



**HAL**  
open science

# Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I, Le Haut massif

Pierre Bellair

► **To cite this version:**

Pierre Bellair. Pétrographie et tectonique des massifs centraux dauphinois. I, Le Haut massif. Pétrographie. Université de Paris, 1946. Français. NNT: . tel-00848352

**HAL Id: tel-00848352**

**<https://theses.hal.science/tel-00848352>**

Submitted on 26 Jul 2013

**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.

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DU COMMERCE

MÉMOIRES

POUR SERVIR À L'EXPLICATION

DE

LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

PÉTROGRAPHIE ET TECTONIQUE

DES

MASSIFS CENTRAUX DAUPHINOIS

I. — LE HAUT MASSIF

PAR

PIERRE BELLAIR,

ANCIEN ÉLÈVE DE L'ÉCOLE NORMALE SUPÉRIEURE,

AGRÉGÉ DE L'UNIVERSITÉ, DOCTEUR ÈS SCIENCES

COLLABORATEUR ADJOINT AU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1948

A. R. Barbier, hommage  
social  
Barbier

PÉTROGRAPHIE ET TECTONIQUE  
DES  
MASSIFS CENTRAUX DAUPHINOIS

---

I. - LE HAUT MASSIF

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DU COMMERCE

MÉMOIRES

POUR SERVIR À L'EXPLICATION

DE

LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

PÉTROGRAPHIE ET TECTONIQUE

DES

MASSIFS CENTRAUX DAUPHINOIS

I. - LE HAUT MASSIF

PAR

PIERRE BELLAIR,

ANCIEN ÉLÈVE DE L'ÉCOLE NORMALE SUPÉRIEURE,

AGRÉGÉ DE L'UNIVERSITÉ, DOCTEUR ÈS SCIENCES,

COLLABORATEUR ADJOINT AU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

a. TEXTE.

PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1948

*A la mémoire de mon père,  
mort pour la France  
le 31 janvier 1917.*

## AVANT-PROPOS.

---

De longues années durant, mes vacances ont consisté à courir la haute montagne. Avant même de me spécialiser en géologie, j'avais parcouru nombre de grands sommets, principalement dans le massif du Mont Blanc. Il y a maintenant dix-sept ans que l'ascension du Tour Noir dans le massif du Mont Blanc me révéla les lignes sobres et tourmentées à la fois des paysages de haute altitude.

Lorsque, à l'École Normale Supérieure, j'orientais mes études vers la géologie, l'idée de consacrer ma thèse à l'étude d'un haut massif alpin s'imposa tout naturellement à mon esprit. J'y voyais la conciliation de deux de mes activités les plus chères et la possibilité de travailler les mois d'été sans être contraint d'abandonner totalement un des passe-temps auxquels je devais les meilleurs souvenirs de ma vie d'étudiant.

Un goût prononcé pour les études pétrographiques m'orienta vers l'étude du cristallin. Dans les Alpes, je n'avais guère que l'embarras du choix : la plupart des massifs centraux français semblent en effet avoir rebuté les géologues et bien peu de ces montagnes se sont vues consacrer des monographies. Après avoir songé au plus méridional de ceux-ci, le Mercantour, je ne donnais pas suite à ce projet, la situation diplomatique de l'époque étant susceptible de rendre difficile l'exploration de cette unité structurale, à cheval sur la frontière franco-italienne. D'autre part, le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges étaient l'objet des recherches de MM. P. Corbin et N. Oulianoff, qui publiaient d'excellentes cartes au 1/20.000<sup>e</sup> de ces massifs.

Restaient les massifs intermédiaires delphino-savoyards. Mon intention première était de consacrer ce travail à une étude d'ensemble des trois massifs classiques : Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux. La séparation des trois unités est en somme assez arbitraire, et ce n'est guère que le niveau actuel de l'érosion qui semble les séparer aussi nettement. Pourtant, les

formations pétrographiques sont parfois différentes et justifient les coupures habituelles.

Je pensais venir à bout de ce programme en une huitaine de campagnes, d'autant que l'étude des Grandes Rousses, déjà faite avec passablement de détails par P. Termier ne m'aurait que peu retenu.

Les événements de ces dernières années, les difficultés de tous ordres qui en sont résultées, principalement pour les transports, ont fait que je me suis d'abord attaché à l'étude du massif du Pelvoux.

Le massif du Pelvoux des auteurs (appellation malheureuse consacrée par l'usage, résultat d'une erreur géographique) n'a lui-même aucune homogénéité réelle : il est en effet coupé en trois tronçons par deux synclinaux de terrains secondaires, dont l'un, le synclinal d'Ornon, isole à l'ouest le massif de Taillefer, prolongation évidente de Belledonne (et que les auteurs anciens n'incluent généralement pas dans le massif du Pelvoux), et dont le second, qui court du barrage du Chambon à Villar Loubière en Valgaudemar en passant par Venosc et le Désert en Valjouffrey, sépare de la partie haute du massif le grand Rochail, le Clapier du Peyron, le pic de Valsenestre et le Péou de Saint-Maurice. Il est absolument évident que ces sommets sont la prolongation des Grandes Rousses au sud de la Romanche, et il est tout à fait logique de traiter les deux unités dont il vient d'être question (Taillefer et Rochail-Péou de Saint-Maurice) avec les chaînes de Belledonne et des Grandes-Rousses.

D'autre part, la guerre a interrompu la publication des levés au 1/20.000° et des cartes au 1/50.000° qui en sont l'émanation : la feuille de Vizille, restée en suspens, contient une bonne partie de ces massifs.

Pour toutes ces raisons, cette étude constitue une première partie, qui couvre un grand tiers des massifs centraux dauphinois, essentiellement toute la partie de cristallin située à l'est du synclinal de Venosc : il est commode de donner à cette zone le nom de Haut Massif, aucun sommet à l'ouest du synclinal n'atteignant la cote 3.500 mètres; d'autre part, l'altitude se maintient, même dans les fonds de vallées à une cote supérieure à 1.000 mètres (sauf à Bourg-d'Arud où elle descend à 950).

Mon premier contact avec l'Oisans, en 1931, ne fut pas des plus heureux. A cette époque, je n'avais encore fait d'ascensions que dans le massif du Mont Blanc. Ma première course en Dauphiné, la classique voie normale des Bans (3.669 m.), fut marquée par un accident mortel survenu dans ma

cordée : par suite du détachement d'un énorme bloc de rocher de plusieurs mètres cubes, mon camarade J. Herbrand fut précipité de l'arête est de la montagne jusque sur le glacier de la Pilatte, 250 mètres plus bas. On retrouva son corps deux jours plus tard dans la deuxième rimaye sous le col des Bans; mes autres camarades de course étaient blessés et j'étais le seul indemne. Ce premier contact avec le Haut Dauphiné ne me fit guère souhaiter d'y revenir; en 1933, pourtant, j'y fis quelques traversées de cols. En 1936, j'y fis une longue tournée d'orientation géologique.

Professeur au lycée d'Alger depuis 1937, je ne consacrais guère aux recherches sur le terrain que les deux mois et demi de vacances estivales : mais ce sont les seules semaines utilisables pour le géologue, le manteau nival couvrant une bonne partie du pays le reste de l'année.

Les années 1936, 1937 virent des campagnes fructueuses. 1938 fut à peine écourtée par les événements de septembre. La campagne 1939, mal commencée par une période de mauvais temps exceptionnelle, fut interrompue dès le 25 août par mon rappel à Alger.

En 1940, je ne fus démobilisé qu'en août, trop tard pour me rendre en France. En 1941 et 1942, j'obtins l'autorisation de venir en France et 1942, favorisé par un temps magnifique fut une de mes meilleures campagnes : en un mois, j'accumulais 17 ascensions à plus de 3.000 mètres.

Mobilisé en Afrique du Nord à la suite du débarquement de novembre 1942, je ne fus rendu à la vie civile qu'après la victoire, au 1<sup>er</sup> juillet 1945, juste à temps pour faire une longue campagne de courses qui me permit d'achever la feuille de Saint-Christophe et de parcourir les feuilles avoisinantes : la totalité du Haut Massif a été ainsi explorée : en plus de sept saisons de courses, représentant plus d'un an effectif sur le terrain, plus de 70 sommets et tous les cols importants du massif ont reçu ma visite : et sur ces 70 sommets, il faut compter 50 « plus de 3.000 », dont tous ceux passant 3.500 mètres (sauf deux). Bien des sommets ont été visités plusieurs fois : les conditions de travail en haute montagne sont en effet tout à fait particulières : on est obligé de compter avec les conditions atmosphériques et la présence de nuages insignifiants survenus en quelques minutes suffit à rendre à peu près nul l'effort de toute une journée d'ascension. Le géologue, encore plus que l'alpiniste, a besoin de voir la totalité du paysage. Ce n'est guère qu'au cours de la longue halte qu'une journée de parfait beau temps permet de passer sur un sommet bien dégagé qu'on peut examiner à loisir les points intéressants. Dans le

cours de l'ascension, on est en effet trop sollicité par les détails matériels : tenue de la corde, aide à donner à ses compagnons de cordée, attention à porter aux pierres branlantes, recherche de l'itinéraire, etc. Au sommet au contraire, rien de tout cela ne vous sollicite et l'esprit peut être tout entier à l'observation scientifique; mais la moindre menace d'orage peut vous obliger à se hâter pour sortir de régions inhospitalières où les conditions climatiques deviennent vite dangereuses. C'est alors une course qu'il faudra recommencer. Plusieurs grands pics ont ainsi reçu plusieurs visites : les Écrins, culmen du massif (4.103 m.) m'ont vu trois fois.

Bien des sommets sont peu visités en Oisans, souvent parce qu'ils sont loin de tout refuge commode, ou encore parce que la mode alpine ne les a pas «classés». Ceux là sont peut-être les plus inaccessibles au géologue, par suite de la longueur de la marche d'approche, mais ce sont aussi ceux qui donnent le plus de plaisir à parcourir.

Jamais, à la vérité, les concours de tous ordres ne m'ont manqué. J'avais acquis en Provence, dans de multiples courses consacrées à la revision des feuilles d'Antibes, de Nice et de Draguignan une solide expérience de la cartographie géologique. Cela, je le dois à mon premier maître, M. Léon Bertrand qui m'initia sur le terrain dans de nombreuses randonnées communes à l'art minutieux du contour, à la délicate interprétation du paysage.

Depuis ma licence, M. Louis Barrabé, qui est pour moi autant un ami qu'un maître m'a donné maints conseils profitables. C'est à lui que je dois en grande partie d'avoir pu mener à bien ce travail; toujours, je le trouvais prêt à me faciliter les choses, et quand en 1941, une administration algérienne aussi tatillonne que vexatoire crut pouvoir, à la faveur des circonstances, interdire aux professeurs métropolitains de se rendre chez eux, ce fut lui qui se chargea des démarches pour me permettre de venir travailler sur le terrain. Son laboratoire a toujours été pour moi le pôle d'attache à Paris, et on ne saurait imaginer la gêne que me causa l'interruption de cinq longues années pendant lesquelles je n'y pus fréquenter.

M. L. Lutaud a bien voulu, avec son aménité coutumière, s'intéresser à ce travail, me faire part de ses idées en tectonique, toujours intéressantes et fécondes et présider mon jury de thèse; je tiens à l'en remercier tout particulièrement.

J'ai eu le privilège de pouvoir entretenir M. Orcel des résultats pétrogra-

phiques et de recueillir sur ces questions son avis particulièrement compétent. Il a d'autre part accepté de prendre place dans mon jury de thèse ce dont je le remercie très vivement.

A A. Rivière, je dois bien des idées, et bien de fécondes discussions; à son retour de Perse, il y a une dizaine d'années, le hasard nous réunit dans le même local; la libération en 1944 nous revit à nouveau dans les deux mêmes salles, et depuis, il ne fut guère de jour où nous n'ayons discuté de questions variées de géologie; les idées de Rivière, toujours originales et neuves ont certes souvent, même à mon insu, eu leur rôle dans la genèse de ce travail.

A Alger, M. L. Royer a toujours mis à ma disposition les ressources de son laboratoire. Grâce à son accueil, j'ai pu examiner d'année en année les lames minces que je faisais confectionner à Paris, ce qui de 1939 à 1942 n'alla pas toujours sans difficultés.

C'est à M. Roubault, qui fut mon préparateur à l'École Normale que je dois les premiers rudiments de détermination au microscope polarisant : je n'aurai garde de l'oublier.

Au Service de la Carte géologique de la France, je suis redevable de bien des facilités matérielles. Attaché au service depuis 1933, comme collaborateur auxiliaire, puis comme collaborateur adjoint, j'ai toujours trouvé auprès de ses directeurs successifs, MM. de Launay, Grandjean et Raguin un appui des plus précieux. M. Raguin accueille ce travail dans ses publications et l'édition de la feuille de Saint-Christophe en Oisans matérialisera l'intérêt qu'il porte à l'étude d'une région qui fut débrouillée par son prédécesseur, P. Termier.

Le Centre National de la Recherche Scientifique m'a permis, grâce à des subventions substantielles, de faire procéder à des analyses chimiques systématiques des roches du massif : l'interprétation des résultats de ces analyses est une des nouveautés les plus intéressantes apportées par cette étude; ils enrichissent d'autre part un stock d'analyses particulièrement pauvre dans les Alpes françaises, celles des roches des massifs centraux. D'autre part, depuis 1938, si on excepte bien entendu les périodes de mobilisation, le centre de la Recherche m'a alloué une bourse qui, malgré sa modicité, m'a cependant permis de diminuer un peu le vide que les recherches faisaient dans mes ressources personnelles.

Je n'aurai garde enfin d'oublier mes amis montagnards, tous tant qu'ils sont : ceux d'Oisans, guides de toujours, et plus amis que guides : Pierre Turc,



mort récemment, Pierre Paquet, Maximin Rodier et toute la famille Carrel;

Mes camarades du groupe de Haute Montagne : M<sup>lle</sup> G. Luizard, A. Manhes, M. Laloue, J. Savard, L. Neltner et bien d'autres des sections parisienne, lyonnaise ou grenobloise du Club Alpin;

Paul Guiton, A. Jamet, G. Blachère, M<sup>me</sup> Blachère-Morin qui, sur la demande de L. Neltner, me rendirent l'énorme service de me faire profiter en 1941 et 1942 de leur organisation de camps de montagne tout en me laissant une grande liberté dans le choix des courses que j'accomplis ces années-là avec les jeunes alpinistes dont ils avaient la charge. Grâce à eux l'angoissante question du ravitaillement, insoluble ces années-là pour l'isolé, se trouva réglée convenablement.

Enfin, je dois bien des remerciements à ceux qui ont aidé la mise au point de la partie matérielle de ce travail : ma belle-sœur M<sup>lle</sup> M. Baudier qui mit au net un brouillon souvent peu lisible, M. Memin qui tira le maximum des clichés et dut rephotographier la totalité des figures et M<sup>lle</sup> Pety qui l'aida dans cette tâche minutieuse. M. Chabrol et M. Giraud ont, au Service de la Carte géologique de la France, préparé l'édition avec leur amabilité et leur talent coutumiers <sup>(1)</sup>.

PARIS, avril 1946.

<sup>(1)</sup> Les planches photographiques et les dessins à la plume qui les accompagnent seront publiés dans un atlas séparé.

## INTRODUCTION.

Parmi les quatre grands groupes de massifs cristallins des Alpes occidentales, l'ensemble dauphinois est sans doute le plus complexe, tant au point de vue de la disposition topographique des éléments qui le constituent que de la diversité des couches géologiques.

C'est le seul qui soit entièrement situé en territoire français, mais cette particularité, qui eût dû en faciliter l'étude, n'empêche qu'il reste parmi les plus mal connus au point de vue géologique.

Ce n'est pourtant pas faute d'avoir attiré des géologues célèbres. Après Élie de Baumont, qui visita La Bérarde vers 1824, Dausse, Charles Lory, Duparc et surtout Pierre Termier s'y sont intéressés. Leurs observations, précises et détaillées, surtout si on considère l'époque où elles furent faites, forment encore à l'heure actuelle le fond de nos connaissances.

Malgré ces grands noms, notre connaissance géologique reste sommaire et même fragmentaire. Pratiquement, elle se limite à l'interprétation des feuilles géologiques au 1/80.000<sup>e</sup> <sup>(1)</sup>, parues il y a maintenant un demi-siècle, et pas toujours revisées en ce qui concerne le massif cristallin, et à quelques détails d'ordre pétrographique, souvent consignés ou résumés d'ailleurs dans les notices qui accompagnent lesdites feuilles. Il faut faire exception pour les Grandes Rousses, auxquelles P. Termier a consacré une monographie détaillée (362) particulièrement remarquable, et dont les conclusions n'ont que bien peu vieilli. Les deux autres massifs, qu'on a pris l'habitude de désigner sous les vocables respectifs de chaîne de Belledonne et de massif du Pelvoux n'ont jamais fait l'objet de travaux d'ensemble. Tout ce qui s'y rapporte est éparé en notes et articles dont le plus considérable n'excède pas une quarantaine de pages.

<sup>(1)</sup> Grenoble (3<sup>e</sup> édition), Vizille (2<sup>e</sup> édition), Gap (2<sup>e</sup> édition), Briançon (2<sup>e</sup> édition), Saint-Jean-de-Maurienne (2<sup>e</sup> édition).

De ce relatif abandon, les raisons sont multiples : les unes sont inhérentes à la nature et à la disposition géographique d'un pays plutôt inhospitalier, d'autres sont simplement d'ordre matériel ou même psychologique.

En premier lieu, le pays est d'abord malaisé. Lorsqu'on considère les massifs oberlandais ou savoyards, qu'ils aient nom Aiguilles Rouges, Mont Blanc ou Aar, on constate que leurs formes générales sont celles d'amandes allongées, bordées sur toute leur longueur par des vallées majeures, largement ouvertes, piquetées de nombreux villages habités. Le tourisme et surtout l'alpinisme, infiniment plus développés là qu'en Dauphiné ont créé de nombreuses bases de départ qui facilitent grandement l'exploration de la haute chaîne. De multiples refuges de moyenne et de haute montagne, de nombreux moyens mécaniques de transport rendent les plus hautes arêtes accessibles à l'exploration scientifique.

En Dauphiné, rien de tel. Si Belledonne et les Grandes Rousses ont la même forme générale oblongue, leurs vallées latérales, Eau d'Olle ou vallée de Clavans sont déjà beaucoup plus étroites, plus profondes, moins accessibles. De plus, elles constituent sur le plan touristique des vallées mineures, et les chaînes précitées n'attirent guère l'alpiniste. Les refuges sont clairsemés, souvent mal situés, la moindre course demande des heures de piétinements dans de gigantesques clapiers ou sur le dos d'interminables moraines, pour des résultats souvent incertains.

Le troisième massif dit improprement massif du Pelvoux est encore plus mal partagé. En gros, la majeure partie est desservie par la vallée du Vénéon. A La Bérarde on est au centre mathématique du massif. Mais on n'en peut sortir et de là visiter les glaciers extérieurs de la grande muraille bordière, Remonter la vallée du Vénéon c'est s'engager dans une impasse : pour passer dans les vallées voisines, il faut se résigner à faire 150 kilomètres ou passer un col à plus de 3.000 mètres d'altitude.

Ajoutons à ceci que la dissection profonde du massif, tant par les glaciers quaternaires, monstrueux burins d'auges profondes, que par les torrents qui leur ont succédé, entraîne des dénivellations considérables. La moindre course demande 1.500 mètres de montée, les points de départ étant, sauf rares exceptions, situés à basse altitude : le village le plus élevé n'est qu'à 1.700 mètres et bien peu de refuges dépassent 2.500 mètres : La Lavey, 1.720; Le Chatelleret, 2.225; l'Alpe-du-Villar d'Arène, 2.096; Font-Turbat, 2.194. Bien des vallons — La Mariande, Lanchâtra, le Chardon, le Vallon des Étages.

le Soreiller — n'ont pas de refuge et il faut partir de 1.500, parfois de 1.200 mètres pour y faire des tournées.

Ainsi la topographie constitue à l'étude du massif un obstacle qui est loin d'être négligeable. A elle seule, elle pourrait expliquer notre relative ignorance.

Mais cette géographie entraîne une autre conséquence : jusqu'en 1930, nous n'avions pas de bonne carte à notre disposition. Termier n'a eu entre les mains que du 1/80.000<sup>e</sup> en hachures et on peut à bon droit s'étonner qu'avec un aussi pauvre support topographique il ait donné des contours géologiques d'une telle qualité ! Le système des hachures est à condamner formellement en région aussi accidentée, et ceci indépendamment des multiples et parfois grossières erreurs dont la carte est entachée. Il existait bien une carte convenable en courbes et en couleurs, due à Duhamel, mais sa trop petite échelle la rendait assez incommode.

Depuis dix ans, nous disposons d'un excellent 1/50.000<sup>e</sup> en courbes dont l'édition touristique traitée avec éclairage latéral est sans doute la plus belle réussite du Service géographique de l'Armée depuis qu'il édite des cartes en couleurs. Cette carte est faite à partir de plans directeurs au 1/20.000<sup>e</sup> très détaillés et d'une exactitude satisfaisante. Tout le massif est actuellement paru au 1/20.000<sup>e</sup> <sup>(1)</sup>.

La précision de nos connaissances géologiques, surtout pour les données structurales, est une fonction directe de la précision des cartes topographiques. Il était évidemment inutile d'essayer de reprendre, de compléter ou de modifier les contours de P. Termier, tant qu'on n'avait pas un fond topographique meilleur que celui qu'il avait dû utiliser.

Enfin, à ces causes profondes s'est ajoutée la relative désaffection des géologues français pour les problèmes pétrographiques. Tous les massifs cristallins ont, dans les premières années du xx<sup>e</sup> siècle, rebuté les géologues, comme si les deux grands chefs de file des pétrographes français : Auguste Michel-Lévy et Alfred Lacroix avaient donné l'impression que rien de général ne pouvait plus être trouvé derrière eux. Pour bien des géologues français, encore à l'heure actuelle, l'étude des massifs cristallins alpins ne saurait constituer

<sup>(1)</sup> Feuilles au 1/50.000<sup>e</sup> : La Mure, La Grave, Saint-Christophe-en-Oisans, Briançon, Orcières A paraître : Vizille.

qu'un problème d'intérêt très secondaire, surtout si on la compare à celle des unités tectoniques ou « paléostratigraphiques » qui les enserrent à l'est ou à l'ouest. Pourtant, si on veut faire progresser notre connaissance du métamorphisme alpin, sur lequel on sait encore si peu de chose à l'heure actuelle, il semble qu'il convienne d'étudier d'abord le tréfonds partout où il apparaît et où c'est le plus facile de faire des comparaisons avec les cycles orogéniques qui ont précédé le cycle alpin.

Pendant ces vingt dernières années, ce sont les géologues étrangers qui ont forgé les nouvelles méthodes d'études susceptibles de renouveler les études pétrographiques. C'est à la lumière de ces méthodes qu'il faut reprendre le problème, et c'est ce que j'essaierai de faire dans les pages qui suivront.

Il est symptomatique de constater, lorsqu'on feuillette l'ouvrage de Washington (390) où tant d'analyses chimiques de roches ignées sont consignées, le petit nombre de données relatives aux massifs cristallins alpins français; pour trois analyses, d'ailleurs incomplètes, d'échantillons en provenance des massifs dauphinois, on compte 21 analyses de roches du massif Aar-Gotthard. Et pourtant, la variété de roches éruptives est beaucoup plus grande dans les massifs qui nous occupent.

A la vérité, il n'existe pas une seule analyse complète de roche originaire du « Pelvoux » dans toute la littérature géologique. Nous possédons des analyses partielles dues à P. Termier<sup>(1)</sup>. Les résultats eux-mêmes sont sujets à caution : on sait combien délicates sont les analyses de silicates, et les méthodes de l'époque, différentes de celles actuellement employées, donnaient des erreurs systématiques, surtout dans le calcul des bases alcalines. Cela ne signifie nullement que les analyses données par P. Termier soient inutilisables et je les ai examinées avec détail pour les comparer avec celles que j'ai fait effectuer.

Si dans un pays cristallin, l'étude pétrographique constitue l'élément majeur d'une monographie géologique, elle ne doit pas reléguer dans l'ombre l'étude structurale et tectonique. On pense souvent qu'en pays cristallin, toute interprétation tectonique est illusoire : toutes les dislocations discernées par le géologue seraient d'autant plus arbitraires qu'elles séparent des formations

<sup>(1)</sup> Leur insuffisance provient du fait qu'elles ne séparent pas le fer ferreux et le fer ferrique. Faute de cette distinction, il est impossible de calculer la composition virtuelle suivant les méthodes habituelles. Voir 2<sup>e</sup> partie, chap. 11.

très peu différentes, souvent même identiques. Certes dans une épaisseur de 10.000 mètres de granite, une faille ne mettra que rarement en contact des terrains différents. Mais ici, on est beaucoup aidé par les fortes dénivellations topographiques (pratiquement 3.000 m.) qui facilitent l'analyse tectonique; nous verrons au début de la troisième partie qu'il est en somme assez aisé d'étudier la tectonique du tréfonds dans le Haut Massif, pour peu qu'on s'astreigne à s'installer successivement sur tous les grands sommets du massif et à examiner en détail le paysage qu'on en découvre.

Ce travail sera divisé en trois parties : la première, consacrée aux généralités exposera les grandes lignes du cadre géographique, ce qui me paraît indispensable étant donné la complication de la topographie et les multiples appellations qu'a engendrées le développement du tourisme et de l'alpinisme. Elle sera toutefois aussi restreinte que possible, la description détaillée ressortant exclusivement des guides de l'alpinisme dont le dernier en date va sortir incessamment dans le commerce : chose curieuse, il n'y avait jusqu'ici qu'un seul livre français, et encore ne décrit-il que la moitié orientale du massif; le seul ouvrage consacré à l'ensemble du massif restait le vieux guide, écrit en langue anglaise, de Coolidge, un des pionniers de l'exploration du massif.

La deuxième partie est consacrée à l'étude pétrographique et aux rapports réciproques des diverses roches du socle : cette étude est soutenue par 51 analyses nouvelles, qui permettent d'apporter de sérieuses précisions à un ensemble lithologique jusqu'ici assez mal connu. L'étude des formations de la couverture a été systématiquement laissée de côté : elle représente à elle seule un très gros travail de terrain, et doit être poussée en dehors du massif à grande distance, car la stratigraphie elle-même reste encore incertaine surtout dans le Lias. Pour l'intelligence de la tectonique, il m'a toutefois paru nécessaire de résumer nos connaissances d'une manière aussi brève que possible sur cette question.

La troisième partie est consacrée à la tectonique du massif : étude des synclinaux sédimentaires qui le parsèment ou le séparent de ses voisins, et étude du socle cristallin lui-même.

On pourra s'étonner qu'il n'y ait pas un chapitre consacré au Quaternaire, dans une région où les glaciers ont marqué d'une empreinte profonde les

moindres détails du relief : mais il ne saurait être question de faire une étude de cet ordre qui soit limitée au haut massif : l'étude des glaciations doit s'étendre au loin, jusque sur les moraines frontales des grands glaciers anciens : cela sort tout à fait des limites du massif et du cadre de cette étude. Au demeurant, il suffit de feuilleter les pages qu'A. Allix a déjà consacrées au problème pour se rendre compte de l'étendue des recherches qu'une telle étude impose : ce n'est pas que tout soit dit à ce sujet et que les gros problèmes soient, même dans leurs grandes lignes, parfaitement débrouillés ; à plus forte raison les problèmes locaux, comme l'étude de la diffluence de l'Alpe de Venosc, par exemple, ou celle de l'interaction des grands bassins glaciaires actuels auraient-ils besoin d'une étude approfondie : mais ces problèmes à eux seuls réserveront au géographe ou au géologue plusieurs années d'études et un très long mémoire.

Les conclusions générales essaieront de coordonner nos actuelles connaissances sur le Haut Massif dauphinois, d'en tracer une histoire cohérente et d'en définir les vicissitudes au cours des diverses périodes géologiques.

## BIBLIOGRAPHIE.

Il ne saurait être question de donner une bibliographie complète des travaux géologiques relatifs aux Alpes dauphinoises. Au reste, un tel travail existe : c'est le répertoire de la bibliographie du sud-est de la France (330) auquel se sont ajoutées ultérieurement des listes supplémentaires (331, 332). Les références données ici ont trait presque exclusivement aux travaux dont il est question dans ce mémoire. Les références données et non citées au cours du texte ont trait, soit à des ouvrages généraux qu'on a toujours l'occasion de consulter, soit à des articles intéressant très directement le Haut Massif.

## PRINCIPALES ABRÉVIATIONS UTILISÉES.

- |                             |   |
|-----------------------------|---|
| <i>A. F. A. S.</i> .....    | Association française pour l'avancement des Sciences.   |
| <i>A. G.</i> .....          | Annales de Géographie.  |
| <i>A. M.</i> .....          | Annales des Mines.  |
| <i>A. S. G. N.</i> .....    | Annales de la Société géologique du Nord.   |
| <i>Ann. S. T. D.</i> .....  | Annuaire de la Société des Touristes du Dauphiné.   |
| <i>B. A. G. F.</i> .....    | Bulletin de l'Association des Géographes français.  |
| <i>B. C. G. F.</i> .....    | Bulletin de la Carte géologique de la France.   |
| <i>B. S. G. F.</i> .....    | Bulletin de la Société géologique de France.  |
| <i>B. S. H. A.</i> .....    | Bulletin de la Société scientifique des Hautes-Alpes.   |
| <i>B. S. M. F.</i> .....    | Bulletin de la Société de Minéralogie de France.  |
| <i>B. S. S. I.</i> .....    | Bulletin de la Société de Statistique, des Sciences naturelles et des Arts industriels de l'Isère; et depuis 1922, Société scientifique de l'Isère. |
| <i>B. S. V. S. N.</i> ..... | Bulletin de la Société vaudoise de Sciences naturelles.   |
| <i>C. R. A. S.</i> .....    | Comptes rendus de l'Académie des Sciences.  |
| <i>C. R. S. G. F.</i> ..... | Comptes rendus sommaires de la Société géologique.  |
| <i>E. G.</i> .....          | Études glaciologiques.  |
| <i>E. G. H.</i> .....       | Eclogae geologicae Helvetiae.   |
| <i>J. M.</i> .....          | Journal des Mines.  |
| <i>M. C. G. F.</i> .....    | Mémoires de la Carte géologique de France.  |
| <i>Q. J. G. S.</i> .....    | Quarterly journal of geological society.  |
| <i>R. C. A. L.</i> .....    | Rendi conti della Reale Accademia nazionali dei Lincei.   |
| <i>R. G. A.</i> .....       | Revue de Géographie alpine.   |
| <i>R. G. S.</i> .....       | Revue générale des Sciences.  |
| <i>R. U. L.</i> .....       | Revue de l'Université de Lyon.  |
| <i>S. P. H. N.</i> .....    | Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève.  |
| <i>T. L. G. G.</i> .....    | Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble.  |

1. ALLIER (C.). — Notice sur l'Alpe et les gîtes métallifères de Villar-d'Arène. (*B. S. H. A.*, t. VI, p. 286-297, 1887.)
2. ALLIX (A.). — Observations sur la sculpture du relief par les glaces. (*C. R. A. S.*, t. CLXXIV, p. 233-235 et 689-691, 1922.)
3. ALLIX (A.). — Observations glaciologiques faites en Dauphiné jusqu'en 1924. (*E. G.*, t. VI, p. 1-138, 6 pl. phot., 1927.)
4. ALLIX (A.). — Métaux précieux et chercheurs de fortune en Oisans (Haut-Dauphiné). [*R. U. L.*, t. II, p. 127-159, 1929.]
5. ALLIX (A.). — Un pays de haute montagne : l'Oisans. Étude géographique. (Paris, A. Colin, 1929, in-8°, xxvi + 915 p., 56 fig., 12 tabl., 55 pl.) La première partie relative à l'étude du milieu physique a paru dans *B. S. S. I.*, t. XLIX, p. 113-416, 1928.)
6. ALLIX (A.). — Compte rendu de l'excursion de l'A. G. F. en Oisans en juillet 1935. (*B. A. G. F.*, n° 91, p. 133-140, 1935.)
7. AMBUHL (E.). — Petrographie und Geologie der Zentralen Gotthard Massiv südlich Andermatt. (*Schweiz Min. und Petr. Mitt.*, Heft 2 Bd 9, p. 265-441, 1929.)
8. ARGAND (E.). — Sur l'arc des Alpes occidentales. (*E. G. H.*, vol. XIV, n° 1, p. 145-191, 2 pl., 1916.)
9. BARBIER (R.). — Les zones subbriançonnaises et ultra-dauphinoises au nord du Pelvoux. (*T. L. G. G.*, t. XXIII, 1942.)
10. BARBIER (R.). — De l'importance du matériel stratigraphique dans la détermination du style tectonique des nappes alpines. (*C. R. S. G. F.*, séance du 8 avril 1946, p. 97-99, 1946.)
11. BARBIER (R.). — Le problème de l'enracinement des klippe de Savoie. (*C. R. S. G. F.*, séance du 29 avril 1946, p. 139-141, 1946.)
12. BARROIS (Ch.). — Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts. (*A. S. G. N.*, t. XII, p. 1-119, 1884.)
13. BARROIS (Ch.). — Sur la composition des filons de Kersanton. (*C. R. A. S.*, t. CXXXIV, p. 752-754, 1902.)
14. BEAUMONT (Élie de). — Faits pour servir à l'histoire des montagnes de l'Oisans. (*A. M.*, 2° sér., t. V, 63 p., 2 pl., 1834.)
15. BELLAIR (P.). — Sur l'origine du granite du Pelvoux. (*C. R. A. S.*, t. CCVI, p. 189-190, 1938.)
16. BELLAIR (P.). — Observations sur le massif cristallin du Pelvoux. (*B. C. G. F.*, n° 199, t. XL, p. 189-194, 1939.)

17. BELLAIR (P.). — Sur la structure de la partie nord-ouest du massif du Pelvoux. (*C. R. A. S.*, t. CCXIII, p. 843-844, 1941.)
18. BELLAIR (P.). — La bordure occidentale du massif du Pelvoux. (*B. C. G. F.*, *C. R. Collaborateurs*, n° 211, t. XLIII, p. 119-135, 1942.)
19. BELLAIR (P.). — Observations sur le massif cristallin des Écrins-Pelvoux. (*B. C. G. F.*, *C. R. Collaborateurs*, n° 212, t. XLIV, p. 199-208, 2 pl., 1943.)
20. BELLAIR (P.). — Caractères magmatiques des roches d'épanchement de la couverture des massifs centraux dauphinois. (*C. R. A. S.*, t. CCXXII, séance du 20 mai 1946.)
21. BELLAIR (P.). — Le manganèse dans les roches cristallines du massif des Écrins-Pelvoux. (*C. R. S. G. F.*, séance du 25 mars 1946.)
22. BELLAIR (P.). — Sur l'existence de deux granites d'âge distinct dans le massif des Écrins Pelvoux et sur leurs caractères différentiels. (*C. R. A. S.*, t. CCXXII, p. 601-603, 1946.)
23. BELLAIR (P.). — Les roches filoniennes des massifs centraux dauphinois. (*C. R. S. G. F.*, séance du 4 février 1946, p. 43-45, 1946.)
24. BELLET (J.). — Note sur la flore stéphanienne du Houiller des Grandes Rousses. (*A. F. A. S.*, Congrès de Chambéry, 1933, p. 229.)
25. BERTRAND (Léon). — Histoire géologique du sol français. (2 vol. Flammarion ed., Paris 1946, t. I, 360 p., 74 fig.; t. II, 370 p., 57 fig.)
26. BLACHE (J.) et BLANCHARD (R.). — Comptes rendus critiques de A. Allix. Un pays de haute montagne : l'Oisans. (*R. G. A.*, t. XVII, p. 781-793, 1929.)
27. BLANCHARD (R.). — Le lac de l'Oisans. (*Recueil des travaux de l'Institut de géographie alpine*, t. II, p. 427-450, 1914.)
28. BLANCHARD (R.). — La structure des Alpes. (*R. G. A.*, p. 163-228, 3 fig., 1915.)
29. BLANCHARD (R.). — Sur la structure de la zone intra-alpine dans les Alpes françaises. (*R. G. A.*, t. IX, p. 159-184, 1921.)
30. BLANCHARD (R.). — Le verrou glaciaire de Livet (Oisans). [*R. G. A.*, t. XIII, p. 173-176, 1925.]
31. BLANCHARD (R.). — Notions récentes sur la structure des Alpes françaises. (*R. G. A.*, t. XXIII, 1935.)
32. BLANCHARD (R.). — Les Alpes occidentales. (t. III, 2 vol.). Les Grandes Alpes françaises du Nord (698 p., 103 fig., 91 pl., 8 cartes. Arthaud éd., Grenoble, 1943.)
33. BLANCHARD (R.). — Altitude moyenne des régions naturelles des Alpes françaises. (*Recueil de l'Institut de Géographie alpine*, t. VII, p. 245-308, 1919.)

34. BONARD (A.). — Étude pétrographique des roches éruptives du soubassement cristallin des dents de Morcles-dents du Midi. (*Bulletin laboratoire géol. Université, Lausanne, 1901.*)
35. BONNEY (T. G.). — Notes on two traverses of the crystalline rocks of the Alps. (*Geol. Magazine 1889, p. 67-111 et Q. J. G. S., t. XLV, p. 67-104, 1889.*)
36. BOSSHARD (L.). — Zur Petrographie der unterpenninischen Decken im gebiets der Tessiner Kulmination. (*Schweiz miner. Petr. Mitt. Bd 9, s. 47, p. 106, 1929.*)
37. BOUSSAC (J.). — Nummulitique du Pelvoux. Zone du Flysch et des Aiguilles d'Arves. (*B. S. G. F., 4<sup>e</sup> sér., t. XI, 1911.*)
38. BOUSSAC (J.). — Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. (*M. C. G. F., 662 p., 181 fig., 10 pl., 10 cartes, 1912.*)
39. BUFFAULT (P.). — Minerais et exploitations minières en Dauphiné. (*R. G. S., 15 juillet 1936.*)
40. BUTLER (H.). — Les marbres savoyards et dauphinois. (*Revue des matériaux de construction, n° 302, Paris, 1934.*)
41. BUXTORF (A.) et COLLET (L. W.). — Les relations entre le massif Gastern-Aiguilles Rouges et celui de l'Aar-Gotthard Mont-Blanc. (*E. G. H., t. XVI, n° 4, 1921.*)
42. CHABRAND. — Les mines d'or des Alpes dauphinoises. (Grenoble, 43 p.) [Bibliothèque scientifique du Dauphiné.]
43. CHAPUT (F.) et GIGNOUX (M.). — Feuille de Saint-Jean-de-Maurienne. (*B. C. G. F., t. XXIV, p. 87-90, 1919-1920.*)
44. CHARDONNET (J.). — Structure de la bordure sud-est de l'Oisans. (*C. R. S. G. F., séance du 16 février 1942, p. 34-36, 1942.*)
45. CHARMASSON et FOURNIER. — Les marbres de Navette en Valgaudemar, avec rapport de W. Killian. (Gap, Imp. Jean et Peyrot, 23 p., 1909.)
46. CHOUBERT (G.). — Sur l'âge des gabbros du Tabor (Dauphiné). [*C. R. du 66<sup>e</sup> Congrès des Sociétés savantes, p. 148, 1933.*]
47. CHOUBERT (G. et B.). — Nouvelles observations tectoniques sur le massif du Tabor. (*C. R. A. S., t. XCCVI, p. 1040-1042, 1933.*)
48. CHOUBERT (G.). — La serpentinite du Tabor (Dauphiné). (*T. L. G. G., t. XVIII, p. 51-120, 2 pl., 1934.*)
49. CHOUBERT (G.). — Sur quelques filons à faciès lamprophyrique du versant lorrain des Vosges et sur leurs enclaves. (*B. S. G. F., 5<sup>e</sup> sér. t. V, p. 629-649, 1 fig., 1 pl., 1935.*)

50. COLLET (L.-W.). — Description générale du massif du Mont Blanc (fasc. II), aperçu sur la géologie du massif des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc. (Guide Vallot, Fischbacher, Paris, 1924, 53 p., 7 fig., 15 pl. Et à part, même éditeur.)
51. COLLET (L.-W.). — Les mylonites gneissiques du versant sud de la Tour Sallière (Pointes à Boillon) [*C. R. S. P. H. N., Genève, 1933, vol. 50, n° 3.*]
52. COLLET (L.-W.). — The structure of the Alps. (Londres, Arnold et C<sup>ie</sup>, 1935, 2<sup>e</sup> édit.)
53. COLLET (L.-W.) et GAGNEBIN (E.). — Lentilles de mylonite cristalline à la base de l'écaille parautochtone du col du Jorat près Salâufe (Valais). [*E. G. H., vol. 26, n° 2, p. 216, 1933.*]
54. COLLET (L.-W.) et PAREJAS. — La géologie du Schwarzmönch (Jungfrau) et la relation entre le massif de la Jungfrau et celui du Mont Blanc. (*C. R. S. P. H. N., Genève, vol. 37, 1920.*)
55. COLLET (L.-W.) et REINHARD (M.). — Relation entre le massif des Aiguilles Rouges et celui de l'Arpille. (*C. R. S. P. H. N., Genève, vol. 37, 1920.*)
56. COQUAND. — Observations sur les anthracites de la vallée de la Romanche. (Réunion extraordinaire de la S. G. F. à Grenoble.) [*B. S. G. F., 1<sup>re</sup> sér., t. II, p. 409, 1840.*]
57. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Recherches géologiques dans la partie sud-ouest du massif des Aiguilles Rouges (environs de Chamonix-Servoz) [*C. R. du XIII<sup>e</sup> Congrès international, Bruxelles, 1922, p. 435, 2 fig.*]
58. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Sur certains caractères du plissement hercynien dans la région Servoz-Les Houches (vallée de l'Arve). [*C. R. A. S., t. CLXXVI, p. 1561-1563, 1923.*]
59. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Relations entre les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. (*C. R. A. S., t. CLXXVIII, p. 1015-1017, 1924.*)
60. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Deux systèmes de filons dans le massif du Mont Blanc. (*C. R. S. G. F., 9 novembre 1925, p. 202-204.*)
61. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. (*B. S. G. F., 4<sup>e</sup> sér., t. XXV, p. 541-553, 4 fig., 1925.*)
62. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Deux types de contact de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont Blanc. (*C. R. S. G. F., 12 avril 1926, p. 65-66.*)
63. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Sur les éléments de deux tectoniques hercyniennes et alpines, observables dans la protogine du Mont Blanc. (*C. R. A. S., t. CLXXXII, p. 935-937, 1926.*)

64. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Les contacts, éruptif et mécanique de la protogine et leur signification pour la tectonique du massif du Mont Blanc. (*B. S. G. F.*, 4<sup>e</sup> sér., t. XXVI, p. 253, 1926.)
65. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Recherches tectoniques dans la partie centrale du massif du Mont Blanc. (*Bull. S. V. S. N.*, vol. 56, p. 101-114, 8 fig., 1926.)
66. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — La chaîne des Aiguilles Rouges dans le mouvement orogénique alpin. (*C. R. A. S.*, t. CLXXXII, p. 530-532, 1926.)
67. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Sur les bésimaudites du Prarion (Haute-Savoie). [*C. R. A. S.*, t. CLXXXIV, p. 892-893, 1927.]
68. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versants de la vallée de Chamonix (massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges). [*C. R. A. S.*, t. CLXXXV, p. 291-292, 1927.]
69. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Les roches basiques de la région du lac Cornu (Aiguilles Rouges) et la question de leur origine. (*B. S. G. F.*, 4<sup>e</sup> sér., t. XXVII, p. 43-54, 1927.)
70. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Nouvelles observations sur l'influence du plissement alpin sur le substratum hercynien des Aiguilles Rouges. (*C. R. S. G. F.*, 4 juin 1928, p. 178-180.)
71. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Le massif du Prarion et le synclinal complexe de Chamonix. (*C. R. A. S.*, t. CLXXXVI, p. 244-246, 1928.)
72. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Métamorphisme de contact produit par la protogine du Mont-Blanc. (*C. R. A. S.*, t. CXXXVII, p. 51-53, 1928.)
73. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Zones mylonitiques à orientation hercynienne dans le massif du Mont Blanc. (*C. R. A. S.*, t. CLXXXVIII, p. 642-644, 1929.)
74. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Excursion dans le massif du Mont Blanc. Centenaire de la S. G. F., juin-juillet 1930. (*B. S. G. F.*, 4<sup>e</sup> sér., t. XXX, p. 1307-1312, 1930.)
75. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Quelques résultats de recherches géologiques dans le massif de l'Aiguille Verte. (*C. R. S. G. F.*, séance du 7 avril 1930, p. 52-54.)
76. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Observations sur le métamorphisme de contact produit par la protogine du Mont Blanc. (*B. S. G. F.*, 4<sup>e</sup> sér., t. XXX, 1930.)
77. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Influence de la structure tectonique sur la capture des glaciers. (*B. S. G. F.*, 5<sup>e</sup> sér., t. I, 1931.)
78. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Sur l'inclinaison des lames de granite dans le massif du Mont-Blanc. (*C. R. A. S.*, t. CXCVI, p. 1136-1138. Séance du 10 avril 1933.)
79. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Signification tectonique des filons de quartz dans les massifs granitiques. (*C. R. S. G. F.*, séance du 23 avril 1934.)

80. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — La photographie aérienne au service de la géologie. (*C. R. A. S.*, t. CXCIX, p. 431-432, 1934.)
81. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Quelques observations nouvelles sur le granite du massif du Mont Blanc. (*B. S. G. F.*, 5<sup>e</sup> sér., t. IV, 1934.)
82. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Diorite à épidote provenant de la zone à enclaves basiques de la Charpoûa (massif du Mont Blanc). [*B. S. G. F.*, 5<sup>e</sup> sér., t. VII, 1937.]
83. CORBIN (P.) et OULIANOFF (N.). — Carte géologique du massif du Mont Blanc (partie française) avec notice explicatives : feuilles Argentières, Le Tour, Mont-Dolent, Tacul, Col du Géant, Talèfre, 1931-1938.
84. CORIN (F.). — Le métamorphisme. (*Revue des questions scientifiques*, t. XCIX, 1931, Paris, Presses universitaires.)
85. CROSS, IDINGS, PIRSSON, WASHINGTON. — Petrographic methods and calculations. (2<sup>e</sup> édit. révisée par A. Holmes, Londres, 1930.)
86. DALES (V.). — Les marbres cipolins en France. (*Revue des matériaux de construction*, n° 314, Paris, 1935.)
87. DALY (R.-A.). — Igneous rocks and the depth of the earth. (In-8, t. XVI, 598 p., 190 fig., 3 pl., New-York, 1933.)
88. DAUSSE (R.). — Essai sur la constitution et la forme de la chaîne des Rousses en Oisans. (*B. S. G. F.*, 1<sup>re</sup> sér., t. IV, p. 521-523, 1834.)
89. DAUSSE (R.). — Sur la forme et la constitution de la chaîne des Rousses. (*Mém. S. G. F.* II, Mémoire n° 6, 1835.)
90. DAUSSE (R.). — Forme et conditions de la chaîne des Rousses en Oisans. (*B. S. S. I.*, 1<sup>re</sup> sér., t. I, p. 216-223, 1838-1840.)
91. DAVIS (W. M.). — Geographical essays. (D. W. Johnson ed., Boston, New-York, Chicago, London. in-8°, t. VI, 777 p., 130 fig et cartes, 1919.)
92. DAVIS (W. M.). — Excursions around Aix-les-Bains. (Cambridge, Mass. 1918, in-16, 72 p., 14 fig., 15 cartes, publié par the Appalachian Mountain Club of Boston.)
93. DEMAY (A.). — Sur la tectonique profonde des chaînes de montagne. (*B. S. G. F.*, t. VI, p. 165-181, 1936.)
94. DEMAY (A.). — Microtectonique et tectonique profonde. (*Mem. C. G. F.*, in-4°, t. XX, 260 p., 29 fig., 19 pl., Paris, 1942.)
95. DESCLOISEAUX et LACROIX (A.). — Sur la phenacite de Saint-Christophe en Oisans. (*C. R. A. S.*, t. CXXVI, p. 1231, 1893.) D<sup>o</sup> dans (*B. S. M. F.*, t. XVII, p. 33-36, 1894.)
96. DESROUSSEAUX (J.). — Bassins houillers et lignitifères de la France. (Mém. annexé à la Statistique de l'Industrie minière.) [Service de la Carte géologique de France, Paris, 1938.]

