréter la coulée du Lautaret.

Dans ce dernier cas, l'aspect général est celui d'une coulée boueuse. Cependant, si l'on en parcourt la surface, on la trouve couverte de multiples trainées de blocs sans liant, chacune terminée en vallum. Cette surface montre ainsi tout à fait l'aspect et la structure des pseudomoraines de rock glaciers. Ces pseudomo-

raines sont d'ailleurs petites, leur hauteur n'excède guère deux mètres. On peut admettre que ces formations très superficielles représentent réellement un rock glacier, mais il n'en est pas de même de la masse principale, sous-jacente, de cet appareil.

Son aspect de coulée boueuse, allongée sur les alluvions quaternaires des sources de la Guisane, ne prouve rien quant à son mode de formation. Il est en effet certain que la fusion de la langue terminale du glacier d'Arsine laisserait en place des moraines plus vastes, mais de caractères identiques à celle des sources de la Guisane. Je pense donc que nous avons affaire ici à une véritable moraine supportant un très petit rock glacier.

Un problème se présente alors : comment un rock glacier a-t-il pu prendre naissance sur les moraines d'une langue terminale, alors qu'aucune formation de cette nature ne se développait plus haut, dans le cirque où se constituait le glacier ? Une langue de glace en relation avec ses névés d'alimentation, et descendant encore à une altitude aussi basse (2100 m.), n'est pas une glace morte. Même en régression, elle déposera des vallums morainiques successifs, mais non pas des pseudomoraines. Il faut donc que cette glace ait été séparée précocement de son névé d'origine.

Or la persistance d'une semblable langue de glace dépourvue d'alimentation n'est pas une exception. On peut constater par exemple que celle du Glacier Blanc, à l'aval de la barre de séracs voisine du refuge, n'est pratiquement plus alimentée actuellement. Longue de un kilomètre, avec une largeur moyenne de 400 mètres, elle est sur la rive gauche complètement coupée du glacier supérieur. Les quelques séracs qui s'écroulent encore de ce glacier fondent sur le bedrock, et ne peuvent passer pour une alimentation.

Sur la rive droite existe une liaison entre les deux parties du glacier : un isthme de quelques dizaines de mètres de largeur. Il est impossible que ce mince toron de glace, tordu en arc sur la barre rocheuse près du point 2547 I.G.N., alimente efficacement la partie aval du glacier. Aussi cette dernière s'amincit-elle très vite, à tel point que l'arrivée sur le glacier du chemin conduisant de la vallée au refuge, a dû être récemment déplacée d'une centaine de mètres vers le bas. Suivant nos propres observations, et surtout les renseignements fournis par J. GIRAUD, guide à Pelvoux, l'épaisseur de cette partie du glacier aurait diminué de 70 à 80 mètres entre 1923 et 1952.

La langue du Glacier Blanc disparaîtra sans laisser de rock glacier, par suite de la rareté des matériaux morainiques qu'elle transporte. Son grand intérêt est de nous montrer que la persistance à la partie inférieure d'un glacier, d'une lentille de glace non

alimentée, est conditionnée par la présence d'un verrou rocheux à l'amont de cette lentille. Or si l'on revient au Lautaret, on peut constater qu'une barre rocheuse, entre « Le Gros Ane » et le point 2561 I.G.N., sépare précisément la coulée inférieure du vallon qui l'alimentait, et représentait alors un rameau diffluent du glacier de Combeynot.

Je crois donc pouvoir résumer de la façon suivante la formation de cet appareil : au cours d'une ultime et très récente crue glaciaire, la branche Nord-Est du glacier de Combeynot a subi une avancée rapide. Progressant de quelques centaines de mètres hors du cirque rocheux que l'enserrait, elle s'est avancée sur des moraines abandonnées par une précédente extension.

L'ablation et une moindre abondance des précipitations ont ultérieurement limité à l'amont d'une barre rocheuse la partie encore alimentée de ce glacier. La langue inférieure, désormais lentille de glace morte longue de 700 à 800 mètres, laissa alors passivement glisser sur sa surface avant de disparaître les matériaux qui la recouvraient. Et ces matériaux ne devaient pas manquer, car alors, comme aujourd'hui, l'arête des Clochettes fournissait d'abondants éboulis. Le petit glacier, comme les appareils plus importants d'Arsine ou du Glacier Noir, devait être entièrement revêtu d'une couverture de débris.

En compagnie de J. VERNET, j'ai observé un autre rock glacier, très petit, mais absolument typique, dans la haute vallée du Drac de Champoléon.

Cette rivière provient de la réunion de deux torrents dont l'un, rive gauche, draine le vallon des Rougnoux. C'est au-dessus de ce vallon, sur le versant Sud-Est de la Route et immédiatement au Nord du col du Cheval de Bois, que se trouve cet appareil entre 2370 et 2450 mètres d'altitude.

Mais les plus beaux, et de beaucoup, sont les rock glaciers des pentes méridionales et occidentales du Combeynot, tous accessibles par la vallée d'Arsine. Deux d'entre eux sont petits, l'un à l'Est du Pic de l'Etendard, entre les crêtes de Roche Bernard et du Vallon; l'autre immédiatement au Sud du Pic du lac de Combeynot. Deux autres sont beaucoup plus vastes.

Le plus grand s'étend dans le vallon compris entre le Pic du lac de Combeynot et la Tête de Pradiou. Avec une longueur de près de 1.500 mètres il atteint une largeur maxima de 600 mètres.

Le plus caractéristique, de moindres dimensions, n'excède pas un kilomètre sur 500 mètres. Il occupe le fond du vallon de la Route, au pied des cimes les plus hautes de ce petit massif : Roc Noir de Combeynot, Pics de Combeynot, les Jumelles.

Ces deux derniers rock glaciers présentent un caractère particulier, tout à fait remarquable au vallon de la Route. Leur partie amont est dominée nettement par un talus d'éboulement entaillant les éboulis du fond des vallons. La pente relativement douce de ces cônes d'éboulis est brutalement recoupée par un talus très raide, de 20 à 30 mètres de hauteur, au pied duquel commence immédiatement la topographie si spéciale des pseudo-moraines.

Je pense que ces cônes d'éboulis se sont accumulés derrière la lentille de glace morte qui les a retenus longtemps, permettant une certaine consolidation. Sa disparition ultérieure, probablement assez rapide, aura déterminé secondairement l'effondrement de la masse d'éboulis, dont la surface s'est ainsi raccordée par une facette abrupte, au niveau inférieur abandonné par les glaces. Cette disposition n'est, bien entendu, que momentanée, et montre à l'évidence que la fusion de la glace a dû être rapide, et tout à fait récente.

TECTONIQUE

Nous avons vu, en étudiant l'évolution des idées relativement à la structure du massif, que deux conceptions s'opposaient : celle de Ch. LORY, celle de P. TERMIER. La première voyait dans les fractures du socle le phénomène essentiel, alors que les plissements souples n'affectaient que la couverture sédimentaire. Pour TERMIER, au contraire, une plasticité uniforme de toutes les roches, une compétence générale dirait-on, pour employer une terminologie américaine, aboutit aux souples replis, à l'alternance sagement ordonnée de synclinaux et d'anticlinaux, affectant à la fois sédimentaire et cristallin, qui apparaissent sur ses coupes.

A ces deux conceptions vient s'ajouter la notion d'écaïlles. Utilisée par TERMIER, sans que l'expression corresponde ici à quelque chose de clairement défini : il semble qu'une écaïlle n'ait représenté pour lui rien d'autre qu'un anticlinal cristallin couché. Mais avec les écaïlles méridionales de Soleil Bœuf et les travaux de P. LORY, avec la lame de granite de la Croix de Cibouit et les idées de M. GIGNOUX, cette expression prend un sens précis. Dans tous les cas se manifeste un chevauchement, une avancée sur une surface de discontinuité plus ou moins voisine de l'horizontale; bref, une tectonique cassante.

Nous allons examiner ces divers points de vue.

Les plis.

Les plus nombreux des plis décrits par P. TERMIER sont en dehors de la région étudiée ici, plus à l'Ouest. La question de leur origine plastique ou cassante a fait l'objet, ces dernières années, de discussions entre P. BELLAIR et J. VERNET. Bien que j'aie vu l'objet du litige, je n'ai pu en faire une étude qui me permette de prendre parti. Certes J. VERNET m'a montré à diverses reprises des aspects qui plaident en faveur de ce qu'il qualifie de tectonique plastique à grande échelle. L'argument tiré par P. BELLAIR de la planéité de la surface prétriasique, mise en évidence par A. ALLIX, ne me paraît pas devoir entraîner la conviction. J'ai pu constater en effet que nombre de ces lambeaux de surface n'ont absolument rien de prétriasique, et leur planéité est parfois assez altérée.

Par contre il m'est bien difficile, en présence des synclinaux extraordinairement pincés et orientés à angle droit les uns des autres, que l'on observe au col du Loup, au col de Sirac et plus bas, sous le glacier de Surette, il m'est difficile, dis-je, de voir là autre chose qu'une tectonique cassante du cristallin. C'est qu'en effet la notion de plasticité à grande échelle ne peut s'appliquer, tous ces accidents étant rassemblés sur moins d'un demi-kilomètre carré. A l'autre extrémité du massif, le chevauchement de la Meije n'évoque en rien, lui non plus, une tectonique souple.

Plusieurs grands affleurements synclinaux, décrits par P. TERMIER, se trouvent cependant sur le territoire étudié ici. Examinons successivement ceux du Dôme du Monétier, de l'Alpe du Villar-d'Arène, des Têtes de Sainte-Marguerite, de Cédera.

Nous avons déjà vu que la série renversée, décrite par P. TERMIER au Dôme du Monétier, était une série normale. Cependant il est de fait qu'elle est recouverte par la crête cristalline des Grangettes, dont TERMIER faisait un anticlinal couché. Or qu'observe-t-on ? Ainsi que nous le montre la coupe (fig. 11), dans la partie

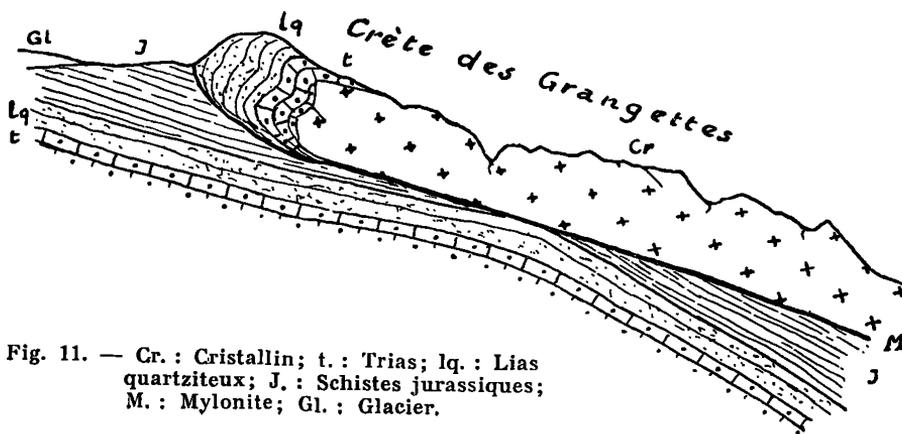


Fig. 11. — Cr. : Cristallin; t. : Trias; lq. : Lias quartziteux; J. : Schistes jurassiques; M. : Mylonite; Gl. : Glacier.

orientale de cette crête, le cristallin repose sur les schistes oxfordiens. En remontant vers l'Ouest, le contact s'établit progressivement avec des niveaux de plus en plus inférieurs du Jurassique, jusqu'au Lias. Plus haut encore, ce sont à nouveau les schistes jurassiques qui servent de substratum. Et ce n'est pas tout encore, tout au long de ce contact, soulignant son anomalie, s'étire une bande de schistes laminés, parallèles à la surface de base du cristallin, tandis que les sédiments en place forment avec cette surface un angle variant de 0 à 30° suivant les points. Il est bien certain qu'ici le cristallin, cassé, a glissé par-dessus sa couverture, un peu courbée en voûte, et l'a rabotée, mais ne s'est pas plissé.

Au cours de ce mouvement, l'écaïlle cristalline a entraîné avec elle sa propre couverture, faite de Trias et de Lias quartziteux. Cette dernière alors s'est ployée en un anticlinal sur le front de l'écaïlle, s'est laminée sous elle; de sorte que l'extrémité occidentale de la crête des Grangettes montre réellement une charnière anticlinale couchée. Mais, et c'est là un fait remarquable, la lame cristalline est carrément coupée et n'épouse en rien les formes souples de sa couverture. Ainsi, ce premier affleurement ne se montre pas conforme aux idées de TERMIER.

Notons enfin que le Dôme du Monétier lui-même (point 3406 I.G.N.), ainsi que le rocher coté 3265, sur le glacier de Seguret-Foran, ne sont rien d'autre que de minuscules klipptes, fragments respectés par l'érosion, de l'anticlinal couché au front de la lame cristalline. Le dessin (fig. 12) du versant Sud du Dôme du Monétier montre les schistes jurassiques de la série normale, encapuchonnés et pincés dans les couches triasiques et liasiques du flanc inverse de la klippe.

Passons à l'Alpe du Villar-d'Arène et au vallon d'Arsine. La coupe que donne P. TERMIER suggère bien une forme courbe de la surface de contact cristallin-sédimentaire, mais ce n'est visiblement là qu'une interprétation et non un fait d'observation.

Au droit des chalets de l'Alpe, où TERMIER a levé sa coupe, celle-ci montre effectivement en surface un anticlinal triasique séparant deux synclinaux à contenu liasique et jurassique. Cependant plus au Nord, le synclinal occidental s'accidente d'un repli anticlinal. On y voit affleurer d'abord, à la « Casse Courarelle », les calcaires du Lias inférieur, passant au point coté 2152. Cet anticlinal s'enrichit ensuite de cargneules et dolomies, affleurant notamment au point 2090 du Rif du Colombier et disparaissant peu au Nord du point 2271.

Au Sud des chalets de l'Alpe, entre la Tête de Pradiou et la Bosse de Chamoissière, une bande anticlinale alignée dans le pro-

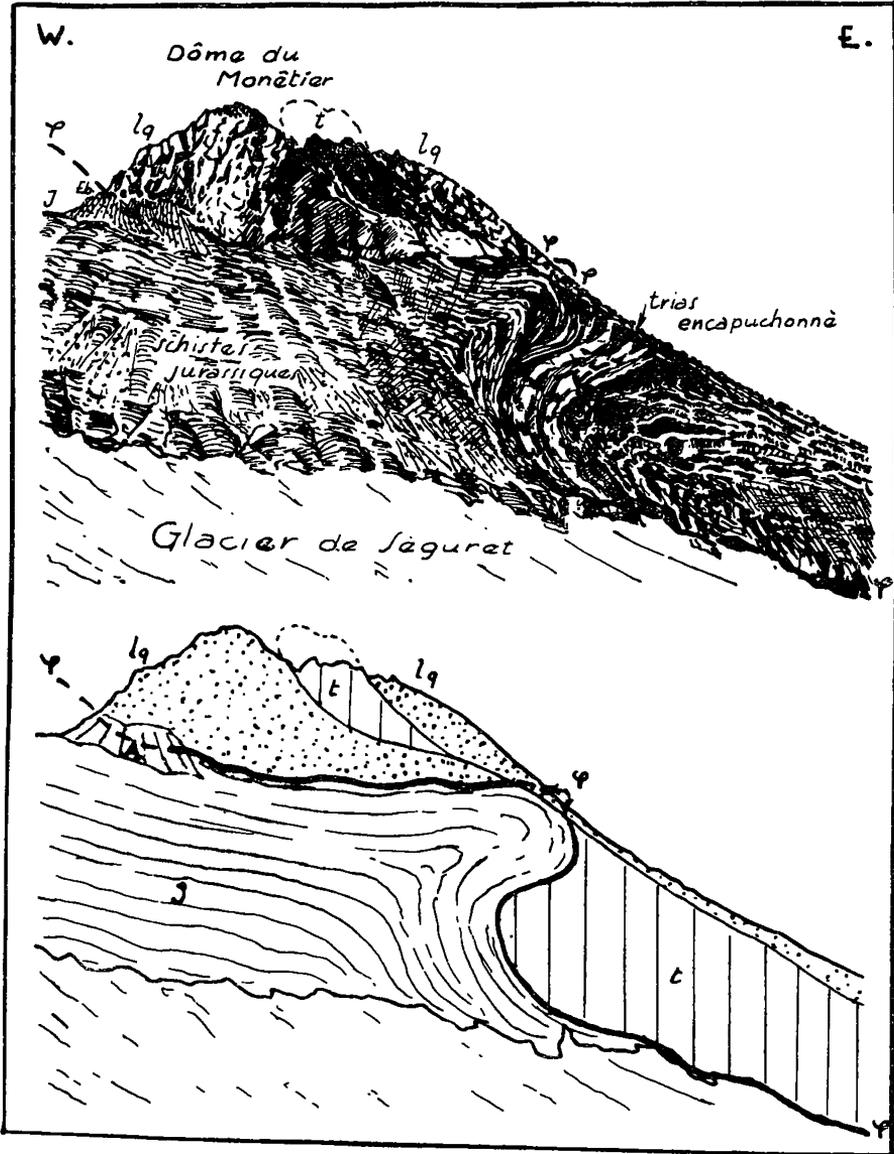


Fig. 12. — Klippe du Dôme du Monétier.

longement de la précédente apparaît, formée de cargneules pointant entre les calcaires liasiques. Disparaissant près du point 2343, elle se prolonge cependant en profondeur, car un affleurement très étroit de dolomie m'est apparu au-dessus du col d'Arsine, entre le Replat coté 2456 et le point culminant, 2571, de Pradiou. Enfin c'est également dans son prolongement, mais cette fois sur le versant du Petit Tabuc, qu'est l'affleurement de gypse dont j'ai eu déjà l'occasion de parler.

Ainsi cette vallée d'Arsine montre, non pas deux, mais trois synclinaux séparés par deux anticlinaux, l'un des deux disparaissant localement par un léger ennoyage vers le milieu de la vallée. C'est cette disposition que traduit la série de coupes de la figure 13, mais cette figure va nous montrer d'autres faits.

La coupe la plus méridionale (V) nous fait assister en quelque sorte à la disparition du synclinal oriental, auquel une torsion d'axe a d'ailleurs donné ici une direction presque Est-Ouest. Le Lias n'y forme plus qu'un mince placage remplissant une dépression des cargneules et dolomies qui, 100 mètres plus à l'Est, persistent seules. Après une disparition due à l'érosion d'une part, à la couverture d'éboulis d'autre part, on retrouve le prolongement de ce Trias, plaqué contre le cristallin de la Pointe du Réou d'Arsine, et formant entre les chalets d'Arsine et le lac de la Douche, la rive droite du Petit Tabuc.

Pour être complet sur ce point, indiquons qu'au voisinage du point 2552, bien au-dessus par conséquent du placage triasique de la rive droite du Petit Tabuc, existe un deuxième affleurement jusqu'ici jamais signalé. Les grès, à éléments rouges et verts, y enveloppent des dolomies, amorçant ainsi au Sud le synclinal d'abord méridional, puis occidental de ce synclinorium d'Arsine.

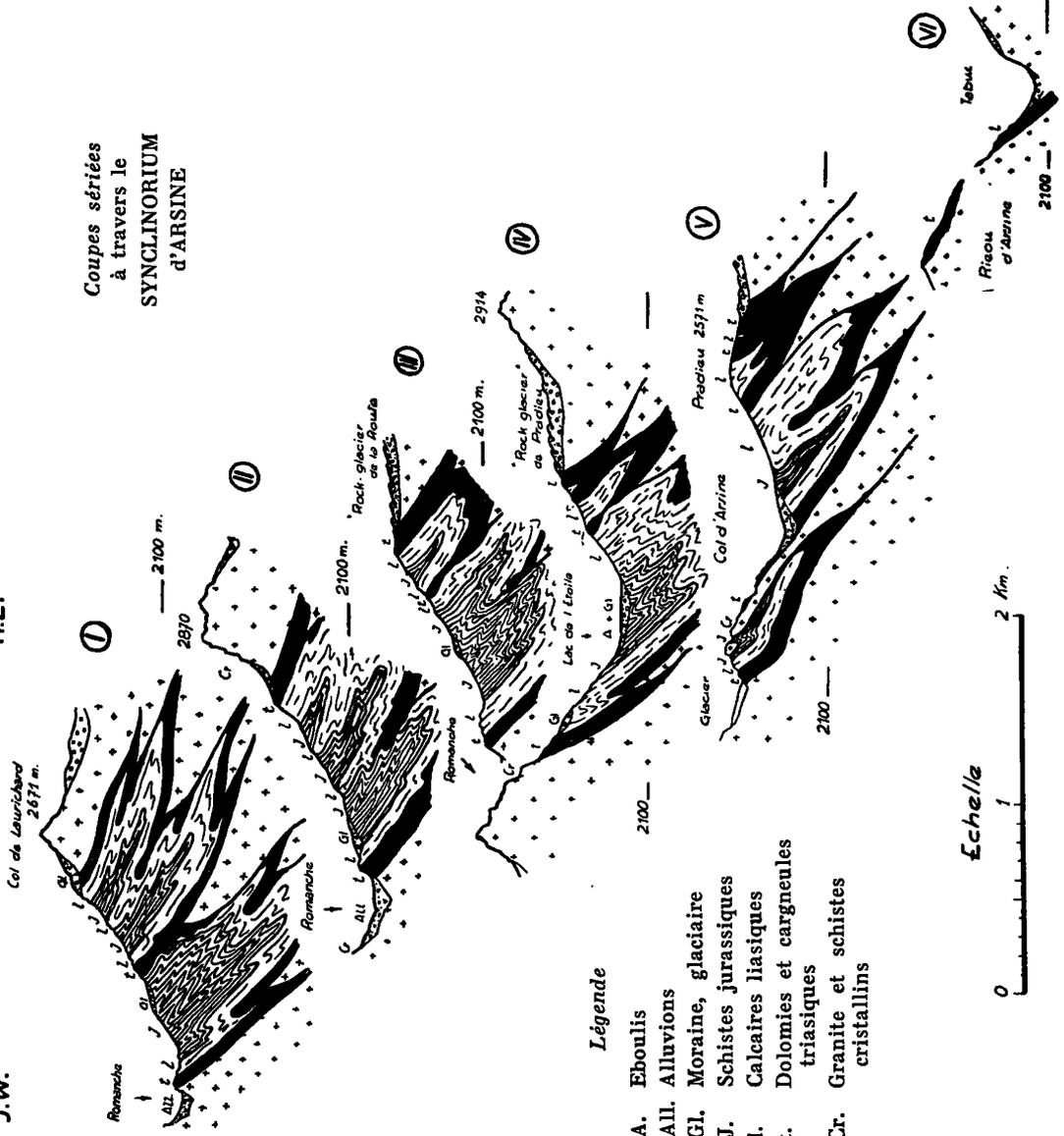
Cette même coupe va nous montrer sur son bord Sud-Ouest un fait caractérisé de tectonique cassante. En effet une longue esquil'e cristalline, portant couverture de Trias, surgit du fond du synclinal et vient se superposer, en deux lames contiguës, à un large et épais affleurement allant du Trias aux schistes jurassiques. Cet affleurement dont s'étonna naguère P. LORY qui, le premier, en observa l'existence, repose sur le cristallin de la rive gauche du glacier du Dragon (coupe fig. 23).

Examinons maintenant les rapports de ce synclinorium avec le massif de Combeynot qui le domine au Nord-Est. Partout les terrains sédimentaires s'enfoncent sous le cristallin. Dans la partie méridionale, le pendage du contact est de l'ordre de 40°. Il s'atténue rapidement vers le Nord et n'atteint pas, sous la Tête de Pradiou, plus de 25 degrés. Sous la Pyramide de Laurichard, le Trias ne

J.W.

N.E.

Coupes s eries
  travers le
SYNCLINORIUM
d'ARSINE



Légende

- A. Eboullis
- All. Alluvions
- Gl. Moraine, glaciaire
- J. Schistes jurassiques
- I. Calcaires liasiques
- t. Dolomies et cagneules triasiques
- Cr. Granite et schistes cristallins



plonge qu'avec un angle de 15 degrés, et ses affleurements se poursuivent à l'orée de la combe de Laurichard jusqu'aux sources de la Guisane sans augmenter de pente.

Ainsi c'est par un bord aigu que le cristallin de Combeynot vient chevaucher les plis de la vallée d'Arsine. Le pendage du contact est fort, dans la région où les terrains sédimentaires pincés sont réduits à une lame de Trias (rive droite du Petit Tabuc). Partout ailleurs ce pendage est très faible et, chose remarquable, inférieur à celui du flanc occidental. Le gonflement du synclinorium qui en résulte en profondeur rappelle les faits identiques de l'accident d'Ailefroide. En conclure que, tel le Peyron des Claux, le Combeynot est une écaille cristalline, serait un peu prématuré. Mais cette disposition, si elle peut s'expliquer par une tectonique souple, est jusqu'ici une exception.

L'affleurement des Têtes de Sainte-Marguerite a été décrit par P. TERMIER comme exemple de la multiplicité des replis. Il ne pouvait mieux choisir que cette coupe extraordinaire. P. BELLAIR,

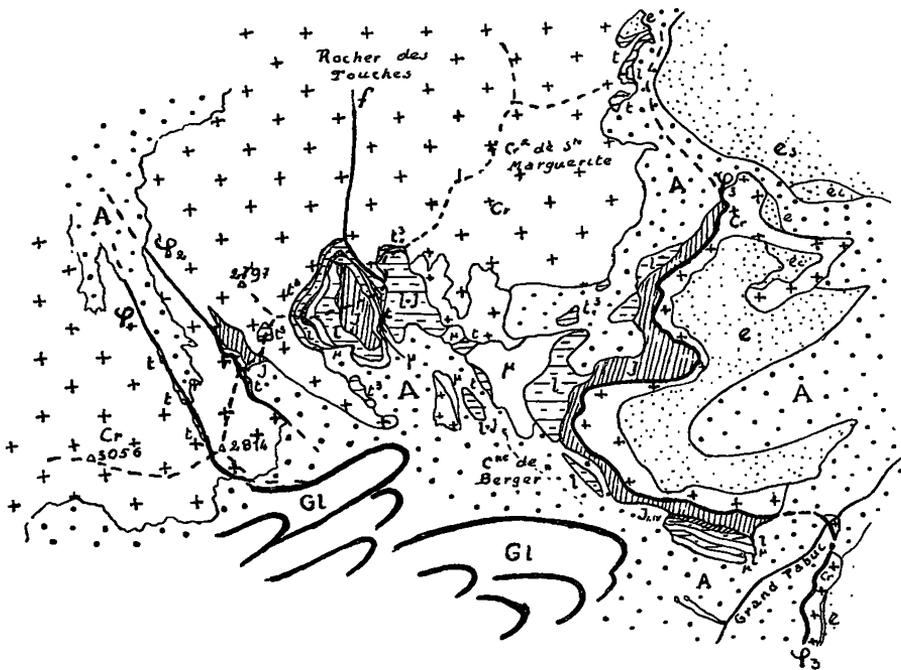


Fig. 14. — Carte géologique des Têtes de Sainte-Marguerite.
 A. : Eboulis; Gl. : Glaciaire; e : Priabonien schisteux; e_c : Priabonien calcaire;
 J. : Jurassique supérieur schisteux; J_{iv} : Dogger; L. : Lias; t. : Trias;
 μ : Spilites; Cr. : Cristallin; φ₁ φ₂ : Chevauchements de l'Ecaille
 « Eychauda-Combeynot; φ₃ : Chevauchement de la lame de granite de la
 Croix de Cibouit; f. : Faille des Têtes de Sainte-Marguerite.

qui l'a revue, montre quelques réticences quant à son interprétation, tout en reconnaissant qu'elle est exacte sur le terrain.

Après avoir moi-même soigneusement étudié, puis revu cette coupe, j'estime qu'elle a été incomplètement décrite et inexactement interprétée par P. TERMIER.

Le versant Nord-Ouest des Têtes de Sainte-Marguerite, très abrupt, montre l'affleurement sédimentaire décapé presque jusqu'à son point le plus bas. Hormis ce point, masqué par quelques éboulis, on peut voir à peu près partout le contact cristallin-sédimentaire. Cette circonstance m'a permis de relever la coupe que je publie ici (fig. 15).

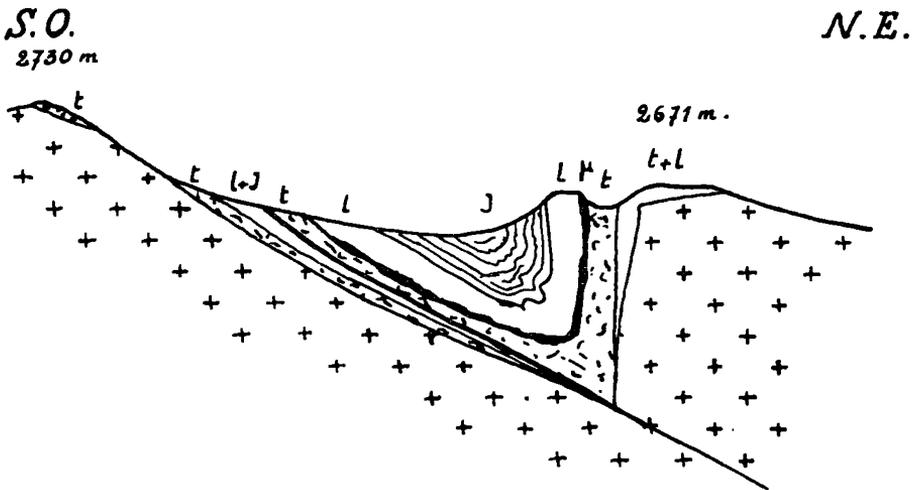


Fig. 15. — Synclinal des Têtes de Sainte-Marguerite.
t. : Trias; μ : Spilites; L. : Lias; J. : Jurassique.

Cette coupe à laquelle P. TERMIER accorde 120 mètres, s'étend sur 450 mètres. D'Est en Ouest on observe un premier affleurement montrant sur la tête cotée 2675 I.G.N. une intrication de calcaires et de schistes du Lias, et de dolomie triasique. Première complication : la dolomie, comme on peut le voir sur la figure 16 qui reproduit à plus grande échelle cette partie de la coupe, prolonge dans le Lias la couche triasique reposant normalement, à l'Est, sur le substratum cristallin. En outre cette lame de dolomie se dédouble dans l'épaisseur des couches liasiques. L'explication du

fait apparaître plus tard, par comparaison avec d'autres phénomènes analogues.

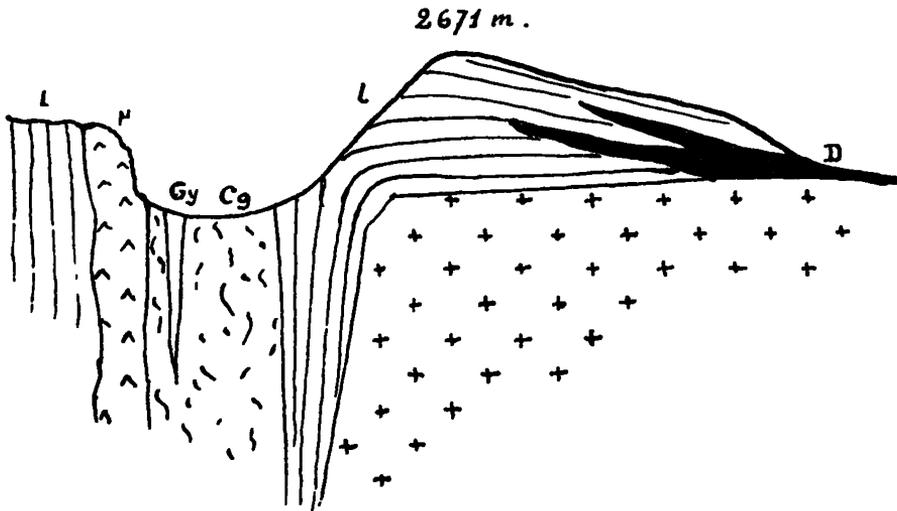


Fig. 16. — Têtes de Sainte-Marguerite.
Détail de la partie orientale.

D. : Dolomie; Cg. : Cargneule; Gy. : Gypse; μ : Spilite; L. : Lias.

Ce premier affleurement, couverture normale du cristallin, va se prolonger dans le synclinal lui-même. On voit en effet un peu plus à l'Ouest, les assises du Lias plonger. Comme l'indique P. BELLAIR, le contact devient vertical et, suivant la crête, on voit succéder au Lias les assises du Trias : dolomies et cargneules avec, au fond d'un premier petit col, une mince bande de quelques décimètres de gypse inclus dans les cargneules. Le Trias se termine par un banc de spilite que la coupe de TERMIER repousse presque au bord Sud-Ouest du synclinal.

Le flanc Sud-Ouest va nous montrer à nouveau les calcaires liasiques, mais les spilites laminés n'affleurent pas sur la crête et ne peuvent être observés qu'à une vingtaine de mètres en contrebas. Le Trias, réduit à des dolomies, est lui aussi très mince. Il repose sur une dernière série, où une faible épaisseur de schistes jurassiques suivis de Lias calcaire s'appuient par l'intermédiaire de dolomie contre la pente orientale de la tête cristalline 2797.

Le fond du synclinal correspond au ravin dont le cristallin est très broyé selon P. BELLAIR. Il y a là une fracture, et l'ensemble de

la coupe s'explique par l'avancée vers l'Ouest d'une lame cristalline, dont la couverture rompue se lamine en un lambeau vertical. Tel un racloir, cette lame repousse à l'Ouest et plie en synclinal la couverture du cristallin resté en place. Elle pousse ce synclinal qui se détache enfin des couches qui le prolongent et va les chevaucher.

Dans tout ceci encore, les couches sédimentaires sont plissées, mais le cristallin est cassé.

Le synclinal de Cédera ne nous retiendra pas longtemps. Il présente en effet des dispositions tout à fait extraordinaires, qui m'amèneront à le décrire et le commenter en détail par la suite. Remarquons cependant que l'anticlinal cristallin que **TERMIER** dessine sous le point 2759 de sa coupe du col des Pisses à Cédera est en fait dédoublé en deux masses : une esquille inférieure et une lame supérieure, qui n'évoquent pas du tout une tectonique souple.

On s'étonne d'autre part que dans cette coupe les grès mouchetés du Champsaur puissent servir de substratum, en apparence normal, à la série Lias calcaire, Lias schisteux qui les surmonte. Une surface de refoulement serait nécessaire ici, qui romprait la belle tranquillité du synclinal représenté en profondeur.

En fait, on sait depuis longtemps que dans la région de Méolion, des affleurements de calcaires à Nummulites viennent s'intercaler entre les calcaires du Lias et les grès du Champsaur. J'ai pu constater que sous ces calcaires à Nummulites, leur contact avec les grès mouchetés s'établissait par une couche de roche fortement tectonisée : laminée, plissotée et broyée. Ces larges et minces lentilles nummulitiques sont donc des lambeaux de poussée, soulignant un accident cassant.

Nous avons épuisé cette révision des affleurements où, dans notre région, les couches mésozoïques sont visiblement plissées. Il est temps de conclure.

Ainsi qu'on a pu le constater, nos observations sont pour la plupart défavorables à l'opinion de **TERMIER**. Partout nous voyons des lames cristallines aiguës venir se superposer, en général par un contact anormal, à une série sédimentaire, plissée ou non. Parfois cette série sédimentaire va elle-même fournir des exemples d'accidents cassants. En outre, il faut noter le pendage toujours faible des plans de chevauchement, et cette disposition nous a conduit à plusieurs reprises à parler « d'écailles ».

Un seul fait peut être présenté en faveur des manifestations d'une tectonique souple des terrains cristallins : le chevauchement

du Combeynot sur le synclinorium d'Arsine. On peut en effet constater que, sous la surface de chevauchement, les assises du Trias se succèdent dans un ordre tout à fait normal pour un flanc synclinal inverse : au cristallin sont fortement collés les grès qartziteux, puis viennent des dolomies capucin qui reposent sur le Lias. On s'expliquerait mal que les éléments de la couverture revêtent, dans cet ordre stratigraphique parfait, la surface inférieure d'un éclat détaché du cristallin.

Cette disposition pourrait à la rigueur s'expliquer par une sorte de raclage des séries sédimentaires, par le front de l'éclat. Un exemple de cette dernière disposition nous est fourni, semble-t-il, par le synclinal des Têtes de Sainte-Marguerite.

Il n'est pourtant pas conforme à notre sentiment qu'un tel raclage ait pu renverser, retourner presque face pour face les sédiments, et ceci très régulièrement sur une étendue de plusieurs kilomètres. Surtout on ne le comprend pas dans le cas des grès durs du Trias, aussi rigides, peu s'en faut, que le cristallin qu'ils recouvrent; et ces grès, sous le Combeynot, sont si intimement collés au cristallin que la limite des deux roches en devient presque indiscernable.

Une remarque s'impose ici. Parmi tous les chevauchements cristallins que nous venons de voir, le Combeynot est de beaucoup le plus vaste et le plus épais. La masse de ce massif, malgré l'attaque de l'érosion, recouvre de plus de 1000 mètres de rochers cristallins les terrains sédimentaires sous-jacents. Elle s'étend d'autre part, de la roche Gatipel à l'Ouest, aux pentes de la Gardette dans la vallée de la Guisane, sur une largeur de près de cinq kilomètres.

Au Sud-Est par contre, au niveau des affleurements dolomitiques du haut vallon du Petit Tabuc, cette masse réduit considérablement ses dimensions. Or que voyons-nous là ?

Le cristallin du Combeynot vient se superposer aux dolomies capucin sans intercalation de grès qui, par contre, sont bien développés entre ces dolomies et les gneiss du Réou d'Arsine. Ici donc, c'est suivant une surface de fracture que s'est faite la superposition du cristallin au mésozoïque.

L'impression qui se dégage peut se résumer ainsi : tectonique cassante pour les écailles cristallines minces, tectonique souple dans le cas où elles sont épaisses et vastes. On ne peut manquer d'être frappé du parallélisme de ces conclusions et des idées de J. VERNET : tectonique souple à grande échelle et cassante dans le détail.

Les failles.

Ce que j'ai déjà dit plus haut montre qu'à côté d'une possibilité de plissement du cristallin, je vois surtout dans ces terrains rigides des déformations par cisaillement, des failles. Mais à cet égard je ferai une distinction entre deux types de cassures : les failles plates, imposant un chevauchement, et les failles plus ou moins verticales.

Cette distinction peut paraître arbitraire. En fait elle ne l'est pas. J'ai été amené à constater, en effet, que dans toute la région orientale et méridionale du massif, seules des failles d'inclinaison inférieure à 45° peuvent être mises avec certitude en évidence. Les régions situées à l'Ouest de la dorsale Meije-Ecrins-Sirac fournissent seules, si j'en crois les auteurs qui les ont étudiées, des exemples de failles à grande inclinaison. De fait, tous les accidents subverticaux que j'ai pu voir moi-même, se trouvaient dans cette dernière région.

Une telle répartition géographique est d'ores et déjà intéressante. Elle nous montre en effet que si, morphologiquement, ces deux types de failles sont les termes extrêmes d'une série continue, en fait la signification de ces accidents est différente, de même que leurs effets.

Le rôle essentiel que jouent très probablement les cassures du socle cristallin dans la tectonique du « Haut Massif » a poussé P. BELLAIR à faire un relevé détaillé de ces failles. Il reconnaît d'ailleurs que la difficulté d'observer des rejets, dans des masses cristallines homogènes, l'a conduit à qualifier failles toutes les cassures de grande étendue qu'il observait.

Une telle méthode me paraît dangereuse. Elle conduit à confondre les vraies failles caractérisées par l'existence d'un rejet, et les diaclases qui en sont dépourvues. Bien entendu il est séduisant et facile de soutenir que l'orientation des diaclases dépend des pressions orogéniques. Cette origine commune avec les failles autoriserait alors à donner la même signification à ces deux types d'accidents.

De fait, ces diaclases traduisent bien l'orientation des pressions subies, mais nous demanderons avec J. GOGUEL : « subies à quel moment ? et comment étaient orientées les pressions par rapport aux diaclases ? »

Les travaux de CLOSS ont montré l'existence de directions de diaclases qui, dans le granite, semblent en relation avec les efforts qui ont abouti à la mise en place. Sommes-nous certains que ces efforts étaient orientés comme les pressions orogéniques ? A priori nous pouvons dire non, puisque plusieurs phases orogéniques se

sont succédées, avec des orientations variables. Dès lors comment pourrions-nous démêler l'effet produit par les contraintes ultérieures, sur l'orientation des diaclases ?

La prudence commande donc de ne parler de failles que dans les cas où un rejet est observable. Ceci implique soit des terrains montrant une superposition de roches différentes, soit la connaissance certaine et précise d'anciennes surfaces topographiques comme par exemple la surface prétriasique.

Ces principes une fois posés, et comme je l'ai déjà dit, je suis convaincu que les failles subverticales jouent un rôle important dans la structure du massif.

A la limite septentrionale de la région étudiée ici, le chevauchement de la Meije m'apparaît comme une faille, assez peu importante d'ailleurs, et sur ce point je suis d'accord avec P. BELLAIR. Cet auteur veut y voir un décrochement. Il y a en effet près de Villar-d'Arène un brusque changement de direction des couches mésozoïques, qui de l'affleurement du col de la Lauze, par celui des Enfetchores, se poursuivent dans le synclinorium de l'Alpe. TERMIER l'expliquait par une brusque torsion de l'axe du pli, une torsion de 135° , qui paraît bien étrange et peu vraisemblable. Un décrochement serait en fait une explication beaucoup plus rationnelle. Elle ne me satisfait pas cependant.

L'étude stratigraphique nous a montré les mers du Trias et du Lias, entourant une île Pelvoux. La communication avec la mer dauphinoise s'établissait au Nord sur l'emplacement de la Romanche, et les flots recouvraient ce qui est aujourd'hui le plateau du Mont de Lans. Les dépôts formaient donc une couronne encerclant un dôme émergé, probablement centré sur La Bérarde. Cette couronne, ultérieurement redressée par les mouvements orogéniques, nous montre ainsi des couches dont l'orientation change régulièrement, avec la courbure du substratum voûté sur lequel elles se sont déposées.

Deux accidents tectoniques : le synclinorium d'Arsine et le chevauchement de la Meije ont des directions convergentes. Mais se recourent-ils ? Rien n'est moins certain.

Le synclinorium d'Arsine se prolonge très certainement sous le signal des Trois Evêchés, dans la région du Puy Golefre. Mais son synclinal occidental s'élargit rapidement, de sorte que son axe passe à l'Est des hameaux d'Arsine et du Pied du col. Seul son flanc Ouest, plaqué sur le cristallin, longe la rive gauche de la Romanche jusqu'à Villar-d'Arène. Si donc l'axe de ce synclinal recoupe le chevauchement de la Meije, ce ne peut être sous Villar-d'Arène, mais bien au-dessus, entre Villar-d'Arène et le Pic des Trois Evêchés, au voisinage du lac du Pontet. Or, rien ne permet

de conclure à l'existence d'un accident tectonique orienté du Sud-Ouest au Nord-Est dans cette dernière région.

Mais il y a plus. La plupart des observateurs semblent avoir été hypnotisés par les aspects spectaculaires du contact Cristallin-Lias sous les Enfatchores. Est-ce pour cela que peu d'entre eux ont approfondi l'étude du même accident dans le lit de la Romanche ? Or on peut constater là, un peu en amont du pont de Villar-d'Arène, que cet accident a perdu toute allure grandiose. On n'y observe plus qu'un léger repli synclinal, simple enlacement des couches, qui confirme par son insignifiance la faible importance relative du chevauchement de la Meije. Cet accident vient mourir sous Villar-d'Arène, et ne se continue ni vers le lac du Pontet, ni après torsion par le synclinorium d'Arsine.

Comme on le voit, la tectonique seule me paraît incapable d'expliquer cette région. Par contre l'association tectonique-paléogéographie nous montre là deux accidents à direction convergente, ne se rencontrant pas, mais reliés par la continuité des assises qui les constituent, périphériquement disposées sur la base d'un dôme cristallin.

Tout n'est pas dit cependant sur ce chevauchement. Un chapitre ultérieur montrera en effet que d'autres accidents, de nature différente, viennent compliquer la structure de cette partie septentrionale du massif de la Meije. Ils expliquent peut-être les curieuses variations de pendage universellement notées dans ses affleurements liasiques.

Je ne puis rien dire des failles notées par P. BELLAIR à l'Ouest de la dorsale Meije-Ailefroide, car je n'ai pas eu l'occasion de les étudier. Il n'en est pas ainsi à l'Est de cette dorsale. Une cassure, importante par ses dimensions, est indiquée sur la carte structurale publiée par ce géologue. Elle correspond effectivement à une série d'accidents topographiques très marqués : couloir du Clot de l'Homme, couloir de Pélas Verney... Mais devons-nous y voir une faille ou une grande diaclase ? De même que P. BELLAIR, je la considère bien plus volontiers comme une diaclase.

La faille Est-Ouest décrite par P. BELLAIR et provenant du massif du Soreiller semble bien, d'après la description de cet auteur, être une vraie faille. Cependant il apparaît que ni son rejet ni l'importance du décrochement que ce géologue a mis en évidence soient bien grands. Qu'elle traduise une orientation tectonique, le fait est indéniable. Que cette faille ait une importance structurale pour le massif, c'est bien plus douteux. De toutes façons, elle pénètre à la Brèche Gaspard sur le territoire que j'ai

étudié, et là, elle ne montre d'une façon certaine aucun déplacement relatif de ses lèvres. Il n'y a plus là qu'une diaclase qui ne franchit certainement pas le col d'Arsine.

Une autre faille, ou mieux un groupe de failles, est indiqué sur la carte structurale de P. BELLAIR et décrit par lui, dans la partie Sud du massif de Clouzis. Ces failles recouperaient, outre les terrains cristallins, les affleurements mésozoïques d'Ailefroide et de Chambran. J'ai déjà eu l'occasion d'indiquer que nulle part ces affleurements n'étaient traversés par des failles [69]³.

Quant à l'ensemble de lignes de dislocation dessiné sur sa carte par ce même géologue, dans les vallons du Petit Tabuc et de Claphouse, ainsi qu'au voisinage du col du Loup en Valgaudemar, elles ont une importance telle que tout un chapitre de cette étude sera consacré aux accidents qu'elles soulignent. Je précise simplement ici que ces accidents appartiennent au type des failles plates chevauchantes.

A. ALLIX a longuement insisté sur la structure faillée du massif, qui lui paraît en commander les grandes lignes orographiques : l'autorité dont jouit ce savant nous impose une mise au point détaillée.

Les failles définies par ce géographe le sont grâce aux dénivellations, brusques et importantes, de la surface d'érosion prétriasique. La méthode est d'une absolue correction. Examinons donc quels sont les lambeaux de surface prétriasique existant selon ALLIX dans notre région ([1], fig. 5).

Au Sud-Ouest de la Vallouise, entre le Gyr et l'Onde, un grand lambeau de cette surface est indiqué. Il correspond aux vastes affleurements nummulitiques de la Blanche et la Rouya. Deux lambeaux prolongent celui-ci sur l'emplacement des crêtes de l'Eyglière et de l'Aup-Martin. Là, nous sommes à la partie supérieure du Flysch. Plus à l'Ouest les deux derniers lambeaux rencontrés, avant les crêtes nous séparant du Valgaudemar ou du Haut Drac, sont sur du cristallin. Comme nous le verrons, le Trias y existe en synclinaux pincés sous des écailles et recoupés par la surface topographique.

De ces cinq lambeaux, aucun ne peut donc prétendre être une surface prétriasique.

Du glacier de Dormillouse à Vallouise, tout le versant oriental du massif de Seguret-Foran est indiqué comme une surface prétriasique.

³ Les nombres entre crochets renvoient à la bibliographie.

Je rappelle qu'à Chambran la véritable surface prétriasique est à la base d'un synclinal inapparent prolongeant l'accident d'Ailefroide [69]. Nous avons vu en outre que les glaciers de Dourmilouse et de Seguret-Foran ont leur bedrock constitué par le Lias et localement le Trias supérieur. Enfin nous verrons par la suite que les crêtes mêmes de ce massif, dominant la vallée d'Ailefroide, sont formées, sous le mésozoïque, par une écaille cristalline reposant sur des assises triasiques coupées par les pentes Ouest du massif.

La surface orientale, d'ailleurs fort accidentée, du massif de Seguret-Foran, n'est donc pas une surface prétriasique mais une banale série de surfaces d'érosion glaciaire.

Les surfaces prétriasiques du versant Nord-Est du Combeynot s'enfoncent sous le Nummulitique de la zone des Aiguilles d'Arves et sous le prolongement de la lame de granite de la Croix de Cibouit. Ces surfaces affleurent néanmoins en quelques points, sur de petites étendues, où l'on peut prendre une idée de leur direction et de leur pendage. Les surfaces d'affleurement sont d'ailleurs bien trop restreintes pour permettre une extrapolation de quelque ampleur quant à leur orientation.

P. BELLAIR n'a eu aucune peine à montrer qu'à la Meije A. ALLIX avait pris pour des surfaces structurales ce qui n'était que des plans de fractures.

Sous le glacier de Mont de Lans et au plateau de Paris par contre, on a des surfaces structurales. On connaît donc l'orientation générale de ces surfaces.

Les coupes que j'ai données de la vallée d'Arsine et du bord Sud-Ouest du Combeynot suffisent, je crois, à faire justice de la faille subverticale inclinée à l'Ouest, indiquée par ALLIX dans sa figure 4, III.

La faille de même inclinaison que cette figure (4, IV) fait passer dans le vallon d'Ailefroide, est imposée par les besoins du raccord de la surface prétriasique passant au-dessus des Ecrins avec celle de Clouzis (Seguret-Foran). Mais d'une part, l'une de ces surfaces (Ecrins) est entièrement hypothétique, d'autre part la deuxième ne passe pas du tout, nous l'avons vu, à l'Est de Clouzis, mais recoupe ses pentes Ouest. Il n'y a donc aucune raison d'envisager, dans ce vallon, une faille que rien par ailleurs ne révèle.

Reste la faille de Malleval qui, depuis E. de BEAUMONT, semble responsable du trajet de la Romanche. Quand A. ALLIX publia sa coupe (fig. 4, IV), il ne disposait que du fond topographique au 80.000° dont on connaît les nombreuses inexactitudes. J'ai repris le profil transversal de la vallée en m'appuyant sur la topographie de la feuille La Grave au 20.000°. A titre de comparaison je donne

ici (fig. 17) une copie de la coupe de A. ALLIX et deux coupes nouvelles levées au voisinage de celle-ci.

