

NOTES SUR LA HAUTE VALLÉE DE L'UBAYE

STRUCTURE, ALTITUDES MOYENNES, TRACÉ DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ⁽¹⁾

par Jean DEMANGEOT

« Il n'y a jamais rien de définitif en science et si on attendait d'avoir une connaissance parfaite d'une question, on ne publierait jamais. »

Henri GAUSSEN, 1934.

La Haute Ubaye présente un intérêt puissant pour le géographe physicien par la diversité des problèmes qu'elle soulève. En effet, dans ce haut bassin peu accessible se trouvent rassemblés presque tous les problèmes de la morphologie alpine, et non les moins irritants parfois. Qu'on en juge plutôt : contact entre nappes de charriage et avant-pays autochtone; influence de la tectonique profonde de ce substrat sur le comportement des masses exotiques et, singulièrement, influence d'un môle hercynien sur l'avancée des nappes; coïncidence plus ou moins parfaite des éléments orographiques et tectoniques; épigénie d'un tronc fluvial sur un dôme du type « Alpes Méridionales »; antagonisme des érosions sur la ligne de partage des eaux franco-italienne; présence plus ou moins évidente d'un niveau préglaciaire; importance des épicycles fluvio-glaciaires du Quaternaire; enfin formes mineures actuelles de la glaciation et de la nivation...

A quoi notre vallée, si médiocre à tant d'autres points de vue — quand ce ne serait que par ses faibles dimensions — doit-elle cette

¹ Dans un article sur le relief de la Haute Ubaye, nous avons sommairement indiqué autrefois comment avait pu s'installer le réseau hydrographique de ce bassin alpin. Depuis, des études plus ou moins concurrentes ont paru, et nous avons eu l'occasion de modifier sensiblement notre point de vue. C'est le résultat de ces réflexions et de ces repentirs qui est proposé au lecteur.

richesse si séduisante pour le chercheur ? A sa position géographique dans le créneau des Massifs centraux cristallins, particulièrement au voisinage du Mercantour, vieux môle qui releva et fit se presser les unes contre les autres les nappes pennines, sans toutefois les défigurer par excès de striction (comparer aux laminages de matériel contre le massif Ecrins-Pelvoux dans la vallée de la Guisane). D'où la juxtaposition de six zones de structure sur un court espace d'une trentaine de kilomètres (Jausiers-col Longet), alors que, plus à l'Ouest, au centre du créneau, là où les nappes se propagent sans contrainte, les bandes tectoniques se développent largement, et, de Remollon au Mont-Genèvre font partie de régions géographiques distinctes et plus étendues.

Nous n'avons pas la prétention de vider complètement ces problèmes, ni même de les poser tous : nous négligerons provisoirement les questions cycliques pour nous attacher surtout à comprendre la structure, rendre manifeste son action sur le relief par des mesures chiffrées et élucider certains problèmes d'orientation du réseau hydrographique.

**

Dans son plan général, la Haute Ubaye peut être sommairement comparée à un triangle légèrement de guingois dont chaque côté figurerait la ligne de partage avec un bassin adjacent ² : à l'E bassin du Pô, au S bassin très individualisé de la moyenne Ubaye, au NW bassin de la haute Durance. Coulant selon la hauteur qui joint le sommet N à la base S de ce triangle, le torrent principal sépare deux versants très inégaux, celui de rive gauche mesurant 214 km², mais celui de rive droite 148 km² seulement. Enfin les lignes directrices du relief sont toutes parallèles à la base S, de telle sorte que le réseau hydrographique d'ensemble figure assez bien une carcasse de poisson plat, l'épine dorsale étant l'Ubaye et les arêtes les affluents.

Ajoutons à ce schéma une zone axiale NW-SE à crêtes aiguës et élevées insérée entre une zone amont et une zone aval à formes plus douces; indiquons des déversements de formes vers le NE à l'amont, vers le SW à l'aval, et nous aurons en main la plupart des éléments caractéristiques de la Haute Ubaye.

² Cartes topographiques : 200.000^e, n^{os} 60 et 61; 80.000^e, n^{os} 190, 200, 201, 213; 50.000^e en courbes de niveau, Barcelonnette, Larche, Embrun, Aiguille de Chambeyron, Aiguilles.

Cartes géologiques : 80.000^e. Au 50.000^e, planche hors texte sur les Montagnes d'Escreins dans la thèse de Blanchet [8]. (Les chiffres gras entre crochets renvoient à la Bibliographie placée en fin d'article.)

On a déjà débrouillé dans une étude antérieure l'essentiel de cette morphologie. Traits fondamentaux : les grandes zones de relief sont calquées sur les principales zones structurales et doivent leurs caractères autant à la nature même des roches qu'à leur arrangement; le déversement des formes est généralement causé par un déversement tectonique de même sens; l'Ubaye est logée dans un synclinal médian perpendiculaire aux bandes tectoniques³ qui, elles, guident rigoureusement tout le réseau des affluents.

Il est facile de comprendre que, si le tracé de l'Ubaye est dans le fond la question importante, c'est le problème des affluents (autrement dit l'adaptation de l'armature orographique même à la structure) qui exige d'être étudié en premier. Et on se doute bien quels emprunts nous ferons obligatoirement aux géologues, puisque, dans ce pays à roches variées et très violemment plissées, la structure commande en maîtresse.

1. Le Flysch et son substratum.

La Haute Ubaye est ciselée dans six zones structurales parallèles dirigées du NW au SE et d'importance inégale. Sur ces six éléments seul le premier n'est pas charrié, mais représente au contraire l'*avant-pays* autochtone sur lequel reposent les nappes (couverture sédimentaire des massifs anciens). Ses schistes marneux callovo-oxfordiens de faciès dauphinois profond, si abondamment développés dans le bassin de Barcelonnette (« terres noires »), n'affleurent pas en Haute Ubaye où cette zone est restreinte aux quelques kilomètres carrés du Haut Lauzanier (sources de l'Ubayette) : il s'agit là de barres monoclinales dures de grès d'Annot et de calcaires nummulitiques et sénoniens à pendage N (Enchastraye, 2956) se superposant à un Néocomien et à un Jurassique plus tendres (Pas de la Cavale)⁴.

L'élément suivant (*zone subbriançonnaise*) n'est que le matelas de base de la nappe du Flysch, notre troisième zone, laquelle progressant du NE au SW a arraché de son substrat des copeaux qu'elle a plus ou moins incorporés à sa face inférieure en les écrasant et en les refoulant⁵. On peut donc comparer grossièrement cette zone subbriançonnaise avec ses lames emballées de Flysch à une gigantesque brèche de friction. Ce matériel a été charrié loin vers le S (haut Verdon) sur un plan subhorizontal, et les régions qu'il constitue (Séolanes, Pelat) présentent la structure classique des pays de nappe. En fait, cela ne nous intéresse que médiocrement, car seules quelques cicatrices de Malm et de Trias gypseux, en bordure

³ Voir fig. 1.

⁴ Voir Gignoux-Moret-Schneegans [46], p. 10 et 11.

⁵ Voir fig. 2.

du contact de chevauchement dans le Lauzanier, appartiennent à cette zone.

L'intérêt de la *nappe du Flysch* proprement dite est bien plus grand, ne serait-ce que parce qu'elle occupe à elle seule la moitié de la Haute Ubaye. Qu'est-ce que le Flysch ? M. Gignoux le décrit ainsi : « Typiquement, ce terme désigne de puissantes séries schisteuses noires dans lesquelles s'intercalent de minces bancs (quelques centimètres ou décimètres) de grès calcaires à grains fins, à patine brunâtre, ou parfois des lentilles ou nodules de calcaire pélagique à pâte fine »⁶. C'est une série bathyale transgressive (brèche de base) d'âge très compréhensif, puisqu'elle se déposa du Crétacé au Tertiaire inférieur dans un vaste synclinal adjacent au géanticlinal briançonnais. En Haute Ubaye, ce Flysch est extrêmement polymorphe et le paysage s'en ressent : les pentes ébouleuses de schistes ardoisiers noirs ou bleus éventrés par les torrents près de Saint-Paul ne ressemblent pas aux bancs calcaires verticaux de la Tête de Cassoun qui s'enlèvent vigoureusement dans le ciel⁷. Et les étranges ciselures de la Tête de Siguret, décorées parfois par le

Fig. 1. — ÉLÉMENTS TECTONIQUES DE LA HAUTE UBAYE.

Cette carte a été dressée d'après les travaux de Blanchet, Gignoux, Gübler-Wahl, Moret, Schneegans, complétés par des indications inédites de M. Gignoux et M. Blanchet, et par quelques observations personnelles.

Les terrains autochtones. — 1, Massif ancien du Mercantour, extrémité Nord; 2, couverture sédimentaire en place affectée à l'Ouest par le bombement de Barcelonnette (3) et l'anticlinal des Terres Pleines (4).

Les nappes de l'Embrunais-Ubaye, l. s. — 5, la zone subbriançonnaise; 6, la série du Flysch, déprimée à l'Ouest par la cuvette du Parpaillon (7) que longe probablement l'anticlinal déversé de l'arête de Tournoux (8); 9, axe de la gouttière synclinale col de Vars-col de Larche. — Abréviations : C, la Condamine; Cr, Pic Crévoux; F, Fouillouze; Gl, les Gleizolles; GB, Grand Bérard, J, Jausiers; L, Larche; LZ, Lauzanier; R, Pas de la Reyssole; RM, Rieou Monal; Si, Tête de Siguret; StP, Saint-Paul-sur-Ubaye; P, Montagne du Parpaillon; Pa, Tête de Parassac; VC, Tête de Vallon Claous.

Les nappes du Briançonnais. — Au cœur des plis la nappe I (10, fenêtre Sanglier S-Chillol-Mary; 11, fenêtre Oronaye). Puis la nappe II (12, fenêtre col des Houerts-lac des Neuf Couleurs; 13, bourrelet résurgent Saint-Ours SO-Oronaye). Enfin la nappe III (14, Font Sancte FS-Aiguille de Chambeyron AC), sa duplication inférieure (15, Mortice M-Souvagea So, Brec de Chambeyron BC), sa duplication supérieure (16, klippe du Pic des Houerts); 17, axe de l'éventail briançonnais. — Autres abréviations : G, Gélinaise; GR, Becs de la Grande Roche; P, Panestrel; PC, Pont du Châtelet.

La zone intermédiaire du col Tronchet (18 Tr) avec ses deux résurgences (19, le Péonvou; 21, dôme du col Longet). — Autres abréviations : Gi, col de Girardin; M, Maurin; Ma, col de Mary; PM, Pointe haute de Mary.

La zone des schistes lustrés (20). — C, col de Clausis; M, Tête de Malacoste; P, Pic Pelvat; Pa, Plan de Parouart; R, Brec de Rubren.

⁶ Voir Gignoux [45], p. 553.

⁷ Voir pl. I A.

rouge ou le vert des schistes papyracés, ne peuvent être davantage confondues avec les croupes brillantes du Flysch cristallin du col Longet que Termier prit autrefois pour des Schistes lustrés⁸.

Une autre roche, les *grès d'Annot*, participe à l'architecture de notre troisième zone : c'est un terme régressif de l'Eocène terminal, sans fossiles, constitué de bancs de grès roses ou gris dont les entablements discordants couronnent quelques montagnes de Flysch (Pic Crévoux).

Les détails de la structure interne du Flysch nous donnent quelques indications sur la manière dont ce matériel se mit en place. Pressé par la poussée orogénique venue du NE, le synclinal déversa littéralement son contenu vers le SW et la nappe déferla lentement entre le Pelvoux et le Mercantour, animée par la seule gravité, sans qu'il soit besoin de faire intervenir une force tangentielle continue et extérieure. Deux arguments militent en faveur de cette tectonique d'écoulement : d'une part, l'absence de déformation (qu'une striction puissante eût rendue inévitable) dans le dessin de ces empreintes énigmatiques qu'on appelle des « Helminthoïdes »⁹; d'autre part, les contournements internes si tourmentés, si compliqués des assises, témoignant de l'écoulement turbulent d'une masse relativement fluide¹⁰.

Nous retiendrons surtout que ces innombrables reploiements ont certainement contribué à accroître l'épaisseur de la formation (plus d'un millier de mètres) et que des propriétés mécaniques spéciales lui ont permis d'épouser les accidents de l'avant-pays.

Bien que dans ce matériel véritablement convulsé il soit assez difficile de reconnaître une charpente, on peut ordonner la structure générale autour de deux axes.

Le premier élément, indiscutable, est le grand *synclinal du Flysch*, orienté NW-SE; sa charnière coïncide peut-être avec celle de la fosse géologique initiale, et il est naturellement déversé vers le SW par la poussée tectonique. Hors de notre bassin, il semble bien diriger déjà la haute vallée du Chagne (versant Embrunais) et la haute Stura avant son épigénie dans les gneiss du Mercantour (versant Italie).

Mais c'est surtout le sillon col de Vars-col de Larche qui lui correspond exactement. Quand l'axe de la gouttière est rectiligne, la vallée est rectiligne (Ubayette, Riéou Monnal près de Saint-Paul) et l'allure des affluents reflète bien le déversement structural : sur le flanc occidental de notre gouttière (versant long), un réseau conséquent a sculpté toute une série de « vallons », de loges étroites

⁸ Voir Blanchet [6], p. 119.

⁹ Voir Gignoux [14], p. 84.

¹⁰ « Le plissement souple de cette enveloppe caractérise un matériel malléable et ductile », écrit D. Schneegans à propos du Flysch [26], p. 301.

et parallèles branchées à angle droit sur le talweg principal. Ce sont les huit vallons principaux de la rive gauche de l'Ubayette, dont le Lauzanier est le plus important, et les trois ravins de la rive droite du Riéou Monnal. Le flanc oriental de la gouttière est au contraire beaucoup moins développé et sensiblement plus court¹¹.

Vienné une perturbation dans le style tectonique, les formes du sillon et le tracé du tronç fluvial la mettent aussitôt en valeur. On doit expliquer par une exagération du déversement vers le SW de la charnière synclinale (plan vertical) l'inflexion vers le SW de l'axe de la gouttière (plan horizontal) qui impose à la vallée un dessin courbé vers le S entre Meyronnes et Saint-Paul : et ici c'est le cours d'eau principal, c'est-à-dire l'Ubaye, qui emprunte momentanément ce tracé arqué entre le Pas de la Reyssole et le débouché de l'Ubayette. Dans cette partie de son cours, l'Ubaye est subséquente entre un versant long en pente douce (Bois de Tournoux) et un versant raide, lequel n'est autre que le flanc oriental du synclinal localement rabattu. Par voie de conséquence, on ne doit plus s'étonner de la position aberrante du massif de la Tête de l'Homme (2400-2500 m.) qui semble interrompre brutalement le sillon¹² : il n'y a pas interruption mais déviation. Et les charnières mises à nu par les gorges de la basse Ubayette, spécialement sur la rive droite, pourraient peut être s'identifier avec notre fond de synclinal laminé enfoui au cœur de la montagne.

Le second élément directeur de la zone du Flysch est plus problématique. La topographie se présente de la façon suivante : la longue chaîne qui joint les abords du Lauzanier à la Tête de Cuguret par les Têtes de Parassac, du Coin de l'Ours, de Siguret (3032 m.), se prolonge manifestement au-delà de l'Ubaye par l'arête du Fort de Tournoux, la Tête de l'Infernet, la montagne du Parpaillon (presque 3000 m.) ; même parallélisme avec le sillon col de Vars-col de Larche ; même abrupt redoutable du côté du SW¹³ ; même compartimentage régulier sur le revers NE. Cet alignement imposant qui borde le synclinal du Flysch ayant partout un pendage NE, il est tout indiqué de voir là un relief de structure monoclinale, « côte » gigantesque ou crêt. Et ce style n'est pas pour surprendre dans cette zone du Flysch qui, à la différence des terrains subbriançonnais plus méridionaux, présente une tectonique oblique de racines.

¹¹ Cette différence entre les rives paraît inversée lorsqu'on est au fond de la vallée, à Larche par exemple. Cette contradiction apparente tient à l'existence d'un haut niveau cyclique qui recoupe les crêtes de rive gauche et rapproche considérablement l'horizon immédiat.

¹² Voir Demangeot [40], p. 348.

¹³ Cet escarpement se résout en une superposition de falaises séparant des vires ébouleuses et le commandement de l'ensemble atteint 1500 m. La pente moyenne excède parfois 45°. Et aucun sentier, aucune piste (la vallée de l'Ubaye étant exceptée) ne franchissent cet obstacle qui mesure, au total, 15 km.

Mais quelle est la nature exacte de l'arrangement interne du matériel dans cette chaîne ? Le style plissé et tourmenté de toute la nappe interdit de songer un seul instant à un empilement d'assises concordantes simplement inclinées. Une indication intéressante nous est fournie opportunément par le massif du Grand Bérard (3042 m.) à demi circonscrit par le torrent du Parpaillon, affluent de rive droite de l'Ubaye; c'est, au Sud du crêt du Fort de Tournoux, la répétition de ce dernier : versant méridional assez raide sur le bassin de Barcelonnette, versant septentrional en pente plus douce avec réseau conséquent¹⁴. Mais la présence de larges revêtements de grès d'Annot vers le fond du talweg subséquent du Parpaillon implique une structure en cuvette vers cet endroit, précisément à l'aplomb du crêt de Tournoux. Or la cluse de l'Ubaye, qui échancre l'alignement Parpaillon-Lauzanier aux abords de la Condamine, laisse voir des charnières toutes anticlinales dans le Flysch constituant. Nous en déduisons donc que la crête Montagne du Parpaillon-Fort de Tournoux correspond à un anticlinal fortement déjeté au SW, chevauchant le synclinal du torrent du Parpaillon, et que son axe se prolonge dans la chaîne Cuguret-Lauzanier.

