Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne.

Maurice Gignoux, Léon Moret

▶ **To cite this version:**

Maurice Gignoux, Léon Moret. Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises de Voreppe à Grenoble et en Maurienne.. 1929, pp.124. insu-00547708

HAL Id: insu-00547708
https://insu.hal.science/insu-00547708

Submitted on 17 Dec 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

MAURICE GIGNOUX et LÉON MORET

UN ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE
A TRAVERS LES ALPES FRANCAISES
DE VOREPPE A GRENOBLE ET EN MAURIENNE

(Avec XI planches hors texte)

GRENOBLE
IMPRIMERIE ALLIER PÈRE ET FILS
26, cours Jean-Jaurès, 26
—
1930

UN ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE

A TRAVERS LES ALPES FRANÇAISES

DE VOREPPE A GRENOBLE ET EN MAURIENNE

Extrait des *Annales de l'Université de Grenoble*
(Section Sciences-Médecine. — 2me trimestre 1929).

MAURICE GIGNOUX et LÉON MORET

UN ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE A TRAVERS LES ALPES FRANÇAISES DE VOREPPE A GRENOBLE ET EN MAURIENNE

(Avec XI planches hors texte)

GRENOBLE
IMPRIMERIE ALLIER PÈRE ET FILS
26, cours Jean-Jaurès, 26
—
1930

UN ITINÉRAIRE GÉOLOGIQUE A TRAVERS LES ALPES FRANÇAISES DE VOREPPE A GRENOBLE ET EN MAURIENNE

Par Maurice GIGNOUX et Léon MORET.

(Avec XI planches hors texte.)

Tout géologue a deux patries,
la sienne et les Alpes.

SOMMAIRE

Introduction.

I. — **Zone alpine externe :**

1° *Zone subalpine :*

A) Série stratigraphique :

a) Succession des étages.
b) Lacunes et discordances.
c) Rôle orographique de ces diverses formations.

B) Coupe de la rive droite de la cluse de l'Isère :

a) Plaine de Moirans et seuil de Rives.
b) Chaînon jurassien du Ratz et synclinal mollassique de Voreppe.
c) Du pli-faille de Voreppe au pli-faille du Néron.
d) Le Néron et la Bastille.

C) Coupe de la rive gauche de la cluse de l'Isère :

a) De l'Echaillon à Veurey.
b) De Veurey aux Balmes de Fontaine.
c) Le massif du Moucherotte.

D) Résumé et conclusions.

2° *Zone cristalline et sa couverture sédimentaire :*

A) Série stratigraphique.

B) Le sillon subalpin :

a) Formations glaciaires de la région de Grenoble.

b) Le Grésivaudan et la Combe de Savoie.

C) Traversée des massifs cristallins entre Saint-Pierre-d'Albigny et Saint-Jean-de-Maurienne :

a) D'Aiton à La Chambre ; massif de Belledonne.

b) Le petit massif cristallin du Rocheray.

c) Le promontoire de l'Echaillon de Saint-Jean-de-Maurienne.

d) Le bassin de Saint-Jean-de-Maurienne.

D) Conclusions ; structure générale de la zone cristalline.

II. — **Zone alpine interne ou intra-alpine :**

1° *Zone du Briançonnais (s. l.)* :

A) Série stratigraphique.

B) Zone du Flysch :

a) Région de Villarclément.

b) Coupe de Montricher.

C) Zone du Galibier :

a) Massif des Encombres.

b) Le verrou du Pas du Roc.

D) Zone houillère.

E) Zone de la Vanoise :

a) La bordure W de la zone de la Vanoise à Modane ; le synclinal du col de Chavière.

b) Le Roc Tourné, entre Modane et le Bourget.

c) La rive gauche de l'Arc, entre Modane et Bramans.

d) De Bramans à Termignon.

2° *Zone des schistes lustrés ou du Piémont :*

A) Série stratigraphique.

B) La nappe des schistes lustrés de Termignon à Bonneval.

C) Bonneval et les gneiss du massif Levanna - Grand-Paradis.

III. — **Histoire géologique de la région parcourue.**

IV. — **Interprétation des coupes étudiées par rapport à la structure de l'ensemble des Alpes.**

Principaux ouvrages à consulter.

Introduction

Depuis longtemps, les géologues ont remarqué que l'on pouvait subdiviser les Alpes françaises en grandes *zones longitudinales,* séparées par des lignes de discontinuité tectonique, et dans chacune desquelles les divers terrains ont des faciès propres.

Cette notion de zones a naturellement beaucoup évolué avec l'état de nos connaissances sur la grande chaîne. Tout d'abord décrites comme zones de sédimentation ou simples subdivisions géographiques, certaines sont devenues de véritables entités tectoniques, nappes ou écailles séparées par de grandes surfaces de contacts anormaux.

Une première de ces lignes de discontinuité tectonique, particulièrement importante, permet d'abord de distinguer deux grands ensembles dans la chaîne alpine :

1° La *zone alpine externe* (Helvétides des géologues suisses) ; les terrains mésozoïques y ont des faciès généralement profonds, dits subalpins ou dauphinois ; au Secondaire, il n'y avait pas là de cordillère émergée, mais seulement, à certaines époques, des hauts fonds. C'est donc encore l'avant-pays de la vraie chaîne alpine ; en France, cette zone peut être considérée comme presque entièrement autochtone aux environs de Grenoble ; mais, plus au N, en Haute-Savoie, puis surtout en Suisse, ces plis ont pu se dérouler pour donner les nappes helvétiques.

2° La *zone alpine interne* (ou zone intra-alpine, Pennides des géologues suisses) ; les terrains secondaires y montrent des traces d'émersion, indiquant l'existence de « cordillères » ; le

métamorphisme géosynclinal y croît d'W en E; c'est le vrai domaine de la chaîne alpine, ébauchée dès le Lias et définitivement émergée à l'Oligocène, et ces plis se sont déversés en grandes nappes sur la zone précédente ou avant-pays; de ces nappes il ne reste bien souvent que des racines, d'où le nom de « zone de racines » appliqué parfois à certaines régions de la zone intra-alpine (E. HAUG); dans la Haute-Savoie et en Suisse, les parties frontales de ces nappes ont largement débordé sur l'avant-pays autochtone, pour former les « massifs préalpins » des géologues [1]. Notre coupe ne nous montrera aucun de ces massifs, dont les témoins extrêmes vers le S sont les deux klippes des Annes et de Sulens, dans les environs d'Annecy.

A leur tour, ces deux grandes zones ont été subdivisées en de nombreuses autres zones de moindre importance; nous nous bornerons pour le moment à les énumérer dans le tableau suivant, nous réservant de les définir plus loin successivement :

Zone jurassienne (dernier chaînon du Jura).

Zone mollassique (prolongement S du bassin miocène suisse).

Z. alpine externe ... { Z. subalpine (Malm et Crétacé). / Z. cristalline et sa couverture liasique (1re Z. alpine de Ch. LORY).

Z. alpine interne (ou intra-alpine)..... { Z. du Flysch (s. str.) + Z. du Galibier ..... } Z. du Flysch. s.l.. / Z. houillère .... + Z. de la Vanoise } Z. du Briançonnais s str. / Z. des schistes lustrés ou du Piémont. } Z. du Briançonnais s. l.

Ce sont ces diverses zones que notre itinéraire va nous faire traverser successivement d'W en E [2]; notre première grande coupure, séparant zone externe et zone interne, est donc cons-

[1] Remarquons que le mot de « Préalpes » est employé par les géographes dans un sens tout différent et à peu près synonyme des « chaînes subalpines » des géologues, sans faire de distinction entre ces chaînes autochtones et les massifs charriés préalpins que nous venons de signaler.

[2] Voir pl. I.

tituée par le bord externe de la Z. du Flysch chevauchant sur la couverture sédimentaire de la Z. cristalline.

Dans les environs de Grenoble, la *Z. mollassique,* si large en Savoie et en Suisse, est très réduite; il en est de même de la *Z. jurassienne,* représentée ici par un chaînon minuscule, que nous étudierons en faisant la coupe de la cluse de l'Isère.

L'étude de ces deux premières zones ne constituera donc pas un chapitre spécial; nous n'en parlerons que comme bordure de la Z. alpine externe.

I. — Zone alpine externe

Sa limite occidentale est constituée par le *pli-faille de Voreppe,* le long duquel les terrains secondaires subalpins chevauchent un étroit synclinal mollassique, le synclinal de Voreppe. A l'W de ce dernier, surgit le petit chaînon jurassien de l'Echaillon et de la Montagne du Ratz.

Vers l'E, un trait morphologique très important sépare les chaînes subalpines de la Z. cristalline delphino-savoisienne : c'est le grand *sillon subalpin,* longue et large vallée monoclinale, creusée dans les couches tendres de la base du Jurassique; se poursuivant dans une direction générale NE-SW, ce sillon est emprunté successivement par les cours de l'Arly, de l'Isère entre Albertville et Grenoble, puis du Drac au S de Grenoble. Comme on le voit, ce sillon subalpin, limite géographique très marquée, ne correspond pas à une limite tectonique. Il est dominé à l'W par les derniers escarpements calcaires des chaînes subalpines; c'est le *bord subalpin,* qui se poursuit avec une régularité impressionnante depuis la vallée inférieure du Drac jusqu'au delà d'Albertville. A l'E du sillon subalpin se dressent les montagnes de la zone cristalline, émergeant de leur manteau sédimentaire, principalement liasique. Par contre, plus à l'E encore, apparaît une importante ligne de discontinuité tectonique, le long de laquelle la bordure sédimentaire orientale de notre zone cristalline est chevauchée par la zone interne, ici par la zone du Flysch.

1° ZONE SUBALPINE

Comme on l'a vu, elle est limitée à l'W par le synclinal mollassique de Voreppe, et à l'E par le bord subalpin. Des *vallées transversales* permettent d'y faire de grandes divisions géographiques : c'est, au N, la cluse de Chambéry, séparant les Bauges de la Chartreuse : ce dernier massif est limité au S par la cluse de l'Isère entre Grenoble et Voreppe, et enfin, au S de cette dernière, s'étend le massif du Vercors.

La plus belle coupe de ces chaînes est celle montrée par la *cluse de l'Isère,* que nous allons décrire en détail et qui, à l'W du pli-faille de Voreppe, recoupe encore un dernier petit chaînon jurassien; cette vallée transversale de l'Isère, entre Grenoble et Voreppe, longue de 14 k. environ, est actuellement remblayée par les alluvions modernes sur une largeur de 3 k. en moyenne; la pente de ce fond alluvial est très faible, 1 m. par k., entre Grenoble (cote 209) et le Bec de l'Echaillon (cote 193). C'est une vallée épigénique, creusée sur un ensellement transversal des plis subalpins. Les deux rives de la cluse vont nous offrir de très belles coupes transversales de ces plis; nous les décrirons successivement sur la rive droite et la rive gauche; puis nous en étudierons les raccords; auparavant, nous devons d'abord faire connaître la série stratigraphique des couches qui les constituent, série qui est évidemment la même sur les deux rives.

A) Série stratigraphique.

a) Succession des étages.

Jurassique moyen. — Il apparaît seulement à Corenc, tout près de Grenoble, à la base du bord subalpin, sur la rive droite de l'Isère, et là sous un faciès assez aberrant; au lieu des formations vaseuses de calcaires marneux habituelles dans les

faciès dauphinois, on a ici, localement, des dépôts plus littoraux annonçant les faciès jurassiens : ce sont des calcaires à *Cancellophycus* (*Spirophyton scoparius*, empreintes d'Algues) assez mal connus (on y a cependant trouvé autrefois des Ammonites du Bajocien inf.), des calcaires noirs à entroques et des calcaires oolithiques (Bajocien sup. et Bathonien inf.), exploités en carrière; enfin les faciès profonds dauphinois reprennent avec les marnes à Posidonomyes du Bathonien sup.

Jurassique supérieur. — Puissante série de sédiments vaseux, dans laquelle l'élément marneux, prédominant à la base (Callovien), fait progressivement place à l'élément calcaire (Kimeridgien-Portlandien); les limites des différents étages ne peuvent être tracées avec précision qu'à l'aide des fossiles, d'ailleurs extrêmement rares.

Callovien. — Marnes schistoïdes, à *Posidonomya alpina*, continuant celles du Bathonien sup., bien visibles le long de la route de Corenc, où elles sont fossilifères.

Oxfordien. — Marnes avec concrétions creuses (géodes), craquelées (*septaria*), renfermant des cristaux de quartz bipyramidé à Meylan.

Rauracien. — Marno-calcaires gris sombre (couches à ciment de Vif), affleurant largement au-dessus de Corenc, le long de la route du Sappey.

Séquanien. — Calcaires marneux en petits bancs, séparés par des lits schisteux et marneux, formant notamment au-dessus de Grenoble la plate-forme de la Bastille, où ils sont fossilifères (*Neumayria*), et les bancs rocheux situés derrière la Manutention militaire.

Kimeridgien, Portlandien. — Gros bancs de calcaires à grain fin, compacts, autrefois exploités dans les carrières de la Porte de France (Kimeridgien) et surmontés de calcaires blancs, lithographiques, à Calpionelles et Radiolaires, avec lits de fausses

brèches, témoignant de remaniements du fond vaseux par les courants (Portlandien).

C'est là le *faciès subalpin*, profond, vaseux, dit Tithonique. Au contraire, à l'autre extrémité de la cluse de l'Isère, dans le petit chaînon jurassien de La Buisse-L'Echaillon, la partie terminale, seule visible ici, du Jurassique, est représentée par des roches très différentes : ce sont les calcaires marbres de l'Echaillon, calcaires essentiellement organogènes, à Polypiers et Pachyodontes : c'est le *faciès jurassien* ou corallien. Le passage entre les deux faciès se fait au Chevallon (rive droite de l'Isère) et à Aizy-sur-Noyarey (rive gauche). A La Buisse, à la partie supérieure des calcaires coralliens du Jurassique, se différencient des bancs calcaires à Milioles, Characés, Algues calcaires marines (Clypéines), marnes vertes et brèches à cailloux noirs; on reconnaît là le Purbeckien laguno-lacustre du Jura; ce faciès, si développé plus au N, ne dépasse pas, vers le S, la vallée de l'Isère, car on n'en retrouve plus trace à l'Echaillon, où la limite du Jurassique et du Crétacé est impossible à tracer exactement dans la partie supérieure du complexe des marbres coralliens.

Crétacé inférieur. — Cette formation possède dans les chaînes subalpines méridionales un faciès franchement marneux profond (fosse vocontienne); mais ici (Vercors, Chartreuse, Bauges), elle a un type mixte, où, dans des marnes de faciès vocontien, apparaissent des épisodes de calcaires littoraux à faciès jurassien.

Valanginien. — Il est formé de trois termes : 1° Valanginien inférieur, avec deux faciès : *a*) *Berriasien*, faciès propre aux chaînes subalpines; ce sont des calcaires marneux foncés, à grain très fin (Ammonites, Calpionelles), un peu bitumineux; aussi blanchissent-ils à l'air; la teneur en argile (25 % environ) est très constante dans un même banc et permet de les utiliser comme pierres à ciment naturel : ce sont les fameux ciments prompts de la Porte de France, exploités aussi au Sappey, au

Chevallon, à Comboire et même jusque près de Chambéry, à Montagnole. — *b*) *Marbre bâtard,* faciès uniquement jurassien: ce sont des calcaires à débris de coraux et d'organismes divers, dont la partie inférieure passe, à La Buisse, aux couches purbeckiennes; au contraire, nous savons qu'à l'Echaillon il n'y a plus de Purbeckien; le marbre bâtard passe insensiblement aux calcaires coralliens du Portlandien supérieur. A l'E de Voreppe, au Chevallon, le Berriasien montre un type mixte où, dans les marno-calcaires habituels, apparaissent des lentilles de calcaires coralliens bréchoïdes à radioles de Cidaris.

2° Valanginien moyen, qui comporte lui aussi deux faciès : *a*) un faciès subalpin purement marneux : ce sont les « *marnes valanginiennes* », contenant dans les chaînes subalpines méridionales beaucoup d'Ammonites pyriteuses dont on a trouvé, près de Grenoble, de très rares exemplaires. — *b*) Un faciès jurassien de marno-calcaires grumeleux et de marnes dures à Brachiopodes et Huîtres : ce sont les couches dites du Balcon de l'Echaillon et de l'Echaillon-les-Bains.

3° Valanginien supérieur qui, même dans les chaînes subalpines, conserve toujours le faciès jurassien : c'est le *calcaire du Fontanil,* calcaire bicolore [3], à débris, à entroques ou oolithique, dont les parties supérieures, plus rousses, renferment des silex noirs [4] et d'assez fréquentes Huîtres : c'est le niveau à *Alectryonia rectangularis.*

Hauterivien. — Il débute par une *couche glauconieuse* très mince (quelques décimètres), très fossilifère, avec Céphalopodes plus ou moins roulés et phosphatés, visible seulement dans le gisement du Muret (versant W du Néron); c'est un faciès littoral, de courants. Au-dessus viennent les « *marnes à Spatangues* », complexe très épais (200 m.) de couches tendres plus ou moins marneuses, au sommet duquel abondent les Spatangues (*Toxaster retusus*) [5].

[3] Roux en surface, bleu en profondeur, à cause de la présence de pyrite de fer très divisée, qui s'oxyde et jaunit en surface.

[4] Très caractéristiques de cette assise, car aux environs de Grenoble on ne trouve de silex que dans le Valanginien supérieur et le Sénonien.

Urgonien. — Calcaires durs, massifs, qui débutent à la base par des bancs jaunâtres généralement bien lités, spathiques, avec très rares Panopées. Au-dessus commence l'Urgonien franc, d'un blanc très pur, à grain grossier et sans stratification nette, comme c'est le cas pour les formations coralliennes. Les fossiles y sont abondants, mais généralement difficiles à dégager; à l'œil nu, on voit des Polypiers, des Zonatelles (Bryozoaires) et de nombreuses sections de coquilles, parmi lesquelles les Rudistes prédominent (Toucasies, Réquiénies, *Agria*); au microscope, la roche se montre pétrie de Milioles, d'Orbitolines et d'Algues calcaires; parfois apparaissent des lentilles dolomitiques. L'Urgonien est ainsi constitué tantôt par des vases récifales, tantôt par de véritables récifs plus ou moins démantelés; formée presque uniquement de carbonate de chaux (jusqu'à 98 %), cette roche est actuellement exploitée pour la fabrication des chaux grasses très pures destinées aux industries électro-chimiques (carrières de Pra-Paris, à l'aval de Sassenage).

Cette masse urgonienne affleure en grandes falaises blanches, généralement parcourues par une petite vire herbeuse, correspondant à des couches plus tendres, les « *marnes à Orbitolines* », où les fossiles apparaissent parfois tout dégagés.

Dans nos régions, les calcaires à Panopées correspondent au Barrémien inférieur, et l'Urgonien proprement dit au Barrémien supérieur et à l'Aptien inférieur.

Aptien supérieur. — Cet étage n'est pas représenté dans notre région, où il y a, à ce niveau, une lacune de sédimentation; des témoins en existent plus au S.

[5] Nous emploierons souvent le terme de « Néocomien » pour désigner l'ensemble Valanginien-Hauterivien.

Crétacé moyen. — Il est, dans notre région, réduit à l'*Albien* ou *Gault,* représenté par un calcaire à grain grossier, souvent spathique, à débris d'Echinodermes et de Bivalves : c'est la « lumachelle » glauconieuse, formation littorale, qui s'altère facilement à l'air, en donnant de petits replats ou vires. Les grès et sables glauconieux superposés à la lumachelle, et bien développés plus au S, ont ici généralement disparu, enlevés par l'érosion antésénonienne. Le Cénomanien et le Turonien manquent en effet dans la vallée de l'Isère; on ne les retrouverait que plus au S (Vercors et Diois).

Crétacé supérieur (Sénonien). — Nous retrouvons ici des calcaires compacts, donnant des escarpements et dans lesquels on peut distinguer deux formations successives, mais passant insensiblement l'une à l'autre.

1° A la base, les « *Lauzes* ». On appelle ainsi des calcaires bien stratifiés, se débitant en dalles (= lauzes) séparées par des délits marneux. Les couches inférieures, transgressives, sont le plus souvent gréseuses et glauconieuses, et renferment en abondance des fossiles noirs, phosphatés, remaniés des grès du Gault (carrières de Sassenage). Au-dessus viennent des assises plus argileuses, à grain plus fin, utilisées comme pierre à ciment ou chaux hydraulique (Sassenage); enfin au sommet se trouvent les « lauzes à pavés », à la surface desquelles se voient souvent des empreintes en forme d'étoiles, qui sont des moules de cavités gastriques de Méduses. Des Bélemnitelles du groupe *mucronata* apparaissent dès la base des lauzes et nous montrent que nous sommes ici dans le Maestrichtien inférieur; mais les organismes les plus fréquents sont les Bryozoaires.

2° Au sommet, les « *calcaires à silex* » : ce sont des craies dures, à pâte fine, contenant des Foraminifères pélagiques (Globigérinidés) et des spicules de Spongiaires; les silex sont identiques à ceux de la craie du bassin de Paris.

Eocène. — Contrairement à ce que nous verrons dans la zone

alpine interne, l'Eocène est ici uniquement continental et représenté par les « *sables et argiles bigarrés* », lesquels ravinent naturellement leur substratum crétacé et reposent ainsi tantôt sur le Sénonien, tantôt sur l'Urgonien. Aucune stratigraphie n'y est possible; on n'y a jamais trouvé qu'un seul fossile, la mâchoire de *Lophiodon Larteti* (Sparnacien) des Echelles, sur le bord W de la Chartreuse.

Ces sables quartzeux, sédiments « appauvris », complètement décalcifiés, résultent du remaniement des produits d'altération des calcaires gréseux sous-jacents, lumachelles ou lauzes; leur épaisseur est naturellement extrêmement variable; souvent ils se réduisent à de simples remplissages de poches creusées dans une surface karstique ancienne, urgonienne ou sénonienne. Le grain en est tantôt grossier, tantôt très fin : on a alors ce que les exploitants appellent des « argiles », qui sont en réalité des sables extrêmement fins, contenant une certaine proportion de kaolin. Cette formation est en effet assez activement exploitée comme produit réfractaire : moules de fonderies, revêtements de foyers; dans la vallée de l'Isère, la seule carrière encore en activité est celle du vallon de la Charmette, au N de La Monta.

Oligocène. — Il est ici lagunaire ou continental; ce sont des calcaires lacustres, des marnes à concrétions pralinées, blanches ou rouges, avec *Helix Ramondi;* on ne les voit qu'au N du Néron, dans la vallée de la Vence, en contre-bas du village de Quaix.

Miocène. — C'est la *mollasse,* formation marine, complexe de dépôts très puissants, accumulés en bordure des Alpes par les torrents qui venaient des zones internes de la chaîne, émergées à cette époque. Les sables de plages se sont consolidés en grès micacés, à ciment calcaire : c'est la mollasse proprement dite, roche facile à tailler, autrefois exploitée à Voreppe. Les bancs les plus marneux contiennent quelques fossiles, par exemple *Ostrea crassissima* et des dents de Squales (ravin entre Voreppe et l'Aiguille de Chalais).

Enfin les deltas torrentiels qui accidentaient les rivages de la mer miocène se retrouvent sous forme de puissants *poudingues* (Nagelfluh) intercalés dans les grès et d'autant plus développés que l'on s'avance plus vers l'E. Ainsi, dans le Bas-Dauphiné, les conglomérats ne se rencontrent qu'au sommet de la mollasse (Pontien); tandis que, dans les chaînes subalpines, ils apparaissent dès le Burdigalien, et sur toute la hauteur du Miocène. On y trouve fréquemment des galets de variolites (roches vertes de la zone des schistes lustrés) et de jaspes (Jurassique sup. briançonnais), montrant que dès le Miocène les zones internes des Alpes étaient déjà émergées et profondément décapées par l'érosion. Notons que les galets calcaires des poudingues miocènes sont très souvent « impressionnés », caractère qui permet de les différencier de ceux des conglomérats alluviaux du Quaternaire.

b) Lacunes et discordances.

La série stratigraphique que nous venons de décrire montre qu'il existe dans notre région deux périodes de lacunes de sédimentation (fig. 1) :

1° Une *première période* d'émersions et de discontinuités stratigraphiques correspond dans l'ensemble au Crétacé moyen: elle débute après l'Urgonien, recouvert directement par la lumachelle du Gault, laquelle correspond à la « zone de Clansayes » de l'Albien inférieur; au-dessus vient le Sénonien supérieur (Maestrichtien) transgressif. Dans la vallée de l'Isère, ces lacunes ne s'accompagnent pas de discordances visibles; mais on sait que plus au S (Dévoluy et Diois) les *plissements anté-sénoniens* ont été extrêmement intenses (Ch. et P. Lory).

2° Une *deuxième période* d'émersions commence après le Sénonien : elle correspond à l'Eocène, uniquement continental, et à l'Oligocène, développé seulement localement sous un faciès laguno-lacustre; la mer ne revient qu'au Burdigalien supérieur

(zone à *Pecten praescabriusculus*), après d'importants ravinements, car la mollasse repose indifféremment sur l'Oligocène, le Sénonien ou l'Urgonien. Mais, cette fois encore, on ne voit pas là dans notre région de discordances importantes. C'est seulement dans les chaînes subalpines méridionales que se dessinent nettement des *plis anté-oligocènes* (pyrénéens-provençaux), et on sait d'autre part que les grands plissements des zones intra-alpines datent de l'Oligocène; ainsi les *plissements post-miocènes*, les seuls nettement visibles dans les chaînes subalpines de l'Isère, peuvent être qualifiés de fini-alpins.

c) Rôle orographique de ces diverses formations.

Le bord occidental du sillon subalpin débute avec les talus marneux, en pente douce, du Bathonien-Oxfordien. La pente s'accentue progressivement avec le Rauracien et le Séquanien; on arrive ainsi à la corniche tithonique où apparaissent les bancs réguliers, clairs ou bleutés, bien lités, des calcaires kimeridgiens-portlandiens.

Un nouveau talus marneux correspond au Valanginien inférieur, que la petite corniche rousse et diffuse des calcaires du Fontanil sépare des pentes plus douces des marnes hauteriviennes.

Au-dessus, les calcaires urgoniens forment les plus grands escarpements des chaînes subalpines : ce sont de hautes falaises blanches, mal stratifiées, où les couches à Orbitolines dessinent de très étroites vires herbeuses. Une dernière vire, plus large, correspond aux couches plus altérables du Gault, et de nouveau les calcaires sénoniens s'élèvent en falaises blanches ou jaunâtres et mieux litées que les falaises urgoniennes.

Quant à la mollasse, elle n'affleure qu'entre ces crêtes calcaires boisées, dans les synclinaux qui correspondent souvent, ici, à des vallées humides et herbeuses, où se concentrent les villages.

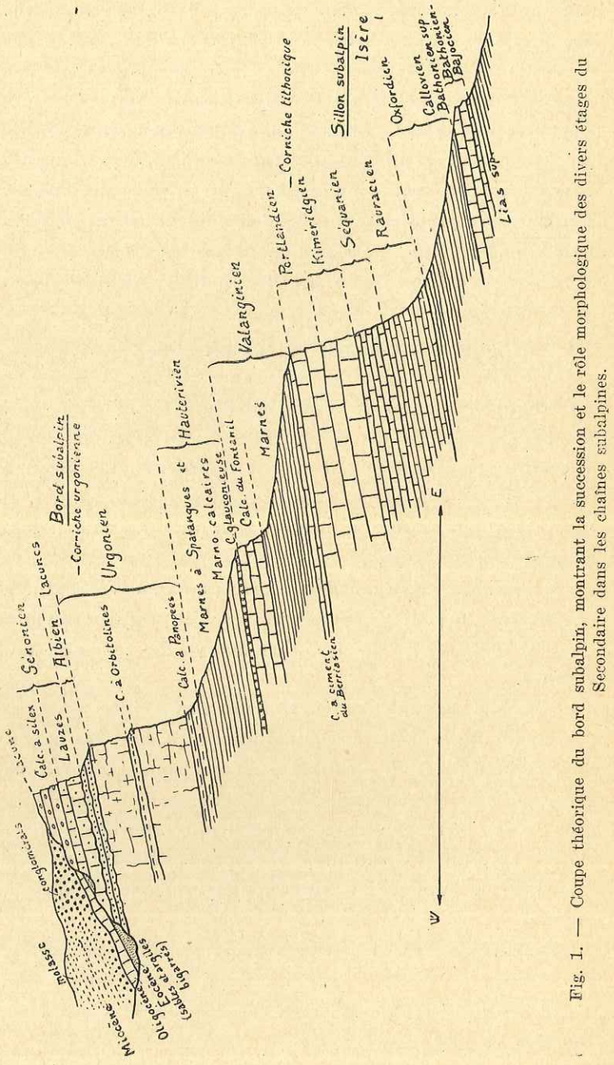


Fig. 1. — Coupe théorique du bord subalpin, montrant la succession et le rôle morphologique des divers étages du Secondaire dans les chaînes subalpines.

La multiplicité de ces corniches successives donne aux chaînes subalpines une morphologie extrêmement variée, où l'œil du géologue retrouve immédiatement, même à grande distance, les affleurements des divers étages (fig. 1).

B) Coupe de la rive droite de la cluse de l'Isère [6].

a) Plaine de Moirans et seuil de Rives.

Le point initial de notre itinéraire est Voreppe : c'est là que l'Isère sort des chaînes subalpines pour pénétrer dans les collines du Bas-Dauphiné. Avant de remonter la vallée en direction de Grenoble, jetons un coup d'œil vers l'W. Devant nous s'étend une vaste plaine basse plus ou moins marécageuse, entourée de toutes parts, de La Buisse à Moirans et à Tullins, par de petites collines, sauf vers le SW, où se prolonge la vallée de l'Isère actuelle; en effet, le cours de la rivière s'infléchit brusquement au droit de Voreppe pour contourner le promontoire de l'Echaillon.

Toutes les collines en demi-cercle qui barrent l'horizon sont constituées par des bosses de mollasse très peu plissées, coiffées d'épaisses *moraines*, et la plaine qui s'étend de Voreppe à Moirans n'est autre que la dépression centrale de l'ancien glacier wurmien de l'Isère, dépression surcreusée, puis comblée d'alluvions fluviatiles sur une épaisseur considérable. Au Wurmien, le glacier qui débouchait des chaînes subalpines, après les avoir partiellement submergées, se divisait ici en deux lobes : l'un se dirigeait dans la vallée actuellement suivie par l'Isère jusqu'un peu en amont de Saint-Marcellin; l'autre poursuivait au contraire la direction générale du glacier et venait stationner, au niveau de Rives, sur le seuil mollassique à peu

[6] Pl. II, fig. 3.

près horizontal qui ferme la trouée entre les collines mollassiques de Parménie et celles de Voiron; les crêtes morainiques de Rives, barrant ainsi l'horizon, constituent le « *seuil de Rives* ». Sur ce seuil, l'extrémité frontale du glacier wurmien ne dépassait guère la cote 450; mais sa surface se relevait rapidement vers l'amont, pour atteindre aux environs de Grenoble l'altitude de 1200 m. environ, à laquelle nous retrouverons dans le sillon subalpin les moraines latérales wurmiennes.

Quant aux extensions glaciaires anté-wurmiennes (Riss et Mindel), leurs moraines ne se voient nettement qu'à l'W du seuil de Rives; plus en amont, dans les régions que nous allons parcourir, on n'en retrouve aucune trace.

La *plaine de Moirans* représente donc la dépression centrale (Zungenbecken) des anciens glaciers wurmiens après leur retrait. La surface de cette plaine est constituée par des dépôts très récents, argiles, limons lacustres ou de débordements; on les voit exploités dans de petites carrières peu profondes, le long de la route de Moirans à La Buisse; elles contiennent là des lits à débris végétaux plus ou moins carbonisés, des poupées calcaires et de petites coquilles lacustres (Limnées, Planorbes, *Helix*) semblant appartenir à des espèces actuelles de la région.

b) Chainon jurassien du Ratz et synclinal mollassique de Voreppe.

La montagne du Ratz qui, au-dessus de La Buisse, domine la vallée à l'W de Voreppe, est constituée par un *chaînon anticlinal jurassien* de Crétacé inférieur, avec noyau jurassique que nous allons étudier entre La Buisse et Voreppe.

Les grandes carrières de pierres à chaux de La Buisse recoupent obliquement ce noyau anticlinal; les couches les plus anciennes appartiennent au faciès corallien du Portlandien; au-dessus viennent les calcaires avec lits marneux du Purbeckien

décrit plus haut[7]; l'extrême sommet de la carrière correspond au marbre bâtard du Crétacé inférieur, dans lequel on a trouvé ici *Natica leviathan*. Au S de La Buisse, le chemin de Voreppe longe la base de belles falaises blanches, donnant ici un excellent exemple des faciès coralliens du Portlandien : ces calcaires, mal stratifiés, souvent dolomitiques et ruiniformes, sont creusés de nombreuses grottes, dont la plus profonde, située à proximité des bâtiments de la tuilerie, a fourni en 1912, à M. Müller, un niveau magdalénien net.