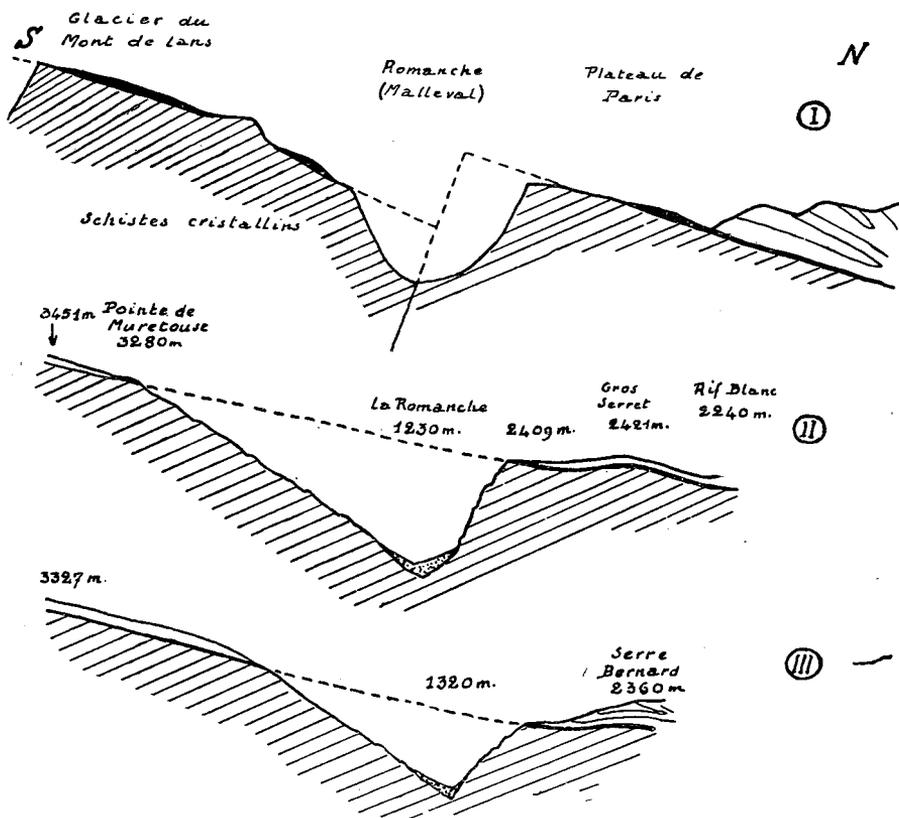


Fig. 17. — Trois coupes N.-S. à travers la combe de Malleval.
I. D'après A. ALLIX. — II et III. Suivant le fond topographique au 20.000.
Toutes les coupes sont à la même échelle.

Comme on le voit, la surface prétriasique montre sur le plateau de Paris des ondulations que j'ai reconstituées grâce aux altitudes des points de contact Trias cristallin observables sur divers affleurements : Le Chazelet, Sud du lieu-dit Le Souchet, région du petit lac cristallin. Des ondulations semblables doivent exister sur le plateau du Mont de Lans, mais cachées sous le glacier, et la rareté des affleurements visibles du Trias ne permet pas d'en tenir compte.

Notons que l'existence de ces ondulations peut, bien entendu, s'expliquer par l'irrégularité du fond sur lequel se déposait le Trias. Remarquons toutefois qu'elle diminue la portée de l'argument de P. BELLAIR contre l'idée d'une plasticité à grande échelle du cristallin, soutenue par J. VERNET.

Il suffit, je pense, d'examiner les coupes de ma figure 17 pour constater que la notion de faille de la Romanche est bien loin de s'imposer.

En résumé, les failles jouent certainement un rôle important dans la structure du massif du Pelvoux. Mais d'une part il n'y a pas de relation immédiate entre les grands traits de l'orographie et ces accidents. D'autre part, les cassures de la partie orientale et méridionale du massif à laquelle je limite cette étude, ou bien sont verticales mais dépourvues de rejet, ou bien ont un rejet et sont des failles plates. Seules ces dernières jouent ici un rôle orogénique.

LES SYNCLINAUX SEDIMENTAIRES ET LA STRUCTURE EN ECAILLES

Les recherches que j'ai poursuivies dans le massif du Pelvoux m'ont permis de découvrir un certain nombre d'affleurements sédimentaires, généralement de faible étendue, et qui étaient restés inconnus de mes prédécesseurs. Ces affleurements se présentent souvent dans des situations singulières relativement aux terrains cristallins.

D'autre part, bien des affleurements synclinaux déjà connus et étudiés de longue date m'ont montré des particularités qui, ou bien avaient échappé à mes prédécesseurs, ou bien n'avaient pu être interprétés par eux. La comparaison de ces divers affleurements me permettra de proposer des interprétations de ces particularités et d'arriver par là à une conception plus détaillée de l'orogénie du massif. Une description générale de ces affleurements s'impose donc.

Le synclinal du Pelvoux.

La première de ces découvertes a résulté d'un faisceau d'observations faites séparément par trois cordées d'excursionnistes.

Lors d'une ascension au Pelvoux faite par la voie du couloir Coolidge, je rencontrais au refuge Lemercier J. LAMBERT, guide à l'Union Nationale des Camps de Montagne. Il m'affirma l'existence de calcaire dans les Rochers Rouges du Pelvoux. Devant ma réaction dubitative, il me proposa de me rapporter des échantillons

au retour de la course qu'il devait y faire le lendemain. De fait il m'en rapporta une roche blanche, très finement cristalline, dans laquelle, par une dernière résistance à l'idée d'un calcaire au Pelvoux, je voulus voir un quartzite. Bientôt, une goutte d'acide confirmait la nature calcaire de la roche.

Ce même jour, mon attention avait été retenue, en parcourant la bosse rocheuse séparant le Clot de l'Homme du glacier de Sialouze, par de singuliers filons. Les schistes cristallins montraient en effet des intercalations d'une roche schistoïde, de teinte lie de vin, qui par endroits servait de ciment à une brèche à cailloux cristallins. Je n'avais pas encore pris contact avec les spillites du massif et leurs succédanés schistifiés, et j'ignorais complètement l'aspect de ces roches. Aussi ne pus-je alors que me poser, sans le résoudre, le problème de leur origine. En outre, des calcaires très cristallins, bariolés de rouge, vert et blanc, accompagnaient ces schistes.

Deux jours plus tard, J. VERNET, retour d'une ascension au Grand Pic Sans Nom, avec L. NELTNER et H. SALIN, me rapporta qu'ils avaient observé des fragments de calcaire sur le glacier de Sialouze. Une bande claire qu'il avait vue de loin longeant la crête des Rochers Rouges, au-dessus du couloir Coolidge, lui semblait pouvoir être l'origine de ces fragments. Une exploration en commun des Rochers Rouges fut alors décidée et nous conduisit, 48 heures plus tard, à la découverte d'un synclinal de Trias au sommet du Pelvoux.

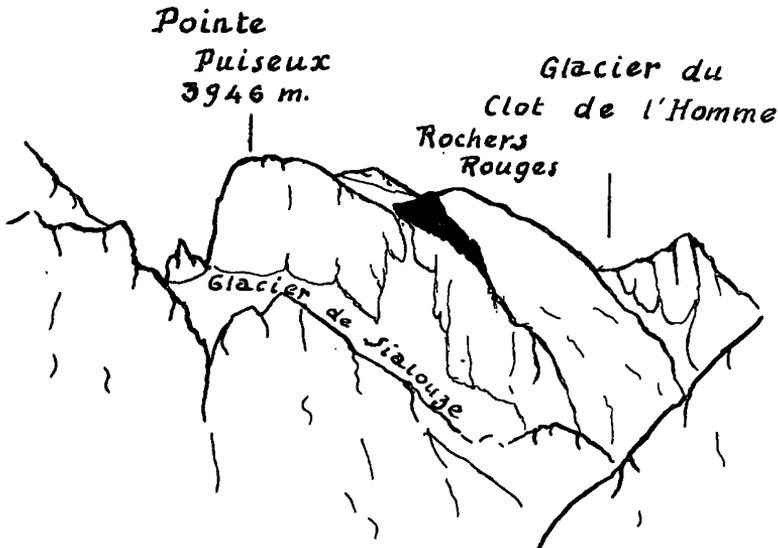


Fig. 18. — Le Pelvoux et son synclinal, vus du Sud-Ouest.
En noir : Sédimentaire.

Entre l'altitude 3500 environ et le sommet 3837 m. des rochers, leur crête occidentale est constituée par des calcaires gris, fortement cristallins, disposés en lits d'épaisseur centimétrique, parfois même millimétrique, et dont la patine est d'un gris jaunâtre. Les lits sont verticaux et la puissance de ces calcaires atteint 10 mètres. Ils forment, au sommet des Rochers Rouges, un « gendarme » visible de l'Alpe de Claphouse ainsi que me l'a signalé J. VERNET. Très délitables, la paroi qu'ils forment au-dessus du couloir Coolidge est par suite de fort mauvaise qualité, au point d'avoir mis en difficulté des cordées d'alpinistes.

A l'Ouest de ces assises leur succèdent, au fond du couloir et à sa partie tout à fait supérieure, des roches rouges et violacées. Il y a là des calcaires rouges, identiques à ceux que j'ai déjà signalés ci-dessus et qui se montraient en filons dans le soubassement oriental du glacier de Sialouze. Il est possible et même probable que des schistes spilitiques violets soient associés à ces calcaires, mais je n'ai pu m'en assurer. La puissance de cette formation rouge est de l'ordre d'une vingtaine de mètres.

Bien que cet ensemble ne contienne pas de fossiles, ses caractères pétrographiques permettent de le dater sans hésitation du Trias.

Ce synclinal triasique est orienté Nord-20° Est, et il donne naissance à une sorte d'apophyse, un filon de cipolin se dirigeant au Sud, mais raccordé au synclinal à la manière d'une digitation. Le fait qu'il y a raccord vient s'ajouter à l'aspect de ce cipolin rouge pour en confirmer l'âge triasique. Par suite nous serons conduits à mettre dans le Trias tous les autres filons des mêmes roches de cette région, et ceci avec d'autant plus de certitude que plusieurs d'entre eux m'ont montré la présence de schistes spilitiques violacés.

Les filons calcaires sont en effet très nombreux, non seulement dans les Rochers Rouges mais aussi dans les pentes méridionales du Petit Pelvoux. C'est d'un de ces filons que provenaient les échantillons de J. LAMBERT. L'un d'eux traverse obliquement du Sud-Ouest au Nord-Est la presque totalité des Rochers Rouges, et la vire qu'il détermine est souvent suivie comme voie d'accès particulièrement facile au Pelvoux. Les calcaires qui les constituent sont des cipolins versicolores : rouge, vert pâle ou blanc, souvent rubanés, dont l'aspect fluidal traduit les efforts orogéniques auxquels ils ont été soumis.

Plusieurs de ces filons existent sur le versant Est de la montagne, la plupart de direction Nord-Sud et verticaux. Cependant il faut faire une place à part aux affleurements de ces cipolins que

l'on rencontre à mi-hauteur de la « vire du Pelvoux » bien connue des alpinistes, qui permet d'atteindre d'Ailefroide le glacier des Violettes. Un premier affleurement s'y montre entre le Riou du Chazalet et le ravin qui précède l'arrivée aux prairies du Riou des Planes. Le deuxième, moins facile à observer, est sur la rive gauche de ce ravin. L'un et l'autre, au lieu d'être verticaux, ont un pendage Sud-Est parallèle à la vire; disposition sur laquelle nous aurons l'occasion de revenir amplement par la suite.

Cette vire se prolonge à la base Nord de l'arête rocheuse culminant au point 2916 I.G.N., dans la région dénommée « Serre du Rieou » sur la feuille Saint-Christophe de la carte au 20.000°. En plusieurs endroits cette vire est encore soulignée soit par de minces affleurements de cipolins, soit par des brèches à cailloux cristallins anguleux, emballés dans une purée mylonitique. Finalement le prolongement de la vire va se perdre sous le glacier des Violettes qu'elle aborde près du point coté 2913, et où j'ai encore trouvé des cipolins rouges assez abondants.

Le synclinal du Pelvoux disparaît immédiatement à l'Ouest du point 3837 I.G.N., sous le glacier sommital du Pelvoux, en direction de la pointe Durand où il ne reparait pas. J. VERNET a conclu de cette disparition que le synclinal passait dans le ciel, se vidant de son sédimentaire, au-dessus de la Pointe Durand. Cette interprétation, la plus simple, est possible et même vraisemblable. Nous verrons cependant par la suite qu'il existe une autre possibilité susceptible de s'accorder mieux encore avec le style général de la région.

En compagnie de J. DEBELMAS, j'ai observé plus à l'Ouest, sur le glacier de l'Ailefroide et dans le prolongement de l'arête considérée comme voie normale d'accès au sommet 3954,2 m. (Ailefroide occidentale), des débris de calcaire. Il existe là comme au Pelvoux des cipolins versicolores et aussi des calcaires gris lités. J'ai recherché l'affleurement de ces calcaires, et J. VERNET alerté par mes soins l'a également cherché. Nos recherches sont restées vaines, mais l'existence du Trias est certaine dans ce haut cirque de montagne compris entre les cimes de l'Ailefroide et la Pointe du Sélé.

Les affleurements sédimentaires du Pelvoux et les affleurements éventuels du haut vallon de Celse Nière sont très centraux par rapport à l'ensemble du massif. Ils sont en même temps relativement isolés des autres synclinaux que je vais maintenant décrire. Cette description sera faite successivement pour chacun des principaux groupes montagneux en allant du Nord au Sud.

Cette méthode présente en réalité un caractère assez arbitraire, car nous verrons que souvent les accidents tectoniques, soulignés par les affleurements sédimentaires, se continuent d'un groupe montagneux au suivant. Toutefois, cette continuité ne devient apparente, en plusieurs points, que par suite d'un effort d'interprétation. La description par groupe de sommets confèrera donc aux paragraphes qui vont suivre un caractère d'objectivité complète, qui eut été troublé en suivant une méthode différente.

J'envisagerai donc successivement les affleurements sédimentaires du groupe de la Meije; du Combeynot; du Pic des Agneaux avec ses annexes de Chamoissière et des Près les Fonts. Un long chapitre groupera, en raison de l'évidence de la continuité, les massifs de Seguret-Foran, de l'Yret-Croix de Cibouit et du cadre montagneux entourant le vallon de Claphouse. Notre attention se portera ensuite sur les crêtes de Malamort et la région du col du Loup. L'étude des contreforts des crêtes de l'Eyglière et de l'Aup Martin nous conduira au col des Bouchiers et au massif de Verdonne. Enfin par le Haut Drac de Champoléon nous atteindrons le groupe de Cédera, qui sera le dernier à retenir notre attention. Les affleurements du Fournel montrent en effet une couverture normale, sans intérêt spécial, et j'ai déjà, plus haut, décrit l'essentiel des nouveautés à voir à Dourmillouse.

Groupe de la Meije.

Ainsi que nous l'avons vu, le groupe de la Meije peut être délimité à l'Ouest par un chevauchement célèbre, mais en fait relativement peu prononcé. Les sédiments pincés sous ce chevauchement se raccordent, près de Villar-d'Arène, à la couverture du massif. J'ai déjà indiqué que cette dernière, pour des raisons paléogéographiques, s'incurvait à la périphérie Nord de la Meije, ce qui avait donné à P. TERMIER l'illusion d'une extraordinaire torsion, de 135°, de l'axe du synclinal hypothétique col d'Arsine - col de la Lauze.

Outre les affleurements de couverture, depuis longtemps notés tout au long de la rive gauche de la Romanche, le groupe de la Meije m'a montré deux autres ensembles d'affleurements sédimentaires, inclus ceux-ci dans le cristallin. L'un, le plus septentrional, était déjà partiellement connu de TERMIER, qui y avait décrit un « entonnoir calcaire ». L'autre, situé en dehors des grands itinéraires, dans le ravin du glacier de l'Homme, n'avait pas encore été signalé.

Trahi par l'infidélité de la carte au 80.000° dont il disposait, TERMIER a orienté son « entonnoir calcaire » au moins 40° trop au Nord. En fait, l'affleurement est Est-Ouest, situé dans la partie

haute du ravin de la Selle Vieille. Le contact de la dolomie et du calcaire liasique, et aussi le filon de quartz qui traverse le tout, ont sensiblement cette orientation. A cela près, la description de **TERMIER** est parfaite. Mais cet accident ne lui semble pas appartenir à un synclinal. Il y voit le résultat « d'une sorte de succion locale des couches cristallines et secondaires ».

J'ai revu cet « entonnoir calcaire », et surtout j'ai cherché à observer ses prolongements orientaux et occidentaux.

Vers l'Est, si, quittant le sentier qui de cet affleurement permet de descendre à la Romanche, on s'engage dans la partie haute des raides pentes formant la rive droite du ravin, on peut retrouver le Trias : un mince pointement de dolomie accompagné d'un fragment de filon de quartz, comme dans l'« entonnoir », apparaît coïncé dans les gneiss et caché du sentier par la végétation. Or ce pointement, qui a identiquement les caractères du Trias de l'« entonnoir », prolonge ce dernier 150 mètres à l'Est de la limite que lui assignait **TERMIER**, et le fait ainsi sortir du ravin.

Plus loin dans la même direction, après 150 mètres de cheminement sur un cristallin en partie couvert de moraines, nous parvenons à un petit vallon orienté Ouest-Est, ouvert sur l'angle Nord-Ouest de la vaste pente d'éboulis de La Palun. Or toute la rive Nord, assez abrupte, de ce vallon est formée par les calcaires du Lias, recouverts par le gneiss. Quant à la rive Sud, elle nous montre un filon de quartz dans lequel un puits béant témoigne d'une ancienne exploitation de cristalliers. De surcroît, des débris de dolomie existent dans les éboulis. Il est clair que là encore se prolonge l'« entonnoir calcaire ».

Ce dernier lambeau, long de 300 mètres, et jamais encore signalé, disparaît sous les éboulis en direction de la Romanche. Il donne à l'ensemble des affleurements une longueur de 800 mètres. Son prolongement va rallier la Romanche vers l'extrémité des crêtes cristallines de La Palun qui, du Bec de l'Homme, descendent vers l'Orient. Là, le gneiss supporte sa couverture triasique normale, à laquelle nos affleurements peuvent se raccorder sans difficulté.

Ainsi, cet « entonnoir calcaire » est en réalité un synclinal prolongeant sous une écaille cristalline la couverture sédimentaire des parties orientales du massif de la Meije. Il est en outre localement inapparent, enfermé complètement dans le cristallin entre la Selle Vieille et l'affleurement oriental.

A l'Ouest de l'« entonnoir » de Termier, et partant de son extrémité occidentale, un long et étroit palier se dessine dans la topographie, bien visible dans son ensemble depuis la route du

Lautaret. C'est lui qui, passant immédiatement au Sud du Pic de l'Homme, y découpe le couloir aboutissant, vers 2600 mètres, au sommet de Côte Longue, près de la langue orientale du glacier du Tabuchet. Trois cents mètres plus bas nous sommes aux affleurements liasiques du chevauchement de la Meije, et précisément dans la région où tous les auteurs ont noté des variations inexplicables des pendages. Ces variations ne résulteraient-elles pas de la rencontre, mieux, du raccordement à angle vif des deux accidents ?

TERMIER a noté que le calcaire est séparé du gneiss « par une bande d'une roche à mica noir, très décomposée et très brisée, qui semble provenir du laminage des gneiss ». Nous parlerions aujourd'hui d'une mylonite.

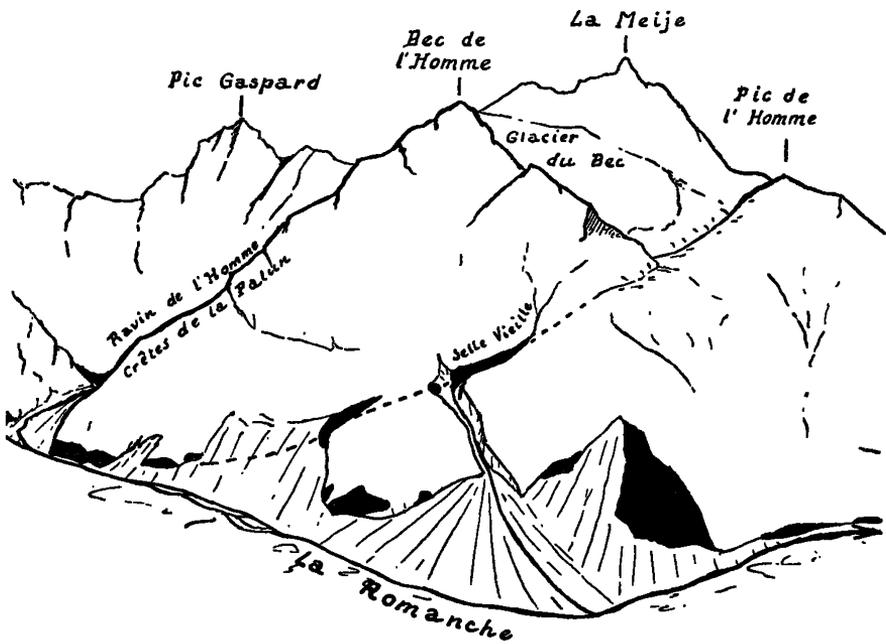


Fig. 19. — Les synclinaux de la Meije.
Sédimentaire en noir.

J'ai déjà parlé des blocs de brèche calcaire rouge, du Trias, que l'on rencontre dans la moraine avant d'atteindre le Pas de l'Ane à Falque. La situation de ces blocs m'avait fait penser qu'ils provenaient du glacier de l'Homme. D'autre part on voit facilement du même point, à l'entrée du ravin de l'Homme et plaqué sur la

rive gauche contre la base des crêtes cristallines de La Palun, un affleurement sédimentaire. J'ai tout lieu de penser que c'est cet affleurement qui est noté t^3 sur la feuille Briançon au 80.000°. Si l'on ajoute que le retrait des glaces a été assez important pour qu'actuellement le glacier de l'Homme et le glacier du Lautaret ne parviennent plus à confluer, il y avait là des conditions qui engageaient à faire une exploration détaillée de ce ravin.

Le pointement t^3 de la feuille Briançon, dont il vient d'être question, est dessiné sur cette carte de façon à suggérer un raccordement, d'une part avec la bande triasique provenant du vallon d'Arsine dont elle limite le faisceau synclinal à l'Ouest, d'autre part avec les pointements de dolomie plaqués, au bord de la Romanche, sur l'extrémité des crêtes de La Palun. Or ces derniers prolongent bien le Trias d'Arsine; ils forment bien la couverture normale du massif, mais je doute qu'il en soit ainsi pour le pointement du ravin de l'Homme.

Ce pointement montre en effet une série allant du Trias, gréseux et dolomitique, par le Lias calcaire typique, aux schistes noirs du Jurassique. Ces terrains ont un pendage Sud-Est fort sur la rive gauche, passant à l'Est sur la rive droite du torrent.

Car si l'affleurement principal est bien au pied des crêtes de La Palun, il se continue, surtout représenté par le Trias avec quelques lambeaux de schistes jurassiques, sur l'autre rive. Là il s'élève le long du versant Ouest d'une crête cristalline orientée *grosso modo* Nord - Sud, qui se relie à la crête du Clot Boucharet et, par là, à la Pointe Nérot. Or le Trias d'Arsine franchit la Romanche au Pas de l'Ane à Falque et vient se plaquer contre la base du versant Est de cette même crête.

Ainsi, la continuité était admissible tant qu'on ne connaissait que l'affleurement de la rive gauche du ravin de l'Homme. La connaissance de son prolongement Sud, séparé du Trias d'Arsine par une crête cristalline, rend cette continuité inconcevable.

Si l'on remonte le torrent de l'Homme, un nouvel affleurement va se montrer. Entre l'altitude 2000 environ et le point coté 2159, on rencontre un verrou glaciaire entamé par le torrent. La rive droite de ce dernier d'abord, puis vers le haut, ses deux rives sont constituées par le Trias. Plaqué sur le cristallin, il consiste en grès grossiers, surmonté par des brèches dolomitiques dont certains lambeaux assez larges ont résisté à l'érosion. La puissance de ce Trias est d'une vingtaine de mètres.

A l'aval il disparaît sous les accumulations morainiques; à l'amont sous les éboulis des crêtes de La Palun. De la sorte, nulle part il n'est possible d'étudier le contact de ce Trias avec le cristallin superposé. La seule constatation possible est que les crêtes

de gneiss de La Palun dominant cet affleurement presque à la verticale, de 200 mètres au moins, tandis qu'au Sud le paysage est limité par une paroi cristalline de 800 mètres de haut. Il paraît donc impossible de voir là autre chose qu'une bande sédimentaire incluse dans le cristallin, et mise au jour par la fenêtre entaillée par le glacier de l'Homme et son torrent. Sans cette entaille, le synclinal, fermé, eût été inapparent.

Remontant toujours le ravin, et grâce à la disparition partielle du glacier, j'ai pu observer des bosses rocheuses vers 2250-2400 m., et enfin au verrou qui sépare désormais le glacier de l'Homme, relégué dans son vallon supérieur, du glacier du Lautaret qui est évidemment ici le glacier principal. Tous ces affleurements m'ont montré les terrains cristallins parcourus de fissures ramifiées, ayant de 1 à 10 ou 15 centimètres de largeur en moyenne, et remplies de calcaire rouge de type triasique. Certains de ces filons calcaires atteignent exceptionnellement 30 à 40 centimètres de largeur. Leur orientation n'obéit à aucune loi. Des blocs de brèche calcaire rouge me sont apparus dans les moraines, mais malgré tous mes soins, il m'a été impossible de trouver leur lieu d'origine.

Cette série de filons calcaires, dont la forme n'évoque en rien des actions tectoniques, semble avoir résulté simplement du colmatage par sédimentation des sillons et fissures d'érosion d'un fond marin rocheux. Il s'agit là très certainement de la base des dépôts qui ont formé plus bas l'affleurement compris entre les cotes 2000 et 2150, dont le pendage est sensiblement parallèle à la ligne de plus grande pente du fond du ravin. Il paraît certain que nous trouvons ici la couverture sédimentaire de la Meije elle-même, surmontée par une lame de terrains cristallins culminant au Bec de l'Homme (3459,7).

Il est à noter qu'ici, comme pour le précédent synclinal étudié, les affleurements sédimentaires se prolongent par une dépression orographique qui se traduit par un replat glaciaire, immédiatement à l'Ouest du refuge de l'Aigle.

Les pentes Nord-Est du groupe de la Meije sont donc coupées par deux synclinaux d'orientation Est-Ouest.

L'un, le « Synclinal de la Selle Vieille », nous montre une série normale Trias Lias, à laquelle est superposée une lame cristalline. Celle-ci repose directement sur le Lias, sans interposition de Trias, mais parfois avec intercalation d'une lame de Mylonite. Elle n'est donc pas à proprement parler le flanc inverse du synclinal, car elle n'a pas été renversée. C'est un fragment de socle cassé, et chevauchant la couverture sédimentaire du massif. Cette écaille porte d'ailleurs elle-même sur sa surface de larges lambeaux de sa propre couverture sédimentaire (bord de la Romanche).

Un deuxième accident, le « Synclinal du glacier de l'Homme », a des caractéristiques moins nettes. Cependant, la profondeur sous les crêtes cristallines, à laquelle on rencontre les affleurements sédimentaires, est telle qu'on ne peut douter que ces crêtes ne se présentent comme une nouvelle écaïlle, inférieure à la précédente. Ce sont ces faits qui sont traduits par la coupe de la figure 20.

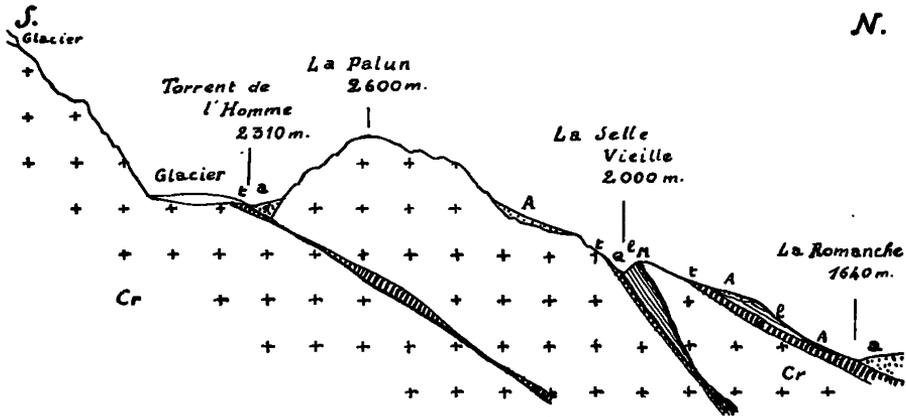


Fig. 20. — Coupe à travers les synclinaux de la Meije.

Cr. : Cristallin; t. : Trias; l. : Lias; a. : Alluvions; A. : Eboulis; M. : Mylonite; Q. : Filon de Quartz.

Hormis le raccordement possible du Trias de la Selle Vieille et de celui des crêtes de La Palun, ces deux synclinaux ne sont observables que grâce à des fenêtres ouvertes dans leur couverture cristalline. Ils appartiennent donc au type d'accidents pour lesquels L. MORET a créé l'expression de « Synclinaux fermés et inapparents ».

Le massif du Combeynot.

J'ai déjà amplement insisté sur la description des affleurements sédimentaires qui bordent ce massif à l'Ouest et forment le synclinorium d'Arsine. Je n'y reviendrai donc pas et me limiterai ici au versant de la Guisane du massif du Combeynot. Le cœur de ce petit massif ne m'a en effet livré aucune trace de roches sédimentaires : que ce soit par suite de leur absence, ou parce qu'elles sont masquées sous les éboulis, je ne puis en décider, mais j'aurais plutôt tendance à penser qu'aucun synclinal à contenu sédimentaire n'existe là.

Les contreforts du Combeynot sur la rive droite de la Guisane, se sont montrés d'un haut intérêt, du jour où J. BOUSSAC a découvert et décrit la coupe célèbre de la Madeleine. Bien des géologues ont depuis lors revu cette coupe difficile, et notamment M. GIGNOUX et L. MORET sont parvenus à en tirer la quintessence de ce qu'elle pouvait nous enseigner. Bien peu de résultats nouveaux nous seront apportés par la reprise de son étude, et ces quelques nouveautés ne modifieront en rien les idées générales auxquelles sont parvenus ces auteurs. Tout au plus les confirmeront-elles et fourniront-elles quelques précisions supplémentaires.

Si dans sa description M. GIGNOUX dit que la brèche nummulitique à blocs cristallins est collée contre le cristallin du Pelvoux, la figure qu'il en donne postule l'existence d'une intercalation du Trias. Et de fait ce Trias existe bien, avec 50 mètres de puissance. Formé à la base par 10 mètres de grès quartziteux surmontés par 40 mètres de dolomie, il s'élève dans les pentes de la Montagne de la Madeleine jusque vers l'altitude de 2200 mètres au droit des sources de la Liche.

La brèche nummulitique est bien plus puissante qu'on ne le pensait en général, mais sa base, sur près de 30 mètres d'épaisseur, est formée de blocs cristallins réunis par un ciment gréseux. Il en résulte qu'un examen très attentif permet seul, en suivant la transformation progressive du ciment, de la surface vers la base, de ne pas la confondre alors avec un terrain cristallin massif. Une fois l'attention attirée sur cette difficulté, on reconnaît assez facilement, grâce à l'orientation variable des structures dans les blocs voisins, qu'il s'agit bien d'une brèche. J'ai d'ailleurs rencontré à plusieurs endroits dans le massif du Pelvoux des brèches analogues (La Rouya..., etc., cf. Stratigraphie).

Entre cette brèche et la lame de granite mylonitisée découverte par L. MORET près des sources de la Liche, j'ai observé, en plus des lames de Trias type Pelvoux, des calcaires foncés qui m'ont fourni une Pentacrine. Du Jurassique se montre donc également ici comme le suggérait ce savant. La présence de lames mésozoïques intercalées dans l'épaisseur des formations nummulitiques a la même signification que la présence de la lame de granite, quant à la structure tectonique sinon quant aux relations avec le tréfonds.

A 700 mètres au Sud-Est de ce fameux affleurement, j'ai retrouvé la lame de granite. Là encore elle repose sur la brèche nummulitique qui, elle-même, est directement transgressive sur le cristallin. Chose remarquable, ce n'est plus ici le Nummulitique calcaréo-schisteux qui repose sur la lame de granite, mais quelques mètres d'une brèche identique à celle qui est au-dessous. Le granite donne l'impression d'y avoir pénétré comme un coin.

Plus au Sud tout se perd sous une bande d'éboulis au-dessus de laquelle, jusqu'au rocher de Guerre qui domine le Lauzet, le Nummulitique s'appuie au cristallin parfois par l'intermédiaire du Trias. Le ciment de la brèche y devient de plus en plus abondant et presque exclusivement calcaire. Quant aux schistes, ils n'apparaissent qu'en contrebas de la pente d'éboulis, qui empêche toute observation d'intercalation anormale.

Examinons maintenant la région comprise entre le ravin de la Liche et le col du Lautaret.

La couverture autochtone, partout où les éboulis et les moraines ne la masquent pas, c'est-à-dire dans les ravins et en placage sur quelques rochers, débute uniformément par un Trias typique, représenté toujours par des grès quartziteux et des dolomies bréchiques. Ce Trias affleure entre 2000 et 2200 mètres d'altitude et représente seul le mésozoïque jusque dans la région des Prés Brunets, à égale distance de la Madeleine et du col du Lautaret. Là il est recouvert de Lias calcaire bien typique, qui disparaît bientôt sous une splendide moraine de névé, puis sous les alluvions récentes des sources de la Guisane.

Au voisinage du col le Lias reparait, sortant de sous les alluvions, dans le lit de la Guisane naissante, où il descend jusqu'à l'altitude 1970 avec un pendage Nord de 40° environ. Cet affleurement est en continuité avec celui du mamelon 2089 qui, lui-même, se continue à l'évidence au signal de Serre Orel, immédiatement au Sud du col du Lautaret. Mais ici le pendage a changé : il est devenu Sud et amorce un synclinal, marqué par un affleurement de schistes jurassiques que j'ai observé dans l'un des ravins naissant à l'entrée de la combe de Laurichard.

Ainsi se trouve raccordée la couverture orientale du Combeynot à la bordure orientale du synclinorium d'Arsine. Comme on le voit, ce raccordement d'allure souple, où les pendages subissent un changement progressif, sans fracture, s'accorde avec l'idée déjà évoquée dans un chapitre antérieur d'une tectonique souple du cristallin, à l'échelle des dimensions de ce massif. Nous considérons donc cette idée comme un fait acquis dans le cas particulier évoqué ici.

Nous assistons en même temps à un ennoyage de la partie septentrionale du Combeynot. Ce massif se termine au Nord par un affaissement périclinal. Ceci rend impossible l'interprétation de P. BELLAIR, qui veut le faire participer à la constitution de la zone des Aiguilles d'Arves.

Voyons maintenant ce que deviennent vers le Nord les terrains cristallins et mésozoïques anormalement intercalés dans le Nummulitique de la coupe de la Madeleine (cf. fig. 21).

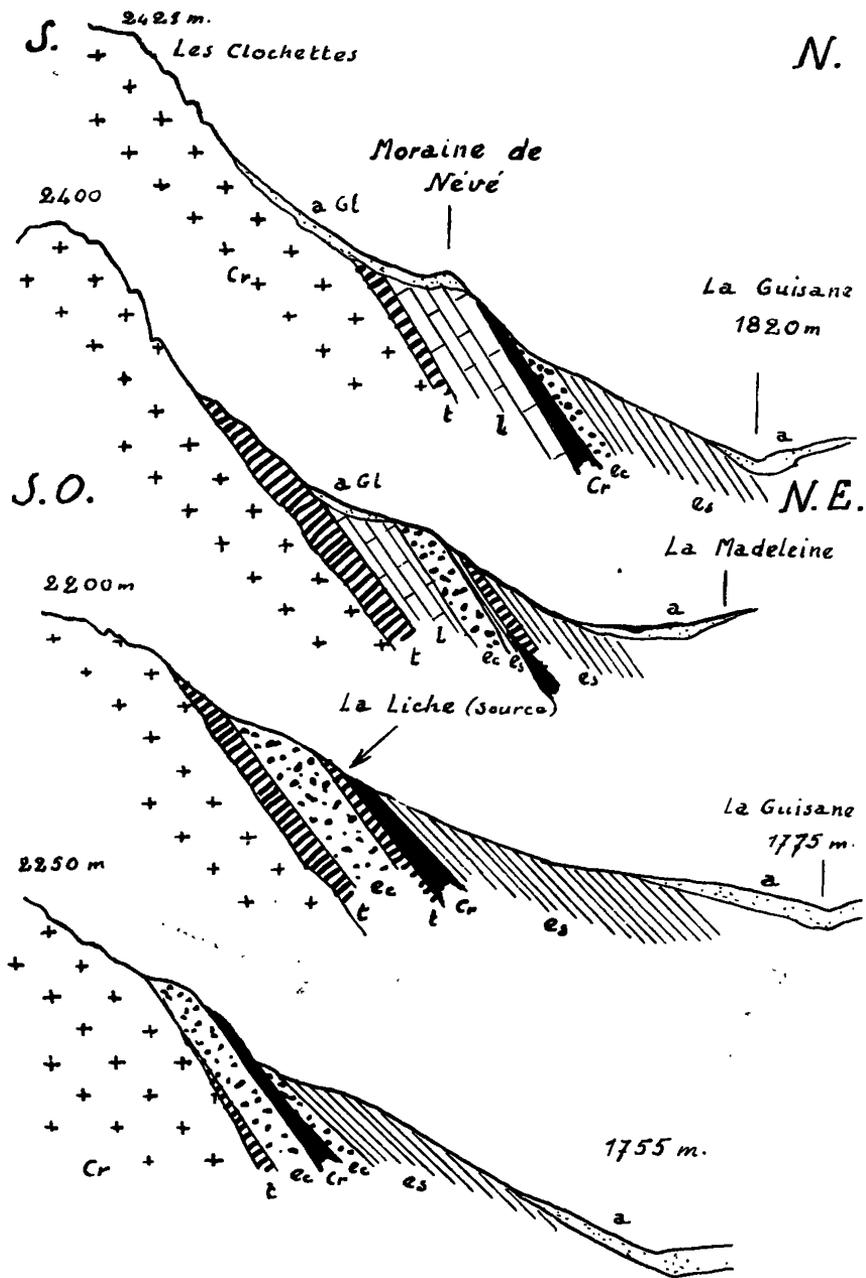


Fig. 21. — Série de coupes dans le versant Est du Combeynot.
 En noir : La lame de Granite. — a. : Alluvions fluviales; agl. : Alluvions glaciaires; es. : Priabonien schisteux; ec. : Priabonien calcaire ou bré-
 chique; L. : Lias; t. : Trias; Cr. : Cristallin.

La rive gauche du ravin de la Liche montre un affleurement de dolomie prolongeant le Trias des sources. On peut le suivre sur environ 200 mètres vers le Nord, toujours compris entre brèche et schistes priaboniens. Il disparaît ensuite, mais 100 mètres plus loin, dans un ravin où **TERMIER** a indiqué au milieu du Nummulitique un pointement jurassique, j'ai trouvé non pas du Jurassique, mais des schistes de type absolument triasique. Cette question d'âge est d'ailleurs très accessoire : ce qui compte, c'est que la lame mésozoïque se poursuit ici et indique clairement la position de la surface de chevauchement, dans l'épaisseur même des schistes priaboniens.

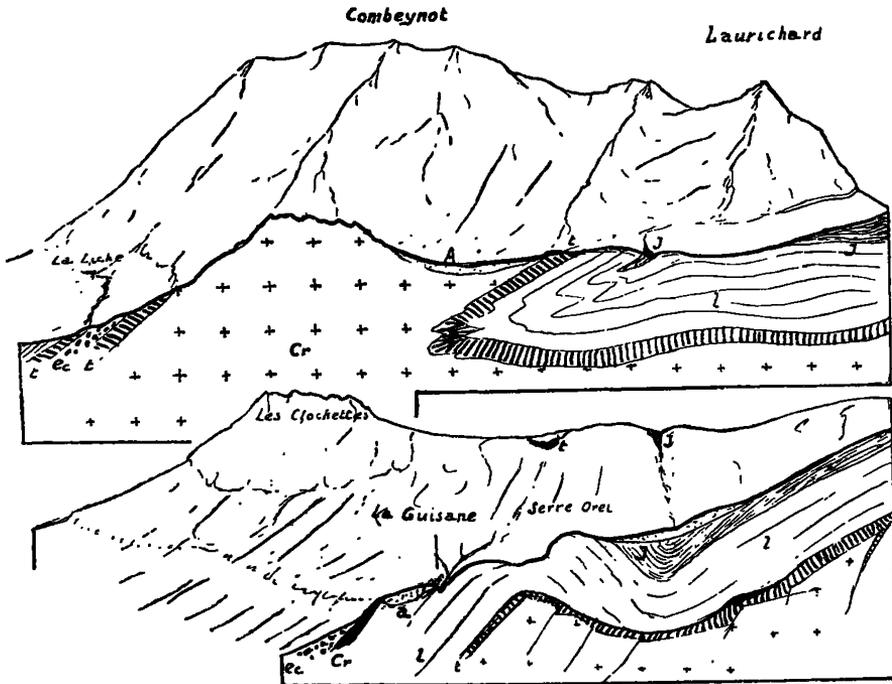


Fig. 22. — L'extrémité septentrionale du Combeynot.

Dans la partie haute des Prés Brunets, dont il a déjà été question, c'est-à-dire à environ 800 mètres à l'Ouest - Nord-Ouest du dernier affleurement cité, on voit reparaître la lame de granite elle-même. D'abord intercalée dans l'épaisseur de la brèche num-

mulitique, elle ne tarde pas à se loger entre cette dernière et le Lias de la couverture normale que j'ai signalé ci-dessus en ce point. J'ai pu suivre son affleurement sur près de 200 mètres, avant qu'elle ne disparaisse sous la moraine de névé, comme le Lias lui-même.

Un dernier affleurement apparaît à l'Ouest des Prés Brunets, sur les raides pentes de prairies qui, du replat alluvial des sources de la Guisane (point 2054 I.G.N.) descendent vers le Nord; là, la brèche repose sur la lame de granite dont le soubassement est caché par des dépôts glaciaires. Mais la position de ce granite, très au Nord des affleurements de Lias de la couverture, permet de ne pas douter qu'il s'agisse, non du substratum cristallin, mais bien de la lame de granite.

D'ailleurs j'ai pu la suivre jusqu'au voisinage de la gorge par laquelle la Guisane naissante et dirigée au Nord va se raccorder à la vallée Nord-Ouest - Sud-Est qu'elle suivra désormais. Parcourant ensuite cette gorge, j'y ai observé la même lame de granite, bien au Nord, c'est-à-dire au-dessus du Lias. Il m'est cependant impossible, en raison des éboulis et de la végétation surabondante, de dire si le granite repose ici directement sur le Lias, ou si du Nummulitique s'intercale entre ces deux terrains. Sur la rive gauche de la Guisane, les affleurements disparaissent sous les énormes masses rougeâtres des tufs quaternaires du Lautaret.

Ainsi qu'on le voit, la surface de chevauchement se suit de façon presque continue depuis le Sud des sources de la Liche jusqu'au Lautaret. De plus la lame de granite elle-même montre des affleurements sur toute cette longueur. Les deux derniers de ces affleurements ont une direction qui amène très exactement leur prolongement à l'affleurement décrit par M. GIGNOUX et E. RAGUIN à Côte Pleine. Deux kilomètres seulement séparent la lame de granite des bords de la Guisane de son prolongement de Côte Pleine. On ne peut guère souhaiter meilleure confirmation des conclusions de M. GIGNOUX à son sujet.

Rappelons maintenant ce que nous avons dit des affleurements triasiques des rives du Petit Tabuc entre le Réou d'Arsine et le Sud du massif du Combeynot, ce qui nous permettra de donner une vue d'ensemble de ce dernier massif.

Le Trias se trouve coïncé entre les deux massifs cristallins de telle sorte qu'il n'y a pas la place de loger ici un repli synclinal. Nous avons été amenés à conclure que le Sud du Combeynot, au lieu d'avoir manifesté une tectonique souple, s'était brisé en un bloc, une écaille chevauchant au Sud-Ouest sur le Réou d'Arsine. Il nous est apparu que cette différence de style, souple au Nord,

cassant au Sud-Est, tenait à une question de dimensions du massif, vaste au Nord, réduit au Sud-Est. Il est probable qu'une autre cause a joué aussi : la différence d'intensité des efforts orogéniques suivant les points, efforts qui ont dû augmenter à mesure qu'on se rapprochait de la partie centrale de ce môle résistant : le Pelvoux.

Nous pouvons donc nous représenter le Combeynot comme un anticlinal couché vers l'Ouest. Il s'ennoie tranquillement au Nord, en une dépression tectonique dans laquelle se sont accumulés les sédiments. Dans laquelle aussi est venu se produire l'avancée, le chevauchement de la zone parautochtone des Aiguilles d'Arves.

Vers le Sud, sous des efforts plus brutaux et agissant sur de moindres épaisseurs, il s'est brisé en une écaille chevauchante.

Mais sur toute sa bordure orientale, l'avancée de l'écaille parautochtone a détaché de sa base des esquilles du tréfonds et leur a fait chevaucher ses pentes. Elles s'intercalent à des niveaux variables et donnent parfois l'impression (lame de granite au Sud de la Liche) d'avoir été forcées, telle une lame de rabot, dans l'épaisseur des terrains de couverture en place.

Groupe des Agneaux.

La dénomination que j'adopte ici est critiquable parce que le sommet qui porte ce nom ne montre pas de sédimentaire. Mais ce sommet est le point d'articulation d'une série de crêtes où les terrains sédimentaires jouent un rôle. A l'Ouest, par le Pic de Neige Cordier, il se relie au chaînon de Chamoissière; au Nord-Est les pics de Près les Fonts et du Casset le rattachent aux Têtes de Sainte-Marguerite.

P. BELLAIR a signalé la présence de morceaux de schistes (schistes violets et rougeâtres) au pied de la Brèche Cordier, mais il n'a pu retrouver l'affleurement de ces roches. J'ai eu la chance d'observer, près du sommet du Pic du Glacier Blanc, c'est-à-dire au bord Est de la Brèche Cordier, un affleurement calcaire. Ce sont des cipolins rouges du Trias, très pincés dans le cristallin, en une bande épaisse de 40 centimètres et longue de deux mètres. Son orientation est sensiblement Nord-Sud. Il est tout à fait probable que des schistes lie de vin doivent exister dans cette région en filons, ce qui rappelle tout à fait le Pelvoux.

Un des points particulièrement intéressants de ce groupe est situé plus au Nord, en contrebas de la brèche Gaspard. J'ai eu ci-dessus l'occasion de signaler la singularité, déjà observée par P. LORY, de la crête qui s'élève du col d'Arsine au point 3215 m. des pics de Chamoissière (fig. 23 et carte fig. 6).

Sur le versant du glacier du Dragon, les terrains cristallins sont revêtus de leur couverture sédimentaire avec Trias et Lias bien individualisés, et un Jurassique représenté par une centaine de mètres de schistes noirs. Sur ces schistes repose une lame cristalline épaisse d'une centaine de mètres et recouverte elle-même en partie par des dolomies. Nous avons donc là une écaille chevauchante bien caractérisée.

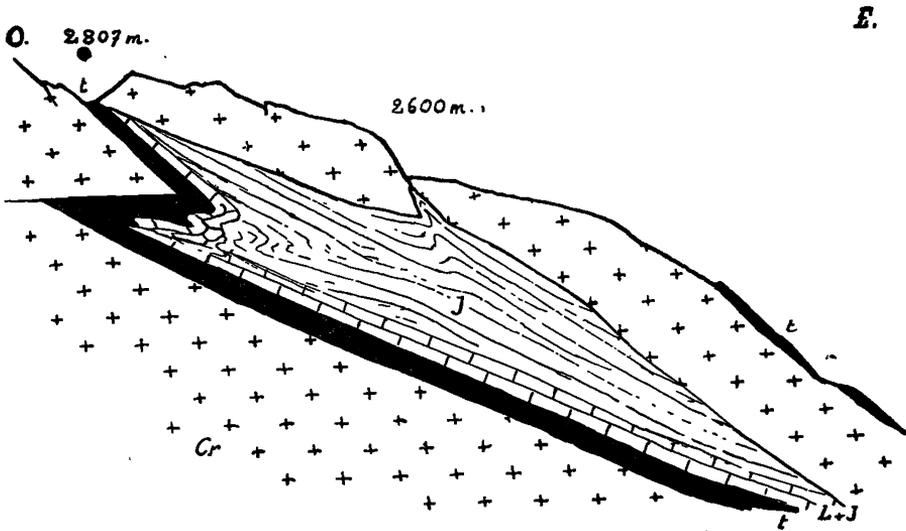


Fig. 23. — L'écaille du Dragon.
Cr. : Cristallin; t. : Trias; L. + J. : Lias et Dogger; J. : Jurassique supérieur.

Au point 2807 de cette arête, l'écaille cristalline vient au contact du cristallin autochtone. Jurassique et Lias ont les premiers disparu du synclinal, puis le Trias à son tour a été supprimé. Ce rabotage est comme toujours le signe de chevauchement d'une écaille formée par rupture du substratum. La fermeture du synclinal à l'amont lui donne le caractère de synclinal inapparent.

Notons que le Trias et le Lias ont subi, sous la poussée de l'écaille, un refoulement qui les a tordus en un repli synclinal. Dans ce repli, les schistes se sont accumulés, ce qui explique en partie la grande épaisseur de ces derniers.

Ici l'esquille cristalline, fort étroite, ne se prolonge évidemment pas au Nord. Elle perce les sédiments de la couverture à la manière d'un éclat, jailli de la profondeur.

Mais ce n'est pas tout. Cet éclat cristallin, revêtu de sa couverture triasique, est subdivisé en deux fragments successifs et joints. L'un s'élève jusque vers 2600 mètres d'altitude, sur la crête même, et n'est séparé du second, qui monte jusqu'à la cote 2807, que par une cassure. Mais si on observe au-dessous de la crête, sur le versant Sud, on constate, comme le montre la coupe (fig. 23), que les deux blocs cristallins successifs sont séparés par des schistes jurassiques, pénétrant en coin entre eux, sans toutefois atteindre la crête.

L'impression qui s'en dégage est que les tensions orogéniques ont fait « foirer » les schistes dans une diaclase du cristallin. Nous aurons l'occasion de retrouver des phénomènes analogues, et bien plus intenses, en plusieurs autres points du massif. Leur fréquence confère donc à ces phénomènes une certaine importance, et c'est pourquoi j'attire immédiatement l'attention sur eux.

**

Passons maintenant dans la région comprise entre les pics du Casset et les Bois du Casset, sous lesquels viennent s'enfoncer les Têtes de Sainte-Marguerite. Nous allons rencontrer là trois groupes d'affleurements, dont un seul a été vu de mes prédécesseurs : celui des Têtes de Sainte-Marguerite décrit ci-dessus (carte fig. 14).

En plus de cet affleurement qui est le plus vaste, on peut observer la couverture sédimentaire reposant sur les roches cristallines, vers 2100 mètres d'altitude, à la limite supérieure du Bois des Sagnères. Là, les pentes cristallines orientales des Têtes de Sainte-Marguerite portent des lambeaux de Trias recouverts soit par le Lias, soit directement par le calcaire Nummulitique. A 200 mètres à l'Est de ces affleurements, en sous-bois, on retrouve les affleurements du Nummulitique qui descendent vers la Guisane et disparaissent sous les énormes masses de gypse formant la base de la zone subbriançonnaise.

Entre les affleurements plaqués contre le cristallin et ceux du sous-bois, s'étend une bande couverte de végétation. Aucun affleurement n'y est observable, mais les blocs éboulés qu'on y rencontre m'ont semblé présenter un classement curieux. En effet, cheminant d'Est en Ouest, on trouve successivement le Nummulitique, des éboulis calcaires et cristallins avec blocs de brèche triasique; les éboulis deviennent plus riches en gneiss et granite, puis brusquement, avant d'arriver aux placages de mésozoïque, cette bande d'éboulis cristallins fait place à des éboulis à peu près exclusivement calcaires et dolomitiques.

Constatons que nous sommes ici immédiatement au Nord et sur le prolongement du dernier affleurement visible (torrent des Près les Fonts) de la lame de granite de la Croix de Cibouit. Dès lors, sans qu'on puisse l'affirmer, il n'est pas impossible que la bande d'éboulis granitiques que je viens de signaler au Bois des Sagnères ne représente un produit d'éluvion de cette lame. Elle soulignerait alors la trace de son passage.

Deux petites brèches séparent les Têtes de Sainte-Marguerite des pics du Casset. L'une forme un ensellement coté 2696 m., l'autre, bien plus étroite, s'ouvre à l'Ouest du point 2814 m. L'une et l'autre se prolongent dans la paroi Nord, dominant le Petit Tabuc, par d'étroits et profonds couloirs, véritables coups de sabre entaillant la montagne (fig. 24).