Cette hypothèse, fondée sur des observations sommaires sur le terrain, exigerait pour être validée que les géologues d'une part confirment l'importance de la charnière de la Condamine, d'autre part vérifient que les grès d'Annot sont bien engagés sous la base de la crête de Tournoux. Enfin, si cette hypothèse de travail est confirmée, il faut se garder d'imaginer cet anticlinal NW-SE chevauchant obliquement l'axe W-E du crêt Sonnaille-Jausiers, à la manière des vagues qui frappent le rivage de biais, pour expliquer l'absence de Flysch charrié au S du crêt Cuguret-Lauzanier. Si l'on voit les masses dans leur volume, on s'aperçoit que la fenêtre tient à la présence de l'anticlinal autochtone des Terres Pleines. Sans ce satellite du dôme de Barcelonnette, la zone du Flysch déborderait plus au Sud à cet endroit.

En résumé, on doit admettre que *la gouttière du Flysch est responsable du sillon col de Vars-col de Larche, que la chaîne qui le supporte au Sud correspond à un anticlinal déversé adjacent à cette gouttière, et que la vallée du Parpaillon est due à un synclinal annexe.*

2. Briançonnais et Schistes lustrés.

Le quatrième élément structural de la Haute Ubaye est la *zone briançonnaise* str. s. Sorte d'anticlinorium compliqué fait de roches

¹⁴ On ne doit pas omettre un fait non dénué d'intérêt, mais qui n'entre pas dans la démonstration ci-dessus : la forme en éventail de ce réseau et le dessin périclinal et tournant du torrent principal, dénoncent la présence d'une apophyse sous-jacente du dôme de Barcelonnette.

variées, tant du point de vue de l'âge que de l'épaisseur et de la dureté¹⁵, cette bande tectonique est véritablement l'épine dorsale de toute la zone intraalpine du Sud. Et elle n'abdique rien de son importance en Haute Ubaye où elle introduit une vigueur et une hardiesse de très haute montagne dans le relief. Cette prééminence est ancienne, puisque, dès le Secondaire, il existait une cordillère briançonnaise séparant les géosynclinaux dauphinois et piémontais; et la variété des faciès dénonce l'instabilité de cette cordillère tantôt immergée et tantôt à l'air libre.

Le terme le plus ancien de l'échelle stratigraphique est une *andésite* assez singulière bien étudiée par les pétrographes¹⁶. Sa première particularité, l'altération chimique interne, se combine avec la seconde qui est la schistosité, pour engendrer une certaine facilité de décomposition par les agents atmosphériques. Actuellement interstratifiée dans des anticlinaux permien, on ne sait trop quel fut son mode de gisement initial. Les observations de Blanchet dans les gorges du Guil en font une roche d'épanchement¹⁷ alors qu'elle est peut-être laccolitique ailleurs et réclame alors le nom de microdiorite. C'est un matériel violemment coloré en vert ou en lie-de-vin, conférant aux reliefs du vallon de Chillol et de la Roche Noire un cachet étrange.

Au-dessus vient une formation permienne dite *Verrucano*, à caractère hautement détritique, puisqu'on y trouve des galets d'andésite, de jaspe et des argilolithes. Le ciment de ce conglomérat est très quartzeux; cette roche solide est toujours associée à l'andésite qu'elle enveloppe (la Blachière, Chillol¹⁸, Oronaye).

La trilogie triasique alpine commence, comme il se doit, par des *quartzites*; ils sont légèrement verdâtres, saccharoïdes ou, plus souvent encore, à brisure conchoïdale nacrée¹⁹. L'engrènement particulièrement étroit des cristaux de quartz impose à la roche en masse une rigidité défavorable en cas de mouvement orogénique violent²⁰. Les multiples cassures de détail qui en résultent guident l'érosion et assurent ainsi une rare élégance aux crêtes déchiquetées de la Gélinaise, du Grand Bec de la Blachière²¹, de la Pointe Haute

¹⁵ Voir fig. 3.

¹⁶ Voir Kilian et Termier [20]. Cette roche comprend une pâte holocristalline ferrugineuse, dans laquelle sont noyés des phénocristaux de plagioclase corrodés, des prismes d'apatite rouge et des squelettes de cristaux épigenés. L'abondance de kaolin (6,5 %) et surtout de chlorite (15 %) témoigne de la sénilité de cette andésite.

¹⁷ Voir Blanchet [6], p. 36.

¹⁸ Voir pl. II A.

¹⁹ Cette formation est souvent signalée dans le paysage, en Ubaye comme ailleurs, par deux lichens calcifuges: l'un de teinte vert bronze est *Lecidea geographica*; l'autre, de teinte orangé vif, est *Rhizocarpum geographicum* D. C.

²⁰ Voir Blanchet [6], p. 40-41.

²¹ Voir pl. II A.

de Mary (3206 m.). Des casses à pierres tranchantes défendent efficacement l'accès de ces chaînes. Le modelé trapu de l'anticlinal du Sanglier est dû, lui, en partie, à une tectonique moins brisante ²².

Le Trias moyen est occupé par des couches peu épaisses où *le gypse et les cargneules* l'emportent de beaucoup sur les calcaires phylliteux et les schistes argileux. Ses qualités mécaniques particulières lui ont fait jouer un rôle important de lubrification, dans les mouvements orogéniques, en « facilitant l'avance tectonique (M. G.) des assises supérieures sur leur substratum » ²³. Conséquences : il peut faire défaut là où il a été expulsé ou bien s'accumuler, après migration, dans une position stratigraphique aberrante ²⁴. Souvent mylonitisé ²⁵, fait de roches dissemblables, cet horizon possède une grande inégalité de résistance à l'érosion qui, jointe à l'allure lenticulaire des affleurements, explique ses caprices morphogéniques. On le rencontre de préférence dans les cols (Gypiera ²⁶, Mary, Tronchet, Clausis) qu'il colore de traînées terreuses orangées ou blanches. Signalons que des phénomènes de dissolution et de foirage dans le Trias moyen du Tiéouré sont partiellement responsables du grand éboulement qui retint les eaux du lac de Parouart ²⁷.

Datée du Trias supérieur, une épaisse série de calcaires variés s'étage sur plusieurs centaines de mètres. Des bancs compacts de *calcaires dolomitiques* construits en sont le terme le plus fréquent. La masse principale et le sommet recèlent des intercalations bréchi-formes, et la base des assises phylliteuses. L'ensemble est assez homogène quant à la résistance à l'érosion ²⁸ : il constitue la plupart des grandes parois ruiniformes de notre région et alimente des éboulis fort imposants (le cône d'éboulis du Panestrel fait 400 m. de dénivelée ²⁹).

Le Jurassique est assez peu épais. D'abord un Dogger marin avec brèche de base, lits charbonneux, schistes marno-calcaires. Puis un Malm ³⁰ tout à fait reconnaissable dans le paysage, dit

²² Voir pl. III A.

²³ Blanchet [6], p. 45.

²⁴ Kilian distinguait deux horizons cargneullisés, l'un au milieu, l'autre au sommet du Trias (*t.*, *c* et *t^s*; voir [18] et [19]). M. Gignoux [13], puis Blanchet, ne maintiennent que le niveau médian. Or au col Clausis, un affleurement de cargneules est accolé à la masse calcaire du Péouvou qui est, dans notre hypothèse (voir plus loin) un anticlinal. Puisqu'il ne peut s'agir de « cargneules supérieures », cet horizon est du Trias moyen en discordance par migration.

²⁵ Au col Girardin. Blanchet [6], p. 45.

²⁶ Voir pl. III B.

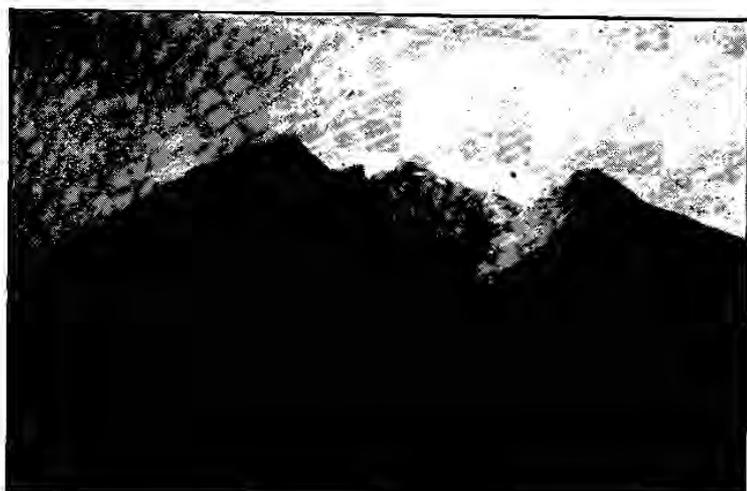
²⁷ Voir pl. IV A.

²⁸ Voir fig. 3.

²⁹ Voir pl. II B.

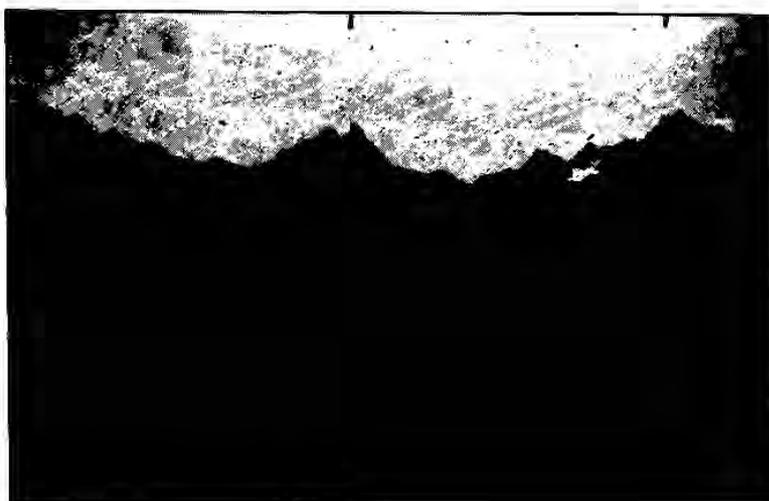
³⁰ Kilian, ainsi que Haug, l'estimait d'âge Tithonique, mais on l'a maintenant descendu à l'Argovien. Voir Blanchet [6], p. 102.

PLANCHE I : TROIS TYPES DE PAYSAGE

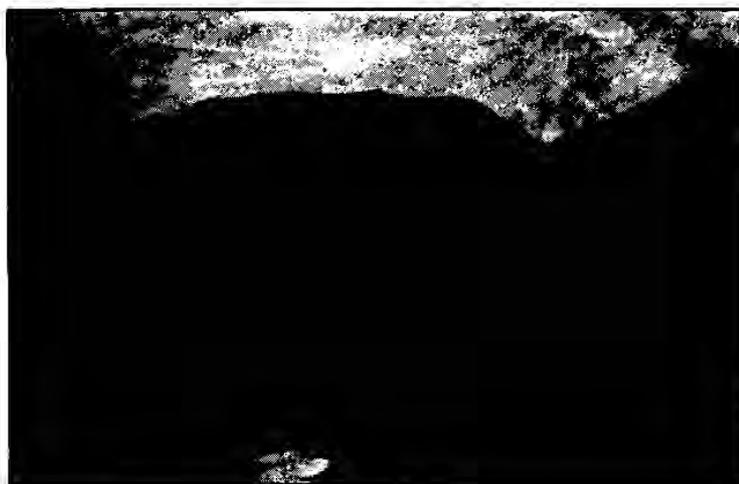


A. — *Zone du Flysch*. Vue de la route du col de Vars, la belle auge suspendue de Vallon Claous, assiégée par la forêt. Un bouchon morainique encombre son débouché. A l'arrière-plan, la Tête de Vallon Claous (2940 m.); à gauche, Tête de Cassoun.

B. — *Zone du Briançonnais*. Vue prise du Vallon de Panestrel vers le SE. Au-delà de la vallée de l'Ubaye (aval à droite) et au centre, crête de la Gélinaisse et Aiguille Pierre André. A droite, à l'arrière-plan : Aig. de Chambeyron et glacier de Marinnet, dont la base est cachée par le Grand Bec de la Blachière, très ombré. A gauche, arête aiguë de la Pointe Haute de Mary. Dyssymétrie vers l'amont, gradins de suspension, replats glaciaires emboîtés.

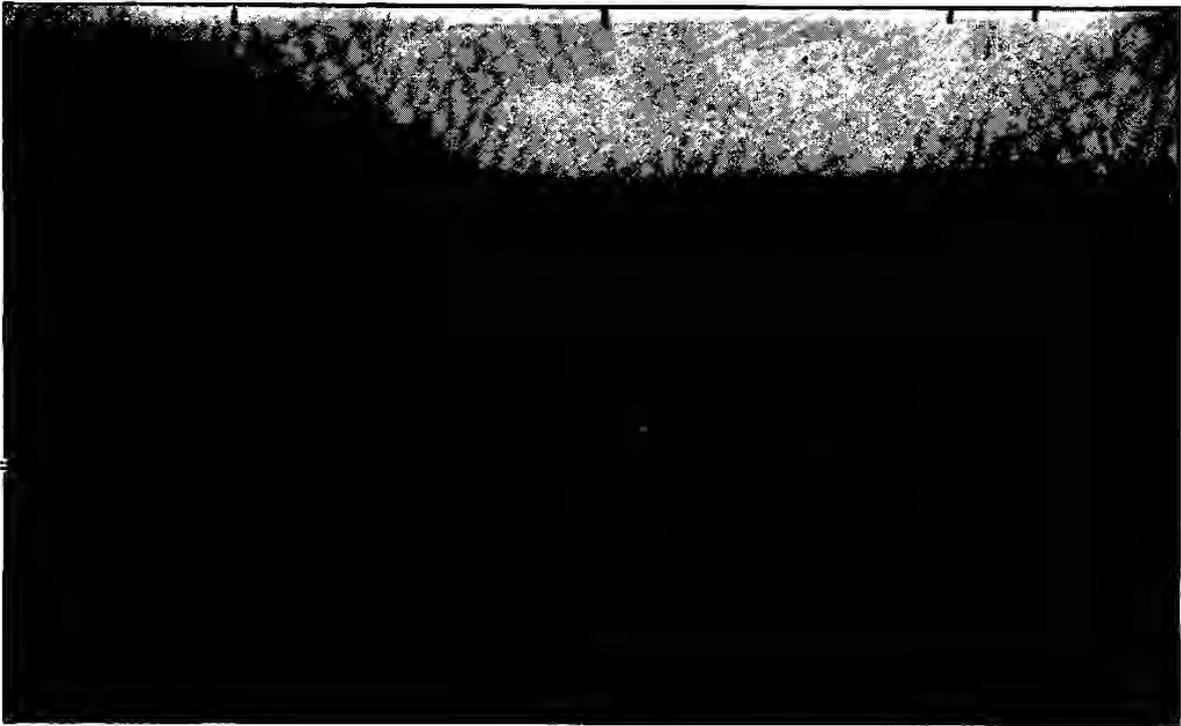


C. — *Zone des Schistes lustrés*. Vue du Pas de Gandin (3000 m., au premier plan à droite), la lourde échine de la Tête de Malacoste. Paysage désolé, formes molles, cirque enseveli sous les éboulis mouvants et bourelés, niches de nivation.



(Clichés J. Demangeot).

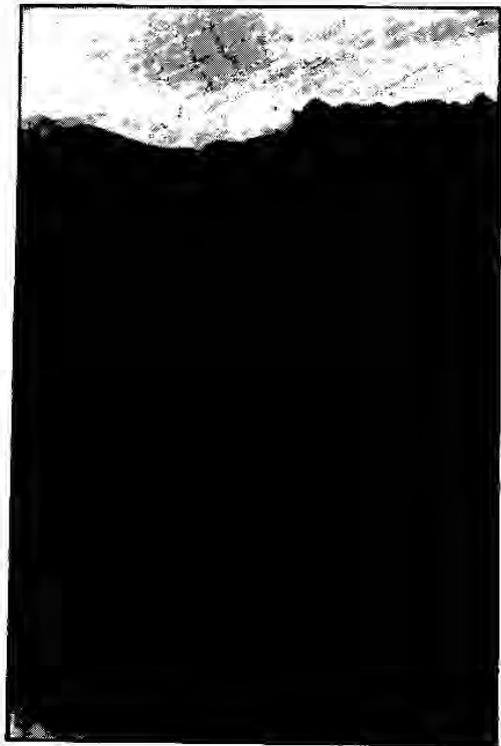
PLANCHE II



A



B



C

COMPARAISON DES DEUX RIVES

(Clichés J. Demangeot.)

« *marbre de Guillestre* » : c'est une fausse brèche composée de nodules amygdalaires roses parfois étirés, et d'un ciment ferrugineux rouge ou vert³¹. Cette roche, quoique dure, peut se débiter assez facilement (mer de blocs de la Tête de l'Eyssilloun, dans les rochers de Saint-Ours) ou être ciselée de lapiaz (Mortice). On la trouve en clochetons verticaux de belle allure au sommet de l'Aiguille de Chambeyron.