Près de la première maison au S de la tuilerie, ces falaises jurassiques sont brusquement interrompues par une petite *faille transversale*, dirigée E-W; on y voit un magnifique exemple des phénomènes qui accompagnent d'ordinaire ces dislocations : miroirs de faille avec stries de glissement, surfaces marmorisées, brèches de friction; en réalité, il y a là deux plans principaux de glissement, distants de quelques mètres, et séparés par une zone où les calcaires, presque entièrement recristallisés, ont pu être exploités autrefois comme marbre. Du côté S de cette zone de dislocation, on reconnaît les calcaires du Fontanil, nettement bicolores, en bancs fortement inclinés vers le S et venant buter, grâce à la faille, contre les couches horizontales des calcaires coralliens du Jurassique supérieur de La Buisse.

Le rejet de cette petite faille diminue assez rapidement vers l'E, dans les pentes de la montagne du Ratz; en effet, au N de la faille, cette montagne montre nettement, au-dessus des calcaires jurassiques et valanginiens, un talus hauterivien couronné par une falaise culminante urgonienne; tandis qu'au S de la faille, l'Urgonien, progressivement dénivelé, vient d'abord buter contre le talus hauterivien, puis, en se rapprochant de la vallée, descend jusqu'à Voreppe.

---

[7] V. Stastny, Etude pétrographique de l'affleurement le plus méridional du Jurassique supérieur à faciès purbeckien. La Buisse, près Grenoble (*Ann. Univ. Grenoble*, Nouvelle série, V, 1928, p. 434, et *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, XV, fasc. 2, p. 47, 1930).

De fait, si on continue à suivre vers le S le chemin au pied de la montagne, on voit d'abord les calcaires du Fontanil exploités dans une carrière récemment ouverte, puis des pentes plus douces, correspondant à un Hauterivien assez réduit, et enfin, aux abords de Voreppe, c'est la *falaise urgonienne* qui domine la plaine. La couche à Orbitolines intercalée dans la partie supérieure de cet Urgonien forme ici un large replat qui aboutit au village même de Voreppe; mais on ne peut l'étudier actuellement, et y récolter des fossiles, que dans le parc privé de la propriété de M. Allard.

La suite de la coupe est ensuite masquée par les dépôts du torrent de la Roise, qui descend des ravins sauvages de Charminelle; aussi ce torrent a-t-il étalé dans la plaine un cône de déjections très régulier, dont le sommet correspond au village de Voreppe, et dont la base est traversée en tunnel par la voie ferrée.

Pour voir les couches superposées à l'Urgonien de Voreppe, il faut quitter la vallée et remonter vers le N la route du col de la Placette, creusé dans le *synclinal mollassique* de Voreppe. Le long de cette route, à la sortie du village, on voit dans le lit de la Roise de mauvais affleurements de lumachelle du Gault et de calcaires sénoniens; les premiers lacets sont ensuite taillés dans l'Urgonien, ici très altéré par l'érosion continentale éocène; un peu plus haut, on peut encore observer dans l'Urgonien, de chaque côté de la route, deux immenses poches presque complètement vidées de leurs sables rouges éocènes. Quant à la mollasse, on ne la verrait sur cette route que bien plus haut, en transgression sur le Sénonien; signalons qu'aux environs de Pommiers, les pentes herbeuses et humides du vallon de la Placette sont formées par des assises argileuses (Tortonien), dans lesquelles on a autrefois exploité de minces couches de lignites et trouvé une belle faune de Cérithes (*Cerithium papaveraceum* et *bidentatum*); c'est le seul gisement connu de ce faciès tortonien aux environs de Grenoble.

Revenons maintenant à la cluse de l'Isère; la grande route

de Grenoble descend à partir de Voreppe sur les pentes S du grand cône de déjections de la Roise; avant d'arriver à la base de ce cône, un petit chemin (arrêt du tramway : « La Vironnière ») conduit à gauche dans une ancienne carrière souterraine de mollasse dissimulée dans le fond d'un petit vallon verdoyant, où tombe la cascade de Gachetière. On exploitait là autrefois une très belle mollasse bleue micacée, à grain fin, utilisée comme pierre de construction; à l'W de la carrière, formant le sommet d'une petite butte recouverte de vignobles, se montre un banc de conglomérats à la base duquel est intercalé un horizon fossilifère à *Ostrea crassissima* et dents de Requins; les conglomérats contiennent des galets impressionnés et des cailloux de radiolarites rouges et vertes; ces couches, appartenant à la base du Vindobonien, sont certainement inférieures au Tortonien de Pommiers.

Vers l'E, cette mollasse, affleurant en falaises roussâtres ou verdâtres, monte très haut au-dessus du ravin, sur les flancs de l'Aiguille de Chalais, dont le sommet, formé d'une falaise claire de calcaires tithoniques, vient dominer ainsi la mollasse du synclinal de Voreppe. Il y a donc ici un grand accident, le long duquel les couches supérieures de la mollasse sont chevauchées directement par les calcaires marneux noirs du Rauracien appartenant au premier chaînon subalpin : c'est le *pli-faille de Voreppe*.

c) Du pli-faille de Voreppe au pli-faille du Néron.

Ce pli-faille est donc une limite géologique importante, à la fois ligne tectonique et frontière de faciès; il sépare en effet, comme on l'a vu, le Jura des Alpes, et délimite, dans les terrains secondaires, le domaine des faciès profonds subalpins.

A partir de cette grande surface de refoulement, toutes les couches vont plonger à peu près régulièrement vers l'intérieur des Alpes, c'est-à-dire vers l'E, montrant ainsi une série conti-

nue, du Rauracien à la mollasse, jusqu'au pli-faille du Néron, qui correspondra à une nouvelle discontinuité.

Cette *série normale* peut s'étudier en prenant le petit chemin qui se détache de la route nationale au hameau de Bourg-Vieux (carte au 1/20.000) pour venir longer la base de la montagne jusqu'au Chevallon. Le contact du Jurassique et de la mollasse de Voreppe est ici masqué par des éboulis; les premières couches visibles dans les ravinements au-dessus de la plaine sont les calcaires marneux en petites dalles du Rauracien-Séquanien; ensuite viennent les calcaires massifs du Kimeridgien qui descendent jusqu'au chemin; on y voit d'abord de gros bancs de calcaires blancs tachetés de rose, puis des couches pseudo-bréchoïdes et rognonneuses qui peuvent s'étudier dans une petite carrière abandonnée, où elles sont fossilifères (*Perisphinctes*). Plus loin c'est le Portlandien, entaillé par une petite gorge épigénique; il contient ici des intercalations zoogènes (radioles de Cidaris) ou grumeleuses le long du chemin situé au-dessus des *Usines à ciment du Chevallon.*

Plus haut, ce même chemin montre des affleurements de calcaires marneux du Berriasien, ici exploités en galeries comme pierre à ciment naturel; on y voit de place en place quelques lentilles de calcaires blancs coralliens (Cidaris), analogues au marbre bâtard de La Buisse. Ainsi, tant dans le Portlandien que dans le Berriasien, on trouve déjà ici les premiers indices des faciès jurassiens.

Aux couches à ciment relativement peu épaisses, font suite les marnes valanginiennes très puissantes et creusées en une petite combe monoclinale, comprise entre la « côte » tithonique et les corniches des *calcaires du Fontanil*, ici remarquablement développés et paraissant former plusieurs intercalations au sommet des marnes valanginiennes. Ces bancs calcaires sont, au niveau de la plaine, entaillés par de petites carrières situées en aval du village du Fontanil; quant à la carrière classique, dite du Fontanil, qui a servi à dénommer les calcaires et fourni une très belle faune (Bivalves, Oursins, Hoplites de type jurassien, etc.) [8], elle est actuellement abandonnée et enclose dans un parc privé. Du côté de la montagne, les corniches de calcaires du Fontanil s'élèvent rapidement pour former les Rochers de l'Horzier, puis la Grande-Sure, bien visible de la rive opposée de l'Isère : c'est le seul grand sommet de la Chartreuse qui ne soit pas formé d'Urgonien.

Une nouvelle combe monoclinale très évasée correspond aux marno-calcaires hauteriviens, ici très épais; l'explication de cette épaisseur anormale nous est donnée par le petit *rocher urgonien de Cornillon,* situé au-dessus du hameau de ce nom; vu de la vallée, ce rocher apparaît nettement comme un fond de bateau, Barrémien inférieur et Urgonien, isolé sur les marnes de l'Hauterivien : c'est donc un débris minuscule d'un petit synclinal urgonien démantelé par l'érosion; l'Hauterivien est ici affecté d'un repli synclinal; il est redoublé, comme le montre la coupe pl. II, fig. 3; ce témoin de Cornillon nous prouve en outre que la surface structurale de base de l'Urgonien, très élevée plus au N, arrivait ici peu au-dessus de la vallée; il fournit donc une preuve particulièrement démonstrative de l'abaissement d'axe transversal qui a préparé la localisation de la cluse de l'Isère entre Grenoble et Voreppe.

Après le synclinal de Cornillon, un petit repli anticlinal dans les marnes à Spatangues hauteriviennes est érodé longitudinalement et laisse apparaître une étroite bande de roches plus dures formant une côte; il y a là en effet de mauvais affleurements, récemment découverts, de calcaires à silex du Valanginien supérieur marquant l'axe d'un mouvement anticlinal entre Cornillon et Rochepleine.

En effet, au delà de ce ressaut anticlinal, les marnes à Spatangues, presque entièrement masquées sous les éboulis, nous conduisent peu à peu, par l'intermédiaire des calcaires barré-

---

[8] MORAND (M^lle), Etude sur la faune des calcaires valanginiens du Fontanil (*Ann. Univ. Grenoble*, XXIII, 1912, et *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, X, 1912, fasc. 1, p. 193).

miens à Panopées, à une grande falaise rocheuse : c'est la barre urgonienne de Rochepleine (Rochers de l'Eglise de la carte au 1/20.000), qui se poursuit au N par les Rochers de Chalves. La coupe de la base de cette barre, connue sous le nom de « *coupe de Rochepleine* », est difficile à faire au marteau, à cause des propriétés qui garnissent la base du rocher; mais elle se lit très bien à distance, et notamment de la grande route à la sortie aval de Saint-Robert.

La falaise urgonienne, encore accessible dans une petite carrière (nombreuses sections de Rudistes), est entaillée longitudinalement vers son tiers supérieur par un couloir qui correspond aux couches à Orbitolines, ici fossilifères. Au sommet de l'Urgonien passe un deuxième couloir, qui correspond à la lumachelle du Gault; il est bordé à l'E par la masse des calcaires bien lités du Sénonien, ainsi faciles à distinguer de l'Urgonien; on y reconnaît les lauzes relativement peu épaisses, en petits bancs réguliers, surmontées par les calcaires à silex, plus massifs, utilisés dans la région pour faire des murs en pierre sèche. Enfin, sur les couches blanches ravinées de la partie supérieure du Crétacé, viennent les assises grises et verdâtres de la mollasse miocène, qui est devenue ici presque entièrement conglomératique. Avec elle, nous pénétrons dans une deuxième grande *vallée synclinale,* celle de La Monta, Proveysieux, Col de la Charmette.

Le contact entre Sénonien et mollasse n'est pas très visible dans la coupe de Rochepleine; on étudiera le Miocène en montant au-dessus de La Monta, sur la route de Proveysieux; les tranchées de cette route montrent de très beaux affleurements de conglomérats; pour voir les sables bigarrés de l'Eocène, il faudrait aller très haut, jusqu'au voisinage du Col de la Charmette, où ils sont encore activement exploités; ils reposent là sur le Sénonien et sont surmontés directement par la mollasse. Au contraire, dans le fond de la vallée de la Vence, au-dessous et au S du village de Quaix (lieu dit le « Trou de l'Infernet », plus difficilement accessible par le fond du ravin), on voit,

sous la mollasse marine, des calcaires lacustres et des marnes rouges à nodules pralinés renfermant de nombreux exemplaires d'*Helix Ramondi :* c'est l'Oligocène supérieur (Chattien).

Au débouché de l'étroite gorge qu'elle a ainsi creusée dans la mollasse, la Vence a édifié un vaste cône de déjections, dont le talus, recoupé par l'érosion récente de l'Isère, dessine une fausse terrasse bien visible au-dessus de la gare de Saint-Egrève-Saint-Robert et dominant d'une quinzaine de mètres le fond de la vallée.

d) Le Néron et la Bastille.

La vallée inférieure de la Vence, creusée dans la mollasse, est dominée vers l'E par la célèbre *montagne du Néron*[9], dont les falaises urgoniennes, surgissant au-dessus d'un talus hauterivien, sont parcourues par toute une série de couloirs bien connus des alpinistes (voir la très belle carte au 1/20.000). Isolé de tous côtés, ce gigantesque témoin urgonien apparaît immédiatement comme un lambeau de synclinal perché, bel exemple d'inversion du relief.

Les deux flancs de ce synclinal sont d'ailleurs très inégalement développés, et c'est de cette inégalité que résulte la morphologie si particulière de la montagne. Le flanc E forme à lui seul la presque totalité de la montagne; les couches y sont coupées brusquement par leur tranche dans la haute falaise du versant E, accessible seulement par d'étroits couloirs et terminée par une longue arête dentelée. De cette crête, un vaste plateau très incliné, formé par la surface des bancs rocheux, descend vers la Vence, constituant la plus grande partie du versant W; mais brusquement ces pentes débonnaires sont interrompues, vers la base de la montagne, par une dernière falaise

[9] Appelée parfois à tort « Casque de Néron » ; son nom provient probablement de la teinte foncée des buis qui, en toute saison, garnissent de leur feuillage les pentes de la montagne.

rocheuse : c'est qu'en effet, au-dessus de cette falaise, les bancs rocheux, qui jusqu'à présent avaient plongé vers l'W, se relèvent brusquement, pour venir affleurer par leurs tranches. L'axe du synclinal correspond donc à peu près au sommet de cette petite falaise de la partie inférieure du versant W; seuls quelques passages permettent de la franchir. On arrive ainsi sur le talus hauterivien du socle.

Pour le géologue, tout l'intérêt se concentre sur la partie inférieure de ce socle du versant W, région aisément accessible, sillonnée de nombreux petits ravins. Tous montrent, dans leur partie haute, les calcaires du Fontanil apparaissant sous l'Hauterivien; le ravin du Muret permet précisément d'étudier le contact de ces deux étages, et de voir la « couche glauconieuse » de la base de l'Hauterivien, dont c'est ici le seul affleurement connu aux environs immédiats de Grenoble.

En dessous du petit ressaut irrégulier constitué par les calcaires du Fontanil (niveau à silex), passe une importante ligne de discontinuité tectonique : c'est le *pli-faille du Néron,* au-dessous duquel viennent affleurer, laminées et renversées, les couches du flanc inverse du synclinal de La Monta; les calcaires du Fontanil viennent ainsi en contact avec des terrains très différents : Hauterivien, Urgonien ou même Sénonien.

C'est ainsi qu'au ravin du Muret apparaissent, en série renversée sous les calcaires du Fontanil, des marnes bleues très laminées, mais riches en Spatangues, puis un lambeau d'Urgonien, suivi d'une mince lèche de Gault, et enfin les calcaires sénoniens à silex, très broyés et recristallisés, arrivant jusqu'au bord de la plaine; au total, cette série n'a guère que 50 m. d'épaisseur; alors que sur le flanc normal du synclinal de La Monta il faut, pour parcourir la même série, aller du Fontanil à la fin de la coupe de Rochepleine. Au N du Muret, les diverses écailles auxquelles se réduit le flanc inverse s'étirent et se relaient irrégulièrement, de sorte que dans toute la partie N du Néron, les calcaires valanginiens du socle surmontent parfois directement un Sénonien très broyé. Le pli-faille se poursuit

très loin au N et joue un grand rôle dans la structure du massif de la Chartreuse : c'était la « faille de la Chartreuse » de Ch. Lory; tandis que, plus à l'E, des témoins isolés de la bande urgonienne du Néron se retrouvent à l'Aiguille de Quaix, à la Pinéa et au Charmant-Som.

Ainsi notre synclinal du Néron n'est guère qu'une ondulation synclinale dans le flanc normal d'un grand anticlinal déversé vers l'E suivant la « faille du Néron »; nous retrouverons sur la rive gauche de l'Isère le prolongement de cet important accident. La traversée de la vallée correspond d'ailleurs à un ensellement très net; en effet, le fond du synclinal urgonien du Néron qui, sur le versant N, en face de Quaix, est recoupé à la cote 700 environ, descend sur le versant S, à la base de la grande falaise qui domine l'Isère, à l'altitude de 300 m. environ.

A l'E du Néron, et jusque dans le sillon subalpin, nous allons traverser une *nouvelle série normale* de couches plongeant vers l'W : les marnes valanginiennes, devenues ici très épaisses, y correspondent à une très large combe monoclinale : c'est le *vallon de Narbonne,* séparant le Néron de la montagne de la Bastille où apparaissent les calcaires durs du Jurassique supérieur.

Sur le flanc oriental du Néron, on retrouve, sous la falaise urgonienne, les couches à Spatangues de l'Hauterivien, presque partout masquées sous les éboulis; l'ancien gisement de l'Ermitage du Néron n'est plus accessible aujourd'hui; mais on peut trouver quelques Spatangues dans le sentier qui y monte en partant de la Buisseratte. Quant au ressaut des calcaires du Fontanil, il apparaît sous forme d'une côte bien marquée dans le talus E du Néron; au voisinage de l'Ermitage [10], les lacets de la route de Narbonne en montrent de bons affleurements, où l'on voit ces calcaires passer progressivement aux marnes valanginiennes et hauteriviennes qui les encadrent; l'épaisseur de ce faciès littoral est ici infiniment moins considérable

[10] De cette région a été dessiné le panorama reproduit pl. III, fig. 1.

que dans la bande du Fontanil : on s'éloigne de plus en plus des influences jurassiennes. La côte des calcaires du Fontanil atteint la vallée entre la Buisseratte et Piquepierre, où elle est exploitée dans une belle carrière en bordure de la route nationale.

Plus à l'E viennent les marnes valanginiennes, bien visibles le long de tous les chemins qui traversent le vallon de Narbonne; elles y donnent lieu à de nombreux glissements, accentués encore par la présence de dépôts morainiques; l'ancien remblaiement glaciaire de ce vallon se traduit par d'anciennes surfaces aplanies, où se sont établis les villages et les cultures; l'érosion régressive du torrent de Narbonne y a entaillé de profonds ravins.

Le Valanginien inférieur, constitué par les couches à ciment du Berriasien, apparaît plaqué contre les flancs de la montagne de la Bastille et du Rachais (fig. 2); on le voit affleurer, à l'entrée d'une ancienne galerie d'exploitation, près du sommet du Mont Jalla, sur la route qui descend au hameau de Lachal. Les exploitations actuelles sont entièrement souterraines et se déroulent dans un complexe dont seules certaines couches, tenant en moyenne 24 % d'argile, sont propres à la fabrication du ciment naturel. Elles sont séparées des marnes valanginiennes par un banc très calcaire et très dur, dans lequel est creusé le petit tunnel aboutissant au sommet du premier lacet de la route de Grenoble à Clémencières. Au-dessous vient la principale couche à ciment, de 4 m. d'épaisseur; elle est séparée des calcaires tithoniques par 6 m. environ de schistes argileux qui renferment encore deux petits bancs à ciment de 1 m. 20.

Enfin le complexe des calcaires tithoniques et kimeridgiens, très redressés et faillés, forme les crêtes de la montagne de la Bastille; on peut les voir sur le bord de la route nationale, à la *Porte de France,* dans les carrières voisines, et dans le Jardin des Dauphins; les fossiles y sont actuellement introuvables (rares *Aptychus* et Bélemnites, surtout dans les bancs grume-

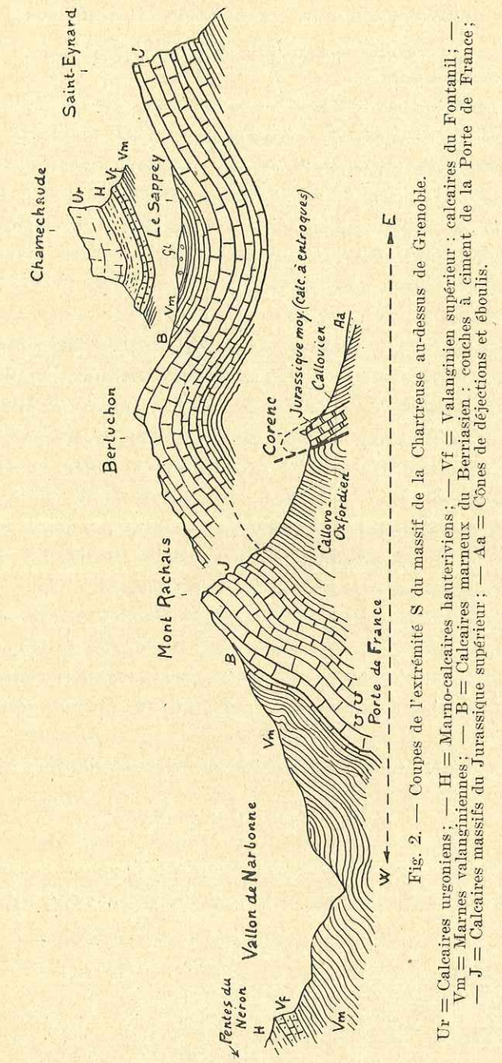


Fig. 2. — Coupes de l'extrémité S du massif de la Chartreuse au-dessus de Grenoble.
Ur = Calcaires urgoniens; — H = Marno-calcaires hauteriviens; — Vf = Valanginien supérieur : calcaires du Fontanil; — Vm = Marnes valanginiennes; — B = Calcaires marneux du Berriasien : couches à ciment de la Porte de France; — J = Calcaires massifs du Jurassique supérieur; — Aa = Cônes de déjections et éboulis.

leux et pseudobréchoïdes; mais cette localité classique a donné son nom à la *Pygope janitor,* Brachiopode caractéristique du faciès tithonique.

La structure de détail de cette *montagne de la Bastille* est d'ailleurs extrêmement compliquée [11]; une série de failles transversales y découpent en effet un grand nombre de compartiments qui sont basculés et décalés les uns par rapport aux autres; dans certains d'entre eux, les bancs calcaires apparaissent même déversés au delà de la verticale; cette structure est très apparente sur tous les panoramas du versant W de la montagne.

Au contraire, le versant E a une topographie bien plus régulière, car, les couches devenant progressivement plus marneuses, les dislocations n'y sont guère visibles. En suivant les quais de l'Isère entre la Porte de France et La Tronche, le Séquanien, caractérisé par ses petits bancs calcaires, toujours fortement redressés et tordus, apparaît dans la petite falaise derrière la Manutention militaire : c'est également dans ce terrain qu'est entaillée la plate-forme de la Bastille (assez nombreux *Perisphinctes* et *Neumayria*) [12]. On ne revoit plus ensuite de bons affleurements avant l'ancien octroi de La Tronche, où apparaissent les bancs marneux du Rauracien, ici manifestement gauchis et craquelés en petits parallélipipèdes. Mais nous sommes déjà ici dans le sillon subalpin, décrit plus loin.

C) Coupe de la rive gauche de la cluse de l'Isère [13].

a) De l'Echaillon a Veurey.

Cette coupe débute au *Promontoire de l'Echaillon,* lequel est le prolongement, au S de l'Isère, de l'anticlinal jurassien de la

11 F. Blanchet et E. Chagny, Le promontoire de la Porte de France près de Grenoble, analyse tectonique détaillée (*Bull. Serv. C. G. F.*, t. XXVI, 1922-1923, et *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. XII, fasc. 2, 1924).

12 Le long du chemin qui, partant de la Petite-Tronche, conduit à cette plate-forme, se voient dans les vignes de gros blocs erratiques de grès houillers.

13 Pl. II, fig. 2.

Montagne du Ratz. C'est à la sortie même de la cluse, dans la localité de l'Echaillon, qu'apparaît, en bordure de l'Isère, le noyau de l'anticlinal; les calcaires coralliens du Jurassique supérieur y forment une imposante falaise, qui a rendu ce site célèbre au point de vue pittoresque aussi bien que géologique; sans parler des anciens géologues, il a été illustré par les travaux de Ch. Lory, W. Kilian, P. Lory [14].

Sur les trois quarts de sa hauteur, la falaise verticale est constituée par des calcaires généralement blancs et très purs; ce sont les « *calcaires de l'Echaillon* »; ce nom est également très connu dans l'industrie des marbres, mais en réalité seules certaines couches ou lentilles sont exploitées : ce sont des bancs crayeux, à grain relativement fin et homogène, de couleur blanc pur ou rose (« Echaillon blanc » ou « Echaillon rose »), altérables à l'air, mais donnant un très beau marbre d'ornementation, exporté jusqu'en Amérique. Entre ces bancs crayeux, la grande masse des « calcaires de l'Echaillon » a un grain plutôt grossier : c'est une roche compacte, très dure, exploitée autrefois comme pierre à chaux grasse; Ch. Lory y a noté des intercalations dolomitiques (13 % de CO^3Ca Mg). Grâce à ces exploitations, une nombreuse faune a pu être réunie peu à peu; les fossiles provenant des bancs crayeux sont particulièrement bien conservés : Polypiers, Oursins (*Cidaris glandifera*), Brachiopodes (*Terebratula moravica, Rhynchonella corallina* var. *échaillonensis*), Nérinées, *Itieria*, gros Bivalves, Rudistes (*Diceras Beyrichi, Heterodiceras Luci, Matheronia Romani*); de très rares exemplaires d'Ammonites de la

14 W. Kilian et P. Lory, Notice sur les assises jurassiques et crétacées du promontoire de l'Echaillon (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. V, fasc. 3, 1899-1900).

Faure-Marguerit (M^lle), Monographie paléontologique des assises coralligènes de l'Echaillon (Isère) (*Ann. Univ. Grenoble*, XXXII, 1920, et *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, XII, 1918-1919, fasc. 2, p. 10).

J. Favre et A. Richard, Etude du Jurassique supérieur de Pierre-Châtel et de la cluse de Balme (Jura méridional) (*Mém. Soc. Pal. Suisse, Genève*, vol. XLVI, 1927).

zone à *Hoplites callisto* permettent d'affirmer que ces calcaires sont en majeure partie portlandiens; on admet que la base descend dans le Kimeridgien.

Le quart supérieur de la falaise est constitué par des calcaires plus jaunâtres, du type « marbre bâtard »; on peut les rattacher au Valanginien inférieur. Ce sont eux qui forment ainsi le sommet aigu du promontoire, ou « Bec de l'Echaillon ». Ce dernier se termine par un petit replat, ou « Balcon de l'Echaillon », déterminé par l'affleurement de couches moins dures.

Ces « *couches du Balcon* » peuvent être commodément étudiées sur le flanc E de l'anticlinal, où elles redescendent jusqu'à la plaine près du petit établissement balnéaire (source légèrement minéralisée) de l'Echaillon-les-Bains[15]; aussi les appelle-t-on « couches de l'Echaillon-les-Bains ». Là une ancienne petite carrière montre sur les derniers bancs du marbre bâtard, et plongeant comme eux vers l'E, d'abord des calcaires marneux à grandes Huîtres (*Exogyra Couloni*), puis des bancs marneux riches en Brachiopodes (*Rhynchonella irregularis, Terebratula Moutoni*), enfin des intercalations de couches plus ou moins zoogènes, parfois bréchiques, à Polypiers, Spongiaires, petits Chamacés; c'est la faune du Valanginien inférieur jurassien; nous retrouvons donc là un équivalent très réduit des marnes valanginiennes du faciès subalpin.

En effet, en dessus du replat du Balcon, vient une nouvelle corniche formée par des calcaires du type Fontanil, avec bancs à silex; ils forment le soubassement du grand plateau de Saint-Ours.

Ce dernier constitue la base d'un grand talus hauterivien, couronné à son tour par la falaise culminante urgonienne de la Dent de Moirans (990), rebord du vaste plateau de Montaud.

15 Les balmes jurassiques entre l'Echaillon et les Bains sont creusées de grottes aujourd'hui vidées, et qui étaient autrefois remplies d'alluvions anciennes de l'Isère, à 14 m. au-dessus de la vallée.

Ce sont ces diverses assises que l'on verrait affleurer le long de la route entre l'Echaillon-les-Bains et Veurey; dès avant ce village, bâti en partie sur un cône de déjections ancien, recoupé par les divagations de l'Isère, on arrive à la mollasse, transgressive sur l'Urgonien. C'est là l'extrémité N du *grand synclinal miocène du Vercors,* qui prolonge au S le synclinal de Voreppe et que l'on peut suivre jusqu'au col du Rousset, au-dessus de Die.

b) De Veurey aux Balmes de Fontaine.

A la bordure orientale de ce synclinal miocène de Veurey, nous retrouvons le prolongement du pli-faille de Voreppe; il se manifeste, là encore, par un chevauchement qui amène au contact du Miocène les bancs de calcaires marneux du Rauracien, presque entièrement masqués par les éboulis. C'est la base d'une grande falaise tithonique, accidentée de petites failles (voir la coupe pl. II, fig. 2), qui forme le soubassement du *plateau d'Aizy*[16]; cette région est très célèbre dans la littérature géologique. En effet, les calcaires tithoniques à faciès profond montrent ici, près de leur sommet, une intercalation lenticulaire de brèches coralliennes très fossilifères (*Cidaris glandifera,* Crinoïdes, Polypiers, rares *Hoplites callisto*); les calcaires vaseux qui encadrent la lentille récifale contiennent eux aussi une très riche faune d'Ammonites de la zone à *Hoplites callisto* (avec *H. Dalmasi, H. Chaperi, Perisphinctes senex,* etc.)[17]; c'est cet ensemble de couches qui constitue le gisement classique dit d'Aizy-sur-Noyarey; les points fossilifères se trouvent échelonnés le long de la nouvelle route de

16 Le nom d'Aizy ou Ezy n'est pas porté sur les anciennes cartes; il s'applique à la région des hameaux de Veillières et de Tournier.

17 Cette faune, qui mériterait une monographie spéciale, n'a fait jusqu'ici l'objet que d'une très brève note de A. Gevrey (Note préliminaire sur le gisement d'Aizy-sur-Noyarey (Isère) (*Bull. Soc. Scient. Isère,* 4e série, 1891, p. 49).

Noyarey à Aizy, sur la rive gauche du ravin, avant d'arriver à Trucherelle : les faciès coralliens apparaissent plutôt au-dessus de la route, tandis que les calcaires vaseux à Ammonites se développent en contre-bas de cette route, dans les éboulis qui dominent le ravin.

Quant au Berriasien, également très fossilifère ici, on l'étudiera le long du vieux chemin de Noyarey à Trucherelle, sur la rive droite du ravin.

Dans l'ensemble, le village de Noyarey, construit lui aussi sur un cône de déjections, se trouve au débouché d'une large combe monoclinale creusée dans les marnes valanginiennes. Les calcaires du Fontanil, formant une haute corniche bien visible sur le versant S de la combe, se prolongent jusqu'à la vallée, qu'ils atteignent au hameau de Maupas; le développement de ces faciès littoraux rappelle celui que nous avons déjà noté au Fontanil même, dans le prolongement de la même bande.

Au-dessus du talus hauterivien, s'élève la grande *falaise urgonienne,* prolongement de la barre de Rochepleine, et accidentée de quelques petites failles, qui se poursuivent dans le soubassement néocomien. Un magnifique reploiement en voûte fait descendre la barre urgonienne depuis les sommets de la Pyramide de la Buffe et de la Dent du Loup jusqu'à la vallée de l'Isère. Là les couches, devenues presque horizontales, sont creusées de grandes carrières souterraines (dites de Pra-Paris), où le calcaire très pur fournit de la chaux grasse pour industries électro-chimiques.

Au-dessus de la falaise urgonienne de Pra-Paris, viennent les couches déjà étudiées dans la coupe de Rochepleine; un petit replat correspond au passage du Gault, et la corniche sénonienne atteint finalement la plaine au village de Sassenage, où elle est entaillée par la profonde gorge du Furon. Dans cette région aboutit l'extrémité du grand *synclinal miocène du Villard-de-Lans,* prolongement S de celui de La Monta; mais, sur la rive gauche de l'Isère, le noyau miocène de ce synclinal reste

« en l'air »; on n'en peut retrouver qu'un minuscule lambeau de conglomérats situé sur la rive gauche du Furon, près du château de M. Corbin.

D'ailleurs, sur le grand plateau où se déroule le premier lacet de la route de Sassenage au Villard-de-Lans, les calcaires sénoniens sont le plus souvent recouverts par des formations récentes, interprétées sur la Carte géologique comme moraines; en réalité, il y a là surtout un énorme amoncellement de blocs d'Urgonien formé à la suite d'un gigantesque *écroulement* du versant E de la Dent du Loup, et dont on retrouve des restes jusque dans la plaine de l'Isère [18]; dans ces blocs, on pourra récolter de belles séries de fossiles des assises marneuses à Orbitolines de l'Urgonien (*Isocardia neocomiensis, Janira Deshayesiana, J. Morrisi, Pteroceras* (*Harpagodes*) *pelagi, Heteraster oblongus, Pygaulus Desmoulinsi,* etc.). Les bancs sénoniens qui ressortent çà et là sous cet amas de débris sont exploités dans les grandes carrières de pierre à chaux hydraulique dites de Sassenage, en bordure de la route du Villard-de-Lans : c'est le niveau des lauzes, avec assises à fossiles remaniés du Gault (voir plus haut).