97. DEVERIN (L.). — Excursion de la Société suisse de Minéralogie et de Pétrographie dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. (*Bull. suisse de Minéralogie et pétrographie*, vol. VIII, p. 453-455, Zurich, 1928.)
98. DUPARC (L.). — Structure de la protogine. (*Archives S. P. H. N.*, 3<sup>e</sup> pér., t. XXVII, p. 594, 1892.)
99. DUPARC (L.). — Roches éruptives de la chaîne de Belledonne (*Arc. S. P. H. N.*, t. XXXI, p. 608, Genève, 1894.)
100. DUPARC (L.) et VALLOT (J.). — Note sur la constitution pétrographique des régions centrales du massif du Mont-Blanc. (*Ann. de l'Observatoire du Mont-Blanc*, t. II, Paris, 1896.)
101. DUPARC (L.). — Sur les roches éruptives de la chaîne de Belledonne. (*C. R. A. S.*, t. CXXII, p. 634-636, 1896.)
102. DUPARC (L.). — Roches éruptives basiques et amphibolites de Belledonne. (*Bull. C. G. F.*, t. VIII, 1895-1896.)
103. DUPARC (L.). — Notice pétrographique sur des nodules micacés et amphiboliques dans une granulite d'Oisans. Mont Tabor (chaîne de Belledonne). [*Arc. S. P. H. N.*, 1896.]
104. DUPARC (L.). — Sur l'origine de l'épidote dans certains granites. (*C. R. S. P. H. N.*, vol. XXXVIII, p. 100-102, 1921 et *B. S. M. F.*, vol. 45, p. 21-27, 1922.)
105. DUPARC (L.) et DELEBECQUE. — Gabbros et amphibolites du massif de Belledonne. (*C. R. A. S.*, t. CXVIII, p. 673-675, 1894.)
106. DUPARC (L.) et MRAZEC (L.). — Recherches géologiques et pétrographiques sur le massif du Mont Blanc. (*Mem. S. P. H. N.*, vol. XXXIII, Genève, 1898.)
107. DUPARC (L.) et RITTER (E.). — Les formations carbonifères et les quartzites du Trias. (*Mem. S. P. H. N.*, t. XXXII, 1894.)
108. EICHENBERGER (R.). — Geologische und petrographische Untersuchungen am südwestrand des Gotthardmassivs. (*E. G. H.*, vol. XVIII, n° 3, p. 451-483, 1924.)
109. EICHENBERGER (R.). — Über Faltung und Magmenintrusion im westlichen Gotthardmassiv. (*E. G. H.*, vol. XVIII, n° 4, p. 506-568, 1924.)
110. ESKOLA (P.). — On the differential anatexis of rocks. (*Bull. Commission Finlande*, n° 7, p. 13, 1933.)
111. ESKOLA (P.). — Magnesia-metasomatism and the lamprophyric rocks. (International XVII<sup>e</sup> Congrès géologique Abstracts of papers, S. 115, U. S. S. R., 1937.)
112. FEHR (W.). — Geologisch-petrographische Untersuchung im zentralen Teil der südlichengneise des Aarmassivs. (Jahrbuch der Phil. Fakultät der Universität Bern, Bd III, S. 151-157, 1923.)

113. FEHR (W.). — Injektionserscheinungen in der südlichen gneiszone des Aarmassivs. (*E. G. H.*, vol. 17, n° 3, p. 354, 1922.)
114. FLUSIN (G.), JACOB (Ch.) et OFFNER (J.). — Études glaciaires, géographiques et botaniques dans le massif des Grandes Rousses. (*E. G. L.*, p. 33-112, 3 fig., 8 pl., 1 schéma orogr. et un hors texte à 1/10.000<sup>e</sup>, 1909.)
115. FLUSIN (G.), JACOB (Ch.) et OFFNER (J.). — Observations glaciaires dans le massif du Pelvoux dans l'été 1903. (Allier éd., Grenoble, 1904.)
116. FLUSIN (G.) et JACOB (Ch.). — La crue glaciaire de la fin du XIX<sup>e</sup> siècle et les différents facteurs ayant déterminé les anomalies de cette crue dans le massif du Pelvoux. (*C. R. A. S.*, t. CXXXIX, 1904, p. 1049-1051.)
117. FLUSIN (G.) et JACOB (Ch.). — Étude sur le glacier Noir et le glacier Blanc dans le massif du Pelvoux. (*Ann. S. T. D.*, t. XXX, p. 136-194, 7 phot., une carte au 1/10.000<sup>e</sup>, 1904.)
118. FLUSIN (G.) et JACOB (Ch.). — Travaux topographiques et glaciologiques dans le massif des Grandes Rousses. (*La Géographie*, t. XXI, p. 1-20, 2 fig., une carte, 1910.)
119. FOURNET (J.). — Considérations générales sur les gîtes de molybdène sulfuré et sur celui du massif du Pelvoux en particulier. (*Ann. Société Sciences industrielles de Lyon*, p. 173-193, 1866.)
120. FRANCHI (S.). — Escursioni in Valle d'Aosta. (*Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. XXVI, 1907.)
121. FRANCHI (S.). — Se esista nel Massiccio cristallino delle Alpe Maritime im secondo grande dicco granitico (Memoria). [*R. C. A. L.*, ser. 6, vol. IV, p. 342, 1926.]
122. FRANCHI (S.). — Un eccezionale filone di porfite augitica nelle dolomie triasiche dell'alta valle della Neva (Alpi liguri). [*R. C. A. L.*, ser. 6, vol. VII, p. 192, 1928.]
123. FREY (R.). — La classification moderne des roches éruptives. (*Notes et mémoires du service des Mines et de la Carte géologique du Maroc*, Rabat, 1937, 125 pages, 15 fig.)
124. GAGNEBIN (E.). — Une lame de gneiss parautochtone à la base de la dent du Midi (écaïlle du Jorat). [*Bul. S. V. S. N.*, vol. LVI, n° 216, p. 57, 1925.]
125. GIBERT (A.). — Le Valgaudemar. (*R. G. A.*, t. XI, fasc. 4, p. 633-782, 7 fig., 5 pl. photog., 1 carte, 1923.)
126. GIGNOUX (M.). — Sur un gisement de végétaux triasiques près de Saint-Jean-de-Maurienne. (*C. R. A. S.*, t. CLXXXVI, p. 41-43, 1928.)
127. GIGNOUX (M.). — Revision de la feuille de Briançon au 1/80.000 (*B. C. G. F.*, t. XXXIII, n° 176, 1929.)
128. GIGNOUX (M.). — La prolongation de la zone du flysch des Aiguilles d'Arves à l'est du Pelvoux. (*C. R. S. G. F.*, p. 247-249, 1936.)



129. GIGNOUX (M.). — Tectonique et Stratigraphie du Nummulitique à l'est du Pelvoux. (*B. S. G. F.*, 5<sup>e</sup> sér., t. VI, p. 425-438, 2 pl. 1936.)
130. GIGNOUX (M.). — Stratigraphie de la bordure ouest du Briançonnais entre Briançon et le Galibier. (*B. S. G. F.*, 5<sup>e</sup> sér., t. VI, 1936.)
131. GIGNOUX (M.). — Stratigraphie de la zone du Briançonnais aux environs de la Roche de Rame (Hautes-Alpes). (*C. R. S. G. F.*, 1937, p. 89-90.)
132. GIGNOUX (M.). — Une nouvelle synthèse des Alpes : l'ouvrage de Kraus : «Der Abbau der gebirge». (*R. G. A.*, t. XXVII, p. 215-224, 1939.)
133. GIGNOUX (M.). — Géologie stratigraphique. 3<sup>e</sup> édit. 1943. Masson, éd.
134. GIGNOUX (M.). — Remarques sur la répartition des faciès du Trias en Algérie. (*C. R. S. G. F.*, 1946, p. 20-22, 21 janvier 1946.)
135. GIGNOUX (M.) et LORY (P.). — Révision de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 1/80.000°. (*B. S. G. F.*, t. XXVI, n° 146, 13 p., 3 fig., 1921-1922.)
136. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Sur la géologie de la région de Dourmillouse (Hautes-Alpes) entre le Pelvoux et la nappe de l'Embrunais. (*C. R. S. G. F.*, 7 décembre 1931.)
137. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Sur la structure de la base de la nappe du flysch de l'Embrunais dans la vallée d'Anceille près de Gap (Hautes-Alpes). (*C. R. A. S.*, t. CXCIV, p. 1202-1204, 19 déc. 1932.)
138. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Les unités structurales internes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance. (*C. R. A. S.*, t. CXCVI, p. 1064-1066, 10 avril 1933.)
139. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Les unités structurales externes de la chaîne alpine entre Pelvoux et Durance. (*C. R. A. S.*, t. CXCVI, p. 830-832, 20 mars 1933.)
140. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Révision de la feuille de Gap au 1/80.000°. (*B. C. G. F.*, t. XXXVIII, n° 190, 1933.)
141. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Sur le prolongement en Haute-Savoie et en Suisse des unités structurales des Alpes Dauphinoises. (*C. R. A. S.*, t. CXCVI, p. 1153-1155, 18 avril 1933.)
142. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Stratigraphie de la bordure externe de la zone du flysch de l'Embrunais, entre la Durance et le Drac (massifs de Piolit et des Autannes, Hautes-Alpes). [*C. R. A. S.*, t. CXCIX, p. 1081-1083, 19 nov. 1934.]
143. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Les grandes subdivisions des Alpes françaises. (*A. G.*, n° 244, 15 juillet 1934.)
144. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Description géologique du bassin supérieur de la Durance. (Allier, éd., 288 pages, 30 fig., 9 pl., Grenoble, 1938 et *T. L. G. G.*, t. XXI, 1938.)

145. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Essai de raccord entre les unités du front pennique de la chaîne alpine en France et en Suisse; à propos d'une note récente de R. STAUB. (*C. R. S. G. F.*, Séance du 6 novembre 1939.)
146. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Remarques complémentaires à notre «Description géologique du bassin supérieur de la Durance». (*T. L. G. G.*, t. XXII, 1940, p. 45-58.)
147. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Les conditions géologiques du barrage du Chambon-Romanche. (*T. L. G. G.*, t. XXIII, 50 p., 5 pl., 1941.)
148. GIGNOUX (M.) et MORET (L.). — Géologie Dauphinoise. (Arthaud, éd., Grenoble et Paris, 1944.)
149. GIGNOUX (M.), MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.). — Observations géologiques dans le bassin de la Haute Durance entre Gap et la frontière italienne. (*T. L. G. G.*, t. XVIII, 1934.)
150. GIGNOUX (M.), LORY (P.) et MORET (L.). — Révision de la feuille Gap au 1/80.000°. (*B. C. G. F.*, t. XXXVI, n° 187, 1932.)
151. GIGNOUX (M.) et RAGUIN (E.). — Découverte d'écaillés de roches granitiques au N. W. du col du Lautaret (Hautes-Alpes) à la base de la nappe du flysch des Aiguilles d'Arves. (*B. S. G. F.*, 5<sup>e</sup> sér., t. II, 1932.)
152. GODEFROY. — La chaîne de Dourmillouse (Haut-Drac et Haute-Durance). [*Revue Alpine*, oct.-nov. 1913, 29 p.]
153. GOGUEL (J.). — Sur les montagnes comprises entre Briançon et Vallouise. (*C. R. S. G. F.* 5<sup>e</sup> sér., t. X, p. 54, 1940.)
154. GONNARD (F.). — Observations sur le quartz du Dauphiné. (*B. S. F. M.*, t. XXIX, 1906, p. 294-297.)
155. GONNARD (F.) et OFFRET (A.). — Note cristallographique sur l'axinite de l'Oisans. (*B. S. M. F.*, t. XVI, 1893, p. 75-95.)
156. GRUBENMANN (U.). — Über einige schweizerische glaukophangesteine. (*Festschr. Rosenbusch. Stuttgart*, 1906, p. 1-24.)
157. GRUBENMANN (U.) et NIGGLI (P.). — Die Gesteinmetamorphose. (Berlin, Borntraeger, 1924.)
158. GUEYMARD (E.). — Calcaire aurifère de la Grave (Hautes-Alpes). Mémoire historique sur la découverte du platine dans les Alpes. (*A. M.*, 4<sup>e</sup> sér., t. XVI, 1849, p. 379-381.)
159. GUEYMARD (E.). — Recherches analytiques du platine dans les Alpes. (*A. M.*, 5<sup>e</sup> sér. t. V, 1854, p. 165-179.)
160. GUEYMARD (E.). — Mémoire sur le platine des Alpes. (*B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., t. XII, 1855 p. 429-433.)

161. GUEYMARD (E.). — Sur le platine des Alpes. (*B. S. S. I.*, 2<sup>e</sup> sér., t. IV, 1860, p. 91-95.)
162. GUEYMARD (E.). — Exploitation du filon de plomb du Grand Clot près la Grave (Hautes-Alpes). [*B. S. S. I.*, 3<sup>e</sup> sér., t. I, p. 293-295, 1867.]
163. GUETTARD (M.). — Mémoire sur la minéralogie du Dauphiné. (Paris, in 4<sup>o</sup>, 2 vol., 1779.)
164. GUINIER (E.). — Les spilites ou porphyres du massif du Pelvoux. (*Ann. S. T. D.*, 1878, p. 144-145.)
165. GUITTON (P.). — En Valjouffrey. Notes alpines (recul des glaciers). [*A. S. T. D.*, t. XLI, 1910-1917, p. 119-160.]
166. HÆGELEN (A.). — Le canon de la Romanche à l'emplacement du barrage du Chambon. (*R. G. A.*, t. XX, 1932.)
167. HARKER (A.). — Metamorphism. A study of the transformation of rockmasses. (London, 1932, in 8, 360 p., 185 fig.)
168. HAUG (E.). — Traité de géologie. (Paris A. Colin, édit., 1908-1911.)
169. HAUG (E.), LUGEON (M.) et CORBIN (P.). — Sur la découverte d'un nouveau massif granitique dans la vallée de l'Arve entre Servoz et les Houches. (*C. R. A. S.*, t. CXXXIV, 20 déc. 1902.)
170. HERICART DE THURY (L.). — Mémoires sur l'anthracite de l'Oisans. (*J. M.*, t. XIV, 1803, n° 81, p. 161.)
171. HERICART DE THURY (L.). — Description minéralogique du département de l'Isère :  
A. Montagne et mines d'argent des Chalanches. (*J. M.*, t. XX, 1806, p. 41.)  
B. Mines d'or de l'Isère. (*J. M.*, t. XXI, 1807, p. 10.)  
C. Minerai de plomb de Montjean près Vizille. (*J. M.*, t. XXVI, 1812.)
172. HIRSCHI (H.). — Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. (*Schw. Min. Petr. Mitt.* Bd. IV, p. 64-88, 1924; Bd. V, p. 173-180, 1925; Bd. VII, p. 98-114, 1927.)
173. HOBBS (W. H.). — Characteristic of existing glaciers. (*New-York, Macmillan ed.* 1911; t. XXIV, 301 p., 140 fig., et ph.)
174. HOBBS (W. H.). — Les glaciers actuels. Grenoble. (*Institut de géographie alpine*, 1922, in 8, 99 p., 9 pl. phot., 20 fig.) Réunion de deux articles parus dans *R. G. A.*, 1922 : a. Les glaciers de montagne et les formes de terrain correspondantes (trad. ALLIX) [p. 201-279, 9 pl., 13 fig.]; b. Les caractéristiques des glaciers continentaux comparées à celles des glaciers de montagne (traduction BLACHE sur le manuscrit anglais inédit) [p. 397-416, 7 fig.]
175. HOLMES (A.). — The nomenclature of Petrology. (London, Murby ed., 1928.)
176. HOLMES (A.). — Petrographic methods and calculations. London Murby ed. 1930 (voir 85).

177. HUBER (M.). — Intrusions und Kontakterscheinungen in Oberhasle. Beitrag zur Petrographie und Geologie des mittleren Aarmassivs. (*Jahrbuch phil. Fak. II univ. Bern*, Bd. 2, 1922, p. 205-217.)
178. HUGI (E.). — Vorläufige Mitteilung über die Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des Zentralen Aarmassivs. (*E. G. H.*, vol. XV, p. 441-464, 1907.)
179. HUGI (E.). — Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs. (*E. G. H.*, vol. XV, n° 4, 1920.)
180. HUGI (E.). — Das Aarmassiv, ein Beispiel alpiner Granitintrusion. (*Verh. Schweiz. Naturf. Gesellsch. Bern* 1922, II teil P. 86.)
181. HUGI (E.). — Das Aarmassiv. (m) Guide géologique de la Suisse publié à l'occasion de son cinquantenaire. (In 8, fasc. II, p. 130-138. Bâle 1934.)
182. HUGI (Th.). — Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. (*Schw. Min. und Petr. Mitt.* Bd. XXI, 1, 1941, p. 1-120.)
183. HUGLY (W.). — Petrographisch-geologische Untersuchungen im östlichen Aarmassiv zwischen Wendenjöch-Wassen-Ertsfeld. (*Jahr. der Phil. Fak. II Univer. Bern*, Bd. VII, p. 91-97, 1927.)
184. HUTTENLOCHER (H. F.). — Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. (*Jahr. der Phil. Fak. II Bern*, Bd. 1, p. 43-51, 1921.)
185. HUTTENLOCHER (H. F.). — Vorläufige Mitteilung zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. (*Mitt. Naturf. Ges. Bern*, p. 1-20, 1921.)
186. HUTTENLOCHER (H. F.). — Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs. (*Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XIII, p. 281-291, 1933.)
187. JOHANNSEN (A.). — A descriptive petrography of the igneous rocks. (Chicago, the University Press, 1931.)
188. JOUKOWSKY (E.). — Sur les écoligites des Aiguilles Rouges. (*Arch. S. P. H. N.*, t. XIV, Genève, 1902.)
189. JUNG (J.). — Rapports des plis alpins et des plis pyrénéens dans les chaînes subalpines méridionales. (*T. L. G. G.*, t. XV, fasc. 2, 1930.)
190. JUNG (J.). — La géologie profonde de la France d'après le nouveau réseau magnétique et les mesures de pesanteur. (*Ann. de l'Institut de phys. du Globe de Paris*, t. XI, 1933.)
191. JUNG (J.) et ROQUES (M.). — Les zones d'isométabolisme dans les terrains cristallophylliens du massif central français. (*Revue Sciences Nat. Auvergne*, t. I, fasc. 4, 1936.)
192. JUNG (J.) et ROQUES (M.). — Les schistes cristallins du Massif Central. (*B. C. G. F. C. R. Collaborateurs*, n° 197, t. XXXIX, p. 120-148, 1938.)

193. KILIAN (W.). — Sur les tufs du col du Lautaret (Hautes-Alpes). [*C. R. A. S.*, 1<sup>er</sup> oct. 1894 et *T. L. G. G.*, t. III, p. 299-302.]
194. KILIAN (W.). — Feuille de Briançon. (*B. C. G. F.*, t. IX, n° 59, 1897-1898, p. 139-140.)
195. KILIAN (W.). — Feuille de Briançon. (*B. C. G. F.*, t. X, n° 69, 1898-1899, p. 100-107.)
196. KILIAN (W.). — Feuille de Briançon. (*B. C. G. F.*, t. XI, n° 75, 1899-1900, p. 11-13.)
197. KILIAN (W.). — Alpes du Dauphiné et de la Savoie. Livret-guide du congrès géologique international de 1900, n° XIIIa, 1900, 38 p., 3 pl.
198. KILIAN (W.). — Feuille de Briançon. (*B. C. G. F.*, t. XII, n° 80, 1900-1901, p. 90-92.)
199. KILIAN (W.). — Compte rendu de l'excursion dans les Alpes du Dauphiné. (8<sup>e</sup> congrès international de 1900 Paris, t. II, 1901, p. 994-995.)
200. KILIAN (W.). — Sur l'ancienneté des granites alpins. (*B. S. G. F.*, 4<sup>e</sup> sér., t. V, 1905, p. 345.)
201. KILIAN (W.). — Les stades de recul des glaciers alpins et l'origine du lac Lauvital (Oisans). [*C. R. A. S.*, t. CLXXV, p. 660-664, 1922.]
202. KILIAN (W.). — Sur l'avenir des anthracites alpins. (*Les Alpes économiques*, 4<sup>e</sup> année, 1922, p. 2-3.)
203. KILIAN (W.) et LAMBERT (J.). — Sur le gisement bajocien de Villar d'Arène (H. A.) et sur un échinide nouveau du massif du Pelvoux. (*B. S. S. I.*, 1909-1910 et *T. L. G. G.*, t. IX, 1910.)
204. KILIAN (W.) et REVIL (J.). — Études géologiques dans les Alpes occidentales. (*M. G. F.*, 1904-1908-1912.)
205. KILIAN (W.) et TERMIER (P.). — Note sur divers types pétrographiques et sur le gisement de quelques roches éruptives des Alpes françaises. (*B. S. G. F.*, t. XXVI, p. 357-364, 1898.)
206. KILIAN (W.), BLANCHET (F.), MORET (L.) et ROCH (E.). — Contributions à la connaissance du terrain houiller de la zone intraalpine française. (*B. S. S. I.*, 5<sup>e</sup> sér., t. V, 1924, p. 37-74, 6 fig., 4 pl.)
207. KILIAN (W.), BLANCHET (F.), MORET (L.) et ROCH (E.). — Contributions à la connaissance du terrain houiller de la zone intraalpine française. (*T. L. G. G.*, t. XIII, 1923.)
208. KILIAN (W.) et TERMIER (P.). — Sur quelques roches éruptives des Alpes françaises. (*B. S. G. F.*, t. XXIII, 1895, p. 395-413.)
209. KOBER (L.). — Der Bau der Alpen. (*Borntraeger ed. Berlin*, 1923.)

210. KOENIGSBERGER (J.). — Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs. (*Freiburg im Brisgau*, 1900.)
211. KOENIGSBERGER (J.). — Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aar, Gotthard und Tessinermassiv. (*E. G. H.*, t. X, 1910, p. 852-896.)
212. KOENIGSBERGER (J.). — Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und Versuch einer emteilung der kristallinen Schiefer. (*Congrès géol. Suède 1910*, p. 639-671.)
213. KOENIGSBERGER (J.). — Zur Abtrennung des Erstfelder vom Aarmassiv und ergänzende Beobachtungen im Aarmassiv. (*E. G. H.*, vol. XII, n° 2, 1914.)
214. KOENIGSBERGER (J.). — Beobachtungen im Gotthardmassiv. (*Schw. Min. Pet. Mitt.*, Bd. 10, Zurich 1930, p. 140-151.)
215. KRAUS (E.). — Der Abbau der Gebirge Bd 1. Borntraeger Ed. (Berlin 1936, 352 p., 57 fig., 5 pl.)
216. LACROIX (A.). — Les transformations endomorphiques du magma granitique de la haute Ariège au contact des calcaires. (*C. R. A. S.*, t. CXXIII, p. 1021-1023, 1896.)
217. LACROIX (A.). — Sur les minéraux rares du glacier de la Meije (Hautes-Alpes). [*C. R. A. S.*, t. CXXII, 1898, p. 1429-1431.]
218. LACROIX (A.). — Sur l'amalgame argentifère de la mine des Chalanches (Isère). [*B. S. M. F.*, t. XX, 1897, p. 233.]
219. LACROIX (A.). — Minéralogie de la France et de ses colonies. (*Paris, Béranger*, 5 vol. 1893-1907.)
220. LACROIX (A.). — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. (*B. C. G. F.*, t. X-XI, 1900.)
221. LACROIX (A.). — Les roches éruptives du Crétacé pyrénéen et la nomenclature des roches éruptives modifiées. (*C. R. A. S.*, t. CLXX, p. 685-687, 1920.)
222. LACROIX (A.). — Les laves analcimiques de l'Afrique du Nord et d'une façon générale la classification des roches contenant de l'analcime. (*C. R. A. S.*, t. CLXXVIII, p. 178-180, 1924.)
223. LACROIX (A.). — Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine. (*Bull. Serv. Geol. Indochine*, vol. XX, fasc. 3, Hanoi, 1933.)
224. LAPADU HARGUES (P.). — Sur l'existence et les modalités de l'apport dans certaines séries cristallophylliennes. (*B. S. G. F.*, 1945, présenté à la séance du 18 juin 1945.)
225. LAPADU HARGUES (P.). — Quelques remarques statistiques sur la composition chimique des schistes cristallins. (*C. R. S. G. F.*, 1945, p. 11-13, séance du 22 janvier 1945.)

226. LAPADU HARGUES (P.) et RIVIÈRE (A.). — Sur l'interprétation des apports dans les séries métamorphiques et l'origine des injections pegmatitiques. (*C. R. A. S.*, t. CCXXI, p. 241-243, séance du 20 août 1945.)
227. LAUGEL. — Résumé des études de M. STUDER sur les Alpes de l'Oisans. (*B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> sér., t. XII, 1855, p. 570-580.)
228. LEBEAU (P.). — Sur les anthracites intra-alpins. (*A. F. A. S.*, congrès de Chambéry, 1933.)
229. LIECHTI (H.). — Sur la tectonique de la protogine du massif du Mont Blanc. (*Bull. suisse de min. et Petr.* Zurich, vol. XIV, 1934, p. 176-195, 12 fig.)
230. LILLIE (A.). — Lames de cristallin dans les préalpes internes entre Arve et Giffre. (*C. R. S. P. H. N.*, vol. LII, n° 3, 1935.)
231. LONGCHAMBON (H.). — Structure des Cévennes au niveau de la feuille Largentière et sa représentation cartographique. Métamorphisme syntectonique. (*C. R. S. G. F.*, p. 169-171, 1937.)
232. LORY (Ch.). — Grès à anthracite dans l'Oisans. (*B. S. G. F.*, 2<sup>e</sup> série, t. XVIII, 1860-1861, p. 824-826.)
233. LORY (Ch.). — Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme et Hautes-Alpes). [Grenoble et Paris, 1860-1864, in 8°, 748 p., 33 fig., 2 cartes, 5 pl.]
234. LORY (Ch.). — Excursion géologique au Mont Rachat dans l'Oisans. (*B. S. S. I.*, 3<sup>e</sup> sér., t. I, 1867-1869, p. 292.)
235. LORY (P.). — Sur les émissions granulitiques dans le massif du Pelvoux. (*B. S. S. I.*, 4<sup>e</sup> sér., 1892-3, p. 672 et *C.R.S.G.F.*, t. XX, 1892, p. 180-182)
236. LORY (P.). — Observations complémentaires sur les environs de Champoléon. (*B. S. G. F.*, t. XXII, 1894.)
237. LORY (P.). — Coexistence dans le massif de Chaillol de dislocations appartenant à deux périodes distinctes. Obser. de M. HAUG. (*B. S. G. F.*, t. XXII, 1894, p. 141.)
238. LORY (P.). — Note préliminaire sur le massif de Chaillol et les mouvements antenucléaires qui l'affectent. (*C. R. S. G. F.*, séances du 5 et 19 novembre 1894, et dans *B. S. S. I.*, 4<sup>e</sup> sér., t. III, 1894-1895, p. 43-52, et *T. L. G. G.*, t. III, 2<sup>e</sup> fasc., 1894-1895, p. 111-120.)
239. LORY (P.). — Feuille de Briançon. (*B. C. G. F.*, t. IX, n° 59, 1897-1898, p. 139-140.)
240. LORY (P.). — Massif de l'Oisans, glacier d'Arsine. (*B. C. G. F.*, t. XVIII, n° 119, 1907-1908 [*C. R. collaborateurs pour la campagne 1907*], p. 168-169.)
241. LORY (P.). — Revision de la feuille de Vizille au 1/80.000. (*B. C. G. F.*, t. XXI, n° 128, 1910-1911, p. 109-111.)

242. LORY (P.). — Sur la tectonique «alpine» de la chaîne de Belledonne. (*A. F. A. S.*, 49<sup>e</sup> session Grenoble 1925, p. 297-298 et *C. R. S. G. F.*, 1925, p. 23-25.)
243. LORY (P.). — Sur la structure de la chaîne de Belledonne et de sa bordure. (*C. R. S. G. F.*, 1929, p. 234-236, 2 déc. 1929.)
244. LORY (P.). — Sur la bordure de la zone du Mont Blanc (zone alpine externe) au sud de Grenoble. (*C. R. S. G. F.*, 1933, p. 74-76. Séance du 3 avril 1933.)
245. LORY (P.). — Sur les terminaisons méridionales de la chaîne de Belledonne. (*C. R. S. G. F.*, 1937, p. 91-92, 19 avril 1937.)
246. LORY (P.). — Structure de la chaîne de Belledonne. (*B. S. S. I.*, t. LIX, fasc. 2, p. 628-631, 1940.)
247. LORY (P.) et TERMIER (P.). — Sur deux roches éruptives récemment découvertes dans le massif de Chaillol. (*B. S. S. I.*, 4<sup>e</sup> sér., t. III, 1897, p. 53-56. Extrait dans *C. R. S. G. F.*, 5 mai 1895.)
248. LUCERNA. — Morphologie der Montblancgruppe. (*Petter Mitt. Ergänzt. Heft.*, n° 181 Gotha 1914.)
249. LUGEON (M.). — Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. (*A. G.*, t. X, 1901, p. 295-317, 10 fig., 2 pl. et 401-428, 12 fig., 2 pl.)
250. LUGEON (M.). — Sur l'existence de deux phases de plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. (*C. R. A. S.*, t. CLIII, p. 842-844, 30 octobre 1911.)
251. LUGEON (M.). — Sur quelques conséquences de l'hypothèse d'un dualisme des plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. (*C. R. A. S.*, t. CLIII, p. 984-985, 13 novembre 1911.)
252. LUGEON (M.). — Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges. (*C. R. A. S.*, t. CLXII, p. 426-428, 20 mars 1916.)
253. LUGEON (M.). — Sur l'origine du granite. (*C. R. A. S.*, t. CXC, p. 1096-1099, 1930.)
254. MARTIN (D.). — Liste des gisements de spilite des Hautes-Alpes. (*B. S. H. A.*, t. VI, 1887, p. 337-545.)
255. MARTIN (D.). — Rapport sur les marbres de Navette en Valgaudemar. (Gap, 1909, 5 p.)
256. MARTONNE (E. DE). — Le rajeunissement quaternaire des Alpes. (*C. R. congrès international de géographie*, Rome, 1913, p. 912-920.)
257. MEYER (J.). — Geologische petrographische untersuchungen am massif der Aiguilles Rouges. (*E. G. H.*, vol. XIV, 1916, p. 46.)
258. MICHEL-LÉVY (Auguste). — Étude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont Blanc. (*B. C. G. F.*, t. I, n° 9, 1890.)

34 PÉTROGRAPHIE ET TECTONIQUE DES MASSIFS CENTRAUX DAUPHINOIS.

259. MICHEL-LÉVY (Auguste). — Note sur la prolongation vers le sud de la chaîne des Aiguilles Rouges, montagnes de Pormenaz et du Prarion. (*B. C. G. F.*, n° 27, 1892.)
260. MICHEL-LÉVY (Auguste). — Contribution à l'étude du granite de Flamanville et des granites français en général. (*B. C. G. F.*, t. V, n° 36, 1893-1894, p. 1-40.)
261. MICHEL-LÉVY (Auguste). — Classification des magmas des roches éruptives. (*B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., t. XXV, p. 326-377, 1897.)
262. MICHEL-LÉVY (Alb.). — Séricitoschistes des chaînes du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges qui sont des mylonites recristallisées postérieures au granite. (*B. S. G. F.*, t. XXVIII, 1928, p. 255.)
263. MILON (Y.). — Notes et observations de géologie Jersiaise et armoricaine. I. L'étude du magmatic stopping. (*Mem. Soc. Géol. Miner. Bretagne*, Rennes 1936, t. III, p. 89-93, 2 fig.)
264. MINDER (W.). — Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs. (*Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XII, p. 353-422, 1932.)
265. MORET (L.). — Chambon, Sautet, Bissorte, trois grands lacs de barrages alpestres. (*Les Alpes*, Grenoble, 1936.)
266. MORET (L.). — Précisions sur la nature et l'âge des «chapeaux» houillers formant quelques sommets du massifs de Belledonne (*C. R. S. G. F.*, 5 mars 1945, p. 58-60, 1945.)
267. MORET (L.) et ROCH (E.). — Revision de la feuille de Briançon au 1/80.000<sup>e</sup> (*B. C. G. F.*, t. XXVII, n° 151, 1922.)
268. MORET (L.) et ROCH (E.). — Revision de la feuille de Briançon au 1/80.000<sup>e</sup>. Sur les tufs pleistocènes du Lautaret. (*B. C. G. F.*, t. XXVIII, n° 155, 1923-1924.)
269. MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.). — Idées nouvelles sur la structure de la zone du Pas du Roc, entre l'Arc et l'Isère. (*C. R. S. G. F.*, p. 251-253, 1936.)
270. MORGENTHALER (H.). — Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. (*E. G. H.*, vol. XVI, n° 2, 1921, p. 179-217.)
271. MOUGIN (P.). — Nomenclature des glaciers du Dauphiné et de Provence. (*E. G.*, t. VI, 1927, p. 163-173, 1 pl. Carte à 1/10.000<sup>e</sup> du glacier de la Pilatte.)
272. MOUGIN (P.). — Variations historiques du glacier des Grandes Rousses. (*E. G.*, t. VI, 1927, p. 139-149, 1 plan-carte au 1/20.000.)
273. MOUGIN (P.). — Le glacier Blanc et le glacier Noir. (*E. G.*, t. VI, 1927, p. 157-162, 1 plan au 1/10.000.)
274. MRAZEC (L.). — La protogine du Mont Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent. (Thèse, Genève, 1892.)

BIBLIOGRAPHIE.

35

275. MRAZEC (L.) et GIUSCA (D.). — Contribution à la connaissance de l'origine de l'épidote dans le granite (protogyne) du Mont Blanc. (*Bull. Lab. Minéral Université Bucarest*, t. I, 1935.)
276. NIGGLI (P.). — Die Chloritoïdschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrand des Gotthardmassivs. (*Beitr. Geol. Karte Schweiz*. N. F., 36<sup>e</sup> Lief, Bern, 1912.)
277. NIGGLI (P.). — Die Differentiation im weslichen Aarmassiv. (*Verhande schweiz nat. Ges.* 103, Bern 1922 et *E. G. H.*, vol. XVII, n° 3, 1922, p. 353.)
278. NIGGLI (P.). — Gesteins und mineralprovinzen. (Vol. I, Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1923.)
279. NIGGLI (P.). — Der Chemismus der zentralen Aargranite (mit Analysen von J. Jacob et Parker S.). [*Schweiz min. petr. Mitt.*, Bd. IV, 1924, p. 337-351.]
280. NIGGLI (P.). — Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthard-massivs. (*Schweiz min. petr. Mitt.*, Bd. IX, 1929, p. 160-189.)
281. NIGGLI (P.). — Das Gotthardmassiv. Guide géologique de la Suisse publié à l'occasion de son cinquantenaire. (In-8°, fasc. II, p. 139-145, Bâle, 1934.)
282. NIGGLI (P.). — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. (*Schweiz Min. Petr. Mitt.*, t. XVI, n° 2, 1936, p. 295.)
283. NIGGLI (P.). — Die magmentypen. (*Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XVI, p. 335-399, 1936.)
284. NIGGLI (P.). — Das Magma und seine Produkte. Akad. Verlagsgesellschaft. (Leipzig 1937.)
285. NIGGLI (P.) [traduction P. URBAIN]. — La loi des phases en minéralogie et pétrographie. 2 fasc. : I. Généralités, 81 pages, 65 fig. II. Applications, 79 pages, 43 fig. Actua-lités scientifiques et industrielles, n° 611-612. Hermann éd., Paris 1938.
286. NIGGLI (P.). — Das Problem der Granitbildung. (*Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XXII, p. 1-84, 1942.)
287. NIGGLI (P.), QUERVAIN (F. DE), WINTERHALTER (R. V.). — Chemismus schweizgesteine. Beitr. zur Geologie der Schweiz geotechn. (Série XIV, Bern 1930.)
288. NIGGLI (P.) et STAUB (W.). — Neue Beobachtungen an dem Kreuzgebiet zwischen Gotthard und Aarmassiv. (*Beitr. zur Geol. Karte Schweiz*. N. F., 45<sup>e</sup> Lief (75) Bern 1914.)
289. OFFNER (J.). — Passage de quelques cols peu connus du Valjouffrey et du Valgaudemar. (*Ann. S. T. D.*, 1903, 21 p., in 8°.)
290. ONDE (H.). — La Maurienne et la Tarentaise. Étude de géographie physique. (In-8°, 623 p., 23 pl., 54 fig., 1938. Arthaud éd., Grenoble.)

291. ORCEL (J.). — Révision de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 1/80.000°. Terrains cristallins (note préliminaire). [*B. C. G. F.*, t. XXVIII, n° 155, 1924, p. 19-22.]
292. ORCEL (J.). — Recherches sur la composition chimique des chlorites. (*B. S. F. M. T. L.* 1927.)
293. OULIANOFF (N.). — Sur les plis hercyniens du massif de l'Arpille. (*B. S. V. S. N.*, 5 novembre 1919, Lausanne.)
294. OULIANOFF (N.). — De la présence de porphyres quartzifères sur le flanc N. W. du Mont Blanc. (*P. V. S. V. S. N.*, 1920.)
295. OULIANOFF (N.). — Sur les relations des amphibolites et du calcaire ancien dans le massif des Aiguilles Rouges. (*Bul. S. V. S. N.*, 18 février 1920, Lausanne.)
296. OULIANOFF (N.). — Le massif de l'Arpille. Matériaux Carte Géol. Suisse. (*N. S.*, Liv. 54 Berne, 1924.)
297. OULIANOFF (N.). — Une contribution à l'étude de la tectonique du massif du Mont Blanc (partie suisse). [*E. G. H.*, vol. XIX, n° 3, 1926, p. 651.]
298. OULIANOFF (N.). — Sur l'âge de la mylonite (granite écrasé) dans le massif des Aiguilles Rouges. (*Bul. S. V. S. N.*, t. LVI, 1928, p. 411.)
299. OULIANOFF (N.). — Sur le plissement ancien dans le massif du Mont Blanc. (*C. R.*, 14<sup>e</sup> cong. géol. intern., fasc. 4, Madrid, 1928, p. 2131-2132.)
300. OULIANOFF (N.). — Sur les calcaires anciens des massifs hercyniens des Alpes occidentales. (*Bul. S. V. S. N.*, vol. LVI, n° 222, Lausanne, 1929, p. 659.)
301. OULIANOFF (N.). — Une contribution à la connaissance des gneiss ocellés. (*E. G. H.*, vol. XXV, n° 1, p. 23, 1932.)
302. OULIANOFF (N.). — Quelques observations sur la tectonique de la région du col Ferret. (*E. G. H.*, vol. XXVII, n° 1, p. 31, 1934.)
303. OULIANOFF (N.). — Massifs hercyniens du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges. (Guide géologique de la Suisse publié à l'occasion de son cinquantième. In-8°, fasc. II, p. 121-129, 2 fig., Bâle 1934.)
304. OULIANOFF (N.). — Morphologie glaciaire dans les régions à tectoniques superposées. (*E. G. H.*, vol. XXVIII, n° 1, 1935.)
305. OULIANOFF (N.). — Superposition des tectoniques successives. (*Bul. S. V. S. N.*, 1937, vol. LIX.)
306. OULIANOFF (N.). — Plis, failles et morphologie. (*E. G. H.*, vol. XXXIV, n° 2, p. 176-178, 1941.)
307. OULIANOFF (N.). — Contribution à l'analyse du mouvement tectonique alpin dans la région du val Ferret Suisse. (*E. G. H.*, vol. XXXIV, n° 2, 1941, p. 327-330.)

308. OULIANOFF (N.). — Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans le Valais. Région du Saint-Bernard. (*E. G. H.*, vol. XXXV, n° 2, 1942, p. 160-167.)
309. OULIANOFF (N.). — Effet de l'écrasement naturel et expérimental des roches. (*Bull. Laboratoire Univ. Lausanne*, n° 76, 1942.)
310. OULIANOFF (N.). — Pourquoi les Alpes suisses sont pauvres en gites métallifères exploitables. (*Bull. Labor. Geol. Univ.*, Lausanne, n° 77, 1943, p. 1-14, et *B. S. V. S. N.*, vol. 62, 1943.)
311. OULIANOFF (N.). — Les anciens massifs du Mont Blanc et de l'Aar et l'orogénie alpine. (*E. G. H.*, vol. XXXVII, n° 1, 1944, p. 31-37.)
312. PAREJAS (E.). — Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges. (*Mem. S. P. H. N.*, vol. XXXIX, fasc. 7, p. 373-442, 12 fig., 1 pl., 1922.)
313. PAREJAS (E.). — La structure de l'extrémité S. W. du massif du Mont Blanc. (*Arch. S. P. H. N.*, vol. XXXIX, n° 1, p. 37-38, 1922.)
314. PEGUY (P.). — Structure, hydrographie et relief du nord-ouest briançonnais. (*B. A. G. F.*, 1938, p. 79-84.)
315. PENCK (A.) et BRUCKNER (E.). — Les Alpes françaises du nord. Traduction ARBOS. (*Ann. Univ.*, Grenoble, t. XXI, 1909, 51 p., 1 pl. et *T. L. G. G.*, t. IX, 1908-1909, p. 21-71.)  
Les Alpes françaises du sud. Traduction SCHADEL. (*Ann. Univ.*, Grenoble, t. XVIII, 1906, p. 696-769 et t. XIX, 1907, p. 1-64, 3 fig., 1 pl.)
316. PERRIN (R.). — Métamorphisme et plissement. (*C. R. A. S.*, t. CCIV, p. 368-369, 1<sup>er</sup> février 1937.)
317. PERRIN (R.). — Observations de métamorphisme dans le mésozoïque des Alpes françaises et remarques. (*C. R. S. G. F.*, 4 mars 1940.)
318. PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.). — Les réactions à l'état solide et la géologie. (*Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 5<sup>e</sup> sér., Pétrographie, n° 1, 64 p., 2 pl., Alger 1937.)
319. PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.). — Le granite et les réactions à l'état solide. (*Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 5<sup>e</sup> sér., n° 4, 182 p., 6 pl., Alger 1939.)
320. PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.). — Quelques observations à propos du spilite de Montvernier. (*Bul. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, t. LXXVI, 1941, p. 161-171.)
321. PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.). — Magmatic stopping de Saint-Jean-du-Doigt. (*B. S. G. F.*, t. VIII, 5<sup>e</sup> sér., 1938, p. 665.)
322. PERRIN (R.) et ROUBAULT (M.). — A propos de la note de M. LAPADU-HARGUES sur les schistes cristallins. (*C. R. S. G. F.*, p. 122-124, séance du 28 mai 1945.)
323. PFLUGSHAUP (P.). — Beiträge zur Petrographie des ostlichen Aarmassivs. (*Schweiz Miner. Petr. Mitt.*, Bd VII, 1927, p. 321-378.)

324. RABOWSKI (F.). — Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec les lames de la bordure N. W. des massifs du Mont Blanc et de l'Aar. (*Bul. S. V. S. N.*, 1917.)
325. RAGUIN (E.). — A propos d'observations récentes sur le métamorphisme dans les chaînes de montagne. (*R. G. S.*, Paris, 31 mars 1932.)
326. RAGUIN (E.). — Problèmes de la géologie du granite. (*Revue des questions scientifiques*. Louvain, mai 1937, p. 325-360.)
327. RAGUIN (E.). — Sur l'âge des roches granitiques dans les Pyrénées. (*C. R. A. S.*, t. CCVII, p. 1001-1002, 1938.)
328. RAGUIN (E.). — Les roches granitiques. (*Ann. Soc. Geol. Belg.*, t. LXII, p. 422-450, 1938-1939.)
329. REINHARD (M.) et PREISWERK (H.). — Über Granitmylonite im Aiguilles Rouges Massiv (westliches Walks). [*Verhandl. Nat. Ges. Bâle*, Bd XXXVIII, 1927, p. 188-200.]
330. RÉPERTOIRE de la bibliographie géologique du sud-est de la France. (*T. L. G. G.*, t. XII, fasc. III, 1922 avec 1<sup>re</sup> et 2<sup>e</sup> listes supplémentaires.)
331. RÉPERTOIRE. — Troisième liste supplémentaire (1922-1930). [*T. L. G. G.*, t. XV, fasc. 3.]
332. RÉPERTOIRE. — Quatrième liste supplémentaire (1931-1940). [*T. L. G. G.*, t. XXII, 1938, p. 173-201.]
333. REVUE DE GÉOGRAPHIE ALPINE. — Critiques de la carte géologique du Mont Blanc, par P. CORBIN et N. OULIANOFF, t. XV, 1927, p. 459-464.)
334. RIGOTARD (L.). — L'Oisans souterrain. Une visite aux mines d'or de la Gardette. (*La Montagne*, 1926, p. 228-231.)
335. ROQUES (M.). — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. (*M. C. G. F.*, in 4<sup>e</sup>, 530 p., 3 pl. 1941.)
336. ROSENBUSCH et OSANN. — Elemente der Gesteinlehre. Stuttgart 1932.
337. ROSIER (G.). — Sur une mylonite granitique de la Balschiederlücke (massif du Bietshorn). (*C. R. S. P. H. N.*, t. XLVI, p. 58-60, 1929.)
338. ROSIER (G.). — Contribution à la géologie de l'Aletschhorn. (*E. G. H.*, t. XXIV, n<sup>o</sup> 1, p. 83-124, 31 fig., 1931.)
339. ROTHE (J. P.). — La sismicité des Alpes occidentales. (*C. R. A. S.*, t. CCXIV, p. 276-278, 23 février 1942.)
340. ROTHE (J.-P.). — La sismicité des Alpes occidentales. (*B. S. G. F.*, 5<sup>e</sup> sér., t. IX, p. 144, 1941.)
341. ROTHE (E.) et ROTHE (J.-P.). — Sur les récents séismes des Alpes françaises. (*C. R. A. S.*, t. CCXIV, p. 98-100, 1942.)
342. ROUBAULT (M.). — La Kabylie de Collo; étude géologique. (*Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2<sup>e</sup> sér. Descriptions régionales, n<sup>o</sup> 10, 270 p., 56 pl., 1 pl. coupes, 1 carte, 1935.)

343. ROUTHIER (P.). — Essai sur la chronologie des « roches vertes » mésozoïques des Alpes occidentales. (*B. S. G. F.*, 5<sup>e</sup> sér., t. XIV, p. 117-145, 1944.)
344. SACCO (F.). — Sur l'âge du gneiss du Massif de l'Argentera. (*B. S. G. F.*, 4<sup>e</sup> sér., t. VI, 1907.)
345. SACCO (F.). — Il Gruppo dell'Argentera. (*Mem. R. Acc. Sc. di Torino*, ser. II, t. LXI, Torino, 1911.)
346. SANERO (E.). — Studi petrografici sulle formazioni granitide e porfiriche del Monte Chetif (Valle d'Aosta). [*Periodico di Mineralogia*, n<sup>o</sup> 2, Roma, 1938.]
347. SANDBERGER (C.). — Recent volcanic eruptions in the central alpine so-called « hercynian » zone. (*Geol. Mag.*, vol. 63, London, p. 469-473, 1926.)
348. SAUTEREAU (G.). — Les mines d'or en France. Note sur la situation géographique et la valeur des gisements aurifères et argentifères de la Gardette présentée à la Société de Géographie. (Paris, Dubuisson, 16 p., 1897)
349. SCHNEEGANS (D.). — La sédimentation du Flysch des nappes de l'Embrunais Ubaye. (*C. R. S. G. F.*, p. 83-85, 1937.)
350. SCHNEEGANS (D.). — La géologie des nappes de l'Ubaye Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. (*Thèse Sc.*, Grenoble, 1938; *Mem. C. G. F.*, 1938.)
351. SCHNELL (J.-R.). — Les roches basiques des nappes penniques. (*Schweiz Min. Petr. Mitt.* Bd 1, p. 215-309, 1921.)
352. SCHOELLER (H.). — La nappe de l'Embrunais au nord de l'Isère. (*B. C. G. F.*, t. XXXIII, n<sup>o</sup> 175, 422 p., 32 fig., 10 pl., 1929.)
353. SCHROEDER (W.-J.). — La brèche du Chablais entre Giffre et Durance et les roches éruptives des Gets. (*Thèse Genève* 1939 et *Arc. S. P. H. N.*, vol. 21, 1939.)
354. Société géologique de France. — Réunion extraordinaire de la Société dans les Alpes méridionales françaises du 10 au 17 septembre 1938. (*C. R. S. G. F.*, p. 247-283, 1938.)
355. STAUB (R.). — Der Bau der Alpen. (*Matériaux carte géol. Suisse*, n<sup>o</sup> 52, 1924.)
356. SUNDIUS (N.). — On the spilitic rocks. (*Geol. Mag.*, vol. LXVII, p. 1-17, 3 fig., 1930.)
357. SWIDERSKI (B.). — La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. (*Matériaux pour la carte géologique suisse*, liv. 47, Berne, 1919.)
358. TERMIER (H.). — Études géologiques sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional. (Notes et mémoires du Serv. des Mines et de la Carte géologique du Maroc, n<sup>o</sup> 33, 5 t., 1936.)
359. TERMIER (P.). — Sur l'existence de la microgranulite et de l'orthophyre dans les terrains primaires des Alpes françaises. (*C. R. A. S.*, t. CXV, p. 971-973, 1892.)