Compte tenu de la présence du Flysch déjà décrit, l'échelle stratigraphique s'achève par les *Marbres en plaquettes* du Néo-Crétacé³² : sédiment bathyal à Rosalines, cette formation se présente comme des calcschistes luisants, à cassure marmoréenne, extrêmement plissotés et d'une résistance à l'érosion assez inégale. Ce Néo-Crétacé semble avoir témoigné d'une certaine souplesse tectonique³³.

Il convient de placer ici l'aperçu lithologique de la zone du col Tronchet, parce que celle-ci n'est qu'une annexe stratigraphique et tectonique de la zone briançonnaise. Permien, Trias, Malm, Néo-Crétacé, Flysch s'y retrouvent. Toutefois une modification de faciès général intervient, à cause de la position même de cette région. On sait, en effet, que du bord externe de la zone intraalpine au cœur même des Alpes s'observe une augmentation progressive de la cristallinité des roches, un métamorphisme croissant. C'est une constatation d'ensemble; elle se trouve confirmée en Haute Ubaye particulièrement dans cette zone de transition du Tronchet où toutes les assises deviennent peu à peu des Schistes lustrés³⁴. Les conséquences de ce passage pour l'âge et la tectonique de la zone attenante du Piémont n'échapperont pas au lecteur. D'ailleurs, le « fossile caractéristique » des Schistes lustrés, c'est-à-dire les Roches Vertes, apparaît déjà : on exploitait, il y a quelques années encore, un mélange

A — Vue prise de la cote 2907 au N du glacier de Marinet. Double coche à gauche : aval de la vallée de l'Ubaye. Sous les repères de gauche à droite et d'arrière en avant : la Font Sancte; le col Girardin, la Gelinasse, le pas de Chillol; l'aiguille Pierre André, les lacs de Marinet; le pic de Rochebrune en Briançonnais, le col Tronchet. Aspect ruiniforme des reliefs. Gypse blanc à droite.

B. — Face Sud du Panestrel (rive droite). Assises contournées. Grands « clapiers ». Montagne en voie d'ensevelissement.

C. — Face Nord de l'Aiguille de Chambeyron (rive gauche) sous le sommet. Dalles verticales. Glacier de Marinet. Dès le second plan, territoire italien.

³¹ Vers Combe Brémond, le Malm se présente sous forme de radiolarites. Voir Blanchet [6], p. 83.

³² Voir Moret et Blanchet [22].

³³ Voir Gignoux-Moret-Schneegans [16], p. 23.

³⁴ « Tous les terrains tendent à prendre un faciès cristallin uniforme et leurs caractères distinctifs s'estompent progressivement à mesure que l'on se dirige vers l'Est », écrit Blanchet [6], p. 133.

dynamo-métamorphique de serpentine et de calcite blanche d'un superbe aspect ornemental (« marbre » de Maurin ou « vert des Alpes »).

Comment tous ces matériaux s'ordonnent-ils dans l'espace, autrement dit quelle est l'architecture de la zone briançonnaise et du col Tronchet ?

Subissant des efforts dont on ne connaît pas la nature exacte, efforts orogéniques, dit-on, sans pouvoir préciser, la Cordillère Briançonnaise et ses fosses adjacentes se plissèrent au Tertiaire : alors que le matériel ancien du tréfonds, peu malléable, obéissait avec peine aux poussées transmises, la couverture mésozoïque plus souple se déformait violemment et se disposait en éventail au sein même de la masse enrobante de Flysch. D'où dysharmonie entre les assises supérieures et inférieures, les décollements étant facilités par le Trias gypseux. On observe de plus que les plis méridionaux de cet éventail sont déversés au SW, les plis septentrionaux au NE (encore, là, un problème non résolu malgré les nombreuses solutions proposées³⁵), les plis centraux restant isoclinaux ou « hésitants » pour reprendre l'expression de Kilian³⁶.

Dans le détail la tectonique est évidemment plus complexe, car les plis se sont escaladés les uns les autres et l'ensemble se résout en un échafaudage de nappes de charriage à court rayon ou nappes de front.

En Bas Queyras l'érosion a pratiqué une fenêtre dans cet empilement, et la coupe naturelle des gorges du Guil nous montre l'élément le plus profond (anticlinal permien) encapuchonné par les nappes dites du Guil. Comme il ne s'agit pas du Secondaire autochtone, on peut l'appeler la *nappe I*³⁷. En Haute Ubaye nous retrouvons cette nappe profonde à la faveur d'une autre boutonnière creusée par l'Ubaye entre la Barge et la Blachière (Tête du Sanglier³⁸), et cette fenêtre se poursuit sur la rive gauche par le Chillol et le lac NW de Marinnet jusqu'à franchir la frontière italienne entre le col de Mary et le col de Marinnet. Appelons-la donc « fenêtre de Marinnet ».

Il ne faut surtout pas considérer la gorge de l'Ubaye à cet endroit comme l'homologue des gorges du Guil, car s'il s'agit bien de la

³⁵ Voir un résumé commode dans Blanchard [4].

³⁶ Malgré les inévitables modifications apportées par les recherches récentes à cette vue un peu schématique, la notion d'« éventail » briançonnais reste valable.

³⁷ La clef de cette géologie a été donnée par une coupe ancienne de Kilian. Voir Blanchet [6], p. 25. Que l'andésite des gorges du Guil soit en rapport direct avec l'écaille de Réotier, sur la Durance, à laquelle était réservée l'appellation de « nappe I », était implicitement contenu dans la thèse de M. Blanchet. Mais celui-ci a, depuis, précisé clairement l'identité tectonique de ces éléments. Voir [7], fig. 2.

³⁸ Voir fig. 2 et pl. III A. M. Blanchet a bien voulu confirmer l'exactitude de mon interprétation. Qu'il en soit remercié.

même nappe, il ne s'agit pas du même axe tectonique : le Permien de l'Ubaye n'affleure pas sur le bas Guil, il doit être cherché quelque part sous la fenêtre du Cristillan où il est encore enfoui sous le Trias.

Cette nappe I correspond au cœur ancien de la zone briançonnaise, à la charnière de l'éventail. Presque sur la verticale de cette articulation se place l'axe sommital de l'anticlinorium (la zone des « plis hésitants »), de part et d'autre duquel semblent s'écrouler les nappes supérieures. Et, presque à l'aplomb de cet axe, contiguës au noyau permien, se trouvent les racines de la nappe briançonnaise *lato sensu* tout entière. Cette région des racines se suit depuis le Cristillan inférieur (Queyras) jusqu'en Italie, passant la frontière entre le col de Marinet et le Brec de l'Homme, après avoir constitué par ses assises redressées l'essentiel de l'armature orographique (Font Sancte 3373 m., Aiguille de Chambeyron 3409 m.). Alors qu'elle se termine brutalement au NE par un grand pli-faille chevauchant, elle émet au SW des nappes charriées sur plusieurs kilomètres; et ce sont précisément ces masses rabattues qui offrent la structure la plus compliquée, puisqu'on y a reconnu trois écailles superposées.

Pour plus de clarté, reportons-nous aux gorges du Guil où une nappe, la *nappe II*, enveloppe le noyau permien I. De là, grâce à la longue fenêtre d'Escreins (Rif Bel) qui prolonge celle du Guil, on suit l'affleurement de la nappe II et on le voit passer sur le versant Ubaye au col des Houerts. La boutonnière, très resserrée à ce col, se dilate à nouveau (reliefs des Becs de la Grande Roche), franchit l'Ubaye et par le vallon d'Aval et le cirque de Chambeyron se continue au SE vers la frontière qu'elle atteint entre le Brec de l'Homme et le col de la Gypiera. Appelons-la ici « fenêtre du Chambeyron ».

Cette longue entaille, qui nous montre si complaisamment la nappe II, est limitée au NE par le contact anormal de la zone des racines, et au SW par une autre bande structurale discordante elle aussi : ce nouvel élément est une gigantesque klippe de la nappe immédiatement supérieure (*nappe III A*) isolée des racines par la longue fenêtre Guil-Chambeyron que nous venons justement de préciser. Le contact frontal anormal de cette klippe lourdement plantée dans le Flysch extérieur est sensiblement parallèle aux autres alignements tectoniques : il est jalonné par le col de Serenne, le vallon et le verrou du Châtelet, remonte sur la rive gauche de l'Ubaye le long du Béal de Fouillouze, pénètre en Italie par le col de Stroppia³⁹, mais tourne court et, longeant la frontière vers le N, vient rejoindre le col de la Gypiera. Cette écaille de la nappe III A est donc parfaitement individualisée et ne se poursuit pas très avant en Italie.

³⁹ Voir Gignoux-Moret-Schneegans [46], p. 22 et photo III.

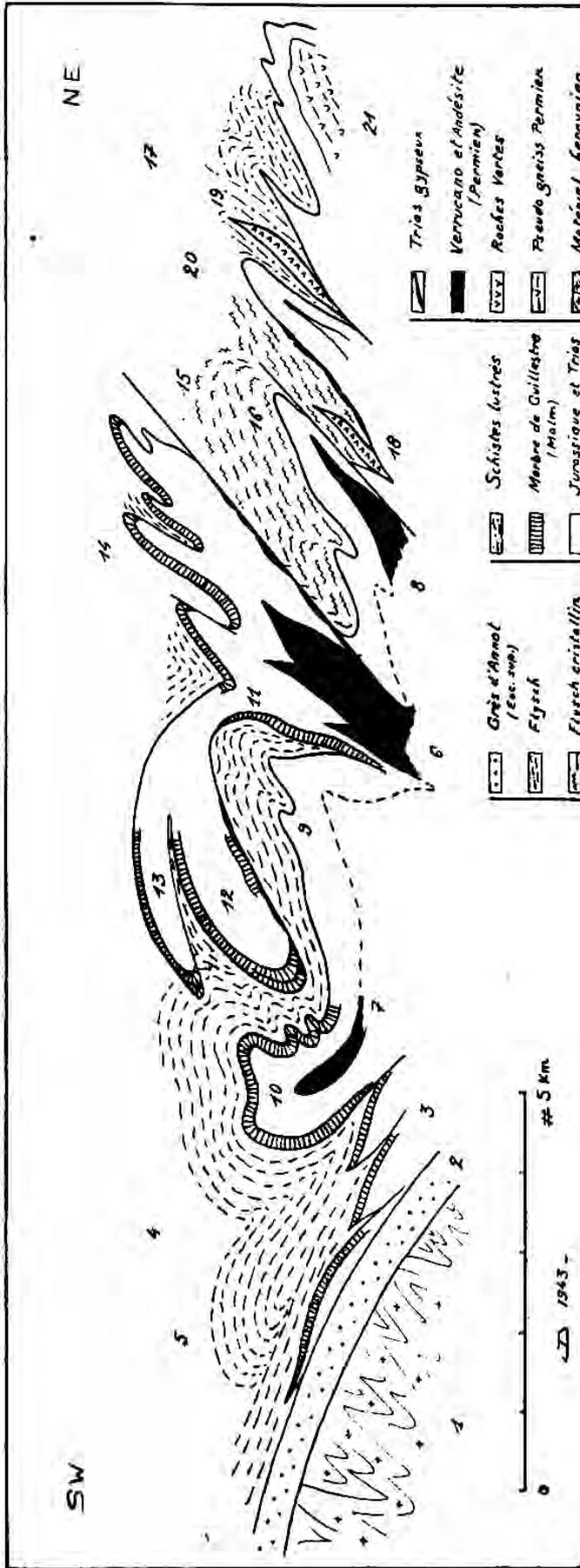


Fig. 2. — COUPE SCHEMATIQUE (EN PROJECTION) PERPENDICULAIRE AUX UNITÉS TECTONIQUES.

Références : Blanchet [6], pl. III et IV, et [7]. — Gignoux, Moret et Schneegans [46], p. 21. — Schneegans [26], fig. 35, 1. — Demangeot [40], fig. 2. Coupe en coulisse complétée par des observations personnelles.

Pour plus de clarté, on n'a pas représenté certaines assises (marbres en plaquettes du Crétacé supérieur, par exemple) ni différencié certaines séries (entre le Permien et le Malm, par exemple).

Pays autochtone. — 1, massif ancien du Mercantour; 2, sa couverture sédimentaire.

Nappes de l'Embrunais-Ubaye. — 3, écailles de la zone subbriançonnaise; 4, axe synclinal du Flysch; 5, axe anticlinal de l'arête de Tournoux.

Nappes du Briançonnais. — 6, la nappe I à la fenêtre Sanglier-Chillo; 7, sa réapparition possible dans le vallon d'Oronaye; 8, sa réapparition possible dans l'anticlinal de Maurin; 9, la nappe II à la fenêtre col des Houerts-lac des Neuf Couleurs; 10, sa réapparition dans le bourrelet Saint-Ours-Oronaye; 11, la nappe III, racine de l'Aiguille de Chambeyron; 12, sa duplication inférieure (Mortice, Souvagea, Brec); 13, sa duplication supérieure (Pic des Houerts); 14, retombée Nord-Est de l'éventail briançonnais (Panestrel-Font Sancte).

Zone intermédiaire du col Tronchet. — 15, le Flysch cristallin; 16, anticlinal Maurin-Pointe de Mary.

Zone des Schistes lustrés (17). — 18, serpentine de Maurin; 19, serpentine du Pic Pelvat; 20, anticlinal résurgent du Péouyou; 21, dôme métamorphique du col Longet.

C'est dans sa masse qu'ont été taillés les reliefs de la Mortice, de la Souvagea et du Brec de Chambeyron (3390 m.)⁴⁰.

Enfin, la duplication la plus élevée de la nappe supérieure du Guil (*nappe III B*), celle-la même qui domine et ferme au N la fenêtre du bas Guil, est presque complètement absente de la Haute Ubaye. Posée toutefois en chapeau sur la carapace de la Mortice, une butte-témoin caractéristique (Pic des Houerts 3227 m.) témoigne de son ancienne extension⁴¹.

L'harmonieuse et symétrique ordonnance de ce faisceau structural est compromise par la présence d'un long bourrelet anticlinal qui surgit en avant-garde au SW, en plein dans le Flysch de la rive gauche de l'Ubaye. Il constitue les Rochers de Saint-Ours, s'escamote momentanément au passage du Riéou du Pinet, et on le suit à nouveau vers le SE où il borde la gouttière du Flysch jusqu'à l'Italie. Il est, au reste, nettement déversé au SW, et son flanc normal est souvent très repleyé sur lui-même. Construit en roches briançonnaises, il dépend manifestement de l'éventail principal : mais de quelle façon ? La réponse est aisée pour le Saint-Ours dont le flanc N plonge sous le Flysch de la combe de Fouillouze et sous l'écaille Souvagea-Brec de Chambeyron-Massour, venant se raccorder avec la nappe II dont il n'est, en d'autres termes, qu'un prolongement résurgent⁴². Dernier point : l'affleurement paléozoïque du vallon d'Oronaye, mis à jour par l'éventrement de l'anticlinal, doit probablement être identifié comme une apophyse de la nappe I emballée au cœur de la nappe II.

Les arrières de la zone briançonnaise ne sont pas plus simples que son front. Mais alors qu'au SW le contact se fait par progression et superposition d'écailles, il s'opère tout au contraire au NE par enfoncement sous la zone suivante. Un pli-faille oblique jalonne cet ennoyage du col Girardin au col de Mary, après quoi vient un large berceau synclinal dyssymétrique parce que très déversé au NE. Il est bourré de ce Flysch à faciès Schistes lustrés caractéristique de la zone dite du col Tronchet, et des replis anticlinaux comme celui de Maurin lardent la masse de remplissage. L'anticlinal adjacent (Rochers de l'Echasse, arête de la Pointe Haute de Mary 3206 m.)

⁴⁰ Voir fig. I et pl. III B.

⁴¹ Voir pl. III A.

⁴² Voir Gignoux-Moret-Schneegans [16], p. 22. J'avais été amené à la même conclusion sans connaître cet article et *pour des raisons d'ordre morphologique*. Si les Rochers de Saint-Ours n'avaient été un anticlinal, on aurait pu les raccorder en l'air, avec la nappe III B par exemple. Or les chevrons qui ceinturent ce relief prouvent le « mont », donc l'anticlinal. Donc, étant entendu que Souvagea, Brec et Massour étaient d'origine exotique, le Saint-Ours devait s'enraciner et prolonger la nappe II. On a exprimé cette conclusion avec prudence en 1939 (Demangeot [10], p. 347-348) ainsi que l'identification des zones de Blanchet sur la rive gauche par extrapolation. J'ai été heureux de constater depuis que mes vues étaient confirmées (rétrospectivement) par les spécialistes.

est, lui, franchement couché au NE, et il semblerait qu'après ce dernier laminage le matériel briançonnais disparaisse définitivement si une puissante montagne de calcaire dolomitique, le Péouvou (3231 m.)⁴³ ne surgissait encore sur la rive droite, dans les Schistes lustrés, en enfant perdu semble-t-il.

Si nous repoussons, comme incompatible avec les conceptions actuelles, l'interprétation de Kilian qui voyait les ultimes plis briançonnais « flotter » sur les Schistes lustrés⁴⁴, auquel cas le Péouvou aurait été un synclinal pincé, nous devons considérer cette montagne comme un anticlinal enraciné⁴⁵ dont le flanc normal se raccorde au flanc inverse des Rochers de l'Echasse par-dessous le Tiéouré. En somme, tout se passe comme si c'était un dernier effort de l'orogénie briançonnaise désormais amortie dans les Schistes lustrés.