Sur la rive droite du Furon et face à la vallée, les hautes falaises qui dominent Sassenage montrent une magnifique coupe naturelle du célèbre « *pli-faille de Sassenage* », noyau anticlinal nettement déversé vers l'W, preuve tangible du refoulement général des chaînes subalpines vers l'extérieur des Alpes. Les calcaires sénoniens à silex de la retombée W du pli dominent les gorges du Furon; là se trouve la célèbre grotte avec résurgence vauclusienne dite « Cuves de Sassenage » : ses eaux alimentent le vilage et leur trop-plein va grossir le Furon; cette source a un débit relativement indépendant de celui du Furon; ses crues coïncident plutôt avec les périodes de

[18] A. Allix, La morphologie glaciaire en Vercors (*Rev. Inst. Géogr. Alpine,* II, 1914).

fonte des neiges dans les régions élevées de la chaîne du Moucherotte; les infiltrations qui les alimentent doivent donc être assez lointaines et ne semblent pas dues à des pertes du Furon.

Le flanc W, vertical, du pli-faille montre une mince bande très laminée de Gault; ensuite vient le noyau anticlinal, où l'Urgonien dessine une magnifique charnière dissymétrique; le centre même de ce noyau est généralement caché sous les éboulis; mais, en certains points, on voit apparaître sous ces éboulis de petits affleurements de couches marneuses à abondantes Panopées, et enfin des marnes à miches avec *Toxaster retusus :* c'est donc l'Hauterivien qui forme ainsi l'axe du pli.

La retombée E du pli peut s'étudier en suivant la base de la montagne entre Sassenage et les Balmes de Fontaine. Le premier affleurement rocheux est formé par l'Urgonien, en grandes dalles plongeant au SE; près d'un ancien four à chaux et d'une source vauclusienne, cet Urgonien montre les couches à Orbitolines fossilifères recouvertes par la falaise d'Urgonien supérieur qui a ici à peu près 50 m. d'épaisseur. Au delà, le Gault forme un mince liséré, enclos dans la propriété Michal, à Fontaine; la lumachelle est recouverte là par quelques décimètres de grès à fossiles phosphatés.

Enfin la voûte sénonienne, largement développée sur le dos du pli dans le plateau Charvet et les bois de Vouillant, redescend ici pour devenir presque horizontale dans les falaises des Balmes de Fontaine.

Les deux *carrières de Fontaine* permettent de bien étudier les lauzes du Maestrichtien inférieur; dans la première, les assises de base sont siliceuses et bleuâtres : ce sont les lauzes à ciment; elles deviennent, dans la partie supérieure, plus grossières et gréseuses et se prolongent dans la deuxième carrière, où elles sont exploitées pour pavés; la première carrière a fourni des *Pachydiscus,* des Inocérames et des Bélemnitelles; dans la deuxième on a surtout des empreintes de Méduses (voir plus haut).

A leur partie supérieure, les lauzes passent insensiblement à

des couches à grain plus fin, toujours glauconieuses, et où domine la sédimentation pélagique (calcaires vaseux à Globigérinidés), puis les calcaires à silex francs se montrent peu à peu vers l'amont; ce sont de petits bancs de 15 à 20 cm., régulièrement lités, avec silex blonds ou bruns, en rognons ou même en lentilles allongées. Ils forment les *falaises des Balmes de Fontaine,* à la base desquelles sortent de nombreuses sources vauclusiennes.

Après le promontoire des Balmes, les calcaires à silex se relèvent légèrement vers le SE ; en dessous d'eux on voit reparaître les lauzes, exploitées aux Perrières de Seyssinet pour chaux hydraulique. Au delà enfin, c'est le Néocomien très chaotique qui forme la base de la montagne; il y a donc là une importante ligne de contact anormal dont nous allons étudier la signification : nous y retrouverons le prolongement de la faille du Néron.

c) Le massif du Moucherotte.

Comme on le voit, la coupe que nous venons de décrire sur la rive gauche de la cluse de l'Isère s'arrête à ce pli-faille du Néron; il nous reste à y rechercher l'équivalent de tous les éléments tectoniques que nous avons étudiés sur la rive droite entre ce pli-faille et Grenoble, c'est-à-dire les massifs du Néron et de la Bastille. Nous allons en retrouver les prolongements dans le massif du Moucherotte; bien qu'il soit éloigné de la cluse de l'Isère, la connaissance de ce massif est donc indispensable à notre description.

Nous nous contenterons d'ailleurs de l'examiner de loin, et par exemple des environs de l'Ermitage du Néron, qui nous en offrent un panorama particulièrement suggestif (voir pl. III, fig. 1).

On voit d'abord se dessiner la grande voûte dissymétrique du *pli de Sassenage,* dont le noyau urgonien est enveloppé par une succession de falaises sénoniennes jaunâtres, emboîtées

les unes dans les autres comme des écailles; le dos de cette large voûte sénonienne forme les vastes plateaux de Saint-Nizier qui s'étendent jusqu'au pied du Moucherotte, où ils sont recouverts, près de ce village, par l'extrémité de la mollasse synclinale du Villard-de-Lans. C'est par-dessus et derrière ce socle que se dresse brusquement la *masse néocomienne et urgonienne du Moucherotte;* l'extrémité N de ses crêtes est formée par les dalles urgoniennes verticales des Trois-Pucelles; les rapports de cet Urgonien vertical avec son socle sénonien subhorizontal posent un intéressant problème tectonique, longtemps discuté.

Ch. Lory admettait là une faille verticale qui, passant au pied des Trois-Pucelles, séparait, près de la Tour-Sans-Venin, le Sénonien des bois de Vouillant du Néocomien de la base du Moucherotte; il la raccordait ensuite, par une véritable intuition, remarquable pour l'époque, avec la faille du Néron, considérée aussi par lui comme un accident vertical.

Ensuite, les travaux de W. Kilian et les découvertes de J. Breton firent admettre que la chaîne du Moucherotte-Col de l'Arc était constituée par des plis déversés vers l'intérieur des Alpes, plis « en retour » attribués à la « poussée au vide » vers la profonde dépression du sillon subalpin (?).

Enfin les récentes études de P. Corbin, W. Kilian, P. Lory [19]

[19] J. Breton, Etude géologique sur la bordure orientale des montagnes de Lans (*Ann. Univ. Grenoble*, XXVII, 2 juin 1915, et *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, XI, 1915, p. 57).
P. Corbin, Sur la tectonique du bord oriental du massif du Vercors (*C. R. Ac. des Sc.*, 28 novembre 1921).
— Observations nouvelles sur la bordure orientale des Monts de Lans (*C. R. Ac. des Sc.*, 19 décembre 1921).
— Quelques coupes sur la bordure orientale du Vercors (*C. R. Ac. des Sc.*, 13 mars 1922).
W. Kilian, Sur un problème de la tectonique des chaînes subalpines dauphinoises (*C. R. Ac. des Sc.*, 27 décembre 1921).
P. Lory, Sur la tectonique de la partie septentrionale du massif du Vercors (*C. R. som. S. G. F.*, 16 mars 1925).
— La tectonique des montagnes de Lans (massif du Vercors) (*C. R. som. S. G. F.*, 2 mai 1927). Communication accompagnée de la présentation d'une coupe géologique (Imp. Allier, Grenoble).

ont conduit peu à peu à l'interprétation actuelle, traduite sur les coupes et sur les croquis de la pl. III. L'ancienne faille verticale de Ch. Lory est devenue la ligne d'affleurement d'une surface de chevauchement séparant *deux unités tectoniques;* l'unité *inférieure* est formée par l'anticlinal de Sassenage, que nous pouvons qualifier d'autochtone; l'unité *supérieure,* c'est toute la masse du Moucherotte; on peut l'assimiler à un anticlinal couché; le flanc inverse en est entièrement laminé; le noyau est constitué par l'immense talus néocomien qui s'étend depuis les falaises urgoniennes de la crête jusqu'à la plaine de Seyssinet; le sommet du talus est en marnes hauteriviennes; de notre belvédère nous voyons nettement, en dessous d'elles, les grands arrachements jaunâtres des calcaires du Fontanil; enfin le bas des pentes, plus douces, en prairies humides au sol glissant, correspond aux marnes valanginiennes. Quant au flanc normal, il est largement développé dans la crête terminale du Moucherotte; les bancs urgoniens deviennent verticaux aux Trois-Pucelles, dessinant la charnière anticlinale, le front même du grand pli couché du Moucherotte, traîné ici sur le Sénonien de Saint-Nizier.

La surface de traînage, passant au pied des Trois-Pucelles, est jalonnée plus bas, près de la Tour-Sans-Venin, par des écailles très laminées de Gault et d'Urgonien, représentant les débris du flanc inverse du pli couché du Moucherotte; plus bas encore, en bordure de la plaine, il y a contact direct entre le Valanginien et le Sénonien exploité aux Perrières de Seyssinet.

Vers le S, cette surface de refoulement passe vraisemblablement (c'est l'hypothèse admise dans nos coupes) dans la zone de Néocomien chaotique située au-dessus du petit ressaut jurassique anticlinal de Comboire, enveloppé par les couches à ciment du Berriasien exploitées ici.

Plus au S encore, au deuxième plan de notre panorama, la falaise urgonienne du plateau Saint-Ange a fourni un argument péremptoire en faveur de cette interprétation du pli couché du Moucherotte; en effet, un talus néocomien la sépare

d'une falaise supérieure, également urgonienne, culminante au Pic Saint-Michel qui prolonge l'arête du Moucherotte. La surface de base du pli couché du Moucherotte passe à la base du talus néocomien et met en contact les marnes valanginiennes de ce talus avec l'Urgonien de la falaise de Saint-Ange. En outre, les prairies du plateau Saint-Ange montrent, au milieu d'une dépression creusée dans ces marnes valanginiennes, la lumachelle du Gault ainsi qu'un Sénonien complet recouvrant normalement l'Urgonien du plateau : c'est la fameuse *fenêtre de Saint-Ange,* reconnue pour la première fois en 1914 par J. Breton; ici par conséquent, sous le noyau valanginien du pli couché du Moucherotte, apparaît en fenêtre le substratum autochtone, prolongement du dos de l'anticlinal de Sassenage. L'amplitude du charriage n'est d'ailleurs pas si considérable qu'on pourrait le croire au premier abord, car le raccord entre autochtone et pli couché est esquissé par la petite charnière synclinale déversée du Gault de la Balme du Pré-Dufour (voir pl. III, fig. 2, *b*).

Au delà du plateau Saint-Ange, nous voyons encore, vers la gauche, apparaître une suite de petites collines triangulaires qui correspondent aux deux barres tithoniques figurées sur nos coupes (pl. III, fig. 2, *a*); le Tithonique est ici redoublé dans la base de l'autochtone.

Quant à la charnière du Moucherotte, les recherches de P. Lory ont montré qu'elle disparaissait par érosion peu après le Col de l'Arc; le Col Vert (invisible de notre belvédère) est déjà sur le prolongement de la barre urgonienne inférieure autochtone, et les deux Urgoniens arrivent au contact dans les rochers du Pas de l'Ours, où celui du Moucherotte vient peu à peu s'émitter sur celui du Cornafion, avec mylonites au contact.

Cette étude nous a montré l'existence, à la base du Moucherotte, d'une *grande dislocation,* accident qui correspond de toute évidence, sur la rive droite, au *pli-faille du Néron;* quant au petit *pli-faille de Sassenage,* malgré son apparence imposante, il se réduit en somme à une simple ondulation dans le fond du

synclinal du Villard-de-Lans; plus au N, à partir de la vallée de l'Isère, il doit s'ennoyer complètement dans la mollasse du synclinal de La Monta; mais il est possible que l'on puisse lui attribuer, plus au N encore, une des digitations de ce synclinal, et notamment celle qui fait réapparaître une petite langue d'Urgonien entourée de Gault et de Sénonien au N de Proveysieux, à Pomaray.

D) Résumé et conclusions.

A. — Toutes les coupes de la cluse de l'Isère nous ont montré, dans l'ensemble, un plongement général des couches vers l'E, c'est-à-dire *vers l'intérieur des Alpes;* c'est ce que nous traduirons en disant que la poussée alpine a été dirigée de l'intérieur vers l'extérieur, soit vers l'WNW. La charnière admirablement conservée du pli anticlinal de Sassenage, ainsi que les surfaces de refoulement du Néron et du Moucherotte, nous en fournissent une magnifique illustration.

B. — La cluse de l'Isère, vallée épigénique remblayée, correspond à un *abaissement d'axe* transversal, ainsi que nous l'ont prouvé le petit synclinal urgonien du Cornillon et la descente vers l'Isère du fond du synclinal urgonien du Néron.

C. — Nous avons constaté l'existence de deux grandes dislocations : 1° le *pli-faille de Voreppe,* prolongé sur la rive gauche par le pli-faille de Veurey, accident très important, qui sépare le dernier pli du Jura méridional et les chaînes subalpines, où les faciès du Secondaire sont très différents; 2° le *pli-faille du Néron,* correspondant sur la rive gauche au pli couché du Moucherotte, poussé sur une véritable surface de chevauchement. Ces deux accidents sont très prononcés le long de la cluse de l'Isère, car on se trouve là sur le point bas de l'ondulation transversale, région où, d'après la loi de Lugeon, les refoulements doivent avoir le maximum d'intensité.

D. — Le *pli-faille du Néron-Moucherotte* divise la zone sub-

alpine en deux faisceaux de plis, l'un externe, l'autre interne; très développé sur la rive droite de l'Isère, où il forme la presque totalité du massif de la Chartreuse (voir la carte, pl. I), le faisceau interne se réduit, sur la rive gauche, à la charnière frontale du Moucherotte; tectoniquement, le Vercors n'est donc point le prolongement pur et simple des plis de la Chartreuse; nous trouvons là pour la première fois un exemple d'un fait sur lequel l'attention n'a pas été attirée suffisamment, nous voulons dire l'obliquité des directions tectoniques subalpines par rapport au sillon subalpin et aux alignements des massifs cristallins; il en sera encore question plus loin.

E. — Ces plis couchés, sans racines visibles, de la rive gauche de l'Isère (Moucherotte, Epérimont) rappellent le style tectonique des *nappes helvétiques;* les recherches récentes de P. Lory permettent de les concevoir comme les enveloppes crétacées des noyaux liasico-triasiques, eux-mêmes refoulés vers l'W, qui forment les « collines liasiques » en bordure de la chaîne de Belledonne.

2° ZONE CRISTALLINE ET SA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

Notre itinéraire nous fait parcourir ici d'abord le *sillon subalpin;* nous l'étudierons au carrefour de Grenoble, puis dans le *Grésivaudan* entre Grenoble et Montmélian, enfin dans la *combe de Savoie* entre Montmélian et Saint-Pierre-d'Albigny. Entrant ensuite en *Maurienne,* vallée transversale de l'Arc, nous traverserons le massif cristallin de Belledonne entre Aiguebelle et La Chambre; là passe un petit synclinal liasique séparant Belledonne du petit massif cristallin du Rocheray; continuant à remonter l'Arc, nous recouperons ce massif entre La Chambre et Saint-Jean-de-Maurienne; ici reparaît la couverture sédimentaire, disparaissant enfin très vite sous le chevauchement de la zone du Flysch.

A) Série stratigraphique.

Terrains anté-houillers. — Nous engloberons sous ce nom un complexe de roches très variées, généralement plus ou moins *cristallines,* dont on ignore l'âge précis; mais toutes sont certainement antérieures au Houiller, lequel les recouvre en discordance.

Les termes les moins métamorphiques sont des schistes noirs carburés, qui rappellent un peu le Houiller; puis viennent des schistes sériciteux, chloriteux, micacés, passant à de véritables gneiss ou micaschistes; les limites entre ces divers types sont très difficiles à préciser dans le détail, et on a généralement renoncé à les individualiser sur les cartes au 1/80.000; la plus grande partie du massif de Belledonne en est formée.

Par rapport à ce premier ensemble, des zones plus basiques se différencient assez nettement : elles sont formées de schistes ou gneiss amphiboliques et d'amphibolites, et correspondent sans doute à des zones plus calcaires de la grande masse de sédiments sur lesquels a agi le métamorphisme régional; en particulier, des amphibolites dures et résistantes forment les plus hauts sommets, visibles de Grenoble, du massif de Belledonne.

Postérieurement à ce métamorphisme, de grands batholites *granitiques* se sont mis en place dans cette vieille série cristallophyllienne; ils se retrouvent dans le massif de *Belledonne* sous forme de bandes allongées; nous en recouperons une à Epierre; une bande plus interne traverse l'Arc à l'W de La Chambre et va plus au N former les hauts sommets acérés de la Lauzière; enfin les granites apparaissent aussi dans le *Rocheray* et en particulier dans le petit massif annexe de l'Echaillon de Saint-Jean-de-Maurienne. Ce sont généralement des granites acides, à mica blanc (granulite de l'ancienne nomenclature française).

Tout autour de ces massifs granitiques, et à des distances

parfois très grandes, les schistes anciens ont été injectés de multiples filons granulitiques ou aplitiques; c'est le type que les cartes géologiques désignent sous le nom de « schistes granitisés ».

C'est immédiatement avant le dépôt du Houiller que ce complexe cristallophyllien a été affecté par la première phase, la plus importante, des *plissements hercyniens;* nos massifs anciens ont donc eu, jusqu'à ce moment, une histoire tout à fait comparable à celle de tous les autres massifs hercyniens de l'Europe, et en particulier de notre massif central français : ce sont des morceaux de la chaîne hercynienne englobés dans la chaîne alpine.

Houiller. — Ce terrain est réduit à d'étroites bandes synclinales incluses dans les massifs cristallins; ce sont des dépôts continentaux, schistes noirs à anthracite, grès micacés, conglomérats développés surtout à la base. Autrefois, d'après leur flore, on les classait dans le Stéphanien; les études nouvelles de P. Bertrand ont conduit à attribuer certains de ces petits bassins au Westphalien supérieur (niveau de La Mure, près Grenoble); pour les autres, de nouvelles déterminations seraient nécessaires. Nous n'aurons d'ailleurs pas l'occasion de toucher ces terrains.

Le *Permien* manque dans notre zone, et une nouvelle discordance importante sépare le Houiller du Trias; comme dans beaucoup de régions du Massif Central, il y a donc eu ici une deuxième phase de plissements hercyniens, anté-triasiques.

Trias. — Il présente le « *type germanique réduit* ». A la base ce sont des grès ou « grattes », souvent arkosiques, mais généralement très peu épais (sauf dans la région d'Allevard et près de Saint-Jean-de-Maurienne, dans le ravin de Montandré); puis viennent des calcaires dolomitiques à patine-capucin (dolomies-capucin), renfermant parfois des silex noirs (Montvernier), et passant très fréquemment à des cargneules; enfin on a des schistes et grès satinés et des marnes bariolées avec cargneules et gypses. Nous retrouvons donc ici un équivalent lointain des trois termes classiques du Trias germanique, grès bigarré, Muschelkalk, Keuper.

Notons que les gypses ne forment pas toujours un horizon stratigraphique net; ils se présentent souvent en masses injectées au milieu du Lias ou bien peuvent manquer; nous reviendrons plus loin sur les phénomènes tectoniques particuliers aux formations gypseuses [20].

Dans ce Trias, daté jusqu'à présent uniquement par ses faciès lithologiques et sa situation stratigraphique, on a récemment découvert deux gisements de *fossiles :* une petite faune de Myophories du sommet du Muschelkalk a été trouvée dans les dolomies-capucin du S du massif du Pelvoux [21], et près de Saint-Jean-de-Maurienne, les grès et schistes du versant N du Charvin ont fourni de nombreuses empreintes d'*Equisetites arenaceus* [22]; c'est le niveau des « grès à Roseaux » (Schilfsandstein) du Keuper germanique [23].

Des coulées de *basaltes* (spilites) avec cinérites sont souvent associées au Trias (Montvernier).

Lias. — Le Rhétien du type souabe, à *Avicula contorta,* n'a pu être individualisé qu'en des points isolés (Champ au S de Grenoble, La Rochette, près Montmélian).

Au-dessus commence une très puissante série de sédiments noirs, vaseux, dont la base, plutôt calcaire (*Lias calcaire*), correspond à l'Hettangien-Pliensbachien et le sommet (*Lias schis-*

---

[20] M. Gignoux, La tectonique des terrains salifères; son rôle dans les Alpes françaises (Livre jubilaire du Centenaire de la *Soc. Géol. de France*, Paris, 1930).

[21] P. Jodot, Sur la présence d'une faune à *Myophoria Goldfussi* dans le Trias de la bordure sud du Pelvoux (*B. S. G. F.*, 1926).

[22] M. Gignoux, Sur un gisement de végétaux triasiques près de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie) (*C. R. Ac. des Sc.*, 3 janvier 1928).

[23] M. Gignoux et L. Moret, Observations à propos de deux notes de géologie alpine : grès singuliers du col du Bonhomme (Savoie) et Trias à Equisetites du Briançonnais (*C. R. som. S. G. F.*, 14-21 janvier 1929).

teux) au Domérien-Toarcien : c'est le faciès dauphinois, uniformément profond. Les fossiles y sont très rares et la stratigraphie de détail tout à fait indécise. Le Lias calcaire est exploité comme pierre à ciment (Uriage, près Grenoble), et le Lias schisteux fournit des ardoises (vallée des Villars, au S de La Chambre).

Jurassique moyen. — L'*Aalénien* est formé de schistes noirs à patine claire, qui continuent les faciès vaseux du Lias supérieur, mais qui s'en différencient par la présence de miches calcaires.

Le *Bajocien* redevient plus calcaire et forme souvent des reliefs de « côtes » au milieu des masses schisteuses qui l'encadrent; ces calcaires sont généralement marneux et de faciès profonds; mais en des points isolés (La Table près Montmélian, Corenc près Grenoble) apparaissent des bancs à entroques et Ammonites.

Le *Bathonien* est représenté par des schistes noirs à *Posidonomya alpina,* qui passent insensiblement au Callovien.

Jurassique supérieur. — Il n'est représenté dans cette zone qu'au Col Lombard, au pied des Aiguilles d'Arves, par des schistes noirs qui ont fourni des Ammonites oxfordiennes.

Ce terrain est le plus récent connu dans la couverture sédimentaire des massifs cristallins; les assises plus jeunes ont été enlevées par l'érosion. Tout indique en effet que jusqu'à la fin du Secondaire, la zone alpine externe a dû rester constamment recouverte par des mers profondes.

B) Le sillon subalpin.

La ville de Grenoble s'est développée en un véritable point singulier du sillon subalpin; là confluent en effet trois vallées : par le Grésivaudan arrive l'Isère, qui s'échappe ensuite par la cluse transversale que nous venons de décrire; au S, le sillon

subalpin est emprunté par le Drac inférieur; un peu en amont de Grenoble, ce dernier reçoit la Romanche, puissant torrent glaciaire, drainant les hauts massifs cristallins.

Il n'est donc pas étonnant de constater que cette région a été soumise à un puissant *remblaiement*[24] : Drac, Romanche et Isère mêlent leurs alluvions et ont construit à ce carrefour une large plaine dont ils tendent sans cesse à élever le niveau; sans l'intervention humaine, ces cours d'eau y divagueraient constamment; actuellement endigués, ils continuent à surélever leurs lits; le Drac coule ainsi à plusieurs mètres au-dessus du niveau de Grenoble, et en amont de Grenoble, dans le Grésivaudan, la nappe phréatique, dont le niveau monte lentement, transforme peu à peu en marais les riches terrains que l'on avait cru mettre pour toujours à l'abri des incursions de la rivière.

Ces confluences expliquent en même temps la complexité des phénomènes glaciaires au carrefour de Grenoble.

a) Formations glaciaires de la région de Grenoble.

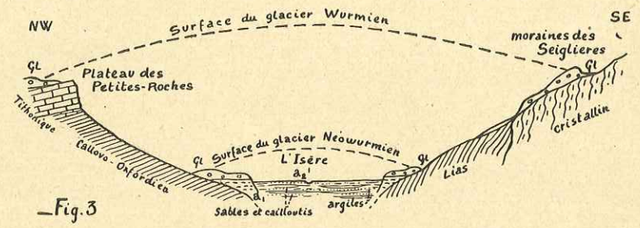
Nous savons déjà que la plus ancienne glaciation reconnaissable ici est la *glaciation wurmienne;* le glacier wurmien à son maximum atteignait Rives, et on retrouve ses moraines latérales à une altitude de 1200 m. environ, sur le bord du massif de Belledonne : citons en particulier les vallums du Marais et des Seiglières, sur le sentier qui conduit d'Uriage au Recoin de Champrousse; à cette époque, les trois glaciers : Romanche, Drac, Isère, confluaient dans le carrefour de Grenoble.

Sur l'histoire de ces avancées glaciaires, les observations

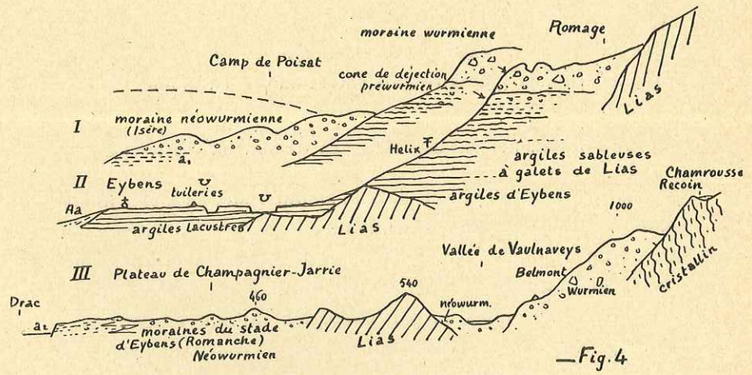
---

[24] A l'entrée de l'étroite cluse de l'Isère, le glacier de l'Isère a ici profondément surcreusé sa vallée : la partie supérieure du remblaiement alluvial est formée de couches alternativement sableuses et argileuses, dans lesquelles circulent plusieurs nappes aquifères; plus bas, viennent de puissantes argiles bleues, dont un sondage fait à Lancey (NE de Grenoble) et poussé jusqu'à 115 m. n'a point atteint le fond.

faites par P. Lory aux environs d'Eybens (3 k. au SSE de Grenoble) nous ont apporté de très intéressantes précisions [25]. Là (fig. 4, II), sur les flancs du massif liasique des Quatre-Seigneurs, les moraines wurmiennes à galets de la Romanche forment de hautes collines vallonnées; le ravin de Romage en



—Fig. 3



—Fig. 4

Fig. 3. — Coupe schématique montrant l'emboîtement des moraines wurmiennes et néowurmiennes dans le Grésivaudan.

Fig. 4. — Glaciaire du bord SE du Grésivaudan, à Eybens, près Grenoble, d'après P. Lory.

Gl = Moraines; — a^1 = Alluvions anciennes; — a^2 = Alluvions modernes; — Aa = Cônes de déjections.

Nous sommes très reconnaissants à M. P. Lory d'avoir bien voulu nous autoriser à reproduire ici ces coupes encore inédites.

[25] P. Lory, Le glaciaire entre la plaine de Grenoble et Chamrousse (*Soc. Scient. de l'Isère*, 18 juin 1923).

entame le soubassement; à leur partie inférieure, ces moraines passent à des alluvions contenant uniquement des galets roulés de Lias, puis à des argiles lacustres à coquilles d'eau douce; enfin, tout à fait vers le bas du vallon, ce complexe passe sans interruption aux fameuses *argiles d'Eybens,* exploitées pour la fabrication des briques; on n'y a jamais trouvé de fossiles, sauf des traces ligniteuses; mais la finesse de leur grain, la régularité de leur stratification, dénotent leur origine lacustre; elles sont *anté-wurmiennes,* donc interglaciaires. A cette époque la région devait avoir été déjà complètement débarrassée de tout revêtement alluvial ou morainique anté-wurmien, car le complexe lacustre d'Eybens ne renferme que de rares galets locaux de Lias.

Cet ancien lac est évidemment dû à un barrage glaciaire, comparable à celui du lac actuel de Märjelen (glacier d'Aletsch); les argiles qui l'ont rempli se sont accumulées sur une épaisseur considérable, puisqu'un sondage effectué dans les tuileries n'en a pas touché le fond à 30 m. de profondeur, et le niveau de l'eau a dû progressivement s'élever jusqu'à la cote 480. Enfin, au maximum wurmien, le glacier de la Romanche a recouvert de ses moraines de fond l'emplacement de l'ancien lac. Quant au glacier du Drac, resté plus longtemps en arrière, ses eaux de fonte, barrées par les glaces de la Romanche et de l'Isère, ont accumulé dans le fond de la vallée de puissants dépôts alluviaux qui ne furent recouverts de moraines qu'au moment de l'extension maximum.

La structure finement feuilletée des argiles d'Eybens est due à l'alternance de couches dont l'épaisseur est de l'ordre du millimètre; les couches sombres sont formées de matériaux argileux extrêmement fins; les couches claires ont un grain plus grossier. Cette structure, qui rappelle celle des fameuses « *argiles à varves* » du Quaternaire scandinave et baltique, peut s'expliquer ici de la même manière; ce sont là des couches saisonnières : en été, les torrents qui débouchaient dans le lac d'Eybens, aux eaux agitées, y apportaient des boues argileuses

dont seuls les éléments les plus grossiers se déposaient, donnant les couches claires; pendant l'hiver, lac et cours d'eau étant congelés, la sédimentation n'était alimentée que par la décantation des troubles fins restés en suspension et se déposant dans l'eau devenue calme pour donner les couches sombres. Par application de la méthode employée par les géologues scandinaves pour la chronométrie absolue de leur Quaternaire, on pourrait ici évaluer la durée minimum de la vie du lac d'Eybens et par conséquent de l'interglaciaire anté-wurmien.

Enfin, ravinant tout le complexe wurmien que nous venons de décrire, se montre dans la région d'Eybens un Glaciaire plus récent, le « *stade d'Eybens* » de P. Lory, ou « *Néowurmien* » de W. Kilian.

En effet, en contre-bas des talus d'érosion de ce complexe (fig. 4, I et III), et accolés contre les argiles d'Eybens, des replats vallonnés correspondent à un nouveau système de moraines emboîtées dans les dépôts wurmiens. Ces vallums, déjà bien nets au camp de Poisat, s'étalent largement à l'W du débouché du vallon d'Eybens, dans le grand plateau de Champagnier-Jarrie. L'importance des ravinements qui séparent ces moraines récentes des moraines wurmiennes montre bien qu'il ne s'agit pas d'un simple stade de retrait du Wurm, mais bien d'une nouvelle avancée glaciaire. Cette dernière a ainsi ramené le glacier de la Romanche jusque sur le plateau de Champagnier, à une altitude variant de 400 à 550 m.; le glacier du Drac, à cette époque, devait stationner aux environs de La Mure. Quant au front néowurmien du glacier de l'Isère, il est encore inconnu; en tout cas, il ne dépassait certainement pas l'Echaillon; nous retrouverons, en remontant le Grésivaudan, des restes de ses moraines latérales.

b) Le Grésivaudan et la Combe de Savoie.

On appelle Grésivaudan le tronçon du sillon subalpin compris entre Grenoble et la trouée de Chambéry; au delà, et jusqu'à Albertville, ce sillon prend le nom de Combe de Savoie; nous ne suivrons cette dernière que jusqu'à Saint-Pierre-d'Albigny.

Le seul trait morphologique commun aux deux rives de cette immense dépression est fourni par les *banquettes glaciaires néowurmiennes* (fig. 3), dominant la plaine alluviale par un talus d'une centaine de mètres de hauteur. Ces moraines latérales ne se retrouvent d'ailleurs qu'en débris très morcelés. Ce sont, sur la rive droite, le petit vallum de La Terrasse, puis le plateau bien marqué de La Flachère-Fort Barraux; en ce dernier point, les moraines de fond wurmiennes apparaissent à la base du talus; elles sont recouvertes par les « alluvions de progression » néowurmiennes, que couronnent enfin les moraines néowurmiennes elles-mêmes. Sur la rive gauche, ces formations n'affleurent bien nettement qu'en bordure de la voie ferrée, exactement avant le pont de Montmélian; on voit là la même coupe qu'à Fort Barraux, alluvions sableuses bien stratifiées, recouvertes de moraines.

La beauté du Grésivaudan tient justement aux multiples contrastes qu'offrent ses deux versants.

La *rive gauche* est constituée par les collines liasiques, où les prairies, les forêts et la couverture glaciaire wurmienne rendent très difficiles les observations géologiques. Disons seulement que dans l'ensemble une dépression de schistes aaléniens [26], jalonnée par une série de petits cols, les sépare du massif cristallin, encore revêtu à sa base d'une mince couverture autochtone, derrière laquelle se dressent les hautes aiguilles cristallines. Les vallées des anciens glaciers locaux descendant de Belledonne sont restées suspendues au-dessus du fond du Grésivaudan, et les petits torrents affluents ont entaillé dans les collines liasiques de profondes et étroites « gorges de raccordement », sites propices aux aménagements hydro-élec-

[26] Reconnue par V. Paquier et P. Lory.

triques » (ex. Combe de Lancey, berceau de la Houille blanche).