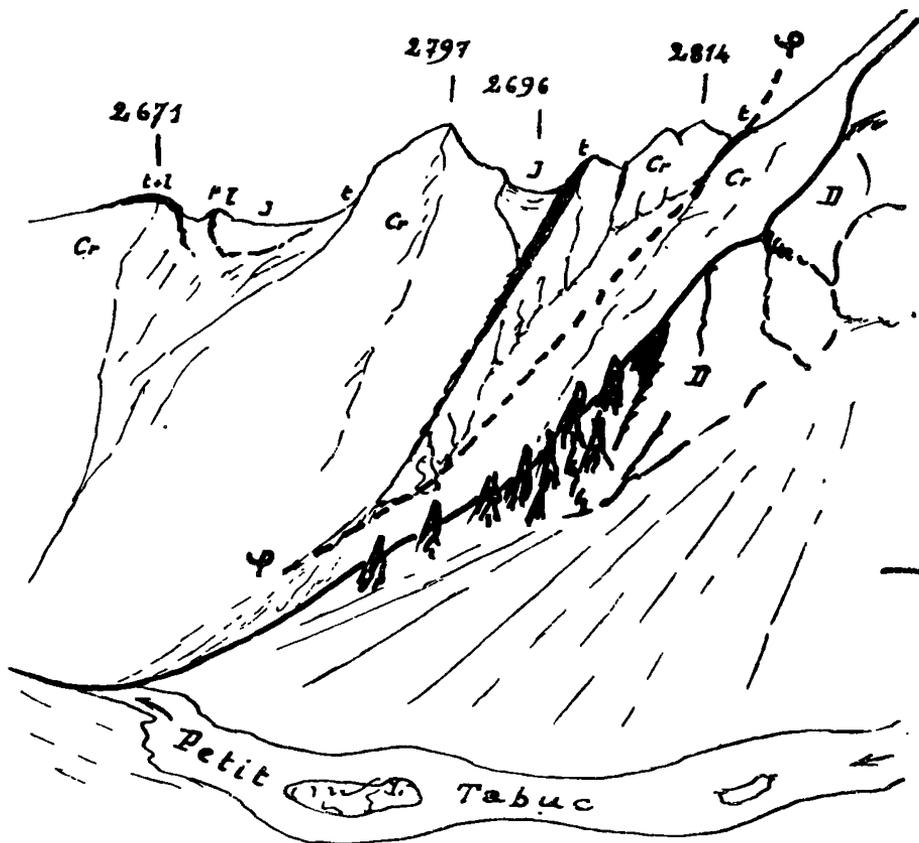


Fig. 24. — Têtes de Sainte-Marguerite et leurs synclinaux.
Au premier plan : D. : Dolomie du Réou d'Arsine.

La plus occidentale et la plus étroite de ces brèches montre, sur la rive Ouest du couloir qui la prolonge, trois minces placages de dolomie. Mais il ne semble pas qu'il s'agisse là d'une cassure aussi importante que celle de la brèche 2696.

A cette dernière brèche on peut noter que la rive, orientale toujours, du couloir est revêtue d'une lame continue de brèche dolomitique, descendant à une centaine de mètres au-dessous de l'ensellement. Ce dernier doit sa molle courbure au fait qu'il est constitué par une cinquantaine de mètres de schistes jurassiques, superposés normalement au Trias. Sur ces schistes vient reposer le granite du point 2797, sommet occidental des Têtes de Sainte-Marguerite.

Il est bien évident que nous avons ici un accident cassant important, constitué par un faisceau de failles dont la principale est celle du col 2696. Par une exception unique dans toutes mes observations, cette faille a un pendage supérieur à 45° . Elle plonge en effet au Nord-Est sous un angle qui peut atteindre 60° . Mais si l'on considère le pendage de la surface de refoulement d'ensemble du faisceau, surface prise à la partie supérieure du cristallin sous-jacent, on constate qu'il est alors inférieur à 45° .

Quoi qu'il en soit, l'ensemble des Têtes de Sainte-Marguerite a été refoulé sur les pics du Casset dont le synclinal du col 2696 le sépare. Cet ensemble cristallin, avec le synclinal qu'il porte, constitue donc une écaïlle de même style que celles qui ont déjà été vues à la Meije et au Pic de Chamoissière (fig. 25).

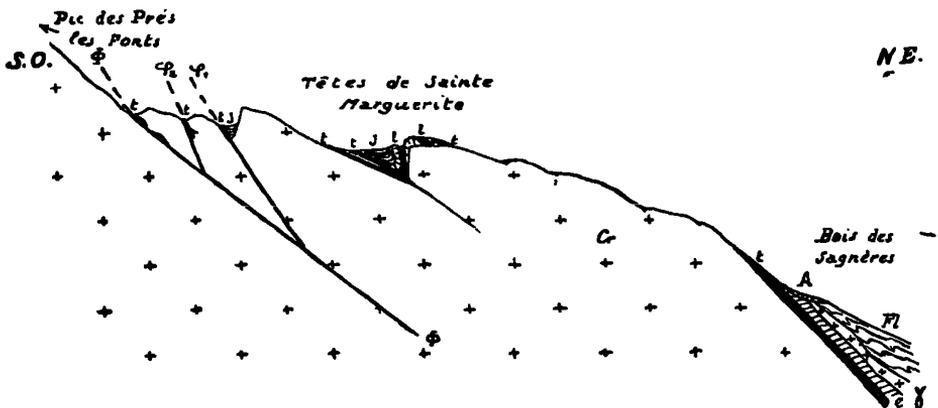


Fig. 25. — Coupe d'ensemble des crêtes de Sainte-Marguerite.
Fl. : Flysch; γ : Lame de granite de la Croix de Cibouit;
e. : Nummulitique; A. : Eboulis.

L'affleurement des Têtes de Sainte-Marguerite a déjà été décrit. Je n'ai donc plus ici qu'à suivre son prolongement vers le Sud-Est et l'Est.

La partie orientale de l'affleurement (point 2671 m.) constitue la couverture en place du granite. Le Trias, représenté surtout par des spilites, le Lias et le Jurassique se prolongent au Sud-Est le long de la côte herbeuse séparant le vallon de la cabane de berger de celui du torrent des Près les Fonts. Cet ensemble mésozoïque disparaît à l'Est sous la lame de granite de la Croix de Cibouit. C'est lui que l'on retrouve au sommet du Bois des Sagnères. La retombée occidentale de cette couverture, que nous avons décrite (fig. 15 et 16), ne se montre qu'au niveau du col. Plus bas elle disparaît complètement.

Nous avons vu qu'il existait en outre un synclinal refoulé à l'Ouest sur du mésozoïque en situation normale. Or, en descendant vers le Sud-Est, ce synclinal lui aussi se simplifie. Il se rétrécit d'abord fortement et n'occupe que la rive gauche du vallon de la cabane de berger. Simultanément son flanc oriental disparaît de telle sorte que, quand on arrive sur les pentes dominant immédiatement le Grand Tabuc en rive gauche, il n'est plus représenté que par le redoublement tectonique du Trias et du Lias observé par M. GIGNOUX (fig. 26).

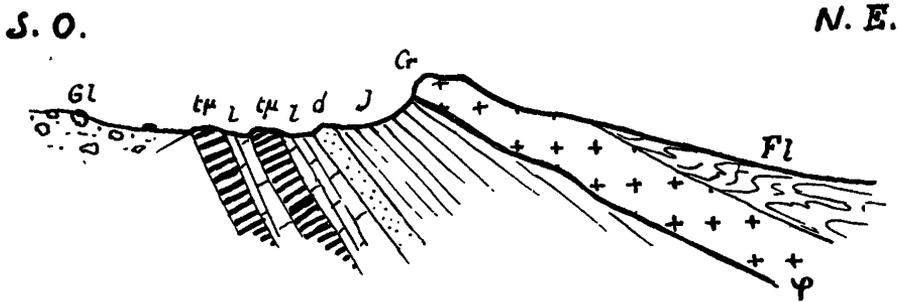


Fig. 26. — Coupe de la rive gauche du Grand Tabuc.
Gl. : Glacière; Fl. : Flysch; J. : Jurassique supérieur; d. : Dogger; L. : Lias;
tμ : Trias avec spilites; Gr. : lame de granite de la Croix de Cibouit.

Ce dernier affleurement nous conduit, par une continuité absolument certaine, aux affleurements de la Croix de Cibouit et, par là, à ceux de l'Yret et de Seguret-Foran. J'ai d'ailleurs pu observer le passage de la lame de granite dans le lit même du Grand Tabuc, confirmant ainsi sa continuité d'une rive à l'autre.

Massif de Seguret-Foran et ses annexes.

Ce groupe composite va comporter la Croix de Cibouit, le Rocher de l'Yret et son prolongement topographique; les crêtes des Grangettes; le massif de Seguret-Foran proprement dit, allant du Pic du Dormillouse jusqu'à la vallée du Gyr. Ce dernier massif est largement relié, du point de vue qui nous occupe, aux montagnes entourant le vallon de Claphouse, et ceci grâce au célèbre accident d'Ailefroide.

Il s'agit ici d'un ensemble constituant un bastion avancé vers l'Est du massif du Pelvoux. De surcroît ce bastion sépare du pays de nappes briançonnais la région la plus centrale du massif. Cette situation privilégiée a dû lui faire encaisser directement le choc des efforts orogéniques. C'est probablement là que réside l'explication de l'accumulation d'accidents tectoniques qu'il comporte.

Je commencerai la description de ces accidents par les plus externes par rapport au massif, c'est-à-dire ceux du Rocher de l'Yret. Signalons tout d'abord une observation qui peut reporter plus loin encore vers l'Est le système des écailles du Pelvoux :

La base de la « 4^e écaille briançonnaise » de P. Termier m'a montré, dans les pentes Ouest du sommet de l'Eychauda, d'énormes blocs de Trias accompagnés d'une roche verte que j'avais prise pour un spilite. Selon M. VUAGNAT⁴, il ne s'agirait pas de spilite. Cependant cette roche diffère bien peu d'aspect des roches effusives associées au Trias du Pelvoux.

La même région m'a fourni des conglomérats rouges dont la ressemblance avec ceux que j'ai décrits ci-dessus, à la côte du Vachieux, va jusqu'à l'identité. Je ne crois pas que de semblables conglomérats nummulitiques aient été observés dans les zones internes.

M. VUAGNAT, qui a eu l'amabilité d'étudier pour moi ce conglomérat, m'indique que le ciment entourant les éléments mica-schisteux à muscovite « est formé de grains de quartz, de paillettes de mica blanc et d'un liant opaque hématitique ». On peut donc constater que, sous réserve des produits de trituration des gros éléments clastiques qui ici manquent de feldspath, ce ciment est de même nature que celui dont la diagnose a été donnée ci-dessus à propos des conglomérats de la côte du Vachieux.

Ces observations tendraient à rattacher, par ses faciès, une partie au moins de la « quatrième écaille » à la zone ultradauphinoise.

⁴ Renseignements transmis par M. L. MORET.

L'écaille de l'Yret.

Les pentes orientales des crêtes de l'Yret aboutissent à un ravin limité à l'Est par des abrupts de calcaires subbriançonnais et notamment de « calcaires de Vallouise ». La partie inférieure des pentes et le fond du ravin, qui va se terminer au col de l'Yret, sont occupés par des affleurements tertiaires prolongeant ceux de Chambran.

Il s'agit là de Priabonien à faciès Flysch tantôt directement superposé au cristallin, tantôt séparé de ce dernier par des bancs de grès ou de calcaires à Nummulites, notamment près de Chambran et aussi vers le sommet de l'Yret. Ces affleurements, que j'ai étudiés en compagnie de J. DEBELMAS, se prolongent au Nord par le Flysch de la Croix de Cibouit.

Emballés dans ce Priabonien, nous avons noté la présence d'un chapelet de copeaux cristallins, à surface inférieure mylonitisée.

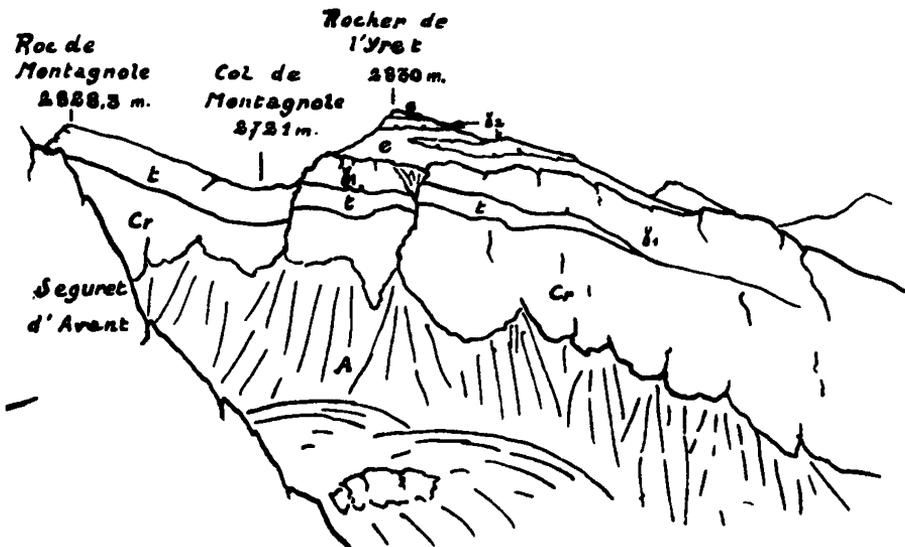


Fig. 27. — Face occidentale du Rocher de l'Yret, vue pentes de Clouzis.
 Cr. : Ecaille de l'Eychauda; γ_1 : Ecaille du Peyron des Claux;
 γ_2 : Ecaille de l'Yret; e. : Flysch; t. : Trias.

Le dernier de ces copeaux, et de beaucoup le plus vaste, car il affleure sur plus de 500 mètres de longueur, se dirige à l'Ouest. Il contourne ensuite le sommet du Rocher de l'Yret et se termine, près de ce sommet, au-dessus du vallon de Montagnole (fig. 27).

Une étude plus approfondie m'a montré qu'il existait en réalité deux séries superposées de copeaux cristallins.

La série inférieure, qui forme en partie les crêtes de l'Yret, au Sud-Est du sommet, n'affleure pas au droit du point culminant. Cette série est constituée de copeaux plus vastes et plus épais que ceux que nous avons étudiés avec J. DEBELMAS. C'est la raison qui nous les avait alors fait confondre avec la masse du substratum cristallin du Nummulitique.

Les deux séries de copeaux sont séparées soit par des calcaires nummulitiques, soit par du Flysch essentiellement schisteux, dont l'épaisseur va de quatre à cinq mètres au minimum à une quinzaine de mètres au maximum. Malgré cette faible séparation, elles restent parfaitement distinctes et bien individualisées sur plus d'un kilomètre de longueur.

La série inférieure repose sur des sédiments schisto-gréseux et, plus bas, des calcaires dont la puissance totale peut, en certains points, dépasser 25 mètres.

L'idée qu'il s'agit là du prolongement au Sud-Est de la lame de granite de la Croix de Cibouit pourrait venir à l'esprit. Mais le fait que ces copeaux sont emballés dans le Priabonien, tandis que la lame de granite de la Croix de Cibouit sépare celui-ci du mésozoïque que sous-jacent, lui est peu favorable.

Le copeau cristallin, qui supporte le Priabonien du sommet du Rocher de l'Yret, avait certainement été vu de TERMIER, de même que son soubassement schisto-gréseux. Mais il est non moins certain que TERMIER ne l'a observé que de loin, et probablement du verrou rocheux qui retient le lac de l'Eychauda. Il est bien certain en effet que, s'il l'avait observé de près, il n'aurait pas confondu le Flysch sous-jacent à ce copeau avec du Lias. Or, c'est précisément cet affleurement inférieur de Nummulitique, dont il a fait le plus élevé des quatre synclinaux liasiques, qu'il a dessinés sur la feuille Briançon dans la paroi occidentale du Rocher de l'Yret.

TERMIER avait-il observé les copeaux cristallins que nous avons signalés ici ? On pourrait le croire en constatant qu'il fait passer, sur leur emplacement, le contact anormal séparant son Flysch charrié de la zone des Aiguilles d'Arves du Nummulitique autochtone. Il n'en est rien cependant, car cette ligne de refoulement quitte bientôt dans le haut du ravin, sous le col de l'Yret, l'alignement des copeaux pour aller passer au col des Vents, où elle se confond avec la limite du Subbriançonnais.

Les trois derniers copeaux de la série supérieure, et tous ceux de la série inférieure, que TERMIER laisse ainsi à l'Ouest de son contact normal, ne lui seraient pas restés inaperçus s'il avait eu

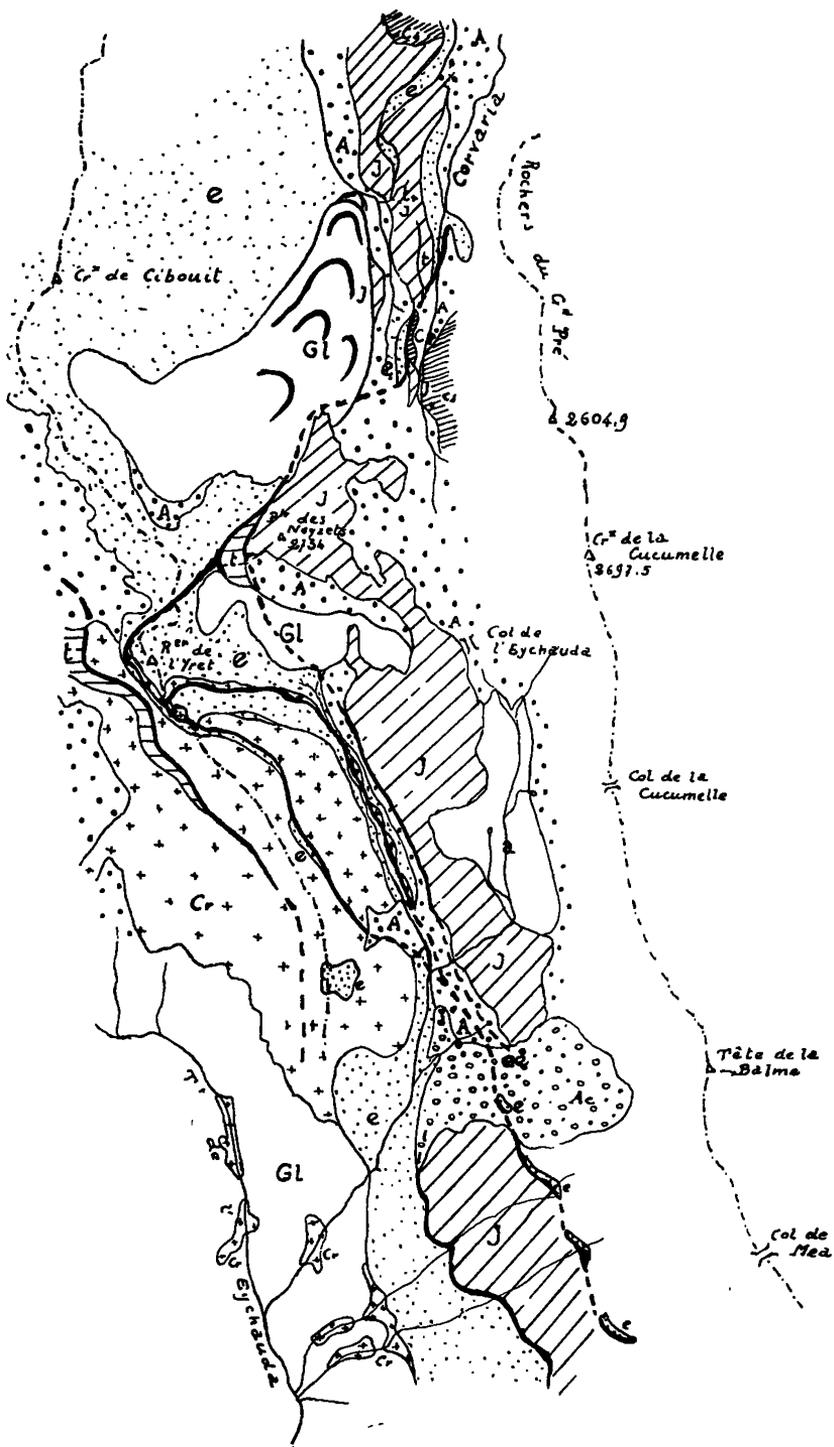


Fig. 28. — Carte géologique des écaillés de l'Yvet.

Les lignes de crêtes sont indiquées en points et tirets.

- a. : Alluvions modernes; A. : Eboulis; A_c : Coulée boueuse; Gl. : Glaciaire;
 e. : Priabonien; C. : Marbres en plaquettes; J. : Jurassique subbriançonnais; J. + t. : Massif triasico-jurassique subbriançonnais du haut Corvaria;
 t. : Trias; Cr. : Cristallin.

connaissance des copeaux inférieurs. On peut donc conclure que seul le hasard lui a fait dessiner cette ligne de refoulement au voisinage de ce que, pour abrégé, nous nommerons désormais l'Écaille de l'Yret.

Nous avons en effet ici une écaille, qui en profondeur doit devenir continue et prendre une bien plus grande importance, mais que nous saisissons à son bord frontal, région où elle se subdivise en deux digitations superposées. Ces deux digitations s'amincissent irrégulièrement et ne forment plus que des alignements de débris épars au front du refoulement.

Il est à remarquer que la direction de cette écaille est telle que son prolongement, vers le Sud-Est, rencontre la barre calcaire sub-briançonnaise en une région singulière. A cet endroit en effet, cette barre calcaire est rompue et disparaît sur une longueur de 300 mètres. Au Nord, les calcaires limitent cette coupure par un bord redressé, tandis que ceux du bord Sud, moins élevés, ont de surcroît une direction plongeante vers le Nord; le raccordement des deux tronçons est donc complètement impossible.

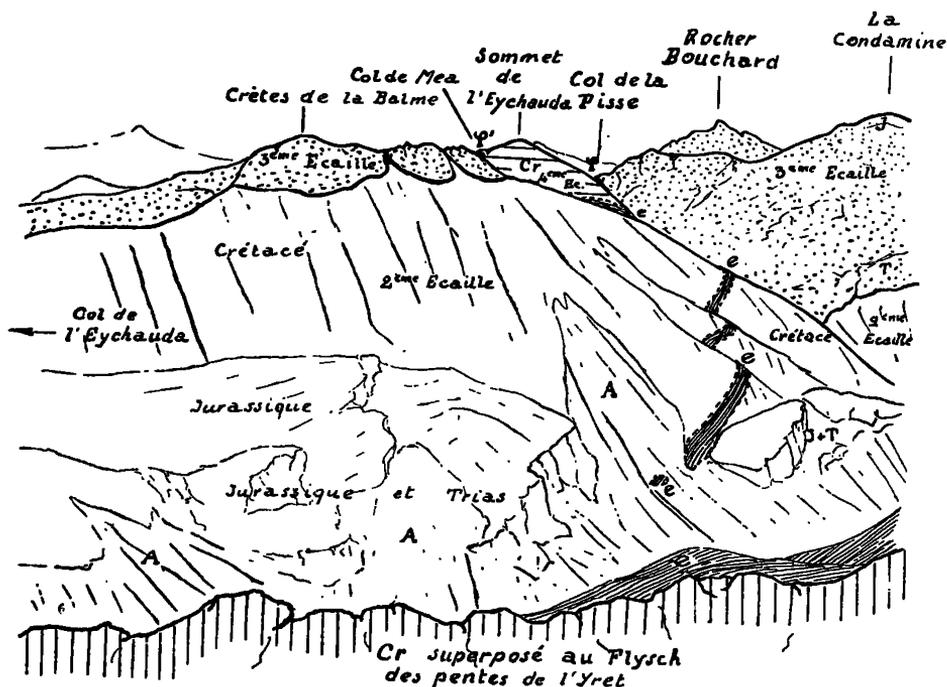


Fig. 29. — Les écailles briançonnaises vues de l'Yret.

Tout se passe comme si l'écaille de l'Yret se retroussait là sur son bord Sud et se forçait obliquement un chemin, cachée sous la masse d'éboulis qui s'est étalée dans leur solution de continuité, à travers les formations jurassiques subbriançonnaises.

Le très proche fond de tableau vers l'Est et, chose curieuse, dans l'alignement des copeaux cristallins est formé par le sommet de l'Eychauda. Si l'origine ultradauphinoise, que j'ai évoquée plus haut, de la quatrième écaille de Termier vient à se confirmer, c'est donc ici qu'il faudra rechercher son raccordement avec le massif du Pelvoux.

Or il est remarquable que sur le bord Sud de la coupure de la crête calcaire, dès que le substratum commence à se dégager de sa couverture d'éboulis, les calcaires de Vallouise sont recouverts non pas par les marbres en plaquettes, mais par des schistes noirs et des grès qui semblent bien être priaboniens.

Ceux-ci n'existent nulle part, je m'en suis assuré, entre ce point et le col de l'Eychauda. Ils ne prolongent donc certainement pas le Flysch du ravin de Corvaria, que P. TERMIER croyait pouvoir faire passer à ce col. Notre affleurement s'aligne par contre de façon parfaite avec ceux de l'Yret, occupant le ravin de la Sarrière. La couverture d'éboulis ne masque la continuité que sur une longueur de 300 mètres, et encore ai-je eu la chance de trouver un affleurement intermédiaire de ce Priabonien en deux points où, sur quelques mètres carrés, cette couverture d'éboulis avait été enlevée.

La continuité du Nummulitique ultradauphinois à travers le Jurassique subbriançonnais présente ainsi un fort degré de vraisemblance.

J'ai suivi cet affleurement de schistes et de grès vers le Sud-Est, et j'ai pu constater qu'il se prolongeait continuellement, en traversant obliquement de bas en haut les terrains de la deuxième écaille. Le dernier affleurement de Flysch se montre vers 2400 mètres d'altitude, au contact et au-dessus du Malm de la troisième écaille de Termier. Là il appartient au Flysch formant le soubassement des congglomérats du col de Mea et du sommet de l'Eychauda.

La continuité de cette bande de Flysch entre la zone ultradauphinoise de l'Yret et la base de la quatrième écaille, conduit à cette hypothèse que le Flysch sous-jacent au sommet de l'Eychauda n'appartiendrait pas à la troisième écaille, comme il était admis jusqu'ici. Elle explique ainsi l'apparente anomalie, relevée par TERMIER, de grès du Flysch de la troisième écaille montrant les caractères d'un produit de détritition à peine remanié des roches du Pelvoux.

On trouve en effet à la page 45 des « Montagnes entre Briançon et Vallouise » ce texte suggestif :

« Pour clore cette étude lithologique, je signalerai une roche exceptionnelle.

« C'est un grès micacé, d'un blanc grisâtre, qui forme un banc peu épais dans le Flysch des pâturages de la Pisse, à quelques centaines de mètres à l'Est du col de ce nom. Le banc de grès est surmonté immédiatement par une mince assise de calcaire gris sub-cristallin; puis, au toit comme au mur, viennent des schistes argileux sombre, du type ordinaire.

« Au microscope, ce grès micacé se résout en une *arkose à ciment calcaire*⁵. Des grains de quartz, d'orthose, d'albite, des grains plus rares de micropertchite et de microline, de nombreuses lamelles de mica noir et de mica blanc sont cimentés par de larges plages de calcite. Les éléments ne sont pas roulés. Les feldspaths, les quartz, les micas sont placés, les uns par rapport aux autres, *comme dans une aplite*⁵, sauf que leurs grains sont écartés et que les interstices sont remplis de calcaire. Il est certain que l'on a affaire à une véritable arkose, c'est-à-dire à un sédiment détritique résultant de la désagrégation et du transport *sans dispersion et presque sans usure*⁵ d'une roche granitique; et, d'après la nature des feldspaths, *je ne doute guère que ce granite n'ait appartenu au type « granite du Pelvoux »*⁶.

« La présence d'une semblable arkose au milieu du Flysch vaseux est assez surprenante, surtout si l'on considère que ce Flysch vaseux — aujourd'hui ramené près du Pelvoux par les mouvements orogéniques — s'est déposé, en réalité, si loin du bord oriental du massif granitique. »

Mais alors, si le Flysch sur lequel repose la quatrième écaille est ultradauphinois, si comme nous l'avons vu, la quatrième écaille elle-même montre des conglomérats qui ne sont connus jusqu'ici que dans la zone ultradauphinoise du Pelvoux, est-il encore possible d'assigner à cette quatrième écaille une origine exotique ?

Rappelons d'ailleurs qu'en dehors des habitudes d'esprit acquises depuis 50 ans à ce sujet, ce qui pour la plupart d'entre nous entraîne la conviction, et dont seul M. GIGNOUX avait cherché à se libérer, les arguments objectifs utilisés par TERMIER pour montrer cette origine exotique étaient uniquement des arguments de faciès. De surcroît, ainsi que l'indique M. GIGNOUX, ces faciès

⁵ Souligné dans le texte de TERMIER.

⁶ Non souligné dans le texte de TERMIER.

qui, certes, existent dans la zone des schistes lustrés en ce qui concerne du moins les roches cristallines, ne sont pas caractéristiques et se retrouvent dans celles du Pelvoux.

Les arguments que j'apporte, outre des faciès communs à la quatrième écaille et aux conglomérats nummulitiques de l'ultra-dauphinois pelvousien, *faciès absolument inconnus jusqu'ici ailleurs qu'au Pelvoux*, font intervenir des faits plus significatifs encore : la continuité très probable du Priabonien enveloppant les écailles cristallines de l'Yret et du Flysch supportant le conglomérat nummulitique et l'écaille cristalline du sommet de l'Eychauda - col de Mea.

D'autre part, le contact quatrième écaille - troisième écaille au col de la Pisse se fait le long d'une faille évidente. Une faille non moins certaine, bien que moins évidente, car masquée sous des éboulis, sépare ces deux mêmes unités entre le col de Mea et la crête de la Balme. Mais elle ne me semble pas affecter le Flysch sous-jacent.

Je crois qu'en présence de ce faisceau convergent d'arguments, tout géologue point trop attaché aux idées acquises conviendra qu'il est désormais difficile de vouloir soutenir plus longtemps l'origine lointaine des formations cristallines et conglomératiques du sommet de l'Eychauda.

Il semblerait que ces conclusions puissent s'étendre aux affleurements de Serre Chevalier et de Prorel. Toutefois, il n'est pas impossible que ces derniers aient une origine différente de ceux de l'Eychauda. L'absence de preuves certaines me fait juger sage, avant de considérer comme ultradauphinoise la totalité de la formation connue sous le nom de quatrième écaille, d'attendre les conclusions auxquelles aboutiront les recherches en cours de M. LEMOINE sur cette passionnante région.

Voyons maintenant comment il serait possible de grouper l'ensemble de nos observations en une géométrisation cohérente.

L'écaille de l'Yret est évidemment emballée dans le Priabonien. Que le cristallin ait glissé sur ce dernier est un fait; que du Flysch ait été entraîné avec lui en est un autre. Il est même absolument vraisemblable, et cette idée nous le verrons se confirmera plus tard, que l'écaille cristalline a été entraînée par l'avancée du Flysch d'Est en Ouest. Des exemples nous ont déjà montré (Têtes de Ste-Marguerite, région de Seguret-Foran et de la crête des Grangettes), et d'autres plus nombreux encore nous montreront, par la suite, que très souvent la couverture sédimentaire souple vient se replier et s'insérer sous le front des écailles cristallines.

Nous pourrions admettre, et ce serait même là une image particulièrement rationnelle après ce que j'ai dit plus haut, que le Flysch, réputé sommet de la troisième écaille, représente en fait la couverture des conglomérats et micaschistes de l'Eychauda, repliée et chevauchée par cette formation. Bien entendu il se peut qu'une partie de ce Flysch appartienne réellement à la troisième écaille, et il est à présumer que la distinction des deux Flysch superposés l'un à l'autre présentera de grandes difficultés. Tout au moins pouvons-nous admettre que celui qui, après avoir traversé en écharpe toutes les écailles briançonnaises depuis le ravin de la Sarrière (col de l'Yret) vient s'insérer sous le sommet de l'Eychauda, appartient à cette couverture.

Dès lors les formations de la quatrième écaille entre col de Mea et col de la Pisse ne seraient rien d'autre que le bord Sud-Ouest puis Sud de l'écaille de l'Yret, retroussée comme je le suggérais plus haut et traversant obliquement tous les terrains environnants. Ce coup de gouge, raclant l'ultradauphinois dans ses parties profondes, traversant en biais de bas en haut les nappes briançonnaises sur ses bords, devait entraîner avec lui des lambeaux de ces dernières. Ne serait-ce pas là l'explication de la situation incompréhensible de certains affleurements triasiques, que nous montra M. LEMOINE, près du col de Serre Chevalier, dans une course en commun avec MM. L. MORET et J. DEBELMAS ?

L'écaille de l'Yret S. L., c'est-à-dire l'ensemble des copeaux de l'Yret et du cristallin du sommet de l'Eychauda, s'interrompt brusquement, nous l'avons dit, sous le sommet de l'Yret. Il était anormal qu'une écaille de cette importance disparût si brusquement sans laisser de traces au Nord. Il était donc nécessaire d'en rechercher les prolongements. L'idée d'un coup de gouge dont je viens de parler pouvait suggérer une disposition symétrique au Nord et au Sud. Mais nulle part, au Nord d'une ligne allant de l'Yret à la Croix de la Cucumelle, on ne voit d'affleurements cristallins.

L'étude des coupes données par P. TERMIER, et notamment des coupes 1 et 2 accompagnant la carte annexée à son mémoire de 1903, me fournit par contre une suggestion intéressante : il s'agit de la singulière disposition que TERMIER impose au Flysch du ravin de Corvaria.

Postulant l'existence du Flysch au col de l'Eychauda (col de Vallouise de la feuille au 80.000^e) parce qu'il en trouve en éboulis, TERMIER considère que ce Flysch prolonge celui du ravin de Corvaria. Les coupes qu'il en dessine impliquent cette conclusion, qu'entre le Corvaria et le col, le Flysch passe obliquement de la partie supérieure à la partie inférieure des marbres en plaquettes.

Cette disposition, exactement symétrique de celle que je connaissais entre le Flysch de l'Yret et celui de la base du sommet de l'Eychauda, me décida à faire une recherche systématique des affleurements tertiaires entre la Croix de Cibouit, l'Yret, la Pointe des Neyzets, le groupe Cucumelle Rocher du Grand-Pré et le ravin de Corvaria. Les résultats, sans être absolument démonstratifs, ne manquent pas d'intérêt.

Notons tout d'abord qu'il n'y a absolument aucune raison d'admettre la présence du Flysch au col de l'Eychauda. Les éboulis de grès, très abondants, qu'on y rencontre, sont tous situés au pied du vallon ouvert entre la pointe des Neyzets et la crête non cotée de calcaires de Vallouise, dominant le col de l'Yret. C'est par ce vallon que viennent se déverser tous les débris provenant des pentes orientales de l'Yret. L'origine des éboulis de Flysch est donc évidente. Pour plus de sûreté j'ai parcouru les pentes jurassiques qui dominent le col de l'Eychauda, à l'Ouest, et j'y ai effectivement trouvé de nombreux fragments de grès qui, bien entendu, ne pouvaient pas être remontés là, venant d'un hypothétique affleurement au col.

Le dessin de la feuille Briançon est d'une ridicule insuffisance entre le col de l'Eychauda et le Flysch du ravin de Corvaria. La carte ne montre là que de larges affleurements de Lias et de Crétacé, et de non moins vastes étendues d'éboulis. Or si l'on quitte un peu les chemins battus, on s'aperçoit très vite que les éboulis sont assez peu étendus et souvent fort minces; mais que par contre, Trias et Jurassique forment des pointements et des crêtes incomplètement vus par P. TERMIER, et dont la disposition complexe nécessiterait une étude approfondie. Tel n'était pas mon but.

Le premier affleurement de Flysch que l'on rencontre en descendant du col de l'Eychauda est situé à une altitude comprise entre 2230 m. et 2280 m. Pour l'observer il faut quitter vers la gauche le chemin descendant au Monétier, en aval des derniers contreforts calcaires de la Pointe des Neyzets. Il s'amorce là une crête arrondie, d'abord peu sensible, simple ondulation du sol, qui s'accentue peu à peu vers le Nord pour donner les crêtes de Cibouit. A l'Est coule le Corvaria. A l'Ouest naît le torrent de la Selle dont les sources principales sont 600 mètres plus au Nord. C'est le lit de ce dernier qu'il faut suivre (carte fig. 28).

La rive gauche du ravin, près des sources temporaires de la partie haute, est formée par une moraine qui plus bas, 300 mètres en aval, repose sur des calcaires probablement liasiques, nous dirons jurassiques pour ne préjuger de rien, non signalés sur la carte !

Sur la rive droite, vers les sources les plus hautes, affleurent des calcaires semblables à ceux de la rive droite. Ils n'atteignent pas le fond du ravin et disparaissent vers l'aval, où la partie haute de la rive, c'est-à-dire le sommet du dos d'âne séparant ce torrent du Corvaria voisin, est formée de marbres en plaquettes. Ce dos d'âne montre d'ailleurs une légère dépression oblique à sa direction, et qui marque la limite Jurassique-Crétacé.

La partie inférieure des marbres en plaquettes repose de façon absolument nette sur le Flysch. Ce dernier se prolonge vers l'amont au-dessous des calcaires jurassiques, mais là le contact, masqué par l'herbe, est moins nettement visible. Ces affleurements disparaissant sous les moraines de la rive gauche ne sont observables, en ce qui concerne le Flysch, que sur une centaine de mètres. Ceci est néanmoins suffisant pour constater que le Flysch passe de la base des marbres en plaquettes sous les calcaires jurassiques. Et ceci est conforme aux déductions suggérées par les coupes de Terrier, mais dépasse ces déductions.

Les calcaires jurassiques ainsi traversés par le Flysch prolongent en effet les affleurements des pentes orientales de la Pointe des Neyzets. Il en résulte que ce Flysch passe sous les formations

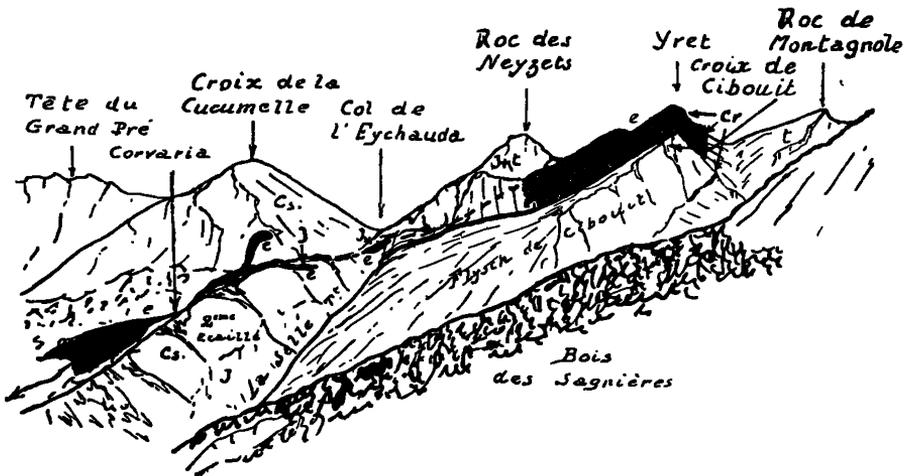


Fig. 30. — Les rapports du Flysch de l'Yret et de celui du Corvaria.

subbriançonnaises des Neyzets. Or, plus haut vers l'Ouest, au col des Vents qui sépare la Pointe des Neyzets de l'Yret, le Flysch de ce dernier sommet passe aussi visiblement sous le Subbriançonnais des Neyzets dont il est séparé par un coussinet de cargneule. Entre

les deux affleurements de Flysch, plusieurs centaines de mètres d'éboulis masquent la continuité. Il ne semble pourtant pas trop hasardeux de relier par la pensée les deux affleurements puisque tous deux sont situés sous les calcaires subbriançonnais et que nous savons ces derniers charriés.

Le plus élevé des affleurements tertiaires des pentes Nord du col de l'Eychauda appartient donc au Priabonien de l'Yret.

Si maintenant nous cherchons à suivre vers l'aval cet affleurement de Flysch, nous le voyons disparaître sous la prairie couvrant la croupe herbeuse entre les deux torrents. Il est toutefois probable qu'il se prolonge sous la végétation à travers la croupe, car les rares blocs visibles à sa surface sont, dans une bande rectiligne d'une soixantaine de mètres de largeur, uniquement formés de grès alors que, plus en amont ou plus en aval, on ne trouve que du calcaire, à l'exclusion de tout morceau de grès. De plus cette bande relie en ligne droite l'affleurement précédent à un autre affleurement, presque uniquement gréseux, et situé cette fois sur la rive gauche du Corvaria, entre ce torrent et le sentier.

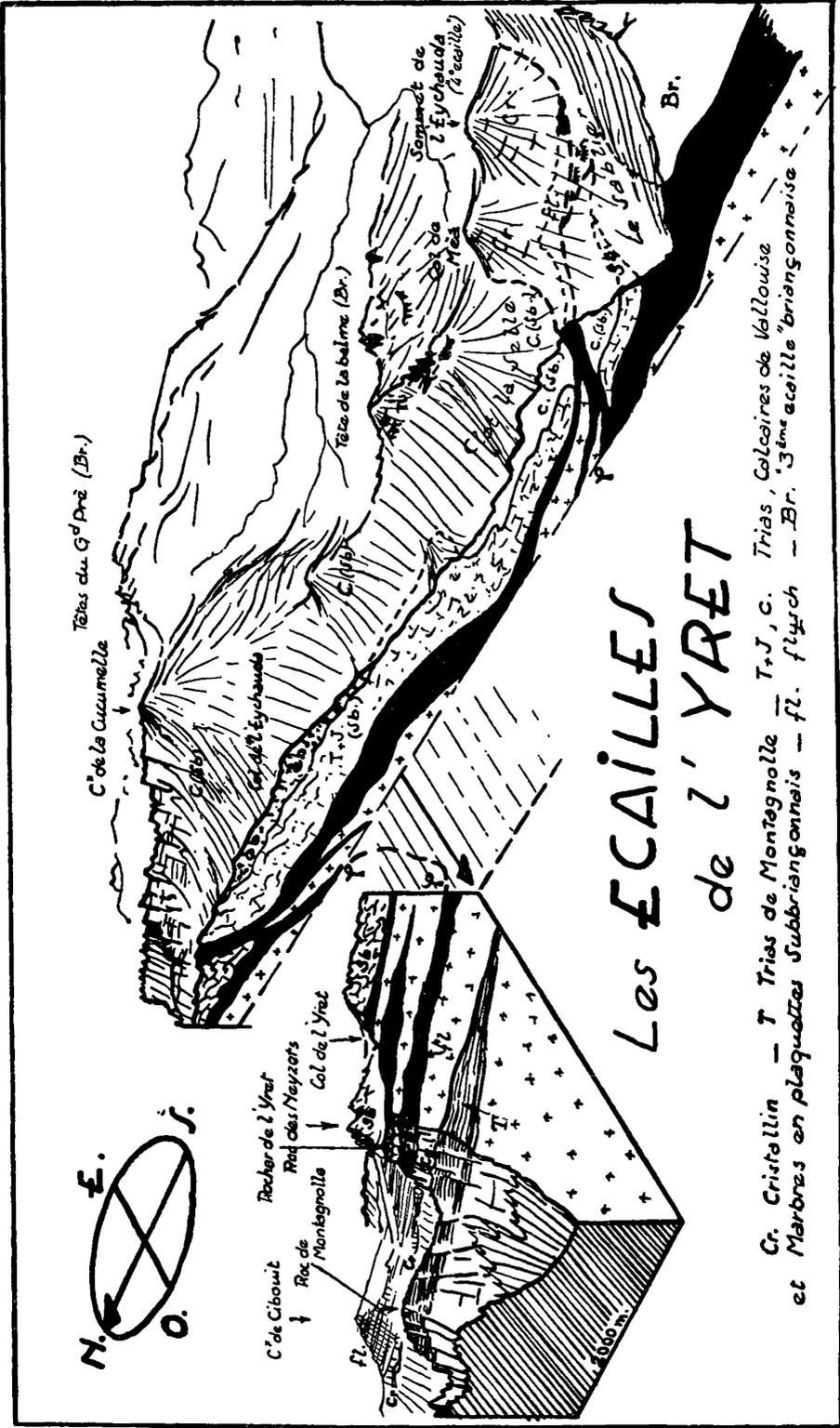
Le Flysch longe ensuite le Corvaria, tandis qu'entre ce torrent et le précédent la crête subbriançonnaise s'épaissit. Elle s'enrichit de deux systèmes de crêtes secondaires formées de Trias et de Jurassique, avec des relations assez complexes, et que la feuille Briançon n'indique pas.

Vers 2200 mètres d'altitude, une bande de Flysch se détache au Sud-Est de notre affleurement et monte assez haut dans les parois des rochers du Grand-Pré, où elle se termine par un peloton de replis.

L'affleurement principal se prolonge vers le Nord mais il quitte le lit du Corvaria, passe à l'Ouest du sentier et longe la base de la plus orientale des crêtes triasico-jurassiques sous laquelle il donne l'impression de s'enfoncer. Enfin vers l'altitude 2080 m. cet affleurement disparaît sous les éboulis et la végétation.

Cent mètres plus à l'Ouest, et au même niveau, un autre affleurement contourne par l'Ouest la crête calcaire que longeait le précédent, et va s'insinuer, en remontant vers le Sud, entre cette crête orientale et l'autre crête jurassique et triasique dont j'ai signalé l'existence. Il est à peu près évident que la crête calcaire orientale, entourée de trois côtés par le Flysch qu'elle domine de très haut, flotte sur ce Flysch. Mais là n'est pas le point important.

Le deuxième affleurement dont je viens de parler repose à l'Ouest sur les marbres en plaquettes. On peut le suivre, avec quelques difficultés toutefois, car il se rétrécit beaucoup vers le Nord, coïncé entre le Crétacé et le Trias. Finalement on arrive alors aux



Les ECAILLES de l'YVET

Cr. Cristallin — T. Trias de Montegnolle — T.J., c. Trias, Calcaires de Vallouise
 et Marbres en plaquettes Subbriangonnais — fl. flysch — Br. 3^{me} aille "briangonnaise"

larges affleurements connus de **TERMIER** et notés sur sa carte dans la vallée de **Corvaria**.

Ainsi ce **Flysch** est au-dessus des marbres en plaquettes. Or s'il continue bien, ce qui est à peu près certain, les affleurements amont du **Corvaria**, c'est le **Nummulitique** de l'**Yret** qui a ainsi traversé toute la zone **subbriançonnaise**. Si par hasard il n'y a pas continuité entre les deux affleurements sous la crête calcaire **subbriançonnaise** orientale, on arrive alors à ce résultat que les affleurements amont du **Corvaria**, c'est-à-dire du **Priabonien** de l'**Yret**, passent plus à l'**Est** encore et traversent ainsi une plus grande épaisseur de nappes.

Dans tous les cas nous arrivons à la notion d'une traversée oblique des nappes **briançonnaises** par le **Priabonien** de l'**Yret**. Il y a bien symétrie avec les observations faites sur l'autre versant du col de l'**Eychauda**, et le **Flysch** de **Corvaria** doit alors représenter l'équivalent de la quatrième écaille, c'est-à-dire le bord **Nord-Ouest** retroussé de l'écaille de l'**Yret** : l'autre versant du coup de gouge.

La figure que je donne ici résume ces idées sur la structure de l'écaille de l'**Yret** - quatrième écaille de **Termier**. Quant aux mécanismes qui ont permis une telle disposition, ils s'éclaireront d'une façon remarquable quand nous aurons décrit les accidents du bord **Sud** du massif. Nous verrons là en effet des phénomènes analogues, mais moins amples, et dont l'intérêt sera de se présenter à nous avec un caractère de simplicité relative, très favorable à la découverte des causes immédiates.

**

L'écaille du **Peyron des Claux - Croix de Gibouit**.

Des quatre **synclinaux** **liasiques** dessinés par **TERMIER** dans le versant **Ouest** du rocher de l'**Yret**, nous avons vu que le plus élevé était en réalité la couverture **nummulitique** du massif subdivisée par les **copeaux** inférieurs en deux apparences **synclinales**. Depuis le verrou du lac de l'**Eychauda**, on a l'impression très nette de distinguer effectivement deux autres **synclinaux**. C'est là ce qui me fait penser que c'est de ce verrou seulement que **TERMIER** a observé cette région.

Si l'on s'élève en effet sur les pentes orientales du massif de **Clouzis**, et notamment dans la région d'**Avant-Foran**, de façon à éliminer les effets de perspective dus aux nombreux ravins qui

burinent la face Sud-Ouest de l'Yret, on est alors au niveau du Lias. L'aspect de triple synclinal devient immédiatement plus doux (fig. 27).

L'escalade directe de cette face de l'Yret, depuis le col de Montagnole, permet de s'assurer qu'il n'existe là qu'un seul synclinal, non pas liasique mais triasique. Il prolonge, pincé entre deux masses cristallines, l'affleurement du col de Montagnole que j'ai décrit tout au début de ce travail.

Cet affleurement se continue en formant les pentes orientales du Roc de Montagnole et descend très bas dans le vallon de Montagnole, de l'autre côté duquel il se poursuit par le mésozoïque sous-jacent à la lame de granite de la Croix de Cibouit.

Son substratum cristallin forme, à partir du col de Montagnole, les crêtes des Grangettes, débarrassées de leur couverture sédimentaire par l'érosion. Un lambeau de ce substratum apparaît isolé vers 2200 mètres d'altitude, à l'Ouest de la Croix de Cibouit, dans l'axe du vallon de Montagnole. Je signale tout particulièrement ce petit affleurement cristallin, car il constituera, nous le verrons, un repère intéressant pour le tracé des lignes de dislocation de la région. Il est d'ailleurs indiqué sans ambiguïté sur la feuille Briançon.

Nous avons vu (fig. 11) que les crêtes des Grangettes étaient un lambeau cristallin refoulé sur la couverture secondaire de Seguret-Foran. Le front de cette écaille s'y montre revêtu de sa propre couverture mésozoïque, plissée en anticlinal et laminée sous l'écaille cristalline. Dès lors, cet anticlinal mésozoïque du point 3312 m. et les deux petites klippes ci-dessus signalées, du Dôme du Monétier et du rocher 3265 m., appartiennent au prolongement du synclinal Montagnole-Yret.

La lame de granite de la Croix de Cibouit se prolonge par l'abrupt cristallin dominant de 35 à 40 mètres le Trias du col de Montagnole sous le sommet de l'Yret. A partir de là, le synclinal se poursuit vers le Sud-Est, en se pinçant de plus en plus. A 800 mètres du col, dans cette direction, il se termine en biseau et les deux masses cristallines qui l'enserraient se soudent en une cicatrice dont on perd très rapidement la trace.

Il résulte de ceci que les crêtes de l'Yret, qui vont mourir vers 2000 mètres d'altitude, à 300 mètres à l'Est de la cabane de berger du vallon de l'Eychaуда, sont constituées par le prolongement de la lame de granite de la Croix de Cibouit. Mais ces crêtes, après une disparition momentanée sous le Flysch en haut et les éboulis en bas des pentes du Clot la Selle, se prolongent par de larges affleurements. Ces derniers forment toujours le substratum des calcaires

nummulitiques et peuvent s'observer, de plus en plus réduits sur la rive Est de la vallée, jusqu'à Chambran.

A partir de là les affleurements cristallins ne se rencontrent plus que sur l'autre rive, au Peyron des Claux, où ils sont également revêtus de leur couverture nummulitique. Or c'est sur cette rive occidentale, face à Chambran, qu'apparaît, grâce à une fenêtre, ouverte par le torrent dans le cristallin, le synclinal fermé et inapparent de Chambran.

Il est donc certain que cet affleurement représente bien le prolongement du synclinal Montagnole - Yret. J'en ai d'ailleurs observé un témoin intermédiaire vers 2100 mètres d'altitude, dans les rochers de la rive droite du torrent de l'Eychauda, en face des chalets de Riou la Selle ⁷.