360. TERMIER (P.). — Sur les roches de la série porphyrique dans les Alpes françaises. (*C. R. A. S.*, t. CXVI, p. 900-902, 1893.)
361. TERMIER (P.). — Sur les terrains, d'âge probablement tertiaire, des montagnes de l'Eychauda, de Serre Chevalier, et de Prorel, près du bord oriental du massif du Pelvoux. (*B. S. G. F.*, t. XXIII, p. 572-588, 1895.)
362. TERMIER (P.). — Le massif des Grandes Rousses. (*B. C. G. F.*, t. VI, p. 169-286, carte géologique et coupes.)
363. TERMIER (P.). — Sur le sphène de la syénite du Lauvitel (Isère). [*B. S. M. F.*, t. XIX, p. 81-85, 1896.]
364. TERMIER (P.). — Sur la tectonique du massif du Pelvoux. (*B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., t. XXIV, p. 734-758, 1 carte, 1896.)
365. TERMIER (P.). — Feuille de Briançon : Pelvoux, Vallouise, Valgaudemar, Valjouffrey. (*B. C. G. F.*, t. VIII, n° 53, p. 191-194, 1896-1897.)
366. TERMIER (P.). — Feuille de Briançon. (*B. C. G. F.*, t. VIII, p. 172-173.)
367. TERMIER (P.). — Sur le granite du Pelvoux. (*C. R. A. S.*, t. CXXIV, p. 317-320, 1897.)
368. TERMIER (P.). — Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. (*C. R. A. S.*, t. CXXIV, p. 633-635, 22 mars 1897.)
369. TERMIER (P.). — Feuille Briançon. (*B. C. G. F.*, t. IX, n° 59, p. 153-156, 1898.)
370. TERMIER (P.). — Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. (*B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., t. XXVI, p. 165-192, 1898.)
371. TERMIER (P.). — Microgranites de la vallée de la Guisanne (bord nord du massif du Pelvoux). [*B. S. G. F.*, 3<sup>e</sup> sér., t. XXVII, p. 399-408, 1899.]
372. TERMIER (P.). — Le massif du Pelvoux et le Briançonnais. (*Livret-guide du Congrès géologique international de 1900*, n° XIII, in-8°, 43 p., 15 fig., 2 phot., 1900.)
373. TERMIER (P.). — Sur les trois séries cristallophylliennes des Alpes occidentales. (*C. R. A. S.*, t. CXXXIII, p. 964-966, 1900.)
374. TERMIER (P.). — Nouvelles observations géologiques sur la chaîne de Belledonne. (*C. R. A. S.*, t. CXXXIII, p. 897-899, 1901.)
375. TERMIER (P.). — Études lithologiques dans les Alpes françaises. (*B. S. G. F.*, 4<sup>e</sup> sér., t. I, p. 157, 1901.)
376. TERMIER (P.). — Les montagnes entre Briançon et Vallouise. (*M. C. G. F.*, 1903.)
377. TERMIER (P.). — Les schistes cristallins des Alpes occidentales. (Conférence faite le 22 août 1903 au IX<sup>e</sup> Congrès international, à Vienne, 20 p., Gauthiers-Villars, Paris, 1903.)

378. TERMIER (P.). — Sur l'existence d'un petit massif granitique dans le vallon de Vaudaine, au sud de Belledonne, et auprès de la route de Grenoble au Bourg-d'Oisans. (*B. S. G. F.*, 4<sup>e</sup> sér., t. VIII, p. 43, 1908.)
379. TERMIER (P.). — Sur la genèse des terrains cristallophylliens. (Congrès géologique international, Stockholm, 1910, p. 587-595.)
380. TERMIER (P.). — Sur l'ancienneté des roches vertes dans la chaîne de Belledonne. (*C. R. A. S.*, t. CLII, p. 665-667, 1911.)
381. TERMIER (P.). — La nappe des Aiguilles d'Arves entre le Lautaret et Vallouise. (*C. R. A. S.*, t. CLXXXVI, p. 49-53, 9 janvier 1928.)
382. TERMIER (P.). — Le pays de nappes des Alpes françaises. (*C. R. A. S.*, t. CLXXXVI, p. 113-115, 1928.)
383. TERMIER (P.) et LECLERE (A.). — Sur la composition chimique des assises cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne. (*C. R. A. S.*, t. CXXXVIII, p. 646-647, 1904.)
384. TRUNINGER (E.). — Geologisch-petrographische Studien am Gastern Massiv. (*Mitt. Naturf. Ges.*, Bern, 1911, t. XXVI, p. 18-177.)
385. UMBROVE (J. M. P.). — Magmatic cycles and orogenic epochs. (*Geol. Mag.*, London, t. LXXXVI, p. 444-450, 1939.)
386. VALLOT (J.). — Paléogéographie des régions centrales du massif du Mont Blanc. (*Guide Vallot*, Description générale, sect. IV, p. 51, 1 carte, 3 pl. Fischbacher ed., 1925.)
387. VAUMAS (E. de). — Le Briançonnais. (Étude morphologique, *A. G.*, t. XLIX, p. 183-204, 1940.)
388. VAUMAS (E. de). — Relations structurales des massifs cristallins externes et des massifs intra-alpins. Le principe d'altitude inverse. (*B. A. G. F.*, n° 132-33, p. 81-89, 1940.)
389. VIE (G.). — L'anthracite des Alpes; gisements et utilisation. (*Chaleur et Industrie*, Paris, 16<sup>e</sup> année, n° 181, 1935.)
390. WASHINGTON (H. S.). — Chemical analysis of igneous rocks. United States geological survey. (Professional papers, 99, 1903.)
391. WEBER (Fr.). — Über den Rali-syenit des Piz Giuf und Umgebung (östlich des Aarmassivs). (*Beitr. Geol. Karte Schweiz.*, t. XIV, 1904.)
392. WEGMANN (C. E.). — Zur Deutung der Migmatite. (*Geologische Rundschau*, t. XXVI, p. 305, 1936.)
393. WINTERHALTER (R. U.). — Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. (*Schweiz miner. Petr. Mitt* Bd 10, Heft 1, p. 38-116, 1930.)
394. WYSS (R.). — Petrographisch-geologische Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet. (*Mitt. Naturf. Ges.*, p. 1-109, Berne, 1933.)



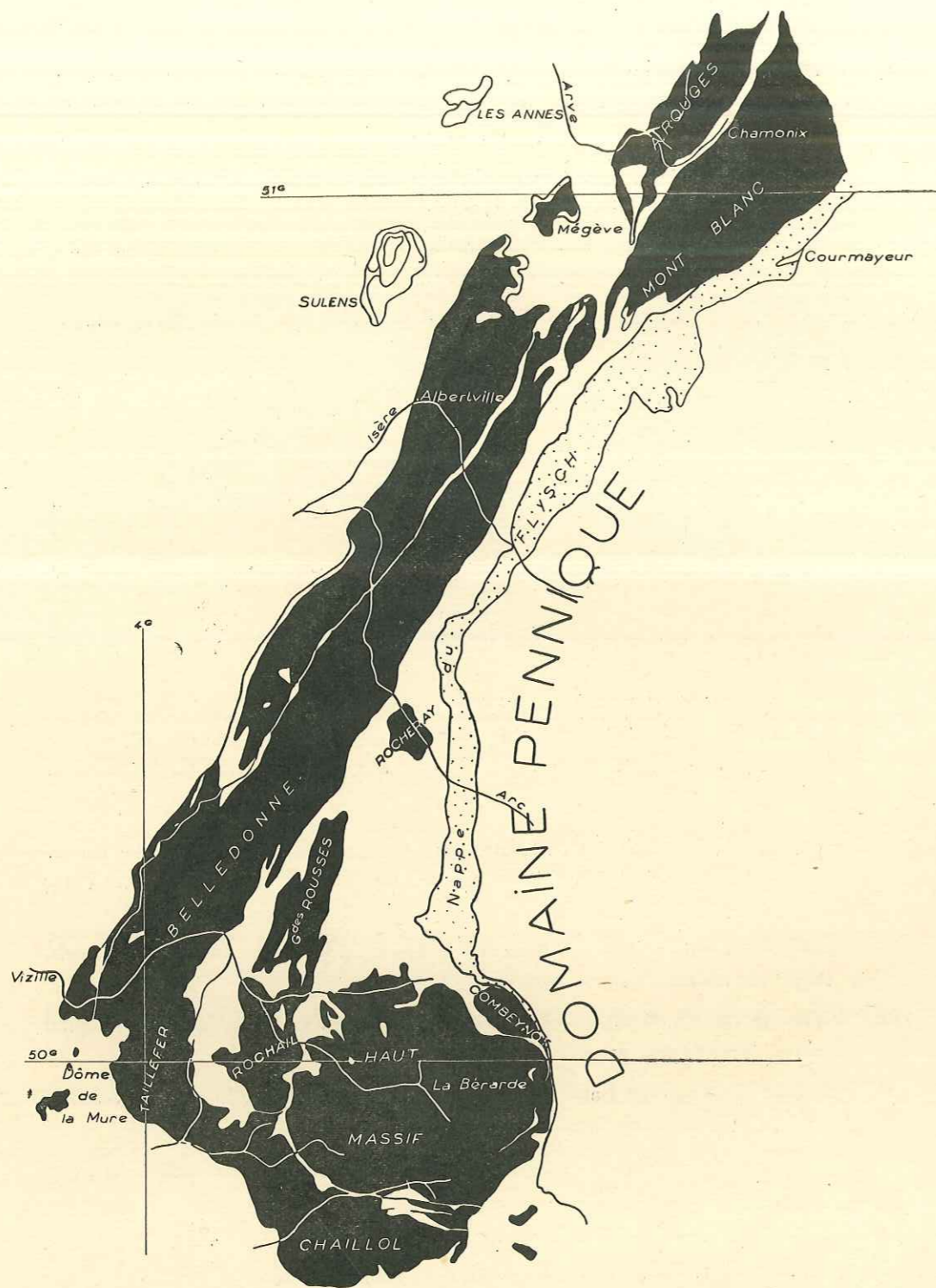


Fig. 1. — Les massifs centraux delphino-savoyards.

En noir, le cristallin; en blanc la couverture et les nappes penniques; en pointillé le flysch des aiguilles d'Arves.

## PREMIÈRE PARTIE.

### LE CADRE GÉOGRAPHIQUE.

Il est téméraire pour un géologue d'attaquer un tel chapitre : maints écrits ont déjà été publiés sur le sujet, certains par des géographes dont la compétence et le talent ne sont plus à prouver. Outre l'énorme contribution de M. André Allix, qui ne concerne d'ailleurs que l'Oisans (5) le monumental ouvrage consacré par M. Raoul Blanchard aux Alpes françaises (32) traite de la question beaucoup mieux que je ne saurais le faire. Au reste, c'est en partie des idées de ces deux auteurs que je m'inspirerai pour dégager les traits essentiels. Pourtant, aucune description détaillée de l'orographie des massifs centraux n'a jamais été faite, et il ne me paraît pas inutile d'effleurer la question, étant donné sa complication.

J'ai déjà noté dans l'introduction que les géologues distinguent trois massifs centraux dauphinois qu'ils dénomment généralement Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux. A ces trois massifs cristallins, ils assignent comme limite le contour externe des affleurements cristallins (auxquels on ajoute les roches sédimentaires antétriasiques, représentées essentiellement par des synclinaux de Houiller). Pour le géologue, la définition des massifs centraux est donc liée à l'existence en surface de couches plissées avant le Trias, donc à la notion de matériel d'âge au plus hercynien.

Il s'ensuit que les dénominations des géologues ne correspondent pas exactement à celles des géographes, les contours des couches géologiques pouvant très bien n'avoir que peu à faire avec des limites orographiques. C'est ainsi que le massif de Taillefer constitue pour le géographe un massif individualisé, alors que pour le géologue, il fait partie de la chaîne de Belledonne (au sens géologique).

La forme générale des trois massifs dauphinois est très caractéristique et a été reproduite dans de nombreux traités, même élémentaires, de géologie : une aire sensiblement circulaire, le massif des Écrins-Pelvoux à laquelle s'accolent deux apophyses allongées, d'inégale longueur, orientées N. E.—S. W. Belledonne et les Grandes Rousses.

Le plus occidental, Belledonne, ainsi désigné du nom du tronçon méridional de cet ensemble, est également le plus long. Il déborde largement en Savoie, franchissant l'Arc entre Saint-Pierre-de-Belleville et la Chambre. C'est la prolongation directe de la chaîne des Aiguilles Rouges dont il n'est séparé que par un « isthme » sédimentaire de quelques kilomètres. Sa terminaison septentrionale se situe ainsi vers Flumet dans la vallée de l'Arly<sup>(1)</sup>.

Cette énorme masse amygdaloïde montre une grande unité de structure géologique. Essentiellement, c'est un noyau de micaschistes et de gneiss, souvent fortement amphiboliques, traversé par des venues de roches éruptives variées. Les contours des différents affleurements suivent l'allongement général du massif. Les schistes cristallins présentent un métamorphisme variable, depuis des schistes carburés peu transformés dans la région de Saint-Colomban-de-Villars, jusqu'à des gneiss à structure porphyroblastique. Les roches éruptives qui les traversent sont très variées. Les plus importantes sont des granites dont l'identité d'apparence masque en réalité de notables différences d'âge et d'origine. Les unes sont contemporaines du métamorphisme général, d'autres au contraire lui sont franchement postérieures. À côté de ces venues acides accompagnées d'ailleurs de leurs faciès de bordure, aplites et rhyolites, et de roches de type lamprophyrique, on rencontre des amas de roches basiques, gabbros plus ou moins serpentinisés dont l'origine a été violemment controversée (46).

Au point de vue structural, on a pris l'habitude (notice de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne, 2<sup>e</sup> édit.) de séparer le massif en deux rameaux, externe et interne, en raison de l'existence vers l'axe du massif, d'une longue bande synclinale de Trias et de Lias très réduite; cette zone, très écrasée, est en maints endroits réduite à une simple cicatrice intra-cristalline. On admet géné-

<sup>(1)</sup> Notons que cette manière de voir, qu'on peut considérer comme l'opinion classique, est loin d'être adoptée par tous les auteurs : P. LORY (243), SCHOELLER, BUNGE ont admis, avec de sérieux arguments, que la zone externe de Belledonne représentait seule l'équivalent des Aiguilles Rouges, le rameau interne étant la prolongation du Mont Blanc.

ralement que le contenu du synclinal a été éjecté vers l'extérieur de l'arc alpin où il va former la zone des collines liasiques (244).

Au point de vue des formations géologiques, il est intéressant de noter que le rameau externe ne comporte que des micaschistes, et qu'il est le seul à admettre des témoins de Primaire sédimentaire non-métamorphique. Ces témoins, formés de Houiller continental sont de plus en plus abondants vers le Sud, et il faut sans doute considérer que le dôme de la Mure représente la prolongation de ce rameau externe. Vers la terminaison méridionale du massif, au point de jonction avec le massif des Écrins-Pelvoux, on trouve cependant quelques témoins de Houiller dans le rameau interne. Le rameau interne, plus fortement métamorphisé et fortement injecté vient au sud se réunir avec les affleurements de gneiss du Pelvoux entre La Chapelle-en-Valjouffrey et Entraigues.

Le bord externe de cette masse cristalline forme la couverture sédimentaire, fréquemment décollée, du massif. Si on ne peut, comme pour les massifs savoyards, y distinguer de véritables nappes de charriage superposées, on peut du moins admettre, avec P. Lory, que la zone des collines liasiques présente un redoublement dont la racine doit être cherchée dans la cicatrice déjà mentionnée plus haut (244). À ce titre, Belledonne serait plus complexe que son homologue septentrional des A. Rouges, au moins dans sa partie centrale. La tectonique de cette zone externe est des plus confuses en raison de l'uniformité des faciès schisteux et de la rareté des fossiles. Le décollement par rapport au substratum cristallin est cependant certain, souligné qu'il est là par la disparition du Trias.

Le bord interne est occupé par un synclinal sédimentaire continu allant du Périer au sud jusqu'à l'extrémité du massif cristallin au nord. Ce synclinal constitue une des unités structurales importantes de la région. Il sépare Belledonne du petit massif du Rocheray au nord à la traversée de l'Arc (synclinal de La Chambre), des Grandes Rousses au centre (synclinal de l'eau d'Olle), des Écrins-Pelvoux au sud (synclinal d'Ornon). On peut donner à cet accident majeur le nom de faisceau synclinal du Glandon, le col de ce nom se trouvant sur le trajet de cet accident et sensiblement vers son milieu. Le col est d'ailleurs une limite territoriale importante, correspondant à la frontière delphino-savoysarde<sup>(1)</sup>.

<sup>(1)</sup> En réalité la frontière officielle quitte la ligne de crête à l'est du col pour passer en Dauphiné et la rejoindre au col de l'Argentière.

C'est un synclinal formé essentiellement de terrains triasiques et liasiques. Le Trias manque souvent, preuve évidente d'étirements.

Le modelé topographique suit sensiblement les données de la géologie. En gros, le massif cristallin correspond à une série de chaînes d'altitudes moyennes élevées, isolées entre deux zones déprimées, comme cela se passe pour les massifs savoyards et oberlandais. Mais alors que pour ces derniers, les vallées bordières, val de Chamonix, vals Ferret, Veni, vallée du Rhône correspondent à des trouées majeures, il n'en va pas de même ici : sur le bord externe, le sillon subalpin, en l'espèce le Grésivaudan, est séparé du massif par le glacis des collines liasiques. Sur le bord interne, les vallées correspondant aux roches tendres du synclinal du Glandon ne sont que des vallées secondaires étroites, sans débouchés. La vallée d'Ornon, le haut Valbonnais, séparés par le col d'Ornon, ne sont l'un et l'autre parcourus que par des rivières médiocres et ne constituent guère des traits marquants de l'orographie générale. L'eau d'Olle, qui descend vers Vaujany et Allemont des hauteurs du col du Glandon représente une vallée déjà mieux dessinée, mais qui n'a point néanmoins l'importance des vallées issues du Haut Massif. Quant à la vallée de Saint-Colomban-des-Villars, elle n'est occupée que par un petit affluent de l'Arc.

Ainsi, la disposition géologique ne commande que d'une manière en somme assez accessoire les grandes lignes de l'hydrographie : aux massifs cristallins, correspondent bien des sommets élevés alignés suivant les axes de ces affleurements anciens, mais les vallées majeures ne correspondent pas aux synclinaux qui les flanquent à leur bordure immédiate.

Les lignes maîtresses de l'hydrographie sont au contraire quasi normales au grand axe de l'amygdaloïde de Belledonne. Deux profondes coupures tronçonnent ainsi le massif géologique en trois masses distinctes : ce sont les vallées de la Romanche au sud, celle de l'Arc, en Savoie, au nord.

La vallée de la première sépare au sud le massif de Taillefer, au sens large, caractérisé au point de vue géologique par un gros amas de serpentines (dites du Tabor) et des filons de minette (particularité qu'on retrouve dans la région de Chaillol-le-Vieux, au sud du massif des Écrins).

Au Nord de la Romanche, la chaîne de Belledonne proprement dite culmine à 2.954 mètres (grand pic de Belledonne); elle se prolonge par les Sept-Laux, puis par les Aiguilles de Largentière qui dominent le col du Glandon, et le petit massif de Puy Gris.

Cette trouée des vallées principales pose évidemment un problème d'origine qu'il appartient aux géographes de nous apprendre, mais il ne paraît guère possible d'échapper à l'hypothèse d'une épigénie provenant de conditions structurales anciennes. A l'heure actuelle, on le verra, il n'y a pourtant pas d'indices indubitables d'abaissement d'axe correspondant à la vallée de la Romanche. Il semble difficile également d'admettre une inflexion transverse dans une couverture de nappes maintenant décapées par l'érosion, car il est peu vraisemblable que les nappes penniques aient jamais débordé le massif cristallin vers l'ouest (voir troisième partie). La question est donc loin d'être résolue.

L'étude du massif de Belledonne ne sera pas faite dans cet ouvrage : j'en ai expliqué les raisons dans mon introduction.

Le deuxième massif, celui des Grandes Rousses est d'importance beaucoup plus réduite au point de vue dimensions que son voisin occidental. Il est, il est vrai, prolongé en Savoie par le petit massif de Rocheray, situé à la traversée de l'Arc entre Saint-Avre et Termillon, mais il en est séparé par un isthme de couverture sédimentaire d'une douzaine de kilomètres. Au sud, le massif se relie sans solution de continuité à la masse des Écrins-Pelvoux par le petit massif gneissique de Pied-Moutet, et de l'autre côté du Vénéon par le massif du Rochail. La terminaison méridionale des Grandes Rousses, si on s'en tient à la définition *géologique* de la chaîne, ne saurait donc être qu'arbitraire. P. Termier dans son importante monographie consacrée aux Grandes Rousses (362) limite la chaîne à la Romanche, qui fait là une profonde coupure. C'est évidemment une solution commode, étant bien entendu qu'il n'y a pas de discontinuité d'ordre géologique d'une rive à l'autre du torrent. En admettant cette limite méridionale cela donne 25 kilomètres de longueur à cette entité géologique; la largeur n'excède pas 8 à 9 kilomètres.

Au nord, le massif est divisé en deux branches par un synclinal triasico-liasique très étroit qui disparaît sous le glacier de Saint-Sorlin et qu'on ne retrouve pas plus au nord. Mais ceci suffit à montrer que l'on n'a pas affaire à une structure tellement simple.

Plus au sud, les choses se précisent : Les Grandes-Rousses sont essentiellement caractérisées par la présence de deux synclinaux houillers allongés suivant le grand axe de l'amygdaloïde et dont l'orientation est sensiblement parallèle à celle des synclinaux secondaires. Le plus oriental de ces synclinaux

forme une bande relativement large de Houiller continental entremêlée de coulées de trachytes (orthophyres des anciens auteurs) et de tufs cinéritiques. Cette bande très développée au nord s'amincit progressivement vers le sud et ne dépasse guère dans cette direction la vallée de la Romanche; elle s'enfouit aux alentours du Mont de Lans sous le secondaire du synclinal complexe de Venosc.

Le synclinal occidental est moins important, au moins au point de vue structural, car il présente un intérêt économique local par l'existence de couches de houille exploitées aux mines de l'Herpie. Il se termine en plein massif des Écrins-Pelvoux, au voisinage du village de Venosc au sud. Cela souligne encore plus nettement l'absence de limite structurale entre les deux massifs. Au nord, ce synclinal occidental disparaît sous le glacier des Rousses et ne reparait pas dans l'arête est du sommet nord des Rousses. Il ne comporte que du sédimentaire continental, à l'exclusion des venues éruptives qui sont ainsi caractéristiques du synclinal oriental.

Les terrains cristallins sont moins variés que dans le massif de Belledonne; ils ne comportent guère que des micaschistes plus ou moins granitisés et des granites; on n'y rencontre pas d'amphibolites ou de gneiss amphiboliques.

L'unité géographique du massif est beaucoup plus nette que pour son voisin de l'ouest; il est d'ailleurs de dimensions plus modestes. La dénomination géologique coïncide parfaitement avec les limites géographiques. La chaîne des Grandes Rousses, allongée du S. S. E. au N. N. E. culmine à 3.468 mètres; au pic de l'Étendard et le deuxième sommet, le pic Bayle n'a que 2 mètres de moins. Les formes générales sont trapues, un peu lourdes. Au printemps on peut parvenir à skis jusqu'à quelques mètres du point culminant. On a l'impression qu'il n'y a que fort peu de temps que les glaciers de calotte comparables à ceux de Chasseforêt en Maurienne ne laissant sortir que quelques nunatacks, ont disparu; pour l'instant, ce glacier primitif est fragmenté en plusieurs appareils dont certains n'ont pas encore eu le temps de se creuser un cirque bien différencié.

Le versant est de la chaîne porte les glaciers les plus importants et les mieux différenciés; le plus remarquable d'entre eux, le glacier de Saint-Sorlin, de pente généralement faible, descend vers le nord et la Maurienne en longeant la crête principale.

Le glacier des Quirliès et ses dépendances s'écoulent vers l'est et alimentent par leurs émissaires le Ferrand.

Le plus méridional est le glacier de Sarenne; c'est le pendant du glacier de Saint-Sorlin, mais il est naturellement, en raison même de son orientation sud, moins important que son homologue.

L'ensemble du versant est, à partir de l'arête est de l'Étendard, tombe sur une vallée très encaissée, mais que l'orientation presque nord-sud ne rend pas trop inhospitalière. Les villages de Clavans s'y tapissent sur un replat d'origine glaciaire qui court vers 1.400 mètres. La vallée aboutit à la Romanche au-dessous du barrage du Chambon.

Le versant ouest est beaucoup plus raide, du moins au voisinage de la haute crête. C'est une raide muraille tombant d'un seul jet sur une sorte de gouttière, parallèle à la chaîne, d'altitude moyenne 2.500 mètres et d'origine glaciaire. La muraille est d'un bout à l'autre de la chaîne tapissée par un vaste glacier suspendu, long au plus d'un kilomètre et large de plus de six, le glacier des Grandes-Rousses (on distingue habituellement sous le nom de glacier de la Barbarate l'extrémité nord de cet appareil glaciaire).

L'étroite gouttière qui borde ce versant part du col du Couard au nord pour s'ouvrir dans le couloir du lac Blanc au sud. Elle porte de nombreux lacs, lac de la Jasse, lac de Balme Rousse, lac de la Fare, lac Blanc des Rousses. A l'ouest, elle est dominée par une crête secondaire, succession de bosses sans importance dénommées les petites Rousses (2.813 mètres au signal des Petites Rousses).

Cette crête des Petites Rousses donne accès vers l'ouest aux plateaux plus ou moins recouverts de placages glaciaires de l'Alpe d'Huez.

Au sud de la masse principale, la vallée de la Sarenne orientée est-ouest forme une première coupure; c'est là que se termine la chaîne des Grandes Rousses proprement dite; mais de l'autre côté de la vallée, on retrouve une prolongation qui amène à la Romanche. La jonction se fait au col de Sarenne qui domine Clavans.

Le massif des Écrins-Pelvoux, auquel il faut ajouter le Combeynot, d'une altitude moyenne très supérieure à celle de ses voisins septentrionaux, est beaucoup plus difficile à décrire.

Il est beaucoup trop compliqué pour qu'on puisse donner une idée de sa topographie générale en se bornant à situer le contour extérieur des grandes lignes géologiques.

C'est le seul des trois massifs cristallins dauphinois qui mérite vraiment ce

nom, les deux autres, qui n'en sont d'ailleurs que des appendices étant plutôt des chaînes.

De forme sensiblement circulaire si on considère le contour externe des terrains cristallins, il se découpe en une série de compartiments étroitement cloisonnés dont l'ordonnance paraît de prime abord des plus confuses. En gros, au contour extérieur du Cristallin pris dans son ensemble correspond un véritable « massif géographique », mais cette unité ne présente guère de ligne directrice majeure. C'est un véritable château d'eau d'où divergent dans toutes les directions torrents et rivières, et par voie de conséquence, les divers chaînons qui constituent les limites des diverses vallées. Dans le détail, une fois franchie vers l'intérieur la limite du Cristallin, les lignes géologiques sont absolument indépendantes de l'orographie générale.

L'embarras des géographes pour saisir une unité structurale aussi confuse, et pourtant parfaitement définie se traduit jusque dans la toponymie. Les géologues ont baptisé cet ensemble « massif du Pelvoux », vocable malencontreux s'il en est, le Pelvoux n'étant que le quatrième sommet du massif en altitude, relégué par surcroît sur l'extrême rebord oriental, sommet ultime d'un chaînon de haute altitude sans importance réelle dans l'orographie générale de la région. Cette dénomination malheureuse vient du fait que pendant longtemps on a cru que le Pelvoux était le point culminant (la dernière édition du dictionnaire Larousse, sur la carte qu'il donne du département de l'Isère, porte encore cette erreur, profondément enracinée on le voit).

La Barre-des-Écrins, point culminant, fut un sommet longtemps méconnu; elle est si bien enfoncée au cœur du massif qu'on n'en voit le faite d'aucun village ou hameau de quelque importance; il n'existe certes pas de grand sommet dans les Alpes où l'impression d'isolement soit aussi grande qu'au sommet des Écrins; à part un petit morceau de la route du Galibier dont on entrevoit quelques centaines de mètres, rien n'y rappelle l'activité humaine. Notons par ailleurs que les Écrins eux-mêmes sont en dehors de la ligne majeure de partage des eaux, celle-ci passant à une centaine de mètres du sommet sur un épaulement auquel on a donné le nom de pic Lory<sup>(1)</sup>.

Le terme de massif du Pelvoux n'est d'ailleurs pas très en faveur chez les géographes; le terme plus vague de Haut-Dauphiné suffit souvent à désigner l'ensemble, et lorsqu'ils désirent entrer dans plus de détails, ils utilisent plus

<sup>(1)</sup> Du nom du géologue Charles LORY.

volontiers des termes désignant, non les montagnes, mais les vallées. Celles-ci sont en effet le siège des activités humaines et chaque bassin hydrographique a pour cette raison reçu de bonne heure un nom particulier. On distinguera ainsi l'Oisans (vallées de la Haute-Romanche et du Vénéon), le Valjouvrey (haute vallée de la Bonne), le Valgaudemar (vallée de la Séveraisse), la Vallouise (vallée de la Gyronde)<sup>(1)</sup>.

Si nous examinons une carte hypsométrique (fig. 2), il apparaît fort clairement que le massif possède une véritable épine dorsale dirigée N.-S.

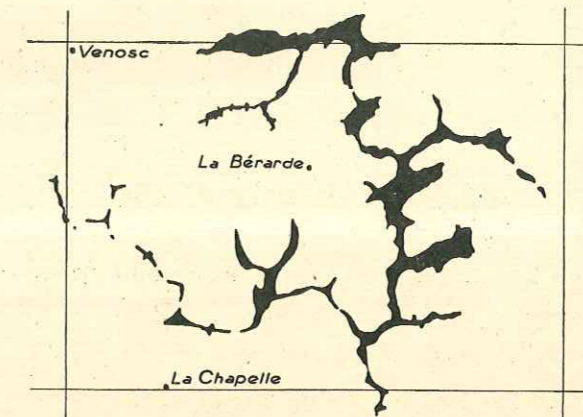


Fig. 2. — Les isohypses 3.200 mètres. — On a teinté en noir les zones du haut massif d'altitude supérieure à 3.200 mètres. La direction N.-S. de la crête majeure apparaît très nettement de même que la forme générale du bassin du Vénéon. Les lignes horizontales et verticales marquent les limites de la feuille au 1/50.000 Saint-Christophe en Oisans et des feuilles voisines.

et située à l'est du méridien qui diviserait le massif en deux parties égales (ce méridien médian passe à peu près par le col de la Lauze). On verra dans la troisième partie de ce travail l'intérêt de cette simple remarque au point de vue de la disposition ancienne du massif et des origines des données structurales actuelles.

Cette chaîne nord-sud va du môle massif constitué par l'ensemble Rateau, Meijes, Pic Gaspard au nord au chaînon transversal d'Ailefroide-Pelvoux au

<sup>(1)</sup> L'usage s'est établi de dire : « la Vallouise », alors qu'il est bien évident que le nom doit être considéré comme masculin.

sud, et elle se prolonge ensuite jusqu'au delà du sommet des Bans (3.669), dernier sommet dépassant 3.500 mètres vers le sud, par des arêtes de moindre altitude.

Mais cette particularité n'apparaît nettement que grâce à un artifice de dessin qui met en valeur l'altitude des chaînons dépassant 3.200 mètres. Or, presque tous les sommets dépassant 3 500 mètres, à très peu d'exceptions près, et surtout la majorité des arêtes qui, sur une longueur appréciable se maintiennent *au-dessus* de cette altitude, se disposent suivant cette arête N.-S. ou à ses abords immédiats (chaînon d'Ailefroide et des Écrins).

Si, au contraire, on se contente de figurer les isohypses 1.000, 2.000, 3.000 et 4.000 (cette dernière est d'ailleurs réduite au minuscule îlot des Écrins) ainsi que cela est dessiné sur la carte de la page 323, la prééminence de la dorsale ci-dessus définie n'apparaît plus aussi nettement. On ne voit plus alors que les grandes lignes du réseau hydrographique compartimentant des chaînons individualisés.

Cet artifice nous a permis plutôt de définir ce que devait être l'esquisse du massif, quand il a commencé à se disséquer, plutôt que sa véritable structure actuelle. La complication du réseau hydrographique, conséquence d'une évolution prolongée, nous amène à avoir une vue assez différente (fig. 3). Comme on aborde le massif par le bas, c'est à partir des vallées qu'il convient de le décrire et non à partir des sommets; c'est le réseau hydrographique qui va nous servir de guide pour la description générale.

A l'heure actuelle, ce qu'on serait tenté d'appeler la crête majeure forme un bastion quasi continu de hautes murailles rocheuses abruptes et inhospitalières, au tracé sensiblement elliptique. Ce premier ensemble occupe toute la partie nord du massif et limite la vallée du Vénéon et de ses affluents. L'intérieur de ce véritable donjon est ainsi constitué par une arête allongée que de multiples crêtes secondaires découpent en cirques, cupules, et vallées suspendues dont l'ordonnance générale ne semble soumise à aucune règle. C'est le bassin du Vénéon et de ses affluents, simples torrents de montagne, de longueur toujours médiocre, mais au débit rendu abondant par la fonte régulière de multiples glaciers retirés au fond des cirques ou suspendus au flanc des chaînons.

Le torrent principal, le Vénéon, s'écoule vers la plaine par un étroit goulet ouvert au N. O. dans cette muraille continue. Par là le bassin intérieur quasi-fermé du Haut Massif communique avec la vallée, extérieure à lui, de la Romanche et la plaine d'Oisans.

Le terme d'Oisans désigne, on le sait, l'ensemble du bassin de la Romanche jusqu'à la traversée de la crête principale de la chaîne de Belledonne à Séchienne. Cet ensemble comprend par conséquent la vallée de la Romanche

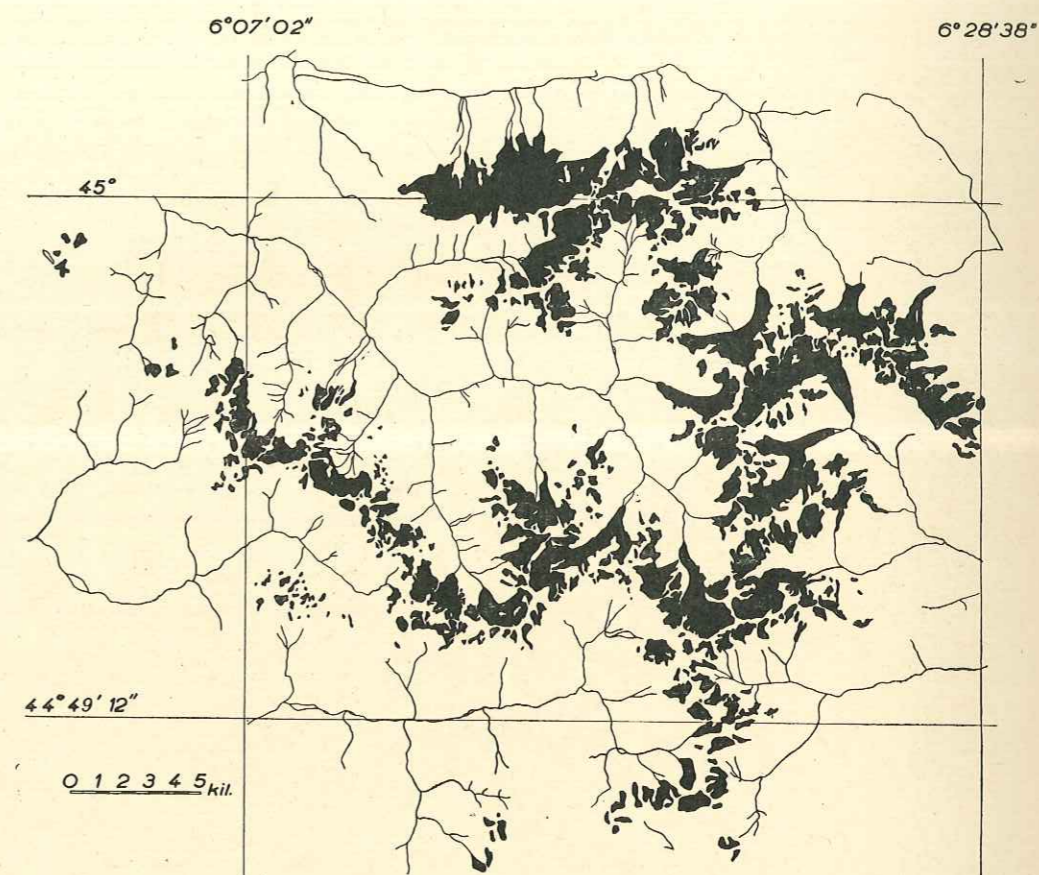
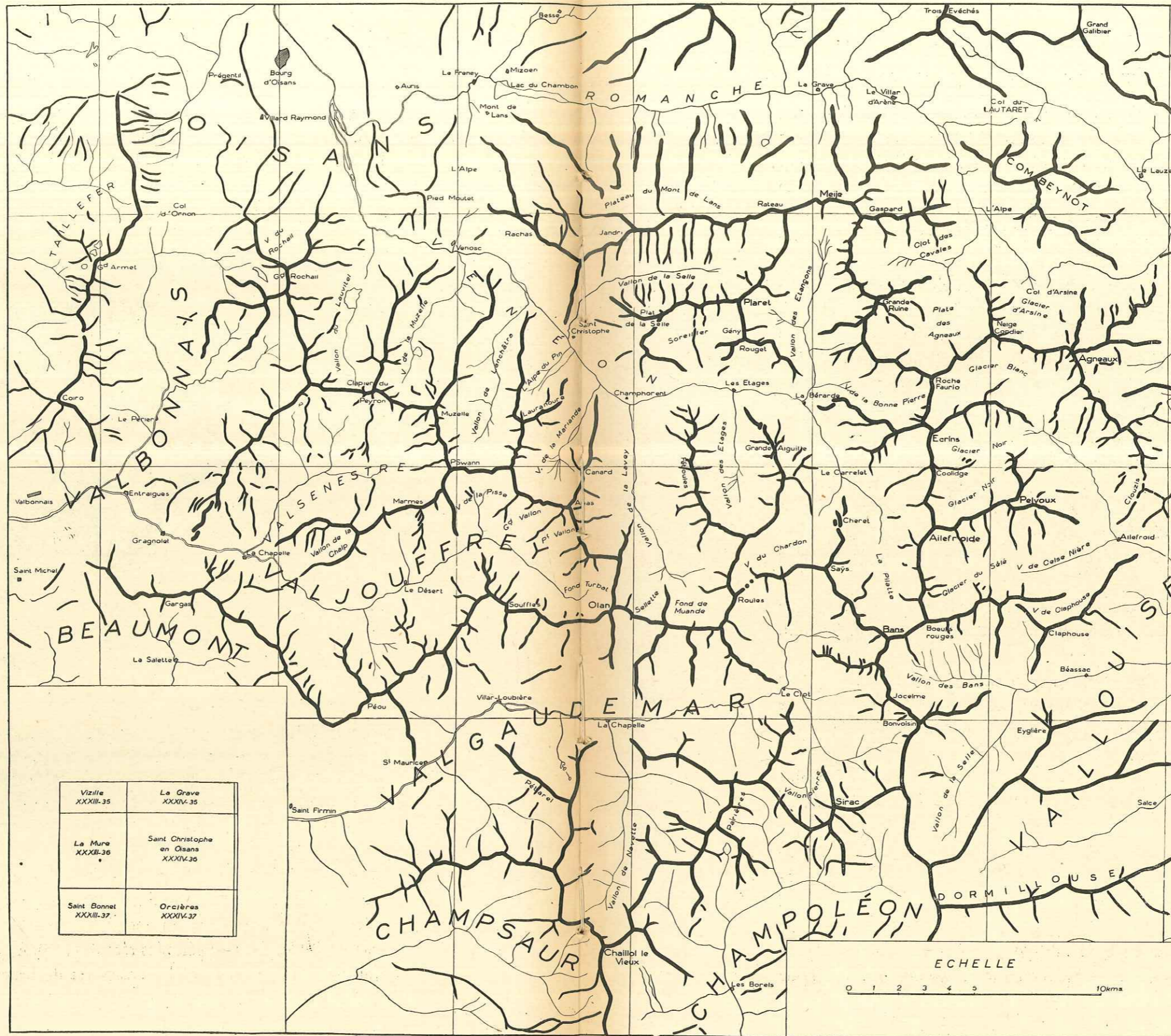


Fig. 3. — *Les glaciers actuels.* — La carte souligne l'aire presque fermée du bassin du Vénéon. Il est curieux de constater que les grands appareils de vallée sont presque tous dans la partie sud-est du massif. On notera également l'éparpillement et l'abondance des formes de dégénérescence (glaciers résidus) vers l'ouest et sur les versants sud. La forme en virgule des appareils de vallée importants est due à la pauvreté en neige du cirque mais aussi à l'abondance des dépôts morainiques latéraux que le glacier n'arrive plus à évacuer : l'Oisans est le pays des grandes moraines latérales (Bonne Pierre, Glacier Noir, Plate des Agneaux).

elle-même, étroite gorge dans son ensemble, mais qui s'élargit brusquement entre Rochetaillée et Pont-Saint-Guillerm pour donner la plaine d'Oisans; cette dernière représente un ancien lac dont M. Raoul Blanchard a retracé les vicissitudes dans les périodes récentes (27). A droite, elle reçoit l'eau d'Olle qui draine essentiellement le versant est de Belledonne, puis la Sarenne, et



|                           |  |
|---------------------------|--|
| Vizille<br>XXXIII.35      | La Grava<br>XXXIV.35                     |
| La Mure<br>XXXIII.36      | Saint Christophe<br>en Osans<br>XXXIV.36 |
| Saint Bonnet<br>XXXIII.37 | Orcières<br>XXXIV.37                     |

Fig. 4. — Carte topographique sommaire du Haut Massif.

enfin le Ferrand, ces deux dernières descendues des Grandes Rousses. A gauche, elle ne reçoit guère, outre le Vénéon, que le torrent d'Ornon. Le terme d'Oisans comme on le voit, déborde largement les limites du massif des Écrins. Pourtant, le terme tend à se restreindre, au moins dans la littérature alpine; le terme d'Oisans est souvent pris comme synonyme de bassin de Vénéon. Le terme de Haut-Oisans me paraît préférable, bien qu'il désigne en même temps la Haute-Romanche naturellement.

De ce rempart elliptique, ligne maîtresse du Haut Massif, partent des contreforts divergents, chaînes secondaires par leur position, mais qui peuvent pourtant porter des sommets d'altitude capitale. Ces chaînes subordonnées limitent des « vallées extérieures », véritables couloirs d'autant plus étroitement compartimentés qu'on s'éloigne moins du bastion auxquels ils sont adossés. Tant que le cristallin affleure, chacun de ces chaînons garde l'aspect d'un véritable mur aux raides parois verticales, parfois rectiligne, comme c'est le cas pour le chaînon du Pelvoux, plus fréquemment sinueux, comme le montrent les murailles qui aboutissent vers l'ouest au massif pilier du Pic d'Olan, dernier sommet passant la cote 3.500 à l'ouest. Il faut dépasser les limites géologiques du massif et suivre ces chaînons dans la couverture sédimentaire pour les voir perdre rapidement de l'altitude, s'amollir, et s'ouvrir en larges cols herbeux.

Ces vallées secondaires, beaucoup plus ouvertes sur le monde extérieur que la vallée du Vénéon, sont surtout développées à l'ouest du massif. Ce sont, du nord au sud :

1° Le Valbonnais, à vrai dire extérieur au massif cristallin, et ouvert dans les couches liasiques du synclinal d'Ornon; cette première vallée sépare le Taillefer, prolongation de Belledonne au sud de la Romanche (voir p. 45) du Haut Massif proprement dit.

2° Le Valjouffrey, ou vallée de la Haute-Bonne : c'est un étroit couloir terminé par le sauvage cirque de Fond Turbat, dominé par la haute paroi N.W. de l'Olan.

3° Sur la rive gauche du Valjouffrey, le Valsenestre n'est qu'un val secondaire, souligné dans sa partie haute par le fait qu'il emprunte le trajet du synclinal sédimentaire continu qui limite la partie haute du massif (synclinal Venosc-Villar Loubière).

4° Plus au sud, le Valgaudemar ou vallée de la Severaisse s'allonge parallèlement au Valjouffrey, séparé de ce dernier au nord par une haute muraille

qui court des Souffles à l'Olan. Au sud, les crêtes sont déjà moins importantes : aucun sommet, si on excepte le Sirac, ne dépasse 3.200; le vallon de Navette, qui débouche à la Chapelle pousse un diverticule orienté nord-sud jusqu'au dernier sommet important vers le sud, Chaillol-le-Vieux (3.170 m.). Le fond du Valgaudemar, séparé en de multiples cirques s'adosse d'une part au Haut Oisans par les parois des Rouïes, les pics du Saÿs, le Gioberney et les Bans, et d'autre part au vallon des Bans, dépendance de la Vallouise, par les parois du Bonvoisin et du Jocelme. Au sud, un troisième élément, le couloir désolé de Vallon-Pierre est dominé par la haute paroi du Sirac (3.430 m.) un des derniers grands sommets alpins jusqu'à la Méditerranée.

Le bord méridional du massif est limité par une faible portion du Champ-saur et une bonne partie du Val Champoléon.

A l'est, les choses vont un peu différemment. La Vallouise amène à la Durance toutes les eaux du versant est du massif. Elle est divisée par de multiples chaînons secondaires en nombreux vallons, souvent très profonds : vallon de la Selle, des Bans, du Sélé (dit de Celse Nièrre dans sa partie basse) du glacier Noir, du glacier Blanc. Par le vallon de l'Eychauda et le col du même nom, la Vallouise communique avec la haute Guisanne.

Au nord du massif au contraire, l'abord du pied de la muraille d'Oisans est immédiat; il n'y a pas là de piliers de flanquement qui s'opposent à l'accès direct comme c'est le cas ailleurs. Le rebord nord du donjon, sensiblement rectiligne sur 20 kilomètres, de Pied Moutet à la Meije orientale, est longé par la vallée de la Romanche. Ce dernier torrent forme en gros la limite du massif cristallin tel que nous l'avons défini. Cependant, le cristallin déborde sur la rive droite au plateau d'Emparis, et on a déjà noté (p. 47) qu'il y a continuité par le petit massif de Pied Moutet avec la chaîne des Grandes Rousses.

Au point de vue géologique, le massif ne montre guère que des granites et des gneiss. Les micaschistes sont beaucoup plus rares et n'affleurent que sur de petits espaces. Il existe naturellement des roches filoniennes variées, mais elles ne sont jamais en masses importantes de sorte que leur rôle structural est en somme des plus réduits. Seuls les mélaphyres du Trias existent en amas appréciables, mais c'est naturellement dans les synclinaux sédimentaires (Venos) ou franchement à l'extérieur du massif (col de Préclos).

D'autre part, il n'y a pas un seul granite du Pelvoux, comme les cartes géolo-



giques au  $1/80.000^{\circ}$  le laissent supposer, mais des granites divers et ce point, très important pour l'histoire du massif, sera largement développé dans la deuxième partie (p. 92 et suivantes). Le classique granite du Pelvoux des auteurs, granite d'injection extravasé dans des anticlinaux à une période et suivant un mécanisme qui seront discutés en troisième partie, occupe à vrai dire, la plus grande part des affleurements. Un coup d'œil sur une carte schématique (pl. 1), ou on a systématiquement enlevé la couverture quaternaire montre aisément que ce granite se distribue essentiellement en deux grands amas séparés par un isthme de gneiss orienté sensiblement N. W.—S. E. et occupant toute la vallée moyenne du Vénéon.