La *rive droite,* au contraire, ou *bord subalpin,* montre des formes d'une régularité géométrique (fig. 1).

A la base, c'est d'abord le talus des marnes du Bathonien-Oxfordien. Sa régularité n'est interrompue que par le petit relief sur lequel est bâti le village de Corenc, à 3 k. au NE de Grenoble. Ce pointement rocheux, qui émerge des marnes bathoniennes ou calloviennes à *Posidonomya alpina* (bien visibles dans les tranchées de la route avant Corenc), est formé par les calcaires à entroques du Bajocien, apparaissant ici en une tête anticlinale refoulée sur l'Oxfordien du soubassement de la Bastille.

Au-dessus vient la *corniche tithonique,* dont la régularité, dans la partie aval du Grésivaudan, est troublée par divers accidents. Nous l'avons vu former la crête de la Bastille-Mont Jalla-Mont Rachais; plus au N elle se ploie en un anticlinal dont la charnière, bien visible de Grenoble, forme la montagne en ogive de l'Ecoutoux (ou du Berluchon) (fig. 2); la dépression du Col de Vence est creusée dans le noyau même de cet anticlinal. Le Tithonique de son flanc W retombe pour venir former le synclinal du Sappey, où les couches à ciment du Berriasien sont exploitées; un témoin isolé du noyau urgonien de ce synclinal forme le sommet de Chamechaude (2033 m.), point culminant de la Chartreuse, bien visible des environs de Grenoble (fig. 2). Le Tithonique du versant E du synclinal du Sappey se relève pour donner la longue falaise du Saint-Eynard; avec elle commence véritablement le bord subalpin du Grésivaudan. Mais sa régularité est encore interrompue par le ravin du Manival et le Col des Ayes, au pied de la Dent de Crolles; la falaise tithonique s'interrompt ici, car un pli anticlinal pénètre là très obliquement dans le massif de la Chartreuse.

Au delà, le bord subalpin, dont aucun pli ne vient plus troubler ici la régularité, se poursuit avec une impressionnante monotonie jusqu'à l'entrée de la trouée de Chambéry. La *corniche tithonique* forme le plateau des Petites-Roches; de petits

torrents l'entaillent de gorges étroites et viennent étaler leurs cônes de déjections à la base du talus marneux. Enfin la *falaise urgonienne,* continue de la Dent de Crolles au Granier, ferme vers l'W les horizons du Grésivaudan. Ses abrupts, semblables à des forteresses ruinées, évoquent d'anciens écroulements; de fait, en 1248, tout un pan de la falaise du Granier s'est brusquement détaché, ensevelissant une petite ville; les amas de blocs éboulés constituent aujourd'hui la région à topographie si caractéristique connue sous le nom des « Abîmes de Myans ».

A Montmélian, se détache du Grésivaudan une vallée transversale, la « *trouée de Chambéry* » : c'est une vallée morte; elle a servi de passage à un lobe du glacier de l'Isère; son fond est rempli de moraines néowurmiennes et ne se raccorde pas avec la plaine d'alluvions modernes du Grésivaudan; on y reconnaît le prolongement de la banquette néowurmienne décrite plus haut.

C'est également à un stade de retrait du Néowurmien qu'est dû le petit replat sur lequel est construite la gare de *Montmélian.* Le nom de ce petit village évoque le rocher isolé, couronné par les ruines d'un vieux château, qui s'élève ici sur la rive droite de l'Isère. Une carrière y montre les calcaires du Séquanien et du Kimeridgien. L'apparition de ces couches dans le fond du sillon subalpin indique le passage ici d'un plissement oblique à ce sillon (fig. 4 *bis*).

De fait, au-dessus de nous, le curieux *Rocher du Guet* (Bonnet de la Savoyarde) marque la reprise du bord subalpin de l'autre côté de la trouée de Chambéry que nous abandonnons pour entrer dans la Combe de Savoie. Ici commencent les montagnes des Bauges, dont tous les plis sont coupés obliquement par le sillon subalpin; aussi la structure, et par conséquent la morphologie du bord subalpin, sont-elles plus difficiles à interpréter que le long de la Chartreuse. Le rocher du Guet est formé par un repli anticlinal déversé (où les contournements du Jurassique supérieur dessinent le « Bonnet de la Savoyarde »), suivi lui-même par un autre repli plus profond et synclinal qui

amène le Tithonique, d'abord sur les pentes inférieures de la montagne, et finalement au rocher de Montmélian. Dans cette région, les couches du Jurassique supérieur deviennent ainsi

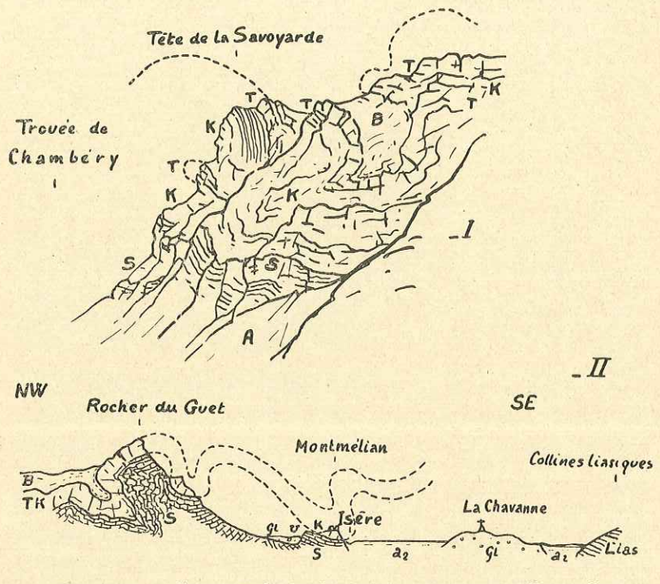


Fig. 4 *bis*. — Structure du bord subalpin au-dessus de Montmélian (en partie d'après M. Lugeon).

I. — Le sommet de la Roche du Guet, vu de la gare de Montmélian.
II. — Coupe du sillon subalpin, montrant les plis qui accidentent la corniche tithonique.
A = Eboulis ; — a^2 = Alluvions modernes ; — Gl = Glaciaire néowurmien ; — B = Berriasien ; — T = Portlandien ; — K = Kimeridgien ; — S = Séquanien.

parallèles à la pente, ce qui donne à cette partie du bord subalpin son aspect spécial; par suite de cette disposition structurale, les bancs peuvent glisser les uns sur les autres le long de la pente; ainsi a pris naissance, vers la fin du XIX^e siècle, le grand éboulis d'Arbin, à demi reboisé actuellement.

Au rocher du Guet fait suite, vers le NE, le col de Maroccaz,

dépression correspondant au passage d'un synclinal de Berriasien qui vient, lui aussi, traverser obliquement le bord subalpin. Puis le col du Frêne, grande voie de pénétration dans les Bauges, marque encore le passage d'une ondulation synclinale. Comme on le voit, tous les grands *cols* de la Chartreuse (col de Vence, col des Ayes) et des Bauges se trouvent aux endroits où des *ondulations tectoniques* viennent aborder *obliquement* les corniches du bord subalpin.

Quant à la falaise urgonienne, on ne la revoit qu'avec la masse imposante de la Dent d'Arclusaz, dominant Saint-Pierre-d'Albigny. C'est un magnifique synclinal perché d'Urgonien et de Sénonien, séparés par une mince vire de Gault; le Berriasien de son socle est refoulé par un pli-faille sur le Callovo-Oxfordien dans les pentes au-dessus du cône de déjections de Saint-Pierre. Par suite de cet accident, la corniche tithonique descend très bas dans la vallée et forme la petite barre rocheuse sur laquelle se dresse le vieux château de Miolans. En suivant des yeux le bord subalpin vers le NE, on devine un nouvel anticlinal de Tithonique : ce sont les replis déversés vers l'W de la montagne de Roche-Torse, dont le nom exprime bien l'allure très replissée ici de la corniche tithonique.

La *rive gauche de la Combe de Savoie*, à partir de Pontcharra, a un aspect moins sévère que celle du Grésivaudan; en effet, les massifs cristallins sont ici à demi masqués par le premier plan des collines liasiques, où s'alignent *plusieurs côtes parallèles*. La plus orientale de ces côtes est séparée du massif cristallin par la vallée des Huiles, suivie par le Gelon entre La Rochette et le col de Montgilbert; c'est le prolongement de la dépression aalénienne qui, sur le bord du Grésivaudan, séparait déjà les « collines liasiques » de la mince couverture autochtone du massif cristallin. Cette première côte est ici couronnée par les petits escarpements calcaires du Jurassique moyen de La Table (calcaires à entroques, voir plus haut).

Au NW s'étend la longue combe monoclinale de la Trinité (v. pl. I), suivie par le Gelon entre La Rochette et Chamousset;

une dernière côte liasique correspond à la petite chaîne de Montmayeur, traversée en cluse par le Bréda entre La Rochette et Pontcharra. Enfin, séparée des collines liasiques par la vallée de Coise-Sainte-Hélène, s'allonge de La Chavanne à Chamousset un bourrelet morainique ondulé qui domine immédiatement la rive gauche de l'Isère. Au débouché SW de la petite vallée de Coise, se trouve le lac de Sainte-Hélène, profond de 11 m. 5; son origine peut être due à un effondrement sur le passage d'une bande de gypses triasiques, masquée sous les alluvions, ou, plus vraisemblablement, au barrage formé en aval par le comblement de l'Isère. Le relief morainique de La Chavanne-Chamousset montrerait la même coupe que les replats néowurmiens du Grésivaudan : à la base, socle d'alluvions « de progression » (visibles dans les ravins qui dominent l'Isère en amont de Planaise), surmontées de moraines ondulées en vallums successifs. A Chamousset, cette ligne de reliefs se termine par une petite colline isolée dans la vallée et que franchit en tunnel la voie ferrée de Maurienne; plus en amont, dans la vallée de l'Isère, on ne trouve plus de traces de moraines néowurmiennes; aussi certains auteurs ont-ils pu parler d'un « stade de Chamousset » du glacier de l'Isère; mais il n'y a pas d'arguments suffisants pour individualiser un tel stade; nous avons vu en effet que ces replats néowurmiens pouvaient se suivre presque sans interruption jusqu'à Grenoble. Il n'y a là qu'une série de vallums déposés par le glacier néowurmien en voie de retrait continu; rien n'indique dans cette région un retour offensif de ce glacier.

C) Traversée des massifs cristallins entre Saint-Pierre-d'Albigny et Saint-Jean-de-Maurienne.

a) D'Aiton à La Chambre; massif de Belledonne.

Au delà de Saint-Pierre-d'Albigny et de Chamousset, c'est à Aiton que nous entrons en Maurienne, remontant la vallée transversale de l'Arc.

A partir d'Aiton on traverse d'abord la zone des *collines liasiques,* ici très étroite; sur les calcaires liasiques est construit le fort d'Aiton; plus haut apparaissent le Lias schisteux et le Dogger, contre lequel vient buter la couverture autochtone très amincie du massif cristallin; la bordure externe de ce dernier est soulignée par une dépression dans le fond de laquelle des ravinements ont mis à nu les cargneules jaunâtres du Trias (par ex. Chantemerle sur la rive droite).

La traversée de la *zone cristalline de Belledonne* est assez monotone; la plus grande partie en est formée par des micaschistes et schistes sériciteux verdâtres de type banal, dont les couches, presque verticales, apparaissent légèrement déversées vers l'extérieur de la chaîne. Les abruptes parois rocheuses sont interrompues, sur la rive gauche, par une zone de replats, suite de verrous mal dessinés, avec placages morainiques, sur lesquels se sont établis les villages de Saint-Georges et Saint-Alban-des-Hurtières. La vallée est tour à tour étroite ou élargie; des éboulis et de grands cônes de déjections viennent s'y étaler et supportent les villages.

A Epierre on recoupe un petit massif granitique, entouré de son auréole de schistes granitisés; ces *granites d'Epierre* sont activement exploités pour pavés et empierrement. Une petite zone d'amphibolites forme, sur la rive droite, un promontoire rocheux en face de Saint-Léger. Sur la rive gauche, entre La Chapelle et Saint-Rémy, se dessinent, au bas des vallons affluents, de belles moraines latérales de petits glaciers locaux très bien conservées, découvertes par J. Orcel; on les voit à Grivoley, en face de La Chapelle et au débouché de deux vallons à l'E et au SE de Saint-Rémy, entre les stations d'Epierre et de La Chavanne-Saint-Rémy. Ces *moraines locales,* arrivant jusque dans le fond de la vallée de l'Arc, montrent que les glaciers affluents qui les ont déposées stationnaient encore tout près du talweg principal, alors que le glacier de l'Arc avait déjà abandonné cette région pour se retirer plus en amont. Ce fait, qui peut paraître paradoxal, s'explique facilement si on

réfléchit que les crêtes cristallines alimentant ces glaciers locaux atteignent ici, tout près de la vallée de l'Arc, des altitudes très élevées (Grands-Moulins, 2462 m.; Pic du Frêne, 2808 m.); en outre, nous sommes ici sur un versant NE, le plus froid.

En face, les belles aiguilles granitiques du *massif de la Lauzière* dominent de magnifiques cirques et vallées suspendues; les moraines locales sont ici très élevées, et les torrents se précipitent en cascades à travers d'étroites gorges de raccordement. La bande granitique descend jusqu'à la vallée, qu'elle traverse peu avant La Chambre, formant ici la bordure externe du massif cristallin.

Sur le bord N du grand cône de déjections de La Chambre réapparaît la couverture sédimentaire, formé de Trias très laminé, parfois supprimé par étirement, puis de Lias calcaire et schisteux; enfin, jalonnant le noyau de ce *synclinal de La Chambre,* s'élève une côte continue de Jurassique moyen (schistes à miches et calcaires marneux bajociens) que l'on peut suivre depuis la chapelle de N.-D. de Bon-Repos par le sommet 1912 jusqu'aux pâturages de la Grande Montagne, près du col de la Madeleine, où on a cité autrefois des Ammonites aaléniennes et bajociennes.

Sur la rive gauche de l'Arc, le synclinal de La Chambre se prolonge par la large vallée des Villars, parcourue par le torrent du Glandon; là on n'a pas retrouvé le Jurassique moyen, mais seulement du Lias schisteux à rares Ammonites pyriteuses (Amalthées du Domérien) et dont la base est exploitée en de nombreuses ardoisières.

b) Le petit massif cristallin du Rocheray.

Les géologues ont pris l'habitude de désigner ainsi, par ce nom local, non indiqué sur les cartes, le petit massif cristallin culminant au Grand-Chatelard (2148 m.) et traversé par l'Arc entre Saint-Avre et Saint-Jean-de-Maurienne. Nous en étudierons la coupe seulement sur la rive droite de l'Arc; là en effet

les falaises cristallines sont relativement accessibles et peu élevées, car, dans la direction du NE, la surface structurale du dôme cristallin s'ennoie rapidement sous sa couverture sédimentaire.

La base *triasique* de cette couverture atteint la vallée dans le fond d'un petit ravin à l'E de Saint-Avre; les dolomies triasiques contiennent ici d'assez riches imprégnations de blende (et de galène) en relation avec de petits filonnets dans les schistes cristallins; comme d'ordinaire, la minéralisation, assez maigre dans ces schistes, s'est épanouie dans les bancs calcaires dolomitiques. Une pareille minéralisation se retrouve d'ailleurs sur tout le pourtour du dôme cristallin; cette blende est fréquemment fluorée (beaux échantillons de fluorine découverts par M. Gojon dans la combe Nantuel).

La vallée s'engage dans le massif cristallin, formé ici de micaschistes et de schistes granitisés. On ne tarde pas à voir, sur le bord de la route, l'arrivée d'un téléferrique par où descend le *gypse* des carrières des Chapours (mieux des Echapours)[27], dont les grandes taches blanches apparaissent au sommet de la falaise.

Pontamafrey est situé sur le cône de déjections du torrent du Riou, fameux par ses crues dévastatrices; celle du 2 juillet 1924 a amené une coulée boueuse qui balaya la gare et le pont du village. Le sommet du massif cristallin est ici descendu suffisamment bas pour que l'on puisse facilement y accéder et étudier la très intéressante « *coupe de Montvernier* », que nous allons décrire.

Les lacets de la nouvelle route de Pontamafrey à Montvernier se déroulent d'abord dans des schistes cristallins avec mouchetures de blende et galène; sous la chapelle de Montvernier, magnifique belvédère, ces schistes en couches verticales

[27] C'est également aux Chapours que se rencontrent, à la base du Trias, des grès quartziteux très développés, comparés par W. Kilian, à tort nous semble-t-il, aux vrais quartzites des zones internes.

sont brusquement tranchés par la corniche doucement inclinée du Trias : c'est là une saisissante image de la *discordance hercynienne,* anté-triasique (fig. 5, II, et pl. IV).

Le *Trias* débute par des grès arkoses à grains quartzeux roses, de quelques décimètres d'épaisseur, difficiles à distinguer au premier abord des roches cristallines; ce sont les dépôts continentaux formés à la surface de la pénéplaine anté-triasique. Puis vient un complexe de couches tendres, épaisses de quelques mètres, excavées en gouttière au pied de la falaise triasique. Ce sont d'abord des cinérites et des tufs spilitiques (basaltiques), verdâtres, très laminés, parfois vacuolaires et parsemés de petits cubes de pyrite. Puis viennent des calcaires dolomitiques en petites plaquettes blanchâtres, associés à des schistes jaunes mordorés. Au-dessus s'élève en encorbellement la corniche triasique; elle est formée, à la base, de calcaires dolomitiques à patine capucin, souvent broyés et recristallisés; au sommet, ce sont des calcaires à silex noirs [28], avec petits bancs de dolomies claires; tout cet ensemble, ayant à peu près 5 à 6 m. de puissance, forme la banquette sur laquelle est construite la chapelle.

Au delà, les éboulis et le Glaciaire ne permettent pas de voir le contact avec le Lias; là s'étend en effet un large replat, supportant le village et les vergers de Montvernier. Au delà du village, le chemin de Montvernier au Châtel traverse le ravin du Riou, dans le lit duquel apparaît le *Lias schisteux,* creusé en marmites d'érosion torrentielle. Le chemin longe ensuite la rive gauche de ce ravin; en face, sur la rive droite, on voit de magnifiques coupes naturelles dans les *moraines;* celles-ci remplissent la zone déprimée creusée longitudinalement dans les premières couches tendres (Lias schisteux?) au-dessus de la

[28] Rattachés autrefois au Lias par W. KILIAN; mais ce faciès à silex est inconnu dans le Lias des zones externes; au contraire, des calcaires identiques, associés à des dolomies-capucin, ont été récemment observés par nous dans le Trias du Chambon (près de Mizoën).

falaise cristalline, toujours couronnée par le ruban régulier de la corniche triasique (fig. 5, I). Il y a donc là un ancien passage glaciaire, une sorte d'encoche de verrou, tandis que la vallée

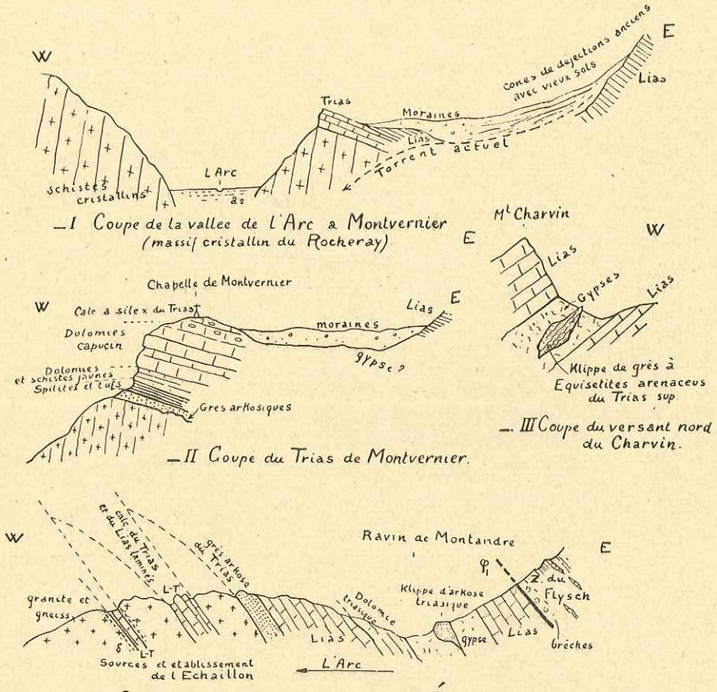


Fig. 5. — Coupes dans la zone alpine externe aux environs de Saint-Jean-de-Maurienne (en partie d'après W. KILIAN et J. RÉVIL).

actuelle, entaillée dans le socle cristallin, apparaît épigénique. Le glacier qui a déposé ces moraines (stades de retrait du Néo-wurmien) remplissait toute cette vallée; sa surface servait de niveau de base aux torrents affluents, dont les apports venaient

s'intriquer dans les moraines. De fait, les tranchées du chemin montrent les moraines passant latéralement, du côté de la montagne, à des *cônes de déjections;* la formation de ces derniers a été très discontinue; on voit en effet ces amas de matériaux grisâtres, à stratification entre-croisée, recoupés par de minces zones de limons loessoïdes jaunâtres, fortement inclinées vers l'aval; ce sont des « *sols fossiles* », correspondant aux surfaces d'altération successives des anciens cônes (fig. 5, I).

Plus loin, le chemin continue à emprunter cette suite d'encoches; à sa droite, un petit monticule rocheux, verrou de roches moutonnées (Cristallin et calcaires triasiques), fournit un superbe panorama de la région de Saint-Jean-de-Maurienne (voir pl. V). Les tranchées de la nouvelle route de Châtel à Hermillon permettent de voir, sous les éboulis et moraines, les couches supérieures du Trias : ce sont des schistes mordorés et bariolés, des cargneules, enfin des gypses.

Ici en effet un ensellement du dôme cristallin ramène la bordure sédimentaire jusque dans le fond de la vallée. La régularité de la surface de ce dôme pourrait faire croire que Trias et Lias le recouvrent en une série normale et continue, à peine ondulée. Les observations faites plus haut montrent déjà qu'il n'en est rien. Le Trias lui-même est déjà très laminé; les gypses n'y paraissent représentés que d'une manière très irrégulière; bien développés aux Chapours, ils paraissent manquer en amont, à Saint-Avre, et aussi en aval, entre Montvernier et Châtel, pour ne reparaître que dans le ravin d'Hermillon. Enfin il semble que ce soit le Lias schisteux qui vienne directement au contact du Trias, le Lias calcaire n'apparaissant que dans la haute falaise qui domine le replat de Montvernier (?). Il y a donc eu, au sommet du Trias, des *décollements dans la couverture mésozoïque,* laquelle a subi des translations d'ensemble par rapport au vieux massif cristallin.

En face, les éboulis de la rive gauche de l'Arc, à côté du *Pont d'Hermillon,* ont montré à W. Kilian des blocs d'amphibolite injectés par deux venues successives de *filons aplitiques.*

Sur la rive droite, un chemin longeant la base de la falaise cristalline au S d'Hermillon permet d'étudier de beaux affleurements de ces amphibolites. Enfin, à l'extrémité S du massif du Rocheray, apparaissent des granites, en face du pont de l'Echaillon.

c) Le promontoire de l'Echaillon de Saint-Jean-de-Maurienne.

Ce promontoire, contourné par l'Arc en face de Saint-Jean, est célèbre à la fois par ses complications tectoniques et par ses sources minérales radio-actives.

Il est formé par un minuscule *massif cristallin* séparé du Rocheray par une étroite bande liasique synclinale. Les pentes rapides et dénudées qui dominent l'établissement thermal montrent que ce massif est en réalité découpé en trois *coins* ou *écailles granitiques* séparées par des lames de Trias (arkoses laminées et calcaires dolomitiques) et de Lias (voir fig. 5, IV). Les granites sont eux aussi très dynamométamorphisés et transformés en roches schisteuses d'apparence grenue, de sorte que leur distinction d'avec les arkoses laminées n'est possible qu'au microscope (P. Termier). Tandis qu'au Rocheray le socle de vieux matériel hercynien semblait n'avoir pas été affecté par les plissements alpins, ici, au contraire, ces plissements se sont traduits par une tectonique cassante, découpant le massif cristallin en écailles violemment refoulées vers l'W. Une réplique de cette structure existe d'ailleurs sur la rive gauche de l'Arc, où, près de la chapelle Sainte-Thècle, dans le Lias qui borde au S le massif du Rocheray, P. Termier (observation inédite) a reconnu un infime pointement granitique.

Une structure analogue, en coins cristallins engagés dans le Lias, a été décrite par Oulianoff et Paréjas dans le prolongement suisse du synclinal de Chamonix, sur le versant N du col de Balme; mais ici l'entraînement du matériel hercynien dans la couverture mésozoïque a été beaucoup plus intense : on sait que M. Lugeon et ses élèves ont rencontré des lames

cristallines jusque bien plus à l'W, dans le soubassement des nappes helvétiques : c'est ce que M. Lugeon a appelé les « fumées du Mont-Blanc »; dans nos massifs cristallins maurienNais, on n'a jusqu'à présent rien trouvé d'analogue.

Les *sources de l'Echaillon* sortent vraisemblablement au voisinage d'une de ces écailles de Cristallin; elles sont captées à 8 m. de profondeur sous les alluvions de l'Arc, mais probablement dans la roche en place. Leur température, constante, est de 39° et leur débit de 600.000 litres en 24 heures; elles sont chlorurées, sodiques, légèrement calciques, et surtout très radio-actives[29], cela grâce à leurs gaz et aux boues qu'elles ramènent. Ces gaz, assez abondants, s'échappent spontanément du griffon; ce sont probablement des gaz rares et de l'azote; ils renferment 11,5 millimicrocuries d'émanation du radium par litre. Quant aux sédiments apportés par les eaux, ils sont extraordinairement abondants : ce sont des vases rougeâtres, silico-calciques, riches en fer titané (ilménite) et en mésothorium. C'est ce qui explique la grande richesse radio-active de ces sources, qui participent ainsi de l'émanation du radium et de celle du thorium. Mais, comme l'émanation du thorium n'a qu'une durée moyenne de vie d'une minute à peine, pratiquement seule l'émanation du radium agit pour l'eau, tandis que ces deux éléments sont mélangés dans la boue, à laquelle ils communiquent une radio-activité bien plus grande.

d) Le bassin de Saint-Jean-de-Maurienne.

Au delà du promontoire de l'Echaillon, sur la *rive droite* de l'Arc, vient un grand vallon déterminé par le passage d'une bande triasique : ce sont d'abord des grès très minces, puis des calcaires dolomitiques, enfin une masse importante de

[29] De ce point de vue, ces eaux ont été d'abord étudiées par le baron Blanc, puis plus récemment par le Dr A. Chevallier (Thèse Médecine, Lyon, 1923).

gypses, remplissant le *ravin de Montandré* (fig. 5, IV). Au-dessous de ce village, affleure une énorme lentille de *grès triasiques,* dont la position tectonique est très curieuse, puisqu'elle est entièrement entourée par les gypses; c'est là une des nombreuses anomalies dues à la tectonique salifère, dont nous décrirons maints exemples dans la région; il y a là un fragment d'une écaille anticlinale, entièrement détachée de sa racine et entraînée par la montée des gypses (phénomène de diapirisme). Ces grès triasiques de Montandré rappellent ceux des Chapours, décrits comme quartzites par W. Kilian, qui les assimilait aux quartzites triasiques des zones internes; en réalité, ils restent encore très différents de ces derniers, et ne diffèrent guère des grès triasiques habituels de la zone alpine externe que par leur plus grande épaisseur.

Après cette bande anticlinale triasique vient le Lias, sur lequel, au pont de Villarclément, chevauche la zone du Flysch; nous sortons là de la zone alpine externe.

Ces diverses bandes triasiques et liasiques de la rive droite se retrouvent sur la *rive gauche,* mais beaucoup moins laminées et beaucoup plus larges; le vaste bassin de Saint-Jean-de-Maurienne s'y est creusé, au débouché du « *Pays des Arves* », drainé par l'Arvan. C'est d'abord, directement à l'W de Saint-Jean, une masse puissante de schistes noirs du Lias supérieur, entamée par de profonds ravinements, sur les flancs desquels glissent des paquets de terres noires et de moraines. Au S passe le prolongement élargi de la bande triasique de Montandré; ses gypses, bien reconnaissables aux plaies blanches qui écorchent les versants, sont activement exploités au débouché de la vallée de l'Arvan, dans les grandes carrières, à ciel ouvert ou souterraines, de la Société des Plâtrières du Sud-Est; le gypse, résultant de l'hydratation de l'anhydrite, ne forme qu'une croûte superficielle irrégulière, où les galeries d'exploitation contournent les noyaux d'anhydrite abandonnés à l'état de piliers.

Ces énormes *masses gypseuses,* injectées dans le Lias, sont

toujours en contact anormal avec leur entourage, au moins sur l'un de leurs bords; ici, en particulier, le bord W de la bande de gypses correspond nettement à une surface de chevauchement; à l'W de ce bord, des lambeaux isolés de gypses apparaissent encore, posés sur les schistes liasiques des environs de Villarembert. C'est donc à la faveur d'une puissante dislocation tectonique que les gypses sont remontés pour venir s'accumuler là, encadrés par des couches beaucoup plus récentes; rappelons au contraire que là où le Trias est resté dans sa position normale, c'est-à-dire dans la couverture des massifs cristallins, il ne contient presque plus de gypse, lequel a été injecté dans les zones tectoniques supérieures. Dans ce mouvement ascensionnel, les gypses ont entraîné des lambeaux de roches très diverses.

C'est ainsi que, sur le versant N du *Mont-Charvin,* au SE de Saint-Jean, on trouve au milieu des gypses un *complexe gréso-schisteux,* avec *empreintes végétales;* ces couches, attribuées au Houiller sur la feuille Saint-Jean-de-Maurienne (1re édition), sont en réalité triasiques, car on y a reconnu des Equisétites du Keuper (voir plus haut) : c'est l'équivalent des « couches à Equisetites » du Trias de l'Aar et des Aiguilles-Rouges (fig. 5, III).

Sur leur bord SE, les gypses sont surmontés par un mince liséré de schistes rouges, bien visibles sur la rive droite de la basse vallée de l'Arvan. Au-dessus s'élève une grande falaise, dont la base est liasique, mais dont le sommet est déjà formé par le Flysch de la zone des Aiguilles d'Arves [30].

[30] A Rochette, au SE de Saint-Jean, on voit posé sur le Lias, et à demi entouré de moraines, un bloc énorme de calcschistes et microbrèches du Flysch; c'est là, ou bien un bloc erratique gigantesque, ou bien plutôt un lambeau de recouvrement, témoin détaché par l'érosion de la nappe du Flysch qui a chevauché la zone externe.

D) Conclusions; structure générale de la zone cristalline.

Les observations faites le long de notre itinéraire ne nous ont guère permis d'étudier en détail que la tectonique de la partie orientale de cette zone, entre La Chambre et Saint-Jean-de-Maurienne; nous avons ainsi appris quelle structure ont acquise, sous l'influence des plissements alpins, les deux éléments essentiels constituant notre zone : d'une part le vieux matériel hercynien, et d'autre part sa couverture sédimentaire mésozoïque.

Les *massifs cristallins* nous sont apparus comme des masses rigides, dans lesquelles les poussées orogéniques n'ont pu que se traduire en grandes lignes de refoulement, ou débiter des *écailles,* rudiments de nappes cassantes, dont les lames granitiques de l'Echaillon nous ont offert un exemple de dimensions réduites.

Quant à la *couverture sédimentaire,* nous l'avons vue décollée et traînée par de grandes translations en masse au-dessus des socles cristallins; près du bord oriental surtout, elle s'affecte de duplicatures. Et il est impossible de ne pas être frappé par le rôle particulier qu'y joue le *Trias salifère.* Laminé et réduit, même absent, dans les zones profondes des grandes surfaces de décollement, il vient s'injecter en amas énormes dans les zones superficielles : les plus grandes accumulations de gypses se rencontrent en effet, non dans les régions anticlinales avoisinant les massifs cristallins, mais au contraire dans le pays synclinal des Arves.

Mais, ayant ainsi pris notion du style tectonique essentiel de cette zone, nous n'avons pas eu l'occasion, dans les régions décrites ici, d'en définir tous les éléments structuraux, en particulier dans la partie orientale de la zone. C'est ce que nous allons faire en nous bornant à commenter brièvement la carte, pl. I.

Les travaux de P. Lory [31] nous ont permis de distinguer, dans la région du *massif de Belledonne,* les unités tectoniques suivantes :

1° La *zone des collines liasiques;* elle est formée par l'empilement des noyaux triasiques et liasiques des plis des chaînes subalpines; une importante ligne de dislocation (F_{II} sur la pl. I), que l'on peut suivre depuis les environs de Laffrey jusqu'à l'E du fort d'Aiton à l'entrée de la Maurienne, sépare cette zone de la suivante.