Il n'est pas dans notre intention de paraphraser ce qui a déjà été écrit sur l'adaptation à la structure dans cette zone de la Haute Ubaye⁴⁶. Rappelons seulement que le relief se compose ici de « vallons » étroits et parallèles, chacun coïncidant avec une bande tectonique ou avec le contact de deux bandes, vrais couloirs enserrés de parois élevées toutes abruptes au NE. Cette dyssymétrie s'explique par le déversement uniforme de la structure : la nappe III A déjetée au SW se présentant en effet à l'érosion de la même façon que les plis rabattus au NE (crête Georges Debray, Pointe Haute de Mary). Souvent aussi les chaînes sont des crêtes de roches verticales (Becs de la Grande Roche, Gélinaise), tout particulièrement celles de la zone des racines (Aiguilles de Chillol et de Chambeyron⁴⁷). La nappe II, resurgie au SW en anticlinal, est restée un mont (Rochers de Saint-Ours) ou bien a été éventrée en combe (vallons des Rouchouzes et d'Oronaye). D'autres arêtes résultent simplement de l'antagonisme de deux érosions : Meyna, Font Sancte... Le synclinal du col Tronchet explique, lui, la dépression évasée col de Girardin-col de Mary.

Même dans cette zone véritablement axiale où l'abondance des roches dures dans l'échelle stratigraphique se combine avec la vigueur de l'effort tectonique, il faut convenir que, si les formes structurales prédominent, elles ne sont pas exclusives : bien des traits importants sont imputables à l'érosion torrentielle, nivale ou glaciaire. Il est vrai qu'ils ne concernent que l'aménagement de la charpente. En tout cas, ils sont ici hors de sujet.

⁴³ Voir pl. IV B.

⁴⁴ Voir Kilian [18].

⁴⁵ Comment expliquer autrement la charnière si visible au-dessus du Plan de Parouart? Voir pl. IV A.

⁴⁶ Voir Demangeot [10], p. 349-50, les coupes p. 351 et surtout la carte morphologique, p. 344-45.

⁴⁷ Voir pl. II C.

La dernière zone tectonique de notre haute vallée est celle du Piémont, dite aussi *zone des Schistes lustrés*, qui occupe ici une surface bien moindre qu'en Queyras. Elle tire son nom de la prédominance d'une série de roches, les Schistes lustrés, sur laquelle on ne sait pas grand'chose. Son âge a été très controversé : Kilian l'estimait antérieur au Permien ⁴⁸, depuis on en a fait « une grande série métamorphique débutant au sommet du Trias pour se prolonger jusque dans le Flysch » ⁴⁹. Nous avons vu en effet à propos de la zone du col Tronchet que les roches « briançonnaises » finissent par toutes se confondre dans un faciès uniforme indubitablement géosynclinal. Mais on dispute encore de la tectonique de ces Schistes lustrés : est-ce une nappe de fond ? est-ce plutôt la portion orientale de la couverture de l'éventail briançonnais, dont le Flysch serait la portion occidentale ?

Dans cette géologie, seule reste intangible la description lithologique des assises : il s'agit de schistes calcaires, particulièrement carbonatés en Haute Ubaye, enrichis par le métamorphisme de minéraux phylliteux (mica blanc, séricite...) qui leur donnent un aspect chatoyant. De structure fibreuse, ils se débitent volontiers en fines baguettes. C'est donc une roche de peu de tenue à l'érosion, ainsi qu'en témoigne le galbe amolli des versants et l'abondance des faux éboulis. On citera comme spécialement caractéristique le revers SW de la Tête de Malacoste (3203 m.) ⁵⁰. Dans cette zone, la dyssymétrie des vallons répond à une structure uniformément monoclinale et déversée au NE, dans ses grands traits.

Mais l'élément de variété est introduit par la présence de roches plus dures, souvent encore mal identifiées. La roche la plus ancienne est cristallophyllienne et affleure assez largement au col Longet, en dôme vigoureusement raboté par la glaciation quaternaire : c'est un faux *gneiss* très quartzeux, avec mica chloritisé, de structure chiffonnée et parfois glanduleuse ⁵¹, équivalent probable du Permien et du Trias inférieur briançonnais. Une amande anticlinale de Permien métamorphisé est recoupée par l'Ubaye à l'hubac de Longet. Chacun de ces objets tectoniques est enveloppé de calcaire phylliteux triasique, schisteux à l'hubac de Longet ⁵².

Autre groupe de matériaux durs, et plus important, celui des *Roches Vertes* : on englobe sous ce nom différentes roches issues d'un matériel cristallin basique (gabbro par exemple), dont le mode de gisement initial fut peut-être laccolithique ⁵³. Ces roches furent

⁴⁸ Voir Kilian [48].

⁴⁹ Blanchet [6], p. 135.

⁵⁰ Voir pl. I C.

⁵¹ Nos propres observations ont été très sommaires.

⁵² Voir pl. IV C.

⁵³ Voir Gignoux [45], p. 393.

reprises lors des plissements, métamorphisées et souvent broyées. La plus fréquente, en Haute Ubaye comme en Haut Queyras, est la *Serpentine*, à laquelle sont souvent associés amiante, séricite, talc et calcite. Généralement, les Serpentes sont des roches très dures, et la zone des Schistes lustrés est véritablement « armée » par leurs pointements vert sombre et brillants (le Pelvat 3217 m., le Brec de Rubren 3338 m.⁵⁴). Mais la mylonitisation et la présence de filonets de minéraux tendres peuvent en faire localement une roche peu cohérente : on observe alors soit de grands éboulis comme ceux de la face SE du Pelvat, soit des accumulations de boules de décomposition pouvant atteindre 2 m. de diamètre et noyées dans une arène verdâtre, semblables aux chaos granitiques classiques (face N de la Baisse de la Gavie, en aval du Béal de Rubren). Au total, une influence très inégale sur la morphologie.

Pour avoir une idée de la tectonique de cette ultime portion de la Haute Ubaye, nous devons suppléer à l'absence d'études géologiques récentes : on peut penser que les anticlinaux qui émergent des Schistes lustrés à l'hubac de Longet et au col frontière dépendent de la zone briançonnaise avec laquelle on doit les raccorder en profondeur et par l'intermédiaire des plis du Tronchet⁵⁵. Les Serpentes se présenteraient peut-être en inclusions laminées dans les synclinaux. Bien entendu, ce ne sont là que des hypothèses de travail.

3. La vallée principale et ses rives.

Nous venons d'envisager chaque zone structurale l'une après l'autre et d'analyser patiemment les contours en plan ou dans l'espace : ce faisant, nous avons mis en place tous les accidents du relief, sauf un — et d'importance — la vallée principale de l'Ubaye.

Le tracé de cette vallée qui recoupe scrupuleusement toutes les bandes tectoniques est, à priori, illogique : pourquoi ne pas suivre longitudinalement une zone facile, par exemple le synclinal du Flysch vers le niveau de base durancien ? Non seulement il faut expliquer ce tracé orthogonal, mais encore rendre compte de la différence morphologique entre les deux versants.

Nous avons, dès le début, donné une réponse à la première question : l'Ubaye est logée dans un synclinal médian perpendiculaire aux bandes tectoniques. Mais une constatation s'impose : cette gouttière directrice est loin d'être simple, loin d'être continue.

⁵⁴ Voir pl. IV A et B.

⁵⁵ D'ailleurs, si l'on en croit les cartes géologiques, la continuité entre la zone briançonnaise et le Permien est manifeste, sur la haute Maïra italienne, là où les schistes lustrés perdent de leur extension vers le Sud.

D'abord, sa présence est difficilement démontrable dans les masses semi-homogènes, telles que le Flysch ou les Schistes lustrés où elle n'est que supposée. Il faut disposer d'affleurements facilement repérables (ce sont par excellence ceux de la zone briançonnaise) pour contrôler cet abaissement d'axe qui, à certains endroits, est évi-

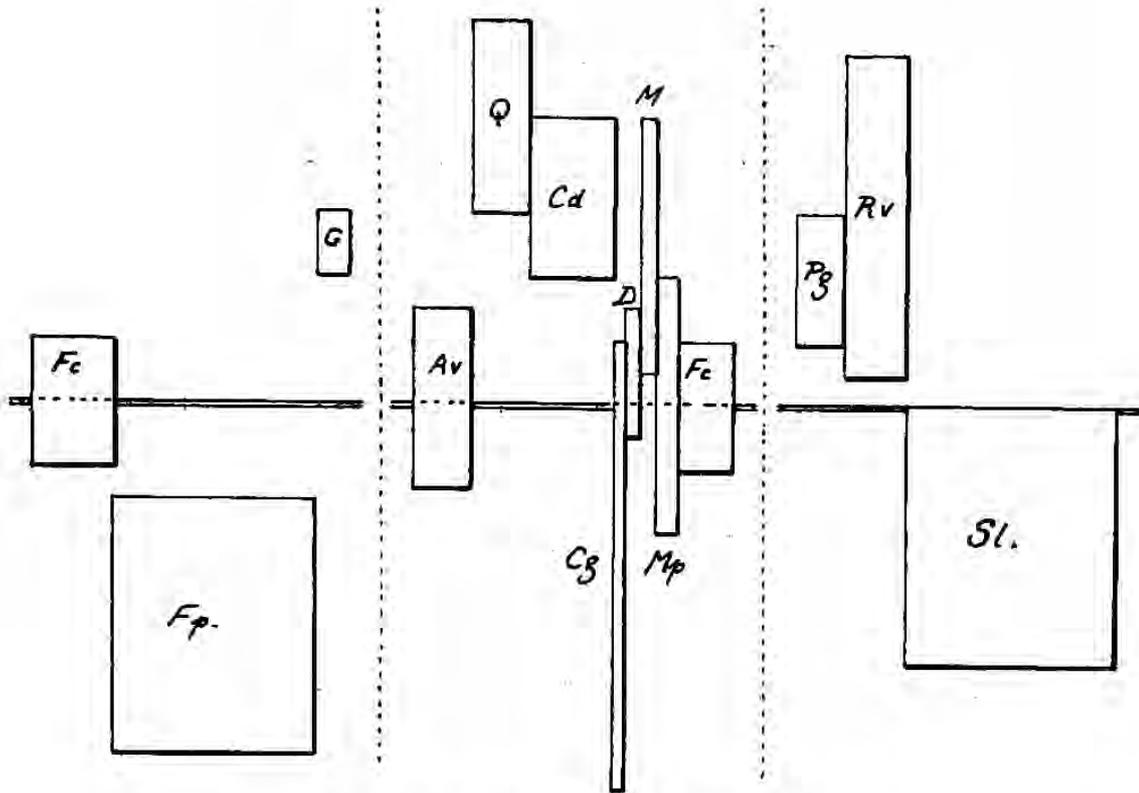


Fig. 3. — LES ROCHES DE LA HAUTE UBAYE, GROUPEES PAR ZONES STRUCTURALES.

Abréviations : *Fc*, Flysch calcaire; *Fp*, Flysch polymorphe; *G*, Grès d'Annot; *Av*, andésite et verrucano; *Q*, quartzite; *Cd*, calcaire dolomitique; *Cg* cargneules et gypses; *D*, Dogger; *M*, Malm; *Mp*, marbres en plaquettes; *Pg*, pseudo-gneiss; *Rv*, « roches vertes »; *Sl*, Schistes lustrés.

En abscisse, proportion approximative des affleurements de chaque roche pour chacune des trois zones (zone du Flysch à gauche du pointillé, zone du Briançonnais au milieu, zone des Schistes lustrés à droite) : il y a environ 10 % de grès d'Annot dans la zone du Flysch, par exemple.

En ordonnée, *variabilité de la résistance à l'érosion* de chacune de nos roches. Le double trait horizontal indique les résistances moyennes, le registre supérieur les fortes résistances, l'inférieur les faibles résistances. Les roches vertes, par exemple, sont très résistantes à l'état frais mais, par décomposition, peuvent être assez tendres.

Faute de méthode précise pour évaluer la résistance à l'érosion d'une roche dans des conditions données, à fortiori pour évaluer la variabilité de cette résistance, ce graphique ne peut indiquer qu'approximativement le rapport des roches entre elles; quoique résultant d'observations attentives sur le terrain, on ne dissimule pas ce que son élaboration a d'arbitraire.

dent⁵⁶. La région du Pont du Châtelet, cette profonde coupure où l'Ubaye sort tout écumante de sa traversée de la zone axiale, est la plus démonstrative à cet égard : une coupe longitudinale par le front de la nappe III A, en prenant la base des marbres de Guillestre comme repère, met en évidence un pendage de 7° environ, convergent au-dessus du talweg actuel de l'Ubaye. La carapace assez peu abîmée de la Mortice laisse bien voir ce plongement. L'adaptation à la structure est, toutes proportions gardées, semblable à celle des cluses préalpines.

Que si, au contraire, on va vers l'amont, on remarque que les cluses successives du torrent ne sont plus axées sur les points bas des bandes structurales : l'anticlinal du Pont Voûté, celui du Sanglier, sont tranchés épigéniquement⁵⁷; en effet, leur axe s'enfonce profondément sous les nappes de rive droite au lieu de remonter.

Qu'est-ce donc, alors, qui a fixé le cours de l'Ubaye ? On doit pouvoir rendre compte de cette anomalie apparente en notant que la dysharmonie des plis, dans cet éventail briançonnais si hétérogène, peut exister tout autant dans le plan longitudinal que dans le plan transversal. Autrement dit la gouttière a très bien pu enseller les nappes supérieures sans affecter le tréfonds sur la même verticale : or le Sanglier appartient à la nappe la plus profonde, alors que l'ensellement du Pont du Châtelet se remarque dans une nappe supérieure. On doit donc se représenter l'Ubaye fixée autrefois plus haut par une gouttière des nappes sommitales, puis rencontrant dans son travail d'affouillement un arrangement profond quelque peu différent. Il s'agit ici d'une *surimposition par dysharmonie structurale*, cas très fréquent dans les Alpes charriées⁵⁸.

C'est d'ailleurs à une surimposition d'un genre voisin que l'on doit le tracé nettement épigénique de l'Ubaye vers ses sources actuelles. Coulant initialement sur les Schistes lustrés — c'est, du moins, vraisemblable — le cours d'eau s'enfonça suffisamment pour entailler deux éléments du tréfonds, le dôme gneissique du col Longet et l'amande anticlinale de l'hubac de Longet.

Si rien ne permet de prolonger notre gouttière synclinale vers la région des sources, on tire par contre l'indication de sa présence en amont et en aval de la zone axiale de la disparition soudaine, au passage du torrent, d'objets tectoniques très individualisés. C'est, en premier lieu, sur la rive droite et à l'amont, le Péouvou dont l'extrémité méridionale plonge brusquement sous l'Ubaye pour ne plus ressortir sur l'autre rive. C'est en second lieu, le bra-

⁵⁶ Staub l'a déjà signalé [26], p. 52 et pl. V.

⁵⁷ Le cas de l'anticlinal triasique de Maurin, rive droite, est discutable.

⁵⁸ Voir par exemple les travaux de Raguin sur la Haute Tarentaise, repris par Onde [23].

chyantoclinal de Saint-Ours (nappe II), sur la rive gauche et en aval, qui s'escamote pareillement sous le cours d'eau.

Pour nous résumer, la vallée actuelle résulte de l'aboutement de plusieurs tronçons morphogéniquement différents : tracé surimposé du col Longet au Péouvou, tracé synclinal du Péouvou à la Barge, tracé surimposé du Sanglier au Pont Voûté, tracé synclinal du Pont Voûté au Pas de la Reyssole, tracé subséquent du Pas de la Reyssole aux Gleizolles. Et au-delà, des Gleizolles à Jausiers, il ne peut s'agir que d'antécédence, nous le verrons plus loin.

La disposition orthogonale du talweg principal entraîne une certaine symétrie entre les deux versants qui sont taillés, en gros, dans les mêmes zones structurales : même direction NW-SE des chaînes et des torrents, même compartimentage du flanc méridional du sillon Vars-Larche, même déversement des crêtes et parfois homologie frappante de certains détails : évidé à l'autre extrémité de la fenêtre sur la nappe II, le cirque glaciaire lac Bleu-lac Vert est proche parent du cirque de Chambeyron.

Mais en réalité il ne s'agit que de parenté et non d'identité : chaque demi-bassin porte son originalité. Le premier facteur de différenciation est introduit par la surface : 40 % du total pour la rive droite, 60 % pour la rive gauche ; et si la ligne de partage des eaux franco-italienne ne dessinait un rentrant caractéristique entre le col de Larche et le col Longet, cette disproportion serait encore plus forte au détriment du versant droit. D'une façon générale, la rive gauche fait plus « haute montagne » que la rive droite : les points culminants y sont plus hauts, les parois y sont plus raides et moins ébouleuses⁵⁹, les formes glaciaires anciennes et actuelles bien plus abondantes, les lacs proportionnellement plus nombreux.

Différences d'altitude ou différences de forme tiennent à des différences sensibles de structure de part et d'autre de l'Ubaye. A l'Est du grand ensellement transversal les nappes montent plus haut qu'à l'Ouest. Quelques exemples le prouvent : la klippe de la nappe III A culmine vers 3100 m. sur la rive droite (base du Pic des Houerts), mais vers 3350 sur la rive gauche (Brec de Chambeyron), le faite de la fenêtre qui l'isole est vers 2900 à droite mais vers 3200 au moins à gauche. Dans la zone des racines, la démonstration est encore plus nette : à l'Ouest, les synclinaux pincés de la crête Font Sancte-Panestrel contiennent encore du Crétacé de l'enveloppe des plis aux environs de 2800 m., alors qu'à l'Est, à pareille altitude, nous sommes au cœur du noyau permien de l'éventail (andésite de la Roche Noire). De même signification est l'apparition du substrat autochtone dans le Haut Lauzanier.