Les affleurements de granite situés à l'est et au nord de cet isthme de gneiss sont d'un seul tenant. Le contour extérieur en est fort déchiqueté et en certains points (Haute Vallouise, par exemple) les gneiss arrivent presque à rompre la continuité du granite. Une telle configuration montre qu'il ne s'agit manifestement pas d'un anticlinal de granite simple et régulier. Pourtant, on doit noter que l'aspect du contour sur la carte est dû en partie aux grosses différences d'altitude, autant qu'à une irrégularité réelle de la surface limite de la roche éruptive.

D'autre part, un synclinal de gneiss extrêmement net se voit en plein massif de granite où il forme le chaînon Plaret Rouget. Sa direction est exactement celle de la haute vallée du Vénéon en amont de la Bérarde, parallèle à l'isthme de gneiss déjà signalé. Cela indique manifestement que cette direction N. W.—S. E. est une direction structurale importante qui imprime au massif un certain nombre de ses caractères. Il est vraisemblable que la montée du granite s'est faite suivant cette direction bien déterminée.

L'autre gros amas de granite, au sud et à l'ouest de la zone de gneiss du moyen Vénéon, est beaucoup moins découpé que son vis-à-vis de l'est. On peut admettre qu'il est formé de deux amas élémentaires, l'un allant de Fond Turbat à la Tête de Lauranoure, l'autre de la pointe Swann à Roche de la Muzelle. Mais l'isthme gneissique qui les sépare est si peu important qu'on peut donner à cet ensemble le nom du massif Fond Turbat-Muzelle. Son orientation est nettement N. W.—S. E.

Il faudrait ajouter à cet ensemble la ligne de massifs granitiques qui va du Rochail au Pic de Valsenestre. Mais il s'agit là d'unités situées à l'ouest du synclinal de Venosc dont nous allons voir qu'il constitue une limite tectonique.

Cette dernière ligne d'affleurements granitiques fait partie de la prolongation de la chaîne des Rousses et n'appartient pas à ce que nous allons vraiment étudier sous le nom de Haut Massif.

La signification de cette direction N.—W.—S.—E. n'est pas évidente : s'il s'agit comme on peut normalement le supposer, de la direction hercynienne principale, on devrait retrouver cette même direction dans les synclinaux houillers. Or il n'en est rien. Au nord du massif, les synclinaux houillers sont nettement N.—S. D'autres vers l'ouest ont des directions quelconques : N. E.—S. W. pour celui des Rouchoux en Valjouffrey, presque W.—E. pour celui du Valbonnais.

Ces variations dans la direction des synclinaux houillers peut s'expliquer de diverses façons, en supposant par exemple que le Haut Dauphiné constitue une région de virgation des plis hercyniens; mais la non-concordance de direction des synclinaux houillers directement liés au massif des Écrins-Pelvoux et des « anticlinaux » de granite du même massif peut sans doute s'expliquer simplement par l'existence de phases tectoniques distinctes (ségalaunienne et allobrogiennne). Nous y reviendrons en troisième partie.

Restent les synclinaux mésozoïques qui constituent le matériel alpin proprement dit et ne sont que les restes de la couverture secondaire du massif hercynien. Ils sont souvent réduits à de petites lentilles de Lias et de Trias de dimensions parfois minuscules (Saint-Christophe, Jandri, col de la Lauze). Certains font toutefois exception par leur importance : c'est surtout le grand accident Venosc-Villar Loubière; d'abord dirigé N.  $10^{\circ}$  E., S.  $10^{\circ}$  W., il ne tarde pas à s'incurver; à Valsenestre, il est déjà nord-sud; au Désert en Valjouffrey, il a encore tourné et sa direction est franchement N. W.—S. E. Puis, il tourne à l'est dans le Valgaudemar.

Malgré les apparences, le gros paquet de Trias et de Lias, divisé par un anticlinal médian complexe dirigé est-ouest, qui s'étend entre le vallon de Navette et vallon Pierre (A. de Morges, Pic Gazonné), en est sans doute le prolongement. En tous cas, en Valgaudemar, et ceci se retrouve dans le vallon des Bans en Vallouise, la direction générale des accidents alpins est franchement est-ouest.

A l'est du massif, deux synclinaux secondaires retiennent particulièrement l'attention : ce sont celui du Villar d'Arène parfaitement parallèle à la trace du plan frontal du chevauchement briançonnais et celui d'Ailefroide, beaucoup plus aberrant (sa direction est N. W.—S. E.).

Cette disposition de synclinaux secondaires, dont la direction semble suivre

le contour extérieur du massif cristallin, avait suggéré à P. Termier l'idée du massif amygdaloïde sur lequel se seraient moulés les plis alpins. Nous verrons qu'il n'est point besoin de faire appel à cette hypothèse pour expliquer cette particularité.

Ajoutons, pour terminer cette esquisse superficielle, que le massif cristallin montre de multiples lignes de fractures groupées suivant des directions assez quelconques si on considère l'ensemble de ces failles, mais qui, dans une région limitée, s'ordonnent suivant des azimuts assez constants. C'est en somme transposé dans le cristallin ce que nous venons de signaler pour les synclinaux sédimentaires.

En réalité, les synclinaux mésozoïques continus (Ornon, qui sépare le Taillefer, prolongation méridionale de Belledonne, du massif des Écrins-Pelvoux, Venosc-Villar Loubière ou l'alpe du Villar-d'Arène dont il vient d'être question) ont une signification structurale qui dépasse de beaucoup leur importance cartographique et qui ne semble guère avoir été mise en évidence jusqu'ici; ils introduisent dans l'aire sensiblement circulaire du « massif du Pelvoux » des géologues des coupures structurales dont la justification se retrouve dans des différences d'ordre pétrographiques minimales mais pourtant très nettes.

Le synclinal d'Ornon est, nous l'avons déjà noté, la prolongation de la zone synclinale du Glandon. Il isole d'une part Taillefer qui est la prolongation évidente de Belledonne au-delà de la coupure de la Romanche, laquelle n'a aucune signification structurale actuelle. Mais il ne semble pas qu'on ait tiré la conclusion finale : à savoir que c'est le petit massif de Chaillol qui constitue le dernier tronçon de la longue échine cristalline venue de Savoie; il n'y a en effet aucune discontinuité entre Taillefer et la bande cristalline qui le flanque au S. E.

De même, la bande des Grandes Rousses ne s'arrête pas à la Romanche. Elle se poursuit de l'autre côté par le massif de Pied Moutet, du Rochail, du Clapier du Peyron. Là se termine véritablement la zone des Grandes Rousses, à une faille qui fait se rejoindre par une terminaison biseautée les synclinaux d'Ornon et de Valsenestre.

Au delà vers l'est, vient une aire sensiblement circulaire, comportant presque tous les sommets passant trois mille mètres, en tous cas tous ceux passant la cote 3.200 dans le « massif du Pelvoux » et que pour cette raison j'appellerai dorénavant le « Haut Massif » ou massif des Écrins au sens strict. Il est donc limité à l'ouest par la ligne structurale très marquée qu'est le synclinal de Venosc.

Enfin le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène séparé du Haut Massif une petite annexe qui mérite d'être considéré comme une unité structurale isolée et qu'on appellera avec P. Termier le massif du Combeynot, du nom des principaux sommets.

Ainsi, cinq zones structurales se succèdent de l'extérieur à l'intérieur de la chaîne :

La zone externe de Belledonne et le massif de la Mure.

La zone interne de Belledonne qui vient, par le Taillefer, se terminer à Chaillol-le-Vieux.

La zone des Rousses qui se termine au Valsenestre.

Le Haut Massif, seule unité dont la forme n'est pas celle d'une amande allongée.

Le Combeynot (voir fig. 49, p. 343).

Au point de vue de la surface couverte, le Haut Massif et le Combeynot représentent à eux seuls plus du tiers de la surface du cristallin affleurant en Haut-Dauphiné. Ce sont d'autre part, les massifs se prêtant le mieux à l'étude parce que les plus dénudés; trop élancés pour entretenir un tapis important de végétation, ils ne le sont toutefois pas assez pour admettre les gros glaciers de vallée ou les grandes calottes nivales qui dans le massif du mont Blanc couvrent une grosse partie des terrains cristallins. Mais la niviosité et l'altitude sont toutefois suffisantes pour loger des glaciers qui écartent encore de la base des grandes parois les nappes d'éboulis qui ont tendance à les ensevelir. L'indigence des glaciers actuels fait pourtant que les relations structurales en viennent en quelques points à être masquées par les moraines et les éboulis. Tout ceci fait que, dans l'ensemble, le Haut Massif est sans doute une des régions de France les plus privilégiées pour le tectonicien et le pétrographe des terrains cristallins.

## HISTORIQUE.

Le Massif Central dauphinois n'a pas eu, dès le XVIII<sup>e</sup> siècle d'aussi illustres visiteurs que son homologue savoyard, le Mont Blanc. Rien qui puisse se comparer aux observations détaillées, géologiques, glaciologiques topographiques de Horace Benedict de Saussure. L'éminent savant genevois, spécialisé dans l'étude du Mont Blanc, ne s'est pas intéressé au Dauphiné. Au demeurant, il ne faisait que suivre le courant touristique qui s'amorçait déjà vers la vallée de Chamonix et qui valut au cours du XIX<sup>e</sup> siècle à la cité savoyarde la visite de bien des savants français et étrangers. L'Oisans ne s'est ouvert que plus tardivement, et un siècle plus tard, il fallait encore au Révérend Père Coolidge, le grand explorateur de l'Oisans, quatre jours pour se rendre de Grenoble à La Bérarde. P. Termier lui-même, vers 1900, n'a pas connu la route qui mène maintenant au cœur du massif, et qui ne fut terminée qu'en 1921.

Pourtant, l'existence çà et là, surtout dans la chaîne de Belledonne, de petites exploitations minières dont M. A. Allix nous a relaté les pittoresques vicissitudes (4,5) avaient motivé des visites scientifiques ou techniques. Dès 1779, un mémoire de Guettard en deux volumes était consacré à la «Minéralogie du Dauphiné» (163).

Il faut toutefois attendre les premières années du XVIII<sup>e</sup> siècle pour voir apparaître les travaux proprement géologiques. Encore les premiers sont-ils nettement utilitaires : Héricart de Thury étudia ainsi successivement l'anthracite de l'Oisans, que les débuts de la grande industrie rendait particulièrement intéressant (170) et les mines métalliques, surtout celles d'or et d'argent (171).

Mais c'est à Élie de Beaumont que fut réservée l'occasion de faire la première monographie géologique du massif (14). Le grand géologue visita La Bérarde en 1831 et les 63 pages qu'il consacra à la description du massif sont encore lisibles aujourd'hui. Le chevauchement de la Meije, par exemple, fait l'objet d'une description exacte, et si les tentatives d'explication de ce qui paraissait à l'auteur une extraordinaire anomalie peuvent nous paraître aujourd'hui

d'hui presque enfantines, c'est que plus d'un siècle de progrès ininterrompus s'est écoulé depuis.

A peu près à la même époque, R. Dausse décrivait dans les premiers tomes de la Société géologique de France la constitution de la chaîne des Rousses (88, 89, 90).

Une des premières réunions de la Société géologique se tint à Grenoble, et Coquand profitait de cette occasion pour présenter un travail d'ensemble sur l'anthracite de l'Oisans (56).

1840 marque la fin de la première période de l'étude géologique du Haut Dauphiné. Si on excepte des travaux d'ordre minier et industriel dus à Gueymard (158, 159, 160, 161), il faut en effet attendre 1864 pour voir à nouveau les géologues français s'intéresser au Massif Central dauphinois. C'est cette fois Ch. Lory qui réserve au Haut Massif une part fort importante des 748 pages qu'il consacre à la «Description géologique du Dauphiné» (233). Nous sommes redevables au géologue grenoblois de beaucoup de renseignements et d'observations qui furent facilités par les innombrables recherches minières de l'époque, de sorte que son travail reste encore très utile à l'heure actuelle par suite de la disparition des exploitations. Ch. Lory débrouille la stratigraphie, pose le problème des spilites sous son vrai jour, observe maint détail tectonique. Il repère les multiples chevauchements du granite dont certains avaient déjà attiré l'attention d'Élie de Beaumont; il les décrit en détail; de petites curiosités locales, comme le filon de trias du Rif du Sap n'échappent pas à son œil averti. Tout comme le mémoire d'Élie de Beaumont dont il a déjà été question, c'est plutôt par l'interprétation générale des faits que le travail de Ch. Lory a vieilli : tous les accidents tectoniques sont expliqués par des failles, et si, sur certains points, il faut suivre Ch. Lory, même pour des accidents qu'on eut il y a vingt ans expliqué par des plis cassants, cette systématisation reste quand même trop absolue.

Un chapitre entier est consacré aux gîtes métallifères et reste à l'heure actuelle le fond de nos connaissances sur la question en raison de l'abandon depuis un quart de siècle de la grande majorité des exploitations minières. Il est curieux de constater que la conclusion majeure qui semble se dégager de l'étude de Ch. Lory est l'âge *alpin* de la plupart des minéralisations : même pour le célèbre filon de quartz aurifère de la Gardette près de Bourg d'Oisans, qui a fourni en cristaux de quartz toutes les collections minéralogiques d'Europe, l'âge postérieur au lias paraît évident. C'est là un point qui mérite

rait d'être réétudié de près mais qui sort du cadre de cette monographie <sup>(1)</sup>.

L'ouvrage de Ch. Lory clôt définitivement la période d'exploration géologique du Haut-Dauphiné : désormais, la stratigraphie de la couverture est dans l'ensemble bien débrouillée. Seuls, les problèmes relatifs aux gneiss et aux granites restent à énoncer et à résoudre, au moins dans leur généralité.

Après un «trou» d'une trentaine d'années, conséquence évidente de la publication de l'ouvrage de Ch. Lory, les géologues reviennent aux massifs anciens. Si on excepte une «liste de gisements de spilite des Hautes-Alpes» due à David Martin, et qui n'est qu'un simple catalogue, cette nouvelle phase de l'étude des massifs centraux débute en 1892 avec une note de P. Lory et a trait à l'existence de filonnets de granulite dans les gneiss. C'est la première amorce de l'étude des problèmes pétrographiques (235). L'auteur y découvre les phénomènes d'injection et d'action lointaine du magma granitique déjà signalés sommairement par son père.

La mise en chantier de la feuille Briançon au 1/80.000<sup>e</sup> donne l'occasion d'une reprise générale des études géologiques : la même année (1892) voit la première note de P. Termier sur l'orthophyre et la microgranulite (359). Pendant 10 ans les notes vont se succéder, toujours plus précises, dues pour la plupart à P. Termier pour le massif du Pelvoux, et à Duparc pour celui de Belledonne. Les premières analyses sont exécutées. En 1895, paraît le mémoire sur le massif des Grandes Rousses (362) : rien pratiquement n'a été écrit depuis sur le sujet. En 1896, paraît un premier article préliminaire sur la tectonique du massif du Pelvoux (364) que P. Termier n'a malheureusement jamais fait suivre d'aucun autre. En même temps, Duparc s'intéresse aux roches variées de la chaîne de Belledonne (99, 101, 102).

En 1900, date de la parution de la feuille de Briançon au 1/80.000<sup>e</sup> (première édition), le travail paraît achevé, et le congrès international géologique qui se tient en France cette année là donne l'occasion à P. Termier de montrer la région à ses collègues étrangers tout en fournissant une synthèse satisfaisante pour l'époque de l'histoire géologique et de la structure des massifs centraux (372).

A cette date se termine en somme la troisième phase de l'étude du Haut-Dauphiné : l'inventaire des plus petits accidents est tout à fait terminé, les

<sup>(1)</sup> Notons que le Lias présente souvent des filons de quartz et calcite, avec des cristaux de quartz parfaitement formés et très limpides (Bourg d'Arud).

grandes lignes de la structure sont établies. Elles paraissent si définitives que les géologues abandonnent complètement l'étude des massifs centraux : on ne note pas une seule publication strictement géologique ayant trait au massif du Pelvoux de 1900 à 1938.

C'est par contre la bordure est qui va faire l'objet de l'attention des géologues : la théorie des nappes s'établit peu à peu : elle se développe surtout après le célèbre mémoire sur «les montagnes entre Briançon et Vallouise» (376) paru en 1903. En 1912, c'est le gros mémoire de J. Boussac sur le nummulitique alpin (38).

Le massif cristallin ne reste pourtant pas sans visites : de 1907 à 1910, l'équipe grenobloise de MM. G. Flusin, Ch. Jacob et J. Offner établit des cartes précises de plusieurs glaciers du massif, qui vont servir de base à une étude du mouvement des glaciers au siècle dernier.

Mais, pendant cette période d'abandon des recherches strictement géologiques, le massif du Pelvoux se trouve livré aux géographes, et ces derniers prennent la succession des maîtres géologues : c'est d'abord la visite, en compagnie des géographes français, du célèbre géographe américain Davis en 1916 (92). Ce sont, surtout, les recherches patientes et minutieuses de M. A. Allix qui dureront jusqu'en 1929, date de parution de son monumental ouvrage (5). Mais, depuis Termier, nos connaissances en matière de géologie structurale ont progressé, les idées ont évolué, en grande partie sous l'influence d'E. Argand (8). Tout en manifestant une prudence normale chez un non-spécialiste, M. A. Allix croit pouvoir présenter une nouvelle synthèse de la structure du Haut Massif : elle ne semble pas avoir été très favorablement accueillie par le jury de thèse dont faisait partie M. M. Gignoux (26). C'est qu'en effet, certaines affirmations y contredisent trop formellement des faits que l'expérience habituelle en matière de plissements a permis de généraliser. Pourtant, il reste de l'ouvrage de M. A. Allix des suggestions intéressantes que nous aurons l'occasion de vérifier.

Plus hardis que leur prédécesseur, d'autres géographes, MM. de Vaumas et J. Chardonnet, tentent de systématiser les notions de M. A. Allix pour les régions est du massif. Mais la base géologique semble manquer à ces constructions qui paraissent dès lors davantage du domaine de la spéculation que de celui de l'observation réelle.

Depuis 1924, le savant lausannois M. Oulianoff a repris l'étude du massif du Mont Blanc : ses études de pétrographie et de tectonique détaillée ont donné

des résultats nouveaux. Mais cela n'a été rendu possible que par l'existence de cartes à grande échelle très précises.

Il en va de même pour les massifs dauphinois. L'étude du Haut Massif montrera qu'il reste beaucoup à faire : mais la synthèse d'ensemble de nos connaissances relatives au socle des massifs alpins externes ne pourra se faire que lorsque la *totalité* de la surface du cristallin aura été passée au crible de l'analyse de détail. Dès maintenant, pourtant, on tentera, à l'échelle restreinte du Haut Massif d'en dégager les grandes lignes.

## APERÇU SUR LA STRATIGRAPHIE DE LA COUVERTURE.

L'étude de la stratigraphie de la couverture ne rentre pas dans le cadre de ce travail : on ne saurait en effet en traiter en se limitant aux seuls abords du Haut Massif; c'est une étude d'ordre général qui, pour avoir une signification, doit déborder sur toute la zone alpine externe. La coordination précise de toutes les études de détail faites depuis un siècle, de toutes les observations accumulées, la synthèse de toutes nos connaissances sur ce sujet restent à faire malgré les valables éclaircissements de nombreux travaux : tous les travaux récents des géologues de Grenoble ont montré que beaucoup restait à dire sur la stratigraphie de la zone du Briançonnais ou des zones intermédiaires (ultradauphinoise et subbriançonnaises). Il n'y a guère de doute qu'il en va de même pour la couverture des massifs externes.

On trouvera dans les traités classiques et surtout dans les publications dues à MM. Gignoux et Moret des exposés très clairs de nos connaissances actuelles (particulièrement dans la plus récente : Géologie dauphinoise (148). Mais pour la commodité de l'exposé tectonique de la troisième partie, il ne me paraît pas inutile de rappeler les traits essentiels de la stratigraphie de la couverture d'une manière aussi brève que possible.

On peut distinguer trois ensembles : l'Anthracolithique, le Secondaire, le Nummulitique.

### I. L'ANTHRACOLITHIQUE.

C'est essentiellement le Stéphanien : le Carbonifère inférieur, marqué par les mouvements ségalauniens, manque. Il en va de même du Permien, bien que celui-ci existe en Valjouffrey aux Rouchoux. Il est donc possible que l'absence du dernier système du primaire à la surface du Haut Massif soit due à l'érosion prétriasique et non à une absence originelle de dépôts.

Les dépôts débutent à l'extrême sommet du Westphalien supérieur (niveau de la Mure), et représentent surtout le Stéphanien. Au point de vue lithologique, on a affaire à des couches détritiques qui rappellent par certains côtés le flysch nummulitique. Mais les couches sont plus cohérentes, la diagénèse ayant fait son effet plus que sur les couches tertiaires. Enfin les dépôts sont strictement *continentaux*.

Un des caractères les plus remarquables est l'absence *totale* du calcaire, au moins dans les couches de Venosc, les seules proches du Haut Massif. Si on excepte cette absence, les couches apparaissent très variées : schistes, grès plus ou moins grossiers, conglomérats, enfin des tufs et cinérites volcaniques (orthophyres). Les conglomérats sont formés de galets de gneiss et de cornéennes, jamais de granite du Pelvoux semble-t-il, et ils sont suffisamment indurés pour être parfois très difficiles à distinguer des couches métamorphiques du socle. Les couches d'anthracite sont généralement lenticulaires, très capricieusement étirées, et cela est un obstacle très sérieux à une exploitation suivie. Enfin il faut noter l'existence de filons de quartz qui recourent les formations.

L'épaisseur de cet ensemble varie beaucoup — de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres.

Le Houiller n'existe dans la région qui nous occupe qu'à la limite du Haut Massif, dans le fossé qui sépare les Grandes Rousses du Haut Massif. L'affleurement vient se terminer assez bizarrement à Venosc et ne semble guère se poursuivre sur la rive gauche du Vénéon.

C'est surtout dans les Grandes Rousses que le Stéphanien est développé : il y montre de puissantes intercalations de tufs cinéritiques et de coulées d'orthophyres. On étudiera dans la deuxième partie des dykes des mêmes roches qui existent dans le cristallin du Haut Massif.

## II. LE SECONDAIRE.

Il débute avec le Trias. Sa limite supérieure est assez peu nette, mais se situe sans doute au début du Jurassique supérieur : en tous cas, le Crétacé manque totalement, preuve évidente d'une émergence du Haut Massif.

## III. LE TRIAS.

On sait que le Trias des massifs dauphinois est défini par les géologues grenoblois comme étant du « type vosgien ou germanique réduit » (148, p. 65). On devrait donc trouver normalement les trois termes classiques : grès bigarré, muschelkalk, keuper. En réalité, on ne rencontre pas souvent les trois termes et M. Gignoux voit là le résultat d'une « sélection tectonique » (134, 148).

On trouve souvent sur la surface du cristallin des grès feldspathiques : de loin, ils se confondent aisément avec le cristallin. Parfois, ils montrent des dragées de quartz. Les affleurements sont très discontinus, même à la surface des grands lambeaux de la surface structurale prétriasique (plateau du Mont de Lans), et ceci justifie l'idée de M. Gignoux et les observations de tous les géologues ayant signalé des laminages à la base du Trias.

Les autres affleurements de Trias sont essentiellement composés par des dolomies jaunes et brunes (calcaires « nankins », dolomies « capucins »). Elles alternent avec des schistes et des cargneules très caractéristiques avec leurs cavités à contours rectangulaires. C'est dans cette série, vers le sommet en général, que l'on trouve interstratifiés les mélaphyres et les spilites, coulées volcaniques et cinérites très modifiées que nous étudierons en deuxième partie.

## IV. LE LIAS.

Le Lias inférieur est représenté par des calcaires de teinte sale qui ont fourni la faune de l'Hettangien. Le gisement du Mont Rachat, étudié par Ch. Lory (234) est un des plus connus.

Ce faciès calcaire est rare : il n'existe guère au voisinage du Haut Massif qu'au nord-ouest et au sud-est. Ailleurs, on a des alternances de couches calcaires noires à grain très fin et de passées plus schisteuses sans qu'il soit possible de dire si la disparition de tel ou tel niveau est due à des causes stratigraphiques ou tectoniques. Dans cet ensemble très monotone, les niveaux sont pratiquement indiscernables et cet ensemble schisteux qui est en certains points extrêmement puissant monte sans doute suivant les lieux à l'Aalénien,

au Bajocien (gisement de l'Alpe du Villar d'Arène) et même au Callovien (col Lombard, et probablement le Monétier). Une des singularités de ces schistes est la présence (à Bourg-d'Arud par exemple) de lentilles et de filons calcaires et quartzeux : la calcite très blanche et à très gros cristaux une fois dissoute à l'acide chlorhydrique, on récupère des cristaux de quartz mono ou bipyrmidés particulièrement limpides. En lame mince, les cristaux de quartz se montrent curieusement orientés tous dans le même sens : tous les cristaux d'une même plaque s'éteignent ainsi pour une même position de la platine. Il s'agit probablement de dépôts hydrothermaux, et il faut signaler à ce propos que certaines minéralisations (galène) existent dans le Lias où Ch. Lory les a signalées il y a bien longtemps (233).

#### V. LE NUMMULITIQUE.

Directement transgressif sur le Haut Massif au sud-est, le Nummulitique débute par des grès et des calcaires alternant avec des schistes feuilletés parfois difficiles à distinguer du Lias. Ces calcaires renferment en grandes quantités des orthophragmines et des nummulites (la Blanche au-dessus de Saint-Antoine de Pelvoux). Il arrive en certains points que la transgression débute par des conglomérats à galets de gneiss.

Il n'a été question dans ce rapide résumé que des faciès « externes ». On sait que la série stratigraphique change complètement lorsqu'on passe dans le domaine briançonnais.

## DEUXIÈME PARTIE.

### LES SCHISTES CRISTALLINS.

Les terrains cristalloylliens occupent près de la moitié des terrains du Haut Massif : ce sont eux qui valent aux montagnes d'Oisans une réputation justifiée de « montagnes pourries » et qui donnent naissance à ces énormes pierriers que n'arrivent pas à éliminer des hautes régions des glaciers trop indigents.

Pourtant, sur cette surface relativement importante où la roche à nu apparaît presque partout, on ne note guère de différences de texture ou de composition. A vrai dire, le Haut Massif est peu favorable à l'étude des variations des schistes cristallins : les granites injectés ont littéralement rongé leur couverture de gneiss et de micaschistes et on n'y voit plus guère les rapports originels de ces derniers entre eux. Au demeurant, le métamorphisme général est un phénomène dont l'étude est évidemment beaucoup plus fructueuse sur les très grands ensembles, et à ce titre les énormes affleurements du Massif Central français se prêtent beaucoup mieux à une étude de ce genre. Il serait par suite illusoire de tenter l'établissement d'une zonéographie des schistes cristallins comme celle qu'ont essayée divers auteurs dans le Massif Central et l'intérêt pétrographique du massif des Écrins réside surtout dans l'étude des formations éruptives dont la variété sur un espace en somme assez restreint, est extrêmement grande. Il n'en serait pas de même si, sortant du Haut Massif, on allait vers Belledonne et Taillefer : là, les granites sont

moins importants et les schistes cristallins occupent par suite des surfaces plus considérables. De plus, ils sont beaucoup plus variés, comportant des séries plus calciques et plus magnésiennes, avec des injections anciennes de roches basiques transformées en serpentines (Tabor).

P. Termier, auquel il faut toujours se référer, distingue trois types : les schistes  $x$  et leurs variations métamorphiques, qu'il sépare sur la feuille de Briançon au 1/80.000<sup>e</sup> par un figuré spécial et des symboles particuliers  $xy_1$ ,  $xy^1$ ,  $xy^3$ ; les amphibolites  $\delta$  et gneiss amphiboliques  $\delta\gamma$  qui occupent une place fort réduite dans la région qui nous occupe : enfin les cipolins intercalés dans les terrains précédents et étroitement localisés dans le voisinage du synclinal Venosc-Villar-Loubière entre le col de la Muzelle et le Désert en Valjouffrey.

Cette division ne paraît peut-être plus correspondre à notre façon de classer les schistes cristallins, mais, ainsi que je l'ai dit plus haut il n'est pas possible sur l'aire étroite d'affleurement des schistes cristallins de distinguer des micaschistes inférieurs et supérieurs, des gneiss à 2 micas ou à biotite. Au plus pourra-t-on distinguer des zones de migmatites, d'ailleurs toujours fort étroites.

Il est donc commode de prendre pour base les divisions de P. Termier quitte à y introduire des coupures, et à les retoucher localement.

1. Les schistes  $x$  et leurs variations métamorphiques. Ce sont eux qui nous retiendront le plus longtemps, et c'est à leur sujet que se pose la majorité des problèmes pétrographiques. On ne peut pas les présenter de manière plus résumée que ne l'a fait P. Termier dans la notice de la feuille de Briançon : « schistes azoïques de la zone du Pelvoux, certainement antérieurs au houiller, mais d'âge inconnu. Ils sont généralement très cristallins, souvent feldspathiques. Sur le bord W. de la feuille (Valjouffrey), à Rosai (Grandes Rousses) au Glacier du Chardon, ils sont simplement quartzophylliteux, satinés et luisants, et ressemblent au Silurien des Pyrénées centrales. Comme lui, ils renferment parfois des intercalations de schistes carburés (Taillefer, Rocher de l'Aigle au sud de la combe de Malleval, contrefort ouest du pic des Aupillous) et aussi des bancs de poudingues (rares) à galets de gneiss.

La dernière phrase éclaire parfaitement les difficultés du sujet, il est impossible de faire dans ce complexe, aucune distinction d'âge, et même à la vérité

de tracer sur la carte, des cantons délimitant les divers faciès qui viennent d'être évoqués.

On distingue habituellement dans les schistes cristallins micaschistes et gneiss. C'est en somme à ces deux types pétrographiques que correspondent les symboles  $xy_1$  et  $xy^1$ , employés par Termier. Ce dernier a poussé le scrupule jusqu'à marquer un contour pour séparer les deux formations sur le terrain. En réalité, cette distinction est pratiquement impossible, en raison du fait que les schistes sont « souvent feldspathiques », de sorte qu'il n'y a pas deux catégories nettement tranchées qu'on puisse séparer par un contour. Le métamorphisme plus ou moins poussé de ces couches varie très rapidement d'un mètre à l'autre. On pourrait sans doute caractériser cela en un mot, en disant qu'il n'y a pas dans le massif du Pelvoux, d'épizone de métamorphisme. Pourtant, on observe des cornéennes ( $xy^3$ ) bien étudiées par P. Termier dans le vallon du Tabuc : mais il s'agit là d'un métamorphisme dû au granite du Pelvoux, lequel s'injecte ailleurs sans les modifier, au moins en apparence, dans les roches métamorphiques anciennes.

Peut-être des analyses chimiques systématiques, faites sur l'ensemble du massif, permettraient-elles de distinguer les gneiss véritables et les schistes feldspathiques, et de permettre un classement rigoureux du métamorphisme ancien : cela, à la condition que le granite du Pelvoux n'ait pas ajouté son action propre; mais il faudrait une grande quantité d'analyses pour un résultat assez mince sans doute, pour une simple modification de détail du tracé des contours.

En raison de cela, j'ai préféré noter sous une même teinte, le « complexe cristalloyphyllien », c'est-à-dire tout cet ensemble de schistes cristallins. Nous allons passer en revue leurs variations.

*Micaschistes et quartzophyllades.* — P. Termier ne note les schistes  $x$  non gneissifiés qu'en deux points du Haut Massif : au glacier du Chardon et au plateau du Mont de Lans. En un point comme en l'autre, il s'agit de quelques lits phylliteux et micaschisteux au milieu de bancs gneissiques ou fortement injectés d'aplite. Ces lits non feldspathiques sont finalement tout à fait épisodiques dans ces roches, et ne sont pas cartographiables, sauf sous forme d'un figuré superposé à la teinte de fond.

Ainsi définis, les micaschistes et quartzophyllades ne sont pas exceptionnels dans le massif : outre les deux points déjà cités, on les trouve sur la route de



la Bérarde vers Champhorent, dans le cirque de l'Alpe-du-Pin, sous le hameau des Bernardières, dans la vallon du Tabuc, au Plaret, etc.

Encore faut-il distinguer : dans ces roches présentant à l'œil nu l'aspect de schistes ou de phyllades, il y a fréquemment des gneiss mylonitisés. Sur une quarantaine de lames minces faites dans des roches d'aspect micaschisteux, une dizaine seulement montrait vraiment des caractères de micaschistes ou de quartzophyllades, parfois légèrement gneissiques, les autres étaient des gneiss ou des granites à divers stades d'écrasement.

Trois analyses chimiques : 42.78 [1], E<sub>20</sub> [2], 42.63 [3] <sup>(1)</sup> vont préciser ces particularités.

|  | 1      | 2     | 3     |
|--|--------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub> .....                             | 58,5   | 59,7  | 62,5  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....               | 16,2   | 17,2  | 17,1  |
| TiO <sub>2</sub> .....                             | 0,36   | 0,72  | 0,8   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....               | 0,5    | 6,1   | 0,8   |
| FeO.....   | 4,1    | 1,4   | 5,8   |
| MnO.....   | 1,3    | 0,11  | 1,1   |
| MgO.....   | 3,3    | 2     | 1,9   |
| CaO.....   | 2,2    | 2,7   | 1,2   |
| Na <sub>2</sub> O.....                             | 3,9    | 4     | 1,8   |
| K <sub>2</sub> O.....                              | 5,8    | 2,8   | 3,1   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> <sup>(2)</sup> ..... | .....  | ..... | 0,28  |
| CO <sub>2</sub> <sup>(2)</sup> .....               | .....  | ..... | 0,16  |
| H <sub>2</sub> O.....                              | 4,4    | 3,1   | 3,44  |
|  | <hr/>  | <hr/> | <hr/> |
|  | 100,56 | 99,83 | 99,98 |

<sup>(1)</sup> Toutes les roches analysées au cours de cette étude seront présentées avec une double numérotation : une numérotation de 1 à 51, dans l'ordre où les diverses analyses seront étudiées, et figurée entre crochets, et une numérotation à quatre chiffres (deux éléments de deux chiffres) ou à une lettre suivie de deux chiffres ; cette dernière correspond à la numérotation figurée sur les échantillons de la collection des roches déposée au laboratoire de géologie de l'École normale supérieure.

<sup>(2)</sup> CO<sub>2</sub> et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> n'ont pas été dosés dans certaines analyses, soit que leur présence soit inexistante ou insignifiante, soit que ce dosage n'ait pas un intérêt majeur : il s'ensuit que les teneurs en anorthite et diopside virtuel doivent, dans ces roches, être considérées comme excessives.

Composition virtuelle <sup>(1)</sup>.

|                          |        |       |       |
|--------------------------|--------|-------|-------|
| Q.....                   | 0,18   | 16,97 | 31,1  |
| Or.....                  | 34,29  | 16,58 | 18,36 |
| Ab.....                  | 32,95  | 33,8  | 15,2  |
| An.....                  | 9,54   | 13,4  | 3,11  |
| Cor.....                 | .....  | 2,6   | 9,61  |
| Ap.....                  | .....  | ..... | 0,62  |
| Il.....                  | 0,68   | 1,37  | 1,51  |
| Ma.....                  | 0,72   | 2,78  | 1,16  |
| Hé.....                  | .....  | 4,18  | ..... |
| CaSiO <sub>3</sub> ..... | 0,58   | ..... | ..... |
| FesiO <sub>3</sub> ..... | 8,98   | ..... | 10,7  |
| MgSiO <sub>3</sub> ..... | 8,25   | 5     | 4,75  |
| Cc.....                  | .....  | ..... | 0,36  |
| H <sub>2</sub> O.....    | 4,4    | 3,1   | 3,44  |
|                          | <hr/>  | <hr/> | <hr/> |
| Total.....               | 100,57 | 99,78 | 99,92 |

|                           |            |               |             |
|---------------------------|------------|---------------|-------------|
| Équivalents magmatiques : | 'II.5.2.3. | (I) II.4.2'.4 | 'II.3'.2.3. |
| or                        | .....      | .....         | .....       |
| plag                      | 0,74       | 0,35          | 1           |
| An %                      | 22,5       | 28            | 8,1         |
| ΣB.....                   | 19,21      | 13,33         | 18,74       |

42.78 provient de la vallée du Vénéon, sous les Bernardières ; la roche se présente sur le terrain comme une phyllade, luisante, satinée, se clivant aisément, d'apparence très peu feldspathique.

En lame mince, on voit une roche très écrasée qui était manifestement un gneiss originellement ; les quartz sont soulignés par des lignes craquelées bourrées d'inclusions, les micas sont entièrement chloritisés, les feldspaths réduits à une sorte de purée de séricite allongée en masses oblongues laissant pourtant voir de-ci, de-là, des lignes de mâcles qui permettent de les rapporter à l'albite ou, au plus, à l'oligoclase. Quelques minuscules plages de calcite,

<sup>(1)</sup> On sait que la classification CIPW-Lacroix ne concerne que les roches éruptives. Il est pourtant commode, bien qu'en théorie peu orthodoxe, de faire le calcul de la composition virtuelle suivant les normes classiques pour les roches métamorphiques. Beaucoup d'auteurs ont, depuis quelques années, donné ce calcul, qui permet, au moins, des comparaisons.

quelques grains d'apatite, intacts ou tronçonnés se rencontrent de-ci, de-là<sup>(1)</sup>. On peut noter encore un peu d'épidote.

L'analyse chimique donne des résultats qui ne permettent guère de la considérer comme un micaschiste : pauvreté en silice, proportion d'alumine qui ne dépasse pas une valeur moyenne. La roche virtuelle calculée montre une proportion insignifiante de quartz; mais la potasse est peu importante, et c'est la soude qui bloque la majeure partie de la silice; à moins d'existence improbable de micas sodiques abondants, c'est essentiellement sous forme d'albite ou de ses produits d'altération que se trouve cette soude. Cela corrobore tout à fait l'examen en lame mince : il s'agit bien d'un gneiss écrasé. Notons, en passant, l'abondance du manganèse fréquent dans les variétés écrasées.

Les paramètres sont ceux d'une monzonite, paramètres habituels, on le verra, des gneiss du massif.

E<sub>20</sub> est une roche du même type, prélevée à Champhorent sur la route de la Bérarde. Mais déjà l'aspect extérieur n'est plus celui d'une phyllade, mais d'une roche nettement métamorphique, gneiss ou micaschiste. Au microscope, la structure est grano-lépidoblastique avec des lignes de fractures soulignées par une matière noirâtre ferrugineuse qui montrent l'écrasement de la roche. Les biotites sont à tous les stades, depuis des minéraux parfaitement sains et violemment pléochroïques en rouge brun, jusqu'à des éléments déferriés totalement. Des micas blancs, également abondants sont étroitement intriqués dans les micas colorés. Les quartz, très engrenés les uns dans les autres, présentent l'aspect caractéristique des quartz de roches métamorphiques. Les feldspaths sont, chose étonnante, extrêmement frais et limpides. Il s'agit toujours d'albite ou d'oligoclase; quelques grains d'épidote et de rares grenats minuscules et en débris se voient de-ci de-là. L'état frais des feldspaths calcosodiques a de quoi étonner : au point qu'on pourrait sur le vu de cette seule lame, se demander s'il ne s'agit pas de feldspaths postérieurs à l'écrasement principal de la roche. De plus, leur taille, plus grande que celle des éléments encaissants leur fait donner l'impression d'être « surajoutés ». C'est en somme à l'échelle de la lame mince, un aspect œillé.

<sup>(1)</sup> D'où, dans la composition virtuelle, un excès d'anorthite, on trouve  $An \text{ p. } 100 = 22,5$ , ce qui donne encore de l'oligoclase; mais il est probable que le pourcentage réel n'atteint pas 15 : la chaux de la roche est en partie logée dans l'apatite, la calcite secondaire (et nettement postérieure au broyage), l'épidote.

L'analyse chimique montre une nette prépondérance de la soude sur la potasse et se présente tout à fait comme une analyse de gneiss. Tout concourt, à montrer qu'on se trouve en présence d'un gneiss pauvre en feldspaths, passant en somme à un micaschiste. L'abondance des feldspaths (17 p. 100 d'orthose) dans la composition virtuelle est évidemment fictive, la potasse étant en réalité logée dans les micas.

Les paramètres sont ceux d'un granite calcoalcalin.

Le troisième échantillon (42-64[3]) est un gneiss à grain très fin en provenance du sommet du Plaret. Sur le terrain, c'est une roche massive, se clivant difficilement et présentant des lits à la fois très fins et très nets. Elle est peu solide en masse, et le sommet du Plaret est composé d'une accumulation de blocs de petites dimensions.

En lame mince, l'aspect est très particulier : les biotites sont plus ou moins déferriées, mais curieusement allongées dans une même plage, dans des directions perpendiculaires entre elles. Les quartz engrenés les uns dans les autres sont souvent soulignés par de petits liserés de micas.

L'analyse chimique ne présente pas de particularité sensible si ce n'est la faible teneur en soude. La composition virtuelle montre une forte proportion de quartz libre, et relativement une quantité appréciable de corindon, résultat de la faible teneur en soude et de l'abondance des micas. La quantité d'alumine est tout à fait de l'ordre de celle observée dans les deux précédentes analyses. Les paramètres sont ceux d'un granite monzonitique.

Cet échantillon est manifestement le moins gneissique des trois décrits jusqu'ici. Malgré les apparences extérieures, et comme le laissaient prévoir les lames minces et l'analyse chimique, les deux premiers étaient des gneiss francs.

Nous n'avons donc pas de vrai micaschiste analysé dans le haut massif : pour avoir des micaschistes réels et non des gneiss écrasés, il faut sortir du Haut Massif : ces roches existent dans le petit massif de Chaillol, par exemple et un échantillon prélevé aux alentours du sommet de Chaillol-le-Vieux, nous permettra d'utiles comparaisons.

En lame mince, la roche apparaît comme essentiellement composé de lits de quartz et de mica (biotite et muscovite), ceux-ci parfois chloritisés. Les feldspaths sont rares mais très volumineux : c'est de l'albite dont l'aspect œillé est tout à fait remarquable; elle est peu altérée et tranche par sa limpidité sur ce qui l'entoure. Elle contient des inclusions de baguettes allongées, opaques, à reflet blanc. On peut noter des traînées de sphène.

L'analyse chimique donne les résultats suivants :

| [4]                                  |        |
|--------------------------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 75,1   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 12,1   |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,54   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 3,2    |
| FeO.....                             | 0,36   |
| MnO.....                             | 0,48   |
| MgO.....                             | 0,48   |
| CaO.....                             | 0,9    |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 3,2    |
| K <sub>2</sub> O.....                | 1,2    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,48   |
| CO <sub>2</sub> .....                | 0,05   |
| H <sub>2</sub> O.....                | 2,1    |
|                                      | 100,19 |
| Q.....                               | 50,63  |
| Or.....                              | 7,06   |
| Ab.....                              | 27,05  |
| An.....                              | 1,39   |
| Cor.....                             | 5,02   |
| Ap.....                              | 1,02   |
| H.....                               | 1,03   |
| Ma.....                              | 1,16   |
| Hé.....                              | 2,4    |
| SiO <sub>3</sub> Mg.....             | 1,2    |
|                                      | 97,95  |
| Cc.....                              | 0,11   |
| H <sub>2</sub> O.....                | 2,1    |
|                                      | 100,14 |

Équivalents magmatiques : I'. 4. 1'. 4.

$$\frac{\text{or}}{\text{plag}} = 0,248$$

$$\text{An} \% = 4,8$$

$$\Sigma B = 6,81.$$

La roche est à caractère nettement sodique et se caractérise par une faiblesse remarquable de la teneur en barylites ainsi qu'une très faible teneur en chaux. Les micas doivent être sodiques dans une bonne proportion. Le caractère micaschisteux apparaît nettement dans la teneur élevée en silice, que la composition virtuelle met encore plus nettement en évidence (plus de 30 p. 100

de quartz virtuel). La teneur en alumine est par contre plutôt faible, surtout si on la compare à celle des analyses précédentes. Le magma éruptif équivalent correspond à un granite alcalin orthoso-albitique, et nous verrons que ces paramètres sont exactement ceux du granite du Pelvoux.

Il n'est pas inutile de comparer les roches étudiées jusqu'ici à des roches similaires du massif de l'Aar dont Th. Hugi (182) a fait récemment l'étude. Un gneiss en provenance de ce massif a donné à cet auteur l'analyse suivante.

|                                      |        |
|--------------------------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 72,17  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 12,93  |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,17   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,39   |
| FeO.....                             | 3,32   |
| MnO.....                             | 0,01   |
| MgO.....                             | 0,39   |
| CaO.....                             | 0,91   |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 3,80   |
| K <sub>2</sub> O.....                | 4,96   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,06   |
| CO <sub>2</sub> .....                | 0,56   |
| H <sub>2</sub> O.....                | 0,82   |
|                                      | 100,49 |

*Composition virtuelle.*

|                          |        |
|--------------------------|--------|
| Q.....                   | 27,4   |
| Or.....                  | 29,45  |
| Ab.....                  | 32,07  |
| An.....                  | 0,86   |
| Cor.....                 | 0,98   |
| Ma.....                  | 0,55   |
| H.....                   | 0,32   |
| Ap.....                  | 0,04   |
| SiO <sub>3</sub> Mg..... | 0,98   |
| SiO <sub>3</sub> Fe..... | 5,55   |
|                          | 98,20  |
| Cc.....                  | 1,27   |
| H <sub>2</sub> O.....    | 0,82   |
|                          | 100,24 |

Équivalents magmatiques : I'. 4. 1. 3.

$$\frac{\text{or}}{\text{plag}} = 0,89$$

$$\text{An} \% = 2,5$$

$$\Sigma B = 7,44.$$

Il y a une analogie manifeste entre les deux analyses, si l'on excepte la très nette différence de teneur en potasse : cette deuxième analyse correspond à un gneiss, alors que la précédente correspondait à un micaschiste légèrement gneissique. Elle est poussée jusque dans les teneurs, remarquablement faibles en MgO et CaO. Le fer total est en quantité égale dans les deux échantillons, de même que l'alumine. Une différence toutefois dans les éléments accessoires : la teneur en MnO est très différente. Mais on touche là un caractère singulier des roches du massif dauphinois sur lequel nous avons eu l'occasion d'insister (21) la proportion d'oxyde de manganèse est souvent forte, et arrive à atteindre et même à dépasser celle de magnésium ou de fer ferreux.

Au total il semble bien que les «schistes *x*» de P. Termier, dont la description correspond à des micaschistes soient inexistantes dans le Haut Massif. Les roches qui s'y rapportent sont soit des gneiss écrasés, soit des roches admettant déjà une certaine proportion de feldspaths. Mais ces roches existent dans les autres massifs dauphinois. Il n'en reste pas moins que le Haut Massif est peu favorable à l'étude des formations métamorphiques. On peut résumer cette relative pauvreté de la série métamorphique en affirmant qu'il n'y a pas dans le massif d'épizone de métamorphisme.

*Gneiss.* — La quasi-totalité de la surface occupée par les schistes cristallins dans le massif des Écrins est représentée par des gneiss. P. Termier considère que les uns sont des gneiss anciens, provenant d'une «gneissification régionale antérieure aux derniers mouvements du magma granitique et dont la cause est inconnue», les autres des gneiss plus récents, dépendant du granite du Pelvoux, et caractérisés essentiellement par la présence de filons et d'amas d'aplite en provenance du granite. L'auteur de la deuxième édition de la feuille de Briançon ajoute qu'il est impossible de les distinguer les uns des autres.

On ne peut que souscrire à cette conclusion, mais la cause de la gneissification régionale notée pour P. Termier nous est maintenant connue. J'ai, en effet, montré naguère (19, 22) qu'il y avait deux granites successifs, et nous reviendrons longuement sur cette question au chapitre du granite ancien, les gneiss récents dépendant du granite du Pelvoux.