2° Le *rameau cristallin externe* de Belledonne et sa couverture autochtone; là sont comprises les régions cristallines correspondant au dôme de La Mure, aux premiers contreforts du massif de Belledonne proprement dit (Mont-Sec, pays d'Allevard), au Grand-Arc, au Mirantin; elles sont bordées vers l'W par un mince liséré mésozoïque autochtone. C'est sur cet autochtone qu'est refoulée la zone des collines liasiques [32], le long de la ligne de dislocation (F_{II}) dont nous venons de parler et qui jalonne ainsi une surface de décollement; très souvent le contact anormal se fait à la base de l'Aalénien des collines liasiques et se manifeste par l'étirement intense du Lias autochtone (montagne de La Table, crêtes de Montgilbert à l'entrée de la Maurienne).

3° Le *rameau cristallin interne* de Belledonne, comprenant tous les plus hauts sommets de la chaîne (Taillefer, Belledonne, Puy-Gris, Pic du Frêne, Grands-Moulins, Lauzière) et séparé du rameau externe par un *synclinal mésozoïque* très étiré (F_1 de la pl. I), dans lequel on peut voir (?) les racines des plis

[31] P. Lory, Sur la tectonique « alpine » de la chaîne de Belledonne au sud d'Albertville (*C. R. som. Soc. Géol. France,* 19 janvier 1925).
— Sur la structure de la chaîne de Belledonne et de sa bordure (*C. R. som. Soc. Géol. France,* 2 décembre 1929).

[32] Le dôme cristallin de La Mure est bordé de Lias autochtone néritique recouvert à son tour par un Lias dauphinois très épais; entre ces deux Lias, s'intercalent, notamment vers l'W, des écailles de Dogger (P. Lory).

des collines liasiques (faisceau des plis marginaux de P. Lory); ce synclinal, assez ouvert dans la région grenobloise (Fau-Laurent), se rétrécit à partir de la vallée du Bréda pour se réduire à une simple *cicatrice* dans le cristallin, soulignée par des lambeaux de Trias (col de Claran) ou par l'étirement de la zone granitisée (col de la Perche); c'est à cet état de cicatrice qu'il traverserait, près de Saint-Pierre-de-Belleville, la vallée de l'Arc, où nous n'avons donc pas pu l'observer; mais, plus au N, il est nettement dessiné par le synclinal mésozoïque col de Basmont-col de la Batie; P. Lory en retrouve le prolongement dans le synclinal de Chamonix.

4° Enfin les unités tectoniques plus internes, synclinal col du Glandon-La Chambre-col de la Madeleine, massif cristallin du Rocheray et zone synclinale du pays des Arves et de Saint-Jean-de-Maurienne, ont été suffisamment décrits le long de notre itinéraire.

II. — Zone alpine interne ou intra-alpine

Nous entrons ici dans un domaine tout différent, séparé de la zone alpine externe par une ligne de démarcation extrêmement nette, correspondant non seulement à des changements profonds dans les faciès des divers terrains, mais aussi à une importante surface de dislocation, qui fait chevaucher la zone du Flysch sur la bordure sédimentaire orientale des massifs cristallins.

Le *métamorphisme géosynclinal* va ici faire son apparition et croître d'W en E; mais de ce point de vue nous pouvons, tout au moins le long de notre itinéraire, distinguer immédiatement deux grands ensembles : à l'W, la zone du Briançonnais (s. l.), où ce métamorphisme, encore à peine sensible, n'efface point encore les traits particuliers aux divers termes de la série stratigraphique; à l'E, la zone des schistes lustrés ou du Piémont, où d'immenses masses de sédiments viennent se fondre dans l'épaisse série métamorphique des schistes lustrés.

1° ZONE DU BRIANÇONNAIS (s. l.)

Ici, plus de plis réguliers, plus de charnières anticlinales ou synclinales [33]; la structure isoclinale est presque de règle. De plus, la série stratigraphique devient très difficile à déchiffrer : on hésite parfois entre Flysch, Lias et Houiller.

[33] Les plis du massif des Encombres, que nous décrirons plus loin, montrent de très belles charnières; mais c'est un exemple unique.

C'est en se basant sur les faciès ou le développement des divers étages, et sur l'importance plus ou moins grande des surfaces de contacts anormaux séparant les *écailles isoclinales,* que l'on a pu établir dans cette grande zone les subdivisions, énumérées au début, en zones secondaires qui, poussées vers l'W, se chevauchent successivement. Ce sont, d'W en E :

1° La *zone du Flysch,* ou des Aiguilles d'Arves, ou de l'Embrunais, caractérisée ici par le développement presque exclusif des terrains éocènes, formant une large bande synclinale complexe, qui chevauche nettement la zone alpine externe.

2° La *zone du Galibier,* relativement étroite, constituée par une série d'écailles de terrains secondaires, et souvent rattachée à la zone du Flysch [34].

3° La *zone houillère,* large bande anticlinale, où n'affleure que du Houiller (et un peu de Permien).

4° La *zone de la Vanoise,* où le Permo-Houiller devient métamorphique (schistes cristallins de la Vanoise) en même temps qu'apparaissent, comme couverture décollée de ces massifs cristallophylliens, des écailles et des synclinaux de terrains secondaires, déjà un peu métamorphiques, mais avec des faciès briançonnais typiques, dont la diversité contraste avec la puissante monotonie des schistes lustrés qui viennent les surmonter en nappe.

A) Série stratigraphique.

1° Permo-Houiller métamorphique de la Vanoise.

Comme dans tous les complexes cristallophylliens, on a ici des roches très variées, difficiles à délimiter et à définir. On n'y

[34] Nous verrons qu'au contraire, la coupure séparant la zone du Galibier de la zone houillère est très importante du point de vue tectonique; et l'ensemble, tectoniquement inséparable, des zones houillère et de la Vanoise (= zone du Briançonnais s. str.) devient alors, comme nous le dirons, l'homologue de la nappe du Grand-Saint-Bernard.

observe aucune trace de sédimentation calcaire. Ce sont, dans l'ensemble, des schistes sériciteux et des chloritoschistes, dans lesquels peut se développer localement du glaucophane; ailleurs apparaissent des feldspaths et des quartz de néoformation, donnant des micaschistes feldspathiques, parfois qualifiés de gneiss; certaines parties sont formées de schistes noirs peu métamorphiques. Dans l'ensemble, ce sont des roches appartenant à l'épizone et au sommet de la mésozone dans la classification de GRUBENMANN.

2° HOUILLER.

C'est un complexe extraordinairement épais et monotone; on peut le qualifier de « Flysch hercynien ». Mais il est entièrement continental et ne contient non plus jamais de calcaire, caractère pratique important pour le distinguer du Lias ou du Flysch. Les grès micacés, plus ou moins grossiers, et les schistes noirs dominent; localement se montrent de puissants bancs de conglomérats quartzeux, très durs, ou des couches d'anthracite très laminées; plus rarement encore, apparaissent des dykes ou filons de microdiorites.

Les flores appartiennent à deux niveaux très différents : Westphalien inférieur et niveau de La Mure (Westphalien supérieur ou Stéphanien inférieur); mais, en dehors des gisements, aucune stratigraphie n'est possible.

3° PERMIEN.

Ce sont des formations continentales, détritiques, peut-être d'origine désertique, caractérisées très nettement par leur couleur rouge, violette ou verte; aux schistes sont le plus souvent associés des grès grossiers ou conglomérats bigarrés : c'est le faciès dit « Verrucano »; aucun fossile n'y est connu; aucune discordance ne sépare le Permien du Carbonifère [35].

[35] Notre itinéraire ne nous montrera aucun affleurement de ce Permien.

4° TRIAS.

Il est ici extrêmement puissant et formé de roches très caractéristiques : c'est le terrain-guide des géologues intra-alpins. On peut le qualifier d'intermédiaire entre le Trias germanique et le Trias austro-alpin. On y distingue de bas en haut :

1° *Quartzites;* les couches de base, avec grains de quartz roses, passent insensiblement au Verrucano; puis viennent les quartzites typiques, à grain fin, entièrement recristallisées, roches très dures, donnant des éboulis d'un blanc de neige, tandis que les surfaces altérées, revêtues d'un Lichen silicicole, ont des teintes vert-bronze.

2° Niveau assez mal caractérisé de *schistes et calcschistes,* cargneules et *gypses « inférieurs »*; c'est à cet horizon qu'ont été rapportés les schistes et calcaires phylliteux de la Vanoise [36].

3° *Calcaires « francs »*, à type austro-alpin (Gyroporelles dans le Queyras et en Italie), gris clair, dolomitiques ou siliceux, parfois très massifs.

4° Dolomies-capucin, grès et schistes bariolés, cargneules et *gypses dits « supérieurs »*.

La stratigraphie du Trias est rendue très confuse par les *gypses,* qui s'insinuent par diapirisme le long des lignes de dislocation, où ils forment parfois des amas énormes; très souvent le Trias se trouve ainsi réduit aux seuls gypses, contenant des écailles broyées de roches très diverses; exemple : gypses du Pas du Roc, zone des gypses de la Vanoise. En beaucoup

[36] Ces séries schisteuses et calcaires de la Vanoise sont remarquables par leurs minéraux de métamorphisme (épizone), albite, glaucophane, chlorite, séricite, chloritoïdes, etc.; mais notre itinéraire ne nous montrera pas d'exemples bien nets de ces types métamorphiques.

de régions, et notamment en Vanoise, les cartes géologiques attribuent au Trias moyen des complexes fort épais de schistes et de calcaires probablement en partie jurassiques ou même crétacés.

5° Lias.

Le *Rhétien* est fossilifère au Pas du Roc (zone du Galibier); c'est une alternance de bancs à faciès souabe (lumachelles à *Avicula contorta, Dimyopsis intusstriata,* etc., et bone-beds) et carpathique (calcaires à *Terebratula gregaria, Spiriferina uncinata* et Polypiers); à la base, on a des bancs de dolomies jaunes et de schistes versicolores, alternant avec des schistes noirs.

Dans la zone du Galibier, on reconnaît encore un Lias inférieur *calcaire* et un Lias supérieur *schisteux;* mais le Lias calcaire contient des bancs à Polypiers ou à silex (faciès littoraux) et même des brèches (dites « du Télégraphe »); dans la zone de la Vanoise, le Lias, jusqu'à présent confondu avec le Trias moyen, n'a pu encore être reconnu que localement.

6° Jurassique moyen.

Il doit exister ici, mais il n'a pu être individualisé qu'au S de la Maurienne, aux environs de Briançon et en Ubaye.

7° Jurassique supérieur.

Les faciès typiques des environs de Briançon (calcaires blancs, à grain fin, à Calpionelles, ou calcaires amygdaloïdes veinés de rouge et de vert = marbres de Guillestre) n'ont encore été rencontrés en Maurienne qu'à l'état de klippes isolées dans les gypses, près du Pas du Roc.

8° Crétacé supérieur.

Il est représenté par les types briançonnais des « *marbres en plaquettes* » ou « couches rouges », à Globigérines et Rosalines; ce sont des craies schisteuses, grises, rouges ou vertes, à cassure marbreuse, que nous verrons dans la zone du Galibier et, en klippes, dans la zone des gypses du Pas du Roc.

9° Eocène.

Il comprend : A) Le *Lutétien,* transgressif, représenté par des bancs de brèches polygéniques (les galets cristallins n'existent pas ou sont rares dans les brèches liasiques), par un Flysch calcaire à Globigérines, et, localement, par la lentille de calcaires blancs coralliens à grandes Nummulites de Montricher. — B) Le *Priabonien,* comprenant à la base les calcaires glauconieux à petites Nummulites de Montricher, puis le puissant complexe du Flysch noir, schistes, calcaires ardoisiers, avec petits bancs de grès bruns très caractéristiques, brèches, poudingues des Aiguilles d'Arves.

L'*Oligocène* paraît manquer, les grands plissements datant de cette époque.

B) Zone du Flysch.

a) Région de Villarclément.

Venant de l'aval, c'est au *pont de Villarclément* que l'on entre dans la zone du Flysch; la limite externe de cette zone sur la rive droite de l'Arc passe exactement à une centaine de mètres environ à l'aval de ce pont, à l'entrée d'un petit sentier, au bas d'une corniche rocheuse qui monte obliquement dans la direction du N, les couches plongeant, comme d'ordinaire, vers l'intérieur des Alpes. A la base de cette falaise, le Lias schisteux,

très laminé, est surmonté par des *brèches,* très laminées elles aussi, mais qui, plus résistantes que le Lias, forment la plus grande partie de la falaise. L'âge de ces couches bréchoïdes peut ici être précisé, non seulement d'après leur faciès (brèches polygéniques, microbrèches, bancs de calcaires gréseux et schistes), mais aussi parce qu'on y a trouvé, dans les bancs du sommet de la falaise, de très rares fossiles : une petite Nummulite mal conservée [37] et de mauvaises empreintes de Pectinidés.

Mais la *limite du Nummulitique et du Lias* est difficile à préciser ici à cause du laminage intense des couches. J. Boussac, dans sa magnifique synthèse du Nummulitique alpin, voyait là une transgression du Nummulitique sur le Lias, ce qui ne s'accorde guère avec la notion, aujourd'hui classique et émise pour la première fois par lui, d'une importante surface de chevauchement à la base de la zone du Flysch [38]. Il est infiniment plus probable que l'on se trouve ici en présence d'un *contact tectonique;* mais il faut reconnaître que, contrairement à ce qui se passe plus au N ou plus au S, le chevauchement de la zone du Flysch sur la bordure mésozoïque des massifs cristallins n'apparaît pas avec une entière évidence.

La traversée de la zone du Flysch est assez monotone; on est surtout frappé par les nombreuses *ardoisières* échelonnées sur les deux versants; il semble que les faciès bréchoïdes soient surtout développés dans la moitié occidentale. Au N de l'Arc, pour trouver des Nummulites, il faudrait aller jusque dans le massif de Varbuche.

Ici d'ailleurs la route nationale se maintient dans les grands cônes de déjections de la rive droite; l'un d'eux, immédiatement en amont de Villarclément, a été recoupé par l'Arc en

[37] Voir M. Gignoux, *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 133, 1913, p. 102.

[38] Ou alors il faudrait faire passer cette surface de chevauchement par la zone des gypses de Montandré et du Bas-Arvan, ce qui conduirait à réunir à la zone du Flysch toute la région d'Albiez, Montrond, col Lombard, où le Jurassique et le Lias ont des faciès purement dauphinois.

donnant lieu à une fausse terrasse, dans laquelle le torrent de Saint-Julien s'est recreusé son lit; en face de Saint-Julien, sur la rive gauche, on peut voir un bel exemple d'un cône de déjections récent emboîté dans un cône ancien.

Les mêmes faciès du Flysch se retrouvent sur la *rive gauche;* les brèches polygéniques et poudingues de la moitié occidentale de la zone s'y prolongent dans la longue crête rectiligne qui, de la Grande Chible, aboutit, par l'Aiguille de l'Epaisseur, aux sommets mêmes des *Aiguilles d'Arves.* Mais dans la moitié orientale apparaissent ici des faciès locaux tout à fait curieux, que la coupe de Montricher va nous permettre d'étudier.

b) Coupe de Montricher.

Le gisement classique dit de Montricher, dans lequel des Nummulites furent trouvées pour la première fois dans les Alpes, en 1859, par L. Pillet, se trouve en réalité non au village de ce nom, situé très haut dans la montagne, mais dans l'éperon rocheux qui domine la rive gauche de l'Arc en face la gare de Saint-Julien-Montricher (voir fig. 7).

Les premières couches visibles dans le bas de cet éperon, au bord de la route, à la sortie du pont de l'Arc, sont des calcaires noirs, à grain fin, contenant des Globigérinidés, et attribués au *Flysch calcaire* par J. Boussac. Vers l'W, ce Flysch calcaire semble passer progressivement au Flysch noir schisto-gréseux et ardoisier, visible le long de la route qui monte au village de Montricher.

Pour voir la suite de la coupe, il faut quitter cette route et monter aux carrières de calcaire qui entaillent l'éperon rocheux à 150 m. environ au-dessus de la vallée; on a exploité là pendant longtemps des *calcaires blancs cristallins,* un peu magnésiens (0,60 % de magnésie environ), utilisés comme pierre à chaux par l'usine de Montricher. Certaines zones, moins recristallisées, montrent des sections de très grandes Nummulites (*N. millecaput*) et d'Orthophragmines, des Polypiers, des Pectinidés, des *Lithothamnium :* c'est indubitablement du *Lutétien.*

Vers l'W, près de l'entrée de la carrière souterraine, ces calcaires blancs sont recouverts par des calcaires schisteux verdâtres, riches en cubes de pyrite, passant peu à peu à des bancs plus compacts, *glauconieux,* pétris de petites Nummulites et d'Orthophragmines, faune à affinités *priaboniennes.* Plus à l'W encore, des éboulis masquent le contact avec le Flysch ardoisier.

Les calcaires blancs de la carrière, ici très épais (50 à 80 m.), se poursuivent très haut dans la montagne, où ils n'ont pas été étudiés; vers l'E, on ne voit pas très bien la suite de la coupe, et on entre assez rapidement dans le *Flysch schisto-gréseux* avec rares bancs de brèches; un sentier en corniche, qui se détache sur la gauche à 100 m. environ au-dessus de la carrière, vient aboutir à mi-hauteur de l'éperon rocheux qui, en amont de la gare de Montricher, domine le pont du chemin de fer; on achève ainsi la traversée de la zone du Flysch, en restant jusqu'au bout dans le même complexe schisto-gréseux.

L'*interprétation* de cette coupe de Montricher est assez difficile. J. Boussac y voyait un simple anticlinal, dont le noyau était constitué par les calcaires blancs lutétiens, enveloppés de Flysch calcaire (Auversien), et enfin de Flysch priabonien. Or le tunnel de dérivation de l'usine de Montricher, tunnel qui traverse en profondeur l'éperon rocheux juste en dessous de la carrière, n'a pas rencontré les calcaires blancs, au dire des ingénieurs qui ont suivi les travaux.

Dès lors, deux interprétations deviennent possibles : ou bien les calcaires blancs apparaissent comme une simple lentille, un épisode zoogène local, dans une masse lutétienne à faciès Flysch : cette lentille viendrait alors se fondre en profondeur dans le Flysch calcaire — ou bien les calcaires blancs formaient primitivement un banc continu [39], morcelé ensuite par

[39] En tout cas, ce banc n'a certainement pas une grande étendue, car, dans toute la zone du Flysch, ce faciès de calcaires blancs coralliens n'est connu que là.

étirement : la lentille de Montricher serait alors une écaille jalonnant une surface de discontinuité tectonique dans la masse même du Flysch. Nos fig. 7, I et II, traduisent ces deux hypothèses [40].

C) Zone du Galibier.

Le contact de la zone du Galibier et de la zone du Flysch passe exactement dans l'éperon rocheux qui, sur la rive gauche de l'Arc, domine le premier pont du chemin de fer en amont de la gare de Montricher; c'est là que nous a conduits le sentier montant au-dessus des carrières de Montricher; descendant ensuite à l'usine de Saint-Félix, nous traverserons l'Arc en amont de ce promontoire, pour reprendre la route nationale jusqu'à Saint-Michel; cet itinéraire permet d'observer, de près ou de loin, les traits essentiels de la zone du Galibier (massif des Encombres et verrou du Pas du Roc).

a) Massif des Encombres.

Après avoir traversé la zone du Flysch, nous sommes arrivés sur un petit replat herbeux dans le promontoire rocheux qui domine le pont du chemin de fer. Là affleurent les « *marbres en plaquettes* », que l'on pourrait voir aussi dans la tranchée du chemin de fer, immédiatement à l'amont du pont. Ce sont des calcaires à aspect schisteux, mais dont les cassures ont une apparence marmoréenne, à grain très fin; la couleur est rose, verte ou grise; au microscope, dans la pâte finement granuleuse habituelle aux sédiments pélagiques, apparaissent les Globigérines et Rosalines caractéristiques du Crétacé supérieur intra-alpin. De fait, ces couches sont intercalées ici entre Flysch et Lias.

[40] M. Gignoux, *loc. cit.*

Le contact entre ce Crétacé et le Flysch n'est pas visible ici sur le terrain, et l'on ne peut dire s'il y a là une transgression du Flysch ou un contact anormal. L'étude seule de la coupe de la vallée de l'Arc ne fournit aucun argument en faveur de la deuxième hypothèse; aussi peut-on être tenté de rattacher la zone du Flysch à la zone du Galibier. A la suite de ses observations plus au N, en Tarentaise, H. SCHOELLER a au contraire été conduit à faire passer entre ces deux zones une importante ligne de discontinuité tectonique.

En descendant à l'usine de Saint-Félix, on traverse de médiocres affleurements de calcaires schisteux ou zoogènes, de brèches et surtout de calcaires à silex; c'est le *Lias,* dont on ne peut voir le contact avec les marbres en plaquettes. On rejoint l'Arc au débouché du ravin de Saint-Félix, lequel est creusé dans une bande de *gypses* triasiques.

La rive droite de l'Arc est ici bordée d'immenses cônes de déjections, qui rendraient pénible l'étude de la base des falaises rocheuses du *massif des Encombres.* Par contre, le trajet précédent nous a fourni de ce massif de magnifiques panoramas, dans lesquels la structure géologique se lit aisément (voir fig. 5 *bis*).

On voit se dessiner ici, chose rare dans nos zones internes, de magnifiques plis couchés, avec *charnières* bien conservées. La surface de contact entre le Flysch et la première bande liasique de la zone du Galibier est mal visible à distance; W. KILIAN a signalé là, d'après J. RÉVIL, une petite lentille de marbres en plaquettes, prolongeant ceux que nous avons vus sur la rive gauche de l'Arc. La bande liasique est le flanc renversé d'un *premier grand anticlinal* (1 sur la fig.) dont le noyau est formé de Rhétien et de Trias gypseux, correspondant aux gypses du ravin de Saint-Félix. Puis vient un très étroit synclinal de Lias schisteux, qui ne se prolonge pas sur la rive gauche. En effet, *l'anticlinal suivant* (2 sur la fig.) est principalement formé de Lias calcaire, enveloppant, tout près de la vallée, un noyau de dolomies jaunes et de cargneules (Rhétien et Trias

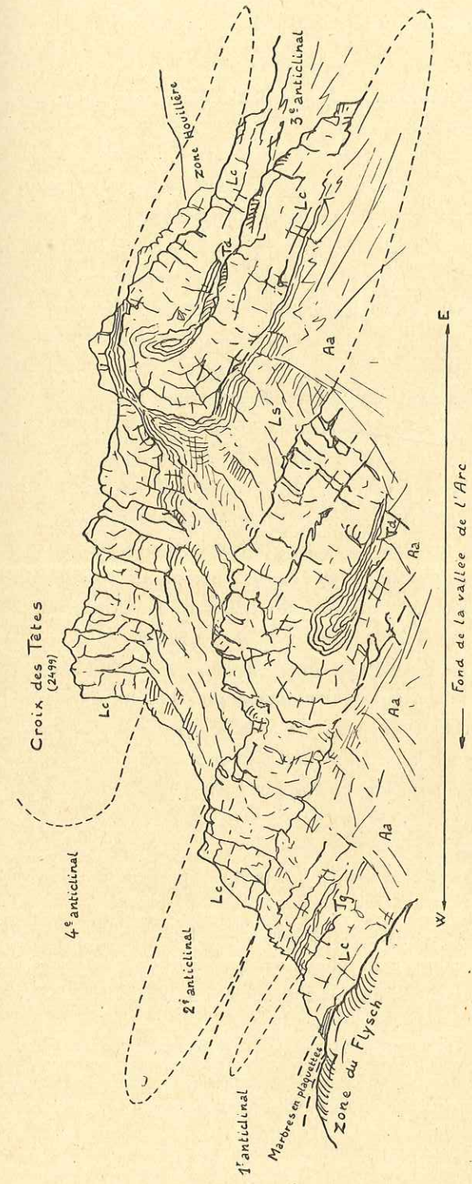


Fig. 5 *bis*. — Panorama de la rive droite de l'Arc dans la traversée de la zone du Galibier, en dessous du Perron des Encombres; vue prise du gisement de calcaires à grandes Nummulites de Montricher, sur la rive gauche.

Ce dessin montre les montagnes calcaires et schisteuses de la zone du Galibier, comprise entre la zone du Flysch et la zone houillère; on y voit les magnifiques charnières du massif des Encombres, refoulées vers l'W sur la zone du Flysch.

Aa = Cônes de déjections et éboulis; — Ls = Lias schisteux; — Lc = Lias calcaire avec bancs coralliens et brèches; — Td = Rhétien et Trias supérieur, formant des noyaux roussâtres dans les anticlinaux; — Tg = Cargneules, gypses et schistes bariolés du Trias.

supérieur). Sur la rive gauche, les noyaux triasiques de ces deux premiers anticlinaux se fusionnent dans les masses gypseuses du ravin de Saint-Félix. Vient ensuite un synclinal de Lias schisteux; à peine amorcé sur la rive gauche, ce Lias schisteux forme sur la rive droite un large talus passant au-dessous des escarpements calcaires de la Croix des Têtes. Près de la vallée, ce synclinal est dédoublé par l'apparition d'un *petit anticlinal* de Lias calcaire à noyau de dolomies triasiques et rhétiennes (3 sur la fig.); ce noyau se prolonge sur la rive gauche par une deuxième bande gypseuse; il y est bordé à l'E par du Lias calcaire aboutissant à l'Arc près d'une petite passerelle (en aval du confluent de la Valloirette); la roche moutonnée sur laquelle cette passerelle s'appuie rive gauche montre de magnifiques surfaces polies avec Polypiers rameux : c'est le plus bel affleurement que l'on puisse voir en Maurienne de Lias corallien [41]. Quant à la branche orientale du synclinal de Lias schisteux, à demi masquée par les éboulis ou les moraines sur la rive droite, elle s'élargit beaucoup sur la rive gauche, où ces couches tendres ont déterminé l'emplacement de la profonde vallée monoclinale de la Valloirette.

Enfin les falaises terminales de la Croix des Têtes (Lias calcaire corallien, de couleur claire) correspondent au flanc renversé, seul conservé, d'un *dernier anticlinal* (4 sur la fig.); cette bande calcaire descend à la vallée, où elle forme les falaises du verrou du Pas du Roc, prolongées au S par la crête du Télégraphe.

b) Le verrou du Pas du Roc.

Le nom de Pas du Roc est célèbre dans la littérature géologique : c'est là que furent découverts, pour la première fois dans les Alpes, par le chanoine Vallet, en 1861, des *fossiles*

[41] Ce Lias corallien est également visible sur la rive droite près de la cantine des carrières, immédiatement en amont de la passerelle.

rhétiens, étudiés par l'abbé Stoppani; cette observation, fondamentale pour la stratigraphie alpine, conduisit à attribuer un âge triasique aux gypses intercalés ici entre Houiller et Rhétien, gypses que l'on considérait auparavant comme jurassiques.

La falaise calcaire qui, comme nous l'avons vu, réunit la Croix des Têtes au fort du Télégraphe, traverse ici la vallée de l'Arc, qui la recoupe en une étroite cluse, dite le « Pas du Roc » (voir pl. VI). Au N de l'Arc, la barre calcaire surgit à l'aval du large bassin de Saint-Michel en un gigantesque *verrou;* son extrémité N est ébréchée, près du hameau de la Porte, en une « *encoche de verrou* » où passe un chemin emprunté par notre itinéraire. Comme il arrive fréquemment dans les vallées alpines, le torrent actuel coule à l'extrémité S du verrou, tandis que l'encoche, située au N, ne correspond qu'à un ancien passage glaciaire; en effet, c'est sur le côté S de la vallée, mieux protégé contre l'insolation, que le glacier, avec son torrent sous-glaciaire, a persisté le plus longtemps et a pu continuer le creusement [42].

La *coupe classique du Pas du Roc* est celle qui est visible en suivant la route nationale (fig. 6); mais il est très intéressant de la compléter par une traversée de l'encoche du verrou.

La cantine des carrières est située, comme on l'a vu, sur un affleurement de Lias corallien; à l'E, le Lias schisteux pointe çà et là sous les éboulis. Puis vient la grande *falaise de Lias calcaire* où se développent, sur les deux rives, les exploitations de pierre à chaux grasse ou à ciment. L'apparition de ces bancs de calcaires purs forme un grand contraste avec les faciès du Lias dauphinois, où l'on n'a jamais que des calcaires argileux; ces bancs coralliens s'accompagnent de faciès néri-

[42] Il y a là une sorte de loi qui, le long de notre itinéraire, se vérifie non seulement au Pas du Roc, mais encore dans les verrous de Chatel (près Montvernier), de l'Esseillon et de l'amont de Termignon. Voir à ce sujet : Bénévent, Note sur les encoches de verrou glaciaires (*C. R. Ac. Sc.*, CLVIII, 1914, p. 792).

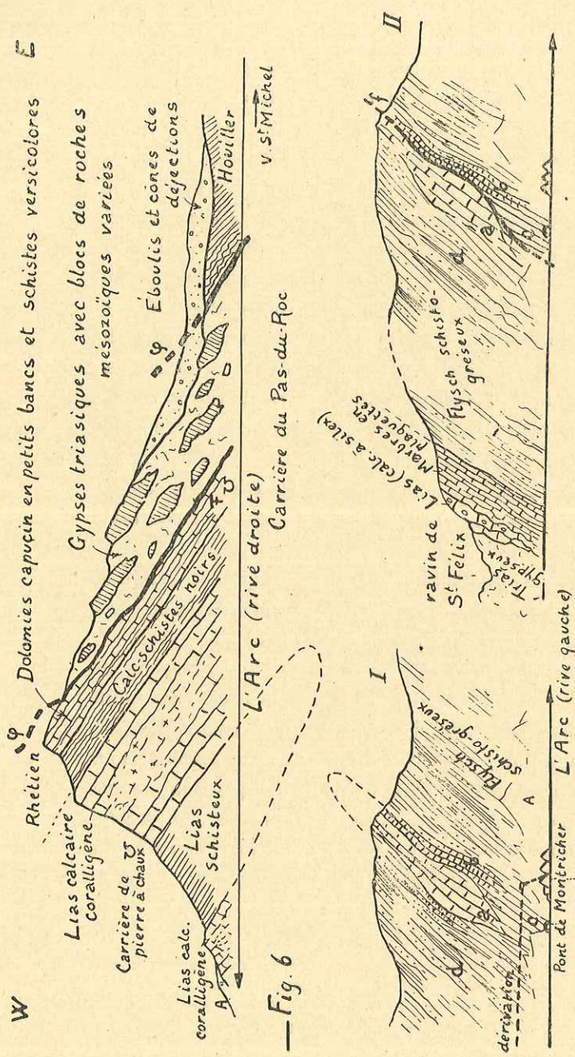


Fig. 6. — Coupe de la rive droite de l'Arc dans le défilé du Pas du Roc, en aval de Saint-Michel-de-Maurienne.

Fig. 7. — Coupes du gisement de calcaires lutétiens de Montricher, sur la rive gauche de l'Arc : deux interprétations.
I. — Ces calcaires sont interprétés comme résultant d'une différenciation locale dans le Flysch, par changement de faciès.
II. — Les calcaires apparaissent dans le Flysch, grâce à une surface d'étirement (f).
a = Calcaires blancs coralliens du Lutétien à grandes Nummulites ; — b = Calcaires glauconieux priaboniens à petites Nummulites ; — c = Flysch calcaire ; — d = Flysch schisto-gréseux ; — A = Éboulis ; — ? = Surfaces de contact anormal de la « zone des gypses » du Pas du Roc.

tiques à entroques ou à silex. Au sommet de la falaise, c'est-à-dire dans les couches stratigraphiquement inférieures (puisque la série est renversée), nous avons trouvé, en 1929, une Ariétite.

Le *Rhétien* supérieur apparaît, au sommet de la falaise, en un petit replat de schistes et calcschistes tendres qui, près de la vallée, passe derrière la masse calcaire et aboutit à la route nationale dans une ancienne carrière : c'est là le *gisement classique* dit du Pas du Roc. Au-dessus vient le Rhétien inférieur, formant en certains points une petite corniche au sommet de la falaise : ce sont en effet des calcaires dolomitiques à patine capucin, plus durs, bien qu'ils soient encore entremêlés de bancs schisteux noirs ou versicolores. Enfin viennent les gypses, visibles seulement sur le versant amont du verrou, au voisinage de l'encoche [43].

La *faune* classique, que l'on peut récolter dans les bancs schisteux scoriacés ou lumachelliques de l'ancienne carrière, montre une association de types « souabes » et « carpatiques ». Aux premiers appartiennent de nombreux Bivalves (*Avicula contorta, Dimyopsis intusstriata,* Pectinidés, etc.), des dents et écailles de Poissons (bone-beds) et enfin des ossements de Reptiles (vertèbres d'Ichthyosauriens?). Les faciès de mer ouverte (type carpatique) sont manifestés par d'abondants Brachiopodes (*Terebratula gregaria, Spiriferina Munsteri*) et des Polypiers.

Il est à noter que cette faune se rencontre encore dans les bancs schisteux et lumachelliques intercalés dans les calcaires dolomitiques de la partie inférieure. Ces calcaires étaient autrefois attribués au Trias supérieur et assimilés par W. Kilian à la dolomie-capucin des zones alpines externes. Il est au contraire plus probable qu'une bonne partie de ces niveaux dolomitiques doit être encore rhétienne.