⁵⁹ Voir pl. II B et C.

Conséquences : *les reliefs de rive gauche sont évidés dans la masse interne des nappes, alors que ceux de la rive droite dépendent plutôt des assises externes.* Cela signifie, du point de vue lithologique, prédominance des roches les plus anciennes : andésite, verrucano, quartzites...⁶⁰. Mais cela signifie surtout, du point de vue tectonique, couches plus redressées et plis plus compliqués : le lourd anticlinal du Sanglier, par exemple, encore engagé dans la masse sur la rive droite, se résout en deux anticlinaux au moins sur la rive gauche : à une forme répondent donc deux formes. Et les murailles de l'Aiguille de Chambeyron⁶¹, rive gauche, appartiennent aux racines verticales de l'éventail, alors que la crête de la Font Sancte dépend du sommet des nappes.

Enfin, le dernier avantage de la rive gauche, et non le moindre, consiste en la présence d'une unité tectonique de surplus : la nappe II résurgente (système Saint-Ours-Oronaye). Avec ses roches dures et variées, sa tectonique violemment plissée, cet alignement structural joue un rôle morphologique important d'abord du fait même de la solidité de ses propres reliefs, ensuite en épaulant la gouttière du Flysch qui s'en trouve fortifiée et résiste mieux à l'érosion. D'ailleurs, indépendamment de son rôle double, ce long anticlinal apporte un complément à la démonstration du relèvement des nappes : au début de la combe, vers le pied de la Meyna, le Trias supérieur est à 2500 m., alors qu'à la même altitude au SE l'andésite permienne affleure largement (Oronaye).

La rive droite, tout au contraire, ne cesse d'être défavorisée par sa structure : s'agit-il d'un renfort en éléments durs et relevés, sous les espèces de l'anticlinal résurgent du Péouvou, il est à une très modeste échelle et ne peut prétendre faire pendant au bourrelet de la nappe II étudié cidessus. Pour comble, l'élément tectonique réellement supplémentaire, le synclinal du Parpaillon greffé au SW du sillon du Flysch, est une forme en creux. Au bref, on a presque l'impression que le versant occidental de la Haute Ubaye n'est qu'une marge périphérique du versant oriental.

4. Enseignements des altitudes moyennes.

Nous avons déjà indiqué quelle part considérable tiennent ici les formes structurales dans la morphologie. Certes, il n'est pas question dans ce pays croulant et ruiniforme, où la préoccupation des chutes de pierres est constante pour le visiteur, de minimiser le rôle des facteurs érosifs; mais l'importance de ce rôle est inhérente à la nature même de la structure : si les pierres tombent, c'est qu'elles ont été auparavant portées très haut, et c'est aussi parce

⁶⁰ Voir fig. 3.

⁶¹ Voir pl. II C.

que l'orogénie a soulevé les strates très haut qu'il y a eu, par voie de conséquence, une ample glaciation ancienne. Tout s'enchaîne. Mais, répétons-le, la structure est au point de départ.

S'il en est bien ainsi, la notion qui intègre le plus complètement les combinaisons de l'orogénèse et de la glyptogénèse, c'est-à-dire l'altitude d'ensemble, doit rendre compte des variations dans le comportement de la structure. C'est précisément ce que nous allons essayer de démontrer.

En fait, nous avons élaboré trois notions différentes mais connexes :

1° *Altitude moyenne* de tout le bassin puis de chaque zone structurale, en distinguant rive droite et rive gauche. On l'a établi selon les méthodes habituelles, à partir de la surface projetée (et non de la surface vraie, pratiquement inconnaisable) ⁶².

2° *Niveau de base moyen* : l'intervention du niveau de base local dans les calculs est une notion féconde ⁶³, mais comparer une valeur brute (niveau de base vrai) à une valeur moyenne (altitude moyenne), ne nous paraît pas vraiment rationnel ⁶⁴. Il faut déter-

TABLEAU I

BASSIN	Altitude moyenne	Niveau de base moyen	Encaissement moyen
Haut Queyras ⁽⁶⁵⁾	2251 m. ⁶⁶	1780 m.	471 m.
Haute Ubaye.....	2334 m.	{ 1740 m.	594 m.
		{ 1780 m. ⁶⁷	554 m.
Haute Maurienne....	2691 m. ⁶⁸	1960 m.	731 m.

⁶² Les mesures ont été faites avec tout le soin désirable sur la carte au 50.000^e en courbes de niveau à l'aide d'un planimètre Amsler de modèle courant. Dans nos calculs, compte a été tenu de la sphéricité du globe : on a étalonné l'appareil sur le trapèze curviligne limité par les méridiens 7° 10' et 7° 20', et les parallèles 44° 20' et 44° 30', dont la surface vraie nous est donnée par les Tables. C'est la méthode adoptée par Emm. de Martonne. Bien entendu, la précision obtenue pour les tranches d'altitude de 250 en 250 m. étudiées pour un travail qui sera ultérieurement publié, mais à partir desquelles on a tiré l'altitude moyenne, ne doit pas faire illusion car les facteurs de perturbation sont nombreux : arbitraire dans la localisation des courbes de niveau sur le figuré des rochers, dans la délimitation des zones structurales; rétention du papier; coefficient d'erreur de l'appareil et de l'opérateur; suppression des décimales superflues, etc.. On ne devra donc pas s'étonner que le chiffre de surface totale et d'altitude moyenne ne coïncide pas exactement avec celui qu'on a publié en 1939 (Demangeot [40], p. 346).

⁶³ C'est ce qu'a bien vu Péguy qui en tire l'altitude moyenne relative (Péguy [25], p. 462 et 471).

⁶⁴ Emm. de Martonne a pourtant fait un heureux usage de ce principe quand il a élaboré l'indice d'articulation à partir de l'altitude moyenne et de l'altitude maximum. De Martonne [21].

miner un niveau de base moyen : on l'obtient facilement et graphiquement à partir d'un profil en long du talweg principal.

3° *Encaissement moyen* : nous appelons ainsi la différence entre l'altitude moyenne et le niveau de base moyen. Ce rapport simple exprime de combien le relief fait saillie, en moyenne, au-dessus de la vallée principale. Il correspond donc, bien mieux que l'altitude moyenne, à une réalité concrète et visible; c'est un élément du paysage.

L'altitude moyenne de la Haute Ubaye est de 2334 m., ce qui en fait « *la région la plus élevée des Alpes françaises du Sud* »⁶⁹ : le Haut Queyras en effet ne monte qu'à 2251 m. Cette prééminence est remarquable : nous voulons y voir beaucoup plus un effet du relèvement général de la structure par la contre-butée du Mercantour, qu'une conséquence de l'éloignement du niveau de base durancien⁷⁰. Ce qui pourrait intervenir, c'est le niveau de base local : or le niveau brut est plus élevé en Queyras qu'en Ubaye (Ville-Vieille 1380 m., Jausiers 1225 m.); et si par scrupule on calcule le niveau de base moyen, on le trouve semblable pour les deux vallées (1780 m.). La forte altitude de l'Ubaye ne peut être qu'une conséquence de la structure.

L'encaissement moyen de la Haute Ubaye est supérieur à celui du Haut Queyras : 554 m. contre 471. Cela signifie que la montagne y est plus érodée, plus évoluée, et que le pays se montre plus volumineux, plus imposant, plus saillant en un mot. Il tend à être comparable à celui de la Haute Maurienne par exemple, où l'encaissement moyen dépasse 730 mètres.

On constate donc que l'encaissement moyen varie comme le volume saillant, et cette observation a la valeur d'une démonstration du principe évident mais capital énoncé autrefois par Blache⁷¹, à savoir que le potentiel érosif d'une montagne est directement proportionnel à son volume saillant, c'est-à-dire à son altitude moyenne. Cette altitude moyenne étant, dans les cas intraalpains considérés, une conséquence de la structure, on en déduit que l'érosion est d'autant plus vive que la structure est plus vigoureuse, toutes choses étant égales d'ailleurs.

⁶⁵ Pour comparaison. Il s'agit du bassin du Guil et de l'Aigue Blanche en amont de Villevieille.

⁶⁶ D'après Blanchard [5], p. 297.

⁶⁷ Ce second chiffre est obtenu par l'adjonction légitime de l'Ubayette au talweg principal, pour faire pendant au Haut Queyras.

⁶⁸ D'après Onde [23], pl. V.

⁶⁹ Blanchard [5], p. 298; il est bien entendu qu'on ne compare que des unités géographiques individualisées, sinon les tronçons de vallées du massif Ecrins-Pelvoux l'emporteraient de beaucoup.

⁷⁰ Nous ne souscrivons donc pas à l'opinion de Pégy : ... « la raison en est, sans aucun doute, le plus grand éloignement du niveau de base dû au parcours très long de l'Ubaye ». Pégy [24], p. 23.

⁷¹ Voir Blache [3], p. 457-497.

De l'examen du bassin entier, nous passons à celui des zones structurales dans leur succession de l'aval à l'amont.

Deux faits ressortent et appellent des explications :

— Premier fait : les altitudes moyennes ne sont que grossière-

TABLEAU II

Zone structurale	Altitude moyenne	Niveau de base moyen	Encaissement moyen	
Zone du Flysch ⁷²	2149	2203	1320	917
(St-Ours-Oronaye) . . .	2530			
Z. du Briançonnais		2500	1640	860
Z. du col Tronchet		2475	1860	615
(Péouvou)	2721	2678	2360	318
Z. des Schistes lustrés . .	2674			

ment croissantes de l'aval à l'amont, puisque la zone briançonnaise est encadrée entre deux zones plus basses ⁷³.

— Deuxième fait : l'encaissement moyen diminue régulièrement vers l'amont tout au contraire.

La zone briançonnaise mérite vraiment d'être appelée zone axiale par le géographe : bien que ses altitudes maximales ne dépassent que d'assez peu celles des zones voisines, ses 2500 m. d'altitude moyenne la mettent nettement en saillie. Les raisons de cette suprématie sont à rechercher d'abord dans les caractères propres du relief, caractères dont nous savons la structure être responsable : plis serrés et assises redressées d'une région de racines, roches généralement très résistantes, niveau de base assez élevé.

Ils sont à rechercher aussi dans les caractères des zones encadrantes. Pour le contraste avec les pays du Flysch au SW, l'explication est évidente : les 2149 m. de la zone du Flysch tiennent à la prépondérance des roches demi-tendres et à la position à l'aval du bassin (niveau de base moyen 1320 m.), facteurs dont la combinaison a favorisé l'érosion fluviale et glaciaire, et aussi à la concavité des principaux objets tectoniques : synclinal Vars-Larche et synclinal du Parpaillon. Il est à remarquer que l'adjonction du système Saint-Ours-Oronaye fort élevé par lui-même (2530 m.) ⁷⁴

⁷² Pour simplifier, on a englobé le Haut Lauzanier, pourtant « autochtone », dans la zone du Flysch.

⁷³ Voir fig. 4.

⁷⁴ Pour comparaison : Mont Blanc français 2759 m., d'après Blanchard, *Les Alpes Occidentales*, III, p. 38.

gonfle assez médiocrement l'altitude moyenne de l'ensemble qui dépasse tout juste 2.200 mètres.

Si la position à l'amont et l'altitude du niveau de base moyen étaient seules opérantes, on ne comprendrait pas l'infériorité altitudinale de la zone du col Tronchet (2475 m.). Deux facteurs encore ont simultanément réglé l'évolution des formes : d'une part le Flysch, même cristallin, est une roche de résistance moyenne facilement déblayée, d'autre part la charpente est concave et favorable à une forme en creux substructurale (synclinorium col Tronchet-col de Mary évolué en « val »). On ne peut donc nier que la struc-

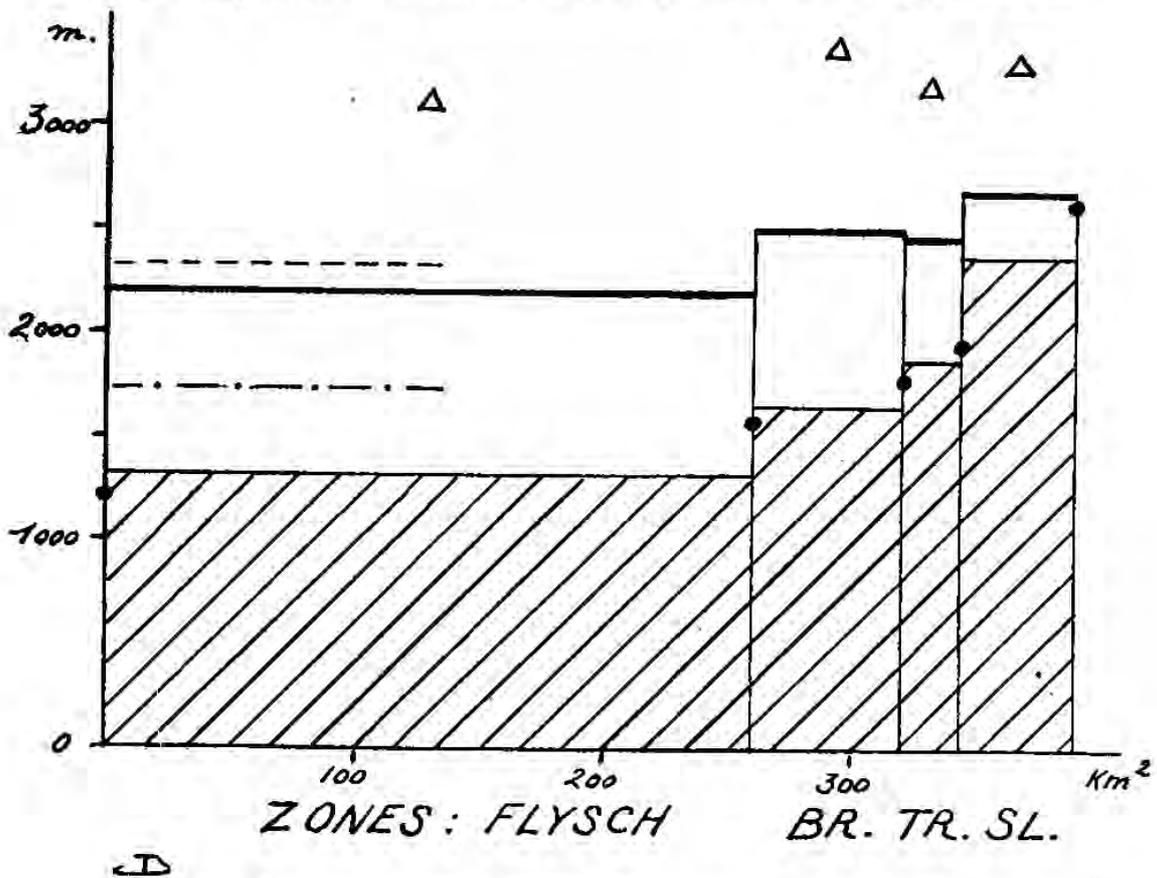


Fig. 4. — GRANDEURS CARACTÉRISTIQUES DE LA HAUTE UBAYE.

Altitude en ordonnée, superficie en abscisse. La largeur de chaque colonne est ainsi proportionnelle à la surface de chaque zone structurale.

Le trait inférieur représente le *niveau de base moyen*, le trait supérieur plus fort l'*altitude moyenne*. La distance qui les sépare est l'*encaissement moyen*; l'aire correspondante laissée en blanc est le *volume saillant moyen*. Si on lui ajoute l'aire hachurée, on obtient le *volume brut*.

Le *niveau de base local* vrai est indiqué par un gros point noir à l'amont et à l'aval de chaque zone. — L'*altitude vraie* du point culminant de chaque zone est indiquée par le petit triangle. La distance entre ce point et l'altitude moyenne entre dans le calcul de l'*indice d'articulation*.

Enfin, le tireté-pointé et le tireté simple sont respectivement le *niveau de base moyen* et l'*altitude moyenne* de toute la Haute Ubaye.

ture ait joué dans l'abaissement général du relief un rôle important ⁷⁵.

L'altitude moyenne de la région des Schistes lustrés (2678 m.) n'appelle pas, à première vue, de commentaires spéciaux : elle est plus élevée, cela est naturel : comme à propos de la zone du Flysch, on constate que la présence d'un élément allogène l'influence à peine puisque, si l'on soustrait les 2721 m. du Péouvou, elle n'est réduite que de 4 m. ! Mais deux faits structuraux contribuent à abaisser cette altitude moyenne qui pourrait être, sans eux, plus considérable. C'est, en premier, la résistance à l'érosion relativement médiocre des Roches Vertes. En deuxième part, le déversement des formes vers l'amont : on démontre facilement en effet que dans un segment de vallée, *l'altitude moyenne est plus forte si les formes sont déversées vers l'aval* ⁷⁶. Notre zone des Schistes lustrés possède donc une anomalie d'altitude moyenne par défaut qui s'oppose nettement à l'anomalie par excès qui, malgré les facteurs défavorables que nous avons étudiés, caractérise la zone du Flysch.