En réalité, nous venons de voir que les micaschistes n'existaient pratiquement pas, et que les roches à aspect de phyllades étaient essentiellement des

gneiss écrasés, dynamométamorphisés. Les gneiss sont la règle, et ceci est vrai, à proximité comme à une certaine distance, des culots de granite du Pelvoux; or, P. Termier a montré la faible influence du granite du Pelvoux sur les roches encaissantes. Ces deux faits impliquent évidemment la conclusion que les gneiss anciens sont la majorité, et que les gneiss liés à la mise en place du granite du Pelvoux sont l'exception, ou tout au moins sont limités à des auréoles fort étroites autour des massifs granitiques.

Sans anticiper sur le chapitre suivant, où nous traiterons de manière détaillée les actions réciproques du granite et des terrains encaissants, on peut affirmer, qu'en général, le granite du Pelvoux, n'influence guère les terrains encaissants; ceci ne se produit que lorsqu'il y a disharmonie de composition chimique entre les deux formations. Le granite du Pelvoux étant caractérisé par l'existence d'un «front» sodique, nous pourrions peut-être en déduire que les gneiss sodiques sont récents et dépendent du granite du Pelvoux, les gneiss anciens étant plutôt potassiques. Mais cela ne pourrait être démontré que par de longues suites d'analyses judicieusement choisies, et ne me paraît pas pouvoir être retenu : le seul fait que le gneiss du Plaret ne présente, bien qu'au voisinage immédiat du granite, pas de caractère sodique, et pas de feldspaths d'apparence «surajoutée» montre bien qu'il faut, là, être très circonspect.

Les gneiss dans leur ensemble sont, à l'aspect extérieur, assez variés. Outre des gneiss banaux, souvent chloriteux, on connaît des gneiss ondulés, rubannés et d'autres à lits très fins, très serrés. Il est commode de faire une distinction basée, non sur la texture, mais sur la différence de composition chimique et minéralogique : on séparera ainsi les gneiss francs des gneiss amphiboliques.

*Gneiss francs.* — En lame mince, ils ont pour caractère essentiel la présence de cristaux de biotite très fortement pléochroïques dans les brun-rouge, associés en grappes ou en fibres, montrant des auréoles très nettes autour des grains de zircon. Le mica blanc est abondant, mais, à côté du mica noir vrai, il arrive couramment de voir du méroxène provenant de biotites déferrifiées. Les éléments occasionnels sont l'apatite (courante), le zircon, les grenats, souvent altérés et limités, semble-t-il, à certaines régions (c'est ainsi qu'ils

sont abondants en Valjouffrey dans le massif du Pic de Valsenestre : dans le Haut Massif, ils sont plutôt rares). Les silicates de métamorphisme sont assez exceptionnels : la staurotide ne m'est jamais apparue, le disthène est très rare et même douteux, la sillimanite est plus courante, épigénisant souvent des squelettes de micas. La cordiérite n'a pas été repérée d'une façon courante : ce caractère de pauvreté en silicates de métamorphisme semble être un caractère essentiel des gneiss du haut massif ; il est évidemment en rapport avec une teneur moyenne relativement faible en alumine de ces roches : le pourcentage en  $Al_2O_3$  n'atteint 20 que dans une analyse sur 7, et c'est, bien entendu, dans une roche contenant précisément certains silicates. Pourtant la teneur en alumine ne descend que rarement au-dessous de 15.

Un échantillon en provenance du Rouget (39.9) a été donné à l'analyse, et il est intéressant à étudier en détail, car il est riche en alumine.

A l'aspect extérieur, c'est un gneiss à patine rouge, riche en mica, bien lité. En lame mince, on distingue des cristaux de biotite très pléochroïque, du quartz abondant, des feldspaths, albite et orthose, peu nombreux. Les éléments accessoires sont variés : grenats résiduels avec aiguilles de sillimanite en occupant l'emplacement, apatite et zircon. Certaines plages ressemblent à de la cordiérite, et la présence d'une auréole jaune autour d'un zircon confirme cette diagnose.

L'analyse chimique va nous confirmer les données du microscope :

|                                      |        |
|--------------------------------------|--------|
| [5]                                  |        |
| SiO <sub>2</sub> .....               | 57,1   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 20,2   |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 1      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 1,6    |
| FeO.....                             | 5,5    |
| MnO.....                             | 0,12   |
| MgO.....                             | 3,4    |
| CaO.....                             | 1,9    |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 2      |
| K <sub>2</sub> O.....                | 4,1    |
| H <sub>2</sub> O.....                | 3,1    |
|                                      | 100,02 |

*Composition virtuelle.*

|                          |        |
|--------------------------|--------|
| Q.....                   | 17,38  |
| Or.....                  | 24,22  |
| Ab.....                  | 16,86  |
| An.....                  | 9,45   |
| Cor.....                 | 9      |
| Ma.....                  | 2,32   |
| H.....                   | 1,90   |
| SiO <sub>3</sub> Mg..... | 8,5    |
| SiO <sub>3</sub> Fe..... | 7,33   |
|                          | 96,96  |
|                          | 3,1    |
|                          | 100,06 |

Équivalents magmatiques : II.4.2.'3.

$\frac{or}{plag} = 0,92.$   
 $An \% = 51,6.$   
 $\Sigma B = 20,05.$

Il y a une forte proportion d'alumine qui confirme le diagnostic de cordiérite. Les paramètres sont ceux d'un granite monzonitique.

*Amphibolites et gneiss amphiboliques.* — Les gneiss ordinaires dont il vient d'être question ne représentent pas à eux seuls les roches de la série métamorphique du massif. Il existe également des roches calcomagnésiennes, amphibolites et gneiss amphiboliques. Mais, contrairement à ce qui passe pour la chaîne de Belledonne où ces roches couvrent de grandes étendues, leurs affleurements sont réduits et elles ne jouent qu'un rôle restreint dans l'architecture générale de la région.

On peut distinguer, d'une part des roches où l'amphibole n'intervient qu'à titre épisodique, en lits isolés et celles où elle fait partie intégrante de la formation. Dans l'étendue qui nous occupe, les deux cas se présentent et d'ailleurs il n'y a pas de coupure tranchée entre les deux types, tous les intermédiaires existant entre le lit d'amphibole isolé dans des gneiss banaux et les gneiss où l'amphibole est un minéral constitutif.

*Amphibolites.* — C'est le cas, par exemple, sur la route de Saint-Christophe sous le hameau du Puy (41-35). Il s'agit de lits parallèles de hornblende verte; l'aspect est peu lité sauf en masse. L'amphibole, en petits cristaux, donne à la roche une teinte foncée.

Les lames minces montrent de la hornblende verte souvent assez peu colorée, et du quartz parfois recristallisé secondairement. Des feldspaths entièrement damouritisés, qui sont des feldspaths alcalins en association perthitique (pas de mâcles de l'albite) occupent d'assez larges plages. Il n'y a pas de micas. La calcite secondaire est assez abondante.

Ce type de roche existe un peu partout : au pied du col de la Lauze, un échantillon montre des cristaux de hornblende verte très abondants, associés avec des cristaux d'orthose très altérés. Le quartz est ici rare, mais les minéraux accessoires, apatite, et surtout sphène, sont abondants. La hornblende est partiellement altérée en un minéral polarisant très peu, qu'il faut rattacher à la zoisite. On retrouve encore une roche analogue mais se rapprochant déjà d'un gneiss à amphibole sur l'arête sud du Flambeau : on observe à l'œil nu des lits très minces alternants, d'amphibole, de feldspaths et de quartz. En lame mince, l'amphibole est en voie de décomposition, et on observe de la chlorite assez abondante. Là encore, l'apatite figure comme élément accessoire.

Sur l'arête des Écrins, au voisinage du pic Lory, des lits mélanocrates alternent avec des lits d'aplite ou de quartz : ces lits apparaissent au microscope comme formés de quartz, de hornblende verte peu colorée et de micas. Mais là, la formation tout entière est injectée, lit par lit, par les veines du granite voisin.

Les exemples pourraient être multipliés; il reste à voir à quelle composition chimique précise correspond ce type de roche.

L'échantillon 41-35 : route de Saint-Christophe aux fontaines bénites, dont il a déjà été question a fourni les résultats consignés ci-dessous (analyse 6).

Les paramètres magmatiques sont ceux d'une monzonite, ce qui était assez prévisible.

Cette analyse est intéressante à comparer avec l'analyse 27 (p. 152) qui représente une enclave dans un granite lité à la Tour Carrée de Roche Méane. On peut voir que ces échantillons sont assez comparables, sauf pour la teneur en alumine nettement plus élevée dans le second.

Les paramètres calculés sont les mêmes.

|                                      | [6]          | [7]         |
|--------------------------------------|--------------|-------------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 52,5         | 56,5        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 18,9         | 16          |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,45         | 1,3         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 1,8          | 3,3         |
| FeO.....                             | 4,4          | 5,2         |
| MnO.....                             | 0,16         | 0,16        |
| MgO.....                             | 2,3          | 4,6         |
| CaO.....                             | 8,1          | 4           |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 2,8          | 3           |
| K <sub>2</sub> O.....                | 3,5          | 2,9         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,12         | 0,23        |
| CO <sub>2</sub> .....                | 2,64         | 0,24        |
| H <sub>2</sub> O.....                | 2,56         | 2,36        |
|                                      | <hr/> 100,23 | <hr/> 99,79 |

*Composition virtuelle.*

|                          |              |             |
|--------------------------|--------------|-------------|
| Q.....                   | 6,88         | 11,44       |
| Or.....                  | 20,59        | 17,14       |
| Ab.....                  | 23,6         | 25,35       |
| An.....                  | 22,85        | 16,88       |
| Cor.....                 | 2,12         | 1,75        |
| Ap.....                  | 0,24         | 0,5         |
| H.....                   | 0,85         | 2,31        |
| Ma.....                  | 2,55         | 4,78        |
| SiO <sub>3</sub> Mg..... | 5,75         | 11,5        |
| SiO <sub>3</sub> Fe..... | 6,11         | 5,2         |
|                          | <hr/> 91,54  | <hr/> 96,85 |
| Cc.....                  | 6            | 0,55        |
| H <sub>2</sub> O.....    | 2,56         | 2,36        |
|                          | <hr/> 100,10 | <hr/> 99,76 |

|                           |               |                  |
|---------------------------|---------------|------------------|
| Équivalents magmatiques : | II. '5. 3. 3. | II. 4'. '3. 3(4) |
| or.....                   | 0,44          | 0,406            |
| plag.....                 |               |                  |
| An %.....                 | 49,4          | 40               |
| ΣB.....                   | 15,5          | 24,29            |
|                           |               | 6 A.             |

*Gneiss amphiboliques.* — Le type de roche dont il vient d'être question est remplacé en bien des points par de véritables gneiss amphiboliques. Le type moyen peut assez bien être décrit par un échantillon en provenance de la cime du Vallon (38-14, analyse 7).

En lame mince, on voit de grandes plages de quartz à petits cristaux engrenés, de volumineux feldspaths dont certains sont très altérés (orthose) alors que d'autres sont assez limpides (albite); les micas sont intacts en larges baguettes fortement pléochroïques dans les brun-rouge; la hornblende très abondante est particulièrement typique. L'ensemble est nettement lité.

L'analyse chimique montre que la composition est celle d'un granite monzonitique proche d'une monzonite. Comme il était prévisible, la teneur en chaux est assez élevée, mais la quantité notable d'alumine fait que cette chaux est entièrement *Salic* dans le calcul de la composition virtuelle, qui s'éloigne énormément de la composition réelle. Les valeurs de  $\frac{\text{orth}}{\text{plag}}$  et An p. 100 sont, par suite, sans signification réelle. Il n'en va pas de même du  $\Sigma B$ , dont on peut voir qu'il est le plus fort de toutes les roches examinées jusqu'ici et devrait l'être encore plus, puisque la chaux est en réalité barylitique. Les gneiss amphiboliques apparaissent donc infiniment moins leucocrates que les gneiss banaux.

*Origine de ces roches.* — L'origine sédimentaire de ces roches ne saurait faire de doute; il s'agit de passées plus calcaires dans un ensemble silico-alumineux, mais assez fortement siliceux. Cette affirmation est encore renforcée par la présence de cipolins dans quelques points privilégiés : bordure occidentale du Haut Massif; et, sporadiquement, dans la partie est (face est du Pelvoux) et dont nous parlerons un peu plus loin.

Il est intéressant de supputer l'âge de la gneissification. Elle est antérieure à la mise en place du granite du Pelvoux dont l'action est faible sur les gneiss ordinaires. Mais lorsque le granite jouxte des gneiss amphiboliques, son action est beaucoup plus importante : les gneiss montrent de nombreux filons d'aplite (on pourrait dire de granulite) injectés lit par lit, et ceci même à une grande distance du magma granitique (plusieurs centaines de mètres). On observe corrélativement des modifications endomorphes du granite qui seront

décrites au chapitre suivant. Il s'ensuit que dans ce cas, on pourrait être tenté d'admettre que la gneissification est due au granite du Pelvoux. Il n'est pourtant pas possible d'opposer sur le plan de l'origine et de l'âge, les gneiss ordinaires et les gneiss amphiboliques. Comme les premiers, ceux-ci sont antérieurs à la mise en place du granite du Pelvoux, mais l'auréole d'action de ce dernier est d'autant plus forte que la composition chimique des roches encaissantes est plus différente de la sienne : les amphibolites injectées étaient, *déjà*, des roches métamorphiques.

Pour la chaux, ceci apparaît d'une manière extrêmement frappante. Mais il est probable qu'il en va de même pour les alcalis. En effet, nous avons noté plus haut l'aspect parfaitement limpide et très peu altéré de certains cristaux d'albite qui semblent « surajoutés » à la masse de la roche (échantillon E<sub>20</sub>, analyse 2). Or, nous verrons que le front du granite du Pelvoux est essentiellement sodique. Il est par suite très probable que ces yeux d'albite dans des gneiss originellement pauvres en feidspaths (tendant au passage vers les micaschistes) proviennent du granite du Pelvoux, au contact de ce dernier et à une certaine distance, il y a « sodification » de la roche encaissante. Mais cela reste discret, limité à des cristaux *isolés* et *indépendants*. Ce n'est guère qu'en le cherchant, qu'on trouve ce phénomène, analogue à une échelle moindre, à celui qui accompagne le contact des gneiss amphiboliques.

Cela entraîne une autre conséquence : les « yeux » d'albite résultant de la mise en place du granite du Pelvoux sont plus frais que la roche encaissante, qui montre des traces non équivoques de broyage (lignes de fracture, cristaux froissés, etc.). C'est donc que les gneiss étaient déjà mylonitisés, au moins pour une bonne partie, avant la mise en place du granite du Pelvoux. Ce dernier est donc postectonique par rapport à cette phase de broyage. Cela s'ajoute aux arguments qui peuvent en faire un granite postérieur aux premiers mouvements hercyniens.

Ultérieurement d'ailleurs, les mouvements alpins ont, à nouveau, créé des zones de mylonites; mais, en certains points privilégiés, on trouve la trace des mouvements antérieurs.

*Cipolins.* — Il existe des cipolins en deux zones nettement distinctes du massif :

Les premiers sont localisés dans l'ouest, où ils s'alignent sur une bande

étroite mais continue, de la face sud-ouest de Roche de la Muzelle, aux environs du Désert en Valjouffrey. Les seconds forment un affleurement très réduit dans les contreforts du Pelvoux au-dessus de la vallée entre Ailefroide et le pré de Madame-Carle.

Les marbres de Valsenestre ont fait l'objet d'une exploitation au siècle dernier, qui n'a pas été poursuivie, sans doute en raison de l'irrégularité de la roche et surtout des diaclases qui empêchent pratiquement d'y tailler de gros blocs.

L'aspect extérieur de cette formation est celle de marbres à grain fin, parfois écrasés. Ça et là, des enclaves de roches différentes rompent la continuité des bancs. Il y a ainsi, en certains points deux veines distinctes, parallèles et dirigées nord-sud comme l'ensemble de l'affleurement.

En lame mince, l'aspect est également assez varié : tantôt les cristaux de calcite sont très petits, laissant entre eux de place en place, quelques amas de cristaux de quartz secondaire à tout petits cristaux engrenés; tantôt les cristaux de calcite sont de deux tailles : de petits cristaux et d'autres nettement plus volumineux, présentant des extinctions roulantes visiblement secondaires par rapport aux premiers. Là encore, il y a du quartz, mais les cristaux sont isolés et arrondis, et sont visiblement primaires. Le quartz secondaire est alors beaucoup plus rare que dans le premier cas.

A l'ancienne carrière de marbre elle-même, on peut voir d'autres variations; un échantillon montre ainsi des cristaux de calcite d'aspect schisteux, qui impliquent un certain degré d'écrasement, avec des taches diffuses de quartz. La schistosité secondaire de la roche est indiquée par des traînées alignées de cristaux de sphène. Enfin, certaines zones sont, en lame mince, indéchiffrables, constituées d'une partie cryptocristalline représentant de la calcite ou des feldspaths écrasés.

Sur les bords de la veine de cipolin, on observe un passage graduel à la roche encaissante (laquelle est un gneiss plus ou moins écrasé). La roche intermédiaire est une amphibolite très spéciale : l'amphibole est une hornblende transparente, très peu ferrifère, les cristaux laissant passer entre eux des filonnets de calcite qui corrodent l'amphibole. Il n'est pas impossible que quelques cristaux soient de la dolomie.

La roche encaissante est un gneiss micaschisteux non amphibolique, avec des micas ployés et onduleux, déferriés, et de rares feldspaths du type oligo-

clase. Enfin, au milieu des cipolins se voient des enclaves schisteuses vertes, à structure très confuse.

Les cipolins du Pelvoux forment un minuscule affleurement dans la paroi qui domine le hameau d'Ailefroide. On en trouve des blocs assez nombreux dans le torrent qui descend du glacier des Violettes. C'est une roche rouge pourpré ou rose-lilas. En lame mince on ne voit que des cristaux de calcite.

Je n'ai pas jugé utile de faire exécuter d'analyses chimiques de ce type de roches, dont l'examen en lame mince donne, de manière très suffisante, les caractéristiques. D'importance minime dans le massif du point de vue structural, ils soulignent toutefois la nature paramétamorphique des schistes cristallins du massif. Ces cipolins se retrouvent dans les régions voisines vers Saint-Maurice en Valgaudemar par exemple. Ils sont donc un constituant normal, malgré leur relative rareté, des roches métamorphiques de tout le massif cristallin dauphinois.

*Roches orthométamorphiques* (orthogneiss et syénites). — Malgré l'apparente homogénéité des schistes cristallins, il n'est pas exceptionnel de voir des roches nettement litées, et de type granitique. Il s'agit de granites lités qui passent en certains points à de véritables orthogneiss. C'est surtout net, en dehors de la région qui nous occupe, au Sirac par exemple.

D'autre part, il existe des roches anciennes qui font partie du complexe métamorphique et qui sont des roches non litées : nous verrons au chapitre suivant qu'il existe un « granite ancien » sans doute contemporain de la gneissification<sup>(1)</sup>. Mais il existe aussi des roches du type syénitique, très analogues aux syénites analysées par Th. Hugi dans l'Aar. Dans le Haut Massif ces roches n'affleurent pas sauf quelques petits amas noyés dans des gneiss à amphibole vers l'Olan. Mais elles affleurent entre Chaillol-le-Vieux et le pic de Parières, et il n'a pas paru inutile de donner à analyser une roche de ce type (45-10 : pic de Pian. 8) et de mettre en face une analyse (a) due à Th. Hugi, syénite, Tettiwang, massif de l'Aar.

<sup>(1)</sup> Nous donnerons, avec l'étude de ce dernier, les diagrammes d'OSANN relatifs aux schistes cristallins.



|                                      | [8]          | (a)         |
|--------------------------------------|--------------|-------------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 50,2         | 53,84       |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 15,2         | 13,46       |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 1,8          | 2,24        |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 2            | 1,26        |
| FeO.....                             | 6,2          | 5,51        |
| MnO.....                             | 0,14         | 0,15        |
| MgO.....                             | 6,6          | 5,12        |
| CaO.....                             | 7,6          | 5,97        |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 1,9          | 2,35        |
| K <sub>2</sub> O.....                | 4,1          | 6,59        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 1,5          | 0,54        |
| CO <sub>2</sub> .....                | "            | 0,50        |
| H <sub>2</sub> O.....                | 3,4          | 1,51        |
|                                      | <hr/> 100,64 | <hr/> 99,04 |

*Composition virtuelle.*

|  |              |             |
|--|--------------|-------------|
| Or.....                                | 24,29        | 38,9        |
| Ab.....                                | 16,21        | 17,6        |
| An.....                                | 20,64        | 7,9         |
| Ap.....                                | 3,10         | 1,18        |
| H.....                                 | 3,42         | 4,25        |
| Ma.....                                | 2,90         | 1,83        |
| CaSiO <sub>3</sub> .....               | 3,55         | 6,3         |
| MgSiO <sub>3</sub> .....               | 15,45        | 7,36        |
| FeSiO <sub>3</sub> .....               | 6,53         | 9,26        |
| Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> ..... | 0,18         | 0,43        |
| Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> ..... | 0,39         | 0,88        |
|  | <hr/> 96,66  | <hr/> 95,89 |
| Cc.....                                | ....         | 1,13        |
| H <sub>2</sub> O.....                  | 3,4          | 1,51        |
|  | <hr/> 100,06 | <hr/> 98,53 |

|                              |               |               |
|------------------------------|---------------|---------------|
| Équivalents magmatiques..... | II. 5. 3. '3. | II'. 5. 2. 2' |
| or.....                      | 0,66          | 1,5           |
| plag.....                    |               |               |
| An %.....                    | 56            | 31            |
| ΣB.....                      | 35,52         | 31,49         |

On voit que les deux roches sont finalement assez comparables bien que la proportion d'alcalis soit nettement plus élevée dans celle de l'Aar.

En définitive, le « complexe métamorphique ancien » est composé essentiellement de gneiss et de micaschistes gneissiques, parfois amphiboliques, avec, de-ci, de-là, quelques formations éruptives (syénites). Il n'y a pas de micaschistes vrais, encore moins de schistes chloriteux simples. On peut donc affirmer que les zones superficielles des couches métamorphiques ont été depuis longtemps enlevées par érosion. Si on essayait d'appliquer la classification de J. Jung et M. Roques, que ces auteurs ont utilisée dans le Massif Central, on noterait que les seules zones d'ectinites représentées sont les gneiss inférieurs et beaucoup plus rarement les gneiss supérieurs à muscovite et biotite.

En réalité, je ne pense pas qu'on puisse employer là une terminologie aussi précise et aussi rigoureuse. Il n'y a pas d'unités cristallographiques nettement définies dans le massif des Écrins.

Au demeurant, cette série est particulièrement pauvre dans le massif des Écrins : il faut sortir de ce dernier pour trouver des exemples convenables de certaines roches de cette série ancienne (syénites, micaschistes peu feldspathiques...). L'étude de Belledonne a montré aux auteurs qui s'en sont préoccupés des variations beaucoup plus importantes : intrusions gabbroïques et serpentineuses, syénites intrusives et minettes.

Les Grandes Rousses, malgré leur peu d'étendue, même en y comprenant le Grand Rochail, sont plutôt plus variées que le Haut Massif : elles présentent entre autres les amas de la célèbre syénite du Lauvitel (qui, d'après l'analyse donnée par P. Termier est d'ailleurs plutôt une monzonite).

C'est la géologie du massif des Écrins est dominée par la présence de gros amas de granite intrusif, connue depuis Termier sous le nom de granite du Pelvoux. Sa présence commande véritablement la géologie du socle cristallin, et les roches de sa couverture sont réduites à une mince pellicule où les variétés ont eu peu de chance de subsister.

## LES GRANITES ET LES ROCHES CONNEXES.

Les affleurements de granites occupent une grande partie du Haut Massif. Termier distinguait six massifs « qui communiquent évidemment, en profondeur, par-dessous leurs ceintures de gneiss ou de schistes cristallins » (f. Briançon), formés d'un granite particulier dénommé par lui « granite du Pelvoux ».

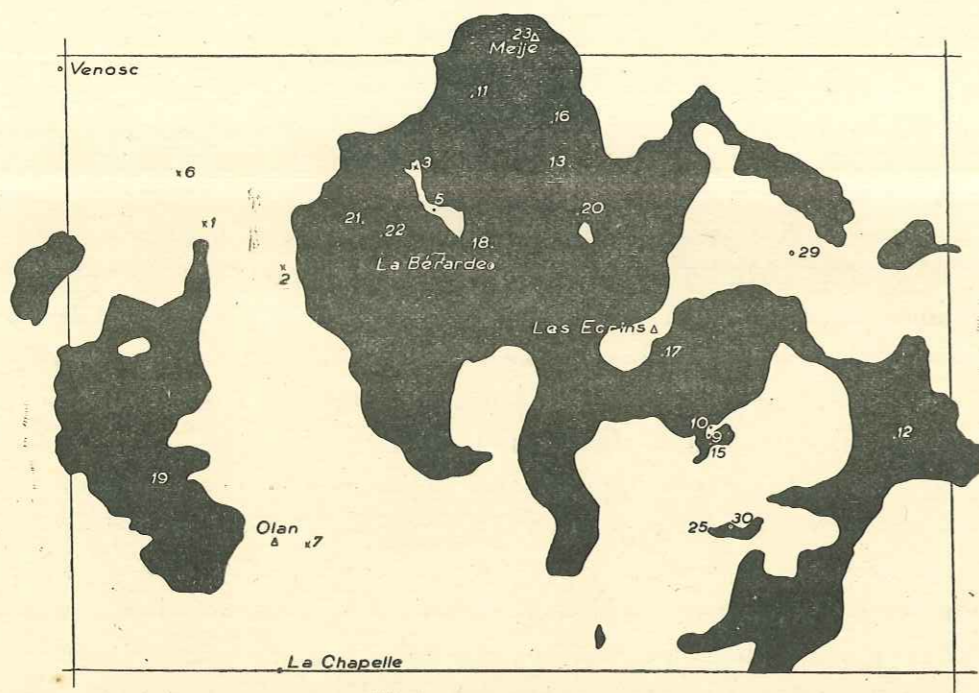


Fig. 5. — Les affleurements de granite. — En noir le granite. Les chiffres correspondent aux analyses chimiques; en points les granites; en croix les roches métamorphiques. Les analyses de Rhyolites sont représentées par un cercle pointé en son centre. On a figuré les limites de la feuille Saint-Christophe au 1/50.000°.

Il recensait en outre deux massifs de granite à muscovite; enfin un dernier massif, celui de Chaillol, montre un granite à amphibole tout différent des précédents. Mais ceci s'applique à la totalité de la feuille de Briançon au 1/80.000°. Le massif de Chaillol est extérieur à la région qui nous occupe et nous n'en parlerons que d'une manière épisodique. Il en va de même des

deux massifs de granite à muscovite : le plus oriental est situé dans le Haut-Champoléon, et le second s'étend des abords de Saint-Firmin en Valgaudemar à ceux de Valsenestre, nettement à l'ouest du synclinal de Venosc-Villar-Loubière. L'existence même de ces différences pétrographiques entre les granites du Haut Massif et ceux des bordures occidentales et méridionales est, nous l'avons noté dans l'introduction, une des raisons de séparer le Haut Massif, des régions situées à l'ouest et au sud de l'accident Venosc-Villar-Loubière-massif de Morges.

Les six autres massifs dénombrés par Termier qu'il ne désigne pas nommément, sont sans doute, dans son esprit :

1. Un très gros affleurement, au contour passablement déchiqueté, qui comprend tout le centre du haut massif; une apophyse, dont nous verrons qu'il faut la séparer du reste, constitue le petit massif du Combeynot;
2. Le massif de Fond-Turbat, qui s'étend des contreforts septentrionaux des Souffles au vallon de Lanchâtra;
3. Le massif du Clapier du Peyron;
4. Le massif du Rochail;
5. Le massif de l'Alpe d'Huez, situé de l'autre côté de la Romanche, dans les Grandes Rousses, par conséquent;
6. Le massif de Pétarel, au sud du Valgaudemar.

De tous ces massifs, les deux premiers seulement (ce sont d'ailleurs, surtout le premier, de très loin les plus importants), sont situés dans le Haut Massif. Les 4 autres présentent en outre des particularités qui, du point de vue pétrographique, comme sur le plan structural, les séparent des autres. C'est ainsi que les massifs de l'Alpe d'Huez et du Rochail présentent de volumineuses enclaves d'une roche riche en amphibole et bien connue dans la littérature géologique sous le nom de syénite du Lauvitel. Il en va de même pour le massif du Pétarel, qui se rattache par certains côtés au massif de Chaillol.

En raison de certaines modifications dans les contours et d'observations tectoniques et pétrographiques nouvelles, nous distinguerons trois gros ensembles granitiques dans le Haut Massif.

1. L'ensemble de Fond-Turbat-Muzelle. C'est en somme le massif 2 de Termier mais augmenté d'un petit massif isolé à Roche de la Muzelle. L'orientation générale est celle d'une amande orientée nettement N.W.-S.E., suivant une direction sensiblement parallèle à la

haute vallée de la Bonne, et à la vallée moyenne du Vénéon entre Champhorent et Bourg-d'Arud.

2. Un énorme affleurement occupant tout le centre du haut massif, mais également nettement allongé N. W.-S. E. Ses limites extrêmes sont au Nord, la paroi nord de la Meije (où le granite chevauche le Lias), à l'Est le vallon de l'Alpe du Villar d'Arène, puis la chaîne de Clouzis, au Sud la vallée d'Entre-les-Aigues; à l'Ouest, enfin, sa limite s'aligne très exactement sur le prolongement de la vallée moyenne du Vénéon (au delà de Champhorent), en passant par la chaîne des Fétoules, le col de Clot Chatel, les pics du Sais et le col du Gioberney. Il s'agit là d'une direction structurale dont le chapitre III (Tectonique) mettra en évidence l'importance.

En réalité, ce second massif est complexe. Il comporte en effet, un contour si déchiqueté qu'il subsiste en certains points qui sont parfois les plus hauts sommets (c'est le cas de la Barre des Écrins et de l'Ailefroide) mais souvent aussi des régions d'altitude plus modeste (Clouzis, haut vallon des Bans...), des lambeaux de gneiss, généralement très injectés, dont l'importance est suffisante pour déterminer dans cet ensemble deux véritables plis synclinaux dont l'orientation N. W.-S. E. souligne encore l'importance de cette direction structurale. La première série de ces lambeaux est jalonnée par les sommets du Plaret au Rouget, puis la région de l'Ailefroide et du Sélé. La deuxième série s'aligne des pics de Chamoissière au pic de Clouzis. Ces deux zones sont réunies l'une à l'autre par deux « ponts » de gneiss dirigés N. E.-S. W., le premier, incomplet, occupant grosso modo le glacier Blanc et le glacier du Vallon de la Pilatte, le second le bassin du glacier du Sélé et les contreforts méridionaux de la chaîne Pelvoux-Pics Sans Nom.

3. Enfin un troisième massif qu'il convient de séparer du précédent, isolé qu'il est par l'accident important du vallon de l'Alpe du Villar d'Arène, caractérisé, d'autre part, par l'abondance des faciès de bordure, est le massif du Combeynot. Nous ferons de ce dernier massif une unité tectonique distincte.

Dans l'ensemble ces trois massifs ne présentent pas de variations pétrographiques, ni de caractères particuliers à l'un ou l'autre d'entre eux. Au plus peut-on signaler des variations locales, mais en cherchant bien, on finit toujours par trouver dans chaque massif les variations observées dans tel autre, ou tout au moins s'en rapprochant beaucoup.

Mais ce « granite du Pelvoux » déjà étudié par Termier, n'est pas la seule roche de ce type dans le Haut Massif. J'ai eu, en 1942, l'occasion de montrer qu'il existait un autre granite plus ancien (19,22) qui ne me paraît exister

qu'en un point du massif, au sommet des deux Pics Sans Nom<sup>(1)</sup>. Pour en parler sans confusion, je le désignerai sous le nom de granite ancien ou granite des Pics Sans Nom. Il convient évidemment de l'étudier à part, et c'est par lui que je commencerai.

*Le granite des Petits Pics Sans Nom.* — L'affleurement actuel est de petites dimensions, et il s'en faut de peu qu'il n'ait été détruit par l'érosion. Il s'étend des cols du Pelvoux à l'arête ouest du Petit Pic Sans Nom sur 150 à 200 mètres d'épaisseur. C'est sur la paroi sud du Petit Pic Sans Nom que l'on peut observer le plus commodément la roche et ses rapports avec le granite du Pelvoux. J'ai déjà donné (19) une description des faits observables dans cette région : lorsqu'on examine la paroi sud du Petit Pic Sans Nom depuis le glacier du Coup de Sabre, on constate au premier coup d'œil que cette paroi est formée de deux roches nettement distinctes : la partie inférieure jusqu'au niveau de la grande pente d'éboulis et de névés qui traverse la partie médiane de la face, est blanche, ou tout au moins claire. Au-dessus, la roche est noirâtre et apparaît comme beaucoup moins solide, le sommet de la montagne ayant un aspect très brisé. On peut voir des filons ou filonnets issus de la roche inférieure pénétrant dans la roche supérieure. Ceci établit nettement l'antériorité de la roche supérieure. L'examen de la première, facile à faire en gravissant l'éperon médian de la face, montre un granite grenu, très râpeux, d'un type courant dans le massif (pic Nord des Cavales par exemple), ressemblant beaucoup à la protogine des Aiguilles de Chamonix. C'est le granite du Pelvoux banal, avec ses caractéristiques normales (voir l'analyse 42-17 [15], p. 108). Il envoie dans la roche encaissante des filons aplitiques du type habituel (voir p. 116). La roche supérieure est une roche éruptive à grain fin, sans trace aucune de litage ou de schistosité, d'aspect pommelé, ressemblant passablement au premier abord à certaines diorites par l'alternance de grains verts ou noirs et de grains blancs. Cette apparence est contredite par un examen à la loupe : on distingue alors des grains de quartz, des feldspaths, et l'élément coloré paraît plus proche d'une chlorite que d'une amphibole. A l'œil nu, la conclu-

<sup>(1)</sup> Le Petit Pic Sans Nom, séparé du Grand Pic Sans Nom ou Pic Salvador Guillemain par l'extraordinaire Brèche du Coup de Sabre, a été dénommé Pic du Coup de Sabre, sur les plans directeurs. Sur la même carte, le Grand Pic Sans Nom est appelé Pic de Sialouze, à tort, alors que le 1/50.000° lui conserve son ancienne dénomination.

sion est donc qu'il s'agit d'un granite, peut-être légèrement amphibolique, au plus d'une syénite ou d'une diorite quartzifère. La roche varie peu sur les 150 à 200 mètres d'altitude où on peut récolter sans peine des échantillons. En lame mince le quartz est assez abondant souvent souligné par des liserés de chlorite. La biotite est rare et est remplacée par une chlorite visiblement en voie de déferrification. Cette dernière est parfois abondante en plages à contours diffus. On observe fréquemment des minéraux d'altération, entre autres de l'épidote et de l'allanite. Les feldspaths sont parfois altérés et damouritisés. Ils sont essentiellement constitués par de l'orthose et de la perthite. Il a été procédé à l'analyse de deux échantillons, légèrement différents l'un de l'autre. 42-14 a été prélevé à une centaine de mètres du contact avec le granite du Pelvoux. En lame mince, l'échantillon montre des feldspaths altérés, un peu de biotite, de l'épidote et de l'allanite, surtout de la chlorite; enfin un cristal énigmatique semble être une amphibole déferrifiée. 42-9 provient des alentours du sommet du Petit Pic Sans Nom. La lame mince ne présente pas des caractères bien différents de la précédente. Toutefois la chlorite est plus abondante, les feldspaths sont plus frais et très perthitiques.

*Analyses.*

|                                      | [9]    | [10]   |
|--------------------------------------|--------|--------|
|                                      | 42-9   | 42-14  |
| SiO <sub>2</sub> .....               | 65,6   | 69,5   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 17,4   | 16,3   |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,54   | 0,36   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 1      | 0,76   |
| FeO.....                             | 2,6    | 1,4    |
| MnO.....                             | 0,12   | 0,07   |
| MgO.....                             | 2      | 1,10   |
| CaO.....                             | 2      | 1,90   |
| K <sub>2</sub> O.....                | 3,5    | 4,6    |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 4,1    | 3,6    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | "      | "      |
| H <sub>2</sub> O.....                | 1,7    | 1      |
|                                      | <hr/>  | <hr/>  |
|                                      | 100,56 | 100,59 |
|                                      | <hr/>  | <hr/>  |

*Composition virtuelle.*

|                          |                |          |
|--------------------------|----------------|----------|
| Q.....                   | 20,20          | 25,20    |
| Or.....                  | 20,30          | 26,68    |
| Ab.....                  | 34,26          | 30,04    |
| An.....                  | 9,93           | 9,44     |
| Cor.....                 | 3,36           | 2,04     |
| MgSiO <sub>3</sub> ..... | 5              | 2,75     |
| FeSiO <sub>3</sub> ..... | 3,29           | 1,48     |
| Il.....                  | 1,02           | 0,68     |
| Ma.....                  | 1,44           | 1,1      |
|                          | <hr/>          | <hr/>    |
|                          | 98,80          | 99,41    |
| H <sub>2</sub> O.....    | 1,7            | 1        |
|                          | <hr/>          | <hr/>    |
|                          | 100,50         | 100,41   |
|                          | <hr/>          | <hr/>    |
| Paramètres :             | I(II).4.2.(3)4 | I.4.2.3. |
| An %.....                | 22,5           | 24       |
| Orth.....                |                |          |
| Plag.....                | 0,47           | 0,66     |
| ΣB.....                  | 10,75          | 6,01     |

Ces analyses donnent des résultats assez différents dus au fait que j'ai choisi les deux échantillons les plus différents que j'avais en ma possession. Le type normal est le 42-9. Les paramètres sont ceux d'une granodiorite, très peu éloignée d'un granite monzonitique d'ailleurs (pour lequel on aurait  $s = 3$ ) mais l'aspect en lame mince corrige cette détermination. On sait en effet que ces paramètres sont également ceux des granites akéritiques et des granodiorites. L'abondance de quartz, la présence d'orthose, l'absence d'amphibole sont autant de faits permettant de déterminer cette roche comme un granite akéritique se rapprochant d'un granite monzonitique. L'échantillon 42-14 est un granite monzonitique net dont le paramètre de rang est très voisin de celui de l'échantillon précédent.

En définitive tous ces faits sont parfaitement cohérents : la roche injectée par le granite du Pelvoux dans la région des Pics Sans Nom est un granite antérieur au granite du Pelvoux, caractérisé par une teneur assez élevée en chaux. Le magma qui lui a donné naissance est situé à la limite des granites akéritiques et des granites monzonitiques. Ce granite ancien a presque partout

été dépassé par le granite du Pelvoux. Le lambeau des Pics Sans Nom flotte ainsi sur le granite du Pelvoux.

*Origine de la roche.* — Le granite ancien étant ainsi déterminé, on peut se demander quelle est son origine. S'agit-il d'un granite anatexique, provenant d'une refusion des gneiss du massif? S'agit-il au contraire, d'un granite injecté?

Il y a évidemment tout lieu de supposer qu'il est contemporain des schistes cristallins. En effet, nous savons par les travaux de P. Termier que le granite du Pelvoux n'est pas responsable du métamorphisme général, lequel est antérieur à sa mise en place. Tout corrobore cette façon de penser (cornéennes, injections d'aplite, etc.). Dès l'instant qu'on trouve un granite antérieur, il apparaît plausible que ce soit le granite congénère des gneiss; il n'y a aucune raison d'introduire un cycle métamorphique de plus et de supposer qu'on ait la succession suivante dans le temps : gneiss et granites congénères (ces derniers inconnus dans le massif), puis granite type Pics Sans Nom, enfin granite du Pelvoux.

Ceci doit nous amener à supposer que le granite en question est un granite de refusion, de type anatexique, qui doit donc avoir son cortège de migmatites. Pourtant, ce n'est qu'une simple hypothèse qui demande à être étayée par des faits. Ceux-ci peuvent être de deux ordres :

1. D'ordre structural, en examinant les rapports de l'affleurement des Pics Sans Nom avec les gneiss voisins;
2. D'ordre pétrographique, par comparaison avec les gneiss et schistes cristallins.

*Rapports structuraux du granite des Pics sans Nom avec les gneiss voisins.* — Il est difficile de voir ces rapports, en raison de la proximité du granite du Pelvoux, de sorte qu'on peut fort bien attribuer à l'action du granite ancien des phénomènes dont le granite du Pelvoux est responsable.

A l'Ouest l'affleurement se termine en l'air, le col du Glacier Noir étant ouvert dans le granite du Pelvoux. De l'autre côté du col, les contreforts de l'Ailefroide orientale montrent des gneiss fortement injectés, bien visibles au refuge du Sélé, avec quelques bandes d'amphibolites. On verra, à propos du granite du Pelvoux que son influence sur les roches encaissantes est faible,

mais qu'elle est nettement plus importante lorsque ces roches sont chargées en chaux et en magnésie. Il est donc probable que l'injection lit par lit qu'on peut observer là, est due au voisinage du granite du Pelvoux. Il faudrait examiner ce qui se passe sur les arêtes d'Ailefroide. Malheureusement, la traversée de ces arêtes est une course très longue et très difficile qui n'a jamais été faite que deux fois. En 1942, j'ai passé plusieurs jours au refuge du Sélé avec l'espoir de faire cette traversée, mais les conditions atmosphériques nous ont repoussés. En 1945, l'occasion ne s'est pas présentée, la montagne s'étant enneigée dès le début d'août. L'examen à la lunette, depuis les pointes Guyard et du Riéou Blanc, depuis le Coolidge, ou depuis l'Ailefroide orientale ne permet guère de conclure. L'abrupt de la Tour Broisat paraît formé d'une roche très saine qui pourrait être granitique. Pourtant je pense qu'il s'agit plutôt de gneiss.

A l'est du Grand Pic sans Nom l'affleurement se termine aux cols du Pelvoux où passe une zone broyée. De l'autre côté le sommet du Pelvoux est formé de gneiss très nettement granitoïdes par endroits, et, de plus, injectés très fortement de filons aplitiques. Il y a donc là un argument en faveur du passage graduel du granite des Pics sans nom aux gneiss. Il est certain que les gneiss du Pelvoux sont à ranger dans la catégorie des schistes cristallins les plus voisins du granite. Il me paraît que certaines couches sont des orthogneiss. Ils sont cependant amphiboliques par places, de sorte que l'observation rappelée ci-dessus à propos des gneiss amphiboliques du Sélé et de l'Ailefroide orientale est également valable; pourtant le granite du Pelvoux est ici plus éloigné; il y a donc moins de probabilité pour que son action soit aussi importante.

Tels sont les rapports d'ordre structural. On voit qu'il n'est guère possible d'en conclure quelque chose de net.

*Rapports pétrographiques.* — Il faut comparer les analyses de gneiss avec celles du granite. Nous avons vu que les paramètres des deux analyses de granite données étaient : I, 4, 2, 3 et I (II), 4, 2, (3)4.

Parmi les schistes cristallins, en s'en tenant aux gneiss francs, nous avons donné trois analyses : 42-63 [3] : sommet du Plaret; 39-9 [5] : arête du Rouget; 38-14 [7] : sommet de la cime du Vallon. Ces trois analyses donnaient, nous l'avons vu (p. 82 et 85), respectivement les paramètres suivants : II, 3', 2, 3; II, 4, 2, 3; II, 4', 3, 3 (4). Ces paramètres sont ceux des granites monzonitiques.

Le micaschiste gneissique E<sub>20</sub> [2] (sur la route près de Champhorent) a pour paramètre (1) II,4,2',4, soit ceux d'une diorite quartzique ou d'un granite akéritique.

Les analogies apparaissent encore plus nettement dans un diagramme triangulaire K, Na, Ca<sup>(1)</sup>. On a figuré toutes les analyses données de roches du massif pour lesquelles  $q = 2 - 4$ , soit les schistes cristallins (croix), le granite du Pelvoux (points), le granite des Pics sans Nom (petits triangles) [fig. 6].

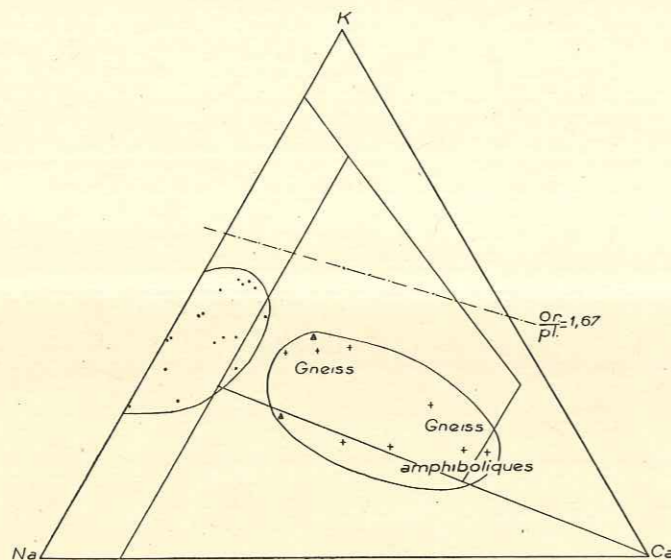


Fig. 6. — Granites et Gneiss. — Diagramme triangulaire potasse-soude-chaux feldspathisable (K-Na-Ca'). A gauche, aire du granite du Pelvoux. A droite, gneiss et granite ancien. Cf. figures 9, 13, 15. Les points correspondent aux analyses de granite du Pelvoux, les triangles à celles du granite ancien, les croix à celles des roches cristallophylliennes.

Il est tout à fait manifeste que les seules roches éruptives dont se rapprochent les schistes cristallins de la région pour lesquels  $q = 2 - 4$  ont des compositions chimiques se rapprochant nettement de celles du granite des Pics

<sup>(1)</sup> Le diagramme est établi en ramenant à 100 le total des molécules de soude, potasse et chaux feldspathisable et en établissant les nouvelles proportions relatives. On porte ensuite en valeurs, suivant les hauteurs d'un triangle équilatéral de hauteur 100. On sait que la somme des distances d'un point à l'intérieur d'un triangle équilatéral aux côtés du triangle est égale à une hauteur du triangle.

R. FREY a ingénieusement remarqué (123, p. 51) que dans un tel diagramme on pouvait subdiviser le côté Na-K proportionnellement aux coupures paramétrales de la classification de Lacroix, et qu'en joignant les points obtenus au sommet Ca, on déterminait des triangles élémentaires

sans Nom, et bien différentes de celles du granite du Pelvoux. La même figure montre d'ailleurs très nettement la différence entre les deux granites (voir également les fig. 9 à 13). En définitive, la comparaison des résultats d'analyse montre une affinité très nette entre le granite ancien et les roches cristallophylliennes du massif.

Mais ceci doit attirer l'attention sur la nature réelle des gneiss du massif : beaucoup d'entre eux ne sont des gneiss qu'en apparence. Ce sont en réalité des granites feuilletés, ou si on préfère des orthogneiss<sup>(1)</sup>. Il peut paraître surprenant de ne pouvoir différencier à l'œil nu ou tout au moins au microscope ortho et paragneiss du massif. Pourtant dans la chaîne des Aiguilles Rouges, N. Oulianoff décrit des « complexes cristallophylliens » (notice des feuilles des Tines et de Chamonix) où il ne distingue pas cartographiquement les orthogneiss des paragneiss parce que la distinction, théoriquement très facile, est dans la pratique assez fréquemment difficile à faire.

On sait qu'Osann (336) a donné une méthode statistique pour différencier les roches ortho des roches para, basée sur le calcul de deux séries de paramètres, lesquels groupés en diagrammes triangulaires donnent des points figuratifs dont l'emplacement à l'intérieur du diagramme est symptomatique. Pour le triangle Al-Si-Fe, les points figuratifs des roches ortho tombent à l'intérieur d'une aire portée sur la figure 7. Pour le deuxième triangle Al-Alk-Ca les mêmes points figuratifs sont à droite d'une ligne brisée notée sur la figure 8.