---

[43] Beaux exemples des entonnoirs de dissolution habituels dans les affleurements gypseux.

D'ailleurs, et d'une manière plus générale, la succession dolomies-capucin, gypses, Houiller, considérée ici par W. Kilian comme une série normale renversée, correspond au contraire au passage d'une très importante *surface de discontinuité tectonique,* que les gypses ne font que jalonner.

En effet, les énormes *masses gypseuses* visibles au voisinage de l'encoche du verrou (à l'W du hameau de Porte) contiennent, emballés dans les gypses, des *blocs* de toutes dimensions de roches briançonnaises variées [44] : A) Calcaires à silex du Lias. — B) Calcaires gris à Calpionelles et Radiolaires du Malm. — C) Calcaires amygdaloïdes roses du type « marbre de Guillestre » (Malm). — D) Calcaires silicifiés à bandes de jaspes rouges, roches signalées récemment en place dans le Malm du Briançonnais. — E) Marbres en plaquettes typiques à Rosalines et Globigérines (Crétacé supérieur). — F) Schistes luisants coupés de bancs calcaires compacts gris à Radiolaires et Globigérines (Crétacé inférieur ou Flysch calcaire?). — G) Bancs de schistes et grès verts rappelant les schistes à Equisétites du Trias supérieur du Charvin (voir plus haut).

La présence de ces roches insolites au milieu des gypses nous force à admettre que ceux-ci sont montés le long d'une surface de discontinuité tectonique, entraînant avec eux des *klippes* de roches variées, arrachées aux écailles d'un substratum profond.

Entre le Rhétien du Pas du Roc (zone du Galibier) et le bord externe de la zone houillère, il ne peut donc être question de série stratigraphique continue. Comme toujours dans les Alpes, les gypses sont ici en situation tectonique irrégulière.

Vers le N, cette *zone de gypses* se poursuit très loin, en direction du col des Encombres, toujours lardée de blocs de Malm et de marbres en plaquettes. Il en est de même vers le S, où

44 L. Moret, Sur la géologie des environs de Saint-Michel-de-Maurienne (Rév. de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne, C. R. des Coll.; *Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 176, t. XXXIII, 1929).

elle est recoupée par la route du Galibier à l'entrée du tunnel du fort du Télégraphe. La crête hardie qui porte ce fort (voir pl. XI) est formée par le prolongement de la bande calcaire du Pas du Roc; au voisinage du fort, des polis glaciaires pointant sous les moraines constituent de magnifiques affleurements des célèbres brèches liasiques à blocs calcaires (dolomies jaunes triasiques et Lias remanié sur place) où W. Kilian a pris le type de sa « *brèche du Télégraphe* ». Plus au S, près de Valloire, la bande gypseuse vient recouvrir directement le Lias schisteux du synclinal de la Valloirette; ainsi se trouve soulignée l'importance de la discontinuité tectonique que jalonnent les gypses.

En Maurienne tout au moins, c'est donc entre zone houillère et zone du Galibier qu'on est conduit à placer la plus importante coupure tectonique.

D) La zone houillère.

C'est précisément au niveau de la vallée de l'Arc que cette bande houillère, qu'on peut suivre tout le long des Alpes, depuis Briançon jusque dans le Valais, affleure ici sur sa plus grande largeur entre Saint-Michel-de-Maurienne et Modane (15 km.).

Un grand changement de décor se produit après le Pas du Roc : plus d'escarpements, plus de corniches régulières, mais des montagnes aux formes lourdes et monotones; malgré leur hauteur, ce ne sont guère que de gigantesques talus, dont les crêtes terminales sont à peine accidentées de petites aiguilles rocheuses. Tels apparaissent du moins les sommets houillers que notre itinéraire nous permet d'apercevoir : au N de l'Arc le Mont Brequin (3191 m.), derrière lequel se dissimule le haut massif de Péclet-Polset; au S, le Crey du Quart (2534 m.), visible dès Saint-Jean-de-Maurienne, et, au fond de la vallée, le compact massif des Sarrasins, dominant Modane.

Cette mollesse de formes et cette monotonie tiennent à la prédominance, dans le Houiller, des formations schisteuses; les bancs plus durs de grès, conglomérats et roches éruptives (microdiorites) sont trop disloqués pour avoir pu déterminer des escarpements bien individualisés; éboulis et glissements en masse de ces paquets de roches hétérogènes et laminées s'enchevêtrent en gigantesques talus boisés (voir pl. VII).

Quant aux couches d'*anthracite*, elles participent aussi, malheureusement, à ces dislocations; elles ne se retrouvent qu'en poches discontinues, tantôt renflées, tantôt étirées (gisement dit en « chapelet », « salami » ou « tubi » des mineurs italiens); ces charbons sont d'ailleurs très riches en cendres et presque toujours très pulvérulents; d'anciennes exploitations, qui ont fonctionné pendant la guerre, se voient encore sur la route du Télégraphe (mines de l'Etarpet); actuellement les exploitations sont concentrées dans les régions basses de la vallée en amont de Saint-Michel (mines de Sordières).

Dans ce complexe disloqué, toute stratigraphie détaillée est impossible. Rappelons seulement qu'il y a dans la région deux sortes de *gisements fossilifères,* étudiés surtout par C. Pussenot; au S de Valloire (chalets de Chezlu), c'est une flore du Westphalien inférieur, déterminée par Zeiller (zone à *Nevropteris Schlehani* et *Sphenopteris Höninghausi*); au N de Saint-Michel, en montant au col des Encombres (chalets de la Léchère d'en Bas), la flore indiquerait la partie moyenne ou inférieure du Stéphanien, peut-être le niveau de La Mure, ou Westphalien inférieur.

Quant aux *microdiorites,* laves acides, d'abord découvertes dans les environs de Briançon, on en a récemment reconnu en Maurienne de petits affleurements au Crey du Quart, au-dessus de Valloire et dans le massif du Thabor.

Cette large zone houillère était autrefois, sous le nom d' « *éventail briançonnais* », considérée comme l'axe tectonique même des Alpes : en effet, dans sa partie occidentale, les couches y plongent vers l'E, comme dans les zones plus externes;

au contraire, dans la partie orientale, le plongement se fait vers l'W, simulant des plis déversés vers l'Italie; nous verrons que les synthèses tectoniques modernes ont conduit à modifier profondément cette conception et à réduire l' « éventail briançonnais » à un simple détail superficiel de structure (P. Termier).

E) La zone de la Vanoise.

L'entrée de cette zone est soulignée par un important changement; c'est l'apparition des faciès *métamorphiques* dans le Permo-Houiller, lequel se trouve ainsi transformé en un puissant complexe cristallophyllien, dont nous n'avions jusqu'à présent aucun équivalent : ce sont les « *schistes cristallins de la Vanoise* ». En même temps une *couverture mésozoïque* de roches diverses fait sa réapparition. La morphologie de la Vanoise est donc bien différente de celle de la zone houillère; les formes deviennent, immédiatement, en amont de Modane, bien plus vigoureuses et plus variées, et dans cette variété, les problèmes de stratigraphie et de tectonique sembleraient devoir se déchiffrer plus aisément.

Malheureusement, l'absence presque totale de fossiles rend très incertaine toute échelle stratigraphique. Pour limiter ces incertitudes, on doit se borner pour le moment à distinguer seulement de *grandes unités tectoniques.* Celles-ci, poussées les unes sur les autres vers l'extérieur de la chaîne, sont, d'W en E :

1° Les *massifs cristallophylliens* permo-houillers de la Vanoise, dont nous ne verrons ici que le plus méridional, le massif de Chasseforêt.

2° La *couverture mésozoïque* de la Vanoise, paquets d'écailles attribuées autrefois en bloc au Trias, mais dans lesquelles on a pu reconnaître plus récemment, outre le Trias, du Lias, du Jurassique, du Crétacé; mais nous sommes pour le moment

tout à fait incapables de faire partout la part qui revient à ces divers étages, où seuls les quartzites, les gypses et cargneules, et certains calcaires massifs se caractérisent partout nettement comme Trias. Cette couverture est le plus souvent décollée sur son substratum cristallophyllien; d'elle dépendent les points culminants du massif (Dent Parrachée, Grande Casse, Grande Motte).

3° La *zone des gypses* et cargneules triasiques; elle sert presque partout de substratum à la zone suivante ou des schistes lustrés; on peut la concevoir comme formée par l'extravasion, le long d'une surface de discontinuité tectonique, de tous les gypses de la région, amenant avec eux quelques klippes de roches variées; c'est en quelque sorte le lit sur lequel se sont déroulés les schistes lustrés de la zone du Piémont, poussés vers l'W. Le passage de cette bande gypseuse est souligné par une zone de dépressions : col de la Leysse, col de la Pierre-Blanche, chemin de la Vanoise, vallée de l'Arc entre Termignon et Modane, col de la Roue sur la frontière italienne, au S de Modane.

4° La *zone (ou nappe) des schistes lustrés,* culminant ici au Grand Roc Noir, qui commande toute la haute vallée de Modane à Termignon; cette nappe des schistes lustrés forme tous les sommets de la rive gauche de l'Arc en amont de Modane; elle descend même parfois jusqu'au fond de la vallée, dessinant ainsi un gigantesque ensellement (voir fig. 9); mais elle ne traverse qu'à peine l'Arc, car sur la rive droite, par suite d'une rapide remontée d'axe, sa surface structurale de base viendrait passer là au-dessus des montagnes de la Vanoise, où l'érosion a enlevé complètement la couverture de schistes lustrés.

a) La bordure W de la Vanoise a Modane; le synclinal du col de Chavière.

Les montagnes qui dominent la *rive droite* de l'Arc en aval de la gare de Modane correspondent à la *zone de passage* entre

le Houiller non métamorphique de la zone houillère et la série cristallophyllienne de la Vanoise. J. Boussac avait admis que cette dernière, dont il faisait sa « nappe du Mont-Pourri et de la Vanoise », était là en contact anormal brusque avec la série houillère du Briançonnais; les études récentes de P. Termier et de ses collaborateurs conduisent à admettre qu'il n'y a pas ici deux unités tectoniques différentes, mais au contraire apparition progressive du métamorphisme dans une même unité.

A l'W, dans le large *vallon de Saint-André,* on retrouve encore les formes adoucies du Permo-Houiller normal; puis, entre Saint-André et Modane, les schistes houillers (ou permiens) sont progressivement remplacés par des schistes phylliteux verdâtres plus compacts : c'est le début du métamorphisme; enfin, directement au-dessus de la gare de Modane, les formes se font beaucoup plus âpres, et c'est au sommet d'un rocher abrupt que s'élève le *fort du Replaton.* On a ici un des types les plus métamorphiques du Cristallophyllien de la Vanoise, facile à étudier en quelques minutes au départ de la gare, par le petit sentier qui monte au Replaton. Ce sont des roches à gros cristaux de feldspath et grains de quartz, ressemblant à des gneiss œillés, et souvent qualifiées en effet de gneiss; on admet généralement qu'elles résultent du métamorphisme de conglomérats à galets feldspathiques; d'après P. Termier, il n'y aurait pas dans la Vanoise de véritables gneiss (ni d'ailleurs de granites ou filons granitiques).

Vers le S, ce Permo-Houiller métamorphique disparaît rapidement sous la couverture des gypses et des schistes lustrés, dans lesquels a été creusée la presque totalité du tunnel du Mont-Cenis; le faciès cristallophyllien n'est pas connu sur la rive gauche de l'Arc.

Vers le N, au contraire, la bande des pseudo-gneiss du Replaton se prolonge par le gigantesque verrou que couronne le *fort du Sappey :* c'est le bord oriental d'un *grand synclinal,* celui de *Polset-col de Chavière.* Pour en étudier rapidement la

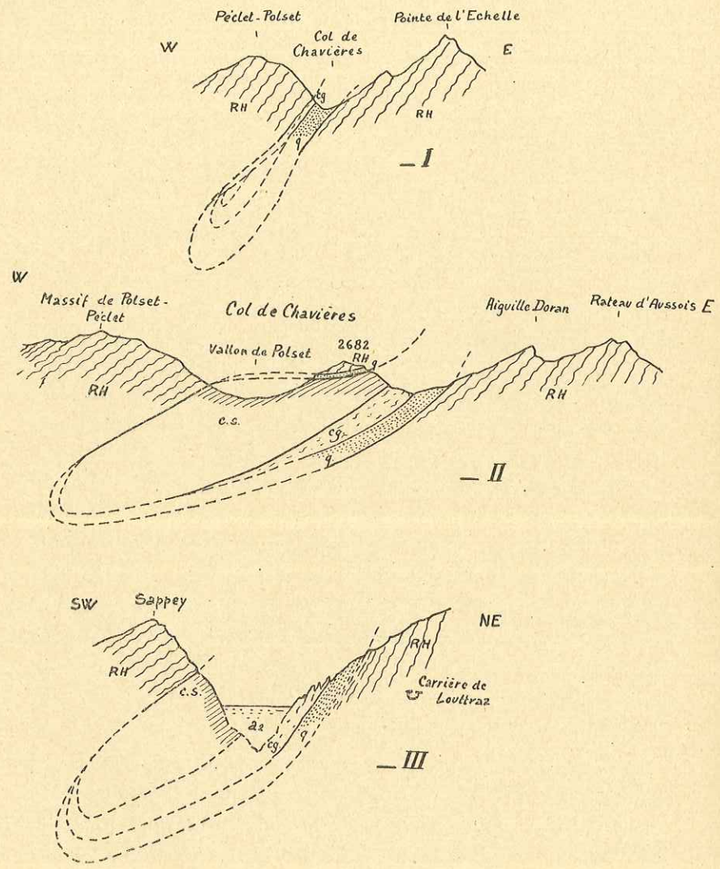


Fig. 8. — Coupes transversales schématiques, se succédant du N au S, dans le synclinal de Polset-Col de Chavières.

I, au col même; — II, par le point 2682; — III, dans le bas du vallon de Polset.
a^2 = Alluvions récentes; — Cs = Calcaires et schistes (Trias-Lias?); — Cg = Cargneules et gypses; — q = Quartzites triasiques; — RH = Permo-Houiller métamorphique.

structure, il est commode d'en parcourir d'abord la *partie inférieure* en suivant la route de Modane au Bourget.

On se rend compte ainsi que ce synclinal, dont l'extrémité S correspond au large vallon de Polset-Loutraz, est très fortement déversé vers l'E, son flanc W étant seul conservé (fig. 8).

En effet, le Cristallophyllien formant les abrupts E de la crête Replaton-Sappey semble recouvrir directement les calcaires de la Vanoise (Trias, Jurassique?) exploités à la base de la montagne comme pierre à chaux; le large vallon de Loutraz, encombré de dépôts récents, correspond au passage d'une bande de gypses et cargneules dont on voit quelques témoins sur la bordure E du cône de déjections; au sommet de ce cône, ces cargneules s'élèvent en jaunes aiguilles déchiquetées, de forme caractéristique. Ensuite viennent des quartzites, d'abord très laminées et broyées, puis devenant peu à peu, le long de la route de Loutraz au Bourget, rapidement plus compactes; de grandes carrières exploitent ici les quartzites inférieures, dites à grain rose (fig. 8, III). Vers l'E celles-ci passent progressivement au Permo-Houiller métamorphique du flanc E du synclinal, prolongé par les magnifiques sommets de l'Aiguille Doran, du Rateau d'Aussois et de la Pointe de l'Echelle. Toutes ces couches plongent vers l'W.

Plus au N, cette structure se complique singulièrement : on peut rapidement s'en rendre compte en examinant le vallon de Polset d'un belvédère situé sur la rive gauche de l'Arc (par exemple de l'ancienne caserne du Replat, au-dessus de la gare, voir pl. VIII).

Ce vallon apparaît d'ici subdivisé par une *crête médiane* (sommet 2682 m.), presque entièrement constituée par les schistes et calcaires de la Vanoise, prolongeant les calcaires de la base du Sappey (fig. 8, II). Mais au sommet de cette crête, et posés sur ce socle, apparaissent des lambeaux de roches certainement plus anciennes : ce sont d'abord, au S du sommet 2682, deux lambeaux minuscules de quartzites observés par P. Termier; quant au *sommet 2682* lui-même, J. Boussac

y a découvert un petit témoin de *Permo-Houiller,* reposant sur les schistes et calcaires par l'intermédiaire d'une mince lame de quartzites (E. Raguin).

Plus au N encore, au *col de Chavière,* entre le Permo-Houiller de Péclet-Polset et les quartzites et le Permo-Houiller de la Pointe de l'Echelle, le passage du synclinal n'est plus jalonné que par une mince lame de cargneules vues par P. Lory et E. Raguin sur l'arête du col (fig. 8, I).

Ces complications singulières avaient suggéré à J. Boussac l'hypothèse d'une *fenêtre* (sa « fenêtre de Chavière »), dans laquelle les cargneules et gypses du Trias, apparaissant sous les massifs permo-houillers qui la bordent (nappe Mont-Pourri-Vanoise), s'enfonceraient en tunnel sous le col de Chavière; le témoin de Permo-Houiller du sommet 2682 serait alors une klippe subsistant au sommet de cette fenêtre. A la suite de discussions qu'il serait trop long de rappeler, on en est revenu à l'ancienne interprétation de P. Termier : il n'y a là qu'un *synclinal enraciné,* dont le bord oriental est solidaire du Permo-Houiller de la Pointe de l'Echelle-Aiguille Doran, mais qui, *fortement refoulé vers l'E,* est presque fermé en surface par le chevauchement de son bord occidental : le Permo-Houiller et les quartzites du sommet 2682 ne sont plus alors que des lambeaux de ce flanc occidental.

C'est là le dernier exemple que nous verrons de *plis en retour* déversés vers l'intérieur des Alpes, style habituel de la bordure orientale de l' « éventail briançonnais ».

b) Le Roc Tourné, entre Modane et Le Bourget.

Après avoir dépassé le promontoire de Permo-Houiller métamorphique descendant du Rateau, la route de Modane au Bourget va nous faire pénétrer dans de nouvelles unités tectoniques.

On voit d'abord, au-dessus de la route, dans le fond d'un ravin, une exploitation de *quartzites*. Leur laminage est ici si

intense qu'ils ont été réduits en sables plus ou moins grossiers; décantés dans une série de bassins, ces sables donnent des produits de plus en plus fins : les sables grossiers sont utilisés pour l'empierrement, les moyens pour faire du béton et les fins comme produits réfractaires (fours et moules de fonderies pour l'usine d'Avrieux). On peut admettre que ces roches, très laminées, appartiennent à la zone des écailles mésozoïques de la Vanoise, réduites ici à une mince croûte revêtant le massif cristallophyllien.

Plus à l'E, ces quartzites sont en effet recouvertes par des *cargneules,* très intéressantes à étudier dans les tranchées de la route; elles s'y montrent à l'état de brèches tectoniques, contenant des fragments de roches diverses, en particulier de schistes verdâtres. Puis viennent des *gypses,* extrêmement développés en direction du Bourget et vers la vallée de l'Arc. C'est la zone des gypses et cargneules, qui apparaît ainsi plaquée contre les pentes du Rateau, et descendant jusque dans la vallée grâce au grand ensellement transversal dont nous avons parlé.

Au milieu de ces gypses, au S de la route, s'élève un immense bloc calcaire (point 1226 de la carte d'E.-M.) (fig. 10), nommé dans le pays Roc des Amoureux ou *Roc Tourné*; c'est sous cette dernière dénomination qu'il est devenu célèbre dans la littérature minéralogique. En effet, ces calcaires dolomitiques, qui nous fournissent un bon exemple des « *calcaires triasiques francs* » de la Vanoise (structure très massive, grain fin, teinte gris-clair en cassure fraîche, blanche sur les surfaces altérées), sont criblés de grands cristaux d'*albite,* atteignant 1 cm., et fréquemment associés suivant une mâcle spéciale, dite « mâcle du Roc Tourné »; ces cristaux sont tabulaires et développés suivant g_1, les deux faces g_2 des deux cristaux forment sur g_1 une gouttière verticale; le plan de mâcle est g_1, avec une surface d'accolement anormale.

Les cristaux microscopiques d'albite ne sont point rares dans tous les calcaires alpins; mais ici leur abondance et leur grande

taille évoquent déjà l'apparition du métamorphisme général qui va atteindre à son comble dans la zone des schistes lustrés.

Le Roc Tourné n'est pas moins intéressant au point de vue tectonique; comme dans beaucoup de points des régions intra-alpines, les *calcaires triasiques* apparaissent ici *emballés dans les gypses;* ces conditions de gisement avaient conduit M. Bertrand, suivi par W. Kilian, à formuler la théorie ingénieuse dite de la « gypsification des calcaires »; le Roc Tourné ne serait alors que le résidu d'un banc calcaire ayant résisté à cette gypsification. Depuis, les idées sur la tectonique des terrains salifères se sont modifiées; partout, et en particulier dans les Alpes, ces terrains apparaissent toujours dans des conditions tectoniques anormales, remontés de la profondeur suivant de grandes surfaces de dislocation, et ayant entraîné avec eux des blocs ou klippes des roches les plus diverses. Le Roc Tourné n'est qu'une de ces *klippes*. De fait, E. Raguin a découvert, plaquée contre le bord E du Roc Tourné, une mince lame de quartzites, incluse aussi dans les gypses en même temps que les calcaires, et pour laquelle il est évidemment impossible d'invoquer la « gypsification ».

c) La rive gauche de l'Arc entre Modane et Bramans.

De Modane au verrou de l'Esseillon, la vallée est très large; ce tronçon de vallée est en effet creusé dans les roches tendres de la « zone des gypses », dominée au S par les pentes boisées des schistes lustrés.

Au départ de Modane, la route circule d'ailleurs sur d'immenses *cônes de déjections;* au-dessus d'eux, on voit çà et là dans les pentes des ravinements blancs ou jaunes où gypses et cargneules sont en proie à une intense érosion. Les eaux qui y ont circulé en profondeur sont tellement chargées de minéraux dissous qu'elles cimentent presque immédiatement les masses de débris rocheux qu'elles accumulent; ainsi, lors d'une récente crue de l'un de ces torrents, on dut, pour dégager la

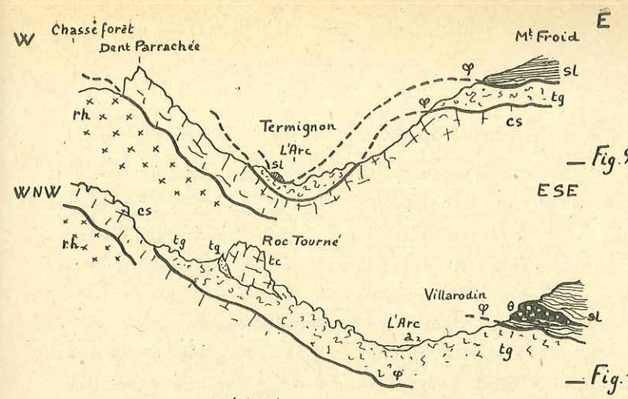


Fig. 9. — Coupe schématique W-E de la vallée de l'Arc à Termignon, montrant l'ensellement de la nappe des schistes lustrés, dont la base descend ici jusqu'au fond de la vallée.

Fig. 10. — Coupe schématique WNW-ESE montrant la klippe de calcaires triasiques du Roc Tourné emballée dans la zone des gypses.

Fig. 11. — Coupe schématique N-S du verrou de l'Esseillon.

Fig. 12. — Schéma perspectif de la rive gauche de l'Arc au voisinage de Termignon, montrant le lambeau de recouvrement de schistes lustrés du Jeu, et la superposition, sur une même verticale, du Lias à faciès métamorphique (série des schistes lustrés) au Lias briançonnais (zone des écailles mésozoïques de la Vanoise).

Fig. 13. — Profil schématique NE-SW de la rive gauche de l'Arc passant par les Evettes, et montrant le laminage du Trias entre les gneiss du Grand-Paradis et les schistes lustrés.

a² = Alluvions modernes; — Gl = Moraines d'Aussois.

Zone des schistes lustrés : sl, avec intercalations de roches vertes (θ) et de bandes de calcaires cristallins (c).

Zone des gypses : tg, avec klippes de calcaires francs triasiques (tc) et de quartzites (tq).

Zone des écailles mésozoïques de la Vanoise : cs = Calcaires et schistes (Trias-Lias?); — br = Brèches du type Télégraphe (Lias?) de l'Envers de Sollières; — tq = Quartzites triasiques de Termignon.

Massif cristallophyllien de la Vanoise : rh = Permo-houiller métamorphique.

route nationale, attaquer à la mine les coulées de blocs rocheux qui avaient été amenées à l'état meuble quelques jours auparavant; on avait là de véritables « *cargneules régénérées* »; il est probable que, dans les Alpes, certains amas chaotiques de cargneules ont une semblable origine.

En amont de ces cônes, les gypses affleurent. En face de Villarodin, on les voit surmontés par des « roches vertes » intéressantes à étudier, appartenant au complexe des schistes lustrés (fig. 10). On y reconnaît des *gabbros* à gros éléments, bien conservés, chose assez rare dans les roches vertes des Alpes; en effet, dans ces dernières, les minéraux primitifs sont généralement remplacés par des éléments de néoformation : albite, épidote, chlorite (groupe dit des prasinites); la roche, d'où le feldspath primitif a disparu, devient alors entièrement verte.

La vallée, qui s'était élargie dans les gypses, se rétrécit brusquement : c'est le *verrou de l'Esseillon* (fig. 11), déterminé par un bombement qui fait réapparaître la zone des écailles mésozoïques de la Vanoise sous la zone des gypses, dans le fond même de la vallée. La constitution de ces écailles mésozoïques est certainement complexe, mais une part importante revient ici aux calcaires triasiques « francs ». C'est à travers une barre de ces calcaires que l'Arc s'est encaissé dans un cañon très étroit, franchi par le pont du Diable. Le sommet du verrou, découpé de plusieurs encoches secondaires, porte les forts « échelonnés » de l' « Esseillon »; plus au N, l'encoche principale, plus large, comblée de moraines, constitue un excellent site d'habitat, où s'abrite le village d'Aussois.

Les calcaires francs peuvent être commodément étudiés ici sur le replat dominant le pont du Diable, un peu en dessous de la route; ils sont çà et là pseudobréchiques et comme craquelés. Les collines de la rive droite en amont du défilé semblent être constituées en partie par des calcaires et schistes du Lias, peut-être du Dogger; les anciens auteurs ont signalé là de vagues empreintes de Bivalves (Limes?).

Plus en amont encore, la vallée s'élargit de nouveau, et la route peut de nouveau redescendre vers l'Arc; c'est qu'en effet la zone des gypses rejoint ici le fond de la vallée; elle est toujours surmontée par les schistes lustrés, dont un promontoire vient même traverser l'Arc sur près d'un kilomètre.

De magnifiques *affleurements gypseux* apparaissent sur les deux rives, aux abords de la prise d'eau de l'usine d'Avrieux; en traversant l'Arc près de là sur le petit pont de la route de Bramans à Aussois, on voit sur la rive droite, emballés dans les gypses[45], des *klippes* de roches curieuses, très colorées et minéralisées par du fer oligiste et de la galène; d'après E. Raguin, ce sont là des schistes cristallophylliens identiques au *Permo-Houiller* de la Vanoise. Ces klippes ont été arrachées sans doute au substratum profond de la zone des gypses et ramenées à la surface par la remontée du Trias salifère.

Enfin les gypses prennent un développement encore bien plus considérable dans le bassin élargi de Bramans, où s'étalent de vastes cônes de déjections.

d) De Bramans a Termignon.

Au-dessus de Bramans, les gypses atteignent pour la première fois le sommet des arêtes dominant la *rive gauche* de l'Arc. Sur la Crête du Général Sarret (nouvelles cartes au 1/20.000 et au 1/50.000), éperon détaché du Mont-Froid, on aperçoit de loin les blancs entonnoirs du gypse. Depuis cette crête (2400 m.) jusqu'à l'Arc (1200 m.), la montagne est entièrement formée de gypses, dont l'épaisseur (au moins apparente) devient formidable.

Sur cette *zone des gypses*[46], ici démesurément renflée, vient

---

[45] Les gypses contiennent ici de petits cristaux de soufre.

[46] Dans ces gypses, à la cote 1522 au S de Chatel, E. Raguin a découvert une klippe de calcaires triasiques à albite accompagnés d'un lambeau de Permo-Houiller métamorphique; cette klippe semble bien appartenir au cortège du Roc Tourné et des blocs de Permo-Houiller du pont de la route de Bramans à Aussois.

la *nappe des schistes lustrés* qui, au Mont-Froid, dominent incontestablement les gypses; une preuve péremptoire de cette superposition est fournie par le petit lambeau de schistes lustrés des chalets du Jeu (découvert par Marcel Bertrand) où les gypses blancs déchiquetés de la Crête du Général Sarret sont remplacés par des prairies verdoyantes; ce lambeau, indubitablement posé sur les gypses, est ainsi un témoin avancé, isolé par l'érosion de la nappe des schistes lustrés (fig. 12).

Et cette notion d'une « nappe des schistes lustrés » va trouver une confirmation éclatante dans l'étude du substratum de la zone des gypses. Ce dernier est en effet formé par la *zone des écailles mésozoïques* de la Vanoise, laquelle, entre Bramans et Termignon, dessine trois grandes ondulations anticlinales, venant, sur la rive gauche de l'Arc, pointer successivement sous les gypses (voir pl. IX et fig. 12).

C'est d'abord le promontoire des rochers de Châtel, formé de schistes et calcschistes noirs, un peu phylliteux, paraissant liasiques ou jurassiques (?). Puis, à l'amont, c'est le petit rocher isolé dans la plaine alluviale et dominant la rive gauche de l'Arc immédiatement à l'aval de l'Envers de Sollières; on a là un magnifique affleurement de brèches calcaires du type « Télégraphe » (Lias?). C'est enfin, bien visible dans les pentes rocheuses de la rive gauche en face de Termignon, un grand anticlinal couché vers l'W, où un noyau formé par une étroite bande de quartzites est enveloppé par des calcaires et calcschistes noirs triasico-liasiques, qui remontent, au pied du Mont-Froid, jusqu'aux chalets de la Porteille, sous la zone des gypses, ici très amincie et masquée par les pâturages.

Ainsi, entre la vallée de l'Arc et les crêtes du Mont-Froid, on retrouve ici, superposées sur une même verticale, et séparées par la zone des gypses, *deux séries mésozoïques* de même âge mais de faciès bien différents : une série inférieure (celle de la zone des écailles mésozoïques de la Vanoise), relativement peu métamorphique, avec ses faciès briançonnais bien diversifiés, et une série supérieure (celle de la zone des *schistes lustrés*) où tous les étages (du Trias au Crétacé au moins) viennent se fondre dans un complexe de schistes métamorphiques.

Sur la *rive droite* de l'Arc, ces divers éléments tectoniques, subissant tous une brusque remontée axiale (fig. 9), viennent se plaquer contre le massif de schistes cristallins paléozoïques; les couches et les surfaces structurales se présentent ainsi à peu près parallèlement à la pente générale du versant; aussi, sur les immenses talus qui conduisent de l'Arc aux crêtes de la Dent Parrachée, on ne voit ni falaises régulières, ni coupes géologiques nettes; les limites de nos diverses zones affleurent très capricieusement, au gré des érosions, le long du versant. La zone des gypses et cargneules, très amincie, vient se plaquer contre la base des pentes de la Dent-Parrachée; quelques aiguilles de cargneules y émergent des forêts (ex. : « monolithe de Sardières », aiguilles au-dessus de Termignon et sur le sentier de la Vanoise). Plus haut, c'est la zone des écailles mésozoïques qui émerge, formant les hautes arêtes du massif de la Dent-Parrachée. Au-dessous, le massif paléozoïque lui-même apparaît au NW de Termignon, entaillé par la profonde vallée épigénique du Doron de la Vanoise.

Peu en amont de Termignon (paysage visible du premier lacet de la route de Lanslebourg), la couverture mésozoïque se réduit à quelques centaines de mètres de calcschistes laminés entre le socle du massif paléozoïque de Chasseforêt et la bande assez étroite de cargneules qui passe sous l'immense massif de schistes lustrés du Grand Roc Noir.

Plus au N encore, sur la rive droite des gorges du Doron, on peut apercevoir, posés sur le socle paléozoïque, les fameuses « *klippes du Pelvoz* », qui sont des témoins de la couverture mésozoïque. P. Termier a remarqué depuis longtemps qu'il y avait là contact anormal entre cette couverture et le massif primaire; car, à la base des parois de quartzites des klippes, s'intercalent des schistes et calcaires certainement plus récents que les quartzites. Ce décollement et ce froncement de la base de la couverture mésozoïque est, en Vanoise, un fait très gé-

néral; il résulte évidemment du rôle de « traîneau écraseur » joué par la nappe des schistes lustrés.

2° ZONE DES SCHISTES LUSTRÉS OU DU PIÉMONT

L'individualité des schistes lustrés est apparue de bonne heure, par rapport aux autres roches des Alpes françaises, dont ils sont fort différents, tant par leur aspect que par les formes qu'ils impriment au paysage. Point n'est besoin d'être géologue pour tracer la limite entre pays briançonnais et pays des schistes lustrés. Aux montagnes abruptes, dentelées, coupées de falaises, font suite des reliefs monotones, aux croupes arrondies, aux pentes adoucies couvertes de pâturages ou de forêts de mélèzes; seuls des pitons de roches vertes rompent çà et là l'uniformité des paysages.