Le second fait enseigné par le tableau II est l'augmentation régulière de l'encaissement moyen de l'amont à l'aval : il n'y a rien là de surprenant, car à la croissance des forces érosives vers l'aval correspond une croissance dans l'enfoncement du talweg et réciproquement. C'est un aspect du cycle d'érosion. Pratiquement, cette notion d'encaissement moyen veut dire qu'à l'hubac de Longet le promeneur a peu à lever la tête pour embrasser la montagne du regard. Au contraire, dans le bassin de Saint-Paul ou à la Condamine, la part du ciel est moindre dans le panorama et le volume saillant tient beaucoup plus de place. Les caractères du relief déjà définis expliquent pourquoi l'impression « montagne » est plus forte à l'aval qu'à l'amont : mais il s'y ajoute l'influence du déversement orienté des formes. Si la dyssymétrie était inversée, les alti-

TABLEAU III

	Total	Zone du Flysch	St-Ours Oronaye	Zone du Briançonnais	Zone du col Tronchet	Péouvou	Zone des Schistes lustrés
Rive gauche	2374	2152	2530	2554	2497		2682
Rive droite .	2275	2145		2457	2398	2721	2661
Différence . .	99	7	(100)	97	99	14	21

⁷⁵ Structure = lithologie + tectonique. La résistance du matériel à l'érosion n'est donc pas seule en cause. Mais de là à écrire que « la dureté des roches n'est pas un des facteurs déterminants de l'altitude moyenne » (Péguy [24], p. 23), il y a loin, et cette opinion paraît mal fondée.

⁷⁶ De deux montagnes à même niveau de base et même altitude absolue, celle qui est la plus déversée à l'aval a la plus forte altitude moyenne. On le prouve par une construction géométrique des plus simples. Voir Demangeot [41].

tudes des cimes et des talwegs restant identiques, les variations de l'encaissement moyen seraient atténuées. Et l'aval serait moins dissemblable de l'amont.

Quelques pages plus haut, nous avons montré quels traits différencient la structure de part et d'autre de la vallée de l'Ubaye :

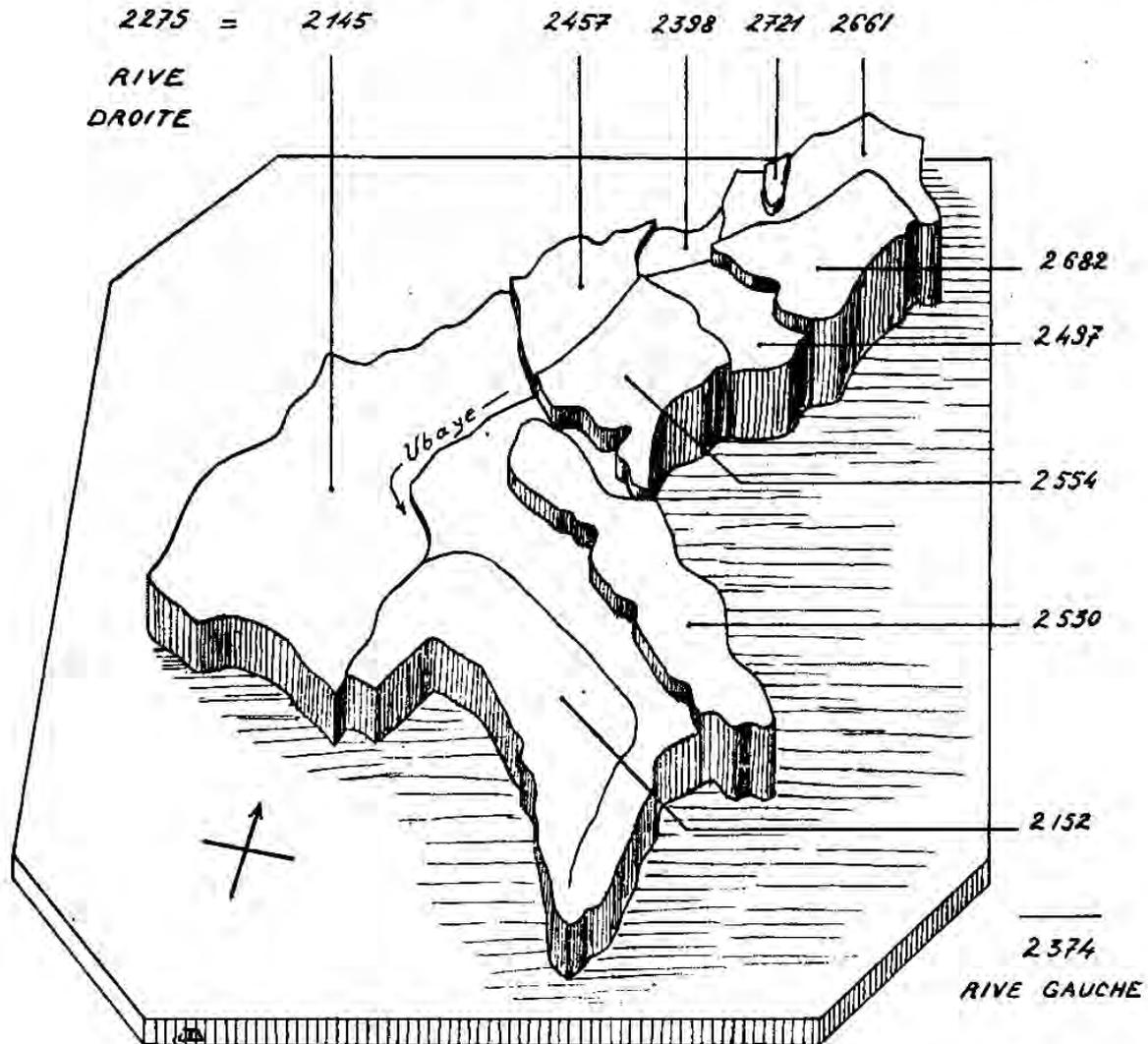


Fig. 5. — BLOC DIAGRAMME SCHÉMATIQUE des altitudes moyennes de la Haute Ubaye, par rive et par zone structurale. Les altitudes sont exprimées en mètres. Les hauteurs sont proportionnelles. La flèche indique le Nord.

de même que les altitudes moyennes dans leur échelonnement d'aval en amont étaient adaptées à l'originalité de chaque zone, de même la comparaison des altitudes moyennes de chaque rive dans chaque zone va prouver une fois de plus l'influence de cette structure ⁷⁷.

⁷⁷ Voir fig. 5 ci-dessus et tableau III page précédente.

Première constatation : la rive gauche est, dans son ensemble, plus élevée que la rive droite d'une centaine de mètres. Cela est évidemment en rapport avec le relèvement des bandes tectoniques à l'Est de la gouttière médiane, relèvement prouvé par l'étude structurale.

Si nous examinons les chiffres des pays du Flysch, nous remarquons que la différence en faveur de la rive gauche n'est forte (100 m.) que si l'on adjoint la chaîne Saint-Ours-Oronaye à ce versant; sinon elle n'est que de 7 m., ce qui est singulièrement peu. Ceci nous enseigne clairement *qu'un exhaussement tectonique n'a de répercussion sur le relief qu'autant qu'il affecte un matériel dur*, capable de conserver, pétrifié en quelque sorte, l'effort orogénique malgré les coups de l'érosion.

C'est bien le cas de la zone briançonnaise et de la zone du col Tronchet où la différence entre les rives est encore d'une centaine de mètres, toujours en faveur de la rive gauche et pour les mêmes raisons de structure.

Mais dans la région des Schistes lustrés, cet écart s'abaisse à 21 m. On retrouve là évidemment l'action de la roche moyennement dure qui annihile presque les effets de la tectonique. Et pourtant, si l'on tient compte du Péouvou, il ne tombe qu'à 14 m. : cette influence compensatrice de la roche dure est vraiment minime, et cela amène à penser que la lithologie ne doit pas être seule en cause. Certes, il est normal que, par suite de la diminution du potentiel érosif vers les sources, les singularités de la structure soient moins mises en valeur en amont qu'en aval et que, dans notre cas, la différence altitudinale entre les rives s'atténue en remontant la vallée. Mais nous n'en persistons pas moins à croire que la cause elle-même va s'amortissant, et que plus on monte vers le NE, moins il y a de différence structurale entre les rives.

5. Dômes et butoirs.

Ainsi donc, complémentirement à l'analyse géologique, l'analyse hypsométrique démontrerait le relèvement des assises sur la rive gauche s'il en était besoin. Cet exhaussement est une réalité, un fait incontestable : mais il s'agit de l'expliquer.

L'influence du Mercantour est indubitable : la masse hercynienne s'étend évidemment en profondeur, débordant largement les limites du massif actuellement exhumé; et un contrefort, invisible autrement que par ses effets sur la surface, doit prolonger vers le Nord la lourde échine cristalline. On ne conçoit pas ce môle et ses apophyses sans influence sur l'avancée des nappes. Il est sûr, en premier lieu, que le Mercantour était émergé dès l'Eocène supérieur,

avant le paroxysme alpin, puisque les grès d'Annot contiennent de ses galets granitiques. En second lieu, il est certain que les nappes se déplacèrent tangentiellement, et ce quelle que soit la nature exacte du moteur orogénique. La résultante de ces deux faits, l'un statique, l'autre dynamique, est l'emboutissage, le moulage des nappes contre le môle avec écrasement des assises et aussi *exaltation et relèvement en altitude des plis assaillants*. Au droit du brise-lames, l'effort tectonique fut maximum et, s'il est cause de l'exhaussement de la rive gauche de l'Ubaye, il serait peut-être également responsable de la réapparition de la nappe II au N de Larche (Saint-Ours-Oronaye), relevée à la façon d'une barque dont la quille racle le fond avant même l'abordage. Mais cet effet de contre-butée et de relèvement s'amortit avec la distance; raison infiniment probable de l'égalisation des conditions structurales vers les sources de l'Ubaye.

Cette vue est en contradiction avec l'argument récemment invoqué par E. de Vaumas pour expliquer le « principe d'altitude inverse »⁷⁸, principe selon lequel la zone intraalpine est le négatif des dénivellations du socle ancien. Cela n'est qu'un détail, car nos conclusions concordent quant à l'essentiel : toutefois, il pourrait subsister une certaine ambiguïté si l'on ne précisait le rôle des dômes alpins (Gap, Barcelonnette, etc...) si caractéristiques. Ce rôle n'a pas été connexe de celui des grands massifs cristallins, dans le passé, si l'on peut maintenant les joindre par le même trait sur une coupe : d'une part parce que les massifs cristallins furent peu (Mercantour) ou pas (Ecrins-Pelvoux) recouverts par les nappes alors que les dômes le furent, d'autre part parce que ceux-ci ont

⁷⁸ Nous sommes entièrement d'accord avec l'auteur sur l'importance à attribuer à l'influence du bâti hercynien sur la tectonique intraalpine; sur la réaction isostatique aux surcharges imposées par les charriages, pas plus invraisemblables que celles du bouclier scandinave par les glaces quaternaires; sur la symétrie significative des profils longitudinaux de l'autochtone et de l'exotique (voir de Vaumas [29], fig. 2, p. 87 surtout). Mais quelle nécessité, sinon celle de fermer complètement le cycle du raisonnement, de supposer qu'il y ait eu abaissement des nappes à la butée des môles et au contraire gonflement et culmination du flux dans « les points bas de la barrière »? Comme l'écrit Gignoux, à un autre propos : « Il est toujours dangereux... de faire appel à de mauvais arguments en faveur d'une bonne thèse » [14], p. 83-84. A l'image de la rivière dont la surface se bombe au-dessus du fil de l'eau (de Vaumas [29], p. 87), nous préférons celle d'Argand tirée aussi de l'hydrodynamique : « Le flux plastique, en s'écoulant, éprouve une retenue à l'arrière des obstacles; il s'élèvera donc, toutes choses égales d'ailleurs, plus haut dans les segments à obstacle que dans ceux où l'écoulement demeure moins contrarié. Dans le premier cas il se formera, sauf circonstances particulières, un bombement axial; dans le second un segment moins exalté. » Et, assimilant le flux à l'eau qui coule entre les piles d'un pont : « A l'amont des obstacles il y a montée du flux : image de l'exaltation axiale. A l'amont, au passage et à l'aval des chenaux libres, le flux se creuse ou monte moins : image d'un abaissement d'axe. » Argand [2], p. 175 et p. 226-27. Ce n'est pas là simple préférence verbale, car en tectonique comme en morphologie, une bonne comparaison est souvent un début d'explication.

surgi postérieurement à ceux-là. Cela a eu de multiples conséquences.

La question des dômes nous ramène à l'Ubaye, car nous avons laissé notre vallée précisément peu avant qu'elle ne s'attaque au dôme de Barcelonnette. Aux Gleizolles, en effet, après un tracé assez complexe mais plus ou moins structural dans l'ensemble, l'Ubaye reprend la direction du SSW, s'encaisse dans les montagnes du Flysch, puis débouche à Jausiers pour s'épanouir dans l'ample bassin de Barcelonnette : là elle coule assez calmement vers l'Ouest (pente, de Jausiers à Méolans : 10 ‰), mais à peine reposée doit s'enfoncer à nouveau en un tronçon accidenté avant de rejoindre la Durance (pente, de Méolans à Ubaye : 16 ‰)⁷⁹.

Dès avant le changement d'orientation du tracé à Jausiers, la gouttière directrice médiane a disparu, elle semble s'être escamotée vers le haut et, des Gleizolles à Jausiers, les gorges qui entaillent très profondément les alignements orographiques du Flysch sont épigéniques⁸⁰. Epigénique encore est manifestement la moyenne Ubaye : son cours E-W a éventré le bombement de Barcelonnette et, la nappe du Flysch décapée, mis à jour les marnes oxfordiennes du substrat par cette fenêtre. Un repli synclinal allongé E-W, qui affecte aussi bien la nappe que l'autochtone⁸¹ et dans lequel est actuellement axé le torrent, semble n'avoir joué qu'un rôle fixateur local d'importance secondaire : dans un matériel aussi souple, fort différent de celui de l'éventail briançonnais, la structure est très dysharmonique et il serait étonnant que ce pli ait persisté jusque dans les hauts de la nappe. Recueilli, récemment peut-être, par cette modeste gouttière, le cours de la moyenne Ubaye n'est structural que par accident⁸².

Une gouttière structurale branchée sur un dôme coupé épigéniquement, cela n'est pas un système particulièrement rare et le cas de l'Ubaye n'est pas le seul en son genre dans les Alpes méridionales. Des dômes, il en existe bien d'autres, et opposer les Alpes du Nord à structure ridée aux Alpes du Sud à structure bosselée est devenu un lieu commun⁸³. Fait remarquable, *aucun d'entre ces dômes n'a imposé un tracé rayonnant au réseau hydrographique*; tout au con-

⁷⁹ Pour comparaison : pente de l'Ubaye des sources au pont du Châtelet 63 ‰; du pont du Châtelet à Jausiers 22 ‰.

⁸⁰ Le flanc méridional du grand synclinal vers Larche appartient déjà au dôme de Barcelonnette dont le Flysch n'est, si l'on veut, qu'une des enveloppes. Par conséquent l'Ubaye entre dans le domaine de ce dôme dès les Gleizolles et la solution qui vaudra pour l'épigénie en aval de Jausiers vaudra aussi pour le même phénomène entre Jausiers et les Gleizolles.

⁸¹ Voir Schneegans [26], p. 38.

⁸² Il se pourrait bien que le Bachelard, cet affluent méridional de la moyenne Ubaye, soit dans des conditions analogues sur son cours supérieur.

⁸³ Cette différence de style tectonique est sensible même dans les Préalpes : il n'est qu'à comparer le Vercors et le Diois.

traire puisque, loin de s'en écarter, les cours d'eau les recoupent sans vergogne⁸⁴. C'est le Var recoupant le petit dôme d'Entraunes, puis celui plus imposant de Barrot; le haut Verdon perçant le dôme d'Allos et le Bès le dôme de Barles. C'est, à l'échelle supérieure, la Durance entaillant la demi-fenêtre d'Embrun avant d'affouiller le vaste dôme de Gap jusqu'au cœur (Remollon). C'est, enfin, la moyenne Ubaye excavant le dôme de Barcelonnette.

Dans aucun de ces cas, le tracé n'est imposé par la structure, il est épigénique. Mais il reste à définir le mode de cette épigénie. La surimposition ? elle eût exigé une couverture dans laquelle se fût gravé le cours initial. Or, de cette couverture point de trace dans les Alpes du Sud⁸⁵. A cette solution invraisemblable on n'en peut substituer qu'une, l'antécédence; le tracé des cours d'eau, et singulièrement celui de la moyenne Ubaye, était fixé avant la surrection des dômes. *Et la fréquence de cette antécédence autorise à penser qu'il s'agit là d'un phénomène général spécifique des Alpes du Sud.*

Nos observations actuelles sont insuffisantes pour fournir une preuve indiscutable de ce phénomène, mais les présomptions sont sérieuses, et en d'autres lieux à relief plus modeste, comme le Bassin parisien par exemple, elles seraient tenues pour suffisantes. Le fait qu'aucune autre solution ne peut convenir en est déjà une. De plus, le problème du Gapençais paraît bien élucidé en ce sens : dans un article assez récent, et bien qu'il n'écrive en aucun endroit le mot « antécédence », P. Veyret a démontré « que le réseau hydrographique existait au moment où le Dôme s'est formé et (qu)'il s'est enfoncé dans l'obstacle au fur et à mesure des progrès de celui-ci »⁸⁶. Et, les conditions étant sensiblement les mêmes pour les autres dômes⁸⁷, l'explication peut être extrapolée.