Notons que si, depuis l'article de M. GIGNOUX sur cette région, tous les géologues étaient d'accord pour voir là le prolongement du substratum de la lame de granite, tous aussi posaient une question qui désormais est dépourvue de sens : celle de savoir par lequel des synclinaux de l'Yret passait ce prolongement.

Le substratum sédimentaire de la lame de granite de la Croix de Cibouit va nous poser, au droit de ce sommet, des problèmes tectoniques que nous aurons l'occasion de retrouver ailleurs. La généralité de ces problèmes dans notre région accroît leur intérêt. Leur solution, qui ne pourra résulter que de la comparaison de tous les faits du même ordre observés dans la totalité du massif, sera donnée dans un chapitre ultérieur. Voici les faits.

Si de l'entrée du vallon de Montagnole on monte directement à la Croix de Cibouit, on rencontre d'abord, séparé par des éboulis du petit affleurement cristallin signalé ci-dessus, le Lias. Ses couches sont très redressées, et il n'est pas douteux que le Trias soit caché sous les éboulis, car il s'agit là de l'unique affleurement, déjà signalé plus haut, où le Lias se montre injecté de spilites. Ce calcaire liasique est surmonté là comme je l'ai indiqué (cf. Stratigraphie), par l'équivalent du Dogger à *Cancellophycus*.

Plus haut nous trouvons :

- 1) Calcaires très cristallins, versicolores (blancs, roses, rougeâtres ou verdâtres);
- 2) Schistes verts foncés, presque noirs alternant avec des schistes violacés. Ce sont évidemment des cinérites ou des spilites laminés;
- 3) Calcaires blancs à patine jaune;

⁷ J'ai observé plus tard que cet affleurement se prolongeait en direction de l'Yret, par une cassure que l'on peut suivre sur près d'un kilomètre, jusqu'au torrent de Seguret-Foran. (Note ajoutée pendant l'impression.)

- 4) Calcaires cargneulés et cargneules;
- 5) Calcaires en plaquettes minces, à surface phylliteuse jaunâtre;
- 6) Schistes marneux noirs.

Il est bien évident que les couches 1 à 4 représentent le Trias. La couche 5 est identique au Dogger de la base du versant. Quant aux schistes marneux, ils ont toutes les apparences de l'Oxfordien.

Notons en outre que cette série est assez irrégulière, l'épaisseur de chaque couche pouvant varier très rapidement dans une large mesure. C'est ainsi que les schistes de la couche (2) ont une puissance qui peut atteindre 15 mètres, pour tomber à un mètre à quelques pas de là, et parfois s'annuler complètement. Il en est de même des schistes oxfordiens dont l'épaisseur varie de un à deux mètres, mais qui disparaissent parfois complètement, laissant alors la lame de granite qui les surmonte reposer directement sur les calcaires en plaquettes et parfois même sur le Trias.

On a l'impression d'un redoublement tectonique, et si l'on ne considère que les apparences fournies localement par le terrain, c'en est un. Mais si l'on refait la coupe de cette montagne un kilomètre plus au Nord, dans la grande pente schisteuse sombre, qui fait face au cirque de la cabane de berger de Près les Fonts, l'aspect

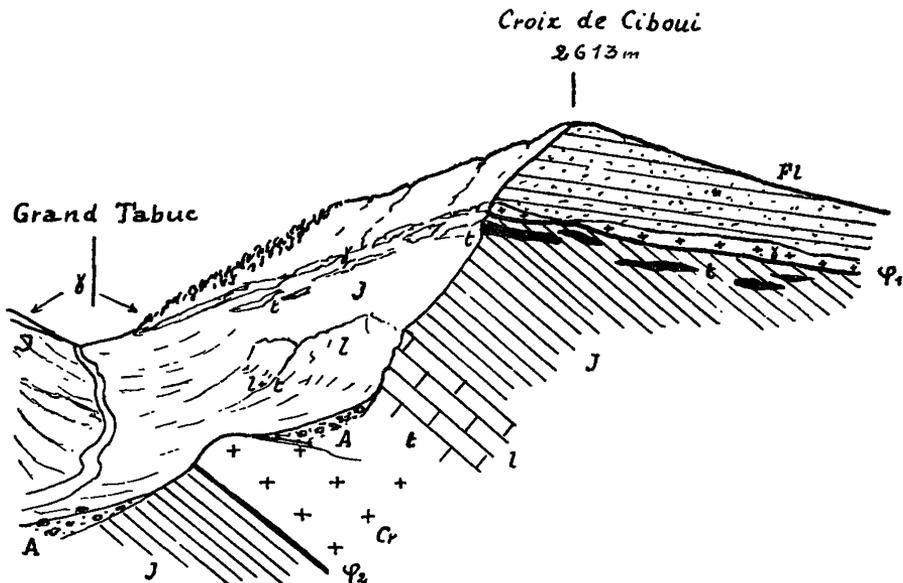


Fig. 32. — La Croix de Cibouit.
 φ_1 et φ_2 : Surfaces de chevauchement; γ : lame de granite.

change. On s'aperçoit alors que ce redoublement tectonique se réduit à quelques copeaux de brèches dolomitiques, emballés dans la partie supérieure des schistes callovo-oxfordiens. Disséminés en chapelet, à une dizaine de mètres au-dessous de la lame de granite, ils ne constituent pas un niveau nettement défini (fig. 32).

Il ne peut plus s'agir ici d'un redoublement tectonique. L'impression qui se dégage est celle de blocs exotiques, flottant isolés dans la masse des schistes. S'agit-il de lambeaux de poussée entraînés par la lame de granite ? Il est difficile de l'admettre, ces lambeaux n'étant nulle part en contact direct avec cette lame. Mieux encore, la lame de granite est ici discontinue, tronçonnée en fragments alignés sur un même niveau, mais séparés par d'assez larges discontinuités. Or, même dans ces zones de discontinuité, le Trias est présent dans les schistes jurassiques, auxquels se superposent alors directement les calcaires nummulitiques ou le Flysch.

C'est le problème de la mise en place de ces copeaux que je désirais poser ici.

Etudions maintenant le prolongement méridional du synclinal de l'Yret. Nous avons vu qu'il fallait le rechercher à l'affleurement de la cascade de Chambran.

Entièrement enfermés dans l'épaisseur des schistes cristallins, on observe là des schistes noirs du Jurassique. Leur pendage Est-Sud-Est est de l'ordre de 45° et leur couverture cristalline les recoupe avec une pente de 35 à 40° . Il en résulte que cette couverture va rejoindre, à l'amont de l'affleurement, le substratum de ce dernier auquel elle se soude. Seule alors une bande de mylonite marque une discontinuité dans le cristallin.

C'est là un synclinal inapparent absolument caractérisé, et le premier d'ailleurs que j'aie observé.

Le chevauchement de l'écaille cristalline, que j'ai nommée « Ecaille du Peyron des Claux » sur le Jurassique, est souligné par les phénomènes habituels en pareil cas : recoupement oblique des strates sédimentaires par le cristallin, mylonitisation. Ce dernier phénomène consiste surtout ici en une intrication des schistes sédimentaires et des schistes cristallins.

En remontant du Jurassique au toit de l'accident, on trouve d'abord d'énormes blocs de gneiss pouvant atteindre une dizaine de mètres cubes, emballés dans des schistes noirs. Plus haut ce ne sont que des bandes de schistes marneux pénétrant dans la masse du gneiss, en lames ramifiées. Enfin une zone de broyage des gneiss, assez mince, où la roche prend une teinte foncée presque noire. C'est cette zone qui prolonge l'accident vers le haut, dans sa partie

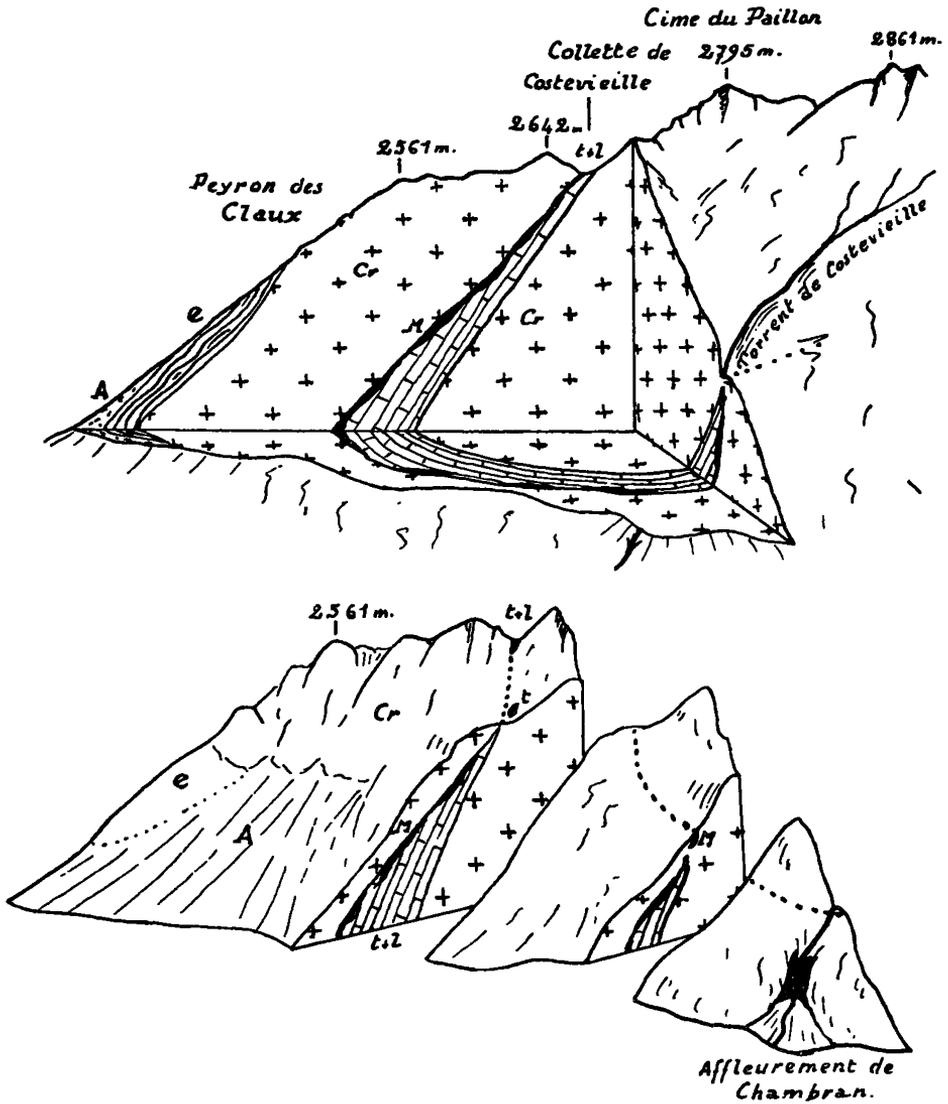


Fig. 33. — Le synclinal fermé Chambran-Ailefroide.

M. : Mylonite; Cr. : Cristallin; t. + l. : Mésozoïque; e. : Nummulitique;
 A. : Eboulis; : Cicatrice de l'accident; ■■■■ : Affleurements mésozoïques.

cicatrisée. Cet accident peut être suivi en direction de la Collette de Costevieille, qui sépare de la cime du Paillon, les crêtes du Bas de la Cime.

Avant de parvenir à ce petit col, entre 2400 et 2420 mètres d'altitude, on rencontre un témoin des formations sédimentaires. Il apparaît sous la forme d'une brèche à éléments cristallins locaux, anguleux, réunis par un ciment de cipolin rouge ou violacé, plus rarement blanc. Cette brèche est tout à fait identique à celles, très fréquentes, des parois Sud du Pelvoux. Elle est certainement triasique, par tous les caractères de son ciment.

La signification de cette brèche, plaquée sur le cristallin des soubassements de la cime du Paillon, est évidemment la même que celle de l'affleurement calcaire, signalé ci-dessus dans les rochers en face des chalets de Riou la Selle. L'un et l'autre sont des témoins, dégagés par la destruction des parties hautes de l'Ecaille du Peyron des Claux, de la couverture sédimentaire du massif de Clouzis. Ils prolongent donc, à l'amont de la cicatrice de l'accident, cette couverture enfermée dans le synclinal inapparent de Chambran et nous renseignent sur sa direction. Et cette direction qui, au Nord, nous conduit au synclinal de l'Yret, va nous amener, au Sud-Ouest, au synclinal d'Ailefroide.

J'ai tenté, dans la figure 33, de reconstituer la structure de cette région.

Le synclinal d'Ailefroide a surpris tous les géologues par sa disposition remarquable : étroit vers le haut, renflé en profondeur. Ces caractères ne peuvent plus nous étonner. Il est en effet recouvert, comme je l'ai montré, par l'écaille du Peyron des Claux qui s'est avancée rabotant les assises sédimentaires comme à Chambran, ce qui explique clairement la fermeture du synclinal vers le haut.

Ici encore, la base de l'écaille chevauchante est soulignée, du moins dans les pentes occidentales du Bas la Cime, par une bande mylonitique à gros blocs emballés dans des roches sédimentaires broyées et schistifiées.

Ce synclinal comporte dans la région du Rif du Freysse, du Trias sur ses deux flancs. Flanc normal, deux petits pointements, l'un sur la rive droite du Rif, vers 1600 mètres d'altitude, l'autre à la Collette de Costevieille. Le flanc inverse m'a montré récemment, au contact du cristallin, non seulement les calcaires gris clair, cristallins, signalés dans ma note de 1949, mais encore un beau développement des brèches dolomitiques et des grès quartziteux brun noirâtres, immédiatement au-dessus de Pra Chapel, entre 1550 et 1800 mètres d'altitude.

L'intérieur du synclinal contient des calcaires liasiques en petits lits de 5 à 10 centimètres d'épaisseur, tout à fait caractéris-

tiques. Une bande de schistes noirs, tendres, qui occupe une bonne partie de la rive gauche du ravin du Rif du Freysse, dont par leur mauvaise qualité, ils rendent le parcours très dangereux, doivent être rapportés au Jurassique moyen au moins.

Sur la rive droite du torrent d'Ailefroide, la région des Ribeyrettes et le ravin désolé du Fournas ne montrent plus de Trias que sur le flanc inverse du synclinal, sous les crêtes de la Sauma. Ce Trias, pas plus que celui dont nous venons de parler à l'Est du ravin du Rif du Freysse, ne s'élève bien haut, car à la Freyssette, vers 2000 mètres, c'est le Lias qui, selon J. VERNET, vient au contact du cristallin superposé.

Un caractère intéressant de cet affleurement résulte du fait que les grès et les quartzites, très blancs ici, de la base du Trias sont décollés du cristallin. Ils en sont séparés par des couches de calcaires triasiques, les uns bréchiques, à cailloux cristallins, les autres parfois d'aspect fluidal, qui témoignent d'une intense tectonisation. Ces caractères me paraissent un argument supplémentaire pour voir dans la position de la bande de quartzites le résultat d'une pénétration en coin de ces quartzites dans les masses supérieures du Trias.

S'il en est bien ainsi, nous trouvons là matière à nous étonner, car les grès et quartzites triasiques font généralement corps avec leur substratum cristallin. Ces roches, ayant des rigidités comparables et bien collées l'une à l'autre, ont à peu près toujours un sort commun, ce qui n'est pas le cas ici. J. VERNET a d'ailleurs observé, au Nord-Est de Pra Chapel, que les grès signalés ci-dessus « occupent leur place normale entre le granite mylonitisé et les calcaires du Trias ».

J'ai vu ce contact grès-cristallin, mais ce qu'il y a de nouveau dans l'observation de J. VERNET c'est que le cristallin est mylonitisé. Dès lors, même aux endroits où le grès est en situation apparemment normale, il est néanmoins décollé du cristallin dont il n'a pas partagé le sort. Notons que ces phénomènes ne sont observables que dans les parties profondes du synclinal, et nous pourrions formuler une hypothèse pour expliquer ces structures :

Ici, comme au synclinal complexe des Têtes de Sainte-Marguerite, il semble que l'écaille du Peyron des Claux ait joué le rôle d'un racloir. La couverture sédimentaire a été retroussée, d'abord à l'Est, par ce racloir bouleversant l'ordonnance des couches et refoulant les éléments cassants (grès et quartzites) dans les masses plastiques des calcaires. Puis, passant du raclage au rabotage, cette écaille recoupait en sifflet les assises du synclinal qu'elle venait de déterminer, tout en se mylonitisant elle-même à sa partie inférieure.

Ainsi ce n'est pas en position normale que se trouve le Trias du flanc inverse, contre le cristallin de l'écaïlle : c'est sous une surface de cassure du cristallin, surface purement tectonique, jamais revêtue de couverture sédimentaire. Ce n'est là rien d'autre qu'une sorte d'accordance locale consécutive au rebroussement du sédimentaire.

Le synclinal d'Ailefroide se prolonge, de l'avis unanime, à la Collette de Rascrouset, de telle sorte que la base cristalline des sommets de la Rouya, de la Blanche et toutes les crêtes de Claphouse font partie intégrante de l' « écaïlle du Peyron des Claux-Croix de Cibouit ».

Un étroit affleurement de Jurassique m'a été signalé par J. VERNET vers 2550 mètres sur les pentes Sud-Est des crêtes de l'Aiglière (« Agulier » de la carte au 20.000^e), au-dessus du vallon de Claphouse et sur sa rive gauche. Les pendages qu'y montrent les schistes n'ont pas grande signification dans cette région violemment tectonisée. La position de cet affleurement lui donne, à mon avis, la même signification qu'aux deux affleurements dont j'ai parlé dans les pentes dominant Chambran. Il s'agit, ici encore, d'un témoin marquant le passage du synclinal entre le Fournas et la Collette de Rascrouset.



L'écaïlle de l'Eychauda.

La découverte de cette écaïlle fut due à l'observation faite de loin, d'un aspect anticlinal et sédimentaire, en un point où la feuille Briançon faisait prévoir des aplites. L'exploration de cette région, au fond du cirque occupé par le lac de l'Eychauda, m'amenaît l'année suivante à constater avec J. DEBELMAS que le bedrock du glacier, bien loin d'être formé d'aprites, était fait de calcaires liasiques recouvrant un repli anticlinal du Trias (cf. Stratigraphie et fig. 2).

La crête des Grangettes est donc une lame d'aprites⁸ recouvrant ces formations mésozoïques. C'est pour elle et ses prolongements que nous avons alors créé le nom d'Ecaïlle de l'Eychauda (carte fig. 34).

⁸ Voir note p. 12.

Je ne reprendrai pas ici la description du substratum de cette écaille, largement décrit dans des chapitres antérieurs, non plus que la disposition particulière des crêtes elles-mêmes et de leur couverture plissée, également décrite et figurée (fig. 11 et 12). Je me contenterai d'en étudier les prolongements.

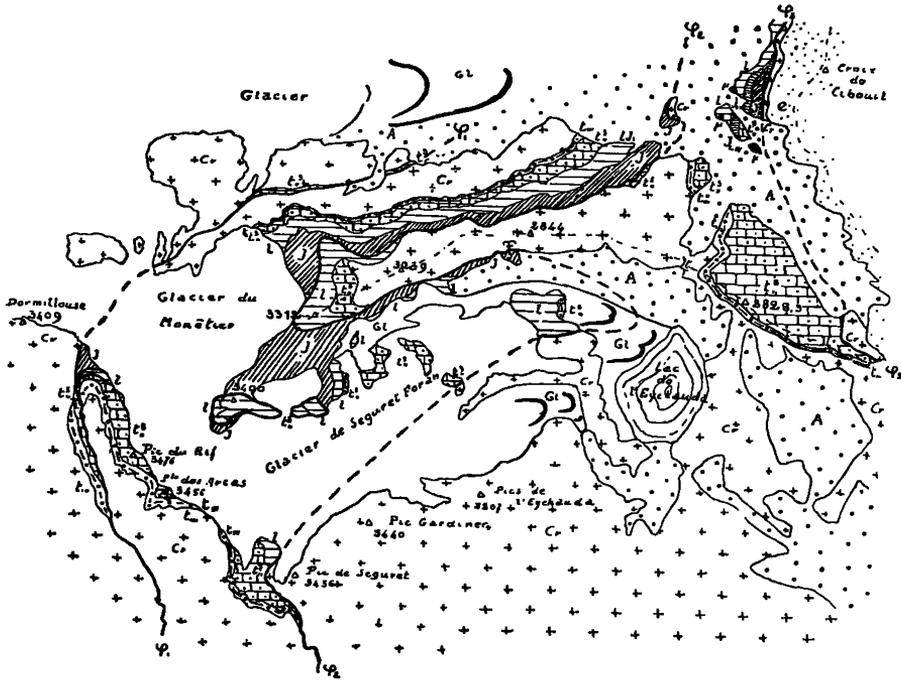


Fig. 34. — Carte géologique un peu simplifiée du massif de Seguret-Foran.
 A. : Eboulis; Gl. : Glaciaire; e. : Priabonien; J. : Jurassique supérieur; J₁, IV : Dogger; L. : Lias; t $\frac{3}{4}$: Calcaires et dolomies du Trias; t,,, : Grès grossiers à la base du Trias; Cr. : Cristallin; φ : Chevauchements : φ_1 : Ecaille du Pic du Rif; φ_2 : Ecaille de l'Eychauda; φ_3 : Ecaille de la Croix de Cibouit.

Le substratum des aplites des Grangettes est facilement observable dans les parois Nord de ces crêtes, sur la rive droite du Grand Tabuc (fig. 35). Les couches schisteuses de ce substratum dessinent là de longues et larges « vires » inclinées, qui donnent accès, non sans quelques difficultés, au plateau supérieur du glacier du Monétier. J'y ai relevé la coupe suivante :

Sur le substratum de schistes cristallins on rencontre d'abord des grès très grossiers, bruns, identiques aux grès de base du Trias

du col de Montagnole. Ces grès supportent un complexe de couches rappelant celles du col de Montagnole, avec leurs niveaux bréchi-ques et leurs bancs calcaires plus ou moins dolomitiques. Dans ce complexe se trouvent, interstratifiés, des lits schisteux à patine

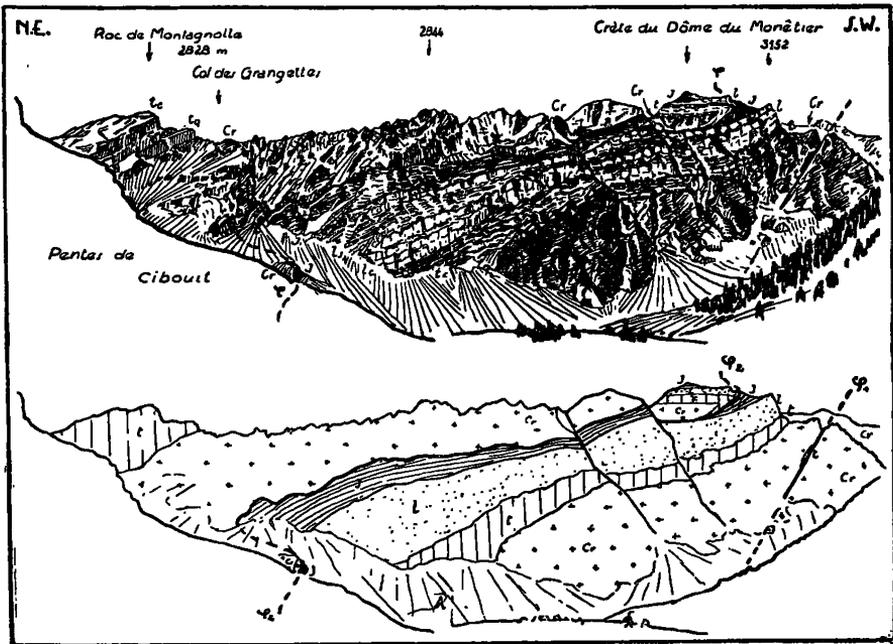


Fig. 35. — La Crête des Grangettes (vue prise du vallon du Tabuc).

versicolore, bien plus nombreux qu'à Montagnole, et rappelant par leur disposition les schistes triasiques du bedrock de Seguret-Foran.

La grande épaisseur relative de ce complexe, qui atteint 70 mètres de puissance alors que nulle part ailleurs le Trias ne dépasse 50 mètres, la fréquence des assises schisteuses me font soupçonner que cet ensemble, froissé sous l'avancée de l'échelle de l'Eychauda, a subi un certain nombre de replis ou de clivages avec répétition de couches.

Le Lias est ensuite représenté par des calcaires spathiques analogues, mais en moins clairs et en moins quartziteux, à ceux de Seguret-Foran. Ils sont surmontés par des schistes jurassiques du

même type que ceux que j'ai décrits sur l'autre versant des crêtes : argileux, d'un noir pur et luisant, à la base, plus ternes et plus secs, et se débitant en baguettes au sommet.

On peut observer localement, dans la partie orientale des affleurements, près du vallon de Montagnole, un affleurement de Trias, avec grès et brèches calcaires, superposé au Jurassique. Mais il faut noter ici encore que le grès surmonte le schiste jurassique et est séparé du cristallin de l'écaille de l'Eychauda par les brèches calcaires. Il s'agit donc encore d'un exemple de ces pseudo-flancs inverses, dont la mise en place, comme sous la Croix de Cibouit, demande explication.

Si nous poursuivons vers l'Est notre exploration, nous parviendrons après une traversée d'éboulis au petit affleurement cristallin de l'entrée du vallon de Montagnole. Cet affleurement repose sur un substratum de schistes jurassiques qui prolongent indubitablement ceux que je viens de décrire dans la paroi des crêtes des Grangettes. Nous avons donc bien un point de repère qui nous indique la direction de la surface de chevauchement de l'écaille de l'Eychauda. Masquée désormais sous d'énormes masses de moraines et d'éboulis, la trace de cette surface doit aller recouper le lit du Grand Tabuc vers l'altitude 1900 mètres, c'est-à-dire face à l'entrée du vallon où se cache la cabane de berger de Près les Fonts.

Passons maintenant au prolongement Sud de notre écaille.

On peut facilement observer le passage du Lias de l'Eychauda sous les aplites et les gneiss de la rive droite du glacier de Seguret-Foran entre 2550 et 2650 mètres d'altitude. Plus haut, la trace du chevauchement est cachée sous le glacier, et il faut arriver aux crêtes dominant le Pré de Madame Carle pour la retrouver. Les gneiss et les aplites du Pic Gardiner et du Pic de Seguret reposent en effet sur les quartzites du Lias et les calcaires du Trias, tandis que les grès du même étage s'enfoncent obliquement sous les abrupts occidentaux du Pic de Clouzis.

L'affleurement sédimentaire longe toutes les crêtes sauf au col de Prait où l'érosion l'a localement détruit. Vers le Nord-Ouest il s'enrichit de schistes jurassiques et se termine par une charnière anticlinale couchée, au col de Seguret-Foran, contre les pentes gneissiques du Pic de Dormillouse.

Cette charnière est tout à fait analogue à celle qui termine la crête des Grangettes, mais elle affecte une unité tectonique inférieure à la couverture de ces crêtes. Son existence nous laisse prévoir que les schistes cristallins formant le soubassement du mé-

sozoïque de l'Eychauda, Seguret-Foran ne sont pas en place. Une autre écaille cristalline est à prévoir, au-dessous de l'écaille de l'Eychauda (fig. 36).

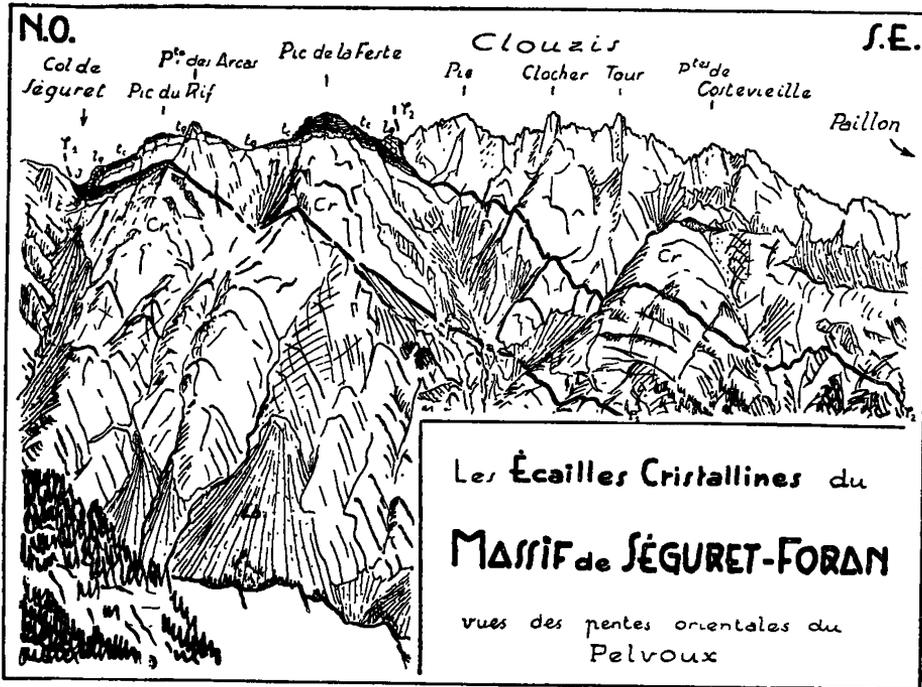


Fig. 36. — Plans de chevauchement : φ_1 : Ecaille du Rif; φ_2 : Ecaille de l'Eychauda; tq. : Grès triasiques; tc. : Calcaires noirs triasiques; lq. : quartzites liasiques; J. : Schistes jurassiques (Cr. : Cristallin).

J'ai déjà indiqué que le Trias des crêtes de Seguret-Foran se prolonge obliquement sous la paroi Nord-Ouest du Pic de Clouzis. Là il se termine en biseau, vers 3100 mètres d'altitude, recoupé en coup de rabot par l'avancée de l'écaille. Toutefois il est possible et facile de suivre la trace du chevauchement beaucoup plus bas. Elle constitue en effet une large vire, descendant obliquement vers le Sud et absolument continue jusqu'au pied du rocher dominant le point 2608 m., immédiatement à l'Ouest de l'Aiguille de Coste-Vieille. On la suit encore facilement jusqu'au point 2621, au Sud-Ouest de l'Aiguille des Frères Estienne.

Passé ce point, la trace se perd sous des éboulis couverts de maigres alpages. Mais la planéité de la surface de chevauchement est si nette jusque là qu'il serait d'une excessive prudence de ne pas tenter une extrapolation. Celle-ci nous conduit, très peu au-dessous et à l'Ouest des prairies de la Tête de la Draye, au-dessus d'Ailefroide, à un étroit et long couloir. L'escalade de ce couloir m'a montré son fond et sa rive gauche constamment soulignés par des traînées de mylonites avec, par endroits, de rares débris broyés de dolomie.

Le plan de chevauchement de l'écaïlle de l'Eychauda vient donc se perdre dans les éboulis et les moraines de la vallée d'Ailefroide, 800 mètres à l'Est de ce hameau et à quelques 300 mètres à l'Ouest du flanc occidental du synclinal d'Ailefroide. Il m'a été impossible de suivre plus loin cette écaïlle, mais on peut remarquer que sa surface de chevauchement a une orientation qui, logiquement, devrait la faire passer au fond de la vallée de Celse Nière, entre Pelvoux et Aiglière-Bœufs Rouges.

Un dernier point mérite d'être signalé au sujet de l'écaïlle de l'Eychauda. Les terrains sédimentaires sur lesquels elle chevauche disparaissent sous les moraines à l'amont du lac de l'Eychauda.

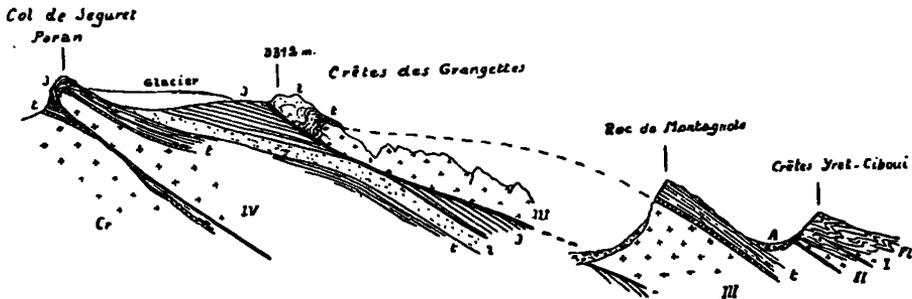


Fig. 37. — Coupes du Pas de l'Ane au Roc de Montagnole et du col des Grangettes au col de Seguret-Foran.

I. Ecaïlle de l'Yret; II. Ecaïlle du Peyron des Claux-Croix de Cibouit; III. Ecaïlle de l'Eychauda; IV. Ecaïlle du Pic du Rif.

Mais leur pendage est tel qu'ils doivent affleurer au fond du lac. Or ce lac est dépourvu de déversoir. Ses eaux s'engouffrent dans le sol et vont réapparaître 500 mètres plus bas, dans le vallon de l'Eychauda, au pied des derniers contreforts des rochers encadrant le collet d'Avant-Foran.

Il est tout à fait vraisemblable que cette circulation souterraine emprunte la zone fracturée de la surface de chevauchement; cette dernière doit être assez proche de la surface au voisinage des résurgences. Peut-être même une fenêtre y met-elle à jour les assises sédimentaires, sous les moraines et éboulis qui encomrent le fond du vallon (fig. 38).

Rappelons à ce propos l'opinion de P. TERMIER qui envisageait, au lac de l'Eychauda, un phénomène analogue à l'« Entonnoir calcaire » de la Selle Vieille, à la Meije. S'il se trompait quant à la nature du phénomène, cause de ces dépressions topographiques, du moins avait-il vu juste en leur donnant une origine semblable.

**

L'écaille du Pic du Rif.

Le reploiement en anticlinal de la couverture sédimentaire qui forme les crêtes entre le Pic de Clouzis et le col de Seguret-Foran, nous a fait conclure ci-dessus à la probabilité d'une écaille inférieure à celle de l'Eychauda. En fait, entre le col de Seguret-Foran et le point 3203 I.G.N., au-dessous du Pic du Rif et de la Pointe des Arcas, la paroi occidentale du massif de Seguret-Foran est traversée obliquement par des affleurements sédimentaires.

Du fond de la vallée, du Pré de Madame Carle, la perspective raccourcie ne permet pas d'observer clairement cette bande sédimentaire. Par contre, du plateau herbeux qui s'étale de 2300 à 2700 mètres, entre le sommet de la vire et le petit glacier à la base des Trois Dents du Pelvoux (Névé Pellissier), l'observation en est facile. C'est là qu'a été pris le dessin de la fig. 36.

L'examen sur place du terrain m'a montré que, comme à l'extrémité supérieure de la crête des Grangettes (écaille de l'Eychauda), les assises sédimentaires des crêtes, après s'être repliées, se laminent sous une lame cristalline au col de Seguret-Foran. On trouve donc au col même une série d'abord verticale, puis renversée et s'amincissant très rapidement vers le Sud et comportant alors, de haut en bas (topographiquement), les grès grossiers du Trias (20 à 25 mètres) des brèches calcaires et dolomitiques, les calcaires noirs moirés. Ce Trias est enveloppé par les quartzites du Lias auxquels succèdent les schistes jurassiques.

A 300 mètres au Sud du col le laminage est complet et cette série n'existe plus. Mais avant qu'elle disparaisse, on trouve au contact des schistes jurassiques, et plus bas qu'eux dans la paroi

Ouest, des brèches dolomitiques reposant sur les grès grossiers. Cette nouvelle série, en situation normale, se prolonge au Sud-Est et est presque immédiatement séparée de la série sédimentaire supérieure par une lame cristalline.

Au droit du Pic du Rif, la nouvelle bande sédimentaire s'enrichit à sa partie supérieure de schistes et calcaires noirs de la partie supérieure du Trias. Elle est alors séparée du Trias du Pic du Rif par une écaille cristalline atteignant déjà 250 mètres d'épaisseur.

Ces assises sédimentaires ne viennent à l'affleurement que grâce à l'érosion qui a ouvert la profonde vallée entre Pelvoux et Seguret-Foran. En effet, sur le plateau supérieur du glacier du Monétier, on peut constater que partout où elle est observable, c'est la couverture de cette écaille du Pic du Rif qui, à son front, vient au contact du substratum cristallin. Le sédimentaire sous-jacent n'apparaît nulle part le long de la ligne de chevauchement.

Il en est ainsi au col de Seguret-Foran, où ce sédimentaire inférieur s'arrête à une centaine de mètres au-dessous des crêtes. D'autre part le prolongement du Jurassique de ce col peut s'observer, grâce à la réduction du glacier, au voisinage du point 3233, à côté du mur de séracs qui domine les sources du Grand Tabuc. Là, le Jurassique bute brusquement contre le prolongement cristallin du Pic de Dormillouse.

A partir de ce dernier point, on peut constater la présence d'une vire très marquée, en pente de 35 à 40° vers l'Est (fig. 35). Elle traverse sous le mur de séracs le sommet du couloir où se produisent les avalanches de glace qui vont reconstituer le petit glacier voisin du point 2534. Au Sud-Ouest de ce point, cette vire ne contient pas de sédimentaire. Par contre, dans le couloir, et à l'Est de ce dernier, le Trias est représenté par des brèches dolomitiques. Nous retrouvons donc là le soubassement sédimentaire de l'écaille du Pic du Rif. Enfin cette vire va se terminer au pied Nord des crêtes des Grangettes, vers 2400 mètres d'altitude, sous les masses d'éboulis qui encombrent le vallon du Grand Tabuc.

On peut donc constater que le Trias, affleurant dans la paroi Ouest du Pic du Rif, passe en tunnel sous le cristallin pour aller ressortir dans la paroi Nord des crêtes des Grangettes. On ne peut le voir affleurer que grâce aux vallées d'Ailefroide et du Grand Tabuc qui ont ouvert des fenêtres profondes à travers la série d'écailles de ce massif. Une fois de plus nous nous trouvons en présence d'un synclinal fermé.

J'ai recherché le prolongement de cet accident de l'autre côté du ravin du Grand Tabuc. Une grande vire, descendant vers l'Est

dans la face méridionale de la Roche de Jabel, m'avait donné quelque espoir. Mais l'absence complète de roches sédimentaires, même dans les éboulis et moraines provenant de cette région, m'engage par prudence à renoncer à voir là la suite de cette écaille. C'était d'ailleurs le seul indice d'un prolongement possible de telle sorte que, hormis cette hypothèse non confirmée, je ne sais rien du sort de l'écaille du Pic du Rif vers le Nord.

Il est plus facile de suivre l'accident du Rif vers le Sud. Là en effet, l'extrémité des affleurements triasiques, à l'aplomb de la Pointe des Arcas, se prolonge par une vire large et bien marquée. Sa continuité est moins nette, moins facile à observer que celle qui souligne, 300 mètres plus haut, l'écaille de l'Eychauda. Elle n'en est pas moins réelle.

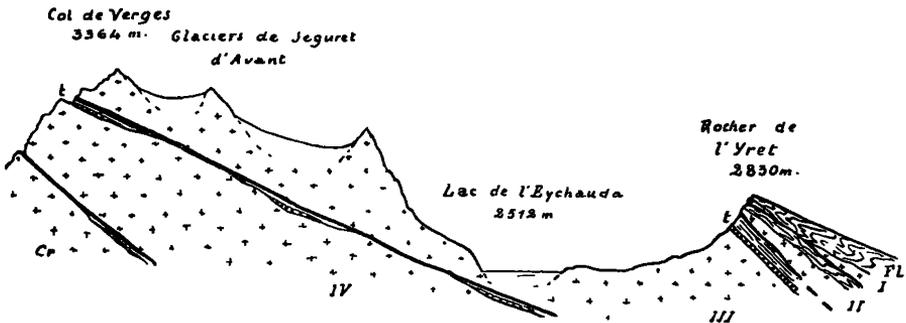


Fig. 38. — Coupe de l'Yret à Clouzis.
 I. Ecaille de l'Yret; II. Ecaille du Peyron des Claux-Croix de Cibouit.
 III. Ecaille de l'Eychauda; IV. Ecaille du Pic du Rif.

Une seule région, large de 800 mètres, nécessite une interpolation sur le trajet de cette vire. Elle est située dans le ravin de Clouzis. Mais cette interpolation n'est pas trop risquée car, sur une longueur de plus de 500 mètres, les éboulis qui masquent le plan de chevauchement s'alignent sur sa direction entre deux masses rocheuses décalées en marche d'escalier. Plus au Sud, dans le ravin des Fourons et les Gorges de Riou Sec, de même que sous l'encorbellement qu'emprunte le sentier joignant Ailefroide à la Tête de la Draye, on y rencontre une forte épaisseur d'une mylonite verte, schistoïde.

Il est remarquable qu'ici encore, comme pour l'écaille de l'Eychauda, la surface de chevauchement est à peu près plane, avec un pendage Sud-Est. Si l'on prolonge cette surface à travers la

vallée d'Ailefroide, on constate que sa trace sur la face Nord-Est du Pelvoux se confond avec la vire du Pelvoux. Si l'on veut bien se rappeler que cette vire est soulignée tantôt par des mylonites, tantôt par des calcaires du Trias que l'on retrouve jusqu'au glacier des Violettes, on conviendra qu'il est difficile de ne pas voir dans cette vire du Pelvoux le prolongement rigoureux de la surface de chevauchement de l'écaille du Rif.

Nous arrivons à cette notion qu'une partie du Pelvoux (la partie Sud-Est) doit être une écaille reposant sur l'autre partie. Voyons donc si la structure d'ensemble de cette montagne peut s'accorder avec cette hypothèse.

Notons qu'au point où la vire se termine au contact du glacier des Violettes, s'amorce le profond couloir occupé par ce glacier. Il se poursuit, sur le plateau sommital, par la dépression occupée par le glacier du Pelvoux et séparant Pointe Durand et Pointe Puiseux au Nord-Ouest du Petit Pelvoux et des Rochers Rouges au Sud-Est. Voir dans cette dépression orographique le résultat du travail d'érosion au front d'une écaille, ne constitue pas une attitude d'esprit particulièrement audacieuse. Remarquons que ce serait là une disposition tout à fait semblable à celle que nous avons constatée ci-dessus, entre la vire des crêtes des Grangettes, à la base de l'écaille du Pic du Rif, et le col de Seguret-Foran.

La dépression glaciaire du sommet du Pelvoux tourne légèrement du Sud-Ouest à Sud-Sud-Ouest pour donner entre Rochers Rouges et pointes Puiseux le couloir Coolidge. Nous ne pouvons douter du passage d'un accident tectonique dans ce couloir, puisque c'est précisément sur les crêtes de sa rive orientale qu'on trouve l'affleurement triasique du sommet des Rochers Rouges. Le couloir marque-t-il cependant la trace d'une surface de chevauchement ?

Aucune mylonite, aucun affleurement sédimentaire ne s'y observe, sauf sur les crêtes des Rochers Rouges. Il est vrai que son fond, où ces observations pourraient se faire, est encombré par un glacier. L'absence d'indices n'a donc pas grande signification.

Le couloir se prolonge en direction vers la barre rocheuse de l'Ouro, que franchit entre 2200 mètres et le point 2509 I.G.N. le sentier du Sélé. Il est remarquable que cette barre soit constituée, sur une bonne partie de sa hauteur, par un affleurement vertical d'une brèche tout à fait semblable à celles, très nombreuses, que j'ai observées sur les deux versants du massif de Clouzis, en pleine région d'écailles.

Ces brèches sont formées de cailloux cristallins, de même nature que les roches qui les encadrent. Les cailloux sont en majeure partie très anguleux. Quelques-uns, toujours de petite taille,

sont un peu arrondis. Le tout est réuni par un ciment siliceux, généralement vert foncé, parfois presque noir, et de nature mylonitique. Il me paraît impossible d'interpréter ces roches autrement que comme des brèches tectoniques, formées par friction le long des surfaces de chevauchement des écailles. C'est une brèche de ce type que l'on trouve d'ailleurs dans les parties hautes de la vire du Pelvoux vers le Serre du Rieou.

La présence de cette brèche dans la partie basse de la série de crêtes limitant à l'Ouest la dépression du glacier de Sialouze et de son apophyse le couloir Coolidge, sans être une preuve, donne une créance supplémentaire à l'idée que ce couloir est taillé sur l'emplacement d'une surface de chevauchement⁹.

Rappelons maintenant que le passage de la surface de base de l'écaille de l'Eychauda par la vallée de Celse Nière est assez vraisemblable, ce qui nous amènerait à faire chevaucher le prolongement de cette écaille par-dessus le Pelvoux. Dès lors les terrains sédimentaires à la base de cette écaille devraient passer par-dessus les parties Sud-Est du Pelvoux. Ceci s'accorderait admirablement avec la grande fréquence des filons à remplissage triasique des Rochers Rouges et des pentes méridionales du Petit Pelvoux.

Comme on le voit, il n'y a aucune observation qui s'oppose, bien au contraire, à faire prolonger l'écaille du Pic du Rif par l'ensemble Trois Dents, Petit Pelvoux, Rochers Rouges. Que deviendrait alors le synclinal des Rochers Rouges ?

Constatons que ce synclinal est formé de couches verticales qui s'amincissent et disparaissent par biseautage vers le bas, au niveau 3500 m. environ. Que d'autre part les couches de calcaires métamorphosées et les spilites possibles sont à l'Ouest de l'affleurement. Ces couches doivent représenter, comme toutes les fois qu'interviennent les spilites, la partie supérieure du Trias. Nous avons donc une série normale quand on la suit des Rochers Rouges en direction de l'Ouest.

On peut donc y voir la retombée occidentale d'un anticlinal couché et laminé, dont le noyau serait formé par les gneiss des Rochers Rouges. Cette disposition serait absolument identique à celle que présentent les couches de couverture de l'écaille du Pic du Rif, à son front, au col de Seguret-Foran.

Nous avons noté des dispositions semblables aux Têtes de Sainte-Marguerite et au front de l'écaille de l'Eychauda (crête des Grangettes). On voit qu'il s'agit là d'un style tectonique dont trois

⁹ J'ai trouvé là, par la suite, des blocs de grès triasiques dans des éboulis provenant de l'extrémité Sud de l'arête de Sialouze. Cette dernière montre une vaste surface de cassure, suivant laquelle s'est produit un glissement en masse du cristallin. Là est probablement l'origine des éboulis gréseux. (Note ajoutée pendant l'impression.)

exemples certains existent dans le proche environnement. Aucun argument vraiment sérieux ne s'opposant à son application au Pelvoux, nous concluons, sans donner à cette conclusion la valeur d'une certitude, à la structure suivante :

L'écaïlle du Pic du Rif comporte à la fois le soubassement du massif de Seguret-Foran, au-dessus d'une ligne allant du col de Seguret-Foran à Ailefroide, et les sommets Sud-Est du Pelvoux.

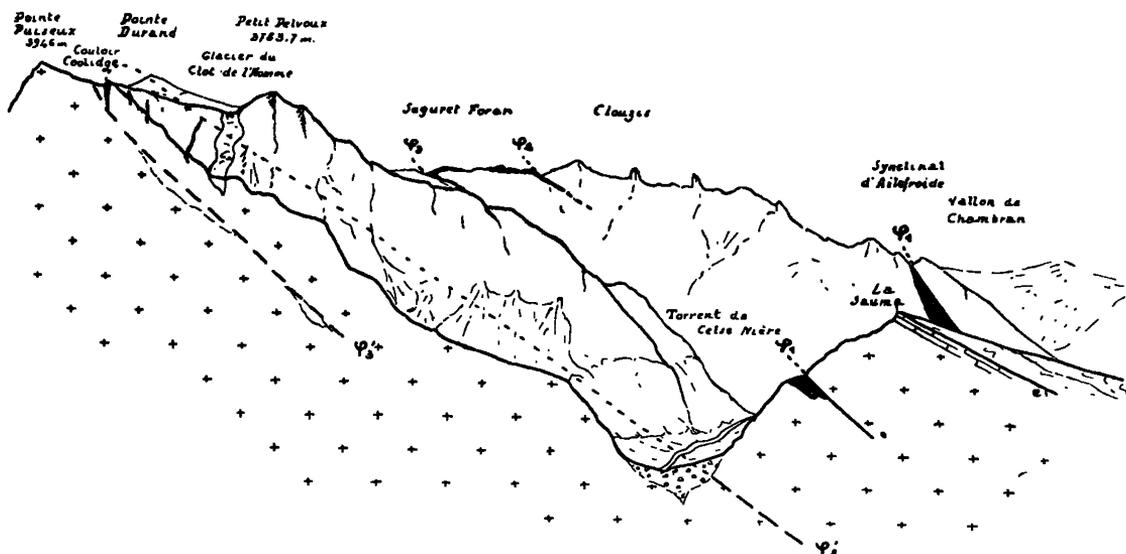


Fig. 39 — Essai d'interprétation de la structure du Pelvoux et de ses rapports avec le massif de Seguret-Foran.

φ_1 : Chevauchement du Peyron des Claux; φ_2 φ_2' , φ_3 φ_3' : Chevauchements de l'Eychauda et du Rif et leurs prolongements hypothétiques au Pelvoux; e. : Nummulitique; en noir : le mésozoïque.

Cette écaïlle a été poussée vers le Nord-Ouest, sur une surface de chevauchement inclinée de 30 à 40° vers le Sud-Est. Elle était séparée de l'écaïlle de l'Eychauda qui la recouvre, par un revêtement sédimentaire, conservé par place, et replié au front de l'écaïlle en anticlinal à flanc inverse laminé. Dès lors, ce que jusqu'ici nous avons nommé synclinal du Pelvoux apparaît en fait comme un flanc anticlinal, prolongement lointain, par-delà le Pré de Madame Carle, de celui du col de Seguret-Foran (fig. 39).

**

Dégageons maintenant en quelques mots les caractères du groupe que nous venons d'étudier.

Il est constitué par une série d'écaillés superposées les unes aux autres, du centre vers l'extérieur du massif. Ces écaillés sont au moins au nombre de quatre que j'ai nommées, de la plus interne à la plus élevée : l'écaillé du Pic du Rif, l'écaillé de l'Eychauda, l'écaillé du Peyron des Claux-Croix de Cibouit, l'écaillé de l'Yret.

La couverture sédimentaire de chacune de ces écaillés, plus ou moins respectée par le rabotage tectonique auquel elle a été soumise, donne naissance à de profonds synclinaux pincés, pouvant appartenir au type des « synclinaux fermés et inapparents » (deux exemples certains).

Le sens du chevauchement de ces écaillés qui, dans le Nord du groupe, de même qu'au Combeynot et dans le vallon d'Arsine est d'Est en Ouest, se modifie vers le Sud. Il tourne au Nord-Ouest pour l'écaillé du Peyron des Claux à partir de l'affleurement de Chambran. En ce qui concerne l'écaillé du Pic du Rif, ce changement de direction qui commence nettement à se manifester au col de Seguret-Foran deviendrait encore plus marqué entre ce point et le Pelvoux, dans l'hypothèse probable d'une prolongation de l'écaillé dans cette montagne.

Les crêtes de Malamort.

Ces crêtes qui se projettent devant le Pic de Bonvoisin forment de Vallouise le fond de tableau de la vallée de l'Onde. Reliées près de la brèche des Trois Dents à la grande dorsale du massif, entre le groupe des Bans et celui du Sirac, les crêtes de Malamort s'allongent vers l'Est. Elles séparent le vallon des Bans de celui de la Selle. Leurs derniers contrefort s'effondrent près d'Entre-les-Aigues en un abrupt rocheux de plus de 600 mètres de haut.

Cet abrupt résulte à l'évidence du travail d'érosion qui a ouvert le ravin du Torrent des Bans. Sur la rive gauche de ce torrent, les crêtes se prolongent manifestement par les pentes du Rascrouset et l'arête Sud de la Pointe Guyard. Cette disposition prendra toute son importance lorsqu'il s'agira de retrouver au Sud-Est le prolongement du synclinal d'Ailefroide.