Les deux analyses de granite des Pics sans Nom (gros points) tombent nettement dans la zone ortho pour le premier triangle et sont au voisinage immédiat de la ligne de séparation des deux domaines pour le second diagramme. Mais si on note sur la même figure les points figuratifs des paramètres d'Osann

dont les aires correspondaient aux diverses valeurs de  $s$ . De même, en subdivisant le côté Na-Ca de la même façon et en traçant à partir des nouveaux points des parallèles au côté NaK on détermine des aires trapézoïdales ou triangulaires correspondant chacune à une valeur du paramètre  $r$ . On peut ainsi déterminer des aires correspondant aux diverses divisions de la classification. Ainsi en posant  $q = 2-4$ , le triangle de la figure 6 permet de délimiter les granites alcalins ( $r = 1$ ), les plagioclisolites quartziques ( $r = 2-5$ ,  $s = 4-5$ ), les granites calcoalcalins ( $r = 2-4$ ,  $s = 2-3$ ). On peut loger également une ligne représentant le rapport  $\frac{Or}{Plag} = 1,67$  qui sépare en 2 l'aire des granites calcoalcalins (granites potassiques et granites monzonitiques). On a porté sur la figure les séparations de ces diverses catégories de roches (cf. fig. 9).

<sup>(1)</sup> Le terme gneiss vrais étant réservé aux paragneiss.

calculés pour les huit analyses du chapitre précédent (schistes cristallins), on constate que tous les points figuratifs tombent dans l'aire ortho pour le triangle S-Al-F; pour le second triangle, les points figuratifs sont en majeure partie (5 sur 8) dans l'aire para.

Pourtant, la nature sédimentaire des schistes cristallins du massif ne saurait faire de doute (cipolins, poudingues dans les gneiss). Il y a donc évidente

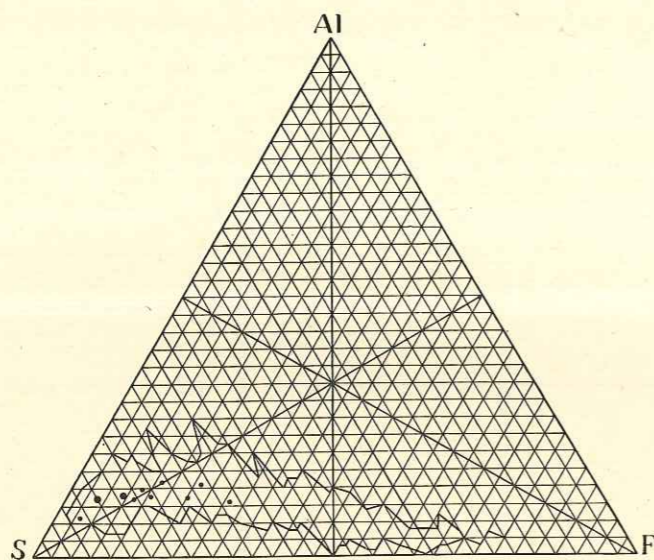


Fig. 7 — Le triangle d'Osann S-Al-F. — On a noté l'aire des roches ortho et les points figuratifs des gneiss et micaschistes (petits points) et du granite ancien (gros points).

contradiction, au moins partielle avec les données de calcul des paramètres d'Osann. Les règles d'Osann ne sont, il est vrai, que statistiques et il doit y avoir concordance dans les deux triangles pour que les résultats soient utilisables. Examinons donc les trois échantillons qui sont du domaine «ortho» dans les deux triangles : ce sont les roches correspondant aux analyses 1, 6 et 8 : le gneiss écrasé des Bernadières (fausse phyllade), l'amphibolite feldspathique de Saint-Christophe, la monzonite (syénite) du pic de Pian. Au moins deux sur trois de ces analyses n'ont aucun caractère «para» certain (il paraît même évident que la monzonite n° 8 est sûrement une roche d'origine éruptive). Au contraire les roches les plus certainement paramétamorphiques (Chaillol, Plaret, Rouget) tombent nettement dans l'aire para pour le second triangle.

Tout ceci est donc finalement assez cohérent : il existe des orthogneiss assez abondants et qui doivent être à l'origine des granites dynamométamorphisés type Pics sans Nom, comme le montrent les comparaisons d'analyses chimiques. De plus, les paragneiss eux-mêmes dans certains cas (particulièrement au voisinage du granite du Pelvoux) ont pu subir l'action de plusieurs métamorphismes successifs : ce «supermétamorphisme» a pu leur donner une com-

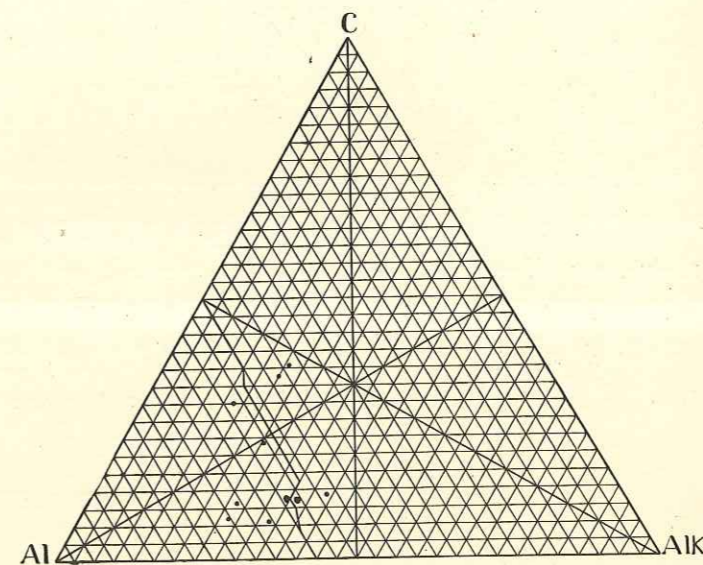


Fig. 8. — Le triangle d'Osann C-Al-Alk. — La ligne brisée marque la limite statistique des roches ortho (à droite) et des roches para (à gauche). Mêmes symboles que pour la figure 7. La dispersion des points figuratifs montre que les roches ont été sans doute trop transformées pour qu'on puisse tirer de bons arguments de cette représentation.

position chimique les éloignant de l'habituelle composition chimique des pararoches.

En définitive, il existe dans le «massif du Pelvoux» des auteurs et plus spécialement dans le Haut Massif, un granite «ancien» (par rapport à l'habituel «granite du Pelvoux») dont les caractères chimiques sont très proches de ceux des gneiss du massif; il est impossible d'affirmer de manière absolument indiscutable que ce granite ancien est lié au métamorphisme général de la région : toutefois, la chose est tout à fait probable. L'âge de ce granite est inconnu, il est certainement antérieur aux dernières phases hercyniennes et est en tout cas antérieur au granite du Pelvoux. Ses affleurements sont très limités, mais il existe des orthogneiss qui doivent résulter de

la transformation par les mouvements tectoniques de la même roche : l'âge de ce dynamométamorphisme est également inconnu : il est toutefois douteux qu'il soit l'œuvre exclusive des mouvements alpins (le granite du Pelvoux ne semblant pas subir pareille modification), et il n'est pas exclu que cette transformation résulte de diverses actions successives dans le temps.

#### LE GRANITE DU PELVOUX.

Le granite désigné par P. Termier sous le nom de « granite du Pelvoux » s'étend, nous l'avons vu, sur trois grandes aires dans la région qui nous occupe et qu'il est commode de désigner par les noms de : massif de Fond Turbat-Muzelle, massif de la Bérarde (ce hameau se situe vers la région médiane de ce second ensemble), massif du Combeynot.

Ces trois affleurements isolés présentent des caractères très identiques de sorte qu'il n'est nullement nécessaire de les étudier séparément. Cela ne signifie pas qu'il n'y ait pas de variation dans l'aspect de la roche, mais qu'en général, ces variations se retrouvent peu ou prou dans les trois aires d'affleurement. A côté du type grenu habituel, des formes de bordure, aplites et microgranites existent. D'autre part, on connaît dans les gneiss des filons de rhyolite (rhyolite à quartz globulaire) dont il est évident qu'elles représentent des apophyses microlithiques du granite du Pelvoux. Néanmoins, étant donné qu'il s'agit là de roches intrusives, et pour rendre cohérent le chapitre consacré aux roches filoniennes, ces rhyolites ne seront décrites qu'avec les autres roches microlithiques.

I. LE GRANITE GRENU. — Il se présente sur le terrain sous des aspects assez variés. De nombreuses lames minces, et une douzaine d'analyses chimiques ont été faites à partir d'échantillons récoltés en des points très divers.

A l'aspect extérieur (et en négligeant les variétés écrasées, qui feront l'objet d'une étude séparée) on peut distinguer 4 types principaux.

1. *Le type Combeynot.* — Je lui donne ce nom car il est particulièrement développé dans le massif de Combeynot, mais il n'est pas particulier à ce massif, on le retrouve entre autres à Ailefroide, au glacier de la Grande Ruine, dans la vallée du Vénéon. Dans l'ensemble c'est pourtant un type oriental. Il manque, au moins sous un aspect typique, dans l'aire Fond-Turbat-Muzelle.

Il est caractérisé par deux feldspaths nettement distincts : de très gros cristaux de feldspath rose ou même rouge, et des cristaux plus petits blanc verdâtre (en raison d'imprégnations chloriteuses). Le feldspath rose est composé de perthite ou de cryptoperthite (Termier), les blancs sont de l'albite. A côté de ces deux éléments caractéristiques, le quartz apparaît en petits cristaux, souvent teintés de vert également; la chlorite en petits amas distincts laisse parfois voir des zones encore formées de biotite. La muscovite est exceptionnelle.

En lame mince, les minéraux présentent les caractères suivants :

— éléments *blancs* : les quartz sont banaux, parfois remplis d'inclusions de grandes dimensions (glacier de Monetier), et montrent fréquemment des extinctions onduleuses. Dans certains cas (glacier de la Grande Ruine) les cristaux sont craquelés et les fissures sont alors remplies d'un minéral opaque à reflet rouge (oligiste ou hématite).

Les feldspaths sont de deux types : les uns sont de l'albite reconnaissable à ses mâcles; les autres sont difficiles à déterminer en lame mince : ils présentent les caractères habituels de l'orthose mais fréquemment on observe des facules qui indiquent la nature perthitique de ce type de feldspath. On peut d'ailleurs se demander s'il ne s'agit pas parfois d'orthose sodique, ou même d'anorthose. Ces feldspaths parfois sains, sont plus fréquemment damouritisés; la séricite apparaît en petites paillettes. C'est le cas dans un échantillon du glacier de la Grande Ruine. Au col de la Temple, un échantillon de granite banal ne montre comme feldspath que de la perthite, et il en va de même au glacier du Monetier. A Ailefroide, aux Claux, à la Tête du Replat, au contraire l'albite est abondante;

— éléments *colorés* : les micas et chlorites sont pratiquement les seuls éléments colorés dans ce type de granite. La muscovite est tout à fait exceptionnelle; pourtant je l'ai trouvée dans un échantillon provenant du glacier de la Grande Ruine (analyse chimique E<sub>15</sub> ci-dessus). La biotite non chloritisée est rare, elle existe pourtant dans un échantillon voisin du précédent, au sommet de la tête nord du Replat. On en repère des plages très réduites dans les cristaux de chlorite d'un échantillon d'Ailefroide. Partout ailleurs la chlorite existe seule (col de la Temple, moraine du Monetier, où elle présente des inclusions d'ilmenite, aux Claux...);

— éléments *accessoires* : les zircons, l'apatite ne sont pas rares. On observe plus exceptionnellement des traînées d'épidote.

*Structure* : par endroits, structure engrenée très nette.



Analyses chimiques :

4 analyses chimiques de ce type de granite :

- [11] 41-16, sommet de la Tête Nord du Replat;
- [12] 42-48, Ailefroide : rive gauche du torrent en face du hameau;
- [13] E<sub>15</sub>, glacier de la Grande Ruine : rognon vers 3.100;
- [14] 45-53, ravin du Fontenil : granite du Combeynot.

|                                      | [11]<br>41-16 | [12]<br>42-48 | [13]<br>E <sub>15</sub> | [14]<br>45-53 |
|--------------------------------------|---------------|---------------|-------------------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 74,2          | 71,5          | 75,8                    | 75,3          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 14,6          | 15,1          | 13,2                    | 11,6          |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,18          | 0,27          | 0,18                    | 0,18          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 1             | 1,6           | 0,78                    | 1,1           |
| FeO.....                             | 0,6           | 0,65          | 0,57                    | 1,3           |
| MnO.....                             | 0,06          | 0,07          | 0,01                    | 0,08          |
| MgO.....                             | 0,5           | 1,2           | 0,21                    | 0,5           |
| CaO.....                             | 0,6           | 0,5           | 0,55                    | 0,7           |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 3,6           | 3,8           | 4,7                     | 3,8           |
| K <sub>2</sub> O.....                | 4,6           | 4,5           | 3,5                     | 4,6           |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | "             | "             | "                       | 0,18          |
| CO <sub>2</sub> .....                | "             | "             | "                       | 0,07          |
| H <sub>2</sub> O.....                | 0,6           | 1,3           | 0,85                    | 1,1           |
|                                      | <u>100,54</u> | <u>100,49</u> | <u>100,35</u>           | <u>100,51</u> |

Composition virtuelle.

|                          |               |               |               |               |
|--------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Q.....                   | 33,58         | 29,58         | 33,40         | 33,90         |
| Or.....                  | 27,25         | 26,13         | 20,74         | 27,25         |
| Ab.....                  | 30,39         | 32,10         | 39,80         | 31,90         |
| An.....                  | 2,97          | 2,48          | 2,72          | 1,11          |
| Cor.....                 | 2,58          | 3,17          | 0,61          | "             |
| Ma.....                  | 1,45          | 1,64          | 1,11          | 1,62          |
| H.....                   | 0,34          | 0,51          | 0,33          | 0,33          |
| CaSiO <sub>3</sub> ..... | "             | "             | "             | 0,35          |
| FeSiO <sub>3</sub> ..... | 0,09          | 0             | 0,13          | 1,19          |
| MgSiO <sub>3</sub> ..... | 1,25          | 3             | 0,52          | 1,25          |
| Ap.....                  | "             | "             | "             | 0,39          |
| Hé.....                  | "             | 0,50          | "             | "             |
|                          | <u>99,90</u>  | <u>99,11</u>  | <u>99,36</u>  | <u>99,29</u>  |
| Cc.....                  | "             | "             | "             | 0,16          |
| H <sub>2</sub> O.....    | 0,6           | 1,3           | 0,85          | 1,1           |
|                          | <u>100,50</u> | <u>100,41</u> | <u>100,21</u> | <u>100,55</u> |

| Paramètres : | I.(3)4.1.3 | I.'4.1'.3' | I.(3)4.1'.4 | I.(3)4.1.3 |
|--------------|------------|------------|-------------|------------|
| An %.....    | 8,9        | 7,2        | 6,4         | 3,4        |
| Or.....      | 0,82       | 0,75       | 0,485       | 0,83       |
| Plag.....    | 3,13       | 5,65       | 2,09        | 5,13       |
| ΣB.....      |            |            |             |            |

Ce type de granite est évidemment caractérisé par une très forte teneur en silice, le quartz libre atteignant le tiers de la roche dans certains cas, la faiblesse de la teneur en chaux, une teneur assez élevée en alumine, la variation de la teneur en soude et en potasse. La magnésie varie également (nous verrons qu'elle varie beaucoup moins dans les autres variétés de granite du Pelvoux). Cela arrive à faire doubler la quantité des Barylites, mais le ΣB se maintient néanmoins à des valeurs très faibles qui n'atteignent pas celles du granite des Pics sans Nom.

Comme conséquence de ces caractéristiques chimiques, les caractères pétrographiques montrent une remarquable constance dans la valeur des paramètres *p*, *q*, *r* et une variation notable du paramètre *s* (de 3 à 4) qui fait qu'un des échantillons se classe nettement dans la branche orthosialbitique. Il convient de ne pas trop attribuer d'importance à ce fait au demeurant secondaire qui tient peut-être à une cause fortuite; les feldspaths sont volumineux dans cette variété de granite, atteignant plusieurs centimètres, et ceci peut suffire à troubler un peu les résultats de l'analyse chimique si deux ou trois cristaux s'étaient par hasard trouvés réunis dans le même voisinage et, quelque précaution qu'on prenne, on a moins de chances de fournir un échantillon *moyen* avec une roche à gros cristaux qu'avec une roche à grain fin. D'autre part, j'avais, au milieu d'autres, choisi cet échantillon en raison de la présence exceptionnelle de la muscovite dans la lame mince taillée dans cet échantillon. Rien d'étonnant par suite, à ce que l'analyse s'éloigne un peu des autres. Mais on voit que la différence est vraiment faible.

2. *Le type Pic des Cavales.* — Ce second type bien représenté au Pic Nord des Cavales, se retrouve sur d'autres points du massif : à la base du Petit Pic Sans Nom, au col de Clot Châtel... Il semble manquer dans le massif du Combeynot, est courant dans le massif de la Bérarde, existe dans le massif Fond-Turbat-Muzelle (région des Berches).

C'est une roche à grain moyen assez grossier à surface très râpeuse. Cette particularité est due à une très forte kaolinisation des feldspaths en surface

qui mettent en relief les grains de quartz : les dalles forment ainsi un gigantesque papier émeri, sur lequel l'adhérence est considérable. L'aspect et la texture rappellent tout à fait les protogines les plus solides des Aiguilles de Chamonix. Les chlorites sont rares, les micas également. La couleur générale est fauve, tirant parfois vers l'orangé, due évidemment à une altération ferrugineuse.

En lames minces, il est caractérisé par la présence de *biotite* encore reconnaissable; c'est un minéral jaune, très fortement pléochroïque, en voie d'altération. Au Petit Pic Sans Nom la chlorite prédomine et elle présente parfois des inclusions de sphène. Au Pic Nord des Cavales, la biotite est presque à égalité de quantité avec la chlorite (laquelle a une extinction parfois mal définie). Le quartz est un élément de taille variée à extinction faiblement onduleuse. On peut observer des accroissements secondaires des cristaux (col du Clot des Cavales).

Les feldspaths sont de trois sortes : de l'albite très facile à reconnaître; des cristaux présentant des facules qui les apparentent aux perthites; enfin un autre élément ressemblant à de l'orthose, et qui est sans doute de la cryptoperthite. Ces feldspaths présentent des débuts d'altération sous forme de fines paillettes de damourite.

Il a été effectué deux analyses de granites de ce type :

- [15] 42-17 arête sud du Petit Pic sans Nom;
- [16] 41-19 col du Clot des Cavales; pied de l'arête du Pic Nord.

|                                      | [15]<br>42-17 | [16]<br>41-19 |
|--------------------------------------|---------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 74,20         | 74            |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 14,40         | 13,2          |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,18          | 0,18          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,17          | 0,23          |
| FeO.....                             | 0,94          | 1,5           |
| MnO.....                             | 0,04          | 0,65          |
| MgO.....                             | 0,30          | 0,21          |
| CaO.....                             | 0,30          | 0,7           |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 3,50          | 3,5           |
| K <sub>2</sub> O.....                | 5             | 4,5           |
| H <sub>2</sub> O.....                | 1,1           | 1             |
|                                      | <hr/>         | <hr/>         |
|                                      | 100,13        | 99,67         |

Composition virtuelle.

|                          |             |                |
|--------------------------|-------------|----------------|
| Q.....                   | 33,40       | 33             |
| Or.....                  | 28,90       | 26,6           |
| Ab.....                  | 29,56       | 29,6           |
| An.....                  | 1,49        | 3,47           |
| Cor.....                 | 2,78        | 1,22           |
| SiO <sub>3</sub> Fe..... | 1,36        | 3,44           |
| SiO <sub>3</sub> Mg..... | 0,75        | 0,52           |
| Ma.....                  | 0,24        | 0,33           |
| H.....                   | 0,34        | 0,34           |
|                          | <hr/>       | <hr/>          |
|                          | 98,82       | 98,52          |
| H <sub>2</sub> O.....    | 1,1         | 1              |
|                          | <hr/>       | <hr/>          |
|                          | 99,92       | 99,52          |
| Paramètres :             | I.(3)4.1.3. | I.(3)4.1(2).3. |
| An %.....                | 4,8         | 11             |
| Orth.....                | 0,93        | 0,80           |
| Plag.....                |             |                |
| ΣB.....                  | 2,69        | 4,63           |

Les caractères chimiques de ces deux échantillons sont étonnamment semblables : c'est la chaux qui varie le plus : du simple au double, mais en raison de la faiblesse des teneurs, cela ne change pas grand chose aux paramètres pétrographiques.

La comparaison avec les analyses précédentes montre leur très grande ressemblance : valeurs semblables de la teneur en silice, du ΣB, du rapport  $\frac{\text{or}}{\text{plag}}$ .

3. *Le type Gioberney.* — C'est le type le plus courant, banal partout, passant au demeurant à l'un ou l'autre des types précédents. Il est essentiellement caractérisé par l'existence de chlorite diffuse qui «salit» les autres cristaux — principalement les feldspaths — je l'appelle type Gioberney, car c'est un échantillon en provenance du col de Gioberney qui m'a fourni ces caractères le plus nettement.

A l'examen microscopique, cette variété apparaît comme constituée de grains volumineux. La roche est généralement blanche, assez fréquemment jaune, plus rarement légèrement rosée; sa caractéristique essentielle est d'être marbrée de vert disposé en taches diffuses. De plus, les fissures ou diaclases, le long desquelles la roche a tendance à se fragmenter, sont également remplies de ce minéral vert qui n'est autre que de la chlorite. La roche est très généra-

lement peu solide, et ceci n'est évidemment pas dû à sa nature mais au fait qu'elle a été fortement tectonisée. Ses caractères sont donc plutôt des caractères secondaires, et il est manifeste que les deux variétés précédemment décrites représentent le «vrai» granite du Pelvoux, le type Gioberney n'étant qu'une variété altérée des précédents. Cela explique qu'elle varie beaucoup plus que les précédentes.

Au microscope, on observe également des variations assez considérables. L'échantillon du col du Gioberney montre des quartz en grandes plages à extinction onduleuse, des feldspaths craquelés et damouritisés de faciès orthosique, de la chlorite peu abondante. Les cristaux des diverses espèces minérales sont lardés de filonnets d'une matière jaunâtre ne polarisant pas ou très peu, ou parfois de chlorite nettement reconnaissable. Il s'agit manifestement d'une chlorite secondaire développée dans les fissures de la roche.

Sous la Tête de Cheret le granite est originellement du type Combeynot mais des diaclases à joints chloriteux le traversent. De plus les feldspaths sont presque blancs.

A la Tête de la Maye, au sommet de la Dibona, sur le sentier du Clot des Cavales, au sommet des Agneaux, au Pic Central du Says (où on observe les cristaux de chlorite associés à la calcite secondaire), à Roche de la Muzelle, à Lauranoure, etc., on observe des phénomènes du même type.

Un des caractères minéralogiques de ce type de granite est la présence fréquente de *microcline*; on n'avait pas eu l'occasion de signaler ce minéral dans les deux variétés précédentes. Le granite du sommet de la Dibona, du vallon des Bans sont ainsi des granites à perthite et microcline. A la Tête de la Maye, on peut voir juxtaposés les trois types de feldspaths : albite, perthite, et microcline.

Enfin, par places, la structure de la roche présente des variations curieuses : un granit prélevé sur le chemin du col du Clot des Cavales où il forme une sorte de filon isolé entre deux diaclases chloriteuses montre une texture par endroits pegmatitique, comme s'il s'agissait d'un filon de pegmatite dans le granit lui-même; il ne serait pas impossible que cela fût un indice de montée granitique postérieure à la mise en place de la grande masse du granite. Sur le chemin du refuge Adèle Planchard dans les barres rocheuses au-dessus du glacier de la plate des Agneaux on trouve un granite également pegmatitique; par place la lame mince faite suggère même une structure doléritique, en raison de l'aspect en baguettes des feldspaths. De grandes plages de quartz englobent des baguettes de chlorite à contours tranchés.

Trois analyses nous donnent les caractères chimiques de ce genre de roche :

[18] 39-4 : sommet de la Tête de la Maye;

[17] 41-28 : sommet du Pic Coolidge;

[19] 45-35 : cabane du Chatellerat (Fond Turbat).

|                                      | [17]<br>(41-28) | [18]<br>(39-4) | [19]<br>(45-35) |
|--------------------------------------|-----------------|----------------|-----------------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 69,4            | 76,4           | 73              |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 13,5            | 13,1           | 15              |
| TiO <sub>2</sub> .....               | "               | 0,1            | 0,18            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,62            | 0,6            | 0,06            |
| FeO.....                             | 0,21            | 0,5            | 1,22            |
| MnO.....                             | 0,65            | 0,05           | 0,06            |
| MgO.....                             | 0,43            | 0,4            | 0,18            |
| CaO.....                             | 2,8             | 0,5            | 0,7             |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 3,2             | 3,2            | 4,2             |
| K <sub>2</sub> O.....                | 6,3             | 5,3            | 4,3             |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,06            | "              | 0,43            |
| CO <sub>2</sub> .....                | 2,07            | "              | 0,1             |
| H <sub>2</sub> O.....                | 1,03            | 0,4            | 1               |
|                                      | <u>100,27</u>   | <u>100,55</u>  | <u>100,43</u>   |

Composition virtuelle.

|                          |               |               |               |
|--------------------------|---------------|---------------|---------------|
| Q.....                   | 25,35         | 35,65         | 30,75         |
| Or.....                  | 37,3          | 31,38         | 25,57         |
| Ab.....                  | 27            | 27            | 35,63         |
| An.....                  | 0,75          | 2,48          | 0,33          |
| Cor.....                 | 1,1           | 1,18          | 3,24          |
| Ap.....                  | 0,12          | "             | 0,93          |
| H.....                   | "             | 0,19          | 0,34          |
| Ma.....                  | 0,9           | 0,86          | 0,09          |
| SiO <sub>3</sub> Mg..... | 1,07          | 1             | 0,45          |
| SiO <sub>3</sub> Fe..... | 1,07          | 0,36          | 1,98          |
|                          | <u>94,61</u>  | <u>100,12</u> | <u>99,31</u>  |
| Cc.....                  | 4,7           | "             | 0,23          |
| H <sub>2</sub> O.....    | 1,03          | 0,4           | 1             |
|                          | <u>100,34</u> | <u>100,52</u> | <u>100,54</u> |
| Paramètres :             | I.4.1'.3      | I.(3)4.1'.3   | I.'4.1.3(4)   |
| An %.....                | 2,5           | 8,4           | 0,9           |
| Orth.....                |               |               |               |
| Plag.....                | 1,35          | 1,06          | 0,71          |
| ΣB.....                  | 3,16          | 2,41          | 3,79          |

Au point de vue purement chimique l'aspect aberrant de l'échantillon 41-28 [17] saute immédiatement aux yeux : concentration anormale de chaux; mais cette dernière ne rentre pas dans le calcul des paramètres comme provenant en grande partie de calcite; pour ma part je la vois allochtone, c'est-à-dire qu'elle ne provient pas de la décomposition d'éléments minéralogiques calciques de la roche. Il n'est pas impossible qu'elle provienne de la couverture liasique disparue : le granite du Coolidge est très diaclasé, et j'ai eu l'occasion de voir sur un échantillon prélevé dans les galeries de captage du Vénéon au Plan du Lac un filonnet de calcite dans une diaclase de gneiss à plus de 150 m. du contact du Lias. Si telle est l'origine de la chaux de l'échantillon 41-28 (17), il est tout à fait logique comme le veut d'ailleurs la règle, de la « sortir » de l'analyse. Néanmoins, il n'est pas inutile de noter que si on néglige le  $\text{CO}_2$  et qu'on la compte comme primaire dans la roche, on aboutit à la composition virtuelle suivante :

|                          |      |                      |
|--------------------------|------|----------------------|
| Quartz.....              | 21,8 | Paramètres           |
| Or.....                  | 37,3 |                      |
| Ab.....                  | 27   | $V.4.1(2) \cdot 3$   |
| An.....                  | 3,76 |                      |
| Ma.....                  | 0,9  |                      |
| { $\text{CaSiO}_3$ ..... | 2,18 | orth                 |
| { $\text{MgSiO}_3$ ..... | 1,07 | plag = 1,21          |
| { $\text{FeSiO}_3$ ..... | 1,07 | $\Delta n \%$ = 12,2 |
| Woll.....                | 2,05 | $\Sigma B = 7,27$    |

On voit ainsi que la chaux étant, en raison de la forte proportion de potasse et de soude qui bloquent toute l'alumine disponible, presque entièrement fémic, n'influe que médiocrement sur le paramètre  $p$  et pas du tout sur les autres, de sorte que la roche garde les caractéristiques paramétrales du granite du Pelvoux.

La deuxième analyse met en évidence les habituelles caractéristiques que nous avons déjà noté dans les analyses précédentes : très forte teneur en silice, faiblesse des teneurs en  $\text{CaO}$  et  $\text{MgO}$ , variation assez considérable de la teneur en fer.

L'analyse 45-35 [19] est intéressante par son origine. C'est la seule du massif granitique Fond Turbat-Muzelle. Elle vérifie quantitativement ce qui est visible qualitativement sur le terrain et dans les lames minces, c'est-à-dire la similitude de composition des granites des deux massifs. Au plus, peut-on

noter une extrême pauvreté en magnésie et une assez forte teneur en alumine. Mais d'autres analyses donnent des chiffres analogues, de sorte que ce n'est certainement pas un caractère spécifique.

4. *Le type aplitique.* — C'est un type très courant, et on peut en distinguer deux catégories de gisements différents; ce type se rencontre en effet, soit au milieu du massif (Vallon du Soreiller, Tête de Charrière), soit sur les bords (Meije) où il passe alors au type filonien injecté dans les roches encaissantes. Ce granite blanc à grain très fin ne présente que des variations locales insignifiantes; à l'aspect extérieur, il est toujours très blanc, souvent à grain fin, et il est parfois malaisé de distinguer les cristaux : il a alors un aspect quartziteux très caractéristique. Les éléments ferromagnésiens sont rares ou absents, parfois ils n'apparaissent que comme de minuscules inclusions verdâtres (Tête de Charrière) ou en traînées diffuses (filon d'aplite au refuge Lemercier). Un fait important sur lequel nous aurons l'occasion de revenir, est la disposition parfois filonienne de cette variété dans le granite lui-même : Roche de la Muzelle, Tête de Charrière, Tête de la Muraillette, comme s'il s'agissait d'une injection postérieure s'étant frayée un chemin dans des diaclases ouvertes. C'est ce que j'appelle le granite filonien, et nous avons vu dans le type précédent des faits analogues.

Enfin, notons une variété que je n'ai vue que dans le vallon du Soreiller (Combe d'Amont) : il s'agit d'un granite très blanc, très massif, où les éléments ferrugineux sont disposés en mouchetures à bords flous, distants de 7 à 8 cm.; entre ces petits amas qui donnent à la roche un aspect nébulitique les éléments ferromagnésiens ne sont représentés que par de minuscules cristaux. Il convient de remarquer que ce type de roche est tout à fait semblable aux granites habituellement qualifiés d'anatexites. Nous reviendrons d'ailleurs sur cette roche à propos de sa composition chimique, légèrement aberrante.

En lame mince, on observe des variations plus sensibles, sans qu'il soit nécessaire de faire des catégories distinctes.

*Éléments blancs : Quartz.* — Il est généralement très abondant, fréquemment avec des extinctions onduleuses; les cristaux sont souvent soulignés par un liseré de chlorite (pied de la face Soreiller du Plaret, au contact gneiss-granite). Il arrive qu'il y ait deux tailles distinctes très nettes de grains de quartz (près du sommet de la Tête de Charrière) comme si le quartz avait cristallisé en deux fois; cette observation est à rapprocher de celle ci-dessus où on a noté l'existence

dans la masse même du granite de véritables filons de granite aplitiques.

Enfin lorsqu'il y a légère mylonitisation des cristaux, et particulièrement ceux de quartz, ils sont soulignés par un liséré chloriteux (pied de la face W du Plaret) ou sériciteux (promontoire de la Meije).

Les *feldspaths* sont, en lame mince, très identiques à ceux précédemment décrits; comme dans la variété 3, le microcline existe souvent (combe d'Amont, combe de Pierre Blanche). La damouritisation plus ou moins poussée est la règle.

*Éléments colorés.* — Les éléments colorés sont très rares et très petits. Ce sont des biotites en voie de déferrification ou partiellement altérés. Les micas blancs sont plus rares (combe de Pierre Blanche, refuge Lemercier) et apparaissent plus volontiers dans les formes filoniennes. Il faut noter que les auréoles pléochroïques autour des zircons sont très petites, beaucoup plus que dans les gneiss du massif, et cela est une vérification indirecte de l'âge plus récent du granite du Pelvoux.

Enfin l'épidote est dans ce type de granite un élément, sinon banal, du moins courant.

Au point de vue des textures, il faut distinguer les formes massives, toujours grenues quoique parfois à grains assez petits et les formes filoniennes qui présentent parfois juxtaposées des plages grenues et des plages microgrenues. On passe ainsi dans une même lame mince du granite au microgranite : un filon aplitique aux alentours du refuge Lemercier montre très bien ce phénomène. On peut voir aussi parfois de la microaplite injectant le granite (face W du Plaret au voisinage du contact granite-gneiss).

Enfin lorsque les granites très leucocrates existent en grandes masses, il est courant de voir des zones (par exemple à l'entrée du vallon du Sélé) où il prend l'aspect de gneiss très leucocrates à vagues traînées alignées de micas et de chlorites; les alignements sont toujours diffus et nébulitiques : cela fait songer à un passage progressif gneiss-granite anatexique, et je l'avais moi-même naguère ainsi interprété (18, p. 201). Nous reparlerons ultérieurement de cette singularité.

*Caractères chimiques.* — Cinq analyses de granites aplitiques et filoniens ont été effectuées. Nous les diviserons en deux groupes en raison du caractère très particulier de deux d'entre elles.

- A. 39-7 : Sommet de la Tête de Charrière [20];  
 42.70 : Vallon d'Amont : granite à mouchetures [21];  
 39-6 : Vallon d'Amont : bas de la moraine [22].

|                                      | [20]<br>(39-7) | [21]<br>(42-70) | [22]<br>(39-6) |
|--------------------------------------|----------------|-----------------|----------------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 74,2           | 74,8            | 75,1           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 13,6           | 13,9            | 13,9           |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,1            | 0,18            | 0,18           |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,4            | 0,3             | 0,8            |
| FeO.....                             | 0,36           | 0,9             | 0,3            |
| MnO.....                             | 0,38           | 0,06            | 0,04           |
| MgO.....                             | 0,18           | 0,5             | 0,6            |
| CaO.....                             | 0,5            | 1               | 0,4            |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 3,1            | 3,1             | 2,9            |
| K <sub>2</sub> O.....                | 6,1            | 5,1             | 5,6            |
| H <sub>2</sub> O.....                | 0,6            | 0,8             | 0,6            |
|                                      | <hr/> 99,52    | <hr/> 100,64    | <hr/> 100,42   |
| Q.....                               | 31,1           | 33,71           | 35             |
| Or.....                              | 36,2           | 30,21           | 33,15          |
| Ab.....                              | 26,2           | 26,21           | 24,52          |
| An.....                              | 2,5            | 4,96            | 1,99           |
| Cor.....                             | 0,92           | 1,51            | 2,3            |
| Ma.....                              | 0,58           | 0,41            | 0,57           |
| Il.....                              | 0,19           | 0,33            | 0,34           |
| SiO <sub>3</sub> Mg.....             | 0,45           | 1,25            | 1,5            |
| SiO <sub>3</sub> Fe.....             | 0,86           | 1,23            | "              |
| Hé.....                              | "              | "               | 0,41           |
| H <sub>2</sub> O.....                | 0,6            | 0,8             | 0,6            |
|                                      | <hr/> 99,6     | <hr/> 100,62    | <hr/> 100,38   |
| Paramètres :                         | I.'4.1'.3.     | I.(3)4.(1)2.3.  | I.(3)4.1'.3.   |
| An p. 100.....                       | 8,7            | 16              | 7,5            |
| Orth.....                            | 1,26           | 0,97            | 1,25           |
| Plag.....                            |                |                 |                |
| ΣB.....                              | 2,08           | 3,32            | 2,82           |

39.7 et 39.6 donnent des résultats très analogues aux analyses précédentes : granites alcalins orthosiques à faible teneur en chaux et magnésie.

42-70 de toutes les analyses faites du granite du Pelvoux est aberrante : le paramètre  $r$  amène la roche dans les granites monzonitiques, très près pourtant des granites alcalins, comme le montre l'emplacement du point figuratif dans le diagramme triangulaire K-Na-Ca' (fig. 9). C'est un de ces cas où il ne faut pas demander à la classification plus qu'elle ne peut donner et la représentation graphique qui situe les analyses dans un plan montre parfaitement que l'analyse ne sort pas de l'aire probable du granite du Pelvoux. D'ailleurs la teneur en CaO, 1 % reste faible, plus faible même que dans l'échantillon prélevé au sommet du Pic Coolidge (dans ce dernier cas la calcite était secondaire mais nous avons vu que même en la comptant primaire, cet échantillon reste classé dans les granites alcalins, la chaux étant entièrement salic, par suite d'une teneur un peu faible en  $K_2O$  qui libère suffisamment d'alumine).

Tous ces granites restent très nettement des granites orthosiques et leur aspect microscopique particulier n'est pas dû à une composition chimique particulière.

Il en va différemment des deux granites dont il va être question maintenant. L'un  $E_8$  [23] provient du sommet de la Meije occidentale, et forme la pyramide terminale du grand pic. En l'absence de la couverture gneissique disparue par le jeu de l'érosion, il est difficile d'affirmer s'il s'agit d'un granite filonien (donc postérieur à la mise en place principale) ou d'une forme de bordure aplitique. J'incline pourtant pour la deuxième hypothèse :

1° Parce que la formule chimique se rapproche beaucoup de celle des aplites, qui sont incontestablement des formes de bordure et s'éloignent des formes filoniennes microgranitiques ou rhyolithiques ;

2° Parce qu'on est certainement à faible distance de la limite des gneiss qui affleurent au pic Gaspard et au bord du synclinal de la Lauze : étant donné la haute altitude du Grand Pic — pratiquement 4.000 mètres — l'hypothèse qu'on est loin du contact gneiss-granite (disparu par érosion) forcerait à admettre la présence d'un anticlinal très aigu de granite, qui me paraît improbable (malgré l'existence du coin synclinal gneissique du Plaret, qui pourrait justifier une telle idée).

42-88 provient du tunnel d'aménée des eaux du Vénéon en aval du synclinal de Venosc : c'est un filon d'aplite injectant les gneiss. Le point de prélèvement est en dehors de la région qui nous occupe ; mais outre l'intérêt qu'il y avait à faire exécuter une analyse de roche prélevée en profondeur et par suite absolument inaltérée il y avait l'espoir d'une comparaison profitable avec l'aplite de la Rivoire analysée par P. Termier et dont il sera question plus loin. Ces

deux analyses sont très intéressantes : la faible teneur en alumine de l'une, la forte teneur en bases alcalines de l'autre (avec une teneur en alumine tout juste moyenne) font que la somme des molécules de soude et de potasse dépasse le nombre de molécules de l'alumine ; il s'ensuit qu'une partie de la soude doit être calculée en Aegyryne ; et la faible teneur en fer, habituelle au granite du Pelvoux, fait qu'il faut dans les deux cas calculer du métasilicate de soude, cas fort rare. Cela ne change pas les paramètres magmatiques, quoique pour 42-88 l'on ait un granite orthoso-albitique ( $s = 3$ )<sup>(1)</sup>. La teneur en potasse est remarquablement identique dans les deux échantillons. Mais cela indique en tous cas très nettement une tendance à des formes plus sodiques que potassiques. Nous allons revenir sur cette question.

Il reste deux analyses de granites très particuliers. L'une 42-25 correspond à un granite en provenance de la Crête des Bœufs Rouges (rive droite du glacier du Sélé). D'aspect banal à gros cristaux de feldspath rose, cette roche se singularise par son extraordinaire fissilité : elle se débite en petites lames, cubes, esquilles de l'ordre du décimètre cube sous la simple poussée des doigts et il n'existe sans doute pas de roche plus « pourrie » dans tout le massif. Cette singularité surtout si on considère que la roche ne présente pas les caractères habituels des granites écrasés est tout à fait remarquable. En lame mince, la roche ne montre pas de caractères spéciaux : surtout une altération nette des feldspaths, et la présence de filonnets de calcite qui occupent les diaclases, est d'origine évidemment extérieure.

L'analyse chimique ne montre pas de caractère particulier, sinon une prépondérance de la soude sur la potasse. J'avais pu me demander autrefois si ce granite ne représentait pas une forme particulière de granite ancien, mais l'analyse montre bien que la composition virtuelle n'est pas différente de celle du granite du Pelvoux, et particulièrement du type Combeynot.

<sup>(1)</sup> C'est là une des faiblesses de la classification C. I. P. W.-LACROIX. Pour que le caractère sodique ( $s = 4-5$ ) d'un granite apparaisse, il faut essentiellement que l'alumine soit abondante : s'il n'en est pas ainsi, l'excès de  $Na_2O$  est compté comme aegyryne, et on peut très bien trouver pour une roche très sodique  $s = 2$  (karites). La comparaison des deux analyses ci-dessus est très éloquent à ce sujet : si, pour 42-88, l'alumine n'atteignait pas une teneur moyenne ( $Al_2O_3 = 13,4$ ), on aurait  $s = 3$ , malgré la forte quantité de soude. Or, l'exemple de  $E^8$  est là pour montrer que des teneurs basses ( $Al_2O_3 = 10,8$ ) ne sont pas exceptionnelles. En ce qui concerne  $E^8$ , on peut voir que c'est uniquement la faible teneur en alumine qui conditionne l'apparition d'aegyryne et de métasilicate de soude virtuels. Nous reviendrons là-dessus. C'est au total l'alumine (qui n'entre dans le calcul des paramètres qu'à titre individuel) qui, finalement, conditionne ces variations.

En définitive, on peut considérer le granite des Bœufs Rouges comme un granite du type Combeynot tectonisé.

|                                    | [23]<br>E <sub>8</sub> | [24]<br>42-88 | [25]<br>42-25        | [26]<br>E <sub>73</sub> |
|------------------------------------|------------------------|---------------|----------------------|-------------------------|
| SiO <sub>2</sub> ...               | 79                     | 73,9          | 70,1                 | 67                      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... | 10,8                   | 13,4          | 12,2                 | 16                      |
| TiO <sub>2</sub> ...               | 0,9                    | 0,1           | 0,36                 | 0,54                    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ... | 0,38                   | 0,76          | 1,6                  | 2,7                     |
| FeO...                             | 0,14                   | 0,06          | 1,6                  | 0,36                    |
| MnO...                             | 0,18                   | 0,03          | 0,8                  | 0,03                    |
| MgO...                             | 0,1                    | 0,07          | 0,65                 | 0,8                     |
| CaO...                             | 0,3                    | 0,7           | 2,4                  | 1,2                     |
| Na <sub>2</sub> O...               | 4,3                    | 6,6           | 4,1                  | 4,8                     |
| K <sub>2</sub> O...                | 4                      | 3,9           | 3,5                  | 5                       |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ...  |                        |               | 0,17                 | "                       |
| CO <sub>2</sub> ...                |                        |               | 1,6                  | "                       |
| H <sub>2</sub> O...                | 0,35                   | 0,8           | 1,4                  | 2                       |
|                                    | <u>100,25</u>          | <u>100,32</u> | <u>100,48</u>        | <u>100,43</u>           |
| Q.....                             | 39,63                  | 23,9          | 30,25                | 16,2                    |
| Or....                             | 23,6                   | 23,03         | 20,59                | 29,46                   |
| Ab....                             | 33,25                  | 47,2          | 34,60                | 40,57                   |
| Acm...                             | 0,67                   | 2,19          | 0,83                 | 5,95                    |
| Na <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>   | 0,43                   | 1,37          | 1,32                 | 0,52                    |
| CaSiO <sub>3</sub>                 | "                      | 0,23          | 0,36                 | "                       |
| MgSiO <sub>3</sub>                 | 0,25                   | 0,17          | 0,68                 | 0,82                    |
| Tit....                            | 1,04                   | "             | Hé....               | "                       |
| TiO <sub>2</sub> ...               | 0,12                   | "             | Ma....               | 2,32                    |
| Woll...                            | "                      | 1,25          | TiO <sub>2</sub> ... | "                       |
| Il.....                            | 0,67                   | 0,19          | FeSiO <sub>3</sub>   | 2,44                    |
|                                    | <u>99,66</u>           | <u>99,53</u>  | MgSiO <sub>3</sub>   | 1,60                    |
|                                    |                        |               |                      | <u>94,99</u>            |
|                                    |                        |               | Cc.....              | 3,6                     |
|                                    |                        |               | H <sub>2</sub> O...  | 1,4                     |
|                                    | <u>100,01</u>          | <u>100,33</u> |                      | <u>99,99</u>            |
|                                    |                        |               |                      | <u>100,32</u>           |
| Paramètres :                       |                        |               |                      |                         |
| I'3'.1.3(4)                        |                        | I.4.1.'4      | I'(3)4.1.(3)4.       | I'.3(4).1.(3)4          |
| An %...                            | 0                      | 0             | 2                    | 13                      |
| Orth                               | 0,71                   | 0,49          | 0,58                 | 0,64                    |
| Plag                               |                        |               |                      |                         |
| ΣB....                             | 2,18                   | 5,40          | 7,40                 | 5,62                    |

L'autre échantillon E<sub>73</sub> (26) est extérieur au massif, il provient de l'affleurement de granite du désert en Valjouffrey. C'est un granite à gros grains où le quartz se montre en filonnets autour des cristaux de feldspaths. La chlorite est assez abondante, mais est fréquemment altérée en épidote et zoisite. L'analyse montre une assez forte teneur en CaO qui fait que le paramètre  $r = (1) 2$ ; mais si on reporte le point figuratif dans le diagramme K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O-CaO' on constate qu'il s'intègre bien dans l'aire du granite du Pelvoux.

Comparaison des diverses analyses. Analyses anciennes.

Avant d'examiner les résultats d'analyses anciennes, toutes dues à P. Termier il n'est pas inutile de considérer l'ensemble des résultats exposés ci-dessus, pour plus de commodité j'ai groupé en un tableau tous les résultats d'analyses dont il a été question et ceux des analyses de Termier.

PRINCIPALES DONNÉES RELATIVES AU GRANITE DU PELVOUX.

|                     | p     | q    | r    | s    | An%  | Or/Pl. | Q.v. | ΣB    | Fe-Mg. |
|---------------------|-------|------|------|------|------|--------|------|-------|--------|
| 11....              | I     | (3)4 | 1'   | 3    | 8,9  | 0,82   | 33,6 | 3,13  | 2,16   |
| 12....              | I     | '4   | 1'   | 3'   | 7,2  | 0,75   | 20,5 | 5,65  | 3,45   |
| 13....              | I     | (3)4 | 1'   | 4    | 6,4  | 0,48   | 33,4 | 2,09  | 1,56   |
| 14....              | I     | (3)4 | 1    | 3    | 3,4  | 0,83   | 33,9 | 5,13  | 2,98   |
| 15....              | I     | (3)4 | 1    | 3    | 4,8  | 0,93   | 33,4 | 2,69  | 1,41   |
| 16....              | I     | (3)4 | 1(2) | 3    | 11   | 0,80   | 33   | 4,63  | 2,59   |
| 17....              | I     | 4    | 1    | '3   | 2,5  | 1,35   | 25,3 | 3,16  | 1,91   |
| 18....              | I     | (3)4 | 1'   | 3    | 8,4  | 1,06   | 35,6 | 2,41  | 1,55   |
| 19....              | I     | '4   | 1    | 3(4) | 0,9  | 0,71   | 30,7 | 3,79  | 1,52   |
| 20....              | I     | '4   | 1'   | '3   | 8,7  | 1,26   | 31,1 | 2,08  | 1,32   |
| 21....              | I     | (3)4 | (1)2 | 3    | 16   | 0,97   | 33,7 | 3,32  | 1,7°   |
| 22....              | I     | (3)4 | 1'   | 3    | 7,5  | 1,25   | 35   | 2,82  | 1,7    |
| 23....              | I     | 3'   | 1    | 3(4) | "    | 0,71   | 39   | 2,18  | 0,76   |
| 24....              | I     | 4    | 1    | '4   | "    | 0,49   | 24   | 5,4   | 0,92   |
| 25....              | I'    | (3)4 | 1    | (3)4 | 11,4 | 0,52   | 27,7 | 10,10 | 4,6    |
| 26....              | I     | 4'   | (1)2 | 3'   | 13   | 0,64   | 16,2 | 5,62  | 3,89   |
| T <sub>1</sub> .... | I     | 4    | 1'   | 3(4) | 7,15 | 0,61   | 28,8 | 2,09  | 1,67   |
| T <sub>2</sub> .... | I     | 3(4) | (1)2 | 3    | 12,8 | 0,85   | 36,4 | 3,15  | 2,35   |
| T <sub>3</sub> .... | I     | 3(4) | (1)2 | 3    | 11,6 | 0,8    | 36,2 | 2,75  | 2      |
| T <sub>4</sub> .... | I     | '4   | 2    | 3    | 22   | 0,93   | 28,8 | 5,39  | 2,63   |
| T <sub>5</sub> .... | I     | 4    | 1    | 4    | 4,05 | 0,54   | 34,5 | 2,6   | 2,66   |
| T <sub>6</sub> .... | (I)II | 3(4) | 2(3) | 4    | 29,2 | 0,3    | 31,5 | 13,89 | 9,44   |
| T <sub>7</sub> .... | I     | 3(4) | 1'   | 3'   | 6,5  | 0,73   | 38,3 | 2,05  | 1,72   |
| T <sub>8</sub> .... | (I)II | '4   | 1    | 4    | "    | 0,44   | 29,2 | 13,97 | 1,72   |

On y a porté les données spécifiques, telles que les donne M. A. Lacroix pour ses analyses (paramètres, An %, orth/plag,  $\Sigma B$ ). Il a été figuré également la valeur du fer total et du magnésium et le pourcentage du quartz virtuel. Un premier fait qui saute aux yeux est l'extrême analogie qu'il y a entre toutes ces analyses : les diverses variétés décrites ci-dessus ont *toutes* une composition chimique analogue. Le granite du Pelvoux est une entité parfaitement nette.