Nous savons déjà que partout ce pays des schistes lustrés repose sur le pays briançonnais par l'intermédiaire d'une « *zone des gypses* », recouvrant n'importe quel terrain de la zone du Briançonnais et contenant des lambeaux de poussées de roches très diverses, arrachées à cette zone. Nous sommes arrivés ainsi à la notion d'une « *nappe des schistes lustrés* » (P. Termier et W. Kilian) [47].

C'est cette nappe dont nous avons déjà longé le front à partir de Modane; nous y entrons définitivement à Termignon; de là à Bonneval, soit pendant 25 k., nous resterons dans les schistes lustrés; puis, après avoir traversé un mince liséré de Trias différencié, nous aborderons à Bonneval un massif de *gneiss paléozoïques* (Levanna - Grand-Paradis), où se découpent de nouveau des chaînes d'aiguilles rocheuses.

---

47 Pour les régions situées au S de la Maurienne, les conceptions de ces deux géologues viennent d'être discutées, à l'aide d'arguments « ad homines », par C. Pussenot : « La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des schistes lustrés entre l'Arc et le Guil » (160 p., 4 pl. hors texte, Grenoble, 1930).

A) Série stratigraphique de la zone des schistes lustrés.

1° Schistes lustrés proprement dits.

On peut résumer d'un mot leurs principaux caractères en disant que ce sont des *calcschistes phylliteux*. Leur teneur en calcaire, aisément reconnaissable aux acides, permet presque toujours de les distinguer des schistes cristallophylliens paléozoïques; cette teneur est d'ailleurs variable : certains bancs sont de véritables calcaires phylliteux, souvent de couleur claire et d'aspect velouté; parfois, au contraire, la teneur en argile augmente et on a des roches très argileuses, très noires. Tous ces schistes sont assez riches en fer et en matières organiques, ce à quoi ils doivent leur teinte générale plutôt sombre.

Les minéraux les plus fréquents sont la calcite, le quartz, la séricite, la chlorite, l'épidote, qui sont des minéraux hydroxylés de l'épizone; d'autres minéraux, tels la biotite, la muscovite et les plagioclases appartiennent à une zone de métamorphisme plus profonde. Mais les minéraux caractéristiques de la catazone y sont toujours absents. On peut donc conclure que cette puissante série (épaisseur apparente 5.000 m.) résulte du métamorphisme général d'un épais complexe de schistes, calcschistes et calcaires marneux à faciès vaseux profond.

L'âge des schistes lustrés a été longtemps discuté; on sait qu'en Italie ils ont fourni à S. Franchi quelques Bélemnites et des Ammonites (Ariétites) très déformées. En tout cas, leur base est toujours formée par un Trias différencié; ils débutent donc avec le Trias supérieur et en tout cas avec le Lias; en certains points on y a observé des intercalations de radiolarites du Malm. Rien ne permet de préciser leur limite supérieure; P. Termier y voit une série compréhensive englobant tous les terrains depuis le Trias jusqu'au Flysch.

2° Les roches vertes des schistes lustrés.

Elles ont toutes un air de famille : ce sont les « pietre verdi » des géologues italiens, les « ophiolithes » des suisses. Elles sont le plus souvent uniquement constituées de minéraux verts, amphibole, épidote, serpentine, chlorite, olivine, albite; ces associations minérales, qui ne se rencontrent pas dans les types pétrographiques classiques, nous montrent que nous avons affaire ici à des roches éruptives transformées par un métamorphisme postérieur, le même qui a agi sur l'ensemble des schistes lustrés. De fait, on les voit parfois passer à des *diorites* ou *gabbros;* les minéraux verts que nous venons de citer sont donc de néoformation et dérivent des constituants normaux (plagioclases, amphiboles, pyroxènes) de roches provenant de la consolidation d'un magma basique, dioritique ou gabbroïque [48]. Ces roches, où l'albite est généralement le seul feldspath, appartiennent au groupe des *prasinites.*

En bordure, ces roches sont souvent parcourues par un réseau de filonnets de calcite, de serpentine, d'amiante (parfois exploitée, environs de Termignon et de Lanslebourg).

Les roches vertes forment dans les schistes lustrés des lentilles, filons, ou massifs plus ou moins importants, dont certains constituent à eux seuls de magnifiques montagnes (Pic Regaud). On admet généralement aujourd'hui que ce sont des roches de profondeur intrusives dans les schistes lustrés (filons-couches, laccolites), puis ultérieurement laminées (placolites de Steinmann) et transformées en lentilles par les plissements qui ont ainsi très notablement modifié leurs conditions de gisement originelles. E. Argand considère ces roches comme des injections simiques issues des profondeurs du géosynclinal piémontais, le long des surfaces listriques dues aux premiers efforts tangentiels.

---

[48] Nous en avons vu un bon affleurement à Villarodin.

3° Le Trias.

En Haute-Maurienne, on ne voit comme Trias différencié, entre les gneiss paléozoïques et les schistes lustrés, qu'un mince liséré (de l'ordre d'une dizaine de mètres) de *cargneules phylliteuses* aisément reconnaissables à leur couleur claire.

On sait, d'autre part, qu'en d'autres points de la zone du Piémont en Italie existe un Trias indubitable (quartzites et calcaires fossilifères), épais de plusieurs centaines de mètres. Il faut donc admettre qu'ici, autour du massif de la Levanna, ou bien le Trias est venu presque totalement se fondre, dans les gneiss d'une part, dans les schistes lustrés d'autre part, ou bien qu'il a été extrêmement laminé par un grand décollement sur la carapace des noyaux gneissiques.

4° Les noyaux gneissiques.

Ils constituent les « *massifs cristallins internes* » et s'opposent ainsi aux massifs cristallins externes ou hercyniens; aucune discordance n'est visible entre ces gneiss et leur couverture triasique et liasique. On peut penser, avec E. Argand, qu'étant encore à l'état de « matériel neuf » au moment des plissements alpins, ils ont obéi docilement à ces plissements et acquis un style souple en grands plis couchés, style qui s'oppose ainsi à la tectonique cassante des massifs hercyniens.

Ces gneiss englobent peut-être la base du Trias (quartzites?), certainement le Permo-Houiller, peut-être aussi des terrains plus anciens. Ici le métamorphisme est celui de la catazone. Nous ne décrirons pas les types pétrographiques que l'on pourrait rencontrer dans l'ensemble de ces massifs; à Bonneval, ce sont des gneiss typiques, à mica noir et grands cristaux d'orthose (gneiss œillés).

B) La nappe des schistes lustrés de Termignon à Bonneval.

C'est au départ de Termignon, dans les tranchées de la route récemment élargie au-dessus du village, que l'on pourra récolter les échantillons les plus frais de schistes lustrés.

La route s'élève ensuite pour emprunter l'encoche N, encombrée de moraines, d'un grand *verrou* qui, en amont de Termignon, barre l'entrée de la Haute-Maurienne; comme d'ordinaire, le torrent a adopté l'encoche S et y a creusé une gorge profonde, dans des schistes lustrés durs, montrant sur le verrou de beaux polis glaciaires. On entre ensuite dans le *bassin élargi de Lanslebourg.*

Là, des affleurements gypseux sur la rive gauche, calcaires sur la rive droite, se montrent sous les schistes lustrés; P. Termier le premier les a interprétés comme une *fenêtre* faisant apparaître le substratum de la nappe.

Un peu au delà on voit, dans les tranchées de la route, des alluvions très bien stratifiées, cailloutis, sables argileux, vases; elles ne peuvent avoir été déposées que dans le fond d'un *ancien lac* formé, après le retrait des glaciers, dans une dépression surcreusée, le verrou formant à l'aval un barrage qui a été peu à peu entamé par la gorge torrentielle; l'ancien remplissage alluvial du lac se retrouve maintenant sous forme de terrasses garnissant les bords de la dépression de Lanslebourg [49].

Au droit de Lanslebourg, sur la rive droite, des roches briançonnaises (calcaires et quartzites triasiques) réapparaissent dans les pentes, se prolongeant jusqu'à Bessans; là encore P. Termier propose de voir une fenêtre sous les schistes lustrés.

---

[49] Raoul Blanchard, Sur les terrasses d'obturation glaciaire (*C. R. Ac. Sc.*, 12 février 1923).

Entre Lanslebourg et Bessans, le seul point intéressant à signaler est le *col de la Madeleine;* un barrage transversal simule ici des vallums d'anciennes moraines frontales; mais tous les blocs en sont d'origine locale : il n'y a que des schistes lustrés et point de gneiss de Bonneval; c'est là, comme l'a montré P. Girardin, le reste d'un gigantesque *écroulement local,* dont la morphologie est très différente de celle des éboulis ordinaires.

En amont s'étend le large *bassin de Bessans,* bordé par des terrasses d'alluvions très étendues; deux de ces terrasses se dessinent nettement près du village, la plus élevée supportant l'église. On peut y voir les témoins des remblaiements provoqués à l'amont par le barrage des écroulements de la Madeleine.

A Bessans, et jusqu'à Bonneval, la vallée a un fond très large : on y reconnaît le profil en U des anciennes auges glaciaires, dont la forme apparaît ici avec une grande pureté, à cause de l'homogénéité de la roche : de tous côtés l'horizon est borné par les schistes lustrés. Avant d'arriver à Bonneval, quelques bosses de serpentines plus dures viennent les accidenter.

C) Bonneval et les gneiss du massif Levanna - Grand-Paradis.

Dès l'arrivée à Bonneval apparaissent, dans le bas des versants, des falaises rocheuses escarpées qui deviennent de plus en plus hautes vers l'amont. C'est le *massif gneissique* de la Levanna qui apparaît peu à peu, comme une gigantesque coupole, sous les schistes lustrés tendres, et se traduit immédiatement par des reliefs plus âpres (fig. 13).

La vallée reste ainsi dans les gneiss jusqu'aux sources de l'Arc. Mais c'est en remontant sur le versant S de la vallée principale, jusqu'au cirque des Evettes, que l'on pourra faire les observations géologiques les plus intéressantes.

Le pont sur lequel le chemin des Evettes franchit l'Arc au sortir de Bonneval fournit l'occasion d'étudier d'excellents af-

fleurements des gneiss œillés, ici polis et creusés de marmites par le torrent. La montée se fait dans ces gneiss; en face, sur la rive droite, on voit la coupole de gneiss s'ennoyer très régulièrement vers l'W sous les schistes lustrés (voir pl. XI); les bancs des gneiss participent à ce plongement et paraissent concordants avec les assises mésozoïques qui les recouvrent; entre gneiss et schistes lustrés se dessine le liséré jaune ou blanc continu des calcaires dolomitiques et cargneules triasiques; au-dessus, particulièrement dans les pentes de Méan-Martin, les schistes lustrés dessinent des stries régulières et semblent à peine ondulés; mais dans le détail, et de plus près, on y retrouverait de nombreuses charnières, couchées jusqu'à l'horizontale.

Le petit *col des Evettes* (fig. 13), donnant accès au cirque, est déterminé par le passage du liséré triasique; on y voit affleurer des cargneules peu épaisses, très métamorphiques, micacées et phylliteuses, comme les schistes lustrés eux-mêmes. On ne peut manquer d'être frappé par l'extrême réduction de ce Trias, comparée à sa puissance dans la Vanoise; on sait que d'autre part en Italie, en bordure du massif Doire-Maira, ce même Trias réapparaît au complet, constituant à lui seul des montagnes entières. Autour du massif Levanna - Grand-Paradis, l'hypothèse d'un laminage paraît assez probable; il y aurait là, comme en Vanoise, décollement entre le socle paléozoïque dur et sa couverture plus tendre. Le complexe des schistes lustrés aurait été poussé sur le massif gneissique en le rabotant.

Du col, la vue est magnifique sur le *cirque des Evettes* (voir pl. X). A l'E, c'est la région des gneiss, avec des sommets aux formes vigoureuses, tel le Grand Méan et la pyramide régulière du Séti. La limite S des gneiss atteint la crête frontière au col de Séa. Au S, les schistes lustrés donnent des massifs au profil moins individualisé; sur leurs pentes plus douces, d'immenses névés descendent en cascades jusqu'au glacier des Evettes, strié de moraines médianes; ainsi la Ciamarella et l'Albaron ferment le fond du cirque. A l'W, ce dernier est dominé par la fière pyramide du Pic Regaud (fig. 13), entièrement formé de roches vertes serpentinisées, posées sur un socle de schistes lustrés; le contact de ces deux formations est nettement visible et fournit aux alpinistes un passage facile, la « vire du Pic Regaud ». Plus près de nous, à l'Ouille du Midi, les roches vertes n'apparaissent plus qu'en grandes lentilles, formant autant de taches foncées dans les parois.

Le verrou de roches moutonnées sur lequel est construit le refuge du C. A. F. montrera, surtout dans les parois escarpées de son versant E, de magnifiques affleurements de gneiss porphyroïdes à très grands cristaux; enfin de beaux échantillons de serpentines pourront être recueillis, sous le Pic Regaud et l'Ouille du Midi, dans les moraines de rive gauche du glacier des Evettes.

III. — Histoire géologique de la région parcourue

C'est seulement à partir du *Permo-Houiller* que les observations faites au cours de notre voyage nous permettent d'assister à la préparation de la future chaîne alpine. Dans l'ensemble, les sédiments de cette époque paraissent infiniment plus puissants dans la zone interne que dans la zone externe : les paysages des montagnes houillères de la Maurienne (voir pl. VII) nous offrent une image saisissante de cette formidable accumulation de sédiments, dont, malgré de multiples plissements, la base n'apparaît nulle part.

Cette opposition est particulièrement nette pour le Permien, presque toujours absent de la zone externe, alors qu'il est très développé dans la zone interne. Ainsi, dès cette époque, l'axe futur de la chaîne alpine s'individualise par rapport à l'avant-pays comme une véritable *fosse géosynclinale,* où d'ailleurs la mer ne semble point avoir pénétré; le remplissage continental (désertique pour les sédiments rouges du Permien) étant suffisamment rapide pour l'avoir comblée au fur et à mesure de son approfondissement.

On admet généralement que le domaine de cette fosse n'a point été affecté par les plissements hercyniens[50]; les sédiments anté-houillers vont s'y comporter comme du matériel neuf; au contraire, la zone externe n'apparaît que comme un morceau de la chaîne hercynienne, englobé à titre d'*avant-pays* dans le domaine de la future chaîne alpine.

[50] Il est possible d'ailleurs que cette apparente concordance, cette absence de coupure entre Houiller et Anté-Houiller dans les zones internes soient des phénomènes secondaires, et qu'un vieux bâti hercynien préexistant ait été ici complètement effacé par la refonte géosynclinale alpine, qui aurait ainsi rénové le vieux matériel.

Avec le *Trias,* l'individualisation de la *fosse alpine* est désormais bien nette : d'abord, dans l'avant-pays, on retrouve les traces des derniers plissements hercyniens : elles sont manifestées par la discordance du Trias sur tous les terrains plus anciens; au contraire, dans la zone interne, nous avons pu constater près de Modane un passage continu du Permien au Trias.

De plus, dans les chaînes subalpines et la zone cristalline, le Trias a son type germanique réduit : là subsistaient encore des reliefs des vieilles montagnes hercyniennes : c'est ce que l'on a appelé la *chaîne « vindélicienne »,* séparant de la mer alpine le bras de mer germano-provençal du Muschelkalk, et que les mers triasiques ont à peine entamée. A l'E, dans les zones internes, on entre dans la mer alpine où, au-dessus des quartzites (sables de plages ou de dunes) s'accumulaient des épaisseurs énormes de calcaires et de schistes marins, peu profonds d'ailleurs, comme en témoignent les intercalations de gypses et cargneules lagunaires.

De fait, au *Rhétien,* prédominent sur toute la chaîne des faciès peu profonds; dans la zone externe, c'est le type *souabe,* à faune appauvrie, avec bone-beds, faciès de bordures lagunaires de mers épicontinentales; dans la zone interne, c'est au contraire le type *carpatique,* de mer normale, à Brachiopodes; au Pas du Roc, près de la limite des deux zones, nous avons pu étudier l'intrication de ces deux types.

Dès le *Lias,* un fait nouveau important apparaît; pour la première fois se différencient dans la fosse alpine de longs reliefs allongés, ou « *cordillères* » (E. Argand) (= géanticlinaux de E. Haug), émergés ou non, mais reconnaissables en tout cas aux faciès littoraux ou aux lacunes que vont y montrer tous les terrains secondaires. E. Argand a montré que ces cordil-

lères doivent être considérées comme les ébauches de certaines des grandes nappes alpines.

Dans les chaînes subalpines et la zone cristalline, tout le *Jurassique,* qu'il soit schisteux ou calcaire, est représenté par des sédiments vaseux de mer profonde : c'est le *géosynclinal dauphinois,* ou *avant-fosse alpine,* bordé à l'W par le domaine des faciès jurassiens littoraux (ex. : La Buisse, l'Echaillon). On retrouve des témoins des formations profondes de cette avant-fosse jusqu'à l'extrême limite orientale de la zone externe (Oxfordien du col Lombard). Toutefois, en certains points isolés de l'avant-fosse, se différencient localement des hauts-fonds (Lias de Laffrey, Dogger de Corenc et de La Table), tous définitivement submergés à partir de la fin du Dogger.

Dès l'entrée dans la zone du Briançonnais (s. l.), les faciès deviennent immédiatement différents. Dans le Lias s'individualisent des intercalations de faciès néritiques : calcaires à silex, calcaires coralliens, et même brèches (peut-être d'écroulements sous-marins); le Dogger, inconnu dans notre région, se montre plus au S fréquemment littoral (calcaires oolithiques, etc.); enfin nous avons décrit un Malm représenté par des types bien différents de ceux de la zone externe (calcaires de Guillestre, calcaires à lits de jaspes, etc.). Tout ce complexe de sédiments, tantôt plus profonds, tantôt plus littoraux, tantôt même lacunaires, est le cortège définissant la « *cordillère briançonnaise* » [51].

51 En utilisant les idées nouvelles apportées récemment par H. SCHOELLER, on peut tenter d'analyser de plus près les détails de structure de cette cordillère briançonnaise. Pour ce géologue, l'axe le plus saillant de cette cordillère correspondrait à la zone du Flysch ou de l'Embrunais, où, d'après lui, le Lias, quand il est représenté, est entièrement néritique; on aurait là une première cordillère « embrunaise ». Puis vient, en Tarentaise, une première fosse géosynclinale, où un Lias schisteux a été transformé par le métamorphisme : ce sont les schistes lustrés du Versoyen, près Bourg-Saint-Maurice. Le Lias encore très schisteux du Pas du Roc (zone du Galibier) correspond peut-être au prolongement S, ici non affecté par le métamorphisme, de cette première fosse alpine, d'où seraient sorties les nappes de fond simploniques. Enfin, le Lias très néritique du pays de Briasçon, enveloppe de la zone houillère (donc non conservé en Maurienne), redevient plus néritique, et représente la cordillère briançonnaise proprement dite, embryon de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Quant au Lias un peu plus profond de la Vanoise et de l'E de Briançon (Chaberton), avec ses puissants calcschistes (Grande-Casse), il correspond au bord occidental de la grande fosse alpine des schistes lustrés, qui a donné plus tard naissance à la nappe de fond du Mont-Rose.

De fait, plus à l'E, dans la zone des schistes lustrés, on retrouve un Jurassique profond, qui devait être primitivement analogue à celui du géosynclinal dauphinois, mais qui a été, depuis, métamorphisé : c'est le *géosynclinal piémontais,* ou *grande fosse alpine.*

Au *Crétacé,* l'histoire des zones internes est encore trop insuffisamment connue. Mentionnons seulement que la transgressivité des marbres en plaquettes, reconnue aux environs de Briançon, prouve que les *cordillères* continuent à jouer; tandis que, dans la *grande fosse alpine,* des sédiments profonds se retrouvent englobés dans la série des schistes lustrés. Dans la zone externe, les influences jurassiennes, avec leurs faciès littoraux et leurs lacunes, empiètent plus ou moins sur l'*avant-fosse alpine,* réduite à la « fosse vocontienne »; de véritables plissements, anté-sénoniens, s'y produisent dans les régions occidentales.

Le début du *Tertiaire* pose dans toutes les Alpes un problème très énigmatique : nulle part on n'y connaît d'Eocène inférieur marin. Où était la mer alpine à cette époque? Beaucoup admettent qu'elle était réfugiée dans la zone des schistes lustrés, dont le sommet serait éocène inférieur.

Par contre, nos observations nous fournissent des points de repère précis pour le *Lutétien;* nous l'avons vu marin et littoral à Montricher, dans la zone du Flysch; de fait, partout dans la zone du Briançonnais (s. l.) le Lutétien est *transgressif;* cette transgression, qui dans le N a atteint les chaînes subalpines (Bauges), ne s'est étendue ni dans la Chartreuse ni dans le Vercors; là, et plus à l'W encore dans toute la vallée du Rhône, l'Eocène est représenté par le faciès uniquement continental des sables et argiles bigarrés.

A l'*Eocène supérieur*, le remplissage de la grande fosse alpine s'achève par une puissante accumulation de dépôts marins, schisteux ou gréseux : c'est le *Flysch*, qui ferme la série de la sédimentation alpine.

De l'*Oligocène* date en effet la mise en place des grandes nappes; nous avons vu que certaines de celles-ci s'étaient déjà mises en mouvement depuis longtemps, dès le Lias, où elles dessinaient déjà des « cordillères », dont chacune peut être considérée comme un front de nappe en marche. Ces « *nappes de front* », qui ont ainsi échappé à la descente dans les fonds géosynclinaux, ne sont que peu affectées par le métamorphisme, au moins dans leur région axiale : ce sont la nappe du Flysch (ou de l'Embrunais), où nous n'avons pas observé la moindre trace de métamorphisme, et la nappe du Grand-Saint-Bernard (= zone du Briançonnais s. str.), ou même le Paléozoïque de la Vanoise ne nous a pas montré de vrais gneiss.

Au contraire, plus tardivement, le contenu même des fosses géosynclinales qui séparaient les cordillères a été, lui aussi, replissé et expulsé en « *nappes de fond* » (nappes simploniques et nappes du Mont-Rose); leurs sédiments sont entièrement métamorphiques; leurs enveloppes mésozoïques sont devenues les schistes lustrés, et leurs noyaux paléozoïques, qui, avant le plissement, étaient descendus encore plus bas dans les géosynclinaux, sont devenus de véritables gneiss (massif de la Levanna).

Pendant que la chaîne alpine surgissait ainsi à l'*Oligocène*, la mer était rejetée à l'extérieur de la chaîne; près de Grenoble (Chartreuse et Vercors), nous n'en avons vu que les lagunes bordières; mais un véritable bras de mer devait passer par-dessus la chaîne de Belledonne, car on en retrouve des jalons, sous forme de couches oligocènes marines fossilifères, d'une part au N, dans les Bauges, d'autre part au S, dans le Gapençais.

Une régression générale souligne la fin de l'Oligocène (couches à *Helix Ramondi* des environs de Grenoble). Puis, quand

la mer *miocène* revient, elle ne recouvre plus que les chaînes subalpines; dans les zones plus internes, le Miocène est totalement inconnu; mais les faciès très littoraux qu'il prend aux environs de Grenoble montrent que la mer n'a guère dû dépasser vers l'E le bord interne des chaînes subalpines.

Ainsi, au Miocène, l'emplacement actuel de ces chaînes était encore occupé par un bras de mer, dont le comblement s'achève avec les conglomérats entièrement continentaux du Pontien. C'est de la fin du Miocène que datent les plissements qui ont donné aux chaînes subalpines leur structure actuelle.

IV. — Interprétation des coupes étudiées par rapport à la structure de l'ensemble des Alpes

Les descriptions précédentes ont été purement objectives; les faits observés sont traduits, dans la coupe pl. II, fig. 1, par la partie du dessin située au-dessus de la ligne qui figure le fond de la vallée.

Le reste du dessin de cette coupe, soit en profondeur, soit « en l'air », est évidemment affaire d'interprétation théorique : comment peut-on être conduit à une telle interprétation?

Il serait évidemment absurde de vouloir reconstruire la structure entière de la chaîne alpine à l'aide d'une seule coupe transversale, celle de la Maurienne. Si nous avions pu représenter ici toute une série d'autres coupes, relevées plus au N et plus au S, nous y aurions retrouvé les mêmes unités structurales que dans la nôtre. Une interprétation satisfaisante pour l'esprit doit tenir compte à la fois de toutes ces coupes, y retrouver les mêmes unités avec la même allure, bref aboutir à un schéma d'ensemble aussi simple et aussi clair que possible, sous la seule condition de ne comporter aucune contradiction; nous conviendrons alors de dire que notre interprétation sera « vraie ».

C'est à un travail de ce genre que s'est livré E. Argand; on sait avec quel succès, et à quelle magnifique synthèse il a abouti. La fig. 1, pl. II, ne fait pas autre chose que reproduire son interprétation; néanmoins, il n'est pas inutile de chercher à suivre en détail la signification que doivent prendre, dans les

synthèses d'E. Argand, les diverses zones structurales que nous avons été amenés à distinguer.

Une première remarque frappe : nous avons pu décrire la structure des Alpes de Maurienne en employant toujours le mot de « *zones* », alors que, dans les synthèses de l'ensemble de la chaîne, il n'est question que d'une suite de *nappes*. Remarquons d'abord que toutes nos « zones », séparées par des surfaces de chevauchement fortement plongeantes vers l'intérieur des Alpes, apparaissent tout au moins comme des écailles isoclinales; pour les transformer en « nappes », il suffit d'admettre que le chevauchement se prolonge fort loin en profondeur, et que, par exemple, un immense sondage fait sous la zone des schistes lustrés traverserait successivement les « racines » des zones plus externes : Briançonnais, Galibier, Flysch. De fait, quand on parcourt les Alpes, au N de la Maurienne, on voit, par suite d'une élévation générale des axes tectoniques longitudinaux, les unités inférieures apparaître en certains points sous les autres. La part d'hypothèse que comporte notre dessin consiste seulement, et il ne faut pas l'oublier, à admettre que tous les éléments structuraux qui, à une certaine latitude, se montrent superposés, doivent se prolonger dans le sens de la chaîne, avec la même importance relative et la même succession.

Ainsi, pour prendre un exemple précis, il est certain que, si nous ne connaissions que les Alpes françaises, nous aurions continué à décrire la zone du Briançonnais comme un éventail enraciné sur place, ou tout au moins à peine refoulé vers l'W; figurer cette zone comme une grande nappe, à chevauchement lointain, et affectée de plis superficiels en retour, c'est faire évidemment une hypothèse.

Des arguments en faveur d'une telle hypothèse peuvent d'ailleurs se déduire des coupes transversales observées dans nos Alpes au S de la Maurienne. C'est ainsi que dans la vallée de la Durance, la zone du Flysch, qui n'apparaît en Maurienne que comme une « zone », déborde ici largement sur son avant-

pays : elle se caractérise nettement comme une nappe, la nappe de l'Embrunais, et fut décrite comme telle avant même que les grandes synthèses des Alpes eussent été formulées.

Quant à la notion de la « nappe des schistes lustrés », elle a une tout autre histoire. Elle n'apparaît point dans la nomenclature classique des nappes alpines, et sa signification pose un problème dont il conviendra de dire quelques mots.

Ceci nous amène ainsi à préciser le prolongement vers le N de nos diverses zones tectoniques :

1° Zone subalpine.

Elle représente au premier abord le prolongement vers le S des *nappes helvétiques* suisses; de fait, nous y avons décrit des dislocations (pli couché du Moucherotte, pli refoulé du Néron, plis-failles des Bauges) qui rappellent, peut-être avec moins de netteté et moins d'amplitude, la structure des nappes helvétiques.

Mais il nous paraît illusoire de vouloir raccorder directement ces divers accidents avec les trois nappes helvétiques classiques. En effet, nous avons été frappés du fait que tous ces accidents sont recoupés obliquement par le bord subalpin; ils se relaient successivement, de sorte que, du N vers le S, on ne retrouve, dans les chaînes subalpines, que des unités tectoniques de plus en plus externes.

Ainsi, au lieu d'apparaître comme des cylindres bien réglés se poursuivant tout au long de la chaîne, les plis subalpins ressemblent ici plutôt à des vagues successives, déferlant les unes après les autres et se succédant en festons discontinus.

2° Zone cristalline.

L'érosion nous fait pénétrer dans le domaine des racines profondes, et d'une même zone de racines ont pu sortir, comme autant de festons successifs, une série de plis couchés qui, dans

les zones plus externes (superficielles) conservent chacun leur individualité distincte.

Ceci rend particulièrement difficiles toutes les tentatives de raccords. Ainsi, lorsqu'on cherche à prolonger vers le S le *synclinal de Chamonix,* deux hypothèses sont possibles : P. Lory pense retrouver ce synclinal dans la longue zone de racines qui sépare ses « rameaux interne et externe » de Belledonne; mais on peut aussi, conformément aux idées classiques, admettre que le synclinal de Chamonix vient passer à l'E du Beaufortin, pour se continuer par le synclinal de La Chambre. Peut-être cette deuxième hypothèse est-elle plus conforme à l'obliquité, que nous venons de constater, des accidents subalpins par rapport à l'alignement général des bandes cristallines. Le Rocheray apparaît alors dans une situation tectonique analogue à celle du Mont-Blanc. Quant aux écailles granitiques de l'Echaillon de Saint-Jean-de-Maurienne, elles pourraient être comparées aux lames cristallines du Mont Chétif et du Val Ferret suisse.

3° Zones internes.

Un bon point de repère est formé ici par la *zone houillère pennine* des géologues suisses. On peut admettre qu'elle se prolonge vers le S par notre zone houillère de Maurienne. Dès lors, la *zone Sion - Val Ferret* devient l'homologue de nos zones du Flysch et du Galibier. Il faut d'ailleurs reconnaître que cette zone Sion-Val Ferret est encore assez incomplètement connue; il serait très intéressant d'y rechercher les éléments structuraux et surtout les faciès connus en France dans les zones du Flysch et du Galibier.

Quant aux prolongements des *nappes simploniques,* c'est là un problème qui pose avant tout la question du rapport de ces nappes avec la zone de Sion; elles représentent probablement les noyaux anticlinaux d'une partie de cette zone. L'apparition des schistes lustrés du Versoyen (et de ceux de la zone de Sion)

montre combien ce problème est compliqué, puisque, en arrière de cette bande déjà métamorphique, le houiller briançonnais et sa couverture ont échappé au métamorphisme; peut-être pourrait-on admettre que là, vers le N, se différencie une première petite fosse alpine, séparée de l'avant-fosse dauphinoise par une cordillère « embrunaise » (voir plus haut), occupant l'emplacement de la zone du Flysch (H. Schoeller) et séparée aussi de la grande fosse alpine piémontaise par la cordillère briançonnaise, et c'est du fond de cette première fosse alpine qu'auraient surgi les nappes de fond simploniques.

Arrivons maintenant aux éléments tectoniques situés à l'intérieur de la zone houillère pennine. En Suisse, on admet, sur le versant S du Valais, un passage progressif entre ce Houiller normal et les schistes cristallins (dits de Casanna) de la nappe du Saint-Bernard; aussi tout ce complexe, métamorphique ou non, est-il réuni dans une unique *nappe du Saint-Bernard.* Nous retrouvons en Maurienne les mêmes faits; là aussi nous avons admis que le Houiller normal de la zone houillère passe progressivement aux schistes cristallins de la Vanoise, le tout constituant ainsi un seul et même ensemble tectonique, la *zone du Briançonnais (s. str.),* dès lors homologue à la nappe du Saint-Bernard. Mais en Maurienne, le métamorphisme y est moins accentué, la couverture mésozoïque est restée mieux différenciée, et le type « schistes lustrés » n'apparaît pas encore.

Enfin, vers l'E, un dernier point de repère est formé par le noyau gneissique Levanna - Grand-Paradis. On s'accorde à y voir une réapparition de la *nappe du Mont-Rose,* en une carapace dont le substratum (hypothétique) est ici absolument inconnu.

Donc la *nappe des schistes lustrés,* comprise entre le massif de la Levanna et la zone de la Vanoise, se montre équivalente au remplissage synclinal de schistes lustrés séparant en Suisse les deux nappes du Mont Rose et du Saint-Bernard; autrement dit, le pays de schistes lustrés que nous avons traversé entre Termignon et Bonneval est l'homologue exact du grand bassin

de schistes lustrés de Zermatt; mais il y manque le Cervin et la Dent-Blanche, que nous devrions dès lors rechercher au-dessus des schistes lustrés de la Haute-Maurienne.

De fait, E. Raguin et F. Hermann ont découvert récemment, dans les schistes lustrés de l'Iseran (N de Bonneval) et de la vallée d'Avérole (SE de Bessans), de minuscules lames anticlinales de gneiss dans lesquelles ils proposent de voir des lambeaux de la *nappe de la Dent-Blanche,* ou, si l'on veut, de petits Cervins (voir la pl. I) [52].