A. — Immédiatement derrière les rochers du premier plan, la vallée de l'Ubaye qui coule de droite à gauche. Sous les repères, de gauche à droite : falaise de la Mortice, klippe du Pic des Houerts, col des Houerts, Panestrel, Font Sancte. Sous le Panestrel, l'anticlinal si évident de la Tête du Sanglier. Comparer à la coupe de la figure 2.

B. — Au premier plan, le col de la Gypiera. Le versant frappé par le soleil levant est italien. Sous les repères, de gauche à droite : Tête de Sautron, col de la Portiola, Roche Blanche, col de Stroppia, Massour, Brec de Chambeyron. Noter l'inclinaison de la plate-forme supérieure du Brec, conforme au pendage des couches. Invisible, au premier plan, le cirque de Chambeyron, fenêtre entre l'Aiguille et la klippe du Brec.

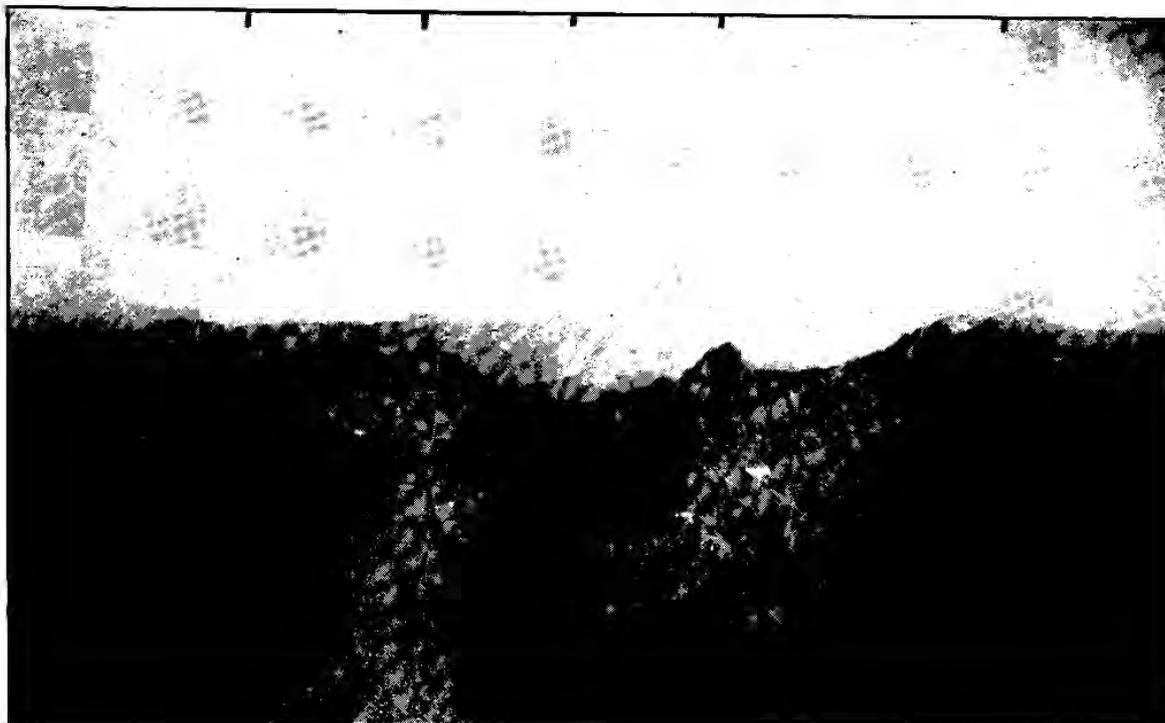
⁸⁴ Voir fig. 6.

⁸⁵ Dans les Alpes du Nord l'affaire est plus complexe, car les nappes supérieures ont joué, par les déformations de leur carapace, un rôle fixateur un peu analogue à celui d'une couverture.

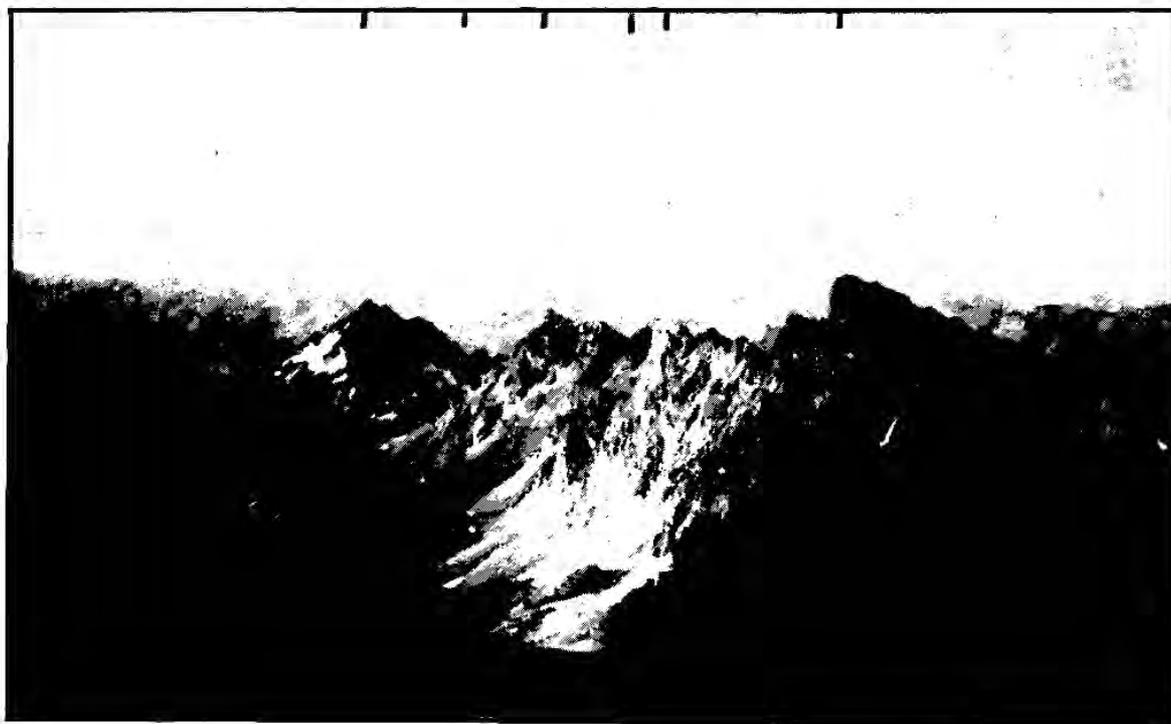
⁸⁶ Veyret [30], p. 473.

⁸⁷ Evidemment, tous ces dômes ne sont pas actuellement identiques. Alors que l'érosion a atteint le Trias inférieur au S de Remollon, l'Ubaye n'en est encore qu'à la seconde enveloppe de l'anticlinal (Oxfordien); la demi-fenêtre

PLANCHE III : LA RÉGION AXIALE,
VUE DU SOMMET DE L'AIGUILLE DE CHAMBEYRON (3409 m.)



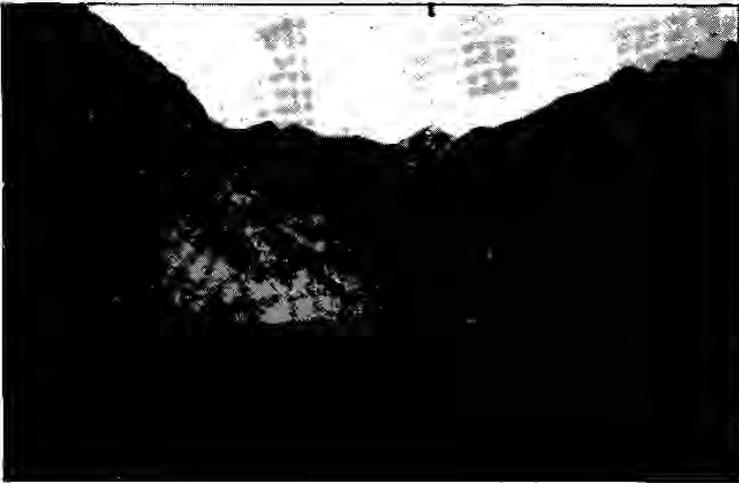
A



B

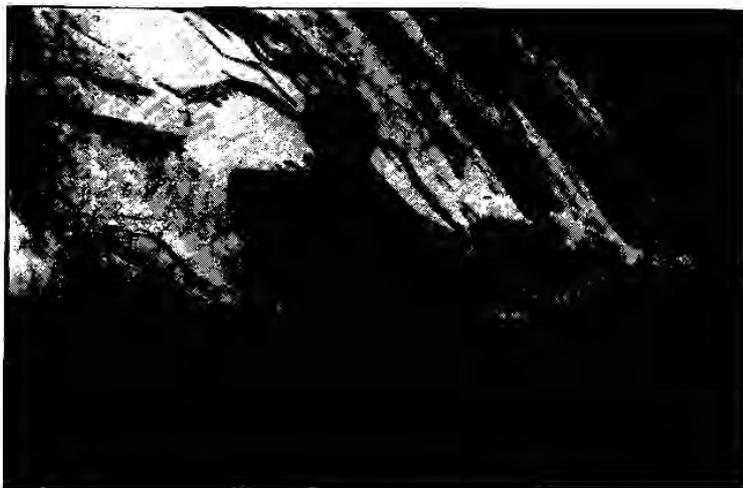
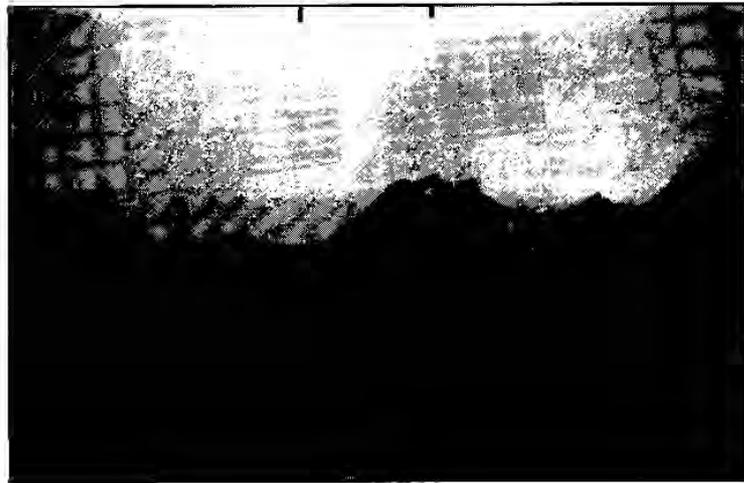
Clichés J. Demangcol.

PLANCHE IV : LA RÉGION DES SCHISTES LUSTRÉS



A. — Au premier plan, l'Ubaye serpente sur le plan de Parouart, ancien lac colmaté. A gauche, la base du Péouvou : on devine la charnière anticlinale des calcaires. A l'arrière-plan, croupes molles des Schistes lustrés, avec pointement de serpentine à droite. Sous le repère, Brec de Rubren.

B. — Vue prise du vallon de Chabrière vers le Péouvou (repère de droite) par-dessus l'Ubaye. A gauche, sous le trait, le Ticouré. Au premier plan, laquet colmaté retenu par un éboulement (alt. 2500 m. environ). A droite, serpentine moutonnée sous le Pic de Pelvat.



C. — Marmites de l'Ubaye, creusées dans les calcaires schisteux de l'Hubac de Longget.

Cela n'est nullement incompatible avec ce que l'on sait de l'histoire géologique des Alpes. Après le paroxysme alpin responsable des nappes de charriage, se place une phase de « plissements secondaires » qui affectent l'ensemble de l'édifice avec moins de force mais peut-être plus de complication dans les détails⁸⁸ : c'est à cette phase que nous devons les plis de la Haute Tarentaise par exemple⁸⁹ et dans le Sud les principaux dômes, satellites tard venus des massifs cristallins⁹⁰.

Il y a d'autant moins d'in vraisemblance à croire les grands traits hydrographiques fixés, quant à l'essentiel, avant les « plissements secondaires » que l'orogénèse est plus récente dans les Alpes méridionales que dans les Alpes septentrionales.

6. Les vieilles directions structurales.

On a insisté à plusieurs reprises déjà sur la symétrique ordonnance qui règle la distribution des montagnes et des torrents en Haute Ubaye. Or, notre vallée n'est aucunement une unité autonome et fermée, et la répartition des masses n'y est ni particulière, ni occasionnelle. La méthode comparative nous permettra, une fois de plus, de préciser dans quelle mesure cette trame se retrouve parmi les directions importantes des Alpes; en sens inverse, on essaiera de valoriser pour l'Ubaye les solutions estimées valables ailleurs, quand cela sera légitime.

Dans notre champ d'étude, il y a *trois directions favorisées* : la première est celle du cours supérieur de l'Ubaye, elle correspond à l'ensellement NE-SW des nappes; la seconde lui est perpendiculaire, elle caractérise toutes les bandes tectoniques et en particulier le synclinal du Flysch; la dernière, E-W, coïncide avec le tracé de la moyenne Ubaye. Ces directions ne sont pas des inconnues dans les Alpes, car ce sont précisément elles qui règlent le compartimentage si typique du bassin supérieur de la Durance.

Recherchant en premier lieu l'orientation NE-SW, on remarque le parallélisme de la haute Ubaye, du Guil entre Abriès et Guillestre, de la Durance entre Mont-Dauphin et l'aval d'Embrun⁹¹. Un coup d'œil plus étendu révèle la même direction pour la haute Durance

d'Embrun, où apparaît le Bajocien, représente un stade intermédiaire. C'est une question de degré d'évolution réglé par le jeu connexe des niveaux de base et de l'amplitude des surrections.

⁸⁸ Voir, entre autres, Schneegans [26], p. 301-302.

⁸⁹ Voir travaux de Raguin utilisés par Onde [23], p. 695-98 et 733-36.

⁹⁰ Des accidents tectoniques locaux de la Haute Ubaye, comme la faille de la Mortice, sont à rapporter à cette seconde phase.

⁹¹ Voir fig. 6.

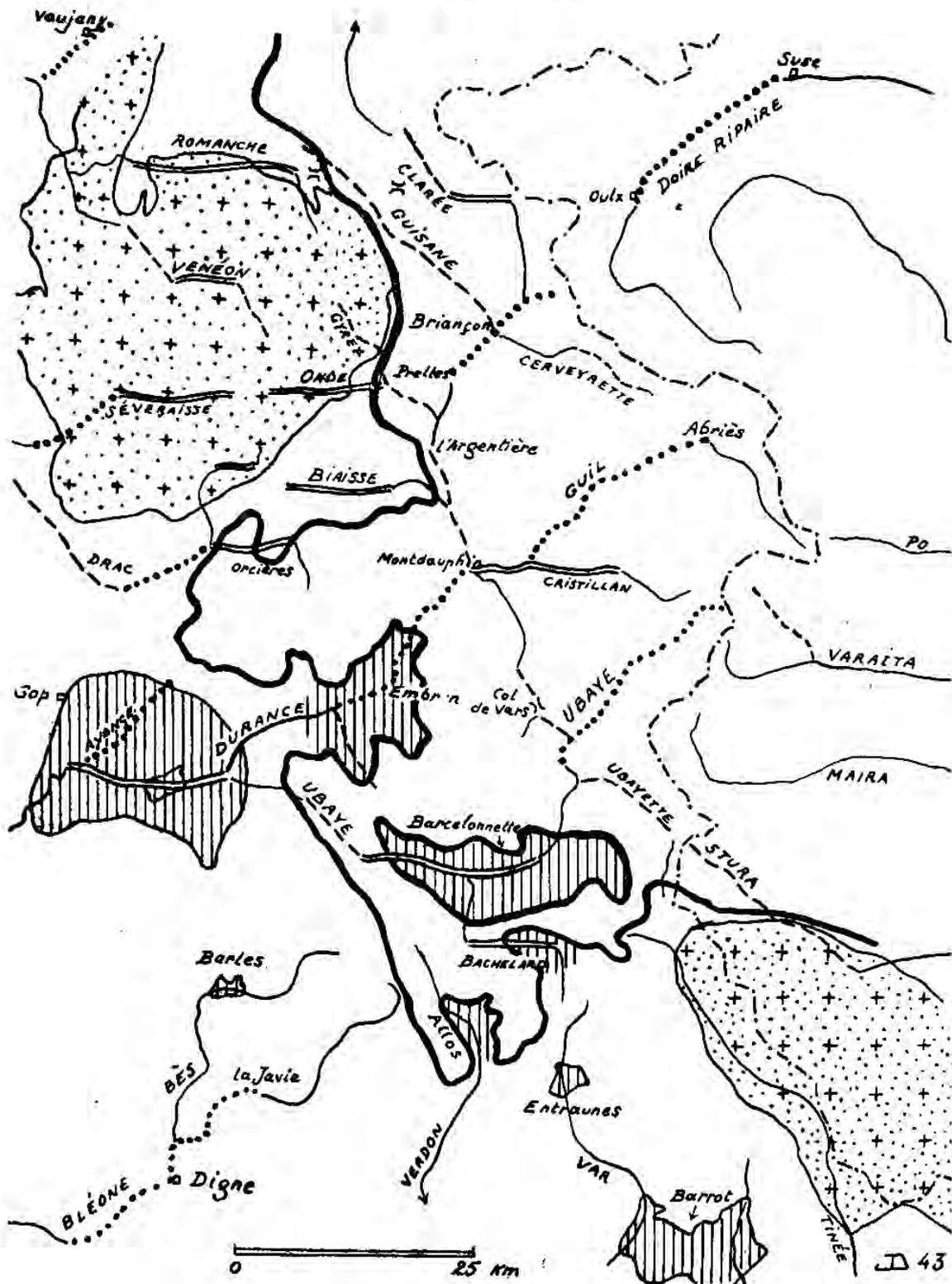


Fig. 6. — LIGNES DIRECTRICES DU HAUT BASSIN DE LA DURANCE.