La première pointe des crêtes de Malamort, près d'Entre-les-Aigues (point 2471 m. I.G.N.), m'a montré tout près de son sommet sur la pente Sud-Ouest un mince affleurement de Trias : 20 centimètres d'épaisseur de calcaire, ou de brèches à cailloux cristallins et ciment calcaire, ressemblant tout à fait aux éléments du Trias des Rochers Rouges. L'affleurement se compose de deux petites bandes voisines et de même orientation, ayant au total deux mètres de développement.

Cinquante mètres plus loin vers le Sud-Ouest s'ouvre, vers 2450 mètres, un petit col où j'ai observé, et cette observation a aussi été faite par J. VERNET, un affleurement triangulaire de calcaire triasique. Un peu plus important que le précédent, cet affleurement de marbres rouges s'étend sur sept à huit mètres dans tous les sens, avec une puissance qui peut dépasser deux mètres.

A ce dernier point s'amorcent deux accidents topographiques : d'une part un large ravin descendant au torrent de la Selle vers le Sud-Est, puis vers l'Est; d'autre part, sur le versant Nord-Ouest des crêtes, une vire qui, 1200 mètres plus loin, va aboutir à la brèche de l'Amirée Bruyère.

Tandis que la rive droite du ravin présente la topographie complexe et banale des ravins d'érosion dans les schistes cristallins, la rive gauche forme une grande surface unie, dont la pente au Sud-Est, voisine de 30°, est grossièrement parallèle au pendage des affleurements du col. Or sur cette rive, très bas dans le ravin, entre 1830 et 1940 m. d'altitude, j'ai observé des schistes noirs intriqués avec des couches mylonitiques très sombres, contenant des nodules de quartz aux angles émoussés, parfois complètement arrondis. Ces roches s'enfoncent visiblement sous le cristallin de la rive droite du ravin. J. VERNET y a fait une observation analogue en un autre point, vers 2050 mètres.

Nous avons là, à n'en pas douter, une ancienne surface d'affleurements sédimentaires laminés, se prolongeant au Sud-Ouest sous le cristallin des crêtes de Malamort. En bref, la surface de chevauchement d'une écaille cristalline. Et de fait on peut constater que cette surface, idéalement prolongée sous les crêtes, couperait leur versant Nord-Ouest suivant une trace qui se confond avec la vire dont j'ai parlé plus haut.

Si nous examinons maintenant cette vire, nous pourrions constater que sur cent cinquante mètres, au Sud-Ouest des affleurements triasiques du col 2450 m., on observe encore quelques affleurements de Trias. Ces affleurements ne sont pas souvent sur la vire elle-même, mais dans les 10 mètres de rochers qui la surmontent directement. D'autre part, ils ont des orientations très variables, souvent presque verticales, et les bandes calcaires qui les constituent montrent des contournements désordonnés. Tout ici suggère un raclage accompagné de violentes compressions, comme on en peut concevoir au contact de ce que TERMIER eut nommé, à juste titre, un « traîneau écraseur ».

J'ai déjà dit que cette vire allait se terminer à la brèche de l'Amirée Bruyère, entre les points cotés 2908 m. à l'Est et 2952 m. à l'Ouest. Cette brèche coïncide sur le versant Sud des crêtes avec

le débouché de deux couloirs. L'un à l'Ouest contient à son extrême sommet des schistes jurassiques; mais très vite, vers l'aval, malgré les éboulis, on peut constater que les rives cristallines de ce couloir viennent au contact l'une de l'autre.

Le couloir Est, bien plus étroit, s'incurve bientôt au Sud-Est. Les schistes déjà notés à la brèche, point de convergence des couloirs, s'y prolongent assez longuement. Quand ils disparaissent, ils sont remplacés par des calcaires, des grès et quelques lambeaux de spilites qui déjà, dans le haut du couloir, existaient sous les schistes. Ici comme dans presque tous les synclinaux inclus dans le cristallin, c'est encore le Jurassique qui supporte directement le cristallin refoulé du point 2908.

Ce synclinal de la brèche de l'Amirée Bruyère descend fort bas dans le versant Sud des crêtes et ne se termine en biseau que vers 2500 mètres d'altitude. Mais plus bas encore, dans les rochers perçant les éboulis des pentes de Soureille-Bœuf, j'ai pu observer, entre 2400 et 2200 mètres d'altitude, des placages de mylonites sombres, à dragées de quartz, identiques à celles du ravin du col 2450. J'ai même récolté en certains de ces points des calcaires noirs moirés, identiques à ceux du sommet du Trias de Montagnole.

Les pendages semblables, l'aboutissement commun sur une même vire soulignée de Trias, tout indique que la surface de chevauchement du ravin passe par le synclinal de l'Amirée Bruyère. L'écaille cristalline comprise entre ces trois accidents est donc parfaitement définie, et il est remarquable que le prolongement de sa surface de chevauchement, passant par le vallon du Riou de Gerpa, va aboutir à l'affleurement liasique de la Collette de Rascrouset.

Ainsi le nouveau fragment d'écaille que nous venons de définir n'est autre que le prolongement de l'écaille du Peyron des Claux-Croix de Cibouit.

Dans une note antérieure, la position du synclinal de l'Amirée Bruyère, sur la droite joignant le synclinal du Pelvoux à celui du col des Bouchiers, avait fixé mon attention. Elle m'avait engagé à voir là un jalon intermédiaire, sur la longueur d'un unique synclinal connu en trois points. Je dois des remerciements à J. VERNET qui n'admettait pas mes conclusions, et m'a montré, au cours d'une ascension à la brèche de l'Amirée Bruyère par le versant Nord, l'évidence des relations entre les divers affleurements des crêtes de Malamort et, par suite, de mon erreur.

Au cours d'une ascension ultérieure qui me conduisit à traverser les crêtes de Malamort très peu à l'Est du point 2908, j'ai pu trouver une confirmation remarquable de ces relations tectoniques entre le col 2450 m. et la brèche de l'Amirée Bruyère. Montant en

longeant la crête secondaire Nord-Sud qui se termine au point 2396 m., en face de la cabane des Bans, j'ai rencontré vers 2600 m. d'altitude, au point où cette arête secondaire se raccorde aux crêtes de Malamort, un affleurement de dolomie.

Cet affleurement s'allonge sur une centaine de mètres au Sud-Ouest du point d'articulation des deux crêtes. Sa puissance est de trois à quatre mètres suivant les points. Il présente localement le caractère de synclinal fermé, et ceci de façon schématique, à sa traversée de la crête secondaire Nord-Sud. En effet, le sédimentaire disparaît complètement dans le cristallin sous cette crête et reparaît de l'autre côté, 50 mètres plus au Nord-Est, sous forme de schistes jurassiques séparés du cristallin superposé par une couche mylonitique.

La position de cet affleurement le situe très exactement au point où la vire montant du col 2450 devrait passer pour atteindre la brèche de l'Amirée Bruyère. Bien que cette vire présente des discontinuités assez considérables, notamment au passage des côtes rocheuses perpendiculaires aux crêtes de Malamort, la présence du sédimentaire au niveau d'une de ces discontinuités rend indubitable une origine tectonique.



C'est également à J. VERNET que je dois d'avoir pu observer un autre synclinal qu'il avait découvert dans le versant Nord des crêtes de Malamort.

J'ai observé avec lui ce synclinal à l'endroit où il traverse obliquement la crête de l'Amirée Bruyère et disparaît sous les moraines et les éboulis. Ce point le plus bas de l'affleurement est au voisinage de 2400 mètres d'altitude. A partir de là, le synclinal, rempli de schistes noirs jurassiques, forme une dépression presque parallèle à la ligne des crêtes. Les mêmes schistes jurassiques y affleurent, selon J. VERNET, sur une grande partie de sa longueur, ne disparaissant qu'à la traversée du glacier de l'Amirée Bruyère. Celui-ci se relie au glacier des Bruyères par une longue et étroite bande glaciaire traversant les crêtes en écharpe sur près d'un kilomètre, et qui occupe précisément une partie de la dépression créée par le synclinal.

Les schistes s'enfoncent sous la partie supérieure du glacier des Bruyères, mais on les voit reparaître à la brèche des Bruyères, ou brèche des Trois Dents, où ils franchissent les crêtes séparant la Vallouise du Valgaudemar. Ils relient ainsi notre synclinal, par les affleurements déjà notés par Ch. LORY, puis par P. TERMIER, à ceux du haut Chabourneou et des rives du glacier de Surette.

Ce synclinal de Malamort irait, selon J. VERNET, se raccorder près d'Entre-les-Aigues au synclinal précédent de la Brèche de l'Amirée Bruyère. Le raccord ainsi postulé a poussé cet auteur à conclure qu'il confirmait son hypothèse selon laquelle un accident synclinal en fer à cheval reliait, au Sud du Pelvoux, le synclinal de Venosc à celui d'Ailefroide. J'avoue que, malgré la singularité de cette disposition, j'ai cru un moment à ce raccordement. Mais si l'on y regarde de plus près, que voit-on ?

En aucun endroit de la partie basse des crêtes, entre le point 2471 et le torrent des Bans, on ne voit le moindre indice d'un accident tectonique, même dépourvu de contenu sédimentaire. D'autre part, le pendage moyen de la trace de l'accident de Malamort dans les pentes Nord de ces crêtes est de l'ordre de 30°. En effet, l'affleurement se produit à 3266 m. à la Brèche des Trois Dents et descend pratiquement en ligne droite jusqu'à 2400 mètres d'altitude, point qu'il atteint à une distance de 1.800 m. au Nord-Est du premier. Dès lors son prolongement parviendrait à la verticale du torrent des Bans, 1.400 mètres plus loin dans la même direction, à l'altitude 1700 m., c'est-à-dire à quelques dizaines de mètres sous les alluvions, un peu en aval de l'ancienne cabane des Bans. Ceci le reporte à quelques 1.500 mètres à l'Ouest d'Entre-les-Aigues.

Le raccordement de ce synclinal et de celui de la brèche l'Amirée Bruyère, dans la région d'Entre-les-Aigues, nécessiterait donc une inflexion de la direction des affleurements pouvant atteindre 30 à 45 degrés. Aucune observation n'autorise à envisager une pareille inflexion. Par contre il existe dans les rochers inférieurs des pentes, immédiatement au Nord du point 2396 I.G.N. et au-dessus du lieu-dit les Bruyères, une singulière cassure oblique. La paroi Nord du rocher coté 2396 domine, d'un abrupt de plus de 150 mètres, l'épaulement rocheux sur lequel s'amorce la cassure. Au-dessous de cette marche d'escalier géante, cette cassure s'oriente, sur les 300 mètres de sa longueur, exactement dans le prolongement du synclinal de Malamort. De plus j'ai observé, vers le tiers inférieur de cette cassure et à mi-hauteur des rochers de sa vie droite, l'existence d'une bande de mylonite qui prouve son origine tectonique.

Ces observations m'amènent à conclure à l'inexistence et d'un raccordement des deux synclinaux et, par suite, de cet accident en fer à cheval si peu orthodoxe.

Que devient ce synclinal de Malamort au delà du Ravin des Bans ? Son aboutissement à la base du versant occidental de l'arête Sud de la Pointe Guyard pourrait inciter à le rendre responsable de l'allure rectiligne de cette arête, où j'ai noté l'existence d'un plan de cassure voisin du fond de ravin du Rieou Blanc. Mais en

l'absence de toute observation positive de terrains sédimentaires, une telle hypothèse reste extrêmement hasardeuse. La prudence commande ici un aveu d'ignorance¹⁰.

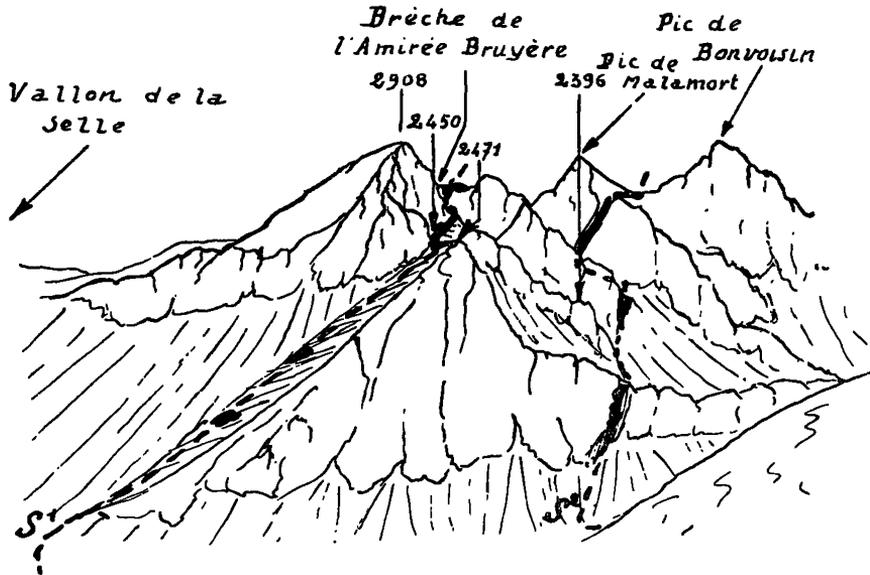


Fig. 40. — Les crêtes de Malamort vues des pentes de la Collette de Rascrouset. Synclinaux en noir. S¹ : Synclinal de l'Amirée Bruyère; S² : Synclinal de Malamort.

A l'autre extrémité du synclinal de Malamort, entre la brèche des Trois Dents, le col du Loup en Valgaudemar, le col de Sirac et le bas du glacier de Surette, se trouve une région complexe, étudiée en dernier lieu par J. VERNET.

Le caractère dominant des affleurements sédimentaires est ici la présence de deux directions tectoniques sensiblement perpendiculaires : d'une part les affleurements du glacier de Surette forment une série de replis à axes orientés Nord-Nord-Ouest - Sud-Sud-Est. D'autre part les accidents de la brèche des Trois Dents et du col du Loup, de même qu'un étroit synclinal de Trias et Jurassique que j'ai découvert dans la première brèche au Nord du col de Sirac, sont tous Est-Ouest, ou Est-Nord-Est - Ouest-Sud-Ouest. Et chose remarquable, ces deux types d'affleurements se raccordent par simple torsion des couches et sans solution de continuité visible.

¹⁰ Une course ultérieure m'a montré au Sud de la pointe du Rieou Blanc, dans le prolongement des cassures du lit du torrent, une splendide brèche tectonique, avec stries et canelures de friction. Elle forme une vire contournant à l'Ouest le rocher coté 2979 et se perd en direction du glacier et du col du Rieou Blanc. L'hypothèse ci-dessus se trouve donc confirmée. (Note ajoutée pendant l'impression.)

J. VERNET veut interpréter cette structure par un écoulement de la couverture sédimentaire dans un ombilic des terrains cristallins. Cette notion d'ombilic implique à la fois une succion vers le bas et une grande plasticité locale des terrains cristallins. Ce seraient là des singularités étroitement localisées qui, je l'avoue, me déroutent complètement.

J'irai plus loin, je crois pouvoir déceler ici, bien qu'avec un degré de certitude un peu moindre, qu'il en est de cet « ombilic » comme de l'« entonnoir calcaire » décrit par P. TERMIER à la Meije.

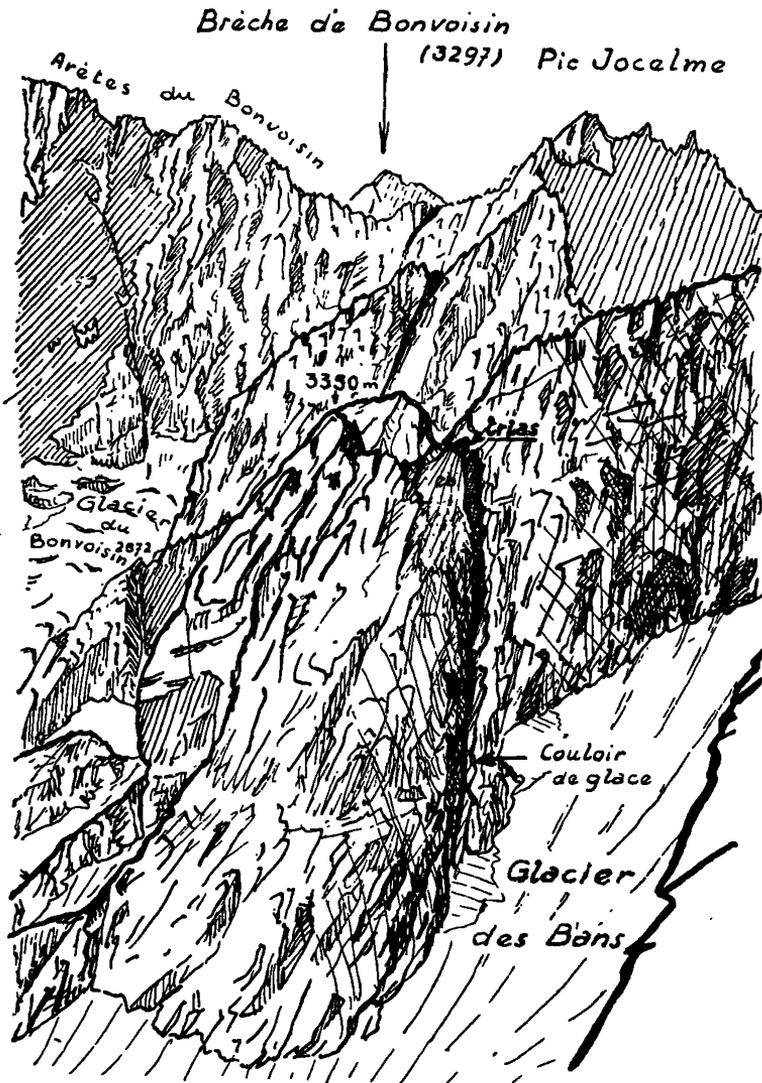


Fig. 41. — Le synclinal des Bans (vue prise du col des Bans).

Il existe en effet dans l'arête orientale des Bans, celle par où s'effectue en général l'ascension de ce sommet depuis le col des Bans, des affleurements calcaires. Le calcaire rouge, de type triasique, y forme des séries de filons orientés Nord-Sud pouvant atteindre chacun une épaisseur de trois à quatre décimètres. Le plus souvent, dans ces filons, le calcaire sert de ciment à une brèche de cailloux cristallins. L'aspect est identique à celui des brèches triasiques que j'ai trouvées en bien des points, notamment dans les Rochers Rouges du Pelvoux.

A quelques centaines de mètres au Sud, au point 3350 m., apparaît, avec la même orientation et dans le prolongement du précédent, un nouvel affleurement (fig. 41). Le calcaire y a un pendage d'au moins 70° vers l'Est. Il est surmonté, dans cette direction, par une lame de gneiss formant la pointe 3350 m. Cet affleurement se poursuit vers le Sud, où il doit traverser la partie inférieure du glacier du Sellar. On le retrouve nettement visible, même de loin, d'où il apparaît avec l'aspect d'une surface plane, inclinée à 70° toujours, et dominée à l'Est par un pointement rocheux, près du sommet des crêtes formant la rive droite du glacier.

Dans le prolongement exact de ces deux kilomètres d'affleurements, 800 mètres au delà vers le Sud, la brèche de Bonvoisin montre dans ses rochers occidentaux une cassure nettement tectonisée. De l'autre côté de la brèche, la dépression où se loge la partie supérieure du glacier du Jocelme conduit au point 3100 m. dominant immédiatement le glacier de Surette et ses affleurements mésozoïques.

Il m'apparaît donc que cet « ombilic » n'est rien d'autre qu'une partie relativement large, et bien dégagée par l'érosion, d'un « Synclinal des Bans », fortement pincé vers le Nord.

Notons en passant qu'il n'est pas improbable que ce synclinal se prolonge plus au Nord. Il passerait alors vraisemblablement dans la région des arêtes qui, de la cime du Coin par l'Aiguille des Frères Chamois, parviennent au sommet de l'Ailefroide occidentale. S'il en est bien ainsi, nous trouverons dans ce fait l'explication des fragments calcaires dont j'ai signalé la présence sur le glacier de l'Ailefroide. Cela explique aussi ceux qu'on peut trouver, associés à des spilites, dans les éboulis, rive droite du vallon de la Pilatte, entre le ravin de Cloute Favier et le lieu-dit Combe Rouge (carte I.G.N. au 20.000°).

P. BELLAIR semble bien avoir vu la partie Sud de ce synclinal, dans la région de la brèche de Bonvoisin. Il dessine là en effet une faille Nord-Sud. Mais plus au Nord, il la fait tourner vers le Nord-Ouest et franchir la brèche des Bans, au Sud-Est de ce sommet.

Il n'a donc pas fait l'observation capitale de la présence de calcaires. On ne saurait trop regretter la malchance persistante qui, pendant les sept années de ses recherches en Oisans, ne lui a pas permis l'observation d'affleurements calcaires encore inconnus, si précieux pour débrouiller une tectonique dont l'étude était un de ses buts.

Je pense, quant à ces raccordements de synclinaux près du glacier de Surette, à une interprétation plus banale des faits. Nous entrons ici dans une région du massif où se produit un changement complet de tectonique. Une première indication de ce changement nous est fournie par la modification brutale d'orientation des accidents tectoniques. En outre, la partie orientale du massif que nous avons étudiée nous a habitués à des accidents dont les pendages Est ou Sud-Est ne dépassaient pas 45°. Au contraire, nous arrivons ici dans une région d'accidents verticaux. Mieux même, j'ai vu une longue bande de calcaires mésozoïques longeant en direction presque exactement Nord-Sud les parois Sud-Ouest du Pic Jocelme. Or ces calcaires ont un faible pendage à l'Ouest.

Dès lors il me paraît que les complications tectoniques résultent simplement ici de la convergence d'accidents de nature différente : elles sont le fait de broyages que n'ont pu manquer de produire, à leur point de rencontre, les masses écaillées à mouvement sub-horizontale, de l'Est, et les blocs à mouvements subverticaux, de l'Ouest de la grande dorsale du massif.

Suivant cette conception, le synclinal de Malamort, après les rebroussements imposés au front de l'écaille qu'il souligne par sa rencontre avec les accidents de Surette, ne se prolongerait pas vers l'Aiguille de Morges. Il irait se laminer sous les Pointes de Jarroux et de Verdonne et pourrait éventuellement se prolonger, deux kilomètres au Sud du dernier point où il est connu avec certitude, par la trace du chevauchement d'une autre écaille que je ne tarderai pas à décrire sous le nom d'écaille de Verdonne.

Les contreforts de l'Eyglière et de l'Aup Martin.

Il s'agit là de la bordure extérieure Sud du massif. Sa partie la plus importante au point de vue tectonique est représentée par le prolongement dans le vallon de la Selle, à l'Ouest-Sud-Ouest de Vallouise, des grands affleurements tertiaires qui, de Chambran par le Peyron des Claux, vont former les pentes orientales de La Blanche. Ces affleurements traversent la vallée de l'Onde près du hameau des Grésourières, où s'observe remarquablement le contact transgressif de leurs conglomérats et du substratum cristallin.

Toutes les crêtes de l'Eyglière et de l'Aup Martin, qui leur font suite au Sud-Ouest, sont formées par un Priabonien montrant un aspect de Flysch absolument typique. Nous avons vu déjà (cf. Stratigraphie) que ce Priabonien est séparé du cristallin soit par des calcaires, soit par des grès et conglomérats. C'est là, à la côte du Vachieux, que se trouve le plus bel affleurement de conglomérat rouge.

Il faut remarquer que cette parfaite continuité des affleurements entre Chambran et l'Aup Martin suffirait à démontrer l'impossibilité des idées de P. TERMIER. On se rappelle en effet que cet auteur avait affirmé l'incurvation vers le Sud-Est, au delà de Vallouise, des synclinaux liasiques de la bordure orientale du massif. Selon TERMIER, ces synclinaux se suivraient sans difficulté jusqu'à la vallée de la Durance. Les chapitres précédents ont fait, je pense, justice de cette opinion.

Un fait intéressant par ses conséquences tectoniques a été la découverte, que j'ai eu la chance de faire, de la présence du Trias en plusieurs points de la rive droite du vallon de la Selle. Ce Trias, jamais reconnu jusqu'ici, a été décrit dans la partie stratigraphique de ce travail. Il peut s'observer à deux endroits, et toujours dans des situations intéressantes : 1° directement à l'aplomb de la pointe des Neyzets, sur le versant Ouest de la crête du Loup (carte I.G.N. au 20.000°); 2° sur toute l'étendue du lieu-dit les Plates de Charvet, entre un et deux kilomètres au Sud-Ouest du premier affleurement.

L'étude de ces deux régions va nous montrer des faits très curieux.

La région de la Crête du Loup est remarquable, sur la feuille Briançon au 80.000°, par la disposition des affleurements cristallins. Sur cette carte on voit une longue apophyse de schistes granitisés, détachés du substratum, s'insinuer vers le Sud d'abord, puis vers le Sud-Ouest, dans l'épaisseur du Nummulitique. Cet accident bizarre a été réobservé par J. VERNET, qui en a tenté une interprétation. Mais la nature réelle de l'affleurement et sa complexité lui ont échappé au cours d'une étude trop brève, de sorte que la question est entièrement à reprendre.

L'extrémité Sud de l'affleurement, contrairement à ce qu'on en pensait jusqu'ici, est constituée, non pas par des schistes cristallins, mais essentiellement par un conglomérat à éléments cristallins. Il est absolument identique aux conglomérats nummulitiques banaux de la périphérie du massif. On se rappelle que si, suivant les points, la base du Nummulitique peut être soit calcaire, soit conglomératique, plus rarement il peut y avoir superposition de

calcaires aux conglomérats. C'est ce qui s'est produit ici, mais contrairement à toute attente, les calcaires, très minces, sont surmontés par le conglomérat.

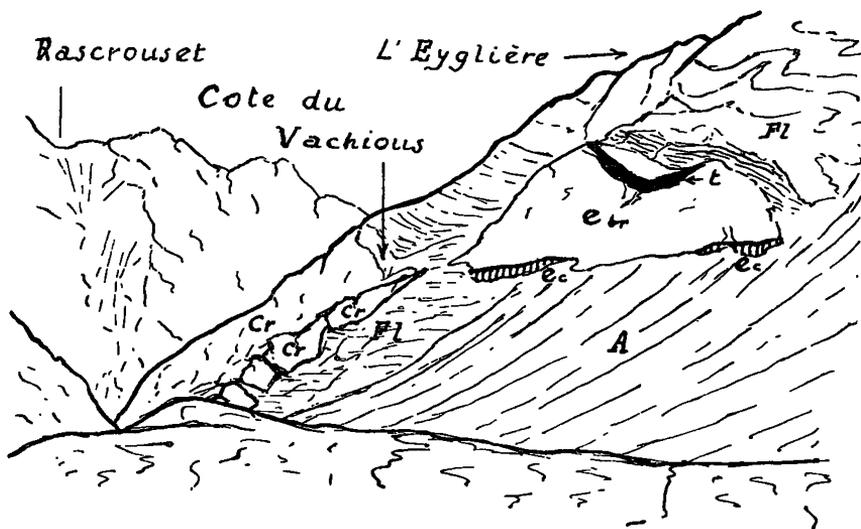


Fig. 42. — Esquilles de la Côte du Vachieux.
Cr. : Cristallin; t. : Trias; e_{br} : Brèche nummulitique; e_c : Calcaire nummulitique; Fl. : Flysch.

Il était douteux, mais non impossible, que le calcaire se fût déposé en premier lieu. Un examen plus détaillé de l'affleurement s'imposait donc, malgré le désagrément de cette recherche dans des pentes raides et de mauvaise tenue. Cet examen m'a révélé la présence, à la partie supérieure de l'affleurement, de spilites, de dolomie et de cipolins rouges du Trias. Les spilites séparent le conglomérat des cipolins et des dolomies.

Cette partie Sud de l'affleurement n'est donc rien d'autre qu'un bloc sédimentaire, épais de 50 mètres, long d'environ 300 mètres, et qui a été retourné face pour face, de sorte que sa base triasique a été reportée à la partie supérieure. Ce bloc est complètement emballé dans une masse de schistes noirs, formant le deuxième terme de la trilogie priabonienne. Ces schistes reposent directement sur le cristallin, 350 mètres au-dessous de la base du bloc, vers 2050 mètres d'altitude, où le torrent descendant du Clot Agnel s'étale en une cascade en éventail.

C'est donc au cours d'une ascension à travers le Priabonien schisteux que le Nummulitique de base, accompagné du Trias qui le séparait du cristallin, a subi ce retournement. L'étude de la partie Nord de l'accident va nous permettre de comprendre le mécanisme de cette avance tectonique.

Si nous suivons maintenant l'affleurement de conglomérats vers le Nord, nous constaterons qu'après un très bref intervalle occupé par les schistes priaboniens, on arrive réellement aux schistes cristallins.

Ces derniers, complètement superposés au Nummulitique, forment une lame brisée, mais presque continue. Mince dans sa partie Sud, ou supérieure, cette lame s'épaissit vers le bas mais ne dépasse nulle part 20 à 25 mètres d'épaisseur. Elle va, vers l'altitude 2050 mètres, se rattacher aux schistes cristallins du substratum. Son inclinaison est de 40 à 45°.

Le Priabonien intercalé entre le cristallin du substratum et cette lame cristalline, est schisteux. On peut le voir pénétrer en bandes étroites dans les cassures de la lame cristalline dont il sépare quelque peu les tronçons. Vers le bas il s'insinue dans les étroites fissures séparant la lame du substratum cristallin. Ces fissures, de largeur centimétrique, prolongent vers la surface supérieure de la lame cristalline des cassures de sa face inférieure, dont la largeur est de l'ordre du mètre. Tout indique par suite que les schistes du Priabonien ont été injectés là dans des diaclases, qu'ils ont progressivement ouvertes. C'est sous l'effet de cette injection que le cristallin, brisé et flottant dans un matériel plastique de densité comparable à la sienne, a été soulevé en écaille.

L'écaille peut être suivie, sur sa face supérieure, à son niveau de jonction avec le substratum, pendant environ 600 mètres vers le Nord-Est. Les minces filonnets de schistes tertiaires se poursuivent sur environ 200 à 300 mètres, après quoi la trace d'arrachement de l'écaille n'est plus marquée que par des zones de broyage de moins en moins visibles qui disparaissent enfin. Dès lors, il n'est plus d'écaille cristalline reconnaissable.

Ainsi l'avancée du Priabonien qui, nous le verrons, a glissé ici en deux masses superposées, en formant les multiples petites charnières qu'on observe toujours dans ce terrain, l'a fait s'insinuer dans les fentes de son substratum et soulever des esquilles de celui-ci. L'une de ces esquilles, saisie au point même où elle commençait à se soulever, nous a révélé le mécanisme de sa formation. Une autre, arrachée plus loin dans le soubassement inaccessible du chaînon montagneux, est formée par la base du Nummulitique et le Trias. Venant de plus loin, elle a pu être entraînée plus haut.

Son retournement face pour face, dû à des mouvements du Flysch qui simulent la turbulence, pourrait bien être plus qu'un simple argument en faveur de la théorie de l'écoulement par gravité.

L'avancée du Nummulitique que je viens d'évoquer s'est produite d'Est - Nord-Est en Ouest - Sud-Ouest. Les esquilles qu'il a arrachées se sont relevées du Nord au Sud, presque normalement à la direction de l'avancée sédimentaire. Elles ne résultent donc que d'une action latérale des forces orogéniques. On ne peut s'empêcher de noter l'analogie profonde entre ce soulèvement latéral d'esquilles et le retroussis du bord Sud-Ouest de l'écaille de l'Yret que j'ai invoqué pour expliquer l'origine de la quatrième écaille de Termier.



La région des Plates de Charvet va nous montrer des faits analogues mais moins spectaculaires.

Une première singularité s'observe presque en face de la cabane du Jas Lacroix, sur la rive droite du torrent de la Selle. Il s'agit d'un lambeau de Priabonien schisteux isolé au milieu des terrains cristallins.

Si l'on parcourt de bas en haut les ravins qui dévalent les pentes des Plates de Charvet, dans leur partie Sud-Ouest, on peut observer, sur la masse des terrains cristallins formant le fond de la vallée, de minces et discontinus affleurements de Trias. Formés de cipolins rouges et de dolomie, ils se terminent tous par des spilites plus ou moins puissants. Leur épaisseur totale varie de 1 à 10 mètres.

Le Trias est surmonté par le Nummulitique, mais non pas par des calcaires ou des conglomérats : c'est le deuxième terme, schisteux, de cette formation qui la représente ici. Plus au Nord dans les mêmes pentes, les schistes noirs se prolongent, mais leur base est masquée par des éboulis qui ne permettent pas de constater si le Trias existe.

Plus haut dans les pentes, vers 2250 à 2300 mètres, de nouveaux affleurements triasiques apparaissent.

Au droit de ceux qui viennent d'être signalés, seul le Trias rompt la monotonie des pentes schisteuses. Mais dans la partie septentrionale de l'affleurement on constate l'apparition, sous ce Trias, d'abord d'un simple pointement, puis plus au Nord encore d'une longue bande cristalline séparant le Trias du Nummulitique schisteux sous-jacent.

A sa partie supérieure ce Trias supporte des calcaires Nummulitiques bien développés, surmontés à leur tour, jusqu'aux crêtes de l'Aup Martin, par les termes d'abord schisteux puis gréseux du Priabonien (fig. 43).

L'affleurement supérieur de Trias et cristallin n'est d'ailleurs pas simple. Il est formé de deux bandes, l'une au Nord, la plus longue (700 mètres), où le Trias atteint la cote 2300 mètres; l'autre au Sud, bien plus réduite (200 mètres), ne dépassant pas la cote 2250. Elle succède immédiatement à la précédente, mais dénivelée par rapport à elle. Ces deux tronçons ne montrent pas de continuité entre eux, mais les calcaires nummulitiques qui les surmontent passent de l'un à l'autre en s'infléchissant en pli-couché.

On peut admettre que les schistes isolés dans le cristallin, face à la cabane du Jas Lacroix, représentent un lambeau de flanc inverse d'un repli local, respecté par l'érosion.

L'affleurement inférieur de Trias est en place sur le cristallin, mais l'affleurement supérieur a certainement été soulevé. Là encore il s'agit d'une esquille cristalline portant sa couverture sédimentaire, et retroussée à la suite d'une injection de schistes, obliquement ici par rapport au sens d'avancée de ce terrain.



J'ai déjà, à plusieurs reprises, évoqué l'avancée du Flysch autochtone de l'Aup Martin et ses conséquences. Voyons comment le phénomène se présente.

Sur la plus grande partie de leur étendue, les pentes de ces chaînons montagneux montrent un Priabonien contourné en multiples charnières et coupé de quelques petites failles. Mais quand on arrive dans la partie supérieure du vallon de la Selle, entre le ruisseau du Clot Agnel et la pyramide cotée 2466,9 (feuille Orcières, 3, I.G.N., au 20.000°), on constate que l'ensemble du Priabonien s'incurve à l'Ouest et donne une retombée verticale de grande ampleur, qui se couche de plus en plus vers l'amont.

Dans la partie inférieure du ravin de la Saume, qui descend du col des Bouchiers, ce grand pli couché repose par son flanc inverse, rapidement laminé, sur un Priabonien beaucoup moins plissotté, séparé du cristallin de Champ Rond par une couche de calcaires nummulitiques épaisse d'une vingtaine de mètres. Est-ce à dire que cette zone inférieure du Nummulitique est en place sur le cristallin ? Nullement, bien qu'elle ait été assez peu refoulée. On peut en effet observer encore quelques charnières très pincées environ 500 mètres plus au Sud, près de la pyramide 2506,8 mètres. En

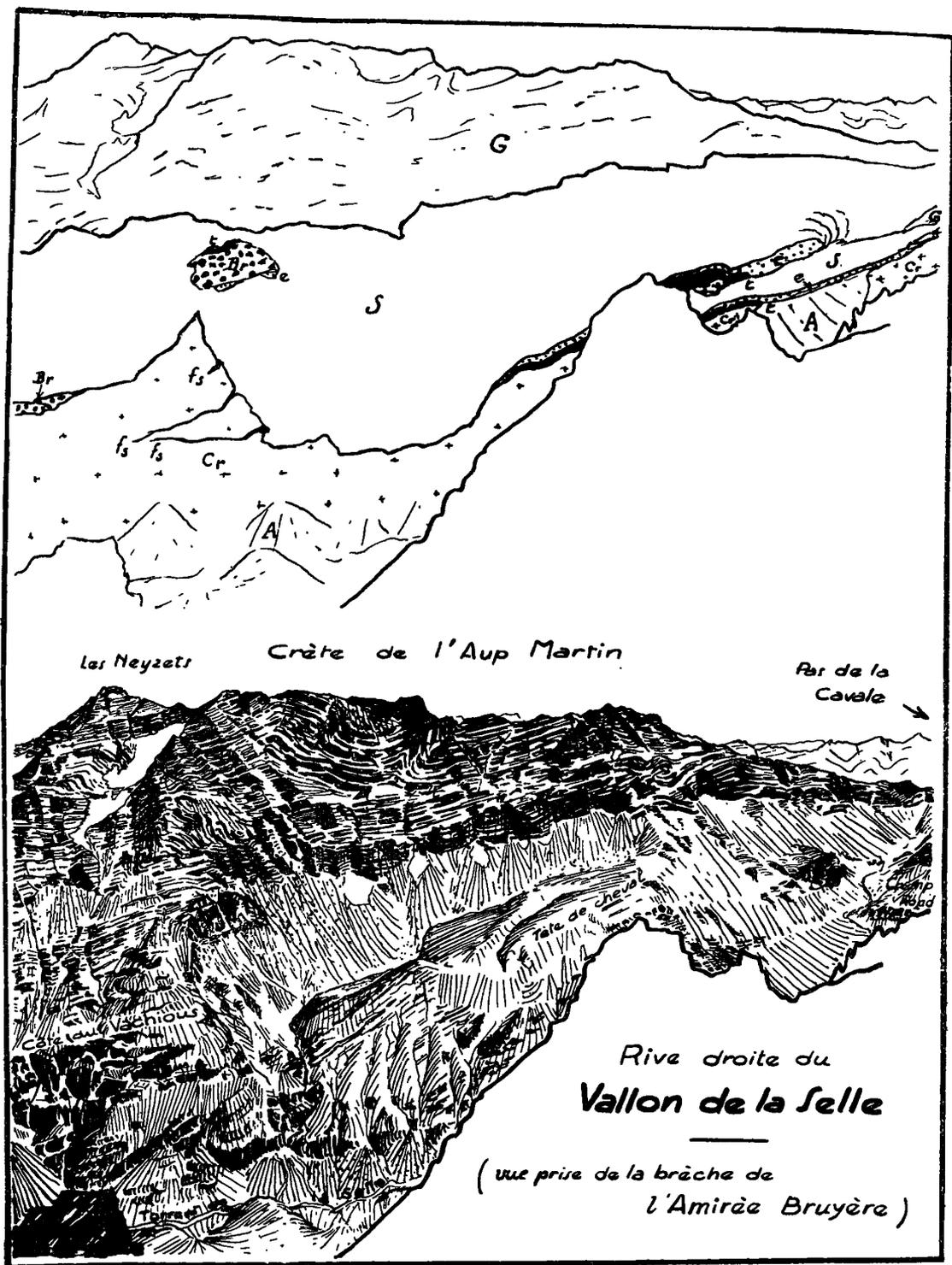


Fig. 43.

Cr. : Cristallin; t. : Trias; e. : Calcaire nummulitique; S. : Flysch schisteux; Br. : Brèche nummulitique; G. : Flysch gréseux; fs. : Filons de schistes dans le cristallin.

outre, un autre fait, important surtout en raison de sa singularité est lui aussi un indice d'une légère avancée du sédimentaire sur le cristallin.

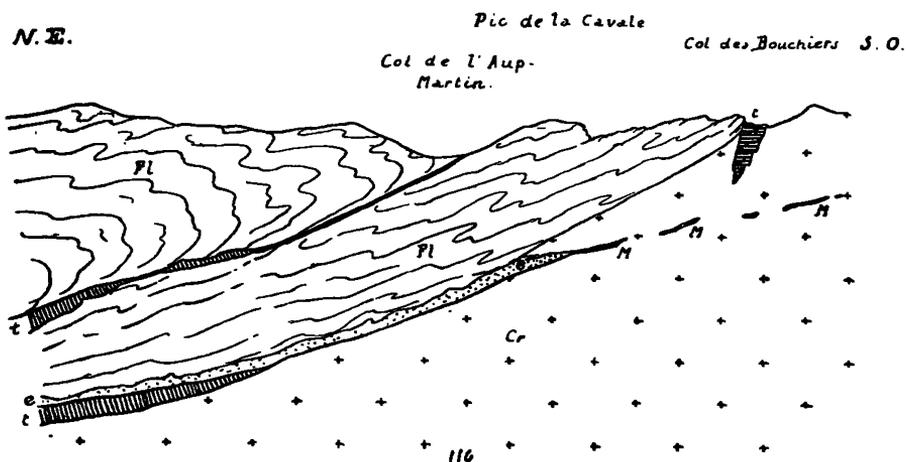


Fig. 44. — Coupe semi-théorique des crêtes de l'Aup-Martin au col des Bouchiers.
Cr. : Cristallin; t. : Trias; e. : Calcaire nummulitique; Fl. : Flysch;
M. : Mylonite.

Les raides pentes rive gauche du ravin de la Saume, 400 mètres en amont de son confluent avec le ravin de l'Ale, m'ont en effet accordé la surprise d'une observation de calcaire nummulitique inclus sous le cristallin. Examinant plus attentivement les faits, j'ai constaté qu'il s'agissait d'un coin de calcaire, se prolongeant vers le bas par les calcaires Priaboniens de la base des crêtes de l'Aup Martin. Ce coin pénètre donc obliquement de bas en haut dans le cristallin, s'effilant de plus en plus pour disparaître enfin vers le haut par soudure du cristallin superposé et de celui du substratum. Plus haut encore, des bandes mylonitisées s'alignent dans des plans parallèles à celui de cette intrusion calcaire, sans qu'on puisse toutefois affirmer qu'elles la prolongent.

Les calcaires, d'apparence fluidale, ont été manifestement forcés de bas en haut dans une diaclase des terrains cristallins. Ils en ont soulevé une esquille, peut-être vaste, par distension de la diaclase. Cette esquille elle aussi, comme le Flysch qui l'entraînait, semble avoir été repoussée (mylonites) dans le sens de l'avancée de ce dernier.

En dehors de toutes les autres hypothèses possibles, pour expliquer la formation et l'arrachement des écailles cristallines, nous avons là un exemple objectif d'un des mécanismes qui ont pu jouer : injection de bas en haut des terrains sédimentaires plastiques dans des fentes préalables du matériel rigide. Celui-ci, dès lors, va jouer le rôle d'un corps flottant. Il subira simultanément des poussées hydrostatiques vers le haut et un mouvement sub-horizontale dans les sens des efforts orogéniques.

Il reste bien entendu qu'une cassure suivie d'arrachement des terrains cristallins ne nécessite pas obligatoirement la réalisation d'un tel processus. Elle peut fort bien notamment résulter, comme on l'admet en général implicitement, d'un effort cisailant d'origine tangentielle, et il est même probable que ce dernier mécanisme est le plus fréquent.



Nous arrivons ainsi au pied des pentes du Pic de la Cavale et de la pointe des Rousses entre lesquels s'ouvre le col des Bouchiers.

J'ai déjà décrit la coupe du col des Bouchiers, aussi n'y reviendrai-je pas, me contentant de préciser les problèmes que posent ces affleurements, et d'en chercher une solution.

On se rappelle que les schistes nummulitiques de la Pointe de la Cavale viennent s'appuyer, en discordance, sur le Trias qui affleure au col. Dans ces conditions, le Trias peut représenter ici la couverture, normalement en place sous le Nummulitique transgressif, du massif cristallin. Une autre hypothèse est possible. Il peut s'agir d'un synclinal pincé dans le cristallin et sur lequel le Nummulitique repose par un contact tectonique.

Il semblerait qu'il soit facile de choisir entre ces deux solutions. En fait, il ne faut pas oublier que le col des Bouchiers s'ouvre à 2930 mètres d'altitude, de sorte que le ravin qui y aboutit au Nord-Est, et dans lequel gît la solution du problème, est de façon permanente encombré de neige. Quant au versant Sud-Ouest, 30 mètres au-dessous du col ses affleurements ont disparu sous d'énormes masses d'éboulis.

Je pense cependant que la deuxième solution est la bonne. Je fonde cette opinion sur certains indices tels que l'orientation des pendages. Un indice qui m'a paru plus net encore est le suivant : la crête limitant au Sud-Est le ravin Nord-Est du col est formée de Nummulitique. Or j'ai rencontré sur la neige des blocs cristallins éboulés occupant une situation intermédiaire entre ce Nummu-

litique et le prolongement de l'affleurement triasique. Il est donc tout à fait probable qu'une lame cristalline s'intercale ici, sous le névé, entre ces deux terrains.

Nous essaierons de voir, plus tard, à quelle unité se rattache ce synclinal.

**

Au Nord du col des Bouchiers s'étend, avec une orientation méridienne, sur cinq kilomètres, une ligne de crêtes qui se termine au Pic de Malamort et à la brèche des Trois Dents, dont il a été question plus haut. Ces crêtes culminent à la Pointe de Verdonne, d'où se détache vers le Sud-Ouest le chaînon du Sirac. Pour abrégé, je donnerai à cette ligne de hauteurs le nom de Crêtes de Verdonne.

Les crêtes de Verdonne sont traversées dans leur partie Sud, juste au-dessous et au Nord du point 3036, c'est-à-dire à un peu plus d'un kilomètre au Nord du col des Bouchiers, par un affleurement sédimentaire. Il s'agit d'une bande à peu près verticale de calcaire un peu dolomitique, rougi par métamorphisme. Ce calcaire est accompagné d'un filon de quartz.

Bien que cet ensemble excède rarement une puissance de un mètre, j'ai pu le suivre sur une longueur de 500 mètres environ, vers l'Est d'abord, puis l'Est-Nord-Est. A mesure qu'on gagne dans cette direction, on constate que le pendage, d'abord vertical, de l'affleurement, devient Nord-Nord-Ouest et finit par prendre une valeur de l'ordre de 45°.

L'ensemble a une allure de ligne brisée en trois tronçons, qui est due très certainement à l'interférence de cet affleurement et d'un accident plus important que je décrirai tout à l'heure sous le nom d'écaïlle de Verdonne. De fait l'un des points de rupture de cette ligne brisée, vers son tiers oriental, coïncide avec son recoupe-ment par une bande de mylonite orientée Nord-Sud. L'anomalie d'un pendage Nord s'explique de la même façon.

Au cours d'une exploration faite en compagnie de J. VERNET, dans le vallon de la Pierre, sur les pentes Ouest des crêtes de Verdonne, nous avons observé un autre pointement de Trias. Situé vers 2500 mètres d'altitude, il présente les mêmes caractères, au filon de quartz près, que celui dont je viens de parler : mêmes matériaux, pendages et direction comparables. Ce pointement se situe sensiblement sur la ligne droite qui, du point 3036 des crêtes de Verdonne, va passer par l'extrémité orientale du synclinal triasico-liasique du col de la Vallette, au Sud du Sirac.

Il est donc vraisemblable que ce dernier synclinal, large dans sa partie occidentale, dans le vallon de Gouiran, déjà fortement rétréci au col de la Vallette, se pince de plus en plus et se réduit à un filon calcaire, lorsque de l'autre côté du vallon de la Pierre, il traverse les crêtes de Verdonne. C'est donc la terminaison orientale du synclinal le plus méridional du faisceau de l'Aiguille de Morges, qui se laisse observer ici.

**

Les crêtes de Verdonne dominant, de 250 à 300 mètres vers l'Est, un vaste plateau à pentes modérées, où le modelé glaciaire conserve une extrême fraîcheur. C'est le Trieou de la Boucheyère. Ce plateau est parcouru par un accident qui, bien que dépourvu de traces sédimentaires, ressemble trop exactement aux autres écaillés du massif pour que je puisse me dispenser de le décrire.

Cet accident se manifeste d'une façon tout à fait nette, au front et sur la rive gauche du névé permanent qui recouvre les pentes Nord du col des Bouchiers et de la Pointe des Rousses. Là, entre 2600 et 2700 mètres d'altitude, on peut observer de curieuses superpositions.

A 300 mètres au Sud-Ouest de la pyramide 2661 m., un lambeau de gneiss d'une trentaine de mètres de diamètre repose sur une lame de mylonite noire, épaisse de quatre mètres environ. Cette mylonite repose elle-même sur un substratum de micaschistes de teinte assez foncée. Ce lambeau de gneiss a été isolé par l'érosion, mais 50 mètres plus loin, vers l'Ouest, à la base même des escarpements des crêtes de Verdonne, on peut réobserver la même superposition.

A cet endroit, on peut constater facilement que les gneiss, très redressés, ont un pendage de 60 à 70° vers le Sud-Est. Au contraire, les micaschistes sous-jacents à la mylonite n'ont qu'un pendage faible, de l'ordre de 15 à 20°, et dirigé bien plus nettement vers l'Est. Or ce sont les gneiss de l'unité supérieure qui forment la totalité des crêtes de Verdonne dans cette région. C'est contre eux que vient s'appuyer (cf. Stratigraphie) l'affleurement triasique du col des Bouchiers.

Il est évident que les gneiss des crêtes de Verdonne ont été ici refoulés sur les micaschistes du Trieou de la Boucheyère. Il était indispensable de savoir quelle était l'extension de cet accident.

La même disposition des terrains se rencontre plus bas vers l'Est à l'origine du ravin de la Saume. Cependant l'accident ne peut être suivi de ce point aux précédents, car la continuité est cachée

sous le névé. Elle ne fait néanmoins guère de doute, et l'interruption ne dépasse pas 250 mètres. Plus à l'Est encore, dans le ravin de la Saume, des bandes mylonitiques isolées s'orientent à peu près comme celles dont je viens de parler. Ce sont elles, d'autre part, que j'ai signalées dans le prolongement du coin calcaire injecté dans le cristallin. Il se pourrait donc que nous trouvions là la racine de l'écaille dont nous venons de constater l'existence.

Il ne faut pas se dissimuler d'ailleurs, en raison des discontinuités d'une part, de la proximité d'autre part de l'accident du col des Bouchiers, combien cette hypothèse est aléatoire.

Vers le Nord les choses sont plus simples et plus claires. La superposition du gneiss au micaschiste, et la mylonite qui sépare ces deux terrains se poursuivent. Le tracé du contact est continu et légèrement remontant sur quelque 700 mètres de longueur, jusqu'au droit des sources du ruisseau de la Boucheyère. Là, les affleurements disparaissent sous des éboulis vers l'altitude 2750 mètres.

Après un intervalle d'environ 400 mètres, nous retrouvons notre mylonite toujours aussi nette, formant une vire bien marquée vers 2800 mètres d'altitude, dans le contrefort oriental de la Pointe des Bouchiers. De là elle se prolonge continuellement sur près d'un kilomètre, son tracé s'incurvant vers l'Est pour franchir entre 2800 et 2850 mètres d'altitude l'arête Est de la Pointe de Chanteloube. Le tracé revient alors vers le Nord-Ouest sous le col du Loup en Champoléon. Là, l'accident disparaît sous le glacier de Chanteloube.

Au milieu de ce glacier, entre 2740 et 2900 mètres d'altitude, au pied des escarpements orientaux de la pointe de Verdonne, apparaissent deux rognons rocheux. Leur partie supérieure est limitée par un large méplat, incliné au Sud, et qui prolonge de façon parfaite la trace du glissement de notre écaille.

Je n'ai vu que de loin une vire grim pant obliquement dans la paroi Est de la pointe de Verdonne. Cette vire prolonge cependant d'une façon si parfaite l'accident que nous suivons, que je ne doute guère qu'elle ait la même origine. Elle va aboutir aux crêtes, près du point coté 3188, à mi-chemin entre la Pointe de Verdonne et la Pointe du Queyre.