L'extrême homogénéité des paramètres  $p$  et  $q$  est évidemment un des caractères les plus nets :  $p$  ne varie même pas d'une division de second ordre. Si on compare d'ailleurs les compositions virtuelles, on peut constater que cette similitude à travers toutes les analyses provient, non pas seulement de la fixité des rapports  $\frac{SAL}{FEM}$  et  $\frac{Q}{F}$ , mais également de la fixité des chiffres composant ces rapports ; le quartz virtuel ne varie que de 23,9 p. 100 à 39 p. 100 ; l'orthose de 20 à 36 p. 100. Quant aux éléments blancs leur proportion ne descend pas au-dessous de 90 p. 100 et ne monte guère au-dessus de 96 p. 100. Cela n'a rien d'étonnant étant considéré que les données intervenant principalement sont la silice et l'alumine dont la fixité de proportion est tout à fait frappante. Rien que cette fixité laisse présumer une entité pétrographique extrêmement caractérisée.

$r$  et  $s$  varient davantage. Cela est très normal si on considère qu'il s'agit de valeurs basées sur des éléments chimiques dont la proportion souvent faible dans la roche peut être davantage influencée par des variations locales. L'alcalinité persistante à travers toutes les analyses, du magma originel n'en est que plus frappante. Étant donné l'importance de ces deux paramètres qui commandent à eux seuls la classification de toutes les roches quartziques, il n'est pas inutile d'examiner d'un peu près leurs variations. Sur le diagramme triangulaire Ca'O, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O (fig. 9) que nous avons déjà utilisé à propos du granite des Pics Sans Nom, ont été portées toutes les analyses données dans les pages qui précèdent.

Deux conclusions découlent de ce diagramme, encore plus nettement peut-être que de la comparaison des paramètres (parce que même les variations les plus faibles des rapports moléculaires s'inscrivent en des variations importantes de position).

1. Le rapport  $\frac{Na_2O+K_2O}{CaO}$  varie très peu comme le montre la variation de valeur de  $r$  ( $r = 1$ ) ; mais il est facile de voir que les analyses occupent toutes

les positions possibles à l'intérieur de cette aire. La seule analyse qui fournisse  $r = (1) 2$  est située très près de la limite, et il est manifeste qu'elle ne s'éloigne que peu des variétés les plus calciques du massif<sup>(1)</sup>.

2. Le rapport  $\frac{K_2O}{Na_2O}$  varie au contraire considérablement. Ses points figuratifs sont groupés de part et d'autre de la hauteur issue du sommet Ca, laquelle

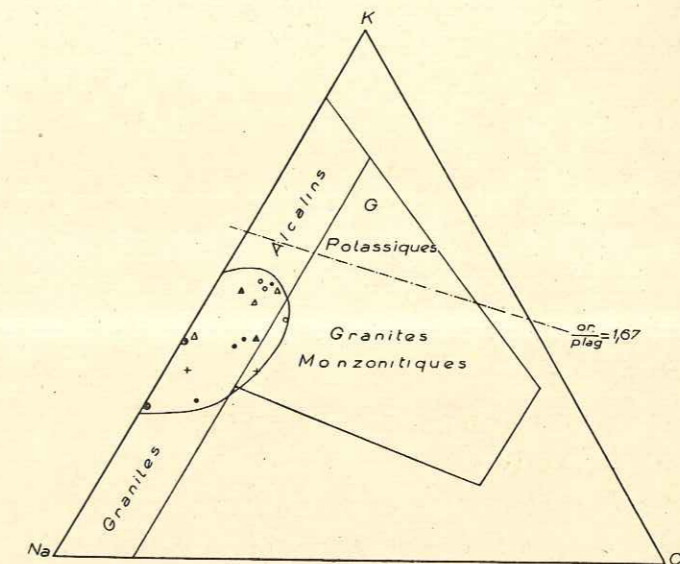


Fig. 9. — Les granites : paramètres  $r$  et  $s$ . — Comparer avec la figure 6. On a représenté les diverses variétés minéralogiques par des signes différents : on voit qu'il n'y a guère de rapports entre les variétés de granite et la composition chimique (au moins pour la teneur en éléments blancs à laquelle a trait en réalité ce diagramme). Triangles noirs : analyses 15 et 16 ; triangles blancs : 17, 18, 19 ; cercles blancs : 20, 21, 22 ; cercles noirs : 11, 12, 13, 14 ; croix : 25, 26 ; cercles pointés : aplites.

représente la valeur 1 du rapport, 7 analyses au-dessous de 1 ; 9 au-dessus<sup>(2)</sup>.

Il peut être intéressant de mettre en relation, la variation du rapport moléculaire K/Na avec la répartition topographique de échantillons analysés. On peut constater sur la figure 5 (page 92), que les quatre analyses pour les-

<sup>(1)</sup> E73 est extérieur au massif.

<sup>(2)</sup> On n'a pas figuré cette hauteur, mais seulement les limites des catégories de roches : aire des granites alcalins ( $r = 1$ ,  $s = 2-5$ ) aire des granites calcoalcalins incluse dans les limites  $1 < r < 4$  et  $1 < s < 3$ .



quelles le rapport est supérieur à 1 (la 5<sup>e</sup> est en dehors des limites de la carte) s'alignent dans une aire très restreinte au nord du massif de la Bérarde. Les sept autres s'alignent sur une zone alignée dans l'axe d'allongement du massif. Le nombre des analyses est un peu restreint, mais on peut conclure néanmoins que la zone nord du massif de la Bérarde montre un magma plus sodique que potassique, la zone centrale présentant au contraire un magma plus potassique que sodique. Serait-ce à dire que le batholithe de granite que représente ce massif serait plus sodique en surface, et plus potassique en profondeur, en accord d'ailleurs avec les récentes observations de P. Lapadu-Hargues (224). L'objection vient de la nature de l'échantillon 42-17 (base du Petit Pic Sans Nom) à la bordure du massif, à peu près sur l'axe d'allongement qui se range nettement dans la catégorie potassique. Notons pourtant qu'en raison même de la forme du massif, il y a beaucoup de chances pour que la voûte sodique, si elle existe, soit beaucoup plus restreinte et limitée surtout en surface d'affleurement, aux extrémités du grand axe de l'ellipsoïde que dessine grossièrement la limite du granite.

Il est aisé de tracer l'aire de répartition du magma du granite du Pelvoux sur le diagramme (K-Na-Ca) et cette figure en définit mieux que toute explication les caractères essentiels que l'on vient d'esquisser.

Une autre singularité, qui vaut la peine d'être notée, est l'indépendance manifeste des proportions moléculaires de silice et d'alumine. Sur un diagramme  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$  (fig. 10), il apparaît que la proportion d'alumine est sensiblement constante quelque soit la teneur en silice de la roche. C'est là un résultat qui pourrait bien être général dans beaucoup de massifs granitiques<sup>(1)</sup>.

*Variation des barylites.* — Les barylites sont en quantité très faibles mais on sait que l'intérêt d'un élément n'est pas toujours fonction de son importance quantitative. L'inconvénient d'une telle étude tient surtout à la faible précision de l'analyse chimique pour certains de ces éléments. Lorsque la teneur d'un élément tombe au-dessous de 0,1 %, la précision du résultat, obtenu sur une très faible quantité de poudre, n'est plus suffisante pour une étude serrée, et les chances d'erreurs systématiques augmentent considérablement.

La somme totale des barylites reste faible, cela est aussi bien dû à la faible

<sup>(1)</sup> Cette question a été étudiée par B. CHUBERT dans un travail présenté à la Société géologique de France (17 décembre 1945), mais non encore publié.

teneur en fer et en magnésie qu'à l'absence de chaux «femic» (en règle générale).

Les proportions moléculaires relatives de FeO, MgO, MnO peuvent être intéressantes à considérer. L'importance anormale de MnO dans certains échantillons est à noter. Il peut même arriver que la quantité d'oxyde de manganèse dépasse également la magnésie et le fer ferreux (39-7). Un diagramme triangulaire MnO-MgO-FeO (fig. 11) met ces faits en évidence mieux qu'un tableau. La prédominance de MnO reste exceptionnelle (39-7 Tête de Charrière), une

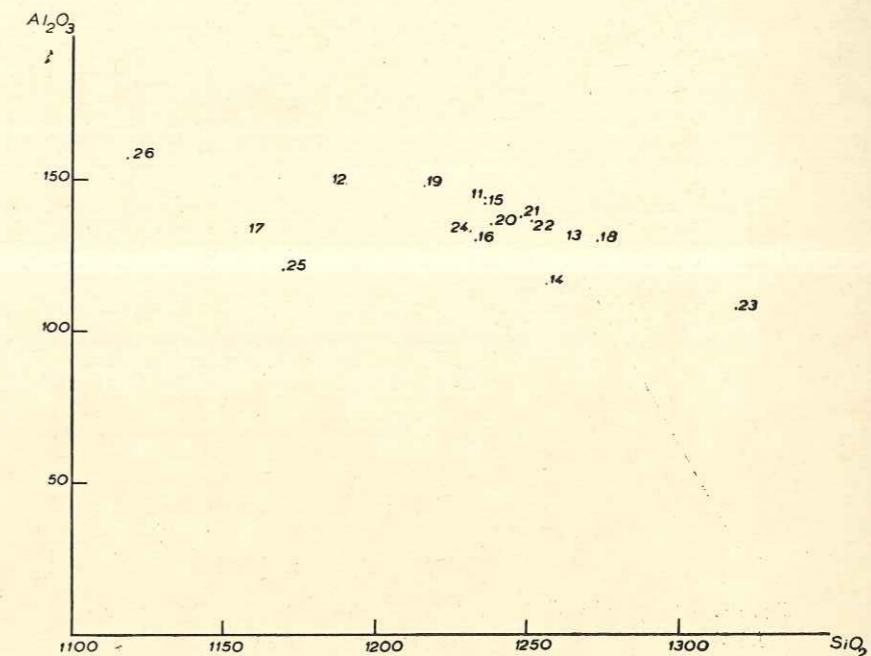


Fig. 10. — Diagramme  $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ . — Il souligne la constance de teneur en alumine du granite, quelle que soit la teneur en silice. Les chiffres représentent les analyses; les valeurs d'ordonnées et d'abscisses sont exprimées en millimolécules.

analyse ( $E_s$  = sommet de la Meije [23]) donnant  $\text{MgO} = \text{FeO}$ . Il convient de noter qu'il s'agit de deux roches sensiblement de même aspect extérieur, très leucocrates et à grain fin.

La prédominance magnésienne se produit dans six échantillons (outre  $E_s$  pour lequel  $\text{MgO} = \text{MnO}$ , pour 42-70 (29) [combe d'Amont]  $\text{MgO} = \text{FeO}$ ). La prédominance de FeO ne s'exprime que dans trois échantillons (parmi lesquels les deux échantillons de granite grenu type Pic Nord). Il est difficile de conclure des règles de ces quelques analyses. Si on était en possession de

50 analyses complètes du granite du Peloux (aucune des analyses anciennes n'a, à ma connaissance dosé le MnO), peut-être verrait-on apparaître une relation entre la prédominance de tel élément barylitique, et les variétés de granite. Notons toutefois que la prédominance manganésienne ne se rencontre que dans les granites leucocrates de type aplitique (mais pas dans l'aplite elle-même), que les granites type Cavales montrent du fer prédominant, enfin que la prédominance magnésienne se rencontre dans le granite blanc banal et

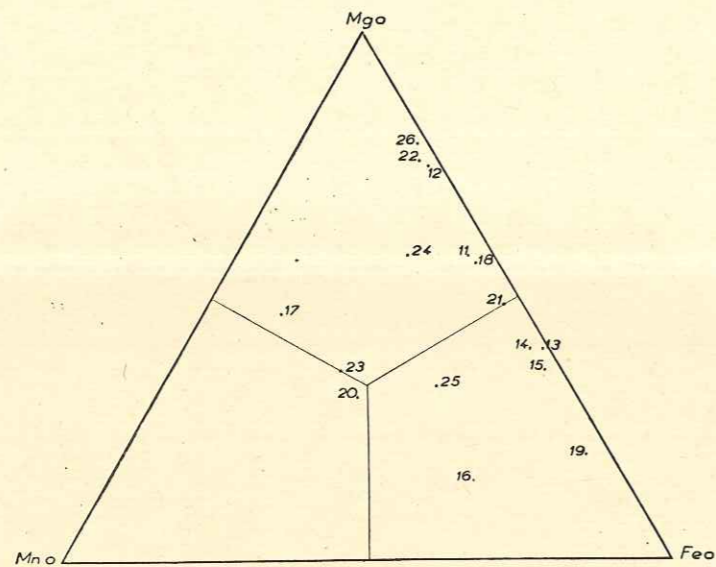


Fig. 11. — Les granites : éléments ferromagnésiens. — Triangle FeO-MnO-MgO. L'importance anormale du manganèse dans nombre d'analyses apparaît très nettement : il semble que ce soit plutôt un élément périphérique des coupes de granite (17, 20, 23). Il ne semble pas qu'on puisse tirer de conclusions de la variation des teneurs relatives en fer et en magnésium.

dans certains granites à feldspaths colorés (42-48) [12]. Ce dernier fait ne doit pas nous surprendre, étant donné que dans ces variétés, le fer, ainsi que l'a déjà noté P. Termier, est sous forme de  $Fe_2O_3$ .

Cette esquisse rapide des rapports moléculaires MgO-FeO-MnO, peut-être doublée d'une étude de ce qu'on pourrait appeler le triangle des « minerais »  $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$  (hématite-magnétite-ilménite). Un tel diagramme (fig. 12) (établi également en proportions moléculaires) nous montre d'abord la faible teneur relative en titane (sauf pour E<sub>8</sub> [23], sommet de la Meije), mais nous

avons déjà vu que cet échantillon était très riche en manganèse ; néanmoins, la richesse en titane est ici très réelle : 0,9 % en poids).

Là encore les diverses variétés de granite précédemment décrites se groupent au voisinage les unes des autres : prépondérance très forte de FeO sur  $TiO_2$  et  $Fe_2O_3$  dans le granite type Pic Nord [42-17 (15) et 41-19 (16)]; isolement de la forme aplitique riche en  $Fe_2O_3$ , correspondant à de l'aegyryne virtuelle

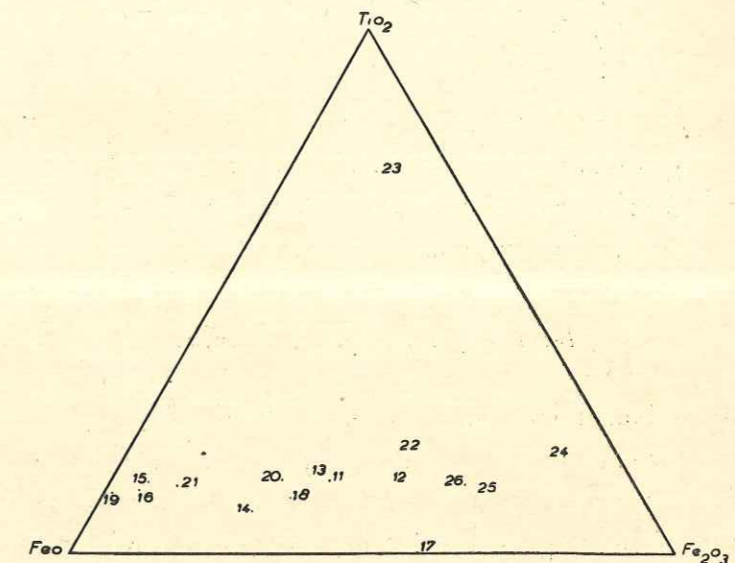


Fig. 12. — Les granites : les minerais. — Triangle  $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$ . Il est manifeste que la teneur relative en titane est généralement très faible et se maintient à un taux assez constant. Le fer ferreux et le fer ferrique se répartissent au hasard suivant les analyses.

[42-88 (24)]; groupement moyen de la plupart des autres analyses autour de la ligne d'égalité moléculaire  $FeO-Fe_2O_3$  (ligne de magnétite).

Il est donc permis de supposer que les diverses variétés de granite du Peloux, très faciles à reconnaître sur le terrain, sont liées, non pas à des variations des coupolites — nous avons vu, en effet, qu'il était impossible d'établir des relations de ce genre — mais aux proportions relatives des divers éléments barylitiques. Le nombre total d'analyses effectuées est trop restreint pour une affirmation péremptoire, mais il suffit à montrer que les diagrammes barylitiques présentent des groupements beaucoup moins dénués de signification que ceux des coupolites.

Nous pouvons donc conclure de toute cette étude les caractères essentiels du granite du Pelvoux, dans les trois culots de granite affleurant dans le Haut Massif; le granite du Pelvoux est un granite très leucocrate, à composition chimique très constante mais à formes minéralogiques variées. Ces formes minéralogiques ne sont pas liées à une situation géographique déterminée, bien qu'on puisse admettre que les formes les plus leucocrates sont souvent réparties sur les bords des affleurements. Les paramètres moyens de la classification C. I. P. W. Lacroix qui lui correspondent (I, 4, 1, 3) le font ranger dans les granites alcalins orthosiques. Pourtant dans la zone nord de l'affleurement le plus important la prépondérance de la soude sur la potasse tend à se manifester et les échantillons extrêmes arrivent à le ranger dans la branche orthos-albitique ( $s = 4$ ). Enfin les formes de bordure et les variétés qui s'en rapprochent sont nettement hyperalcalines, et la pauvreté en chaux est encore accentuée par le fait qu'elle est, en raison de la nature hyperalcaline du magma, entièrement jemic. Il n'y a, par suite, pas d'anorthite virtuelle dans ce type de roches.

*Les analyses dues à P. Termier.*

P. Termier a fourni jadis dans diverses publications des analyses malheureusement incomplètes du granite du Pelvoux. L'absence de dosage de  $TiO_2$ , de  $MnO$ , et surtout d'une séparation du fer ferreux et du fer ferrique m'ont empêché de grossir le lot des analyses précédentes et de les faire entrer dans la discussion des résultats (la discussion de caractères barylitiques entre autres, était absolument impossible). De plus, le fait d'ignorer par quelle méthode les alcalins et alcalinoterreux avaient été dosés laisse planer un léger doute sur la précision des résultats, d'autant plus gênante que la quantité de chaux est toujours faible. Enfin, P. Termier a eu l'idée assez bizarre de ne pas donner le détail des analyses faites, mais de donner des moyennes d'analyse — que je présume être des moyennes arithmétiques — portant sur cinq ou six échantillons dont il ne donne pas la provenance. Il s'ensuit deux inconvénients particulièrement sérieux : impossibilité de lier l'analyse à un point sur la carte; impossibilité de savoir si les caractères moyens ne sont pas troublés par une analyse aberrante, d'autant que le nombre total d'analyses intervenant dans le calcul de la moyenne reste faible.

A ma connaissance P. Termier a donné trois moyennes d'analyses différentes du granite du Pelvoux : une moyenne de cinq analyses en 1897 (367) une moyenne de six analyses en 1899 (371) une moyenne non précisée en 1900

(notice de la feuille Briançon au 1/80.000<sup>e</sup>). Ces moyennes diffèrent sensiblement les unes des autres : on peut raisonnablement supposer que la dernière est une moyenne d'un plus grand nombre d'analyses.

|                                      | T <sub>1</sub><br>moyenne<br>de 5 analyses<br>(367). | T <sub>2</sub><br>moyenne<br>de 6 analyses<br>(371). | T <sub>3</sub><br>moyenne<br>feuille<br>Briançon. | M. B.<br>moyenne<br>de 10 analyses<br>(Bellair). |
|--------------------------------------|--|--|---|--|
| S O <sub>2</sub> .....               | 74,40  | 76,20  | 76  | 74,92  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 13,91  | 12,73  | 13  | 13,58  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 1,39   | 1,85   | 1,5   | 0,63   |
| CaO.....                             | 0,61   | 0,85   | 0,8   | 0,53   |
| MgO.....                             | 0,28   | 0,52   | 0,5   | 0,42   |
| K <sub>2</sub> O.....                | 4,36   | 4,66   | 4,5   | 4,8  |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 4,65   | 3,33   | 3,5   | 3,57   |
| TiO <sub>2</sub> .....               | "  | "  | "   | 0,24   |
| FeO.....                             | "  | "  | "   | 0,64   |
| MnO.....                             | "  | "  | "   | 0,12   |
| Perte feu.....                       | 0,65   | 0,78   | "   | 0,66   |
|                                      | <hr/> 100,25   | <hr/> 100,92   | <hr/> 99,8  | <hr/> 100,14                                     |

J'ai, moi-même, malgré les inconvénients de la méthode, effectué une moyenne arithmétique de 10 des analyses précédemment données (j'ai éliminé 42-88 qui est une aplite et 41-28, échantillon altéré à calcite secondaire, ce qui aurait introduit de la calcite dans la composition virtuelle et surchargé le tableau sans rien changer à la composition moyenne, dont cet échantillon se rapproche beaucoup.

Cela va permettre de comparer cette moyenne de 10 analyses à celles de P. Termier. Le calcul des compositions virtuelles et des paramètres est évidemment inexact, en raison de la nécessité de compter en hématite tout le fer, exprimé en  $Fe_2O_3$ . D'autre part, l'absence de  $TiO_2$  et  $MnO$  diminue la quantité de barylites. Mais comme il s'agit de roches très pauvres en éléments barylitiques, il est manifeste que cela ne change rien aux paramètres des coupholites.  $q$  n'est affecté que par la silice de  $FeO - SiO_2$  qui est à peu près négligeable, quant à  $p$ , il a peu de chances d'être affecté en raison de l'énorme différence entre SAL et FEM.

Ces réserves étant faites, je donne ci-dessous, la composition virtuelle approchée et les paramètres C. I. P. W. Lacroix.

|                          | T <sub>1</sub>  | T <sub>2</sub>      | T <sub>3</sub>     | M <sub>b</sub>  |
|--------------------------|-----------------|---------------------|--------------------|-----------------|
| Q.....                   | 28,8            | 36,4                | 36,2               | 33,87           |
| Or.....                  | 25,8            | 27,6                | 26,7               | 28,39           |
| Ab.....                  | 39,3            | 28,3                | 29,5               | 30,15           |
| An.....                  | 3,03            | 4,1                 | 3,8                | 2,62            |
| Cor.....                 | 0,44            | 0,6                 | 0,87               | 1,53            |
| H.....                   | "               | "                   | "                  | 0,45            |
| Ma.....                  | "               | "                   | "                  | 0,9             |
| Hé.....                  | 1,39            | 1,85                | 1,5                | "               |
| SiO <sub>3</sub> Mg..... | 0,7             | 1,3                 | 1,25               | 1,05            |
| SiO <sub>3</sub> Fe..... | "               | "                   | "                  | 0,53            |
|                          | <u>99,46</u>    | <u>100,20</u>       | <u>99,82</u>       | <u>99,49</u>    |
| Perte feu.....           | 0,65            | 0,78                | "                  | 0,66            |
|                          | <u>100,11</u>   | <u>100,98</u>       | <u>99,82</u>       | <u>100,15</u>   |
|                          | I, 4, 1', 3 (4) | I, 3 (4), (1) 2, 3. | I, 3 (4), 1 (2), 3 | I, (3) 4, 1', 3 |
|                          | ΣB = 2,09       | ΣB = 3,15           | ΣB = 2,75          | ΣB = 2,93       |
|                          | or = 0,61       | or = 0,85           | or = 0,8           | or = 0,86       |
|                          | plag            | plag                | plag               | plag            |
|                          | An % = 7,15     | An % = 12,8         | An % = 11,6        | An % = 8        |

Il saute aux yeux que ces trois « moyennes » sont loin d'être identiques; si les moyennes T<sub>1</sub>, T<sub>3</sub> rangent, avec toutefois des variations paramétrales secondaires, le granite du Pelvoux dans les granites alcalins orthosiques, tout comme la quasi totalité des analyses déjà examinées, la moyenne T<sub>2</sub>, basée sur six analyses le classe dans les granites monzonitiques, fort près de la limite il est vrai, des granites alcalins. Un diagramme triangulaire Na<sub>2</sub>O — K<sub>2</sub>O — CaO identique à celui de la figure 9 (fig. 13), va nous permettre de fixer les différences; pour ne pas surcharger la figure on s'est contenté de figurer par des points les analyses précédemment données, la moyenne des dix analyses nouvelles précédemment est indiquée par un point entouré d'un cercle. Les trois analyses Termier sont désignées par les chiffres 1, 2, 3.

Il est aisé de voir que les trois analyses Termier ont une tendance vers le granite monzonitique. Pour expliquer les différences, il y a évidemment trois hypothèses :

- a. Un excès systématique de la chaux dans les analyses de P. Termier;
- b. Un hasard ayant fait que les analyses effectuées étaient classées dans les variétés les plus calciques;
- c. Une teneur en CO<sub>2</sub> et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (non dosés) assez forte.

Si la deuxième hypothèse ne doit pas être exclue (elle paraît probable pour T<sub>2</sub>), la première peut être exacte. Mais la troisième est la plus probable. La seule analyse de granite que j'ai trouvée dans les travaux de P. Ter-

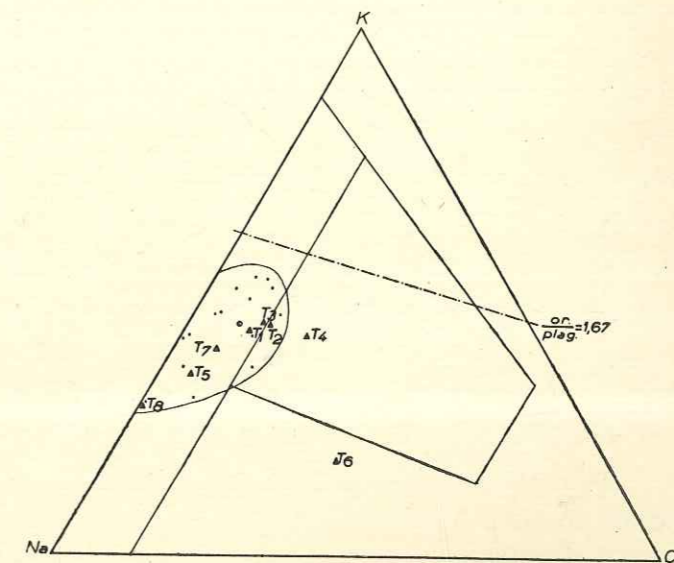


Fig. 13. — Les analyses de P. Termier : paramètres r. o. s. — Les analyses de P. Termier ont leurs points figuratifs représentés par des triangles. Les points sont ceux des analyses nouvelles. Le petit cercle indique la roche moyenne correspondant à 10 analyses. Cf. figures 6 et 15.

mier qui soit située dans l'espace (sommets central du Combeynot) donna les résultats suivants :

| T <sub>3</sub>                       | Composition virtuelle. | Paramètres.                   |
|--------------------------------------|------------------------|-------------------------------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 70,84                  | Q ..... 28,86                 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 14,53                  | Or..... 30,34                 |
| TiO <sub>2</sub> .....               | "                      | Ab..... 25,45                 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 2,46                   | An..... 7,22                  |
| MgO.....                             | 1,17                   | Cor..... 1,34                 |
| CaO.....                             | 1,45                   | Hé..... 2,46                  |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 3,04                   | SiO <sub>3</sub> Mg..... 2,93 |
| K <sub>2</sub> O.....                | 5,12                   |                               |
| Perte.....                           | 1,71                   | Perte..... 1,71               |
|                                      | <u>100,32</u>          | <u>100,31</u>                 |

I, 4, 2, 3  
ΣB = 5,39  
An % = 22  
or = 0,93  
plag = 0,93

On voit qu'il s'agit d'un granite franchement monzonitique. Sa position dans le diagramme le montre justement et la valeur de  $An \% = 22$ , plus forte que pour toutes les analyses que nous avons examinées jusqu'ici aboutit à classer dans l'andésine, le plagioclase moyen de la roche. Il se rapproche alors du granite des Pics sans Nom, examiné précédemment.

Rien de tout cela n'est probable, d'autant moins probable que l'analyse du granite du Combeynot (Ravin du Fontenil : 45-53 [14]) est toute différente. Pour expliquer cette anomalie, on peut penser que le granite contenait, comme cela arrive parfois, des filonnets de calcite secondaire; le  $CO_2$  n'a pas été dosé et la perte au feu atteint 1,71, ce qui est fort pour un granite (elle dépasse rarement 1 p. 100). Or, pour que  $An \% < 10$ , il suffit que le nombre de molécules de  $CaO$  soit inférieur à 10, ce qui donne  $CO_2 < 0,7$ , teneur en somme faible.

Ajoutons qu'il y a probablement de l'apatite et nous voyons que de toute façon, le fait que l'analyse de P. Termier est incomplète empêche toute conclusion, même pour le cas où l'analyse ne forcerait pas le chiffre de la chaux.

Comme on voit, les analyses de P. Termier n'apportent pas grand chose; nous verrons que les analyses d'aprites et de microgranites données par cet auteur sont beaucoup plus intéressantes.

Pour P. Termier (367), «le granite du Pelvoux» est une *entité pétrographique* parfaitement nette avec 25 p. 100 de quartz, 30 p. 100 d'orthose, 45 p. 100 d'albite. Si on excepte le dernier chiffre, exagéré, on ne peut que souscrire à cette affirmation. P. Termier est moins heureux quand il s'agit de donner les caractères chimico-minéralogiques du granite du Pelvoux : «c'est donc un granite alcalin, caractérisé par une proportion à peu près égale de potasse et de soude, ce dernier alcali ayant cependant une légère prépondérance. Il diffère nettement de la protogine du Mont Blanc et de la plupart des granites. Il se rapproche, au contraire, de beaucoup de liparites et de quelques trachytes». En ce qui concerne le rapport  $\frac{K_2O}{Na_2O}$ , nous avons vu qu'il variait sensiblement autour de la valeur 1, et la conclusion de Termier est exacte, au moins localement. Par contre, il ne paraît guère y avoir de raison d'éloigner le granite du Pelvoux, de la protogine du Mont Blanc et des granites, en général. Il me paraît, au contraire, qu'il y a bien des points de ressemblance entre les divers granites intrusifs des massifs centraux (Aar ou Mont Blanc), mais nous reviendrons sur cette question au chapitre V.

## LES FORMES DE BORDURE ET LES ENCLAVES.

Il n'a été question, jusqu'ici, que du granite franc, mais nous avons pu remarquer que les aprites de bordure ne sont pas différents d'un type de granite courant dans le massif, et se présentant parfois en filons dans d'autres variétés de la même roche. Pourtant, du point de vue chimique, la seule analyse d'aprite franche déjà donnée 42-88 [24] présentait une exagération des caractères hyperalcalins déjà sensibles dans certains échantillons ( $E_3$  [23] sommet de la Meije), se traduisant par la présence d'aegyrine virtuelle d'une part, et corrélativement la disparition de l'anorthite virtuelle, la chaux passant entièrement dans le groupe femic. Nous allons tenter de préciser les caractères et les conditions de genèse de ces roches et des roches voisines.

*Les roches de bordure* et les rapports du granite et des roches encaissantes ont fait l'objet d'une étude très soignée de P. Termier, et ses conclusions sont tout à fait corroborées par mes observations personnelles, en atténuant toutefois, sur certains points, leur caractère trop absolu.

Cette étude parue en 1899 (371), c'est-à-dire à la fin des levés de la feuille géologique de Briançon (1900) avait pour but principal de comparer les microgranites du Pelvoux aux roches analogues du Briançonnais, intrusions dans le houiller. On conçoit tout de suite la valeur de l'argument qu'on eût pu tirer d'une identité des roches pour fixer l'âge du granite du Pelvoux. En réalité l'étude de Termier ne porte que sur les affleurements de granite du Combeynot et du Rochail; mais dans son esprit, ses conclusions s'étendent à la totalité des affleurements de granite des massifs centraux dauphinois.

Le microgranite n'est pas une forme de bordure courante. Il n'existe, à ma connaissance, que dans le massif du Combeynot, et, moins nettement, vers l'Eychauda. Par contre les aprites sont banales, beaucoup plus développées que ne l'indique Termier sur la feuille de Briançon, difficiles d'ailleurs à cartographier. Pour P. Termier les deux formes de bordure, microgranite et aprite, apparaissent successivement. Cela me paraît d'autant plus exact qu'il est bien souvent difficile de faire la distinction entre les deux formes, immédiatement, sur le terrain.

P. Termier, d'autre part, à la suite de nombreuses observations dans la

région du Lautaret et du Tabuc, en bordure du Combeynot, conclut qu'aplite et microgranite ont modifié les schistes encaissants à leur contact; mais là où les schistes sont remplacés par des gneiss, on n'observe pas de modifications. La conclusion de P. Termier est en somme, formelle : il n'y a pas « surmétamorphisme » des couches déjà cristallophylliennes. Lorsque, par exception, comme c'est le cas dans le Vallon du Tabuc, le microgranite vient au contact des schistes argileux, il les transforme en cornéennes, autrement dit il y a métamorphisme de contact.

Mais une observation de Swiderski (357) relative au massif de l'Aar, vient enlever à cette conclusion, étendue à la totalité du massif cristallin dauphinois, toute valeur générale. Cet auteur remarque que, dans l'Aar, partout où apparaît le faciès microgranitique, le magma granitique ne semble pas avoir influencé les roches encaissantes. Et l'auteur donne comme explication que « le magma était trop refroidi déjà pour métamorphiser les schistes cristallins avoisinants ». Par contre, en d'autres points du massif de l'Aar, le granite injecte les gneiss encaissants. Dans la paroi du Wildhorn, il note des enclaves d'amphibolites.

La conclusion de P. Termier, basée sur les observations faites dans des contacts entre le microgranite et les roches encaissantes, ne saurait donc valoir pour le granite lui-même, sans nouvel examen.

Avant d'examiner les contacts dans les autres massifs, il convient d'examiner d'un peu plus près ce qui se passe au Combeynot.

J'ai revu le Tabuc, où Termier a fait ses principales observations. Mais depuis cinquante ans, la forêt a poussé, et il est désormais difficile de faire des observations sérieuses. Au Lautaret, par contre, on ne peut que vérifier les descriptions de P. Termier. Il ne me paraît pourtant pas possible de le suivre dans toutes ses conclusions. S'il est possible d'adhérer à la conclusion de l'inexistence d'un métamorphisme des couches encaissantes, lorsque ce sont des couches antérieurement métamorphisées, il n'est guère possible d'être de l'avis de Termier en ce qui concerne les réactions des roches encaissantes sur le granite : il n'y a pas pour lui de modifications endomorphes du granite, du microgranite, de l'aplite : « ce granite a injecté, et parfois métamorphisé les schistes, au milieu desquels il s'est fait place; il ne semble pas les avoir dissous ».

Cette conclusion est d'autant plus étonnante que quelques lignes auparavant, l'auteur décrit une roche noire schistoïde passant au microgranite blanc « accident local résultant de la concentration dans certaines régions du micro-

granite d'un peu de carbone et de bitume ». Je ne vois guère comment interpréter cela autrement que comme une digestion par le granite des schistes encaissants. D'ailleurs, dans une autre note (359) ayant trait à la fois au microgranite du Lautaret et à l'orthophyre des Grandes Rousses, il décrit ainsi les filons de microgranite (qu'il appelle là microgranulite, mais c'est évidemment la même roche) injectés dans les schistes cristallins : « roche très blanche, dure, à cassure coquilleuse, à aspect euritique. Pâte très fine dans laquelle nagent des cristaux d'orthose plus grands que la pâte, et des grains parfois bipyramidés de quartz; quelques débris anguleux de schistes azoïques durs et noirs ». En lame mince, l'auteur note comme éléments accessoires, du zircon, de l'apatite, du fer oxydé, peu abondants; du mica noir altéré, chloritisé; de grands cristaux d'orthose mâclés Carlsbad, des traces d'anorthose, de l'oligoclase (feldspath le plus abondant); absence de microcline. Quartz abondants bipyramidés.

Deux preuves d'endomorphisme net, à mon avis, se révèlent dans cette description : d'une part, la présence d'inclusions charbonneuses ou schisteuses visibles à l'œil nu, d'autre part l'abondance d'oligoclase en lame mince.

Les analyses mêmes de P. Termier, de ces microgranites, du microgranite du Lautaret (sources de la Guisane T<sub>5</sub>) et du microgranite du Tabuc (T<sub>6</sub>) comparées entre elles, ne vont faire qu'accentuer cette manière de voir; l'aplite du pic oriental du Combeynot (T<sub>7</sub>) nous montrera, au contraire, une composition très voisine de celle du granite du Pelvoux.

|                                      | T <sub>5</sub> | T <sub>6</sub> | T <sub>7</sub> |
|--------------------------------------|----------------|----------------|----------------|
|                                      | —              | —              | —              |
| SiO <sub>2</sub> .....               | 75,12          | 64,60          | 77,77          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 13,21          | 17,80          | 11,64          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 2,66           | 6,49           | 1,56           |
| MgO.....                             |                | 2,95           | 0,15           |
| CaO.....                             | 0,33           | 2,10           | 0,50           |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 4,46           | 2,98           | 3,80           |
| K <sub>2</sub> O.....                | 3,55           | 1,80           | 4,20           |
| Perte.....                           | 0,47           | 2,14           | 0,61           |
|                                      | —              | —              | —              |
|                                      | 99,80          | 100,86         | 100,23         |
|                                      | —              | —              | —              |

Ce qui aboutit à la composition virtuelle approchée, et aux paramètres suivants :

|                          |       |        |       |
|--------------------------|-------|--------|-------|
| Q.....                   | 34,5  | 31,4   | 38,3  |
| Or.....                  | 21,2  | 10,65  | 24,8  |
| Ab.....                  | 37,8  | 25,2   | 31,9  |
| An.....                  | 1,6   | 10,4   | 2,22  |
| Cor.....                 | 1,3   | 7,06   | "     |
| MgSiO <sub>3</sub> ..... | "     | 7,4    | 0,37  |
| CaSiO <sub>3</sub> ..... | "     | "      | 0,11  |
| He.....                  | 2,6   | 6,49   | 1,56  |
|                          | <hr/> | <hr/>  | <hr/> |
|                          | 99    | 98,60  | 99,26 |
| H <sub>2</sub> O.....    | 0,47  | 2,14   | 0,61  |
|                          | <hr/> | <hr/>  | <hr/> |
|                          | 99,47 | 100,74 | 99,87 |

|                          |                         |                          |
|--------------------------|-------------------------|--------------------------|
| I,4,1,4,                 | (I)II,3(4)2,(3),4       | I,3(4),1',3'             |
| ΣB = 2,6                 | ΣB = 13,89              | ΣB = 2,05                |
| An % = 4,05              | An % = 29,2             | An % = 6,5               |
| $\frac{or}{plag} = 0,54$ | $\frac{or}{plag} = 0,3$ | $\frac{or}{plag} = 0,73$ |

Le microgranite du Lautaret a exactement les caractéristiques du granite du Pelvoux; il en va de même de l'aplite du Combeynot (avec les variations, déjà observées, du rapport  $\frac{K_2O}{Na_2O}$  : faiblesse de la chaux, qui amène une teneur en anorthite qui n'atteint pas 10 p. 100, le plagioclase moyen n'atteignant pas l'oligoclase; le ΣB est très faible; le corindon virtuel n'est jamais très abondant (pas de muscovite); le quartz oscille aux alentours du tiers de la totalité de la roche; quasi-absence de la magnésie.

Or, nous venons de voir que les filons de la même roche ont donné en lame mince à P. Termier surtout des cristaux d'oligoclase. Qu'en déduire, sinon qu'il y a eu enrichissement en chaux, à partir du magma initial, enrichissement qui ne peut guère avoir comme origine que la roche encaissante.

Cette déduction peut paraître un peu aventurée; mais examinons le microgranite du Tabuc. Nous avons vu que c'était la région où Termier avait observé le seul exemple de métamorphisme de contact, du massif. Or, que montre le microgranite bordier de ces schistes argileux : l'analyse brute montre déjà

une teneur en alumine exceptionnelle (18 p. 100 alors que le granite du Pelvoux n'atteint que très exceptionnellement 15, la valeur moyenne étant de 13,5); une teneur en magnésie également exceptionnelle (3 p. 100 environ), enfin une teneur en chaux également forte; la silice enfin tombe à 64,6. Le calcul de la composition virtuelle aboutit à des paramètres non moins étonnants, si on songe qu'il s'agit d'une forme microgrenue du granite du Pelvoux : les paramètres sont ceux des diorites quartz ques, ou des granites akéritiques. Comment ne pas admettre que cette roche s'est enrichie en alumine, chaux et magnésie aux dépens des roches encaissantes? <sup>(1)</sup>. Rien de commun, ni avec les aplites dont elle diffère foncièrement par sa richesse en barylites, ni avec les variétés de granites déjà étudiées, dont tout la sépare.

Au demeurant, cette déduction tirée d'un examen critique d'analyses chimiques, ne fait que vérifier, d'une autre façon, les conclusions depuis longtemps classiques d'Auguste-Michel Lévy et d'Alfred Lacroix.

Pour Auguste-Michel Lévy (260), le microgranite de bordure du granite de Flamanville est une modification de ce dernier, résultant de l'action des roches encaissantes : après avoir observé un lacis microgranitique d'éléments ferromagnésiens, en partie charriés et brisés, et recimentés par du quartz et de l'orthose, il ajoute (p. 9) : « il s'agit donc de phénomènes endomorphes et l'on ne peut s'empêcher de penser que le lacis microgranitique est en partie dû à la digestion des schistes basiques voisins comme d'ailleurs nous verrons plus loin que les schistes micacés et les cornes ressemblent par plus d'un côté aux microgranites eux-mêmes ».

On voit que pour Auguste-Michel Lévy, non seulement le microgranite est une modification endomorphe du granite, mais encore que les cornes elles-mêmes sont susceptibles de se transformer, et qu'en somme le microgranite est le résultat des réactions réciproques des deux roches, au contact; en somme un « no man's land » entre deux combattants.

Cette absence de distinction nette entre le métamorphisme endomorphe et

<sup>(1)</sup> Notons que le microgranite des Gardéolles, intrusif dans le houiller briançonnais, a des paramètres analogues. Les 2 analyses de P. TERMIER (371) donnent respectivement : I, 3, 2 (3) et I, 4, (1)2, 4', le premier ayant une teneur en an. p. 100 = 36. Ce résultat est peu en accord avec les conclusions de TERMIER : il s'agit d'une roche qui ne diffère guère du microgranite du Tabuc, au moins par les paramètres des coupfolites, et par la teneur en chaux. Mais on peut d'autant moins faire état de ce rapprochement, qui n'est que partiel, pour conclure à l'âge carbonifère du granite du Pelvoux, que le microgranite du Tabuc est précisément aberrant.

exomorphe n'a pas échappé à MM. Perrin et Roubault qui, citant eux aussi le paragraphe précédent, écrivent :

« Ne sommes-nous pas en droit de dire : où s'arrête l'endomorphisme qui, dans l'hypothèse « fondu » implique des roches elles-mêmes fondues et l'exomorphisme qui implique une fusion ? »

Et les deux auteurs appuient cette notation, en citant un autre passage d'A.-M. Lévy dans le même travail : « ainsi les schistes siluriens présentent au contact du granite des variétés feldspathiques passant aux gneiss et aux microgranites ».

R. Perrin et M. Roubault veulent tirer argument de ces faits pour montrer que le granite fondu n'a jamais existé. C'est là une question qui sort du cadre de cette discussion.

Mais constatons dès maintenant que l'ensemble des faits observés est parfaitement cohérent :

1° Le massif granitique du Combeynot est le seul, aux dires de Termier, où le granite soit arrivé au contact de schistes argileux, non encore métamorphisés. Rien ne nous permet d'infirmer cette observation et nous ne pouvons que la confirmer entièrement.

2° C'est également le seul où, pour Termier, on observe des microgranites, cela est également exact : *au moins en masses importantes*, car il est courant d'observer des filonnets de granites à grain très fin de même type, en bien d'autres endroits.

3° Lorsque le granite arrive au contact des couches déjà métamorphiques, il ne les modifie pas. Nous pouvons adopter provisoirement cette manière de voir, devant discuter plus loin cette conclusion, trop absolue en certains cas, mais qui en première approximation n'est pas inexacte.

4° Si le microgranite est une « conséquence » du métamorphisme de contact (et non la cause, comme l'est le granite adjacent dans l'hypothèse classique), il est bien normal qu'il n'existe pas lorsqu'il n'y a pas de métamorphisme de contact appréciable.

5° Mais cela n'explique pas pourquoi, dans un même ensemble granitique, les phénomènes métamorphiques varient aussi considérablement : sans anticiper sur le paragraphe suivant, nous pouvons dire, d'ores et déjà, que le phénomène de métamorphisme est d'autant plus accentué que les deux roches en présence sont plus distinctes. Il est quasi inexistant lorsque les roches encaissantes ont la même composition chimique que le granite voisin. Il est très important lorsque le granite se trouve au contact d'une série *hyperalumineuse* et surtout *non cristalline*.

En définitive, de l'étude même de P. Termier découlent les faits suivants, dont certains ne sont pas toujours exprimés par l'auteur :

1° Métamorphisme exomorphe du granite, d'autant plus accusé que les roches encaissantes sont moins métamorphisées ;

2° Présence d'enclaves, composition minéralogique et chimique aberrante impliquant un enrichissement en certains éléments, à partir du milieu encaissant ; en d'autres termes, phénomène d'endomorphisme à la bordure granitique ;

3° Cet endomorphisme n'affecte que le microgranite, à l'exclusion des aplites. Mais ce dernier point a besoin d'être précisé.

### LES APLITES.

*Leurs conditions de gisement, leur composition chimique.*

Sauf au Combeynot, les aplites sont la forme habituelle de bordure du granite. Mais leur aspect varie passablement : elles peuvent, soit former un liseré blanc à la périphérie du massif de granite, dans quel cas le granite sous-jacent est nettement moins leucocrate, soit se présenter en filons. La première disposition, qu'on pourrait comparer à la mousse blanche qui entoure un savon coloré, se voit parfois de très loin. La photographie de la planche représentant l'Aiguille du Plat de la Selle depuis le Rouget est très caractéristique à cet égard : la limite granite-gneiss n'est pas marquée par une différence de coloration entre le granite et le gneiss' mais par une bande plus ou moins large de roche blanche (dont les contours ne sont d'ailleurs pas toujours francs et tranchés), séparant deux formations qui, de loin, n'apparaissent pas comme tellement distinctes.

La disposition filonienne est également très courante. Dans ce cas, le granite, très leucocrate, du type Pic Nord, ou du type aplitique, ne varie pas jusqu'à son contact avec le gneiss, lequel est brutal, mais il envoie dans le gneiss de multiples filons d'aplite, à grain généralement fin et dont la taille varie de plusieurs mètres de largeur à quelques centimètres. Ce type de contact se voit, par exemple, tout le long du lambeau de gneiss du Plaret, au nord du massif de la Bérarde, dans les gneiss qui dominent la Grave et la Combe de Mallevall, au pied de la muraille N.W. de l'Olan, aux Arias, bref, en de multiples endroits. Il est très facile de l'observer le long même de la grande route de Grenoble à Briançon, en dehors de la région qui nous occupe ici, à la Rivoire, où il a été étudié par Termier dans le travail déjà cité (371), au pont Saint-Guillerm : il s'agit là des aplites du granite du Rochail.