On voit dès lors comment se pose le problème du prolongement en Suisse de la nappe des schistes lustrés. La surface de discontinuité que nous avons décrite en Maurienne à la base de cette nappe, et qui permit à P. Termier et W. Kilian de la définir, ne peut se prolonger en Suisse que dans le remplissage synclinal séparant les noyaux anticlinaux du Saint-Bernard et du Mont Rose, ou mieux encore, dans l'enveloppe mésozoïque commune aux nappes du Saint-Bernard, du Mont Rose, de la Dent-Blanche; elle ne peut donc pas se traduire dans la nomenclature d'E. Argand et M. Lugeon, où seuls les noyaux anticlinaux sont individualisés. Aussi serait-il inexact de vouloir assimiler la nappe des schistes lustrés à la nappe de la Dent-Blanche.

Quant à l'apparition, dans le Mésozoïque, du faciès schistes lustrés, elle se fait brusquement en Maurienne, car elle coïncide avec une grande ligne de chevauchement, lequel masque les termes de passage. Au contraire, en Suisse, ce passage serait progressif (E. Wegmann) et se ferait sur le dos de la partie frontale de la nappe du Saint-Bernard (zone des calcaires de

---

52 Et les plis en retour, déversés vers l'E, de la partie orientale de l' « éventail briançonnais » (et du synclinal du col de Chavière) pourraient avoir été provoqués par des encapuchonnements de la nappe de la Dent-Blanche, encapuchonnements enlevés par l'érosion en Maurienne, mais dont le lambeau de recouvrement du Mont Jovet, plus au N, serait un témoin. De même, on sait que, plus au S (col de la Roue et région de Briançon), le front de la nappe des schistes lustrés montre aussi des encapuchonnements très nets.

Pontis et du bas Val d'Hérens, où se retrouve un Mésozoïque analogue à celui de la Vanoise).

Le tableau suivant résume ces homologies :

Chaînes subalpines.	.....	Nappes helvétiques.
Zone cristalline	Belledonne	Aiguilles-Rouges.
	Rocheray	Mont-Blanc.
	Écailles de l'Echaillon	Mont-Chétif.
Zone du Flysch ..... / Zone du Galibier	....	Zone Sion-Val Ferret; noyaux anticlinaux = nappes simploniques (I, II et III).
Zone houillère ..... / Zone de la Vanoise ..	.....	Nappe du Saint-Bernard (IV).
Zone du Piémont ...	Nappe des schistes lustrés.	Enveloppes synclinales des 3 nappes pennines.
	Gneiss de la Levanna.....	Nappe du Mont-Rose (V).

Principaux ouvrages à consulter

— Mémoires :

On trouvera une liste complète de toutes les publications géologiques concernant les Alpes françaises jusqu'en 1922 dans l'ouvrage suivant :

W. KILIAN et O. NICAUD. — Répertoire de la bibiographie géologique du Sud-Est de la France (Alpes françaises et Provence) (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. XII, fasc. 3, 1919-1922, et t. XIII, fasc. 1, 1923).

Pour l'ensemble de la région parcourue, de brèves indications générales sont contenues dans :

W. KILIAN. — Aperçu sommaire de la Géologie, de l'Orographie et de l'Hydrographie des Alpes dauphinoises (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. IX, fasc. 1, 1908-1909; réédité dans *Ann. Univ. Grenoble*, 1919).

Une description détaillée de la cluse de l'Isère et du Vercors, avec nombreuses listes de fossiles, a été donnée dans :

W. KILIAN et H. MATTE. — Documents pour servir à la description géologique des Alpes delphino-savoisiennes (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. VI, fasc. 1, 1901-1902).

Tous les faits géologiques relatifs au massif de la Chartreuse ont été réunis et synthétisés dans :

JAMES M. W. NASH. — De Geologie der Grande Chartreuseketens (Delft, 1926).

Pour les environs de Saint-Jean-de-Maurienne, et plus généralement pour la zone alpine interne, on consultera :

W. KILIAN et J. RÉVIL. — Etudes géologiques dans les Alpes occidentales, t. I, II, III (*Mém. Serv. Carte Géol. France*, 1904, 1908, 1917), et plus spécialement le t. I.

Les travaux récents sur la Haute-Maurienne et la Vanoise sont résumés dans :

M. GIGNOUX. — Les problèmes géologiques de la région Vanoise - Mont-Pourri (Savoie) (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. XV, fasc. 1, 1929).

Enfin une synthèse stratigraphique, très à jour, de la zone interne des Alpes occidentales se trouve dans :

E. Haug. — Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales (*Bull. Soc. Géol. France*, 4e série, XXV, 1925, p. 97).

— Cartes géologiques et topographiques :

Carte géologique de la France au 1/80.000e, feuilles Vizille, Grenoble, Chambéry, Albertville, Saint-Jean-de-Maurienne, Bonneval.

Carte géologique au 1/200.000e de la Savoie et des régions limitrophes, par L. Moret (Chambéry, Librairie Dardel), et Notice explicative (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. XV, fasc. 1, 1929).

Nouvelles cartes topographiques du Service Géographique de l'Armée au 1/20.000e en couleurs pour les environs de Grenoble, et au 1/50.000e en couleurs pour la Haute-Maurienne.

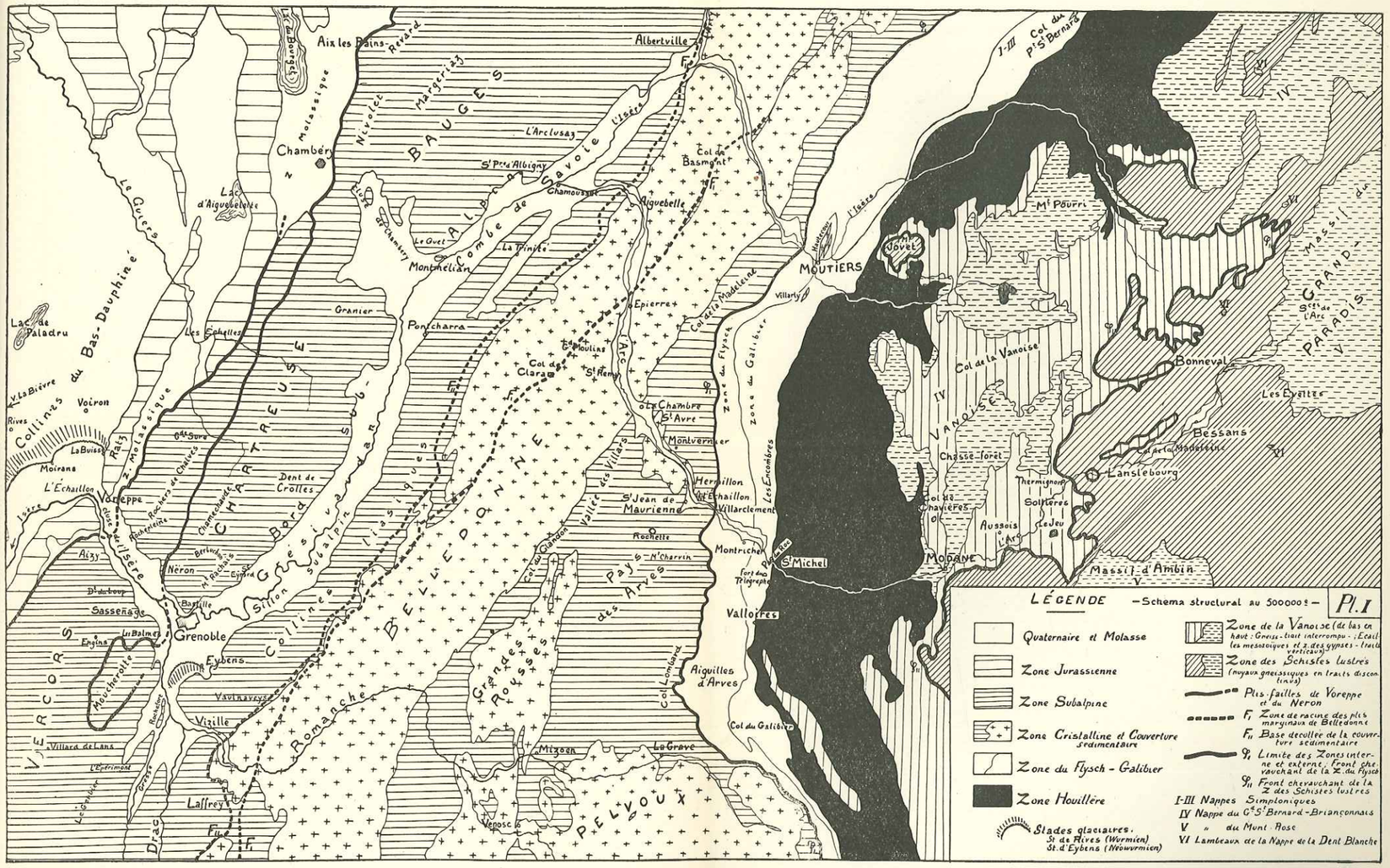
jour, de la zone

des Alpes occiden-
p. 97).

, Grenoble, Cham-

limitrophes, par
ntive (*Trav. Lab.*

de l'Armée au
et au 1/50.000e en


Aix les Bains
Albertville
Chambéry
MOUTIERS
Bonneval
Grenoble
Vizille
Laffrey
Mizoen
Pelvoux
Aiguilles d'Arves
Vallorcine
St Michel
Modane
Lanslebourg
Bessans
Lac de Paladru
Lac d'Aiguebelette
Lac de Bourget
Col du Galibier
Col du Mt Cenis
Col de la Vanoise
Col de Chaviéres
Col du Basmont
Col de la Madeleine
Col du Clapier
Col du Lautaret
Col du Lauzet
Col du Chardon
Col du Lombard
Col du Mt Cenis
Mt Pourri
Grand Mt de Parédis
Les Evettes
Massif d'Ambin
Aussois
Sollières
Thermignon
Les Jeux
Villarlurin
Villarlebert
Montricher
Hermillon
St Jean de Maurienne
St Rémy
Epierre
Montvernier
Le Chambon
St Avre
Pontcharra
Granier
Les Echelles
Voiron
Rives
La Buisse
Moirans
L'Echaillon
Voreppe
Aizy
Sassenage
Eybens
Vaulnaveys
Le Gua
Villard de Lans
L'Eperimont
Mayres Savel
Mt Aiguille
Col de Menée
Col de Prémol
Col de Porte
Col de Grimone
Col de Marcieu
Col de Vence
Col de Romeyère
Col de Rousset
Col de Toutes Aures
Col de Bayard
Col de Cabre
Col de Festre
Col de Fau
Col de Noyer
Col de Perty
Col de Manse
Col de Motte Chevalier

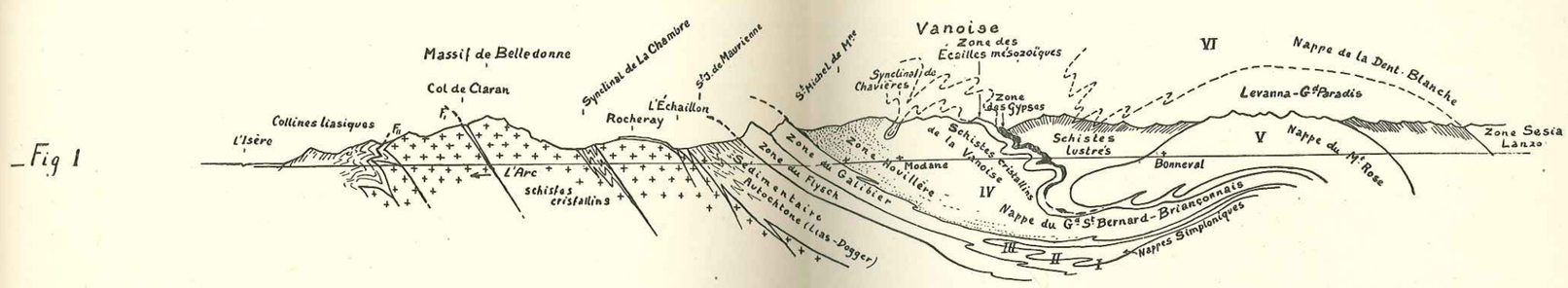
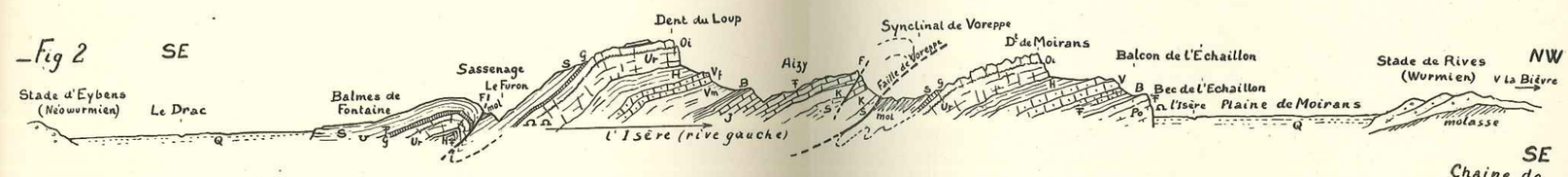


_Fig 1



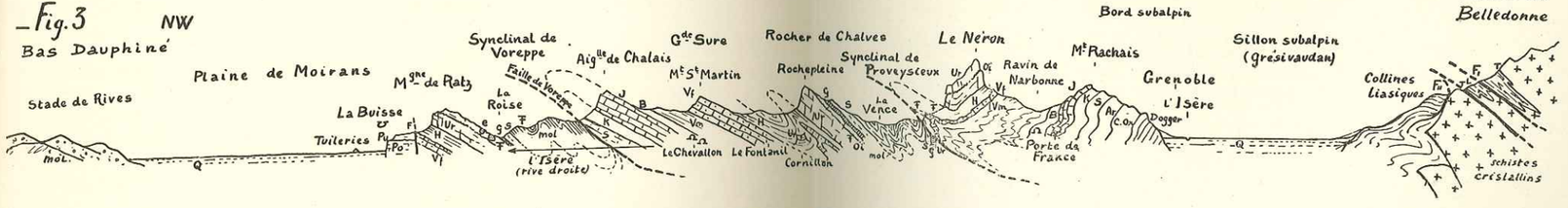


PLANCHE II.

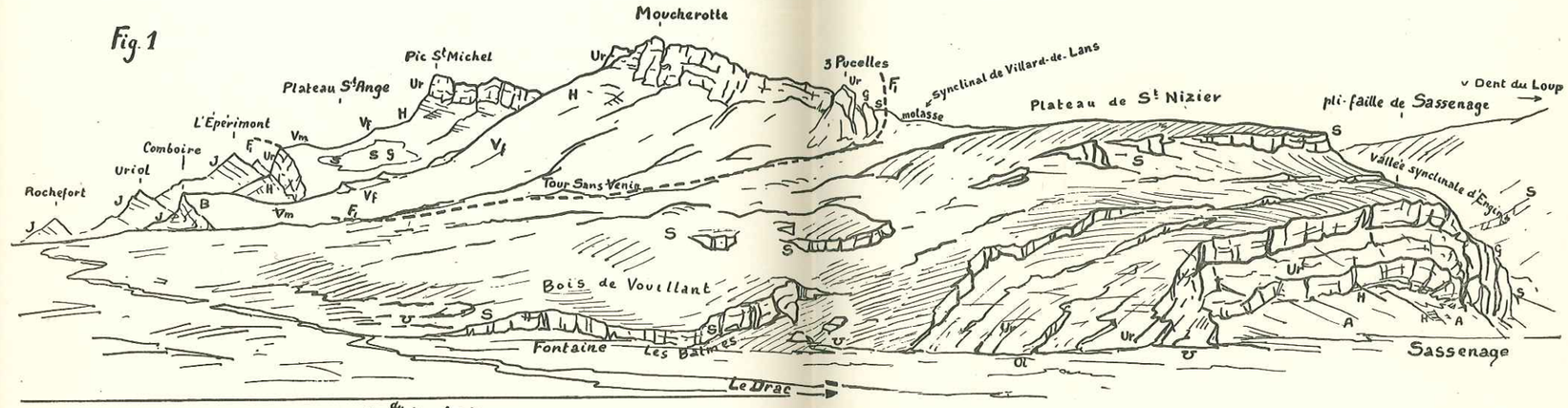
Fig. 1. — Coupe schématique de la Maurienne le long de la vallée de l'Arc (interprétation inspirée de E. ARGAND et P. TERMIER).

Fig. 2. — Coupe transversale de la rive gauche de la cluse de l'Isère entre Grenoble et Voreppe, d'après Ch. LORY et W. KILIAN.

Fig. 3. — Même coupe, rive droite (d'après Ch. LORY, W. KILIAN et des observations nouvelles).

Légende des fig. 2 et 3 :

Q = Quaternaire de la plaine ; — mol = Mollasse miocène ; — e = Sables et argiles bigarrés éocènes ; — S = Calcaires sénoniens ; — G = Lumachelle du Gault ; — Ur = Calcaires urgoniens, avec couche à Orbitolines (Oi) ; — H = Marno-calcaires hauteriviens ; — Vf = Valanginien supérieur (calcaire du Fontanil) ; — Vm = Marnes valanginiennes ; — B = Calcaires marneux (couches à ciment) du Berriasien ; — Pu = Purbeckien de La Buisse ; — Po = Portlandien corallien de l'Echaillon et de La Buisse ; — J = Portlandien à faciès tithonique ; — K = Calcaires kimeridgiens ; — S = Calcaires séquaniens ; — Ar = Calcaires marneux argoviens (Rauracien) ; — C. Ox = Marnes du Callovo-Oxfordien ; — L = Calcaires et schistes noirs du Lias ; — T = Trias.



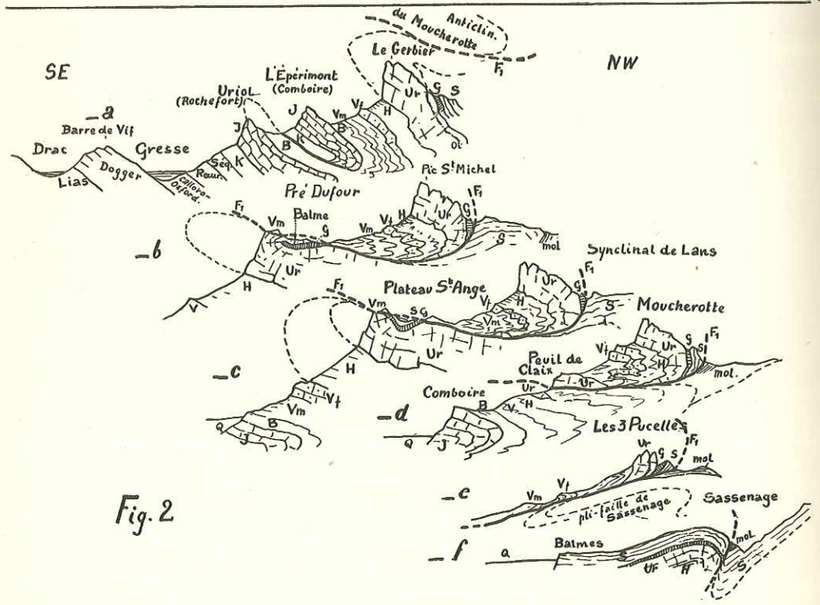


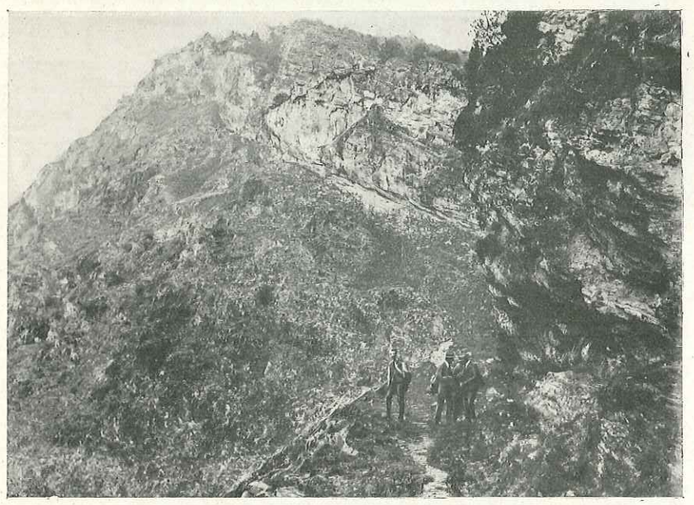
Fig. 2

PLANCHE III.

Fig. 1. — Croquis montrant le pli de Sassenage (rive gauche de l'Isère) recouvert par le pli couché du Moucherotte (rive gauche du Drac) ; vue prise près de l'ermitage du Néron, rive droite de l'Isère.

Fig. 2. — Série de coupes successives S-N dans le massif du Moucherotte (d'après les travaux de J. BRETON, P. CORBIN, W. KILIAN, P. LORY et quelques observations nouvelles).

A = Eboulis ; — Q = Quaternaire de la plaine ; — mol = Mollasse miocène ; — S = Calcaires sénoniens ; — G = Lumachelle du Gault ; — Ur = Calcaires urgoniens (avec couches à Orbitolines, Oi) ; — H = Calcaires marneux hauteriviens ; — Vf = Calcaires du Fontanil (Valanginien sup.) ; — Vm = Marnes valanginiennes ; — B = Berriasien (couches à ciment) ; — J = Portlandien à faciès tithonique ; — K = Calcaires kimeridgiens ; — S = Calcaires séquaniens ; — R = Calcaires marneux rauraciens ; — Co = Marnes du Callovo-Oxfordien ; — F^1 = Surface de base du pli-couché du Moucherotte.



Clichés M. G.

Pl. IV. — La vallée de l'Arc a travers le massif cristallin du Rocheray.

En haut : vue prise vers l'amont, près de la chapelle de Montvernier. A gauche, les aiguilles rocheuses correspondent à peu près au sommet de la falaise cristalline. En bas, village de Pontamafrey ; derrière le coude de l'Arc, promontoire de l'Echaillon ; au milieu et tout au fond, le Crey du Quart (Houiller).

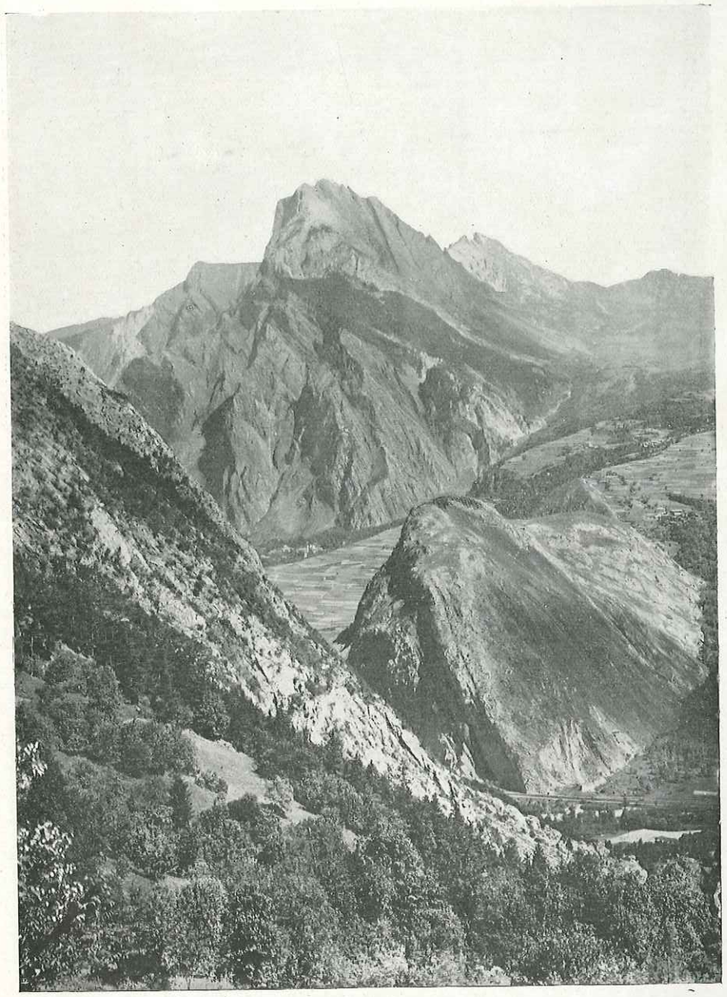
En bas : la discordance hercynienne au-dessous de la chapelle de Montvernier (vue prise vers l'aval). La corniche de calcaires triasiques sur le cristallin redressé du Rocheray.

PL. V. — LE BASSIN DE SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE VU DU CHATEL.

Cliché M. G.

A gauche : verrou moutonné de la tour et de l'église de Notre-Dame du Châtel (extrémité amont du massif cristallin du Rocheray). Derrière la tour, falaise régulière de Lias calcaire; à droite, l'extrémité de cette falaise domine le promontoire cristallin de l'Echaillon.

A droite : éboulis descendant de l'extrémité amont, rive gauche, du massif cristallin du Rocheray et arrivant jusqu'au pont d'Hermillon. Grand cône de déjections de Saint-Jean-de-Maurienne. Derrière la ville, au pied de la montagne, taches blanches des carrières de gypses triasiques de la basse vallée de l'Arvan. Au-dessus, falaises de Lias calcaire et Lias schisteux; le Flysch forme la partie supérieure de la falaise la plus élevée et il constitue les hautes crêtes qui, par la Grande-Chible et l'Aiguille de l'Epaisseur, conduisent aux trois Aiguilles d'Arves (3514 m.) se profilant dans la verticale du pont d'Hermillon.

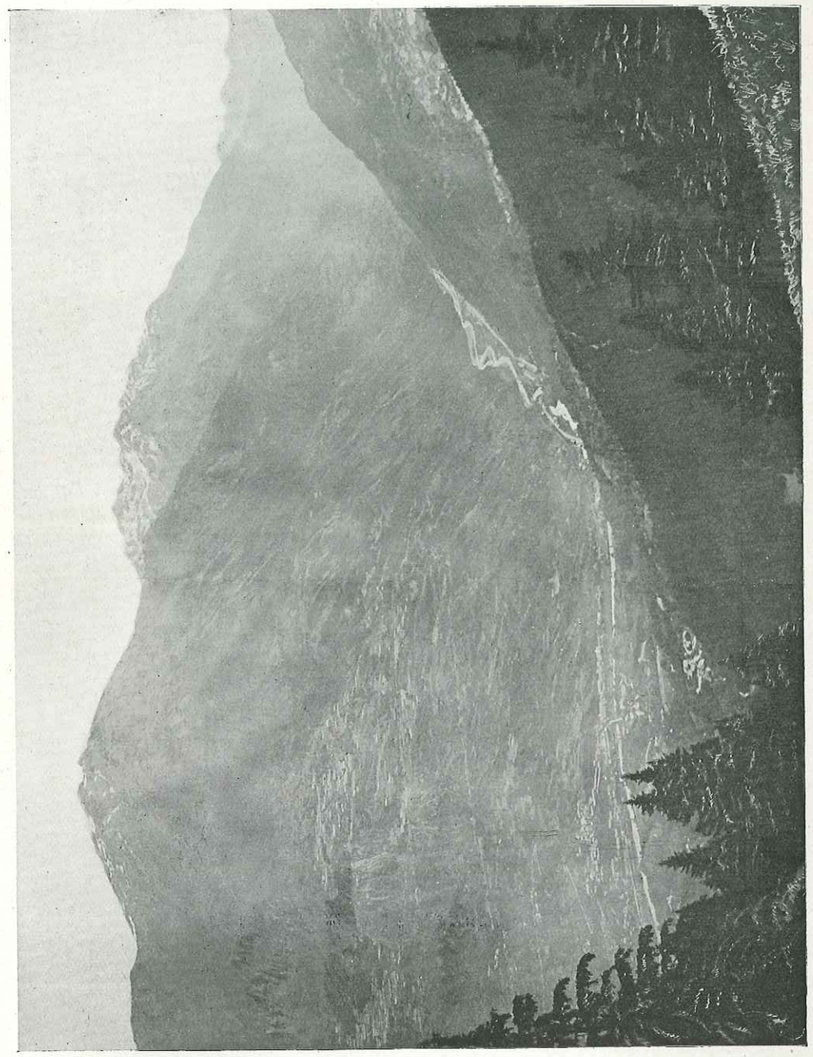


Cliché M. G.

PL. VI. — MASSIF DU PERRON DES ENCOMBRES ET DÉFILÉ DE L'ARC AU PAS DU ROC.

Vue prise de la route de Saint-Michel-de-Maurienne au Fort du Télégraphe.

Au premier plan, à gauche, bancs de calcaires et brèches liasiques descendant du Fort du Télégraphe et se prolongeant sur la rive droite de l'Arc par le rocher du Pas du Roc. A droite de ce rocher, la partie plus claire correspond à la zone des gypses; cette dernière, dans laquelle est creusée l'encoche du verrou près du hameau de Portes, se prolonge jusque dans la région du col des Encombres, au fond et à droite de la photographie. A gauche de ce dernier, Grand-Perron des Encombres, point culminant du massif; en avant, et au milieu de la photographie, masse rocheuse de la Croix des Têtes dominant des ravins de Lias (voir fig. 5 *bis* et 6).



Cliché M. G.

PL. VII. — LA VALLÉE DE L'ARC DANS LA ZONE HOUILLÈRE.

Vue prise de la route de Saint-Michel-de-Maurienne au Fort du Télégraphe.

Depuis Saint-Michel (712 m.), dans le bas, jusqu'au Mont Brequin (3191 m.), à gauche, et au massif de Péclet-Polset, à droite (3582-3530 m.), tout est formé entièrement par les schistes et grès du Houiller productif (Westphalien-Stéphanien).

PL. VIII. — EXTRÉMITÉ SW DU MASSIF DE LA VANOISE. *Cliché M. G.*

Vue prise de l'ancienne caserne du Replat (rive gauche de l'Arc, au-dessus de la gare de Modane).
Cette photographie montre la structure du synclinal de Polset (v. fig. 8, p. 92).

A gauche, massif cristallophyllien permo-houiller du Fort du Replaton.

A droite, et au fond, les crêtes dentelées du Rateau d'Aussois et de l'Aiguille Doran (au milieu de la photographie) sont de nouveau formées par du Permo-Houiller métamorphique plongeant vers l'W. Dans le bas du vallon de Polset, cargneules et quartzites (éboulis blancs) du flanc E du synclinal; le sommet arrondi, visible au fond, à gauche, est le point 2682 (v. p. 93).

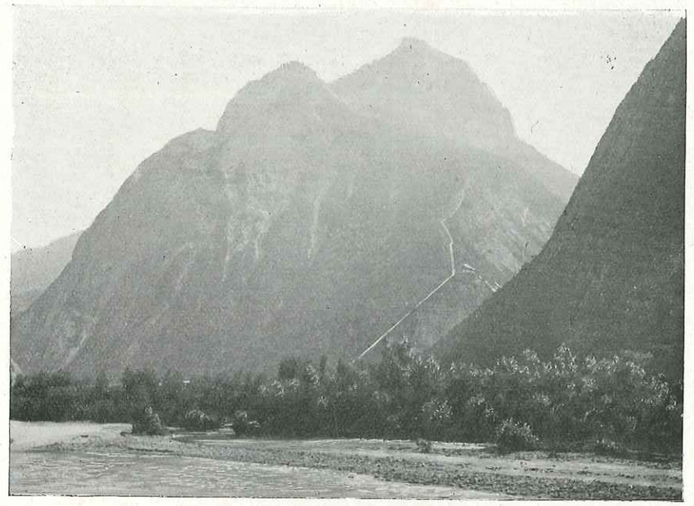
PL. IX. — LA VALLÉE DE L'ARC, VUE PRISE DE SOLLIÈRES VERS L'AVAL. *Cliché M. G.*

Très élargie, cette vallée est creusée ici dans la zone des gypses que l'on voit affleurer sous forme de taches blanches, rive gauche de l'Arc (en bas et à gauche de la photographie), et dans les pentes boisées qui, plus en aval, dominent le large bassin de Bramans. De dessous ces gypses pointent les brèches du rocher de l'Envers de Sollières isolé au milieu de la vallée et les dalles de calcschistes (Lias) du rocher du Châtel (v. fig. 12, p. 97).
A droite, clocher de Sardière; dans le fond, montagne de schistes lustrés (massif de l'Aiguille de Scolette).

Cliché M. G.

Pl. X. — Le cirque des Evettes vu du Refuge du C. A. F.

Au premier plan, polis glaciaires dans les gneiss du massif de la Levanna. Dans le fond, montagnes de schistes lustrés; à gauche, Ciamarella; à droite, Albaron, à demi masqué par le piton de roches vertes du Pic Regaud.



Clichés M. G.

PL. XI. — *En haut :* LA VALLÉE DE L'ARC A BONNEVAL.

Vue prise vers l'aval, en montant aux Evettes.
Au premier plan, sur les deux rives de l'Arc, gneiss du massif de la Levanna s'ennoyant sous les schistes lustrés qui constituent les montagnes de l'arrière-plan (massif de Méan-Martin).

En bas : LE FORT DU TÉLÉGRAPHE.

Vue prise de la passerelle sur l'Arc à l'aval du Pas du Roc.
Les grands escarpements sont formés par le Lias calcaire (corallien ou bréchique) ; la vallée de la Valloirette, alimentant les conduites forcées de l'usine de Calypso, est creusée dans le Lias schisteux.