Au delà, l'accident que nous suivons se perd dans les abrupts occidentaux, au-dessus du vallon de Chabourneou, où je n'ai pu le retrouver. Notons pourtant que nous ne sommes plus qu'à 1.800 mètres environ du col de Sirac, sous lequel s'observent les singuliers raccordements entre les synclinaux Est-Ouest de Malamort et les affleurements Nord-Sud du glacier de Surette. C'est cette constatation qui, dans un chapitre antérieur, m'a fait émettre l'hypothèse d'un rebroussement du synclinal de Malamort à la

brèche des Trois Dents, et de son prolongement par la trace du chevauchement que je viens de décrire.

Quoi qu'il en soit de cette hypothèse, la partie Sud des crêtes de Verdonne, sur trois kilomètres au moins à partir du point 3188, a été détachée et a glissé sur son substratum. Ce déplacement a déformé les affleurements triasiques Est-Ouest du point 3036. Il est donc post-triasique. Il résulte de l'orogénèse alpine, et si l'injection de calcaires nummulitiques du ravin de la Saume appartient bien à cet accident, on peut l'affirmer post-nummulitique.

Mais même s'il n'y a aucun rapport entre cette écaille et cet affleurement calcaire, l'âge post-nummulitique du mouvement reste très probable. Cet âge résulte en effet de l'analogie manifeste entre cette écaille, à plan de chevauchement peu incliné, et les autres écailles que j'ai décrites jusqu'ici et dont plusieurs (lame de la Madeleine, écaille de l'Yret, esquilles de l'Aup Martin et des Neyzets) sont évidemment postérieures à la formation du Nummulitique qu'elles surmontent. Il n'y a aucune raison de donner un âge différent aux autres écailles de la bordure du massif.

Que devient sur le versant Ouest des crêtes, le plan de chevauchement de cette écaille de Verdonne ? Nulle part on ne peut distinguer là un accident continu. Les pentes sont coupées de nombreuses diaclases, dont aucune ne peut avec certitude être assimilée à une surface de chevauchement. Par contre une vire oblique et très marquée s'élève au-dessus du glacier de la Pierre, sous les crêtes du chaînon du Sirac.

Cette vire est déterminée par l'existence d'une épaisse couche de roches broyées, dont la puissance atteint parfois 10 mètres. On la voit émerger du glacier de la Pierre vers 2950 mètres d'altitude, à la base de l'antécime occidentale du Pic de Verdonne. De là cette vire traverse obliquement le couloir du col de Verdonne et court à travers la paroi méridionale de la Pointe de Chabourneou. Elle atteint enfin les crêtes un peu au-dessus de 3100 mètres d'altitude, entre la Pointe de Chabourneou et la pointe cotée 3217,4 au Sud-Ouest de la précédente.

La vire que je viens de décrire est la trace d'une surface qui prolonge de façon parfaite la surface tectonique ci-dessus définie dans le plateau du Trieou de la Boucheyère. Il ne fait guère de doute qu'il s'agisse là de la réapparition de cette surface sur le versant occidental des crêtes de Verdonne. Nous allons voir que certains caractères au moins très probables, de ce nouvel affleurement de la surface de friction, vont nous confirmer dans l'opinion qu'il existe bien une « écaille de Verdonne » semblable à celles qui ont déjà été étudiées.

Là non plus je n'ai pu observer de roches sédimentaires en place, accompagnant cette bande de mylonite. Cependant, vers 2600 mètres d'altitude, dans des éboulis provenant très probablement de la partie des crêtes de Verdonne comprise entre la Pointe de Chanteloube et la Pointe des Bouchiers, j'ai vu plusieurs blocs de calcaire de faciès triasique. De même dans les restes d'une énorme avalanche rocheuse à la partie inférieure du couloir qui, de la brèche 3124 dans le chaînon du Sirac, descend vers le Sud, j'ai trouvé un bloc calcaire un peu bréchique, certainement triasique, dont le volume est de six à huit mètres cubes au moins, qui provient d'un affleurement dont la puissance ne peut être inférieure à deux mètres.

Ces trouvailles me semblent confirmer la similitude de l'écaille de Verdonne avec les autres écailles du massif. Elles impliquent en effet, au front de cette écaille un refoulement de terrains sédimentaires analogues à ceux que j'ai déjà décrits. Il serait intéressant, bien entendu, de retrouver ces calcaires en place. Je dois confesser que l'insuffisance de mes talents d'alpiniste et, disons-le, d'alpiniste solitaire lors de l'exploration de cette partie du massif, m'a fait renoncer, malgré son apparente facilité, à tenter l'escalade du versant Sud du point 3217,4, où doit se trouver l'affleurement.

Comme on le voit, l'écaille de Verdonne, très bien délimitée vers l'Est, ne nous livre qu'en partie le secret de sa surface inférieure vers l'Ouest.

Le Haut Drac de Champoléon.

En compagnie de J. VERNET nous avons, en 1952, décrit un accident alors inédit sur la rive gauche du vallon de la Pierre. Ce synclinal nous a montré des affleurements de spilites, cargneules et dolomies du Trias, calcaires liasiques et marnes schisteuses noires jurassiques. Ces affleurements dont la puissance peut dépasser 20 mètres, forment une large vire herbeuse qui court, entre 2100 et 2200 mètres, dans les pentes occidentales de la crête de Verdonne, au lieu-dit « Les Goudemards » (feuille Orcière I.G.N., n° 3, au 20.000°). Le pendage, assez faible en général (voisin de 30°), ne se relève qu'à l'extrémité Nord (60° environ). Vers le Sud le synclinal s'élargit et nous avons pu nous assurer que ses terrains mésozoïques se prolongeaient par les affleurements triasiques et liasiques de la Rouite.

Le cristallin, qui chevauche cet affleurement sédimentaire suivant un plan à faible pendage, donne l'impression de former une

écaïlle. Cette interprétation semble la plus probable, d'après ce que nous savons déjà du style tectonique des bords du massif cristallin. Elle n'est cependant pas évidente, et l'augmentation du pendage au Nord implique, s'il y a vraiment écaïlle, son raccordement progressif avec le cristallin autochtone dans cette direction. Le chevauchement irait donc en s'amplifiant vers le Sud, d'où l'intérêt considérable d'une étude approfondie des contacts cristallin-sédimentaire à la Rouite, au vallon de Prelles, au col de Meollion et par suite à la Montagne de Cédera.

**

La Rouite présente, ainsi que le fait remarquer J. GOGUEL, un grand intérêt quant aux relations des spilites avec les autres roches du Trias. Ces relations en effet n'ont pas été troublées par les dislocations ultérieures. Les spilites donnent là d'une façon absolument frappante l'impression de roches effusives. Leurs coulées, régulièrement superposées, comportent, avec des schistes rouges lie de vin, une variété extrême de roches massives qui, de loin, peuvent paraître très semblables entre elles. On y trouve des roches vert clair, schistoïdes, plus ou moins mêlées de schistes rouges; des roches vert clair massives, vacuolaires; des roches vert foncé ou bleu verdâtre, luisantes, non vacuolaires; des spilites rouge sombre ou bleu, vacuolaires, du type banal des Variolites du Drac; des roches vertes très cristallines, dont l'aspect s'éloigne beaucoup de celui des spilites qui les surmontent ou leur sont subordonnées. Cette énumération est d'ailleurs bien loin d'épuiser toutes les variétés.

Il serait, je crois, d'un haut intérêt qu'un pétrographe fit une étude exhaustive des spilites de la Rouite. Je pense qu'une telle étude aboutirait à la création d'une foule de dénominations, et que le terme de spilite, ou bien tomberait en désuétude, ou plus probablement persisterait dans le langage des géologues de terrain. Il perdrait alors toute signification pétrographique et ne serait plus qu'une expression commode représentant les roches d'aspect effusif liées au sommet du Trias.

Les dolomies sous-jacentes à ces spilites de la Rouite ont, sur une large étendue mais non pas partout, une teinte rose ou même rouge qui, de loin, peut les faire confondre avec les spilites schisteux. Le fait que ce soient les dolomies directement au contact des spilites qui présentent ces teintes, semble indiquer que celles-ci résultent d'un métamorphisme de contact. C'est là une constatation

très favorable à l'idée d'une origine effusive des spilites. J'ai d'ailleurs trouvé dans cette région des dolomies et des calcaires injectés par le spilite.



Un premier accident tectonique peut s'observer à un kilomètre au Nord-Est de la pyramide 2662,9 m. du sommet de la Rouite. Il est accessible par le chemin conduisant de la cabane de Rougnoux au col du Cheval de Bois. Une lame de granite épaisse d'une trentaine de mètres repose au Nord-Ouest sur des dolomies. Cette lame cristalline s'allonge sur environ 350 mètres du Nord-Est au Sud-Ouest. Elle est recouverte de spilites qui, à leur tour, supportent un affleurement de Lias.

Il y a évidemment là un coin, une écaille cristalline pénétrant le Trias. Elle se perd sous les éboulis au Nord-Est, mais doit se prolonger dans la direction opposée. Il est remarquable que les spilites sous lesquels s'est avancée cette écaille n'ont pas été dérangés, non plus qu'un affleurement de calcaires nummulitiques qui les surmonte. Il en résulte une particularité qu'il est, je pense, utile de préciser, car elle pourra nous éviter des erreurs d'interprétation.

On constate ici qu'une cassure tectonique du cristallin, avec déplacement relatif des lèvres, n'affecte pas dans la partie Sud-Ouest de la cassure le Trias (spilite) normalement déposé sur ce cristallin. Logiquement on en devrait conclure l'antériorité de l'accident au dépôt du Trias. Or le fait que plus au Nord l'écaille cristalline repose sur la dolomie, nous démontre que l'accident est post-triasique. Nous sortirons de ce dilemme en admettant que les spilites, et notamment peut-être les schistes rouges, ont assez de souplesse pour avoir transformé, malgré leur puissance relativement réduite, un accident cassant en une déformation plastique à peine sensible au delà de quelques mètres.

En fait cette écaille de la Rouite se retrouve, avec une puissance accrue du cristallin refoulé, à l'extrémité Sud-Ouest de la montagne, au-dessus du lac de Prelles. La figure 45 nous montre cette face de la montagne coupée obliquement par une faille. Il semble de prime abord que le voussoir cristallin oriental soit affaissé par rapport à l'autre. En fait on peut constater qu'au front de ce voussoir le Trias (dolomie et spilites) est repley en anticlinal, moulé sur le bloc cristallin. Mais ce Trias pénètre entre les lèvres, pourtant jointives partout ailleurs, de la faille et s'y pince en un synclinal aigu. Ceci ne peut résulter que d'un refoulement du Trias.

Le bloc cristallin oriental, bien loin de s'être affaissé, a donc glissé vers le haut, repoussant devant lui et chevauchant en partie le Trias qui recouvrait les bords de la cassure. C'est là le prolongement méridional de l'écaille que nous avons vue tout à l'heure.

Cette coupe naturelle montre de façon parfaite avec quelle rapi-

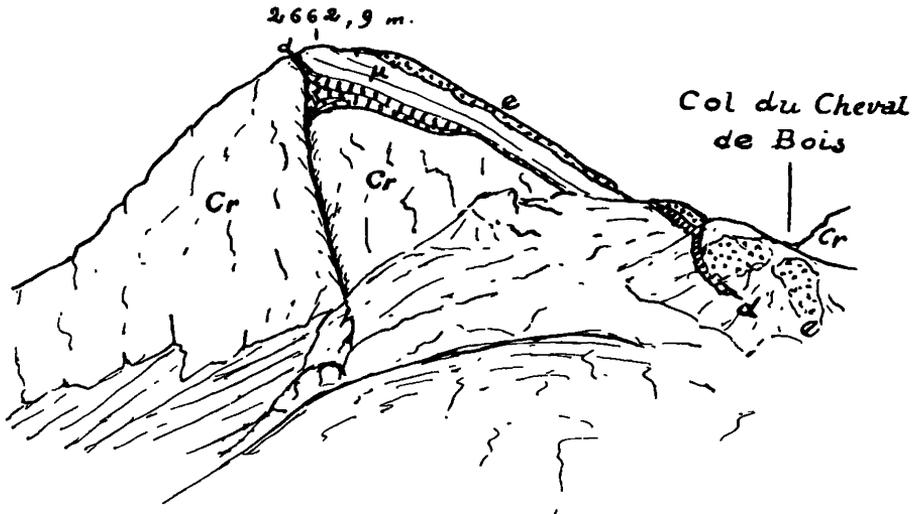


Fig. 45. — La Rouite vue du Sud.
Cr. : Cristallin; d. : Dolomie; μ : Spilites; e. : Nummulitique.

dité, sur quelques mètres, l'accident cassant dans le cristallin est devenu plastique dans le Trias, puis a disparu complètement.

En dehors d'un intérêt tectonique local, cette écaille de la Rouite nous rappelle opportunément un principe d'intérêt plus général : affirmer qu'une faille est antérieure au dépôt d'un terrain, parce qu'il la recouvre sans en être visiblement affecté, est généralement correct. Cette affirmation est cependant aléatoire, car l'argument qu'elle invoque est un argument négatif, toujours révoquant en doute, si les conclusions auxquelles il conduit ne s'accordent pas avec l'ensemble des autres observations positives. C'est précisément ce qui se produit à la Rouite.

**

Nous avons vu que dans sa partie septentrionale l'écaille de la Rouite était recouverte de spilites, puis de calcaires du Lias. Ces derniers, dans la rive droite du lit du torrent qui descend du col

du Cheval de Bois vers le Nord, disparaissent au contact des rochers cristallins formant le contrefort Nord-Ouest de la Pointe des Estaris. Nous avons pu constater, avec J. VERNET, que le Lias passait sous le cristallin, plongeant au Sud-Est, et que le contact était souligné par quelques décimètres de granite broyé et friable, mais non pas mylonitisé.

Ces granites du substratum du Priabonien des Estaris prolongent évidemment, sur l'autre rive du vallon de Rougnoux, le granite servant de soubassement au Nummulitique du Pic de la Cavale. Or ce dernier est celui-là même que nous avons observé, en superposition et avec un aspect chevauchant, sur le synclinal des Goudemards décrit au début de ce chapitre. Nous trouvons donc ici le prolongement de l'écaille dont l'existence nous a paru vraisemblable aux Goudemards.

Au col du Cheval de Bois apparaît le Nummulitique. Il y a déjà été signalé et décrit par J. GOGUEL. Ce sont des affleurements de conglomérats, à éléments de calibre très variable suivant les points, entre un mètre et la taille d'une noisette. Non seulement ils ne peuvent, comme l'indique cet auteur, en raison de la nature de leurs galets, appartenir qu'au Nummulitique, mais encore ils m'ont fourni des Nummulites. Ils s'étendent tout au long des contreforts de la Rouite, jusqu'au fond du vallon de Prelles. Un lambeau, en continuité avec l'affleurement principal, s'élève du col le long des pentes de la Rouite et en forme les crêtes sur plus de 100 mètres de longueur, immédiatement au Nord-Est du sommet.

Au col, et dans ses pentes méridionales, le Nummulitique disparaît vers l'Est sous le Trias, lui-même en contact avec le cristallin. L'allure en écaille de ce cristallin, refoulant devant lui sur le Nummulitique un lambeau de Trias, est ici assez nette pour que l'idée d'écaille chevauchante se soit imposée à J. VERNET, jusque-là assez réticent. Mais des complications vont surgir.

Un mince affleurement de Lias vient se pincer immédiatement au Sud du col entre cristallin et Trias. L'exploration des pentes descendant vers le cirque de la Haute Sagne, de l'autre côté duquel s'ouvre le col de Meollion, montre très rapidement le dédoublement de l'affleurement liasique.

Des deux bandes calcaires qui proviennent de ce dédoublement, l'une occidentale, d'abord appliquée contre le Trias, vient plus bas reposer sur le conglomérat nummulitique. Il est évident que ce contact anormal marque le prolongement de la ligne de refoulement suivant laquelle le cristallin d'abord, puis le Trias, enfin le Lias, sont venus se superposer aux sédiments du synclinal des Goudemards, dilaté vers le Sud pour donner la couverture sédi-

mentaire de la Route. Continuons à suivre cette ligne de refoulement.

Le contact anormal a été étudié déjà par J. GOGUEL. Mais ce dernier n'a pu retrouver le conglomérat sur la rive gauche du vallon de Prelles. Il lui paraissait donc à juste titre « assez délicat de situer le contact anormal, au sein du Secondaire ».

En fait, le conglomérat traverse le torrent de Prelles à quelques mètres en aval de ses sources permanentes. C'est d'ailleurs lui qui, formant un seuil rocheux, fait remonter et émerger ici les eaux circulant souterrainement sous les moraines et les alluvions du vallon de la Haute Sagne. Le torrent tombe ensuite en cascade, de la surface du conglomérat sur un affleurement sous-jacent de dolomie.

Le conglomérat se prolonge vers le Sud sous l'un des affleurements massifs de spilites, décrits par J. GOGUEL à la base des pentes septentrionales du col de Meollion. Il disparaît alors sous des éboulis, mais nous le retrouvons 200 mètres plus loin vers l'Ouest.

Là, immédiatement au Nord du col de Meollion, à l'aplomb du point 2451 m., nous avons noté l'existence d'une épaisse couche de Trias, formant falaise au-dessus des éboulis du vallon et recouverte par le conglomérat. Ce dernier, à petits éléments et abondant ciment calcaire, forme par sa surface supérieure une longue vire, très continue, montant vers l'Ouest. Cette vire et le conglomérat qui la détermine aboutissent aux crêtes de la montagne de Cédera au voisinage immédiat de la pyramide cotée 2688,2 m., elle-même constituée par le calcaire nummulitique. Ce terrain, qui dans le vallon reposait sur le Trias, est devenu dès le milieu de la vire transgressif sur le cristallin.

A l'origine inférieure de la vire dont il vient d'être question, les spilites recouvraient le Nummulitique. Bientôt on voit les calcaires à Bélemnites du Lias venir en recouvrement, et ceci jusqu'à 50 mètres à l'Est du point 2698,2 m.

Ainsi les difficultés rencontrées par J. GOGUEL disparaissent. Grâce à ces observations, le tracé de la ligne de refoulement devient absolument certain.

Revenons à la deuxième bande calcaire résultant du dédoublement du Lias au col du Cheval de Bois. Cette bande s'oriente *grosso modo* au Sud, formant ainsi un angle de 45° environ avec celle qui est refoulée sur le Nummulitique. L'intervalle séparant ces deux bandes se remplit bientôt de marnes noires, schisteuses, du Jurassique. Ainsi s'amorce, au Nord, le large synclinal du col de Meollion.

Dans la région que nous venons d'envisager, le Lias du flanc oriental de ce synclinal reste le plus souvent au contact du granite. Il en est cependant parfois séparé par de minces placages de spilites. Le contact se fait suivant une surface plongeant vers l'Est avec un pendage voisin de 50° à 60° , de sorte que le granite recouvre le sédimentaire. Le synclinal, ici, est évidemment couché vers le Nord-Ouest.

Bien avant d'atteindre le fond du cirque de la Haute Sagne, vers 2350 mètres d'altitude, cette partie septentrionale du synclinal de Meollion disparaît sous les moraines et les éboulis. Mais nous retrouverons le prolongement de son flanc Est de l'autre côté du cirque, sous le sommet de Prelles, avec des caractères comparables à ceux que nous venons de décrire.



Il nous faut maintenant tenter une interprétation rationnelle de la structure de la Rouite.

Négligeons tout d'abord la petite écaille de la Rouite décrite au début de ce chapitre, et sur laquelle nous reviendrons en temps voulu. Il nous reste à interpréter l'allure de l'écaille principale, née dans le vallon de La Pierre au Nord des Goudemards et que nous avons vue se prolonger au col du Cheval de Bois.

Dans la partie Nord-Est de la Rouite, c'est le cristallin lui-même qui est refoulé sur le synclinal Rouite-Goudemards. A partir du col, il ne constitue plus que le bord oriental d'un synclinal nouveau, le synclinal de Meollion. C'est alors le bord occidental, sédimentaire, de ce synclinal qui devient chevauchant. Mais dès lors, le refoulement devient de plus en plus net et de plus en plus important à mesure qu'on approche de la montagne de Cédera.

Le souvenir du large synclinal complexe des Têtes de Sainte-Marguerite, décrit plus haut, va je pense nous donner l'explication du fait.

Comme dans ce synclinal complexe, nous avons ici une véritable écaille cristalline refoulée vers le Nord-Ouest, importante par son épaisseur, et qui dans son avancée a pu travailler comme un racloir. Dans sa partie Nord, près de son enracinement latéral dans le massif, cette écaille n'a que peu avancé sur une couverture sédimentaire réduite. Elle se contente de la chevaucher. A mesure que nous l'examinons plus au Sud, la puissance de la couverture augmente considérablement (nous parvenons à des zones de plus en plus externes du massif), d'autre part l'amplitude du mouvement s'accroît.

Dès lors, raclant la couverture sédimentaire, l'écaïlle va la relever au Sud-Est et la ployer en synclinal, puis la décoller en bloc du substratum, pour la refouler par-dessus le Nummulitique autochtone.

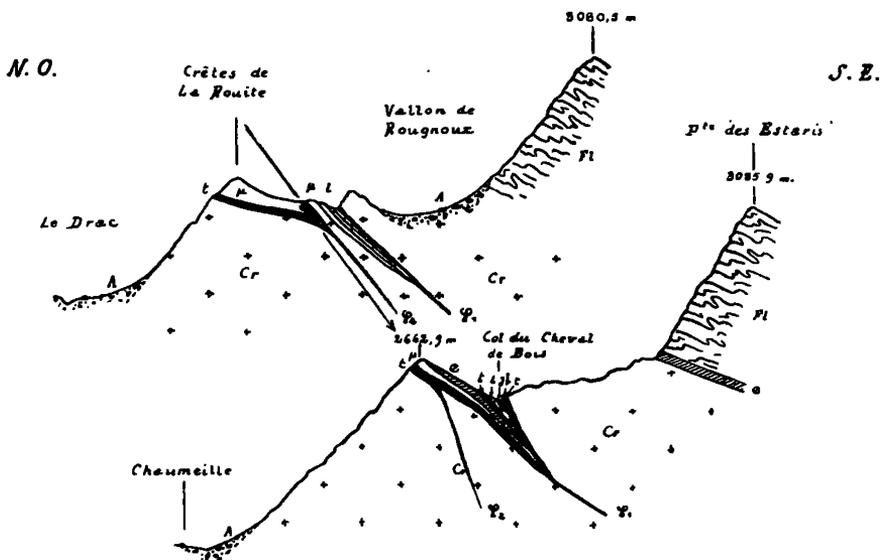


Fig. 46. — Deux coupes à travers la Rouite, du Drac aux crêtes du Martinet.
 Cr. : Cristallin; t. : Dolomies; μ : Spilites; l. : Lias; J. : Jurassique;
 e. : Calcaire nummulitique; Fl. : Flysch; φ_1 , φ_2 : Plans de chevauchement.

Le changement d'orientation de la ligne de refoulement, à peu près Nord-Sud aux Goudemards, franchement Nord-Est - Sud-Ouest entre le col du Cheval de Bois et le vallon de Prelles, pourrait résulter de l'augmentation vers le Sud de l'amplitude du refoulement. Il permettrait alors une évaluation approchée de cette amplitude, qui semble raisonnablement pouvoir être chiffrée à 1,5 ou 2 kilomètres. Il est intéressant de constater que ces chiffres vont être amplement confirmés par les observations que nous ferons bientôt à Meollion et Cédera.

Un pareil raclage, et d'une telle amplitude, a pu exercer à son avant des efforts cisaillants et ainsi détacher des esquilles cristallines à son front. Ces dernières, en raison de leur rigidité, auront percé la couverture de bas en haut avant de se superposer à elle. Telle est probablement l'origine de la petite écaïlle de la Rouite. Le fait que cette écaïlle soit plus nettement chevauchante au Nord qu'au Sud, peut résulter simplement de cette constatation qu'au

Nord l'impulsion a été donnée directement par l'écaille cristalline du col du Cheval de Bois, alors qu'au Sud cette impulsion a été transmise et atténuée par les masses sédimentaires du synclinal de Meollion.

Les coupes de la fig. 46 traduisent ces interprétations de la montagne de la Rouite.

**

Le col de Meollion va offrir à notre observation de larges affleurements qui, sur son versant Nord, descendent, nous l'avons vu, jusqu'au vallon de Pnelles vers l'Ouest. A l'Est, sous le sommet de Pnelles, on ne commence à les atteindre que vers 2400 mètres d'altitude.

Le versant Sud du col, ainsi que ses crêtes depuis la Pointe des Pisses jusqu'à la montagne de Cédera, nous montrera des phénomènes dont nous avons eu déjà des exemples, mais qui prennent ici une ampleur et une évidence remarquable. L'expression de ces faits extraordinaires, dûment observés et vérifiés, nécessitera un langage qui, je le crains, risque de passer pour bien révolutionnaire.

Les premiers affleurements de Lias, prolongeant de l'autre côté de la Haute Sagne la bande calcaire orientale du col du Cheval de Bois, se rencontrent au pied et immédiatement au Nord-Ouest du sommet de Pnelles. Le calcaire, très contourné et plissotté, forme là un abrupt rocheux, contre lequel s'appuient à l'Ouest les marnes noires jurassiques.

Cet abrupt n'est pas entièrement calcaire. La partie haute des rochers, au Sud, est formée de granite en continuité avec le souassement du Nummulitique. A l'extrémité Nord-Est de l'affleurement on constate aussi la présence d'un peu de granite, séparé de la masse principale de cette roche par une large surface couverte d'éboulis.

Ce dernier pointement cristallin tire son intérêt du fait que ses rapports avec le Lias sont clairement observables. Le contact se produit suivant une surface oblique, plongeant à 45° environ vers l'Est. Le long de cette surface le granite surmonte le Lias.

Poursuivant nos explorations vers le Sud-Ouest, nous trouverons une coupe intéressante au niveau de la barre rocheuse qui a déterminé la formation du plan alluvial coté 2601 m., au Nord du col et de la Pointe des Pisses.

Au droit du minuscule lac temporaire indiqué sur la carte au 20.000°, j'ai constaté que le Lias était dédoublé. Une barre aval,

peu marquée, forme un léger relief que le torrent du col des Pisses traverse en une gorge où les observations sont faciles. Le pendage des calcaires y est d'environ 60° vers le Sud-Est.

En remontant le torrent on rencontre une surface en pente douce, couverte d'éboulis, mais où le fond du torrent révèle la présence des schistes noirs. On arrive alors à un deuxième affleurement calcaire, liasique, qui plonge au Sud-Est sous une barre de granite.

La présence de débris de spilite dans les éboulis au-dessous de ce dernier affleurement m'avait fait penser que le Trias devait s'intercaler ici entre Lias et Cristallin. Il n'en est rien. Nulle part la ligne de contact ne m'a montré ni spilite ni dolomie. Par contre l'escalade de la barre granitique m'a permis de curieuses constatations.

A deux niveaux différents, distants de six à huit mètres, j'ai rencontré des bandes de spilites intercalées dans le granite. L'une de ces bandes, la plus basse, séparée du Lias par quelques mètres de granite, comporte des dolomies en plus des spilites. Il ne s'agit donc pas de roches effusives injectées dans des fissures du cristallin, mais bien d'affleurements triasiques chevauchés par le cristallin.

Nous avons ici un système de micro-écaïlle où, sur une centaine de mètres du Nord-Est au Sud-Ouest, de minces esquilles cristallines sont venues glisser les unes sur les autres comme auraient pu le faire des cartes à jouer. Il n'est pas douteux qu'un tel écaillage répété un grand nombre de fois dans un terrain exclusivement cristallin, où les plans de glissement ne seraient pas soulignés par des roches sédimentaires, aboutirait à une déformation d'aspect plastique de la masse cristalline. C'est exactement là ce qu'envisage J. VERNET quand il parle de tectonique cassante à petite échelle et souple à grande échelle.

Si nous examinons maintenant les relations des deux bandes liasiques entre elles, nous constaterons qu'elles se confondent au Nord-Est dans le premier affleurement dont j'ai parlé. Par contre vers le Sud-Ouest elles se séparent de plus en plus, de sorte que sur les arêtes du col de Meollion, entre 2600 et 2650 mètres d'altitude, la largeur de l'affleurement jurassique qui les sépare dépasse 60 mètres.

Nous assistons évidemment là à un dédoublement du synclinal de Meollion. Cependant, passé le col, les affleurements liasiques s'amincissent peu à peu et disparaissent, sans qu'à aucun moment ils se soient rapprochés, indiquant ainsi la possibilité d'une charnière (fig. 47).

Ce synclinal dont le fond, la charnière, se brise et s'ouvre ainsi au milieu des marnes jurassiques est tout à fait singulier. Il est à présumer d'ailleurs qu'il ne s'agit là que d'un repli plus ou moins dysharmonique dans les marnes, et que ces marnes schisteuses ont dû, elles aussi, donner naissance à un foisonnement de petits plis à peu près indéchiffrables.

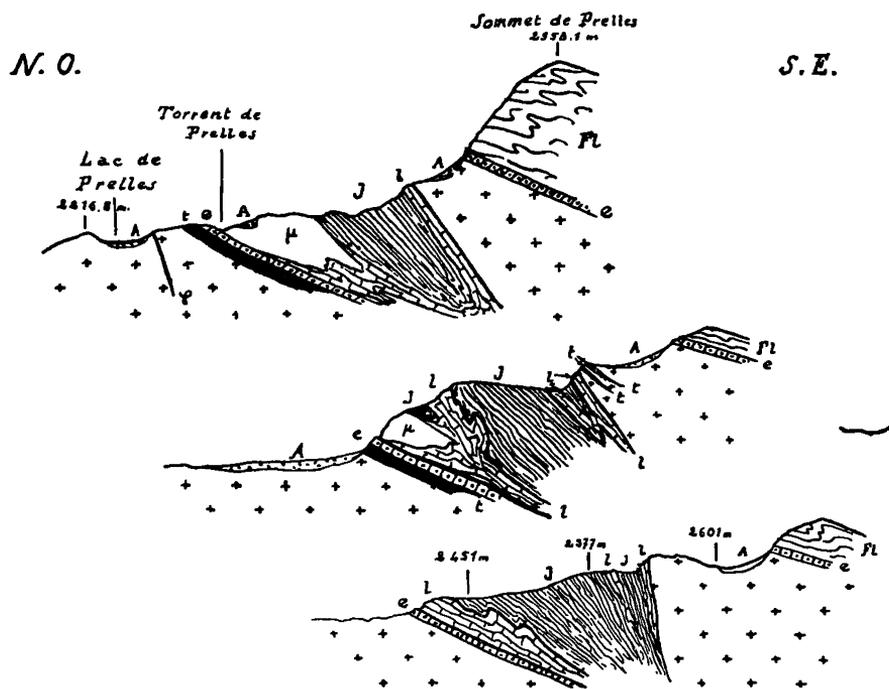


Fig. 47. — Evolution du synclinal de Meullion entre le vallon de la Haute Sagne et le col de Meullion (point 2451).
 t. : Dolomie; μ : Spilites; l. : Calcaire liasique; J. : Schistes jurassiques;
 e. : Calcaire nummulitique; Fl. : Flysch.

De fait, les crêtes et les versants Nord-Est du col de Meullion montrent, au-dessus des schistes noirs, des schistes jaunes rous-sâtres qui, de loin, rappellent un peu les teintes du Trias. Dans ces schistes sont intercalés des bancs calcaires de même teinte, sillonnés de filonnets de calcite. Or, sans qu'on puisse en démêler avec précision les dispositions, il m'a semblé que schistes et calcaires alternaient comme pourraient le faire les diverses assises dans une région à structure imbriquée : d'étroits affleurements

calcaires s'intercalent assez régulièrement entre de larges bandes schisteuses.

Que représentent ces schistes et calcaires jaunâtres ? Ils n'existent pas sur le versant Sud du col, et sont stratigraphiquement plus élevés que les marnes schisteuses noires. S'agit-il de la première apparition d'une tendance du Jurassique supérieur à passer à des faciès tithoniques ? S'agit-il déjà du Crétacé ? En l'absence totale de fossiles, il est impossible de s'arrêter à aucune de ces suggestions.

**

Lorsque du hameau de Meollion on remonte au Nord, vers le col, la structure apparaît, semble-t-il, des plus simples.

Un large synclinal à cœur jurassique est limité à l'Ouest par un rebord liasique, tandis qu'à l'Est, Lias et Trias s'appuient contre le cristallin. Ce contact, vertical à l'aplomb de la Pointe des Pisses, a été interprété par J. GOGUEL comme une faille.

En fait, un examen plus approfondi ne tarde pas à révéler d'intéressantes particularités.

Entre Meollion et le Puy de Meollion s'alignent, sur la rive droite du torrent, plusieurs affleurements de calcaire nummulitique. Ces affleurements, connus depuis longtemps et correctement indiqués sur la feuille Gap au 80.000^e, n'ont fait jusqu'ici l'objet d'aucun commentaire.

Ce sont des calcaires de type banal dans cet étage, mais nullement conglomératiques. Ils diffèrent ainsi notablement des calcaires du même âge que l'on rencontre à la base des grès du Champsaur, dans la dépression qui monte au lac de Cédera. Ces derniers, comme ceux dont j'ai déjà parlé à la pyramide 2698,2 m. de la montagne de Cédera, comme aussi ceux du sommet de la Rouite, sont criblés de cailloux dont la grosseur moyenne est celle d'une noisette.

Le contraste entre les deux sortes de roches du même niveau est d'autant plus frappant que la distance qui sépare les deux faciès, immédiatement au pied du Puy de Meollion, ne dépasse pas 300 mètres. Il est étonnant que ces deux faciès, dont chacun reste peu variable sur plusieurs kilomètres, puissent appartenir à une même unité tectonique et subir en 300 mètres, là où précisément ils sont cachés sous des moraines et éboulis, un changement complet.

L'idée de deux unités différentes se fait jour.

Or les calcaires bréchiques du lac de Cédera forment de façon certaine la base des grès du Champsaur. Au contraire les calcaires

de la rive droite du torrent ne passent pas d'une façon évidente sous ces grès. Il semble même à peu près certain en quelques points que les grès sont sous-jacents au calcaire. D'autre part j'ai pu, grâce à l'érosion produite par un des petits torrents descendant des pentes du Puy de Meollion, pénétrer sous la base d'un des affleurements calcaires. Je l'ai trouvé, sur quelques mètres d'épaisseur, broyé, plissé, et mélangé en désordre avec des éléments d'âge différent parmi lesquels des débris de calcaires à Bélemnites.

Les calcaires nummulitiques du Torrent de Meollion sont donc charriés sur les grès du Champsaur.

Comment expliquer alors que ces calcaires, au bord occidental du synclinal, soient surmontés par les marnes jurassiques ? Une seule solution s'offre à nous : j'ai dit plus haut que ce synclinal était dans son ensemble refoulé sur la montagne de Cédera. Cette conception, qui rejoint une opinion déjà formulée par J. GOGUEL, me conduit à voir dans les calcaires nummulitiques charriés de simples lambeaux de poussée.

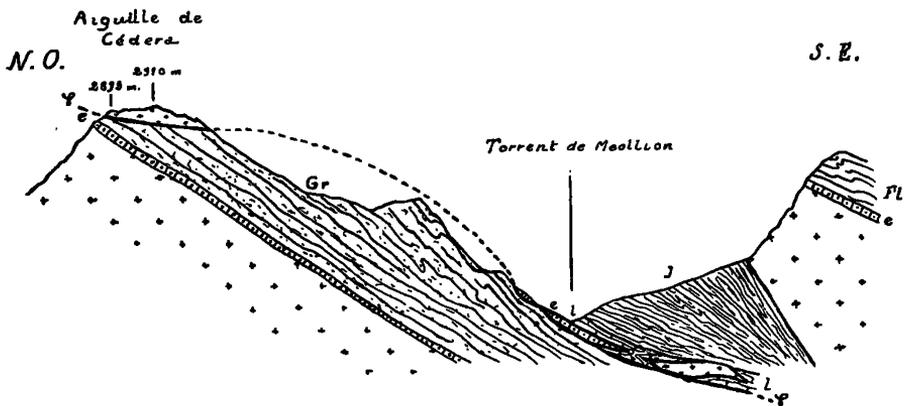


Fig. 48. — L'Aiguille de Cédera et ses rapports avec le synclinal de Meollion.
 l. : Lias; J. : Jurassique; e. : Calcaire nummulitique; Fl. : Flysch;
 Gr. : Grès du Champsaur.

Ces lambeaux, arrachés au Nummulitique autochtone à plusieurs kilomètres à l'Est des brèches calcaires de Cédera, c'est-à-dire dans une région bien moins littorale, ont *ipso facto* un faciès différent. Il est remarquable que leur ressemblance soit très grande avec les calcaires de la cabane de Palluel, au Sud-Ouest de Dourmillouse, région qui se situe précisément en direction de l'origine du refoulement.

L'existence de ces lambeaux de poussée nummulitique laisse supposer que le substratum cristallin ait pu subir parfois le même sort. Or on sait que l'aiguille de Cédera a son sommet constitué par un affleurement cristallin pointant de façon singulière au milieu des grès. Ce pouvait être un pointement en place, émergeant de sa couverture, ce pouvait être également le résultat d'un jeu de failles. Enfin, troisième hypothèse, le cristallin pouvait être exotique et flotter sur les grès.

Une visite à cette aiguille m'a montré que, du Sud-Est au Nord-Ouest, le contact grès-cristallin se fait suivant une ligne presque horizontale, légèrement remontante vers l'Ouest. Du Nord-Est au Sud-Ouest, ce contact a lieu au niveau d'une petite brèche, nettement marquée entre le point 2754 à l'Est et le sommet 2910 de l'aiguille. Ce contact perpendiculaire au premier est très légèrement plongeant vers le Sud. Enfin les couches de grès butent contre le cristallin qui les tranche nettement.

Cette dernière observation rend impossible l'idée d'un pointement cristallin dégagé des grès par l'érosion.

Les autres constatations ne s'accordent pas du tout avec l'hypothèse d'un jeu de failles. Par contre elles cadrent admirablement avec celle d'un lambeau de poussée cristallin. Nous admettons donc la validité de cette dernière explication.

La situation de ces divers lambeaux de poussée conduit à évaluer environ à trois kilomètres l'amplitude du refoulement au niveau de l'aiguille de Cédera. Si l'on se rappelle que l'amplitude du chevauchement était, à la Rouite, de 1,5 à 2 kilomètres, et qu'elle s'annulait au Nord des Goudemards, on constate que cette amplitude augmente, vers le Sud-Ouest, d'une façon à peu près proportionnelle à la distance du point d'enracinement latéral, sous les crêtes de Verdonne.

Extrapolant ces résultats en tenant compte de l'hypothèse, admise depuis longtemps, d'un prolongement du mésozoïque de Meollion par les écailles de Soleil Bœuf, on arriverait pour ces dernières à un charriage de cinq à six kilomètres. Or il semble bien que ce soit là l'ordre de grandeur de la longueur du chevauchement de Soleil Bœuf. Il y a là, dans une certaine mesure, une confirmation de l'existence d'une unité tectonique Meollion Soleil-Bœuf, qui d'ailleurs saute aux yeux quand on examine la région du haut de ce point central qu'est la montagne de Cédera.

Poursuivons notre observation du flanc occidental du synclinal. Les pentes montant du Sud à la Pyramide 2698,2 m. montrent admirablement le contact du Lias, fortement plissé, sur le cristallin en bas, puis plus haut sur les calcaires nummulitiques.

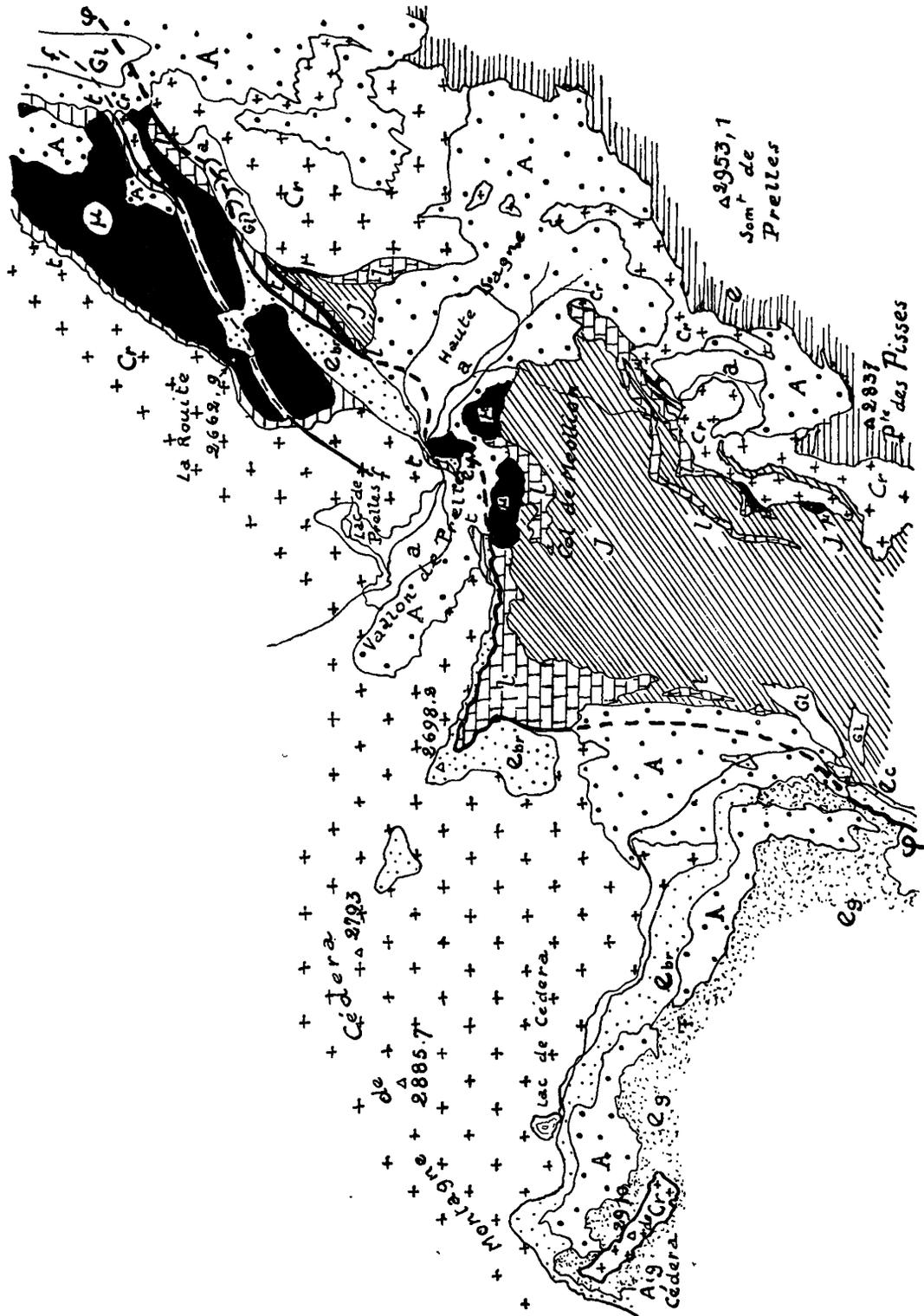


Fig. 49. — Carte géologique de la région du col de Meillon.

a. : Alluvions modernes; A. : Eboulis; Gl. : Alluvions glaciaires; e. : Nummulitique de la bordure du massif cristallin; eg. : « Grès du Champsaur » de la Montagne de Cédéra; e_{br} : Calcaires bréchiques de la base du Priabonien; ec. : Priabonien calcaire en lambeaux de poussée; J. : Marnes noires jurassiques; l. : Lias; t. : Trias; Cr. : Cristallin; + : Spillites; ∅ : Intercalation calcaire à Orthoconglomérats dans les grès du Champsaur; ∅ : Refoulement de la Route; ∅ : Refoulement du synclinal de Meillon.

Nous retrouvons donc ici avec une parfaite netteté la ligne de refoulement que nous avons suivie, sur l'autre versant, depuis le vallon de Prelles et la Rouite.

Mais un examen attentif (fig. 50) va nous montrer que le Lias, vers le bas, se lamine progressivement et se termine par un bord mince, un peu redressé. Sous ce Lias, les schistes noirs superposés s'insinuent et deviennent sous-jacents sur plusieurs centaines de

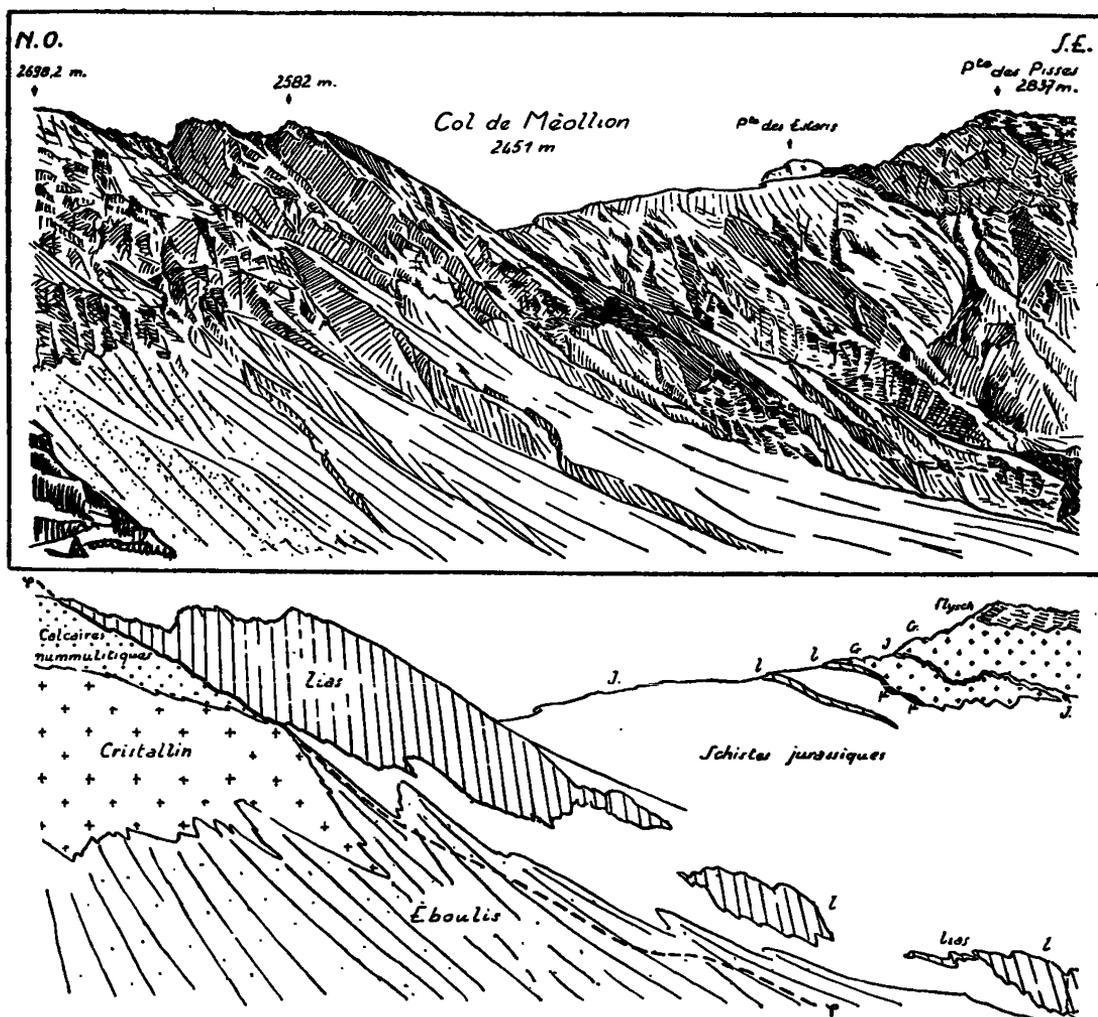


Fig. 50. — Le synclinal de Meollion, vu des pentes Nord de l'Aiguille de Cédéra.

mètres. Ce coin de marnes schisteuses se termine en biseau entre Lias et cristallin vers le haut, mais reste largement coalescent en bas avec la masse des schistes supérieurs au Lias.

Ce n'est pas tout, un peu plus au Sud, plus bas par conséquent, deux affleurements liasiques s'égrènent en chapelets dans le prolongement du gros affleurement d'amont. Chose remarquable, ces deux affleurements sont complètement enveloppés et flottent dans la masse des schistes.

Ainsi donc, au cours du refoulement de ce synclinal mésozoïque vers le Nord-Est, le Jurassique, hautement plastique, a été forcé sous le Lias et dans le Lias. Il l'a soulevé et tronçonné. Il ne s'agit pas là d'un bourrage de sédiments dans un espace libre préexistant, car cet espace libre, en admettant qu'il eût pu exister au fond d'un synclinal en cours de compression, aurait dû se trouver sous le Lias. On comprendrait alors un bourrage de Trias, mais non pas de Jurassique.

Ainsi donc, la seule expression adéquate à la description du phénomène, me paraît être ici celle d'injection : injection suivant des surfaces de moindre résistance, diaclases ou plans de chevauchement, aboutissant à une séparation de plus en plus large des masses situées de part et d'autre de ces surfaces.

J'ai déjà eu l'occasion, à propos des accidents de la côte du Vachieux, et de celui du ravin de la Saume, d'employer le mot injection. Il ne représentait alors qu'une interprétation encore assez légèrement étayée. Ici, par contre, les faits observés ne me paraissent pas pouvoir être décrits avec un autre mot, si l'on veut faire naître des images mentales conformes à la réalité. Nous allons d'ailleurs en voir bientôt d'autres exemples.

Examinons maintenant le flanc oriental du synclinal. Il est limité, selon J. GOGUEL, par une faille verticale qui fait buter les marnes jurassiques contre le cristallin. Je suis moi aussi d'avis que ce contact est tectonique. Cependant mon interprétation diffère assez sérieusement de celle de ce chercheur.

Il est certain que l'apparence de contact vertical est frappante, et la première idée qui vienne à l'esprit, quand on voit ce contact sur l'arête du col de Meollion à la Pointe des Pisses, est celle d'une faille. Nous verrons bientôt cependant des observations défavorables à cette interprétation. D'autre part c'est dans le vallon de Prelles, ou plus exactement de la Haute-Sagne, que J. GOGUEL a pu toucher cette faille. J'ai déjà décrit cette région.

Le point situé au fond du vallon où le contact peut être touché est évidemment l'extrémité Nord-Est de l'affleurement que j'ai dé-

crit dans les contreforts du sommet de Prelles. Or j'ai noté là un contact, non pas des marnes jurassiques mais des calcaires liasiques et du cristallin, et ce contact se fait suivant une surface inclinée vers l'Est d'environ 45°.

Plus à l'Ouest, le contact se redresse et atteint 60° à l'endroit où j'ai signalé un écaillage à l'échelle du mètre, avec intercalations de Trias dans le cristallin. Dans ces conditions, je considère comme évidente l'origine tectonique du contact, mais il me semble impossible d'y voir une faille verticale. Rappelons que j'y vois le front d'une écaille cristalline, raclant et retroussant le mésozoïque au cours de son avancée.