Le gros trait figure le chevauchement pennique frontal, limite des nappes. En croix et pointillé les massifs cristallins : Ecrins-Pelvoux au NW, Mercantour au SE. En grisé vertical, les dômes. Le tireté-pointé est la frontière franco-italienne.

Réseau hydrographique : en trait ordinaire, les cours de raccordement ou non étudiés. En trait double, la direction Ouest-Est. En tireté, la direction NW-SE. En pointillé fort, la direction NE-SW.

entre Mont-Genèvre et Prelles ⁹², et pour la haute Doire Ripaire, au moins entre Oulx et l'amont de Suse. Même chose pour la vallée de l'Avance, cette rivière qui fend obliquement le dôme de Gap, et peut-être aussi pour la Bléone entre la Javie et le confluent de l'Esduye en aval de Digne. En tout cas, le phénomène se retrouve nettement sur le versant dauphinois pour le Moyen Champsaur en aval du confluent des deux Dracs et pour la Séveraisse à l'aval de Villard-Loubière ⁹³. Plus loin encore, cette direction se retrouve dans la vallée de l'Eau d'Olle-Vaujany ⁹⁴. On a remarqué qu'il s'agit surtout d'ensellements perpendiculaires aux plis et aux nappes.

On peut se demander s'il n'y a pas quelque vanité dans la comparaison de directions qui ne sont pas rigoureusement parallèles et peuvent, de ce fait, avoir des origines différentes. La question se retourne facilement : n'y a-t-il pas plutôt naïveté à supposer des lignes structurales mathématiquement semblables dans un pays à tectonique violente, et situées en des lieux distants de 100 km. et plus ? Il apparaît, quant à nous, que l'on ne peut interpréter des convergences angulaires minimales que lorsqu'il s'agit d'accidents voisins, voire en contact, et affectant des massifs très solides comme le Mont-Blanc ou les Grandes Rousses où directions hercyniennes et alpines sont nettement distinctes. Ces exemples nous amènent à faire le procès de la terminologie habituelle : la direction NE-SW, que nous étudions, sera-t-elle « alpine » ou « hercynienne » ? Hercynienne, il ne saurait en être question dans la vallée de Vaujany qui recoupe manifestement le synclinal houiller NNE-SSW des Grandes Rousses : ailleurs, ... ce n'est pas impossible. Alpine ? Cette épithète n'est guère satisfaisante, car l'axe de plis manifestement alpins n'a pas la même orientation près du Léman que dans les Alpes niçoises ⁹⁵. L'adjectif faisant préjuger de l'origine tectonique, nous nous refusons à nommer une ligne structurale d'après son orientation seulement : en l'absence de preuves, une étiquette commode n'est pas une solution. Elle n'est qu'un jeu verbal dangereux.

La direction NW-SE est, elle aussi, fréquente : outre le synclinal du Flysch (haute Stura en amont de Vinadio, Ubayette, Rieou Monnal, col de Vars), d'elle dépendent le tronçon inférieur de l'Ubaye (en gros : Méolans-Ubaye), le cours de la Durance entre l'Argentière et Mont-Dauphin, la Guisane ⁹⁶, la haute Clarée, la haute

⁹² Voir de Vaumas [28], p. 198.

⁹³ Pour les directions tectoniques du Valgaudemar, voir les travaux de Termier, repris par Gibert au point de vue morphologique [12], p. 673-678 et fig. II.

⁹⁴ Voir Allix [4], fig. 6.

⁹⁵ Si direction NE-SW = direction alpine, le faisceau gneissique de Saint-Malo ou le synclinal houiller de Saint-Etienne deviennent alpins. Cela est absurde.

⁹⁶ Voir de Vaumas [28], p. 197-8.

Cerveyrette, enfin dans le massif Ecrins-Pelvoux la Gyronde, le Vénéon en amont de la Bérarde, et en aval de Champhorent jusqu'à Venosc⁹⁷. En apparence, cette orientation est la même que celle des faisceaux plissés, mais il n'en est pas toujours ainsi. Si la Gyronde est, tout comme l'Ubayette, logée dans un synclinal⁹⁸, la Guisane coule obliquement aux unités structurales. « Le tracé de la Guisane n'est donc pas expliqué entièrement par la structure; bien plus son caractère étonnamment rectiligne oblige d'admettre une influence structurale commune à toute sa longueur »⁹⁹. Cette direction n'est pas alpine, à coup sûr; qui voudrait à tout prix d'un adjectif pourrait la qualifier d' « armoricaine ».

Enfin notre troisième élément est la moyenne Ubaye dirigée E-W : à ce type d'orientation appartiennent les tracés du moyen Bachelard, de la Durance entre le confluent de l'Ubaye et Tallard, du Cristillan et bas Guil, de la moyenne Clarée axée dans le prolongement du col du Chardonnet¹⁰⁰. Dans le massif Ecrins-Pelvoux et ses abords, c'est le Haut Champsaur (Drac d'Orcières et Drac en amont des Clots), la Séveraisse en amont de Villard-Loubière, le moyen Vénéon entre Champhorent et la Bérarde, la vallée de la Romanche du Chambôn au col du Lautaret¹⁰¹; la vallée de l'Onde d'Entre-les-Aigues prolonge celle de la Séveraisse¹⁰² et celle de la Biaisse de Dourmillouse lui est parallèle¹⁰³. Si l'on regarde notre figure 6, on est frappé de la répartition de ces tronçons orientés; ils sont beaucoup plus nombreux en pays autochtone qu'à l'Est du chevauchement pennique. Il est donc extrêmement probable que cette direction E-W est particulière aux Alpes non charriées et, par conséquent, antérieure aux nappes; de plus elle est unique, et la confusion avec d'autres axes n'est pas possible ici : c'est bien celle que l'on retrouve dans les montagnes plus méridionales des Alpes. Tant par l'âge que par l'orientation, ces lignes structurales singulières sont présumées « pyrénéennes »¹⁰⁴.

Donc. *l'examen du réseau de la haute Durance et de ses abords révèle une trame ancienne dont les vallées actuelles suivent grossièrement le dessin.*

⁹⁷ Voir Allix [4], fig. 6.

⁹⁸ Voir Chardonnet [8], fig. 1, coupe 5.

⁹⁹ De Vaumas [28], p. 198.

¹⁰⁰ Voir Allix [4], fig. 6; de Vaumas [28], p. 192 et 196.

¹⁰¹ Pour la marqueterie tectonique de ce massif, voir Allix [4], fig. 6.

¹⁰² Voir de Vaumas [28], p. 193.

¹⁰³ Voir Chardonnet [8], fig. 2.

¹⁰⁴ Chardonnet arrive à la même conclusion pour la vallée de Dourmillouse [8], p. 272.

**

En tenant compte des différents faits interprétés dans cette étude, et des résultats acquis par les autres chercheurs, il est possible de conclure en retraçant schématiquement la morphogenèse de l'Ubaye et des Alpes duranciennes.

1° Il est hors de doute que l'avant-pays sur lequel déferlèrent les nappes alpines présentait des singularités tectoniques : sous les sédiments divers, le vieux môle enfoui conservait les racines des plis hercyniens soit comme simples traces latentes destinées à re-jouer posthumes, soit comme accidents structuraux déjà manifestés (par exemple, fractures pyrénéennes). Lors du *paroxysme alpin*, la cordillère briançonnaise puis la nappe du Flysch se mettent en place pendant que, sous l'action d'un pli de fond gigantesque, le socle casse selon les directions prédestinées et que les massifs cristallins continuent d'émerger. La masse plastique des nappes, et particulièrement du Flysch, d'une part s'exalte au droit des butoirs qu'elle assaille, d'autre part s'écoule sur une topographie non plane dont elle épouse fidèlement les accidents principaux, chaînes, gouttières, fossés...

2° Ces déformations ont leur reflet à la surface des nappes et c'est en conformité avec elles que s'organise le drainage superficiel : un réseau tout jeune mais de tracé ancien s'installe donc et évolue. A ce *stade post-paroxysmal* doivent être rapportées des captures comme celles qui expliquent le tracé coudé du Bachelard ou la jonction de la moyenne Ubaye avec le système haute Ubaye-Ubayette qui, lui, s'écoulait peut-être directement vers la Durance. Quoique invérifiables, de nombreuses autres hypothèses sont permises. En tout cas, les différents tronçons du système hydrographique, s'ils étaient raccordés un peu différemment, devaient être les mêmes que ceux d'aujourd'hui.

3° Mais les forces internes se réveillent et c'est la phase rémanente des « *plissements secondaires* » : lentement des plis se serrent, des bosses apparaissent¹⁰⁵. Sous la scie des cours d'eau montent des dômes : dôme de Barcelonnette sous la moyenne Ubaye¹⁰⁶, dômes d'Embrun et de Gap sous la Durance, dôme de Barrot sous le Var, etc... Après cette seconde phase orogénique, la destinée du réseau hydrographique est entièrement décidée, avec ses

¹⁰⁵ Il n'y a pas de différence essentielle de nature entre dômes et massifs cristallins dans nos Alpes : un dôme est un massif cristallin en puissance. Toutefois, les môles anciens furent peu ou pas recouverts par les nappes, alors que les vrais dômes furent submergés.

¹⁰⁶ Le pendage Nord du Flysch entre les Gleizolles et Jausiers date de cette époque.

segments structuraux et épigéniques : les épisodes du Pliocène ne seront désormais que des aventures de détail, l'essentiel est consommé.

A dire le vrai, bien des obscurités subsistent : la véritable nature des anciennes « directions », le ou les moments où elles ont rejoué, la part prise éventuellement par les plissements secondaires dans ce jeu posthume, tout cela nous échappe encore. Ce qui est sûr, et c'est en définitive ce que retiendra le morphologue, c'est la survie étonnante de ces lignes privilégiées anciennes par delà les orogénèses, telles les lettres cachées d'un palimpseste, et surtout leur action tyrannique sur les traits du présent.

En notre France, où les altitudes sont alpines mais les orientations hercyniennes, les Alpes ne pouvaient évidemment faire exception.

ARTICLES ET OUVRAGES CITÉS

1. ALLIX (A.). — L'Oisans, étude géographique. Paris, A. Colin, 1928, 915 p., 55 pl. phot.
2. ARGAND (E.). — La Tectonique de l'Asie (*Congrès géologique international*, Liège, 1924. I, p. 171-372).
3. BLACHE (J.). — Volume montagneux et érosion fluviale (*Rev. de Géog. Alp.*, 1928, p. 457-497).
4. BLANCHARD (R.). — La structure des Alpes (*Rec. Trav. Inst. de Géog. Alp.*, 1915, p. 163-227).
5. BLANCHARD (R.). — Altitudes moyennes des régions naturelles des Alpes Françaises (*Rec. Trav. Inst. de Géog. Alp.*, 1919, p. 245-308).
6. BLANCHET (F.). — Étude géologique des montagnes d'Escreins. Grenoble, 1934, 183 p., cartes et photos, bibliogr. de 132 titres.
7. BLANCHET (F.). — Les sources thermo-minérales du Plan de Phazy et de Réotier, près Mont-Dauphin (Hautes-Alpes). (*Ann. Univ. Grenoble, Sciences-Médecine*, t. XVI, 1939, brochure de 21 pages).
8. CHARDONNET (J.). — Types de bordure des massifs centraux dans les Alpes Occidentales (*Ann. de Géog.*, 1942, p. 264-283).
9. DEMANGEOT (J.). — La géographie physique du Lauzanier (*Bull. Soc. Nat. Acclimat.*, 1938, n° 1-2, p. 54-60).
10. DEMANGEOT (J.). — Le relief de la Haute Ubaye (*Ann. de Géog.*, 1939, p. 343-358).
11. DEMANGEOT (J.). — Influence de la dyssymétrie des reliefs sur l'altitude moyenne (*Bull. Assoc. Géog. Fr.*, n° 149).
12. GIBERT (A.). — Le Valgaudemar (*Rev. Géog. Alp.*, 1923, p. 663-782).
13. GIGNOUX (M.) et RAGUIN (E.). — Sur la stratigraphie du Trias de la zone du Briançonnais (*C. R. Ac. Sc.*, t. 192, 12 janvier 1931, p. 102).
14. GIGNOUX (M.). — Quelques réflexions sur des théories tectoniques récentes (*Ann. Univ. de Grenoble, Sciences-Médecine*, t. XVIII, 1942, p. 73-95).
15. GIGNOUX (M.). — Géologie stratigraphique. Paris, Masson, 1943, 709 pages.
16. GIGNOUX (M.), MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.). — Observations géologiques dans le bassin de la Haute Durance, entre Gap et la frontière italienne (*Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. de Grenoble*, 1934, t. 18).
17. GÜBLER-WAHL (Y.). — Schéma structural de la nappe de l'Ubaye dans les bassins du Haut Verdon et du Bachelard (*Bull. Carte géol. Fr.*, 1929, n° 174, p. 1-13).
18. KILIAN (W.). — Notes sur l'histoire et la structure géologiques des chaînes alpines de la Maurienne, du Briançonnais et des régions adjacentes (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1890-91, p. 571-661).

19. KILIAN (W.). — in C. R. des collaborateurs (*Bull. Carte géol. de Fr.*, 1894, p. 119).
20. KILIAN (W.) et TERMIER (P.). — Nouveaux documents relatifs à la géologie des Alpes Françaises (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1901, p. 385-388).
21. MARTONNE (Emm. de). — Hypsométrie et morphologie. Détermination et interprétation des altitudes moyennes de la France et de ses grandes régions naturelles (*Ann. de Géog.*, 1941, p. 241-254).
22. MORET (L.) et BLANCHET (F.). — Contribution à l'étude du Crétacé intra-alpin (Alpes Occidentales). Le problème des « Marbres en plaquettes » (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1924, p. 312-320).
23. ONDE (H.). — La Maurienne et la Tarentaise, étude morphologique (*Rev. Géog. Alp.*, 1938, p. 663-771).
24. PÉGUY (Ch.-P.). — Une analyse morphométrique de la zone intra-alpine des Alpes Méridionales (*Bull. Assoc. Géog. Fr.*, mars 1942, p. 22-24).
25. PÉGUY (Ch.-P.). — Principes de morphométrie alpine (*Rev. Géog. Alp.*, 1942, p. 453-486).
26. SCHNEEGANS (D.). — La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais, entre la Durance et l'Ubaye (*Mém. pour servir à l'expl. de la carte géol. dét. de la Fr.*). Paris, 1938, 339 p.
27. STAUB (R.). — Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie (Zürich, 1924).
28. VAUMAS (E. de). — Le Briançonnais. Etude morphologique (*Ann. de Géog.*, 1940, p. 183-204).
29. VAUMAS (E. de). — Relations structurales des massifs cristallins externes et des massifs intra-alpins. Le principe d'altitude inverse. (*Bull. Assoc. Géog. fr.*, nov.-déc. 1940, p. 81-89).
30. VEYRET (P.). — Les problèmes hydrographiques du Dôme de Gap (*Rev. Géog. Alp.*, 1940, p. 469-480).

Notes sur la haute vallée de l'Ubaye. — Structure, altitudes moyennes, tracé du réseau hydrographique

Jean Demangeot

Revue de géographie alpine, Année 1943, Volume 31, Numéro 4
p. 535 - 574

[Voir l'article en ligne](#)

Avertissement

L'éditeur du site « PERSEE » – le Ministère de la jeunesse, de l'éducation nationale et de la recherche, Direction de l'enseignement supérieur, Sous-direction des bibliothèques et de la documentation – détient la propriété intellectuelle et les droits d'exploitation. A ce titre il est titulaire des droits d'auteur et du droit sui generis du producteur de bases de données sur ce site conformément à la loi n°98-536 du 1er juillet 1998 relative aux bases de données.

Les oeuvres reproduites sur le site « PERSEE » sont protégées par les dispositions générales du Code de la propriété intellectuelle.

Droits et devoirs des utilisateurs

Pour un usage strictement privé, la simple reproduction du contenu de ce site est libre.

Pour un usage scientifique ou pédagogique, à des fins de recherches, d'enseignement ou de communication excluant toute exploitation commerciale, la reproduction et la communication au public du contenu de ce site sont autorisées, sous réserve que celles-ci servent d'illustration, ne soient pas substantielles et ne soient pas expressément limitées (plans ou photographies). La mention Le Ministère de la jeunesse, de l'éducation nationale et de la recherche, Direction de l'enseignement supérieur, Sous-direction des bibliothèques et de la documentation sur chaque reproduction tirée du site est obligatoire ainsi que le nom de la revue et- lorsqu'ils sont indiqués - le nom de l'auteur et la référence du document reproduit.

Toute autre reproduction ou communication au public, intégrale ou substantielle du contenu de ce site, par quelque procédé que ce soit, de l'éditeur original de l'oeuvre, de l'auteur et de ses ayants droit.

La reproduction et l'exploitation des photographies et des plans, y compris à des fins commerciales, doivent être autorisés par l'éditeur du site, Le Ministère de la jeunesse, de l'éducation nationale et de la recherche, Direction de l'enseignement supérieur, Sous-direction des bibliothèques et de la documentation (voir <http://www.sup.adc.education.fr/bib/>). La source et les crédits devront toujours être mentionnés.