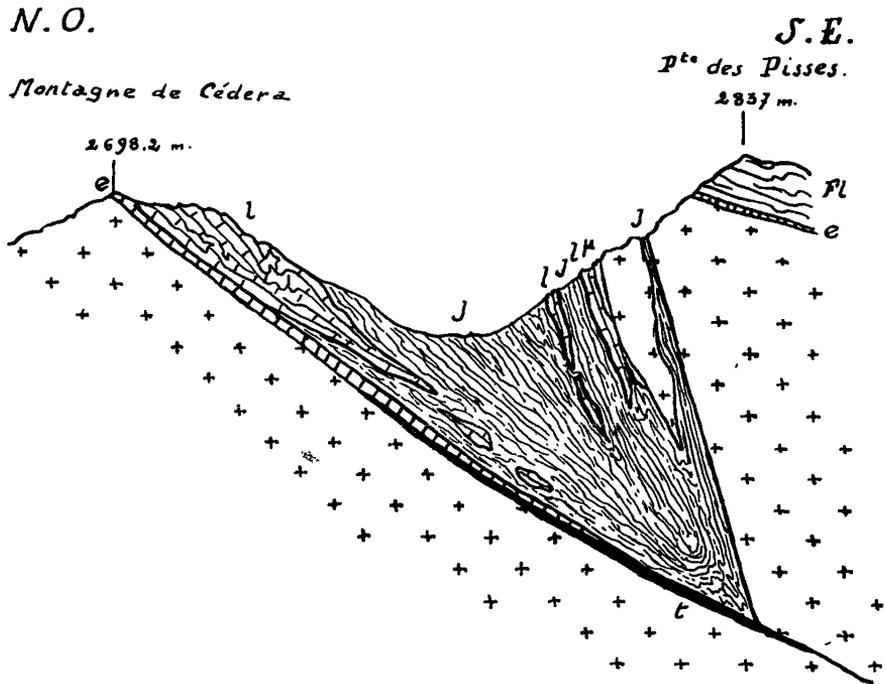


Fig. 51. — Synclinal de Meollion.
De la Pointe des Pisses aux crêtes septentrionales de la Montagne de Cédera.

Sur l'arête col de Meollion - Pointe des Pisses, le contact devient effectivement vertical. Là encore, comme nous l'avons vu, c'est l'affleurement oriental d'un synclinal secondaire liasique qui s'appuie au cristallin et, par places, par l'intermédiaire de spilites. Mais si nous poursuivons notre ascension de l'arête, après avoir

traversé une centaine de mètres de granite, nous arrivons à une petite brèche où affleurent les schistes jurassiques.

L'affleurement n'a que quelques mètres de puissance. Les schistes s'appuient à de nouvelles masses cristallines qui, elles, montent jusqu'à la base du Nummulitique. Mais ici le contact plonge vers le Sud-Est sous un angle de 60 à 70°, et c'est là la véritable limite du synclinal.

La faille postulée par GOGUEL disparaît au-dessus de Meollion en un point « difficilement accessible mais bien visible à distance ». Cette restriction nous porte à penser que l'observation, en ce point, d'une transgression du Nummulitique sur la faille, a été faite de loin. Acceptons cependant comme certaine l'apparence de transgression, c'est-à-dire le passage continu du Nummulitique d'un substratum cristallin à un substratum mésozoïque. S'il s'agit réellement d'une faille, le fait que le Nummulitique la recouvre sans en être affecté, implique l'antériorité de l'accident au dépôt du terrain. Je fais toutes réserves, bien entendu, pour les cas extrêmement rares où, comme nous l'avons vu à l'écaille de la Rouite, cet argument négatif perdrait sa valeur.

Mais s'il ne s'agit pas d'une faille ? Si, comme je le suppose, nous observons ici le front d'une écaille ? Des exemples nombreux, notamment dans le massif de Seguret-Foran, nous ont montré que le front des écailles pouvait être recouvert, encapuchonné et même précédé (klippe du Dôme de Monétier) par sa couverture, car elle fait partie de l'écaille, elle est charriée avec elle.

Dès lors rien n'empêche cette couverture d'être venue se superposer, en transgression apparente puisqu'il s'agit ici d'une couverture nummulitique, sur les terrains plus anciens chevauchés par l'écaille. Certes une déformation peut se produire dans les assises nummulitiques au bord de l'accident cristallin, mais l'exemple de l'écaille de la Rouite nous a montré combien minime pouvait être cette déformation. De surcroît, la coupe naturelle de l'écaille de la Rouite était à peu près normale au plan de chevauchement; au contraire ici le bord de la vallée donne une coupe extrêmement oblique, où les replis éventuels vont s'étaler sur de longues distances, ce qui rendra impossible leur observation.

Il est d'ailleurs également possible d'admettre une autre éventualité. L'écaille cristalline pouvait avoir localement une couverture mésozoïque surmontée par le Nummulitique transgressif. La présence d'abondants éboulis de spilites au Sud-Ouest de la Pointe des Pisses, à un endroit où le synclinal ne contient pas de ces roches en place, laisse supposer qu'effectivement du mésozoïque est intercalé entre le cristallin et le calcaire nummulitique. Dans ces condi-

tions, ainsi que cherche à l'exprimer la figure 52, le Nummulitique donnera l'impression de transgresser le plan de fracture limitant le cristallin.

Qu'on m'entende bien, je ne prétends pas que les accidents du synclinal de Meollion n'ont pas été amorcés avant le Nummulitique.

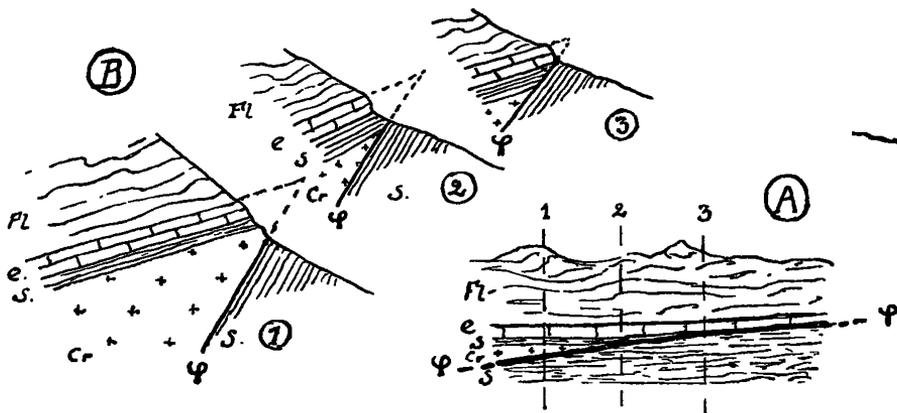


Fig. 52. — Pseudo-transgression nummulitique sur un accident tectonique.
A. : Contacts observables; B. : Coupes; Cr. : Cristallin; S. : Terrains secondaires;
e. : Calcaire nummulitique; Fl. : Flysch; ψ : Dislocation.

Je dis simplement que le seul argument invoqué en faveur d'accidents anténummulitiques ne me paraît pas démonstratif. Dès lors je ne crois pas qu'on ait le droit de s'attarder à décrire ici d'hypothétiques mouvements anténummulitiques.

Que des mouvements alpins précoces se soient produits dans le massif de Soleil-Bœuf est un fait acquis. Mais je rappelle que j'ai signalé à Dormillouse des mouvements de même âge. Or tandis qu'à Soleil-Bœuf il y a eu plissement, à Dormillouse la discordance angulaire, très petite, fait reposer le Tertiaire sur un Mésozoïque redressé avec le cristallin, mais non plissé. Meollion, topographiquement intermédiaire entre ces deux régions, peut avoir présenté l'une ou l'autre forme de mouvement, voire des formes intermédiaires, mais dont la mise en évidence est encore impossible dans l'état actuel de nos connaissances.

Les seuls faits objectivement certains ne permettent d'envisager qu'une tectonique post-nummulitique du synclinal de Meollion, mais dont l'amorce anténummulitique est à peu près certaine, en raison des faits observables de part et d'autre de ce point.

Ainsi que je l'ai déjà dit, il existe une anomalie sur l'arête du

col de Meollion à la Pointe des Pisses. Un premier affleurement cristallin est séparé, vers 2700 mètres d'altitude, par des marnes noires jurassiques, de la grosse masse du cristallin sous-jacent au Priabonien. Est-ce là une nouvelle écaille, surmontée d'un synclinal pincé ?

Vers le Nord, le Jurassique disparaît à quelques mètres au-dessous de l'arête. L'affleurement se rétrécit rapidement et se termine en biseau, tandis que les masses cristallines enveloppantes deviennent coalescentes. Il est important de constater qu'aucune trace de mylonitisation ne se manifeste là dans le prolongement du sédimentaire. Cette observation est peu favorable à l'idée d'un écaillage et de l'existence du synclinal fermé qu'elle comporterait.

Vers le Sud, les schistes jurassiques dessinent dans la paroi granitique une longue vire, bien visible du fond de la vallée de Meollion quand l'éclairage est favorable. Cette vire s'élargit à mesure qu'elle s'abaisse, de telle sorte qu'à son extrémité inférieure, méridionale, la puissance des schistes y dépasse 30 mètres. Or à cette extrémité, à 2430 mètres d'altitude, la bande de granite qui sépare ce Jurassique de la grande masse marno-schisteuse du synclinal principal se termine en biseau et disparaît.

De même que les flancs granitiques de ce filon sédimentaire se réunissaient vers 2700 mètres, pour le limiter par fermeture à sa partie supérieure, de même les schistes jurassiques encadrant la bande orientale de granite se soudent, 270 mètres plus bas, où ils détachent complètement, à sa partie inférieure, cette bande cristalline de la masse à laquelle elle était originellement incorporée.

Le sédimentaire a pénétré de bas en haut, comme un coin, dans le cristallin dont il a détaché incomplètement une esquille. Cette pénétration s'est-elle produite dans une fissure béante ? On peut affirmer que non : les efforts orogéniques qui se sont produits ici, et dont la violence n'est pas douteuse, sont précisément orientés de façon à comprimer et fermer une telle fissure. Nous voici conduits, une fois encore, à parler d'une injection, probablement dans un réseau de diaclases, d'une masse plastique : les schistes jurassiques.

L'écaille cristalline de Meollion, que nous avons vue naître aux Goudemards et s'intensifier entre la Rouite et la Pointe des Estaris, subit ici une réaction de la part du matériel souple qu'elle comprime. Cette réaction a pour effet d'en détacher une esquille, comme la pression du Nummulitique s'écoulant sur la côte du Vachieux a détaché des esquilles du cristallin sous-jacent. La direction des effets, ici obliques, là verticaux, a changé; le mécanisme en est

resté le même. Nous verrons bientôt qu'il n'est pas indifférent d'avoir constaté la possibilité d'orientations diverses des effets produits.

Notons enfin qu'à quelques kilomètres vers l'Orient, c'est cette écaille de Meollion qui apparaît au jour dans la célèbre fenêtre de Dormillouse, formant le substratum dit autochtone du Flysch. Cette notion d'autochtonie est, on le voit, assez relative.

L'étude du prolongement du synclinal de Meollion vers le Sud m'amènerait aux écailles de Soleil-Bœuf. Je sortirais ainsi du sujet que j'ai entendu traiter. Aussi vais-je arrêter ici la description des faits, dont je tâcherai de donner une synthèse dans les chapitres suivants.

STRUCTURE D'ENSEMBLE DE LA REGION ETUDIEE

J'ai déjà précisé que le massif du Pelvoux, en donnant à ce nom la signification la plus couramment admise : ensemble de hautes montagnes comprises entre Romanche supérieure et haut Drac, pouvait, du point de vue tectonique, être subdivisé en deux régions. Autour d'une longue dorsale allant de la Meije au Sirac, un bloc montagneux centré en gros sur La Bérarde, avec ses annexes du Valjouffrey et du Valgaudemar. A l'Est et au Sud, les contreforts orientaux qui font plus spécialement l'objet de ce travail.

Le bloc occidental nous a montré, au voisinage de la dorsale Meije-Sirac, une prédominance des accidents verticaux ou subverticaux d'orientation Nord-Sud. Il est bien connu d'autre part que cette partie du massif comprend de larges synclinaux, d'aspect tout à fait banal, dont le type est le synclinal de Venosc.

La région orientale, par contre, montre une structure en écailles superposées suivant des plans de chevauchement très obliques, de pendage généralement inférieur à 40 ou 45°. Les terrains sédimentaires n'y existent souvent qu'à l'état de lames très minces, pincées entre les écailles cristallines. Le plus généralement ces synclinaux n'ont qu'un qu'un flanc : là couverture en position stratigraphique normale de l'écaille inférieure. Souvent ils prennent le caractère de synclinaux fermés. Seules les extrémités Nord et Sud de cette région nous montrent des synclinaux complets. Ce sont alors des faisceaux synclinaux (vallée d'Arsine, Meollion).

En somme on peut caractériser sommairement ces deux régions sous la forme suivante : à l'Occident une architecture massive, subverticale, légèrement déversée à l'Ouest; à l'Orient une structure en écailles très obliques, poussées en moyenne vers l'Ouest. Le

synclinal des Bans, qui appartient à la première région, marque sensiblement la limite des deux tectoniques dans la partie méridionale du massif.

Laissant de côté la partie occidentale du Pelvoux, nous allons maintenant essayer de raccorder les écailles des divers groupes montagneux, afin de dégager les unités tectoniques successives qui constituent notre région.



Parmi toutes les écailles que j'ai décrites dans les pages précédentes, il en est qui sont évidemment limitées à un groupe montagneux. Il n'y a pas lieu pour elles de rechercher des prolongements. Telle est par exemple l'Ecaille de l'Yret qui, de toute évidence, ne sort pas du groupe des « Montagnes entre Briançon et Vallouise ». L'écaille la plus externe de la Meije, en face du pied du col, est elle aussi dans ce cas.

La deuxième écaille de la Meije n'a pas non plus de prolongement évident. Cependant des cassures existant dans le contrefort oriental de la pointe Nerot s'alignent dans le plan des affleurements mésozoïques du torrent de l'Homme. Elles s'orientent, au Sud, en direction du pont de Valfourche, mais je n'ai pu trouver de fractures comparables, susceptibles de représenter leur prolongement, sur le versant occidental des pics de Chamoissière. L'idée que cette écaille inférieure de la Meije irait se relier à l'écaille du Dragon, sur l'autre versant de Chamoissière, ne peut guère être retenue. Le passage de l'accident serait facile à observer au contact cristallin sédimentaire de la bosse de Chamoissière. Or rien de semblable n'y est visible.

Je pense donc que l'accident du synclinal du torrent de l'Homme, s'il franchit les crêtes de la pointe Nerot, doit s'atténuer rapidement, de sorte que l'écaille qu'il délimite s'enracine latéralement dans les pentes dominant au Nord le plan de Valfourche.

Quant à la minuscule écaille du Dragon, il semble bien qu'elle ne représente qu'une étroite écharde, strictement localisée.

Les écailles que nous allons suivre maintenant présentent une tout autre extension.

Ecaille de la Croix de Cibouit.

J'ai admis, après M. GIGNOUX, que cette écaille allait se poursuivre par les affleurements cristallins de la Madeleine et la lame de granite de Côte Pleine, sous le Flysch des Aiguilles d'Arves. Nous avons vu d'autre part que les affleurements cristallins de

l'Yret de Chambran, du Peyron des Claux, le soubassement cristallin du Flysch de la Blanche et au delà d'Entraygues tout le fond du vallon de la Selle, ainsi que la partie occidentale des crêtes de Malamort, appartenaient à cette écaïlle. Aucun problème de continuité ne se pose dans cette région, qui ne soit résolu déjà de façon à peu près certaine.

Il semble bien qu'à partir de la brèche de l'Amirée Bruyère, le synclinal délimitant cette écaïlle se prolonge par la vallée du torrent de la Saume, constituant méridional du torrent de la Selle. Ce synclinal aboutirait ainsi au col des Bouchiers.

Si, comme il est assez vraisemblable, le synclinal du col des Bouchiers est limité à l'Est, dans ses parties basses, par une lame de terrains cristallins, c'est lui qui doit représenter le prolongement du synclinal de l'Amirée Bruyère. La lame cristalline dont j'ai supposé l'existence représenterait alors le dernier lambeau de l'écaïlle de Cibouit, se perdant sous le Nummulitique du Pic de la Cavale.

Si, par contre, le Trias du col des Bouchiers n'est pas séparé du Nummulitique par une lame cristalline, le prolongement du synclinal de l'Amirée Bruyère atteindrait alors la base du Nummulitique en aval et à l'Est de Champ Rond, sous les éboulis. Il est en effet impossible de déceler un accident synclinal, même simplement représenté par une cicatrice accompagnée de mylonite, dans les contreforts orientaux du Trieou de la Boucheyère.

Dans un cas comme dans l'autre, l'écaïlle de Cibouit disparaît ici, le synclinal qui la limite sortant du massif cristallin.

Il faut remarquer que dans le Nord le chevauchement de cette écaïlle, à la base du Flysch des Aiguilles d'Arves, a une grande amplitude, au point de prendre presque figure de nappe. Cette amplitude a déjà beaucoup diminué au niveau du synclinal d'Ailefroide. Ici, près du col des Bouchiers, le chevauchement est extrêmement réduit et bien difficile à mettre en évidence. Il y a donc véritablement un enracinement latéral.

Dans la région comprise entre la Croix de Cibouit et le Lautaret, P. BELLAIR a créé un problème relatif au prolongement de l'écaïlle de la Croix de Cibouit. Pour lui en effet, le massif du Combeynot tout entier, et non pas seulement la lame de la Madeleine, constitue ce prolongement.

Réduits à leur substance, ses arguments sont les suivants : En premier lieu il considère que le synclinal complexe des Têtes de Sainte-Marguerite fait suite au synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène. Il s'en suit que la partie orientale des Têtes de Sainte-Mar-

guerite appartient à l'unité cristalline qui limite ce synclinal à l'Est, c'est-à-dire au Combeynot. D'autre part il lui a « bien paru » que la « lame de granite Croix de Cibouit-Sagnères » rejoignait le cristallin (ici du gneiss granitoïde) sur la rive gauche du torrent des Près les Fonts.

S'il en était bien ainsi, cette lame de granite ferait effectivement désormais partie intégrante du cristallin du Combeynot. Ce dernier massif prolongerait donc réellement notre écaïlle de la Croix de Cibouit.

Je discuterai ultérieurement de la possibilité de faire passer le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène par le synclinal complexe des Têtes de Sainte-Marguerite. Je me borne à constater ici que sur les crêtes dominant au Nord-Est la cabane de berger du cirque de Près les Fonts la lame de granite repose sur des couches mésozoïques qui sont en continuité avec celles de la tête centrale (2671 I.G.N.) de Sainte-Marguerite. Or ces dernières constituent la couverture de la partie orientale de ce chaînon.

Ce n'est pas tout : quand, de cette crête, on suit la base de la lame de granite jusqu'au point où, broyée et resoudée par des filons de quartz, elle disparaît *sous les éboulis* provenant du ravin creusé, entre les Têtes de Sainte-Marguerite et le Bois des Sagnères, on constate qu'elle repose constamment sur le prolongement de cette même couverture mésozoïque. Le dernier endroit où la lame de granite est encore visible avec certitude est sur la rive gauche du Torrent des Près les Fonts, et à 300 mètres environ au-dessus du point où le chemin descendant aux Sagnères traverse ce torrent. Là cette lame repose sur les schistes noirs du jurassique, et sa base est éloignée de 250 mètres du plus proche affleurement cristallin des Têtes de Sainte-Marguerite.

Plus au Nord, au point le plus élevé du Bois des Sagnères, je rappelle que j'ai retrouvé la couverture secondaire, avec Trias et Lias, plaquée sur le cristallin des dernières pentes orientales des Têtes de Sainte-Marguerite. J'ai signalé là des faits qui m'ont conduit à une hypothèse au moins vraisemblable, sur la localisation du tracé de la lame de granite.

Au total, aucune observation n'est favorable à l'idée d'une jonction entre la lame de granite et le cristallin des Têtes de Sainte-Marguerite, qui n'est d'ailleurs pas du granite, comme le fait remarquer P. BELLAIR. Tout, au contraire, indique que ces deux unités restent séparées par un synclinal. Par contre je suis parfaitement d'accord pour voir dans les Têtes de Sainte-Marguerite le prolongement méridional du Combeynot. Mais dès lors ce massif ne peut plus prolonger la lame de granite de la Croix de Cibouit,

Remarquons d'autre part que la description faite plus haut du Combeynot m'a conduit à la notion d'une terminaison périantici-nale de ce massif sous le col du Lautaret. On conçoit mal dans ces conditions qu'on puisse en faire, comme le voudrait P. BELLAIR, le substratum refoulé vers l'Ouest de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves.

De l'ensemble des observations faites dans cette région, depuis que M. GIGNOUX a émis son hypothèse sur l'extension de l'écaille de la Madeleine vers la lame de granite de la Croix de Cibouit, ainsi que de mes observations personnelles, je crois pouvoir conclure à l'absolue pertinence des idées soutenues par M. GIGNOUX et L. MORET.

Cette unité externe, qui du col des Bouchiers au Lautaret et à Côte Pleine accroît constamment l'ampleur de son chevauchement, présente une analogie curieuse avec l'écaille de Meollion - Soleil-Bœuf. On ne peut pas parler de réelle symétrie, comme le faisait récemment J. GOGUEL, car l'écaille de la Croix de Cibouit est excessivement plus vaste que celle de Meollion. Il est curieux de constater que toutes deux s'enracinent dans la même région des crêtes de Verdonne. Non seulement « l'analogie valait d'être notée », suivant l'expression de J. GOGUEL, mais encore elle mérite une recherche des causes. Nous aurons à y revenir, mais non pas dans le présent chapitre, car l'écaille de Meollion ne pose, du point de vue de son extension, aucun problème qui n'ait déjà été traité lors de sa description.

Ecaille de l'Eychauda.

Nous avons vu que cette écaille, immédiatement sous-jacente à la précédente, était parfaitement définie dans le groupe de Seguret-Foran. Superposée aux terrains secondaires du lac de l'Eychauda et du Dôme du Monétier, elle est formée par les crêtes cristallines des Grangettes au Nord et par le massif de Clouzis au Sud. Ces deux régions cristallines sont d'ailleurs en large continuité par l'intermédiaire du verrou rocheux du lac de l'Eychauda et du soubassement cristallin du Rocher de l'Yret.

J'ai signalé plus au Nord, au confluent du vallon de Montagnole et de celui du Grand Tabuc, un pointement cristallin superposé à des schistes jurassiques et supportant les formations mésozoïques à la base de la Croix de Cibouit (v. fig. 32). Ce pointement est un jalon important : il nous indique que la trace du plan de chevauchement de cette écaille prend désormais, en raison de son intersec-

tion avec les pentes Ouest de Cibouit, une direction Nord. Il nous donne d'autre part une idée précise de la situation du sommet de cette écaille par rapport au mésozoïque de Cibouit et, par suite, de l'épaisseur de ces derniers terrains.

Ces deux sortes de constatations, extrapolées sur une longueur de un kilomètre dans les pentes fort régulières de la rive droite du Grand Tabuc, se recoupent de façon très satisfaisante. Il en résulte que la ligne de refoulement de l'écaille de l'Eychauda, prolongée au Nord, traverse le Grand Tabuc un peu au-dessous de 1900 mètres d'altitude. Ce point, situé à 300 mètres environ au Sud des sources volumineuses qui émergent dans la partie aval du cirque des Près les Fonts, amène donc le chevauchement à l'entrée Sud-Est de ce cirque.

Les petits cols qui accidentent les têtes de Sainte-Marguerite nous ont montré (fig. 24 et coupe fig. 25) la présence d'un système compliqué de synclinaux et d'écailles cristallines. Il est donc normal de penser que l'écaille de l'Eychauda vient se prolonger aux Têtes de Sainte-Marguerite. Nous allons rechercher lequel des affleurements mésozoïques de ces crêtes souligne le plan de chevauchement de cette unité.

Ainsi que je l'ai fait remarquer quand j'ai décrit la structure des Têtes de Sainte-Marguerite, on peut suivre l'évolution du synclinal complexe qu'elles présentent, jusqu'au redoublement triasico-liasique observé par M. GIGNOUX sur la rive gauche du Grand Tabuc. Ce synclinal complexe appartient donc au prolongement du substratum mésozoïque de la Croix de Cibouit.

Nous savons déjà que ce synclinal s'appuie sur un cristallin brusquement rompu et séparé de celui des Pics du Casset par les fractures à contenu sédimentaire que j'ai décrites (fig. 24 et 25) aux brèches cotées 2696 et 2814 m. Cet affleurement cristallin sous-jacent au mésozoïque de base de la Croix de Cibouit, et séparé par une surface de refoulement du cristallin autochtone, a donc la même situation que l'écaille de l'Eychauda par rapport à la lame de granite de la Croix de Cibouit. Son affleurement le moins élevé se trouve à 150 mètres à l'Ouest de la source qui alimente l'alpage de la cabane de berger. Son altitude n'est là que de 2300 mètres et le granite y est surmonté de spilites et de Lias. Nous avons donc ici un nouveau jalon qui par extrapolation nous conduit sensiblement, 400 mètres plus bas, à rencontrer le torrent du Tabuc au point où nous avaient conduits les affleurements de sa rive droite.

L'écaille de l'Eychauda se prolonge donc par l'ensemble des Têtes de Sainte-Marguerite, où elle chevauche à l'Ouest le mésozoïque des brèches 2696 m. et 2814 m. Ces derniers terrains repré-

sentent eux-mêmes, par suite, le prolongement du sédimentaire du lac de l'Eychauda et du plateau supérieur du glacier de Seguret-Foran.

On se rappelle que P. BELLAIR voyait dans le synclinal complexe jusque là, décrit par P. TERMIER, le prolongement du synclinal d'Arsine. Cette idée devait logiquement venir à l'esprit, d'autant que l'aspect vertical du contact cristallin sédimentaire au bord oriental du synclinal a l'allure d'une faille qui aurait fort bien pu s'orienter vers le col d'Arsine.

Cependant, une fois atteint le fond du synclinal sur le versant Nord-Ouest des crêtes, on peut constater que cette cassure cesse d'être verticale. Son pendage Est lui fait recouper le versant suivant une ligne orientée à peu près exactement au Nord, en direction du rocher des Touches. Cette direction semblerait devoir la faire passer à l'Est du massif du Combeynot, mais elle devient déjà indistincte avant d'avoir atteint les éboulis de la vallée du Petit Tabuc. Je pense donc qu'il ne s'agit là que d'une très petite écaille à faible amplitude de refoulement.

Le faisceau de cassures que j'ai décrit à la limite Ouest des Têtes de Sainte-Marguerite est au contraire exactement orienté vers le col d'Arsine. En outre ces cassures restent parfaitement visibles aussi longtemps que les rochers ne disparaissent pas sous les éboulis, vers 2100 m., près de la langue terminale du glacier du Casset. Nul doute que P. BELLAIR n'eût placé là le prolongement du synclinal d'Arsine, si la chance lui avait, comme à moi, permis de les observer.

J'ajoute que la présence de grès triasiques, que j'ai observés près du lac de la Douche, ne laisse guère plus d'un kilomètre entre ces cassures et le début des affleurements du synclinal d'Arsine. L'écaille de l'Eychauda est d'autre part un accident important, puisque nous avons vu que son chevauchement était déjà observable près d'Ailefroide. Dans ces conditions, il me paraît absolument vraisemblable que ce chevauchement se prolonge par la vallée supérieure du Petit Tabuc et la limite orientale du synclinorium d'Arsine.

Ainsi donc, à quelques détails près, relatifs à la position de la ligne de refoulement près des Têtes de Sainte-Marguerite, je suis d'accord avec P. BELLAIR sur le fait que ces derniers sommets représentent le prolongement méridional du massif du Combeynot. Mais, et c'est là une notion bien plus importante, le massif du Combeynot tout entier fait partie de l'écaille de l'Eychauda.

La terminaison périclinale du Combeynot au Nord, près du col du Lautaret, signifie que là ce massif est enraciné sur place dans les tréfonds du Pelvoux.

Nous voyons donc que l'écaille de l'Eychauda, contrairement à celle de la Croix de Cibouit, s'enracine latéralement au Nord et accroît vers le Sud l'ampleur de son avancée. Ce chevauchement, assez facile à évaluer aux crêtes des Grangettes, doit être d'au moins 1500 mètres. Plus loin vers le Sud on ne possède plus d'observations permettant une estimation.

A partir du fond de la vallée d'Ailefroide, le plan de chevauchement de notre écaille disparaît sous les alluvions. J'ai déjà indiqué que la topographie de cette région conduisait logiquement à supposer le prolongement de cet accident sous le vallon de Celse Nière. Un tel prolongement serait parfaitement en accord avec le style général de la région. C'est d'ailleurs en partant de cette hypothèse que j'ai dessiné (fig. 39) une coupe interprétative du Pelvoux.

Bien qu'il soit extrêmement aléatoire de pousser plus loin les hypothèses, je ferai néanmoins une dernière remarque. Ce prolongement, suivant la base Nord des crêtes de l'Aiglière, passe sous la pointe de Celse Nière et atteint les contreforts septentrionaux de la Pointe Guyard. Si l'on se rappelle que l'autre versant de ce sommet m'a paru présenter des cassures susceptibles de prolonger le synclinal de Malamort, on serait conduit à cette hypothèse de travail pour des recherches ultérieures :

Prolongement de l'écaille de l'Eychauda par les crêtes de l'Aiglière (Aguhier de la carte) jusqu'à la Pointe Guyard, puis par l'écaille inférieure de Malamort, finalement par l'écaille de Verdonne.

**

La plus interne de toutes les écailles actuellement connues dans la partie Est du massif du Pelvoux, *l'écaille du Pic du Rif*, ne montre pas de prolongements qui n'aient déjà été étudiés ?

Conclusions. — La structure d'ensemble de la région étudiée est résumée dans le schéma structural au 100.000^e que j'en donne ici. On peut constater sur ce schéma qu'autour du gros massif central que j'ai laissé en dehors de mon étude, se développent des systèmes d'écailles grossièrement concentriques. L'ensemble suggère, si l'on permet cette comparaison, un artichaut.

Au Nord et au Sud s'échappent, sortant du massif, deux écailles principales : elles ont basculé autour d'une charnière verticale commune, aux crêtes de Verdonne, et chevauchent d'autant plus

qu'on les considère plus loin de cette charnière, pour donner finalement au Nord la zone chevauchante des Aiguilles d'Arves, au Sud les écaïlles mésozoïques de Soleil-Bœuf.

Les parties Nord (la Meije) et Sud (Meollion) du Massif ne comportent qu'un nombre restreint d'écaïlles et, en ce qui concerne la Meije, des écaïlles de faible étendue et médiocrement refoulées. Au contraire les contreforts orientaux montrent des écaïlles superposées, largement chevauchantes et de grande extension. La plus petite et la plus externe, l'écaïlle de l'Yret, étant de beaucoup la plus extraordinaire par ses caractères.

Notons un point qui me paraît important : les écaïlles du Nord du massif chevauchent vers le Sud. Celles de l'Est chevauchent vers l'Ouest, les bordures Sud-Est enfin sont chevauchées vers le Nord-Ouest. Au total, ces chevauchements nous apparaissent centripètes, tous orientés normalement aux limites géographiques du massif cristallin.

Ces constatations, jointes à un bon nombre d'observations qui ont été décrites antérieurement, peuvent nous conduire à des conclusions relatives à l'orogénèse du massif. Ce sont ces conclusions orogéniques que nous allons essayer de dégager dans le prochain chapitre.

OROGÉNÈSE

Il est superflu de préciser que la tectonique du massif du Pelvoux est dominée par l'orogénèse alpine, simplement influencée par les restes des orogénèses antérieures. Je vais donc tâcher de dégager d'abord les mécanismes, accessibles par des observations limitées à une zone épidermique de quelques kilomètres d'épaisseur, de la dynamique alpine. Il est indispensable pour cela d'avoir bien présent à l'esprit l'état de la région pendant le Nummulitique.

Dans la partie stratigraphique de ce travail j'étais arrivé à cette image du Pelvoux nummulitique : une région émergée limitée par une côte d'aspect assez peu différent de celui de notre littoral breton. Cette région instable, en cours de subsidence, avait un relief assez peu accusé, et la mer transgressive y déposait suivant les points des plages de galets et de sable, ou des vases calcaires.

Il n'y a aucune raison, loin de là, de penser que la transgression nummulitique ait pu envahir la totalité du massif. Seules les parties orientales et méridionales ont été submergées, de sorte que lors de l'orogénèse alpine la plus grande partie du massif était émergée.

Rappelons, sans qu'il soit nécessaire de le démontrer une fois encore, qu'au Sud, un large ennoyage faisait disparaître sous les flots les dernières pentes de ce massif. On ne revoit alors le fond émerger, ou se rapprocher de la surface, que sur l'emplacement de l'actuel massif du Mercantour.

Au Nord du Pelvoux, l'ennoyage des terrains cristallins les a fait disparaître sous les épaisses assises schisteuses du jurassique. C'est sur ces terrains que va se produire la transgression nummulitique qui a peut-être atteint les Grandes Rousses, mais dont les traces ont alors été supprimées par une dénudation survenue avant la période des mouvements alpins.

En somme, pendant tout le dépôt du Nummulitique, et jusqu'au début de l'orogénèse alpine, notre massif se présente comme un lobe du continent, avançant vers l'Est dans la mer nummulitique. La comparaison avec notre actuelle péninsule armoricaine peut se soutenir non seulement quant à l'aspect géographique, mais même, en partie du moins, quant à la constitution intime : là

comme ici, un socle ancien, cristallin, s'affaisse dans trois directions soit sous les flots, soit sous des sédiments plus récents. Il serait toutefois inexact de pousser plus loin la comparaison, et la dépression de la Manche ne peut en aucune façon être comparée à l'un des ennoyages limitant au Nord comme au Sud le massif du Pelvoux.

C'est un bastion avancé du continent qui va être soumis désormais aux efforts orogéniques venus de l'Est.

L'orogénèse alpine va donner lieu, dans la partie du massif qui fait l'objet de cette étude, à trois sortes de phénomènes essentiels : une surélévation générale de grande ampleur, la formation d'écailles chevauchantes, la superposition aux plans externes de ces écailles de terrains charriés venant de l'Est.

On a longtemps admis, et c'est là encore l'opinion toute récente de P. BELLAIR, que les écailles du Pelvoux étaient anténummulitiques. Elles n'auraient donc pas été dues à l'orogénèse alpine, mais à des mouvements antérieurs. Récemment pourtant, J. GOGUEL a reconnu l'âge post-nummulitique du chevauchement du col du Cheval de Bois, et nous avons vu que tout le mésozoïque de Meolion était repoussé sur le Nummulitique.

J'ai montré plus haut que l'écaille de la Croix de Cibouit, dans la région de la Madeleine, reposait tantôt sur le Lias, tantôt sur le Trias, tantôt enfin sur les conglomérats nummulitiques et même sur les schistes. Elle est donc certainement post-nummulitique. Le fait est encore plus net en ce qui concerne l'écaille de l'Yret entièrement incluse dans les masses priaboniennes. Et que dire alors des échardes arrachées au cristallin, dans le vallon de la Selle, par les injections du Flysch schisteux ?

Comme on le voit, toutes les écailles les plus externes par rapport au massif sont certainement post-nummulitiques. Dès lors on concevrait mal que les accidents de même nature, mais simplement sous-jacents à ceux-là, puissent être d'âge différent. Le fait que ces écailles inférieures (Eychauda, Pic du Rif, Ecailles de la Meije) ne soient nulle part superposées au Nummulitique implique cette seule conclusion : plus internes, elles sont venues se superposer à des régions du massif qui n'ont jamais été atteintes par la transgression priabonienne.

L'examen de la situation des terrains charriés, venus de l'Est, par rapport au massif cristallin va maintenant nous fournir des suggestions quant à la suite des événements qui se sont produits au cours des mouvements proprement alpins.

Les écaillés briançonnaises, qui forment les montagnes entre Briançon et Vallouise, culminent au voisinage de 3000 mètres d'altitude au sommet de La Condamine. C'est dire que leur refoulement sur le massif du Pelvoux a amené leur front à une altitude supérieure à celle de leur région d'origine. Cette impression est d'ailleurs admirablement illustrée par les coupes générales données par P. TERMIER dans son mémoire de 1903.

Un tel résultat s'explique parfaitement si nous admettons, soit que le refoulement a résulté du rapprochement de « serres », soit qu'il ait été dû à l'activité de quelque mystérieux « traîneau écraseur ». J'avoue que ces genres d'explications ne m'enthousiasment pas du tout. Je noterai même qu'un bon nombre des figures données par TERMIER dans ce mémoire, et notamment la fig. 23, pourraient illustrer de façon remarquable un exposé sur la tectonique d'écoulement par gravité. Mais il est alors bien évident que cet écoulement n'eût pas pu se produire sur une pente ascendante.

Si maintenant nous considérons le Flysch, nous constaterons que le refoulement de la zone des Aiguilles d'Arves se fait sur une surface oblique vers le haut d'Est en Ouest. Quant à celui de la nappe de l'Embrunais, dans les régions comprises entre la vallée de Meollion et celle d'Orcières, il a été charrié sur une surface plongeant manifestement et fortement vers le Sud-Est.

Il en est donc des surfaces de chevauchement du Flysch comme de celles des écaillés briançonnaises : elles *montent* sur le massif du Pelvoux. Or il est une idée sur laquelle on ne discute plus guère, depuis les travaux de M. GIGNOUX, L. MORET et D. SCHNEEGANS, c'est celle de l'origine par écoulement dû à la gravité des nappes du Flysch de l'Embrunais-Ubaye. Mais, dès lors, cet écoulement n'a pu se produire en remontant contre le Pelvoux, et cette simple constatation d'une remontée générale des terrains charriés aux abords du massif comporte une conclusion à mes yeux très importante.

Il est fatal que les nappes se soient écoulées vers le Pelvoux alors que ce dernier était à un niveau inférieur à leur point d'origine. Ce n'est qu'ultérieurement qu'un soulèvement d'ensemble du massif, et des nappes qui le recouvraient en partie, a donné à ces dernières leur disposition actuelle. Nous parvenons à la notion de deux périodes tectoniques successives :

1° Une période de formation et d'avancée de nappes provenant des zones internes, ce qui suppose pour ces zones un soulèvement préalable.

2° Une période ultérieure de soulèvement subvertical des massifs cristallins externes ¹¹.

Remarquons en passant que l'existence, au Nummulitique et au début des mouvements alpins, d'un môle pelvousien émergé, séparé du Mercantour par une zone d'ennoyage, donne toute sa valeur à l'opinion récemment reformulée par M. GIGNOUX : « les nappes de l'Ubaye-Embrunais se sont avancées dans l'ensellement tectonique entre Pelvoux et Mercantour. » Un ensellement analogue est bien moins évident dans le Nord de notre massif, aussi ne faut-il pas nous étonner si la zone des Aiguilles d'Arves, bien que chevauchante, n'a pas pris l'extension d'une nappe de charriage.

Une question se pose désormais : pendant laquelle des deux périodes tectoniques qui viennent d'être définies doit-on placer la formation des écaïlles cristallines de la bordure du massif ?

Le Flysch de la rive droite du vallon de la Selle, bien qu'il soit autochtone, a, nous l'avons vu, subi néanmoins un mouvement qui, outre les multiples charnières qu'on y voit, lui a donné la structure de deux grands plis couchés chevauchant l'un sur l'autre. Ce mouvement à allure d'écoulement a eu, on n'en peut guère douter, le même moteur que celui des nappes de l'Embrunais-Ubaye. On peut donc le synchroniser avec la période d'arrivée de ces nappes au contact du massif cristallin.

Nous avons vu que, par un mécanisme qui nous a semblé clair (injection de schistes sous le cristallin), ce Flysch avait soulevé les esquilles de la côte du Vachieux et celle des Plates de Charvet. Plus haut dans la vallée, c'est le calcaire nummulitique qui est entraîné par ce mouvement et s'injecte de bas en haut sous une lame cristalline qu'il détache pour en faire une écaïlle. Il apparaît donc que cette écaïlle, qui est peut-être celle de Verdonne, et les esquilles du vallon de la Selle doivent leur origine à l'avancée du Flysch, leur formation est synchrone de cette avancée.

L'écaïlle de l'Yret, noyée dans le Flysch, l'écaïlle de Cibouit, entraînée dans le chevauchement du Flysch des Aiguilles d'Arves, sont elles aussi, de toute évidence, synchrones de la formation des Nappes. Il semble donc logique de synchroniser avec la première période orogénique du massif, la formation de l'ensemble des écaïlles de bordure.

¹¹ On ne peut manquer d'être frappé par la précision avec laquelle les figures extraites du film de L. MORET, sur la formation des Alpes françaises, pourraient illustrer les notions que nous venons de dégager ici (cf. Bibliographie, n° 161).

Cette conclusion implique l'obligation de considérer toutes ces écaïlles comme un contrecoup de l'écoulement des terrains charriés. Il s'agirait donc là d'une tectonique extrêmement superficielle, non pas même épidermique, mais cuticulaire, car ce n'est pas dans une zone de quelques kilomètres d'écorce, mais bien de quelques centaines de mètres, qu'elle se serait produite, et sous des actions d'origine absolument superficielle.

Or, si les faits ne peuvent être autrement interprétés sur la rive droite de la Selle, s'ils constituent une interprétation tout à fait adéquate pour les écaïlles de l'Yret et de Cibouit, on ne peut étendre cette hypothèse aux autres écaïlles sans quelques arguments complémentaires. De tels arguments existent.

J'ai déjà insisté sur le fait que les injections sédimentaires dans les terrains cristallins se faisaient dans une direction quelconque par rapport au sens des efforts orogéniques. C'est ainsi que dans le vallon de la Selle nous avons vu des injections horizontales dans une direction soit perpendiculaire, soit oblique au sens d'écoulement du Flysch. Au col de Meollion, la lame cristalline détachée sous la pointe des Pisses l'a été par une injection verticale des schistes vers le haut, dans un plan sensiblement perpendiculaire à la direction en ce point du chevauchement de Meollion. Simultanément, l'injection de ces mêmes schistes dans et sous le Lias du flanc occidental, se produisait à 90° de la précédente, dans le même sens et avec la direction du mouvement de chevauchement. C'est à une injection analogue qu'il faut faire appel pour expliquer la pénétration d'une lame bifide de dolomie dans le Lias des Têtes de Sainte-Marguerite (fig. 16).

Ces faits nous obligent à conclure que les sédiments, qu'ils soient très superficiels comme le Flysch, ou déjà assez profondément encaissés dans l'écorce, comme les terrains mésozoïques des synclinaux, y transmettent les pressions orogéniques dans tous les sens, d'une façon hydrostatique.

Nous avons là une sorte de critérium du mode de formation des écaïlles. En effet, si elles sont dues à des contraintes orientées, à des « serres », ces écaïlles auront chevauché dans une direction qui dépendra directement du sens de ces contraintes. Pratiquement ici, les efforts orogéniques étant orientés d'Est en Ouest, nos écaïlles devraient chevaucher vers l'Ouest.

Or s'il en est bien ainsi pour les écaïlles du Pic du Rif, de l'Eychauda, de Cibouit, dans leurs régions médianes, et pour celle de l'Yret, cette règle ne se vérifie nullement pour les autres écaïlles. Dans le précédent chapitre, j'ai attiré l'attention sur le fait que les écaïlles des régions Nord chevauchaient au Sud et que celles du

Sud avaient avancé vers le Nord. Si l'on ajoute que les quatre écaïlles qui seules, dans leur région médiane, ont avancé vers l'Ouest, subissent tant vers le Nord que vers le Sud un changement d'orientation, que leur partie Nord est refoulée vers le Sud-Ouest, tandis que leurs prolongements méridionaux ont été poussés vers le Nord-Ouest, on ne peut échapper à cette conclusion déjà formulée : les directions de chevauchement sont partout normales aux limites du massif. Il ne faut donc pas s'étonner de voir deux écaïlles importantes, celles de Meollion et celle de la Croix de Cibouit, basculer en sens inverse l'une de l'autre autour d'une charnière commune dans les crêtes de Verdonne. Elles ne font que se conformer à la loi générale que nous venons de dégager.

Une telle orientation nécessite des pressions orogéniques partout normales à la surface du massif. Et cette conclusion, si elle

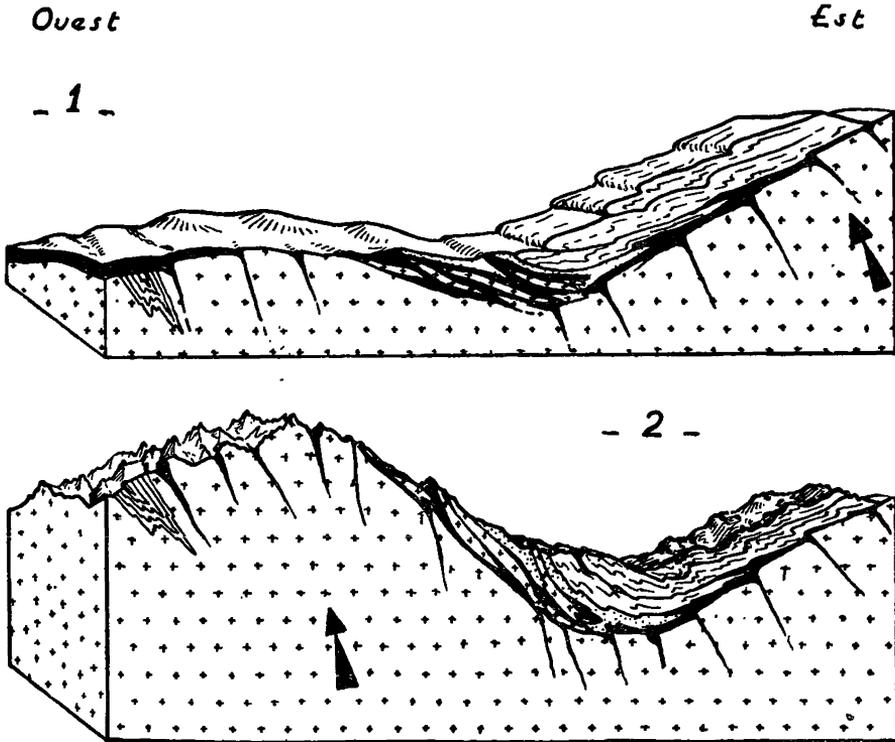


Fig. 54. — Deux phases principales dans l'orogénèse du massif du Pelvoux.
 1. Les nappes provenant des zones internes s'écoulent vers l'Ouest en arrachant des écaïlles cristallines.
 2. Déplacement de l' « Onde d'intumescence » et surrection du Massif cristallin.

ne s'accorde pas du tout avec la notion de « serres », confirme par contre remarquablement l'idée de pressions hydrostatiques.

Selon nous toutes ces écaïlles des bordures du massif, exposées plus ou moins directement aux actions venues de l'Orient, s'expliquent par l'arrivée d'un flux de matériaux sédimentaires, s'écoulant d'Est en Ouest. Ce flux, orienté par le môle du Pelvoux sur lequel il venait se briser, a formé deux courants principaux envahissant les dépressions tectoniques au Nord et au Sud. Il a, de surcroît, recouvert le pourtour de ce môle surbaissé.

Soit que la pression de ces matériaux ait exercé des efforts tranchants sur le cristallin sous-jacent, soit que des injections se soient produites dans des fentes de ce cristallin, des écaïlles en ont été détachées. Flottant désormais dans la masse sédimentaire en mouvement, ces écaïlles vont être transportées et accumulées les unes sur les autres, comme le ruisselet né d'une averse transporte et accumule contre la pierre qui fait obstacle à sa marche, les feuilles mortes qu'il a détachées du sol.

Plus tard enfin, dans une deuxième phase, une tectonique d'origine vraiment profonde va se manifester. Soulevant à de grandes hauteurs l'ensemble du massif, des mouvements presque verticaux vont donner une inclinaison de 30 à 45° aux plans de chevauchement des écaïlles jusque là presque horizontaux.

Ces deux phases tectoniques successives comportent nécessairement un soulèvement préalable des zones internes, responsable du départ des nappes, suivi d'un soulèvement des massifs cristallins externes. Ceci évoque irrésistiblement l'idée, chère à M. GIGNOUX, d'une onde d'intumescence, en forme de voûte allongée dans la direction de la chaîne qui va naître, et qui progresse perpendiculairement à son allongement.

CONCLUSIONS

Je ne saurais mieux faire ce me semble, pour conclure ce travail, que de donner une esquisse des événements qui, dans l'état actuel de nos connaissances, se sont déroulés dans le haut Dauphiné depuis l'orogénèse hercynienne.

L'absence du Houiller et du Permien dans la partie orientale du massif du Pelvoux est d'interprétation assez aléatoire. Ces terrains, dans les massifs cristallins externes, s'observent généralement, le Houiller au moins, au fond de profonds synclinaux. Ce n'est qu'exceptionnellement qu'on les voit, dans la chaîne de Belle-donne par exemple, constituer des chapeaux sur certains sommets.

Aucun synclinal permo-houiller n'existe à l'Est du méridien de La Bérarde. Faut-il en conclure que les dépôts de cette époque ne s'y sont jamais formés ? On ne le concevrait guère, dans une région restreinte, entourée de toutes parts par des zones où ces terrains sont bien représentés. Il est également impossible de penser à une zone où le Permo-Houiller passerait latéralement à des faciès métamorphiques : la situation continentale du massif à cette époque n'autorisant pas une telle hypothèse.

Reste la possibilité d'une destruction totale de ces terrains anciens, par une érosion post-hercynienne antérieure au Trias. Cette possibilité implique que le Permo-Houiller soit resté constamment accessible à l'action des agents externes, c'est-à-dire qu'il n'ait à aucun moment été inclus dans des synclinaux de quelque profondeur. Nous sommes conduits à cette idée, que la partie orientale du massif, simplement soulevée par les mouvements hercyniens, n'a subi, au cours de cette orogénèse, aucun plissement, ou tout au plus des ondulations à large rayon. Bref, nous sommes sur la limite orientale de la chaîne hercynienne, au point où venaient mourir les derniers chaînons de cette chaîne.

Après une longue période continentale, le massif va nous apparaître au Trias comme une île, un des points hauts du seuil vindelicien. Cette île, au relief peu accentué, possédait encore des lambeaux de couverture houillère qui, nous l'avons vu, fournissait quelques éléments aux brèches triasiques.

Nous arrivons alors à une période de lente subsidence. L'atténuation du relief, au cours de la formation des grès ou conglomérats de base, les pentes très faibles du fond marin à la périphérie de l'île Pelvoux vont déterminer un régime semi-lagunaire sur de larges surfaces du fond marin.

Bien loin de se poursuivre pendant la période liasique, la subsidence du massif va ici s'arrêter. Nous observerons même un retour à des conditions littorales et peut-être même continentales, marquées par des dépôts de calcaires très littoraux dans une assez large étendue autour du lac de l'Eychauda. Des quartzites comparables à ceux du Trias briançonnais ont une disposition qui ne laisse aucun doute sur un soulèvement, faisant émerger ou tout au moins ramenant près de la surface et dans des régions littorales, les parties de l'île Pelvoux envahies par la mer à la fin du Trias.

Cette régression, qui s'étend de plus en plus loin vers l'Est pendant que s'écoulent les temps liasiques, a dû avoir une extension assez considérable. Si en effet les dernières lentilles gréseuses ne sont guère qu'à six kilomètres à l'Est de l'affleurement le plus occidental de ces terrains, sur les crêtes de Seguret-Foran, elles

appartiennent là à la couverture de l'écaïlle de l'Eychauda. Elles ont donc été tectoniquement ramenées de régions plus orientales.

L'écaïlle de l'Eychauda recouvre le mésozoïque sur une longueur de plus de 1.500 mètres, deux kilomètres même à l'entrée du vallon de Montagnole. Mais il est évident que la longueur du chevauchement doit être supérieure encore : il est douteux qu'elle se soit superposée aux terrains sédimentaires sans les refouler quelque peu, ou les enlever par rabotage à l'origine du chevauchement. Nous avons vu plusieurs exemples de ces phénomènes. Je pense donc qu'on peut chiffrer à au moins 2,5 ou 3 kilomètres l'avancée de cette écaïlle.

L'écaïlle sous-jacente du pic du Rif peut avoir son amplitude de chevauchement évaluée aussi, mais un peu moins facilement. Sa grande extension laisse supposer un chevauchement important. Le fait que le cristallin avance de plusieurs centaines de mètres sur le Trias sous-jacent au Pic du Rif, que du Trias peut encore s'observer sous cette écaïlle dans le versant Nord de la crête des Grangettes à 1.500 mètres à l'Est du front de l'écaïlle, ces faits permettent de penser que le refoulement a dû être de l'ordre de deux kilomètres.

C'est donc au total à quatre ou cinq kilomètres plus à l'Est qu'on ne l'observe actuellement, qu'il faut reporter par la pensée la limite atteinte par les faciès littoraux.

Cependant, dans les autres parties du massif, le Lias conserve des faciès franchement marins, devenant de plus en plus vaseux et profonds à mesure qu'on s'élève dans la série de cet étage. La subsidence triasique continuait donc partout, sauf dans la partie orientale du haut fond vindelicien. C'est sous forme d'un basculement autour d'un axe méridien, passant à peu près sur l'emplacement de la vallée actuelle d'Ailefroide, qu'a dû se produire la subsidence du Lias : les parties occidentales du massif continuaient à s'affaisser tandis que ses rivages orientaux se relevaient lentement et faiblement.

Au Dogger tout le massif a sombré et, bien que les régions où le Lias était littoral présentent encore des caractères superficiels, comme en témoignent quelques intercalations de barres calcaires d'origine peu profonde, tout va bientôt disparaître dans l'uniformité des vases du large. Mais bien qu'au cours du Jurassique supérieur, et peut-être du Crétacé, ces mêmes conditions aient revêtu tout le massif du manteau uniforme des terres noires, l'unité tectonique Pelvoux n'était pas morte.

Il est en effet une constatation remarquable, c'est que durant toute l'immense durée des temps mésozoïques, le massif du Pelvoux nous apparaît comme un bloc peu variable. Autour de cette masse elliptique que j'ai appelée île Pelvoux, qui bascula ensuite

pour finalement couler par le fond des mers secondaires, se déposent d'abord des couronnes de sédiments. Peu à peu ces couronnes gagnant vers le centre, finissent par tout recouvrir, mais les ennoyages au Nord et au Sud, les dépressions périphériques à l'Ouest comme à l'Est, témoignent de leur persistance en s'emplantant d'une immense épaisseur de sédiments.

Nous sommes conduits à cette notion d'un môle du Pelvoux, déjà individualisé à la fin de l'orogénèse hercynienne, et déjà alors séparé de ses émules du Mercantour au Sud, du Grand Châtelard en Savoie, par de profonds ennoyages. Plus tard nous constatons un affaissement mésozoïque de l'ensemble de la chaîne hercynienne. Or si l'érosion a atténué, sans toutefois les faire disparaître, les différences d'altitude des terrains antétriasiques, dues aux structures hercyniennes, la subsidence d'ensemble a conservé ces différences.

C'est donc sur un vieux relief permien, sur un vieux bastion hercynien, surélevé pendant la phase terminale de ce plissement, empâté plus tard de dépôts secondaires, que vont agir les mouvements anténummulitiques. L'absence de vrais plis antérieurs à ceux de la phase alpine, dans la plus grande partie du massif, me fait conclure à un simple soulèvement de ses parties centrale et orientale, ce qui, si le soulèvement était quelque peu oblique vers l'Ouest, devait amener des plissements dans les régions occidentales. Mais dans toute la bordure orientale la couronne de sédiments va être simplement redressée concentriquement au massif.

A l'aurore du Nummulitique, notre massif est devenu un large dôme, soudé vers l'Ouest au continent occidental, par l'émergence de l'avant-pays dauphinois. Les rivages orientaux de ce dôme portaient encore des lambeaux de la couverture secondaire, alors que plus haut sur ses pentes, une érosion plus active en avait mis à nu le tréfonds cristallin. Mais, hormis les versants dominant directement le littoral, toutes les parties centrales et occidentale du dôme avaient conservé leur couverture. La conservation de cette couverture dans les grands synclinaux d'âge alpin et sous les écaillés cristallines, nous est garante de cette persistance des couches sédimentaires.

Le fait s'explique d'ailleurs facilement : dans les zones littorales, des pentes pouvaient être relativement accentuées, et l'attaque des rivages lors de la transgression nummulitique a fini de détruire ce qu'avaient respecté les fleuves côtiers. Par contre la plus grande partie du dôme devait, nous l'avons vu, être un plateau à faible relief, sur lequel la morsure de l'érosion ne pouvait être que très lente.

La transgression nummulitique gagnant sur les versants méridional et oriental du massif, et un peu sans doute sur son littoral Nord, va le recouvrir d'abord de conglomérats et de calcaires. Ceux-ci dépasseront les limites données par l'érosion à la bordure mésozoïque et recouvriront assez largement les premières pentes cristallines. Plus tard au cours du Priabonien, la sédimentation deviendra de plus en plus semblable à celle des zones internes, rendant souvent aléatoire la distinction, sur échantillons et même parfois en l'observant sur place, de ce Flysch autochtone ultradauphinois et du Flysch charrié par-dessus lui.

Dès l'Oligocène le tableau change. Faisant suite aux hésitations jurassiques et crétacées des cordillères du Briançonnais, tantôt soulevées, tantôt abaissées, une puissante intumescence prend naissance en pays piémontais. Elle crée un glacis en pente vers l'Ouest sur lequel vont s'écouler les masses des schistes lustrés, mais aussi, à leur avant; les sédiments mésozoïques briançonnais, qui partent en écailles, et l'immense flux du Flysch.

Déferlant dans les dépressions tectoniques, le flot de calcaires de schistes et de grès s'élève sur les pentes de la péninsule du Pelvoux, dont il arrache de larges et minces lambeaux. Soulevés par la poussée archimédienne, entraînés par le flot des nappes, ces lambeaux se recouvrent, s'imbriquent, emprisonnent entre eux des masses sédimentaires désormais inaccessibles de l'extérieur. Alors le flux ralentit puis s'arrête, car désormais c'est sous notre massif qu'est venue se loger l'onde d'intumescence. Elle le soulève, redressant les écailles; et, inversant la pente où s'écoulaient les nappes, arrête leur progression.

Tandis que la couverture restée en place sur la majeure partie du massif, comme sur les autres chaînes cristallines externes, commence à s'écouler vers l'Ouest, vers la longue dépression nouvellement apparue sur l'avant-pays alpin, l'érosion va entreprendre de buriner ce relief en cours de rajeunissement. Peu à peu le massif déchargé de sa couverture, perdant des masses de plus en plus grandes de matériaux sous l'action de torrents de plus en plus actifs, va subir un nouvel et persistant soulèvement par rajustement isostatique. Des croupes de plus en plus étroites, des cimes de plus en plus aiguës vont s'élever de plus en plus haut, tandis que s'approfondissent vallées et gorges.

Ainsi, à travers le Néogène et le Quaternaire, jusqu'aux temps actuels, dans le tumulte grandissant des torrents et des avalanches, s'édifiait avec une solennelle lenteur, pour la joie à venir d'une humanité en puissance, un monde passionnant de splendeurs et d'énigmes.

APPENDICE

RÉSUMÉ DES PRINCIPAUX FAITS NOUVEAUX APPORTÉS A LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION

A) Stratigraphie et Paléogéographie.

Analogies de faciès du Trias ultra-dauphinois et subbriançonnais : quartzites d'Ailefroide; brèches intraformationnelles.

Transgression du Trias supérieur sur le massif du Pelvoux.

Persistance d'une île Pelvoux pendant la totalité du Trias.

Variations latérales de faciès du Trias supérieur, en rapport avec la Paléogéographie.

Améliorations apportées à la stratigraphie du Lias de la vallée d'Arsine : identification de l'Hettangien; du Sinemurien-Charmonthien et du Toarcien-Aalenien.

Découverte de faciès quartziteux du Lias et de faciès calcaires analogues à ceux des zones internes de Savoie et de Haute-Savoie.

Persistance de terres émergées au Lias dans la région. Individualisation du Bajocien et du Bathonien dans le Dogger de la vallée d'Arsine. Passages latéraux soit au faciès des Terres noires, soit à des calcaires organogènes dans les parties centrales de la région.

Démonstration par la découverte de fossiles caractéristiques (*Sowerbyceras Tortisulcatum*) de l'âge oxfordien supérieur des schistes jurassiques. Identification d'un faciès schisteux supérieur au niveau à *S. Tortisulcatum* et pétrographiquement différent (Jurassique supérieur probable).

Précision sur l'origine des conglomérats rouges à la base du Priabonien. Etude des variations de faciès de ces couches de base du Nummulitique (conglomérats grès ou calcaires), suggestions sur l'aspect paléogéographique de la région au Nummulitique.

Découverte d'Orthophragmines dans les intercalations calcaires occupant un niveau assez élevé dans les grès du Champsaur à l'aiguille de Cédera.

Découverte des traces de phénomènes fini-glaciaires analogues aux « Sölle » de l'Allemagne du Nord et de Rock glaciers (Combeynot, Haut Drac de Champoléon).

B) Tectonique et orogénèse.

Découverte d'une série de synclinaux sédimentaires dans le massif cristallin.

A la Meije : Démonstration de l'origine synclinale banale de l'entonnoir calcaire de P. Termier; découverte d'un synclinal du glacier de l'Homme.

Dans la vallée d'Arsine : Identification d'un synclinorium comprenant trois synclinaux entre le Combeynot et la chaîne de Chammoisière. Etude du synclinal du Pic du Dragon découvert par P. LORY.

Aux crêtes de Sainte-Marguerite : Etude du synclinal complexe vu par P. TERMIER; découverte d'un synclinal triasico-jurassique à la brèche 2814 m.

Massif de Seguret-Foran et de l'Yret : Réduction à un synclinal triasique des quatre synclinaux liasiques de P. Termier, au Rocher de l'Yret et découverte de deux lames synclinales nummulitiques sur le versant oriental du même rocher. Etude du synclinal du glacier de Seguret-Foran. Découverte d'un synclinal triasique à la base des crêtes des Grangettes et sous le sommet du Pic du Rif. Etude et interprétation du synclinal de Chambran-Ailefroide.

Pelvoux : Découverte d'un synclinal au sommet des Rochers Rouges et d'une cicatrice contenant des débris de Trias entre Ailefroide et le glacier des Violettes. Découverte de nombreux filons de Trias dans les Rochers Rouges et le Petit Pelvoux.

Vallons des Bans et de la Selle : Découverte d'un synclinal triasique entre les Bans et la brèche du Bonvoisin. Découverte d'un synclinal à la brèche de l'Amirée-Bruyère et étude de son prolongement jusqu'à Entre-les-Aigues et Ailefroide. Etude d'un synclinal de Malamort découvert par J. VERNET. Découverte d'un lambeau synclinal au col de Sirac. Découverte du Trias à la base du Nummulitique des Neyzets. Découverte d'un coin de calcaire nummulitique inclus dans le cristallin dans la haute vallée du torrent de la Selle. Découverte d'un synclinal au col des Bouchiers.

Haut Drac de Champoléon et région de Meollion : Découverte d'un synclinal à la base occidentale des crêtes allant du Pic de Verdonne au Pas de la Cavalle. Ce synclinal se prolonge par les affleurements triasiques de la Rouite. Découverte de débris triasiques démontrant l'existence d'un synclinal sur les crêtes du Sirac. Découverte de bandes triasiques et d'affleurements jurassiques inclus dans le cristallin à la base du sommet de Prelles et de la Pointe des Pisses (bord oriental du synclinal de Meollion).

Une bonne partie de ces affleurements sédimentaires présente les caractères de « synclinaux fermés et inapparents » mis en

évidence d'abord par l'étude du synclinal Chambran-Ailefroide. Ce sont, en plus de celui-ci : les synclinaux de la Meije (*pro parte*), le synclinal du Pic du Dragon, le synclinal du Pic du Rif, le synclinal de l'Amirée-Bruyère (*pro parte*). L'explication de cette structure résulte de la disposition en écailles chevauchantes du cristallin. Ces dernières, après avoir raboté plus ou moins profondément les terrains sédimentaires sur lesquels elles sont poussées, ont pu se souder à leur front au cristallin en place, fermant ainsi le synclinal vers le haut.

Une série d'écailles cristallines a pu être ainsi définie : deux à la Meije, une au pic du Dragon. La célèbre lame de la Croix de Cibouit a été suivie du Lautaret au col des Bouchiers, où elle s'enracine latéralement dans le Massif. Au même point s'enracine une écaille de Meollion dont l'effet se poursuit jusqu'au massif de Soleil Bœuf. L'écaille de l'Eychauda, qui se prolonge probablement à l'Ouest d'Ailefroide, s'enracine au contraire au Nord, où elle constitue le Combeynot, en place près du Lautaret, mais chevauchant de plus en plus sur le massif quand on le suit vers le Sud. L'écaille du Pic du Rif se prolonge à peu près certainement par les parties méridionales du Pelvoux.

Une petite écaille dont les prolongements ne peuvent donner lieu qu'à des hypothèses, forme les crêtes de Verdonne et de la partie orientale du Sirac.

Le chapeau cristallin de l'Aiguille de Cédera apparaît comme un lambeau de poussée entraîné par le chevauchement sur les grès du Champsaur, du synclinal de Meollion. Ce refoulement est d'ailleurs déterminé par l'avancée de l'écaille cristalline de Meollion.

Les écailles de l'Yret, au nombre de deux, semblent n'être que des digitations d'une écaille profonde, plus importante. L'étude de leurs affleurements et des affleurements de Priabonien qui les entourent m'ont conduit, avec la considération des faciès rouges de type ultradauphinois que j'ai trouvés au sommet de l'Eychauda, à émettre une hypothèse nouvelle sur l'origine de la quatrième écaille briançonnaise de P. Termier. Selon cette hypothèse, les schistes cristallins de la quatrième écaille, dans la région du sommet de l'Eychauda, ne seraient autre chose que l'écaille de l'Yret, les écailles briançonnaises inférieures l'auraient soulevée jusqu'à sa position actuelle en s'injectant sous elle.

J'ai trouvé en effet dans le massif de nombreux exemples d'une tectonique d'injection. Les masses sédimentaires en mouvement, lors des paroxysmes de l'orogénèse, ont pénétré soit sous d'autres sédiments, soit dans l'épaisseur de terrains cristallins, le plus sou-

vent, probablement grâce aux discontinuités dues aux diaclases ou aux différences des propriétés mécaniques des couches superposées. Elles ont ainsi soulevé, parfois d'une façon très évidente, des écailles de terrains plus anciens qu'elles-mêmes, auxquels elles étaient normalement superposées.

Des exemples de cette tectonique d'injection m'ont été fournis par les schistes jurassiques qui ont pénétré les diaclases du cristallin de l'écaille du Dragon. Un banc de dolomie, injectée dans le Lias du synclinal complexe des Têtes de Sainte-Marguerite, s'y est subdivisé en deux lames divergentes. Dans le vallon de la Selle, les schistes priaboniens injectés sous le cristallin en ont soulevé une esquille de grande taille, restée enracinée à sa base, tandis qu'un bloc de conglomérat et de trias entraîné vers le haut flotte au milieu des schistes. Le coin de calcaire nummulitique poussé de bas en haut dans les gneiss en aval (versant Nord) du col des Bouchiers prouve que les calcaires, eux aussi peuvent être injectés. Mais les exemples les plus spectaculaires se sont montrés près du col de Meollion où les schistes marneux du Jurassique se sont injectés, à l'Ouest sous les calcaires du Lias, à l'Est, dans l'épaisseur du cristallin.

Toutes ces injections, soit horizontales, soit dirigées de bas en haut, montrent une accordance à peu près parfaite du terrain injecté et du terrain soulevé.

Enfin j'ai pu démontrer l'âge post-nummulitique de plusieurs écailles parmi les plus importantes : Peyron des Claux - Cibouit - la Madeleine; Meollion; Yret; Esquille du Vachieux. Ce résultat indique la probabilité de l'âge post-nummulitique de toutes les écailles cristallines du massif.

Ces observations m'ont conduit à une vue de l'orogénèse de la région selon laquelle une onde d'intumescence née dans les zones alpines internes aurait déterminé le départ de nappes par écoulement. Ces nappes auraient arraché des écailles au tréfonds cristallin et les auraient repoussées sur la région du Pelvoux, non soulevée encore. Le déplacement de l'onde d'intumescence vers l'Ouest, conformément aux idées de M. GIGNOUX, aurait arrêté la progression de ces nappes sur les régions orientales du massif et redressé les écailles dans leur position actuelle.

Ainsi s'expliquerait la constatation que j'ai pu faire d'une façon constante : Tectonique dominée par la présence de plans de chevauchement inclinés à moins de 45°, à l'Est d'une dorsale du massif allant de la Meije au Sirac par les Ecrins, l'Ailefroide et les Bans, tandis qu'à l'Ouest de cette ligne s'observent surtout des fractures et des synclinaux subverticaux.

BIBLIOGRAPHIE

Une Bibliographie complète des questions relatives à la Géologie des Alpes françaises est parue dans le « Répertoire de la Bibliographie géologique du Sud-Est de la France (Alpes françaises) », publié dans les tomes XII, XV, XXII et XXVIII des *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble*. On ne trouvera donc ici, parmi les travaux antérieurs à 1950, que les ouvrages présentant une importance particulière pour le sujet étudié, et les traités généraux auxquels il a été fait appel lors de la rédaction de ce mémoire.

Par contre on pourra y trouver les références d'un certain nombre de travaux relatifs à des régions étrangères aux Alpes françaises, mais traitant de phénomènes analogues à ceux que nous décrivons ici. Bien entendu, les ouvrages parus à propos de notre région, postérieurement à 1950, ont été relevés ici.

Les abréviations adoptées sont les suivantes :

<i>A.d.G.</i>	Annales de Géographie, Paris.
<i>A.F.A.S.</i>	Association Française pour l'Avancement des Sciences, Paris.
<i>A.S.P.N.</i>	Archives des Sciences Physiques et Naturelles, Genève (Suisse).
<i>A.U.G.</i>	Annales de l'Université de Grenoble.
<i>B.S.C.G.</i>	Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France, Paris.
<i>B.S.G.F.</i>	Bulletin de la Société Géologique de France, Paris.
<i>B.S.S.H.A.</i>	Bulletin de la Société Scientifique des Hautes-Alpes.
<i>B.S.V.S.N.</i>	Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles, Lausanne (Suisse).
<i>C.R.A.S.</i>	Comptes Rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Paris.
<i>C.R.S.G.F.</i>	Compte Rendu sommaire des Séances de la Société Géologique de France, Paris.
<i>C.R.S.P.N.</i>	Comptes Rendus de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle, Genève (Suisse).
<i>E.G.H.</i>	Eclogae Geologicae Helvetiae, Bâle (Suisse).
<i>Mém. S.C.G.</i>	Mémoires des Services de la Carte Géologique de la France, Paris.
<i>Mém. S.G.F.</i>	Mémoires de la Société Géologique de France, Paris.
<i>Mém. S.P.N.</i>	Mémoires de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève (Suisse).
<i>P.V.M.S.S.D.</i>	Procès-verbaux mensuels de la Société Scientifique du Dauphiné, Grenoble.
<i>R.G.A.</i>	Revue de Géographie Alpine, Grenoble.
<i>T.L.G.</i>	Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble.

1. ALLIX (A.). — 1929 : Un pays de haute montagne : l'Oisans (Paris, A. Colin).
2. — 1952 : Au sujet de la tectonique des massifs cristallins des Alpes (*C.R.S.G.F.*, p. 229).
3. BARBIER (R.). — 1942 *a* : La position stratigraphique de la brèche du Télégraphe (*C.R.A.S.*, t. 215, p. 363).
4. — 1942 *b* : Les zones subbriançonnaise et ultradauphinoise au Nord du Pelvoux (*T.L.G.*, t. 23).
5. — 1943 : L'âge du Flysch des Aiguilles d'Arves et des grès d'Annot (*C.R.S.G.F.*, p. 214).
6. — 1944 *a* : Complément à une note récente sur le Flysch des Aiguilles d'Arves (*C.R.S.G.F.*, p. 24).
7. — 1944 *b* : Sur l'existence d'un « dôme » émergé au Lias inférieur dans le massif du Grand Châtelard (Rocheray), près de St-Jean-de-Maurienne (Savoie) (*C.R.S.G.F.*, p. 38).
8. — 1946 *a* : Le Nummulitique autochtone au Nord du Pelvoux (*C.R.S.G.F.*, p. 97).
9. — 1946 *b* : De l'importance du matériel stratigraphique dans la détermination du style tectonique des nappes alpines (*C.R.S.G.F.*, p. 123).
10. — 1948 : Géologie des zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère (*Mém. S.C.G.*, Paris).
11. BEAUMONT (E. de). — 1834 : Faits pour servir à l'histoire des montagnes de l'Oisans (*Annales des Mines*, 3^e série, t. 5).
12. BELLAIR (P.). — 1938 : Sur l'origine du granite du Pelvoux (*C.R.A.S.*, t. 206, p. 189).
13. — 1939 : Observations sur le massif cristallin du Pelvoux (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, n° 189, t. 40, p. 189).
14. — 1941 : Sur la structure de la partie Nord-Ouest du massif du Pelvoux (*C.R.A.S.*, t. 213, p. 843).
15. — 1942 : La bordure occidentale du massif du Pelvoux (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, n° 211, t. 43, p. 119).
16. — 1943 : Observations sur le massif cristallin des Ecrins-Pelvoux (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, n° 212, t. 44, p. 199).
17. — 1946 *a* : Les roches filoniennes des massifs centraux dauphinois (*C.R.S.G.F.*, p. 43).
18. — 1946 *b* : Sur l'existence de deux granites d'âge distinct dans le massif des Ecrins-Pelvoux et sur leurs caractères différentiels (*C.R.A.S.*, t. 222, p. 601).
19. — 1946 *c* : Caractères magmatiques des roches d'épanchement de la couverture des massifs centraux dauphinois (*C.R.A.S.*, t. 222, 20 mai).
20. — 1948 : Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois : I. Le Haut Massif (*Mém. S.C.G.*, Paris).
21. — 1951 : A propos du comportement et du rôle des massifs hercyniens dans l'orogénèse alpine (*C.R.S.G.F.*, 3 décembre).
22. — 1952 : Note sur le cristallin de la feuille d'Orcières au 50.000^e (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, n° 232, t. 49, p. 209).
23. — 1953 *a* : Observations sur les feuilles d'Orcières, de La Mure et de La Grave au 50.000^e (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, n° 237, t. 50, p. 159).
24. — 1953 *b* : La zone des Aiguilles d'Arves au Sud du Massif central dauphinois (*C.R.A.S.*, t. 237, p. 739).
25. BERTRAND (L.). — 1935 : L'âge oligocène des grès d'Annot (*C.R.S.G.F.*, 2 décembre).
26. — 1936 : Sur l'âge des grès d'Annot dans les Alpes Maritimes franco-italiennes (*C.R.S.G.F.*, 2 mars).
27. — 1946 : Histoire géologique du sol français (Paris, Flammarion, 2 vol.).

28. BLANCHARD (R.). — 1915 : La structure des Alpes (R.G.A., p. 163).
29. — 1943 : Les Alpes Occidentales (t. 3, 2 vol.) : *Les Grandes Alpes françaises du Nord* (Grenoble, Arthaud).
30. BORDET (Cl.). — 1952 : Sur l'interprétation, comme diapirs descendants, de certaines des bandes de terrains secondaires pincées dans les massifs cristallins externes des Alpes (C.R.A.S., p. 732).
31. BORDET (Cl.) et CROSNIER-LECONTE (J.). — 1952 : Précisions sur le synclinal triasique formé entre le massif du Grand-Arc et le massif du Mont Bellachat (Savoie) (C.R.S.G.F., p. 159).
32. BOUSSAC (J.). — 1909 : Les méthodes stratigraphiques et le Nummulitique alpin (B.S.G.F., 4^e série, t. 9, p. 30).
33. — 1911 : Nummulitique du Pelvoux. Zone du Flysch et zone des Aiguilles d'Arves (B.S.G.F., 4^e série, t. 11, p. 69).
34. — 1912 a : Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin (*Mém. S.C.G.*, Paris).
35. — 1912 b : Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin (*Mém. S.C.G.*, Paris).
36. CADISCH (J.), BEARTH (P.) et SPAENHAUSEN (F.). — 1941 : Atlas géologique suisse, feuille Ardez (440) au 25.000^e, avec texte explicatif.
37. CHARDONNET (J.). — 1942 : Structure de la bordure Sud-Est de l'Oisans (C.R.S.G.F., 16 février).
38. CLOOS (H.). — 1929 : Zür Mechanik der Randzonen von Gletschern, Schollen und Plutonen (*Géol. Rundschau*, XX, h. 1, p. 66).
39. — 1936 : Plutone und ihre Stellung in Rahmen der Krustenbewegungen (XVI^e Congrès géol. intern. Washington, I, p. 235).
40. COLLET (L. W.). — 1917 : Sur la présence d'une lame de mylonite dans la Tour Salière (versant d'Emaney) (A.S.P.N., 4^e période, t. 44, p. 150, Genève).
41. — 1924 : Description générale du massif du Mont-Blanc (fasc. 2), aperçu sur la géologie des Aiguilles Rouges et du Mont-Blanc (*Guide Vallot*, Paris).
42. — 1933 : Les mylonites gneissiques du versant Sud de la Tour Salière (Pointes à Boillon) (C.R.S.P.N., vol. 50, n^o 3, Genève).
43. — 1935 : The structure of the Alps (Londres, Arnold et Cie).
44. — 1943 : La nappe de Morcles entre Arve et Rhône (*Mat. Carte Géol. suisse*, nouvelle série, 79^e livraison).
45. — 1948 : La géologie du versant Sud du massif de Gastern (*E.G.H.*, vol. 40, n^o 2, p. 257).
46. COLLET (L. W.), GYSIN (M.) et PARÉJAS (E.). — 1947 : La lame cristalline du Grand Hockenhorn (C.R.P.N., vol. 64, n^o 2, p. 49).
47. COLLET (L. W.) et PARÉJAS (E.). — 1929 : La géologie de Hockenhorn (*E.G.H.*, vol. 22, p. 61).
48. COLLET (L. W.). — 1931 : Géologie de la chaîne de la Jungfrau (*Mat. carte géol. suisse*, nouvelle série, 63^e livraison).
49. COLLET (L. W.) et ROSIER (G.). — 1929 : Un nouveau coin de cristallin dans l'Inner Fäflertal (C.R.S.P.N., vol. 46, n^o 1, p. 57, Genève).
50. DALES (V.). — 1935 : Les marbres cipolins en France (*Revue des matériaux de constructions*, n^o 314, Paris).
51. DEB (S.). — 1935 a : Sur la découverte d'un Orbitoïde dans les grès d'Annot et sur ses conséquences (C.R.A.S., t. 201, p. 841).
52. — 1935 b : Sur la découverte de Nummulites dans les grès nummulitiques dans les Alpes Maritimes et sur l'origine de cette série de couches (C.R.A.S., t. 201, p. 973).

53. DEBELMAS (J.). — 1952 : Les phénomènes de dolomitisation à la fin du Trias dans le massif de Gaudent, au Sud de Briançon, Hautes-Alpes (77^e Congrès des Sociétés Savantes, p. 191).
54. DEMANGEOT (J.). — 1942 *a* : Etude géographique des sols polygonaux (P.V.M.S.S.D., 9 mai).
55. — 1942 *b* : Tjale et sols polygonaux en montagne (*Etude Rhodanienne*, vol. 17, n° 3-4, p. 131).
56. — 1942 *c* : Découverte d'une Tjale en rapport avec un sol réticulé dans l'Oisans (C.R.A.S., t. 215, p. 493).
57. DEMAY (A.). — 1936 : Sur la tectonique profonde des chaînes de montagne (B.S.G.F., 5^e série, t. 6, p. 165).
58. — 1942 : Microtectonique et tectonique profonde (*Mém. S.C.G.*, Paris).
59. FALLOT (P.). — 1944 : Tectonique hercynienne et tectonique alpine (B.S.G.F., 5^e série, t. 14, p. 99).
60. — 1947 : Rapports du Nummulitique avec son substratum dans la région de Saint-Etienne de Tinée (A.-M.) (C.R.A.S., t. 224, p. 55).
61. FALLOT (P.) et FAURE-MURET (A.). — 1950 : Formations glaciaires et dépôts aberrants des feuilles Saint-Etienne de Tinée et Le Boréon (Alpes-Maritimes) (*Travaux scientifiques du Club Alpin Français*).
62. FAURE-MURET (A.). — 1947 : Sur des affleurements de Trias pincés dans les schistes cristallins de la vallée de la Tinée (A.-M.) (C.R.A.S., t. 224, p. 205).
63. — 1948 *a* : Tectonique alpine et tectonique antétriasique au N.-W. du massif de l'Argentera-Mercantour (A.-M.) (C.R.A.S., t. 226, p. 1027).
64. — 1948 *b* : Sur les dislocations anciennes du massif de l'Argentera-Mercantour (C.R.A.S., t. 226, p. 1099).
65. — 1949 : Les « Rocks Streams » ou « pseudomoraines » du massif de l'Argentera-Mercantour (C.R.S.G.F., 4 avril).
66. FAURE-MURET (A.) et SUTER (G.). — 1949 : Sur la tectonique du revers italien de l'Argentera-Mercantour (C.R.A.S., t. 228, p. 406).
67. GAGNEBIN (E.). — 1925 : Une lame de gneiss parautochtone à la base de la Dent du Midi (Ecaille du Jorat) (B.S.V.S.N., vol. XVI, n° 216, p. 57).
68. — 1932 : Observations nouvelles sur la Dent du Midi (E.G.H., vol. 25, p. 252).
69. GIDON (P.). — 1949 : Sur les relations de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves et du massif du Pelvoux (B.S.G.F., 5^e série, t. XIX, 1949).
70. — 1951 *a* : La couverture mésozoïque du massif cristallin à l'Est du Pelvoux (C.R.A.S., t. 233, p. 104, 29 octobre 1951).
71. — 1951 *b* : Acquisitions nouvelles et considérations générales sur la tectonique du massif du Pelvoux (C.R.S.G.F., 3 décembre 1951).
72. — 1952 : Un calcaire oolithique du Trias ultraauphinois (C.R.S.G.F., 5 mai 1952).
73. — 1953 : Sur la tectonique des bordures orientale et méridionale du massif du Pelvoux (C.R.A.S., t. 237, p. 1064, 16 novembre).
74. — 1954 : Sur la tectonique des environs du col du Lautaret (Hautes-Alpes) (C.R.A.S., t. 238, p. 520, 22 février).
75. GIDON (P.) et DEBELMAS (J.). — 1950 : Sur la tectonique du versant Sud-Est du massif du Pelvoux : l'écaille de l'Eychauda (C.R.A.S., t. 231, p. 495, 28 août 1950).
76. — 1951 : La couverture tertiaire du massif du Pelvoux entre Chambran, dans le vallon de l'Eychauda, et la Croix de Cibouit (Hautes-Alpes) (C.R.S.G.F., 22 janvier 1951).

77. GIDON (P.) et VERNET (J.). — 1949 : Un synclinal de Trias au sommet du Pelvoux (Hautes-Alpes) (*C.R.A.S.*, t. 229, p. 768, 17 octobre 1949).
78. — 1952 : Les accidents synclinaux de la haute vallée du Drac de Champoléon (Hautes-Alpes) (*C.R.S.G.F.*, 3 novembre 1952).
79. GIGNOUX (M.). — 1929 : Révision de la feuille Briançon au 80.000^e (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, t. 33, n° 176).
80. — 1930 : La tectonique des terrains salifères : son rôle dans les Alpes françaises (*Livre jubilaire publié à l'occasion du centenaire de la Sté Géologique de France*, t. 2, p. 329).
81. — 1931 : Les sols polygonaux dans les Alpes et la genèse des sols polaires (*A.d.G.*, t. 40, n° 228).
82. — 1936 a : Stratigraphie de la bordure Ouest du Briançonnais entre Briançon et le Galibier : origine de la « quatrième écaille » briançonnaise (*B.S.G.F.*, 5^e série, t. 6, p. 135).
83. — 1936 b : Tectonique et stratigraphie du Nummulitique à l'Est du Pelvoux (*B.S.G.F.*, 5^e série, t. 6, p. 425).
84. — 1936 c : Le prolongement de la zone du Flysch des Aiguilles d'Arves à l'Est du Pelvoux (*C.R.S.G.F.*, 23 novembre 1936).
85. — 1936 d : Un bel exemple de sol polygonal dans les Alpes françaises (*T.L.G.*, t. 20, 1936).
86. — 1942 : Quelques réflexions sur des théories tectoniques récentes (*T.L.G.*, t. 23, 1942).
87. — 1946 : Une moraine de névé particulièrement typique près du col du Lautaret (Hautes-Alpes) (*C.R.S.G.F.*, p. 57).
88. — 1948 : La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes (*B.S.G.F.*, 5^e série, t. XVIII, 1948).
89. — 1950 a : Géologie stratigraphique, 4^e édition (Paris, Masson).
90. — 1950 b : Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité (*T.L.G.*, t. 27, 1948-1950).
91. GIGNOUX (M.) et AVNIMELECH (M.). — 1937 : Genèse de roches sédimentaires bréchoïdes par « intrusion et éclatement » (*B.S.G.F.*, 5^e série, t. VII, 1937).
92. GIGNOUX (M.), LORY (P.) et MORET (L.). — 1933 : Révision de la feuille Gap au 80.000^e (*B.S.C.G.*, t. 36, n° 187).
93. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — 1929 a : Observations à propos de deux notes récentes de géologie alpine : grès singuliers du col du Bonhomme (Savoie) et Trias à Equisetites du Briançonnais (*C.R.S.G.F.*, 14-21 janvier 1929).
94. — 1929 b : Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne (*A.U.G.*, 1929, et *T.L.G.*, t. XV, 3^e fasc., 1931).
95. — 1931 : Sur la géologie de la région de Dormillouse (Hautes-Alpes) entre le Pelvoux et la nappe de l'Embrunais (*C.R.S.G.F.*, 7 décembre 1931).
96. — 1933 a : Révision de la feuille Gap au 80.000^e (*B.S.C.G.*, *C. R. Coll.*, t. 38, n° 190).
97. — 1933 b : Les unités structurales externes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance (*C.R.A.S.*, t. 196, p. 830).
98. — 1933 c : Les unités structurales internes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance (*C.R.A.S.*, t. 196, p. 1064).
99. — 1933 d : Sur le prolongement en Haute-Savoie et en Suisse des unités structurales des Alpes dauphinoises (*C.R.A.S.*, t. 196, p. 1153).
100. — 1934 : Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises (*A.d.G.*, n° 244, 15 juillet 1934).
101. — 1936 : Sur la stratigraphie de la zone du Pas du Roc près de Saint-Michel-de-Maurienne, et l'âge de la brèche du Télégraphe (*C.R.S.G.F.*, 21 décembre 1936).

102. — 1938 *a* : Géologie du Bassin supérieur de la Durance (*B.S.S.I.*, t. 58).
103. — 1938 *b* : Description géologique du Bassin supérieur de la Durance (*T.L.G.*, t. 21, 1937).
104. — 1940 : Remarques complémentaires à notre « Description géologique du Bassin supérieur de la Durance » (*T.L.G.*, t. 22).
105. — 1941 : Les conditions géologiques du barrage du Chambon-Romanche (*T.L.G.*, t. 23).
106. — 1952 : Géologie dauphinoise ou initiation à la géologie par l'étude des environs de Grenoble (1 vol., Paris, Masson).
107. GIGNOUX (M.) et RAGUIN (E.). — 1932 : Découverte d'écaillés de roches granitiques au Nord-Ouest du col du Lautaret (Hautes-Alpes) à la base de la nappe du Flysch des Aiguilles d'Arves (*B.S.C.G.*, t. 47, n° 225).
108. GODEFROY (R.). — 1913 : La chaîne de Dormillouse (Haut Drac et Haute Durance) (*Revue Alpine*, oct.-nov. 1913).
109. GOGUEL (J.). — 1940 : Tectonique de la chaîne de Montbrison (*B.S.C.G.*, t. 42, n° 203).
110. — 1948 : Le massif de Soleil-Bœuf et le repli de Meollion (*B.S.C.G.*, t. 47, n° 225).
111. — 1952 : Traité de tectonique (1 vol., Paris, Masson).
112. HAUG (E.). — 1891 : Les chaînes subalpines entre Gap et Digne (*B.S.C.G.*, t. 3, n° 21).
113. HERMANN (F.). — 1951 *a* : La gerbe d'éclats tectoniques des Mischabel (Valais) (*C.R.A.S.*, t. 232, p. 642).
114. — 1951 *b* : La structure clastique dans les Alpes occidentales (*C.R.A.S.*, t. 232, p. 859).
115. — 1951 *c* : Striction et écoulement dans les Alpes occidentales (*C.R.A.S.*, t. 232, p. 1228).
116. — 1951 *d* : Ecoulement et serrage final des Alpes occidentales (*C.R.A.S.*, t. 232, p. 1307).
117. — 1951 *e* : Sur les éclats tectoniques des Mischabel, aux environs de Zermatt (*C.R.A.S.*, t. 233, p. 1468).
118. JODOT (P.). — 1926 : Sur la présence d'une faune à *Myophoria Goldfussi* dans le Trias de la bordure Sud du Pelvoux (Hautes-Alpes) (*B.S.G.F.*, 4^e série, t. 26).
119. KILIAN (W.). — 1898 : Sur divers faits nouveaux de la géologie des Alpes dauphinoises (*C.R.A.S.*, 7 novembre).
120. — 1899 : Feuille Briançon (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, n° 69, p. 100).
121. — 1900 *a* : Feuille Briançon (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, n° 75, p. 11).
122. — 1900 *b* : Alpes du Dauphiné et de la Savoie. Livret guide du Congrès géologique international de 1900, n° XIII *a*.
123. — 1909 : Feuilles Lyon, Avignon, Vallorcine et Marseille, au 320.000^e (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, n° 122).
124. KILIAN (W.) et LAMBERT (J.). — 1910 : Sur le gisement bajocien de Villard-Arène (H.-A.) et sur un échinide nouveau du massif du Pelvoux (*T.L.G.*, t. 9).
125. KILIAN (W.) et RÉVIL (J.). — 1912 : Etudes géologiques dans les Alpes occidentales (*Mém. S.C.G.*, 3 vol., 1904-1912).
126. LORY (Ch.). — 1864 : Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme et Hautes-Alpes) (Grenoble, 1860-1864).
127. — 1878 : Essai sur l'orographie des Alpes occidentales (Paris, 1878).

128. LORY (P.). — 1894 a : Observations complémentaires sur les environs de Champoléon (*B.S.G.F.*, 3^e série, t. 22).
129. — 1894 b : Coexistence dans le massif de Chaillol de dislocations appartenant à deux périodes distinctes (*B.S.G.F.*, 3^e série, t. 22).
130. — 1895 a : Note préliminaire sur le massif de Chaillol et les mouvements anténummulitiques qui l'affectent (*C.R.S.G.F.*, 5 et 19 nov.; et *T.L.G.*, t. 3, 2^e fasc.).
131. — 1895 b : Feuilles de Vizille, Briançon et Gap (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, t. 7, n^o 44).
132. — 1898 : Feuille de Gap (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, t. 10, n^o 63).
133. — 1900 : Feuille de Gap : Bordure du Dévoluy et du Champsaur (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, t. 11, n^o 73).
134. — 1902 : Feuille Gap (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, t. 12, n^o 85).
135. — 1908 : Massif de l'Oisans (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, t. 18, n^o 119).
136. — 1925 : Sur la tectonique « alpine » de la chaîne de Belledonne (*A.F.A.S.*, 49^e session, Grenoble).
137. — 1929 : Sur la structure de la chaîne de Belledonne et de sa bordure (*C.R.S.G.F.*, 2 déc.).
138. — 1933 : Sur la bordure de la zone du Mont-Blanc (zone alpine externe) au Sud de Grenoble (*C.R.S.G.F.*, 3 avril, p. 74).
139. — 1936 : Caractères du Jurassique dans les écaillés refoulées sur la couverture méridionale du Pelvoux (*C.R.S.G.F.*, 16 mars).
140. LOYS (F. de). — 1915 : Sur la présence de la mylonite dans le massif de la Dent du Midi (*E.G.H.*, XIV, p. 36).
141. — 1918 : Le décollement des terrains autochtones au col d'Emaney et au col du Jorat (massif de la Tour Salière - Dent du Midi) (*E.G.H.*, XV, p. 303).
142. — 1928 : Monographie géologique de la Dent du Midi (*Mat. Carte Géol. Suisse*, Nlle série, 58^e livraison).
143. LUGEON (M.). — 1912 : Sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences (*C.R.A.S.*, 30 septembre 1912).
144. — 1914 a : Sur l'ampleur de la nappe de Morcles (*C.R.A.S.*, 29 juin 1914).
145. — 1914 b : Sur l'entraînement des terrains autochtones en dessous de la nappe de Morcles (*C.R.A.S.*, 13 juillet 1914).
146. — 1914 c : Sur la présence de lames cristallines dans les Préalpes et sur leur signification (*C.R.A.S.*, 16 nov. 1914).
147. — 1914 d : Sur quelques conséquences de la présence de lames cristallines dans le soubassement de la zone du Niesen (Préalpes suisses) (*C.R.A.S.*, 7 déc. 1914).
148. — 1923 : Sur l'âge des grès de Taveyannaz (*E.G.H.*, vol. 18, p. 220).
149. — 1926 : Les écaillés de la forêt de l'Essert (Préalpes internes vaudoises) et présence d'une lame de granite (*E.G.H.*, XIX, p. 649).
150. — 1930 : Trois tempêtes orogéniques. La Dent de Morcles (*Livre Jubilaire publié à l'occasion du centenaire de Sté Géol. de France*, t. 2, p. 499).
151. — 1947 : Hommage à Auguste Buxtorf et digression sur la nappe de Morcles (*Verhandl. d. Naturforsch. Gesell. in Basel.*, vol. 58, p. 108).
152. LUGEON (M.) et ARGAND (E.). — 1937 : Atlas géologique suisse. Feuille Saxon Morcles avec notice explicative.
153. LUGEON (M.) et OULIANOFF (N.). — 1920 : Sur la géologie de la Croix de Fer (*C.R.A.S.*, t. 171, p. 563).
154. MARTIN (D.). — 1887 : Liste des gisements de spilite des Hautes-Alpes (*B.S.S.H.*, t. 6, p. 337-545).

155. MARTIN (D.). — 1909 : Rapport sur les marbres de Navette en Valgaudemar (Gap, 5 p.).
156. MORET (L.). — 1924 : Observations nouvelles sur les massifs de Sulens et des Annes (*C.R.A.S.*, 17 nov. 1924; et *A.U.G.*, 1925).
157. — 1925 : Sur la classification du Nummulitique autochtone des chaînes subalpines de Savoie (*C.R.S.G.F.*, 16 février 1925, obs. de MM. HAUG et ABRARD).
158. — 1934 : Géologie du massif des Bornes et des klipptes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie) (*Mém. S.G.F.*, Nlle série, n° 22).
159. — 1936 *a* : Sur l'âge des complexes détritiques qui terminent la série nummulitique subalpine (*C.R.S.G.F.*, 20 janv.).
160. — 1936 *b* : L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique subalpin envisagé du point de vue de la structure générale des Alpes (*C.R.S.G.F.*, 3 février).
161. — 1938 : Présentation d'un film cinématographique en couleurs sur la formation géologique des Alpes françaises (*T.L.G.*, t. 21, 1937).
162. — 1947 : Un problème de la Vanoise (Savoie) : le charriage de la Vanoise septentrionale (Mont Pourri, Bellecôte, Grand Bec) et ses conséquences (*C.R.A.S.*, t. 225, p. 948).
163. — 1951 : Un nouveau style tectonique : les synclinaux fermés et inapparents des massifs cristallins externes des Alpes occidentales (*C.R.A.S.*, t. 233, p. 1404).
164. — 1952 *a* : Les synclinaux fermés et inapparents des massifs cristallins externes des Alpes occidentales (*T.L.G.*, t. 29, p. 97).
165. — 1952 *b* : A propos de l'origine de la bande d'anhydrite rencontrée près de Randens (Savoie) dans le cristallin du souterrain Isère-Arc (*C.R.S.G.F.*, 3 novembre).
166. PARÉJAS (E.). — 1922 *a* : La structure de l'extrémité Sud-Ouest du Mont Blanc (*C.R.S.P.N.*, Genève, vol. 39, fasc. 7).
167. — 1922 *b* : Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges (*Mém. S.P.N.*, Genève, vol. 39, fasc. 7).
168. — 1925 : La tectonique du Mont Joly en Haute-Savoie (*E.G.H.*, vol. 19, n° 2, p. 420).
169. PUSSENOT (C.). — 1939 : Brèches du Prorel et de l'Eychauda (Hautes-Alpes) (*C.R.S.G.F.*, 20 nov.).
170. RABOWSKI (F.). — 1917 : Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec les lames de la bordure N.-W. des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar (*B.S.V.S.N.*, 5 déc.).
171. RICOUR (J.). — 1952 *a* : A propos de la chaîne vindelicienne (*C.R.S.G.F.*, 23 juin).
172. — 1952 *b* : Faune du Trias de la couverture des massifs cristallins externes des Alpes (Suisse et France). Note préliminaire (*C.R.S.G.F.*, 17 nov.).
173. RITTER (E.). — 1897 : La bordure Sud-Ouest du Mont Blanc. Les plis couchés du Mont Joly et de ses attaches (*B.S.C.G.*, t. 9, n° 60).
174. ROMANOWSKI (V.). — 1942 : Observations sur les sols polygonaux des Alpes françaises (*C.R.S.G.F.*, p. 166).
175. SCHNEEGANS (D.). — 1938 : La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye (*Mém. S.C.G.*).
176. SCHOELLER (H.). — 1929 : La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère (*B.S.C.G.*, t. 33, n° 175).

177. **TERMIER (P.)**. — 1894 : Le massif des Grandes Rousses (*B.S.C.G.*, t. 6, n° 40).
178. — 1895 : Feuilles Briançon et Bonneval (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, t. 7, n° 44).
179. — 1896 *a* : Sur la tectonique du massif du Pelvoux (*B.S.G.F.*, 3^e série, t. 24, p. 734).
180. — 1896 *b* : Feuille Briançon (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, t. 8, n° 53).
181. — 1897 : Feuilles Briançon et Gap (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, t. 9, n° 59).
182. — 1900 : Le massif du Pelvoux et le Briançonnais (*Livret-guide du Congrès géologique International de 1900*, n° XIII).
183. — 1903 : Les montagnes entre Briançon et Vallouise (*Mém. S.C.G.*).
184. — 1928 *a* : La nappe des Aiguilles d'Arves entre le Lautaret et la Vallouise (*C.R.A.S.*, t. 186, p. 49).
185. — 1928 *b* : Le pays de nappes des Alpes françaises (*C.R.A.S.*, t. 186, p. 113).
186. — 1930 : Lambeaux avant-coureurs de la nappe des schistes lustrés, flottant sur la nappe du Briançonnais (quatrième écaille, l'Alpet, Rio Secco, Chenaillet, etc.) (*Livre jubilaire publié à l'occasion du centenaire de la Sté Géol. de France*, t. 2, p. 613).
187. **VERNET (J.)**. — 1950 : Les limites Sud-Est du massif du Pelvoux et de l'anticlinal amygdaloïde des Ecrins (*B.S.G.F.*, 5^e série, t. 20, p. 275).
188. — 1951 : Le synclinorium de l'Aiguille de Morges et le style des déformations alpines du cristallin du Pelvoux (*B.S.G.F.*, 6^e série, t. 1, p. 169).
189. — 1952 *a* : Aspects structuraux de la surface du cristallin dans la partie occidentale du massif du Pelvoux (Feuille Saint-Christophe au 50.000^e) (*B.S.C.G.*, *C.R. Coll.*, t. 49, n° 232).
190. — 1952 *b* : Au sujet du comportement des massifs cristallins externes dans l'orogénèse alpine (*C.R.S.G.F.*, 31 mars).
191. — 1952 *c* : Les déformations d'âge alpin du cristallin du Pelvoux à la lumière d'observations nouvelles (*B.S.C.G.*, 6^e série, t. 2).
192. — 1953 : A propos de quelques structures synclinales et anticlinales du massif cristallin central dauphinois à l'Ouest du Pelvoux (*C.R.S.G.F.*, 19 janvier).
193. **VUAGNAT (M.)**. — 1947 : Sur le caractère spilitique des melaphyres de la région du Pelvoux (*S.P.N.*, Genève, vol. 64, p. 63).
194. **WEGMANN (C. E.)**. — 1925 : A propos de l'origine de la quatrième écaille (*C.R.S.G.F.*, 30 mars).

TABLE DES FIGURES

Fig.

1	Coupe N.E.-S.O. par le col de Montagnole	12
2	Anticlinal triasique du lac de l'Eychauda	16
3	Coupe du Col des Bouchiers	18
4	Coupe naturelle de la cascade des Oules	21
5	Transgression triasique à Dourmillouse	24
6	Carte géologique de la région du col d'Arsine	27
7	Coupe sous la crête des Grangettes	30
8	Coupe d'une dragée amygdaloïde du Lias de Seguret-Foran	32
9	Le Nummulitique de la Rouya	43
10	Ancien rivage nummulitique près de Dourmillouse	46
11	Les Crêtes des Grangettes	55
12	Klippe du Dôme de Monétier	57
13	Coupes sériées à travers le synclinorium d'Arsine	59
14	Carte géologique des Têtes de Sainte-Marguerite	60
15	Synclinal des Têtes de Sainte-Marguerite	61
16	Têtes de Sainte-Marguerite, détail de la partie orientale	62
17	Trois coupes Nord-Sud à travers la Combe de Malleval	70
18	Le Pelvoux et son synclinal vu du Sud-Ouest	72
19	Les synclinaux de la Meije	77
20	Coupe à travers les synclinaux de la Meije	80
21	Série de coupes dans le versant Est du Combeynot	83
22	L'extrémité septentrionale du Combeynot	84
23	L'écaille du Dragon	87
24	Têtes de Sainte-Marguerite et leurs synclinaux	89
25	Coupe d'ensemble des Crêtes de Sainte-Marguerite	90
26	Coupe de la rive gauche du Grand Tabuc	91
27	Face occidentale du Rocher de l'Yret, vue des pentes des Clouzis	93
28	Carte géologique des écailles de l'Yret	95
29	Les Ecailles briançonnaises vues de l'Yret	96
30	Les rapports du Flysch de l'Yret et de celui du Corvaria	102
31	Les Ecailles de l'Yret	104
32	La Croix de Cibouit	108
33	Le synclinal fermé Chambran-Ailefroide	110
34	Carte géologique du massif de Seguret-Foran	114
35	La crête des Grangettes vue du vallon du Tabuc	115
36	Les écailles cristallines du massif de Seguret-Foran	117
37	Coupe du Pas de l'Ane au Roc de Montagnole et du col des Grangettes au col de Seguret-Foran	118
38	Coupe de l'Yret à Clouzis	121
39	Essai d'interprétation de la structure du Pelvoux et de ses rapports avec le massif de Seguret-Foran	124
40	Les crêtes de Malamort vues des pentes de la Collette de Rascrouset.	130
41	Le synclinal des Bans	131
42	Esquilles de la Côte du Vachieux	135
43	Rive droite du vallon de la Selle	139

44	Coupe semi-théorique des crêtes de l'Aup-Martin au col des Bouchiers	146
45	La Rouite vue du Sud	149
46	Deux coupes à travers la Rouite	153
47	Evolution du synclinal de Meollion entre le vallon de la Haute Sagne et le col de Meollion (point 2451)	156
48	L'aiguille de Cédera et ses rapports avec le synclinal de Meollion ..	158
49	Carte géologique de la région du col de Meollion	160
50	Le synclinal de Meollion vu des pentes Nord de l'Aiguille de Cédera.	161
51	Synclinal de Meollion	163
52	Pseudo transgression nummulitique sur un accident tectonique	165
53	Schéma structural	174
54	Deux phases principales dans l'orogénèse du massif du Pelvoux	181