Enfin, on passe insensiblement, en certains points du type précédent, où la limite reste tranchée entre granite, gneiss et filons d'aplite, à un type beaucoup plus diffus : le contact entre granite et gneiss reste encore visible, mais on



observe dans les gneiss des alternances de lits granitiques généralement leucocrates (cela n'est toutefois pas absolu) et de lits de gneiss : une injection lit par lit, en somme, et passant par endroits à une véritable imbibition. Cela se passe surtout au contact des amphibolites et des gneiss amphiboliques. Corrélativement, dans ce cas, il arrive que le granite se charge de chaux et de magnésie.

Il n'y a pas grand'chose à dire sur l'aspect extérieur de ces roches : elles sont toujours très leucocrates, les éléments ferromagnésiens étant peu nombreux ou même inexistants. Parfois elles sont roses, ou à patine rougeâtre. Les micas blancs existent parfois.

En lame mince, l'aspect est celui de granite ou de gneiss granitoïde. Les feldspaths les plus courants sont le microcline, l'albite et la perthite. Certains cristaux pourraient être de l'anorthose. Les quartz sont généralement finement cristallisés. Très souvent (Petit Pic sans Nom), la texture est celle de la protogine, mais la taille des cristaux étant homothétiquement réduite deux à trois fois. D'autres fois, il y a, à la fois juxtaposés dans la même lame, des plages grenues et des plages microgrenues (refuge Lemercier). Le mica blanc est assez courant et certains échantillons tendent vers la structure pegmatique. Au demeurant, on a déjà noté partiellement les irrégularités de ce type pétrographique, en décrivant les variétés aplitiques de granite.

*Caractères chimiques.* — Nous avons déjà donné trois analyses d'aplite, une en provenance du bord W. du synclinal de Venosc, prélevée en profondeur dans le tunnel d'amenée des eaux du Vénéon [42-88] (24), la deuxième au sommet de la Meije [E<sub>8</sub>] (23), la troisième due à P. Termier et provenant du Combeynot (T<sub>7</sub>). De cette dernière, il n'y a rien de particulier à dire.

Une autre analyse due à P. Termier (T<sub>8</sub>) d'une aplice de la Rivoire va nous donner des résultats intéressants :

|                                      | T <sub>8</sub> |
|--------------------------------------|----------------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 75,30          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 11,01          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 1,12           |
| MgO.....                             | 0,60           |
| CaO.....                             | 1,01           |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 8,82           |
| K <sub>2</sub> O.....                | 2,97           |
| H <sub>2</sub> O.....                | 1,18           |
|                                      | 102,01         |

*Composition virtuelle approchée.*

|  |        |
|--|--------|
| Q.....                                 | 29,2   |
| Or.....                                | 17,57  |
| Ab.....                                | 40     |
| Aeg.....                               | 3,23   |
| SiO <sub>3</sub> Na <sub>2</sub> ..... | 7,15   |
| Di { MgSiO <sub>3</sub> .....          | 1,5    |
| CaSiO <sub>3</sub> .....               | 1,74   |
| Woll.....                              | 0,35   |
|  | 100,74 |

*Paramètres.*

$$(I) \text{ II, } '4, 1, 4$$

$$\text{An \%} = 0$$

$$\Sigma B = 13,97$$

$$\frac{\text{or}}{\text{plag}} = 0,44$$

Cette composition chimique rapproche beaucoup cette roche de 42-88 (24), qui est une aplice provenant précisément de la même région. On en pourrait déduire que l'hyperalcalinité (se traduisant par un gros excès de soude, au point qu'on est obligé de calculer du métasilicate de soude) est un caractère du granite du Rochail. Mais cette particularité d'un magma pauvre en chaux, et où toute cette chaux est bloquée dans les barylites, n'est pas particulière à ces aplites. On la retrouve à un moindre degré dans le granite aplitique du sommet de la Meije (23) où la chaux est également femic (entièrement bloquée par le TiO<sub>2</sub>) et où K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O > Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ce qui amène le calcul d'aegyrine virtuelle et de métasilicate de soude.

Nous avons vu que l'échantillon E<sub>8</sub> (23) était également un granite de type filonien ou bordier. Faut-il déduire de cela que le granite du Pelvoux présente en avant de lui un « front de soude » ou, si l'on préfère, un liséré frontal hyperalcalin et hypoalumineux (si l'aplice du tunnel [42-88] n'est que très légèrement en dessous de la norme, à ce sujet, avec 13,4 % d'alumine, E<sub>8</sub> avec 10,8 et T<sub>8</sub> avec 11,01, sont très nettement en dessous de la normale).

En tous cas, pas d'enrichissement en chaux, pas d'enrichissement en alumine, et comme les roches encaissantes sont plus ou moins riches en ces éléments

(ainsi qu'on l'a vu au chapitre précédent) ces caractères constituent des arguments dirimants pour affirmer l'absence totale d'endomorphisme dans ces éléments.

P. Termier, dans ses conclusions sur les rapports entre granites et roches encaissantes, avait, on le sait, affirmé ce fait. Nous avons vu qu'en ce qui concerne le microgranite, nous n'avons pu souscrire à la conclusion de Termier.

*L'examen des aplites nous apprend que les deux roches, microgranite et aplite, ne se comportent pas de la même façon vis-à-vis des roches encaissantes : les uns digèrent plus ou moins les schistes encaissants, avec des zones qui restent indemnes, les autres n'empruntent absolument rien au voisinage.*

Reste à déterminer la raison d'une différence, indubitable si l'on examine les analyses chimiques, mais qui, au premier abord, paraît assez mystérieuse. Car il n'y a pas, du point de vue minéralogique, de différence formelle entre l'aplite et le microgranite : il existe des granites aplitiques, souvent filoniens, il existe des microaprites et des microgranites, et la séparation de ces différentes formes n'est, au total, qu'arbitraire : la preuve en est dans l'impossibilité de délimiter absolument ces différences, et si l'on peut, *grosso modo*, séparer des aplites et des microgranites, on peut bien avouer qu'il est souvent difficile, sur le terrain, de cartographier, en les séparant, ces deux variétés, voire de les différencier du granite.

Ces passages insensibles ne peuvent guère nous induire à orienter nos hypothèses vers une différence des conditions de mise en place. Swiderski, déjà cité (357), pense, on l'a vu, que l'absence du métamorphisme au contact du microgranite de l'Aar est dû au fait qu'il était « déjà trop refroidi pour métamorphiser les schistes cristallins avoisinants ». Il souligne, d'autre part, que cette absence de réactions réciproques ne s'observe que lorsqu'il y a faciès bordier de microgranite. Outre le fait que cette explication suppose délibérément un granite monté et mis en place à l'état liquide, hypothèse dont on sait qu'elle est considérée comme improbable par des auteurs tels que M. Perrin et M. Roubault, elle est en contradiction relative avec ce que nous venons de voir : ici c'est en somme le microgranite qui montre les actions les plus vives sur les roches encaissantes, et les phénomènes d'endomorphisme les plus nets.

## CONTACTS ENTRE GRANITE ET ROCHES ENCAISSANTES.

On peut distinguer deux types de contacts suivant la nature des roches encaissantes :

- 1° Contact avec des gneiss ou schistes cristallins banaux;
- 2° Contact avec des gneiss ou schistes cristallins amphiboliques.

1° *Contact avec les gneiss.* — Il est, lorsqu'on le voit bien, toujours brutal; il peut se faire par l'intermédiaire d'un « front » sodique d'aprites de bordure (Aiguille du Plat de la Selle, Pointe du Vallon des Étages au-dessus de Clôt Châtel, Rochail, étudié par Termier), ces aplites de bordure poussant des pointes dans les gneiss, très souvent indépendamment de la stratification de ces derniers : cela a déjà été noté. A l'inverse de ce cas, il peut y avoir contact direct entre le granite, type Pic Nord par exemple, et le gneiss, sans intercalation d'aprite : c'est le cas au Rouget ou au Geny. Mais cela n'exclut pas des apophyses aplitiques : la caractéristique essentielle est qu'elles partent du granite grenu, et ne forment pas un chevelu compliqué à partir d'une auréole aplitique.

Il est souvent difficile de voir le contact réel entre granite et gneiss. Autant il est visible et facile à localiser, sans traquenard pour le cartographe, voire à photographier lorsqu'il y a auréole d'aprite (la photographie de la planche V, fig. 2, est là pour le montrer), autant le contact direct du granite franc et du gneiss est parfois délicat à interpréter. Il est souvent évident, photographiable, mais cette évidence est fréquemment essentiellement due à un accident tectonique, faille ou zone de broyage qui souligne le contact : c'est le cas sur la route de la Bérarde à Champhorent où, des deux côtés d'un couloir d'avalanche, on voit respectivement le granite et le gneiss. Le fond du couloir est occupé par des schistes verts satinés, aspect habituel des mylonites du massif. C'est le cas au pied du Plaret, et en bien d'autres points. Même lorsque le contact est normal, c'est la règle qu'il y ait entre les deux formations une zone étroite mais nette de quelques décimètres ou de quelques mètres d'une roche froissée dont il paraît probable que c'est souvent une mylonite de gneiss, plus rarement de granite. Tout cela n'est pas fait pour faciliter l'examen.

Au sommet du pic Geny, aux alentours du sommet du Rouget, le contact est franc; l'absence totale d'éboulis dans des parois raides, le développement d'arêtes relativement accessibles, rend possibles les conditions d'observation.

L'arête E. du Pic Geny, entièrement en granite blanc, aboutit à un premier sommet granitique inférieur de quelques mètres au point culminant gneissique. C'est à la brèche entre deux sommets distants d'une vingtaine de mètres que passe le contact.

Au delà du granite franc, on commence à trouver une roche nettement litée mais dont les minéraux et la texture rappellent tout à fait le granite massif. Il s'agit, en somme, d'un granite se débitant en plaquettes, et à cristaux orientés. Ces plaquettes sont séparées par des joints à débits chloriteux. Il semble difficile de ne pas voir un granite devenu gneissique par laminage dans cette roche, qui correspond alors tout à fait à la définition d'*orthogneiss*. La lame mince taillée dans cet échantillon ne fait que corroborer cette impression : perthite, orthose, pas d'oligoclase (donc pas d'enrichissement en chaux), biotite déferriée et transformée en chlorite et à aspect de biotite de granite<sup>(1)</sup>. Cette roche se poursuit sur une quinzaine de mètres. Au delà, on commence à trouver le gneiss vrai. Là il est formé de larges bandes aplitiques, blanches, et de lits très minces de micas. De distance en distance, on voit des îlots de roche moins riche en feldspaths, à aspect de phyllades. En lame mince, on observe de la perthite, de l'albite, de l'oligoclase, des micas non complètement déferriés, mais chloritisés par plages. Les échantillons à aspect de phyllade montrent une roche complètement transformée.

Par places, les lits blancs aplitiques deviennent plus importants. On observe un effacement de la structure gneissique, des filonnets de sphène. Dans cette roche s'observent des accidents mélanocrates qui, en lames minces, se résolvent en des cristaux de quartz, de biotite et d'apatite étroitement engrenés les uns dans les autres. Enfin, ces phénomènes s'apaisent et le gneiss franc que forme le vrai sommet apparaît définitivement.

En résumé, en quelques mètres, on passe du granite au gneiss par l'intermédiaire d'une zone d'*orthogneiss*, puis d'une injection, lit par lit, extrêmement limitée.

<sup>(1)</sup> Il est difficile de décrire les différences entre les biotites de granite et de gneiss, qui sautent pourtant aux yeux. C'est une affaire de forme et de disposition des cristaux, de couleur également, d'aspect de l'entourage. Rien que par les biotites, on peut distinguer les granites gneissiques des gneiss.

Vu avec un peu de recul, du sommet du Rouget par exemple, le contact apparaît franc, avec, d'un côté, le gneiss, de l'autre, le granite. On observe, d'autre part, des filons d'aplite (parfois très quartzeux, passant à des filons de quartz) qui dessinent dans la paroi des arabesques irrégulières (photos 3-4, pl. V). A la tête du Rouget, sur le versant W. sous le sommet, on observe des phénomènes analogues, mais la zone de passage est encore plus réduite qu'au Geny. A 100 mètres sous le sommet du Rouget, à quelques dizaines de mètres du contact, un échantillon de gneiss a été donné à l'analyse chimique (39-9, p. 80). On n'y décèle aucune action positive du granite : la forte teneur en alumine, en chaux, en fer, la faible teneur en soude, sont des preuves évidentes de cette inexistence. C'est bien la roche gneissique originelle. Mais l'examen approfondi de la lame mince va nous montrer des faits intéressants : outre les éléments banaux, quartz, biotite très pléochroïque, feldspaths (ces derniers assez rares), on observe des résidus de grenat, de la sillimanite et un produit d'altération ressemblant à la pinite; la présence de cordiérite, que ce dernier produit laisse présager, n'a rien d'extraordinaire étant donné la richesse en alumine (20 p. 100). On connaît des gneiss à grenats en bien d'autres points de la région (ils sont surtout abondants en Valjouffrey); mais il est assez rare de les voir détruits de cette façon, au point qu'il n'en reste que la forme extérieure et quelques résidus. Comment ne pas voir dans ces modifications l'action du granite voisin?

Cette étude du contact et des interactions entre le granite et le gneiss à la Tête du Rouget et au Pic Gény aboutit en définitive aux conclusions suivantes :

- 1° La composition du granite n'est pas influencée par le gneiss voisin.
- 2° Le passage d'une roche à l'autre, pour n'être pas brutal, est très rapide. Sur quelques mètres, on retrouve pourtant les phénomènes classiques : *orthogneiss*, puis injection lit par lit. L'action du granite et les apports de substance se limitent à quelques mètres.
- 3° L'action à distance sans apports se fait sans doute sentir plus loin, sous la forme de remaniement de minéraux existant dans le gneiss.

Ce type de contact et d'interaction se retrouve en bien des points de la région : contact sous le sommet du Pierroux et de la Tête de Lauranoure, aux Arias, au pied de Roche de la Muzelle, aux Souffles, avec des modalités de détail; il peut arriver que la zone d'injection disparaisse presque complète-

ment : c'est le cas au Petit Pic sans Nom où nous avons déjà étudié le phénomène (p. 95); il est vrai que là le contact se produit entre deux granites.

Il reste pourtant dans ces rapports du granite du Pelvoux et du gneiss banal quelques incertitudes : j'ai déjà signalé (p. 114) qu'on observait parfois dans les granites leucocrates (entrée du Vallon de Sélé par exemple) des zones où les micas et chlorites s'alignent suivant des traînées diffuses plus ou moins rectilignes, le granite passe alors insensiblement à un gneiss très aplitique; ailleurs (environ de Saint-Christophe), dans des gneiss banaux, on voit des zones aplitiques où le même phénomène s'observe. J'avais naguère interprété ces faits comme la preuve évidente de passage progressif gneiss-granite (18, p. 201) : auparavant, j'avais même pu penser qu'il fallait établir (15, p. 191) une nette différence entre les granites en masse et les granites filoniens, et nous avons vu que chimiquement, cette différence se conçoit parfaitement. Il est remarquable de constater que, ni à Saint-Christophe (où l'on ne voit pas d'affleurement de granite autre que filonien), ni vers Ailefroide, où, ainsi que je l'ai noté dans la publication précitée, on ne voit pas le contact granite-gneiss, on n'a la preuve d'un contact brutal : toutes les apparences, au contraire, le laissent supposer progressif; il en va de même ailleurs (région de la Selle, chaînon de la Grande Sagne); je concluais de cela dans l'étude précitée : « On a pourtant l'impression (au Sélé) d'avoir affaire à un passage graduel par l'intermédiaire d'une bande de migmatites au demeurant plutôt étroite ».

L'explication la plus rationnelle à ces faits, sur lesquels j'ai mis l'accent au cours de précédentes publications (14, 17), et qui semblent avoir été totalement méconnus par Termier, consiste à supposer que le granite du Pelvoux se comporte, en général, comme un granite d'injection, mais passe en profondeur à un granite de type anatexique, ayant son propre cortège de migmatites. S'il est syntectonique, il a pu se glisser dans les anticlinaux, où il montre un contact brutal avec les formations encaissantes, et au contraire présenter, dans les zones synclinales plus profondes, un passage graduel aux gneiss encaissants; ils se comportent comme s'ils étaient liés au métamorphisme général. C'est l'interprétation à laquelle je m'étais arrêté en 1942. Il faut avouer qu'à côté de cette interprétation, qui a pour elle le mérite de la simplicité, il y a place pour d'autres explications : on peut supposer que ces zones aplitiques d'aspect gneissique sont la trace ultime d'enclaves gneissiques enrobées dans le granite. Il y a des enclaves, nous le verrons, dans le granite, et, dans un certain sens, le

lambeau gneissique du Rouget peut être considéré comme une gigantesque enclave enfouie dans le granite qui la déborde sur les deux côtés<sup>(1)</sup>.

La phase finale de la digestion de ces enclaves doit amener la formation de gneiss aplitiques à traînées nébulitiques du type qu'on vient de décrire.

Cette interprétation n'est pas très différente de la précédente, au moins en ce qui concerne l'origine de ces roches; mais il s'agit alors d'une digestion « interne » et non « bordière ». Il s'ensuit que cela n'implique nullement un passage progressif du granite au gneiss sur les bords du massif.

Les analyses chimiques donnent un certain appui à cette façon de voir : le « granite à mouchetures » du vallon du Soreiller (p. 115, éch. 42-70) n'est en somme, pas autre chose que le stade ultime de ces « gneiss nébulitiques ». La seule différence est que les éléments ferromagnésiens sont ici tout à fait disjoints, et sont en petits amas distants de quelques mètres. Mais leur aspect diffus rappelle beaucoup les lignes diffuses déjà décrites : or ce granite est un granite monzonitique (peu monzonitique à la vérité), mais c'est le seul échantillon de granite du Pelvoux qui donne une telle teneur en chaux : on voit que cela cadrerait tout à fait avec l'idée qu'il s'agirait d'une enclave gneissique au dernier stade de « réduction ».

Une autre interprétation est radicalement différente : elle consiste à supposer qu'il s'agit d'orthogneiss. Un seul argument pour appuyer cette hypothèse : l'existence de nombreuses diaclases à joints chloriteux dans ce type de granite. Cela me paraît toutefois très improbable.

En somme, au contact des gneiss francs, le granite du Pelvoux se comporte très généralement comme un granite d'injection, n'influençant que peu les formations encaissantes, et n'étant pas influencé par elles. Pourtant, en certains points, on observe une tendance au passage progressif, soit que cela se soit produit dans des zones plus profondes, cette particularité ayant facilité les échanges réciproques, soit qu'il s'agisse de la digestion d'enclaves plus ou moins volumineuses, et ayant naturellement tendance à être plus nombreuses vers les bords du massif. Il ne faut pas toutefois perdre de vue que la présence de gneiss œillés, de gneiss ondulés, de gneiss injectés lit par lit au contact du granite peut être due à la préexistence de ces roches dans la zone de mise en

<sup>(1)</sup> Voir à ce sujet le chapitre « Tectonique »; cette façon de voir le lambeau du Plaret n'est pas différente de celle qui consiste à y voir une racine synclinale, si si on admet une phase tectonique contemporaine de la mise en place du granite.

place : la migmatisation est alors le fait du granite ancien, dont nous avons vu l'existence, et non du granite voisin, plus récent.

2° *Contact avec des gneiss amphiboliques.* — Les choses changent tout à fait lorsque le contact se fait entre le granite et des gneiss amphiboliques, autrement dit quand s'accroît la différence de composition chimique entre le granite et la roche encaissante. On peut observer ce phénomène, plus ou moins net, suivant l'importance de l'amphibole dans les schistes, sous l'arête qui va du col à la Tête des Fétoules, sous la Brèche d'Olan, au col du Sellar; en bien d'autres lieux où le granite n'affleure pas, le phénomène se voit dans les gneiss, décelant ainsi la présence du granite : ce phénomène est surtout visible sur une grande étendue au Pic Jocelme et sous le Pic de Bonvoisin.

J'ai déjà décrit dans deux publications précédentes les phénomènes observables au col des Fétoules (14-18). La première de ces notes mettait en évidence les modifications endomorphes très nettes du granite au contact des gneiss. J'en déduisais que le granite du Pelvoux apparaît localement comme ayant digéré les schistes encaissants et étant responsable de la gneissification des schistes. La seconde proposition n'est pas différente de celle de Termier à la suite de l'étude des contacts du Lautaret et du Tabuc; je ne précisais d'ailleurs pas, en l'absence d'un nombre d'observations suffisant à l'époque, si le phénomène était constant tout le long du contact du granite.

Dans la seconde publication, je retouchais les observations précédentes en remarquant qu'il y avait bien métamorphisme endomorphe et exomorphe, mais que la limite granite-gneiss reste parfaitement tranchée, soulignée d'ailleurs par une zone étroite de roche écrasée, comme s'il s'agissait d'un froissement tectonique : on ne peut donc parler d'un passage progressif. Pourtant, si on examine d'une part le granite, de l'autre le gneiss, on observe des réactions mutuelles très importantes.

Dans le granite, sur une quarantaine de mètres de hauteur, au-dessous du contact, on observe de multiples fragments de roches mélanocrates, riches en hornblende, arrachées au toit gneissique : il est manifeste que ces fragments ont été noyés dans le granite; les enclaves, détachées en bandes, ont plus ou moins pivoté sur elles-mêmes, comme le montre parfaitement la photo 1 de la planche VI. Un de ces fragments allongés, tronçonné en 3, est très visible sur le bas du cliché. Notons en passant que cette disposition est plutôt en faveur de l'existence d'un magma granitique, sinon liquide, au moins pâteux au

moment de la mise en place. S'il s'agissait entièrement de réactions entre solides, comme le veulent MM. Perrin et Roubaud, on ne voit guère comment de telles enclaves allongées suivant la stratification pourraient avoir modifié leur position au cours de la granitisation. Le granite qui entoure ces enclaves amphiboliques est nettement monzonitique, contrairement au granite du Pelvoux habituel; il est donc hors de doute qu'il s'est enrichi en chaux aux dépens de la roche voisine. La magnésie et le fer ont été plus rebelles à l'assimilation : ils semblent s'être logés essentiellement dans le contact lui-même, où la roche brisée, qui forme un liseré à la limite granite-gneiss, est très foncée et montre une grande abondance de chlorite filonienne en lame mince.

La réalité d'un endomorphisme important est donc indubitable. Sur les gneiss, l'exomorphisme est, si possible, encore plus net, les bandes amphiboliques sont séparées par des lits très leucocrates de quartz et de feldspaths, qui, à l'aspect extérieur, comme en lame mince, présentent tous les caractères du granite aplitique. Là encore, le feldspath arrive à être plus calcique que ce n'est habituel.

Des faits analogues s'observent partout où le granite vient au contact de schistes amphiboliques. D'une manière générale, il n'est pas courant de voir, dans le granite, de très nombreuses enclaves, au voisinage du contact, comme c'est le cas au col des Fétoules. Mais l'abondance des filons d'aplite, souvent injectés lit par lit et séparant les lits d'amphiboles en donnant à la roche une texture rubannée, est la règle. C'est peut-être dans la région des pics Jocelme et Bonvoisin que le phénomène se voit sur la plus large échelle. Le granite sous-jacent n'y apparaît que sous la forme d'une minuscule coupole, au voisinage du col du Sellar. Mais toute la paroi W. du Pic Jocelme et l'arête qui vient du Bonvoisin sont lardées de filons d'aplite injectés, soit parallèlement aux lits, soit en discordance variable avec ces derniers. Fréquemment, seuls subsistent de l'ancien gneiss les lits d'amphibole, visiblement plus résistants à la transformation. On a alors des roches à larges lits (1 à 2 cm.) blancs, séparés par de fines bandes de 2 ou 3 millimètres de large, d'amphibole foncée. Ça et là, des couches de quelques décimètres d'épaisseur d'une roche plus foncée, pauvre en feldspaths, mais où l'amphibole est en cristaux plus fins : il s'agit visiblement de l'ancienne roche. De distance en distance également, un filon de roche granitique, impossible à distinguer du granite vrai en échantillon de collection. La disposition en gneiss œillés est très rare (alors qu'elle est très courante dans les gneiss francs). En définitive, lorsque les schistes cristallins

sont amphiboliques, le passage du gneiss au granite est nettement plus graduel que lorsque les schistes cristallins sont seulement micacés; si la limite gneiss-granite reste encore nette dans la plupart des cas, les gneiss sont injectés de multiples filons de granite ou d'aplite; on observe de nombreux phénomènes d'imbibition; et il est hors de doute que, si la région n'était pas aussi dénudée et ne montrait pas de nombreuses et immenses parois où les phénomènes se voient dans leur totalité, l'examen de ces zones injectées leur ferait attribuer le nom de diadysites, et on considérerait qu'il s'agit de zones d'anatexie différentielle. J'ai moi-même été trompé par ces apparences, et ce n'est que tardivement que j'ai reconnu cette différence de comportement entre contact gneiss amphiboliques-granites et gneiss banaux-granites. L'absence de faciès œillés dans les gneiss amphiboliques et la généralisation de l'injection lit par lit m'avaient pourtant frappé dans la région du Sélé, et j'écrivais (18, p. 201) : « Notons pourtant que, dans cette bande de migmatites, le faciès œillé manque totalement ». J'ai, depuis, constaté que les gneiss œillés sont toujours des gneiss banaux, et que l'injection lit par lit est la règle dans les gneiss amphiboliques. Nous allons retrouver à propos des enclaves des faits du même ordre.

*Contact avec les micaschistes.* — Nous avons noté au début de l'étude des schistes cristallins que certains gneiss étaient peu feldspathiques (analyse 2) : ils présentaient l'aspect de micaschistes, mais on voyait en lame mince d'assez nombreux cristaux d'albite, parfaitement limpides et qui paraissaient comme « surajoutés » à la roche. Les cristaux, plus volumineux que ceux des autres éléments, donnaient en lame mince un aspect vaguement « œillé » qui ne se retrouve pas à l'œil nu. Il n'est pas impossible qu'il s'agisse là de cristaux d'apport mis en place au moment de la consolidation du granite du Pelvoux : cela reviendrait à dire que, sur les micaschistes, son action a été sensible à une certaine distance; mais, au total, comme il est difficile, pour ne pas dire impossible de distinguer, ainsi qu'on l'a déjà noté (p. 87), les deux catégories de gneiss par un critère sûr, cela ne peut être présenté qu'à titre d'hypothèse; il faudrait sans doute en conclure que l'action, sensiblement nulle, on vient de le voir, du granite sur les gneiss banaux n'est peut-être qu'une apparence : si le magma granitique a de la soude, celle-ci s'est logée dans les gneiss sous forme d'albite, et on ne peut à l'heure actuelle séparer les feldspaths antérieurs et ceux de néoformation. Il faudrait des dizaines d'analyses systématiques pour arriver à trancher la question.

## LES ENCLAVES.

Les massifs granitiques du Haut Dauphiné ont été, à la suite des travaux de Termier, considérés comme extrêmement homogènes et ceci a même servi (E. Raguin, 326, p. 24) comme un argument très net en faveur de l'état liquide du magma granitique originel.

M. Roubault et R. Perrin (319, p. 121), après avoir cité cet argument de Raguin essaient de le réfuter en faisant remarquer que l'homogénéité est malgré tout, assez relative : « on élimine souvent les variations gênantes de composition en admettant l'existence de venues éruptives : amphibolites, syénite du lac Lauvitel, du Piz Guif dans le massif de l'Aar, etc. ». Et ils font remarquer l'existence dans le massif du Mont Blanc, « plus analysé en détail que l'Oisans », de nombreuses zones à enclaves.

Il est certain que les enclaves semblent moins courantes dans les massifs dauphinois que dans le Mont Blanc, mais, ainsi que le soupçonnent les deux auteurs précités, elles y sont moins rares que ne le laissent supposer les descriptions géologiques consacrées au granite du Pelvoux.

On connaît depuis longtemps la syénite du Lauvitel, à laquelle bien des auteurs ont fait allusion, mais qui reste mal connue<sup>(1)</sup> et que nous n'étudierons pas en détail, puisque c'est un accident inclus dans le granite du Rochail, en dehors de la région étudiée. Mais nous verrons des roches analogues dans la région qui nous occupe.

La définition même des enclaves peut prêter à confusion. Il est courant, en Oisans, de voir de hauts sommets formés de gneiss, souvent fortement injectés d'aplite, dont la base est entièrement granitique : tous les sommets du chaînon du Plaret, la cime de Clôt Châtel, la pointe du Vallon des Étages, les Écrins, la Tour Carrée de Roche Méane et bien d'autres. Il est logique d'interpréter ces gneiss comme des chapeaux de la couverture du granite, respectés par l'érosion. Mais cela ne tient guère compte du fait que l'on voit parfois des affleurements d'aussi faibles dimensions, situés à des altitudes plus basses, complètement

<sup>(1)</sup> Voir page 153.

entourés par le granite, qui les domine parfois de plusieurs centaines de mètres (base de la pointe Guyard, brèche de Charrière, Laurantoure...). On peut supposer que, dans certains cas, c'est en raison de mouvements tectoniques que s'observe une telle disposition, mais il n'est pas impossible non plus que ces lambeaux aient été complètement emballés dans le granite et ne soient que de simples enclaves pétrographiques. Un argument en faveur de cette manière de voir réside dans le fait que ces fragments sont souvent très fortement injectés d'aplite dans tous les sens (Barre des Écrins). Le lambeau du Plaret lui-même, d'origine visiblement tectonique<sup>(1)</sup> peut très bien, malgré sa taille, être considéré comme une gigantesque enclave. C'est que le granite du Pelvoux, dont la mise en place est sans doute contemporaine d'importants mouvements tectoniques, s'est surtout injecté dans des anticlinaux. Les synclinaux de gneiss se trouvent alors bordés par le granite sur trois côtés. Il n'y a par suite pas de limite tranchée entre les enclaves du granite et les synclinaux de gneiss.

Mais ce sont les gneiss amphiboliques qui donnent naissance aux enclaves vraies les plus nettes. De petites dimensions, quelques mètres ou quelques décimètres, elle sont très rares dans la masse même du granite, mais courantes sur les bordures. Anguleuses ou arrondies, elles sont d'autant plus nettes qu'elles sont toujours entourées d'aplite très blanche; le cœur de l'enclave montre encore la structure feuilletée avec des lignes d'amphiboles serrées les unes contre les autres; à mesure qu'on se rapproche des bords de l'enclave, les lignes d'amphibole se disjoignent en même temps que les cristaux de feldspaths paraissent s'accroître de taille. A l'extrême bord de l'enclave, l'amphibole ne forme plus que des lignes disjointes, qui entourent l'enclave à la manière des écailles d'un oignon.

Tout se passe comme si l'aplite s'était injectée entre les lits d'amphibole et les avait disjointes en les déformant, s'accumulant en bourrelets, en certains points, restant très peu importants en d'autres. Au demeurant, ces formes ont été souvent décrites avec beaucoup de détail dans des travaux anciens et l'ouvrage, déjà cité, de R. Perrin et M. Roubault (319) analyse ces formes de digestion avec beaucoup de détails.

D'autres enclaves amphiboliques sont de plus grandes dimensions et se rapprochent alors des lambeaux de gneiss déjà cités.

<sup>(1)</sup> Voir la 3<sup>e</sup> partie.

Deux exemples nous permettent de décrire ces grandes enclaves :

*L'enclave du Glacier Carré.* — La face sud de la Meije est, on le sait (photo 1, pl. XIV), une grande muraille de granite homogène, fissuré par quelques diaclases et une faille peu inclinée qui constitue la « banquette des Autrichiens » et qui court de la base ouest du pic du Glacier Carré à la base de la Meije orientale (voir III<sup>e</sup> partie, p. 317). Cette faille montre du granite écrasé banal, sous forme d'une zone chloriteuse au demeurant peu importante. La muraille de la Meije ne s'interrompt vraiment qu'en un point où la glace et la neige se sont installées, formant une sorte de niche dont la surface est inclinée à 45° et dont les bords, vaguement perpendiculaires entre eux, délimitent une aire grossièrement carrée. C'est le Glacier Carré, dont il faut rejoindre le bord depuis la base de la muraille lorsqu'on fait l'ascension de la Meije. Ce creusement n'a été possible que par suite d'une brusque variation dans la qualité de la roche. Sur le pourtour du Glacier Carré, on peut en effet recueillir des échantillons d'une roche vert bouteille schisteuse, friable, qu'au premier abord on pourrait prendre pour du granite écrasé, mais qui, en lame mince, ne montre guère qu'un minéral très altéré, déferrifié et emballé dans des produits chloriteux et de la zoïsite. Quelques zones moins altérées montrent des clivages à 90° qui permettent de classer ce minéral dans les pyroxènes. Il s'agit probablement de diopside peu ferrifère. L'origine de cette enclave doit-elle être cherchée dans des schistes à amphiboles ou dans une roche filonienne éruptive métamorphisée? Dans l'état d'altération où elle se trouve, il est difficile de se prononcer.

*L'enclave de la Tour Carrée.* — L'autre enclave de grandes dimensions se repère dans le couloir de la brèche romantique sous le Sommet de la Tour carrée de Roche Méane. Il s'agit d'une roche compacte, noirâtre sur laquelle on voit de la biotite très brillante. La disposition de cette biotite donne à la roche un aspect assez voisin de celui de la syénite du Lauvitel, mais la roche est nettement plus mélanocrate.

En lame mince, on voit de la hornblende et de la biotite, toutes deux en voie de déferrification, quelques feldspaths plagioclases du type oligoclase andésine, du microcline, des filonnets d'albite, de l'orthose à aspect perthitique. L'apatite est assez abondante.

L'analyse chimique donne les résultats suivants :

|                                      |       |
|--------------------------------------|-------|
|                                      | [27]  |
| SiO <sub>2</sub> .....               | 47    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 25,7  |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 1,2   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,3   |
| FeO.....                             | 7,5   |
| MnO.....                             | 0,14  |
| CaO.....                             | 5,2   |
| MgO.....                             | 4,7   |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 1,9   |
| K <sub>2</sub> O.....                | 3     |
| H <sub>2</sub> O.....                | 3,2   |
|                                      | 99,84 |

|                          |       |
|--------------------------|-------|
| Q.....                   | 1,01  |
| Or.....                  | 17,80 |
| Ab.....                  | 16,02 |
| An.....                  | 25,85 |
| Cor.....                 | 9,84  |
| Il.....                  | 2,28  |
| Mt.....                  | 0,44  |
| SiO <sub>3</sub> Mg..... | 11,70 |
| SiO <sub>3</sub> Fe..... | 11,74 |
| H <sub>2</sub> O.....    | 3,2   |
|                          | 99,88 |

$$\text{Paramètres} \left\{ \begin{array}{l} \text{II, 5, 3 (4), 3} \\ \frac{\text{or}}{\text{plag}} = 0,425 \\ \text{An} \% = 62 \\ \Sigma B = 26,16 \end{array} \right.$$

Ces résultats sont proches de ceux obtenus par Termier sur la syénite du Lauvitel, que je reproduis ci-dessous :

|                                      |        |
|--------------------------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 53,80  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 19,20  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 7,60   |
| CaO.....                             | 5,70   |
| MgO.....                             | 4,8    |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 2,16   |
| K <sub>2</sub> O.....                | 5,28   |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,77   |
| P <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....  | 1,20   |
|                                      | 100,51 |

|   |        |
|---|--------|
| Or.....                                     | 31,2   |
| Ab.....                                     | 18,2   |
| An.....                                     | 20,6   |
| Cor.....                                    | 2,37   |
| Ap.....                                     | 2,64   |
| Ilm.....                                    | 1,46   |
| Hy { FeSiO <sub>3</sub> .....               | 1,02   |
| MgSiO <sub>3</sub> .....                    | 0,88   |
| Ol { Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> ..... | 11,5   |
| Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> .....      | 10,74  |
|   | 100,61 |

$$\text{Paramètres} \left\{ \begin{array}{l} \text{II, 5, 3, 3 (2)} \\ \text{An} \% = 53 \\ \Sigma B = 28,04 \\ \frac{\text{or}}{\text{plag}} = 0,08 \end{array} \right.$$

Il est évident que l'on a affaire au même type d'accident. La roche est une monzonite, fort proche par les paramètres des gneiss amphiboliques du massif (p. 85) <sup>(1)</sup>.

Pour Termier, la syénite du Lauvitel est une différenciation du granite. Personnellement je crois plutôt à une enclave non digérée, et j'ai naguère fait observer (15, p. 193) les raisons qui me faisaient adopter cette interprétation : ressemblance avec des enclaves du même type dans les roches du massif central, existence d'amas petits et indépendants les uns des autres, fréquence dans le massif de ce type d'accident.

L'objection principale réside dans le fait que la roche, lorsqu'on calcule les paramètres d'Osann qui lui correspondent et qu'on les reporte dans les « triangles d'Osann <sup>(2)</sup>, tombe nettement dans la zone ortho (fig. 7, 8). Mais

<sup>(1)</sup> J'ai moi-même fait exécuter une analyse d'échantillon provenant du Lauvitel (rive gauche du Lac) et grande a été ma surprise de constater qu'elle donnait des résultats absolument différents. Il paraît évident qu'une erreur s'est glissée dans les résultats d'analyse. Mais, comptant revenir sur cette question d'une manière détaillée ultérieurement, je préfère ne pas tenir compte du résultat avant d'avoir fait une enquête approfondie.

<sup>(2)</sup> Voir page 102.



cela n'est une objection grave qu'en apparence. L'existence certaine d'orthogneiss dans le massif fait que la différenciation statistique d'Osann n'a qu'une signification très médiocre en pareil cas. Il se pourrait également que d'anciens filons éruptifs aient résisté à la digestion en raison de leur caractère plus basique que les roches avoisinantes. Nous venons de voir que, manifestement, le granite du Pelvoux assimile d'autant mieux les roches encaissantes que leur composition chimique est plus proche de la sienne : on ne connaît pas de *petites* enclaves de gneiss banaux. On en connaît de nombreuses d'amphibolites. Si, comme c'est probable, des filons de roches basiques existaient dans les gneiss, ils ont dû constituer les parties les plus rebelles à la granitisation.

*Localisation des enclaves.* — Outre les bords des affleurements de granites, où les enclaves sont nombreuses au contact avec les bandes d'amphibolites ou les gneiss amphiboliques, nous pouvons voir par les descriptions qui précèdent que des enclaves ne sont pas exceptionnelles à l'intérieur même du massif. Elles sont toutefois trop peu nombreuses pour jalonner des lignes tectoniques, au moins si on ne considère pas comme telles les gros affleurements de gneiss injectés d'aplite.

## LES ROCHES INTRUSIVES.

La richesse en filons éruptifs d'apparences variées est une des plus remarquables singularités pétrographiques des massifs centraux dauphinois. P. Termier (feuille de Briançon) ne note pas moins d'une demi-douzaine de variétés nettement distinctes de roches filoniennes : diabases, trachytes, minette, microdiorite, microgranite, sans omettre les mélaphyres de la couverture triassicoliasique; encore faut-il y ajouter les rhyolites non reconnues par P. Termier<sup>(1)</sup> dans le Haut Massif. Une telle collection semble exceptionnelle dans les massifs centraux alpins et ni l'Aar-Gothard ni le Mont Blanc ne paraissent présenter une telle variété.

On peut remarquer que cette abondance est très particulière au Haut Massif. On ne signale guère dans le cristallin, au nord de la Romanche, que deux variétés de roches intrusives : rhyolites et orthophyres. Au sud de cette rivière et à l'ouest du synclinal de Venosc-Villar-Loubière, on ne trouve guère que des minettes. Dans le Haut Massif, au contraire, sauf les minettes dont je ne connais pas d'affleurement, et qui me paraissent liées aux faciès amphiboliques des schistes cristallins et des granites (Chaillol), toutes les variétés définies par Termier sont représentées; certaines, comme les diabases et les porphyres, semblent bien lui être particulières.

Ainsi, avant même d'entrer dans le détail de l'étude de ces formations filoniennes, avant même de discuter la composition réelle que cachent les vocables que les auteurs leur ont attribués, il est possible d'esquisser une répartition géographique : minettes au sud et à l'ouest, orthophyres au nord, diabases et lamprophyres au centre. En raison même du cadre que nous nous sommes tracé, l'étude des minettes, absentes du Haut Massif, ne nous retiendra pas, celle des orthophyres, qui n'existent qu'en quelques points (sous forme de dykes essentiellement), dans les roches cristallines du Haut Massif, ne sera pas poussée à fond. L'étude des premières doit être menée conjointement avec celle des granites à amphibole, auxquels elles se rattachent sans doute; celle des

<sup>(1)</sup> Des rhyolites sont, par contre, signalées dans la chaîne de Belledonne près de Saint-Colomban-des-Villars (feuille de Saint-Jean-de-Maurienne). C'est à celles-ci qu'il est fait allusion un peu plus loin dans cette introduction.

secondes, liée à l'étude du Houiller plus qu'à celle des roches cristallines, a déjà fait l'objet d'un travail détaillé de P. Termier dans sa Monographie des Grandes-Rousses, et la plupart des affleurements sont extérieurs à la région que nous décrivons.

L'étude des diabases et des lamprophyres, particuliers, on vient de le signaler, au Haut Massif, mérite au contraire une étude très approfondie, d'autant

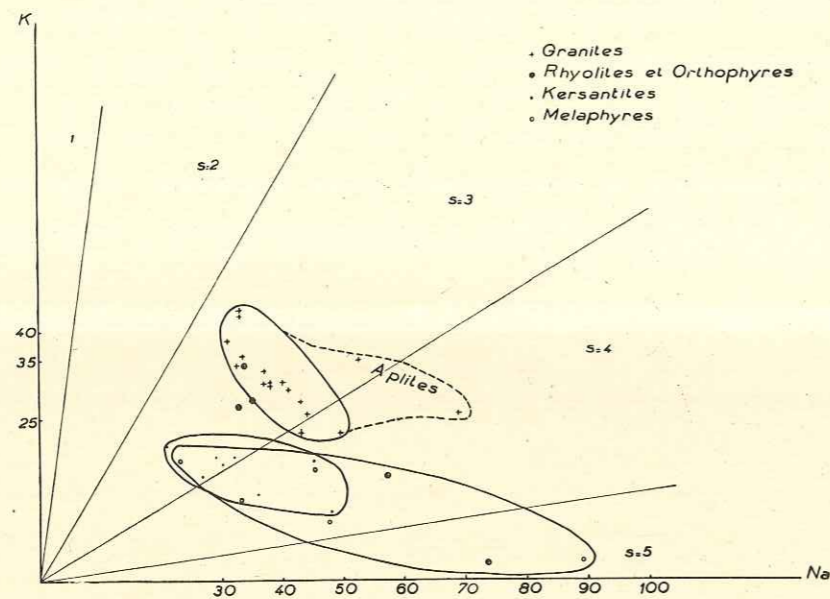


Fig. 14. — Diagramme potasse-soude. — Valeurs en millimolécules. L'aire des granites (croix) est bien individualisée. Il n'en va pas de même de celle des mélaphyres ainsi qu'il est d'ailleurs normal étant donné le type de roche.

plus que notre connaissance de ces roches est faible, pour ne pas dire quasi-inexistante. On ne sait que bien peu de choses sur leur composition chimique, rien de leur âge; on n'a aucune idée de leur origine précise. Ces multiples filons n'ont, en général, pas été datés : si l'on sait que les mélaphyres sont triasico-liasiques, par suite de leur interstratification dans le Trias et la base du Lias, si l'on connaît la date des coulées d'orthophyres, associées à des couches houillères fossilifères, si l'âge des rhyolites est déterminé par celui du granite, dont elles dépendent, rien ne nous permet de dater les diabases, les lamprophyres, les minettes et les microdiorites. Il est assez tentant de les considérer comme des filons très anciens, antérieurs à l'Hercynien, et plus ou moins liés au cycle orogénique ayant déterminé le métamorphisme général. On connaît

dans le massif de Taillefer des serpentines et des gabbros très anciens dont G. Choubert a naguère fait l'étude (48). La présence de roches filoniennes basiques dans une région voisine n'aurait dès lors rien d'étonnant. En ce qui concerne les diabases, on a pourtant une indication d'âge dans le fait que ces filons recoupent en certains points le granite du Pelvoux (col Turbat, Grand Vallon, Combeynot) : ils lui sont donc postérieurs, et, comme le granite du Pelvoux est vraisemblablement carbonifère, cela leur fait attribuer un âge au plus permien. Les lamprophyres ne percent jamais, à ma connaissance, le granite du Pelvoux, mais nous verrons que cette catégorie de roches passe insensiblement aux précédentes, de sorte que, par voie de conséquence, il paraît difficile de leur attribuer un âge différent de celles-ci.

Au total, toutes ces roches filoniennes sont post-tectoniques et, sinon mésozoïques, au plus permien. Nous les étudierons dans l'ordre suivant : les microgranites et rhyolites, les orthophyres, les diabases et lamprophyres au sens de Termier, enfin les roches d'épanchement triasiques (1).

#### I. — ROCHES FILONIENNES QUARTZIQUES : RHYOLITES ET FORMES DE PASSAGE AU GRANITE.

Ce sont des roches non signalées par les auteurs anciens. Elles ont, soit été prises pour des filons de quartz, soit notées en microgranites. Cette dernière manière de voir n'est d'ailleurs pas inexacte, car il y a tous les termes de passage des microgranites à ces roches microlithiques. C'est dire qu'il faut les considérer essentiellement comme des formes de bordure du granite.

Il y a, en réalité, deux types de roches filoniennes nettement distincts : les unes sont des formes se rapprochant suffisamment des microgranites pour qu'on puisse les confondre avec ces derniers. Le deuxième type est constitué par des roches à deux temps de cristallisation, avec cristaux du premier temps corrodés. Il s'agit donc de rhyolites nettement différentes des premières.

*Gisements.* — Ces roches ne sont pas limitées dans une zone particulière du Haut Massif. Pourtant, on peut distinguer quatre territoires privilégiés :

1° Le Combeynot. Les filons y sont abondants et intérogranitiques. On peut noter que les microgranites sont aussi abondants dans cette zone.

(1) Il est bien entendu que dans les trois pages précédentes, les termes pétrographiques sont utilisés avec le sens que P. Termier leur a donnés.

2° La région du refuge Tuckett. Là, sur la rive gauche du Glacier Blanc, les gneiss sont entrelardés de filons blancs qu'à l'œil nu on prend pour des filons de quartz, mais qui, en lame mince, montrent des éponges de quartz globulaire.

3° La région du Sélé, Pointe du Riéou Blanc, base d'Ailefroide. Il s'agit là de rhyolites à deux temps de cristallisation très typiques.

4° Enfin, le vallon des Étançons possède certainement des filons rhyolitiques, mais je n'ai pu découvrir le gisement de la roche qu'on trouve dans les éboulis; le bloc qui soutient le milieu de la passerelle de bois de Châtelleret est ainsi constitué d'une rhyolite à caractères très particuliers.

1° MICROGRANITE FILONNIEN DU COMBEYNOT.

Dans le massif du Combeynot, de nombreux filons traversent le granite. Il s'agit de roches par conséquent postérieures à ce dernier ou datant au moins d'une phase tardive de la mise en place de ce dernier. Ce sont des filons de quelques décimètres ou quelques centimètres d'épaisseur en général, difficilement cartographiables par conséquent. Isolés, les échantillons montrent une couleur beige sale, avec une patine fréquemment ferrugineuse et une cassure esquilleuse qui fait penser à certains silex ou jaspes. Un des caractères les plus constants est la tendance à se débiter en petits parallépipèdes, conséquence de la nature filonienne.

Un des échantillons, en provenance du ravin de Fontanil (45-54) [28] va nous montrer des faits intéressants : en lame mince, on voit une roche *entièrement cristallisée* avec deux tailles de cristaux très nettement distincts : mais les petits cristaux ont l'air d'occuper des filonnets autour des cristaux plus volumineux comme s'il s'agissait d'une recristallisation d'origine tectonique : l'aspect rappelle assez certaines mylonites aux premiers stades de broyage du massif; ceci est encore souligné par les extinctions roulantes des gros cristaux et les ondulations des lignes de mâcles de cristaux d'albite. Les seuls cristaux sont pratiquement des cristaux d'albite et de quartz. L'aspect extérieur de la roche dément tout à fait cette impression, mais ces particularités n'ont rien qui doivent nous étonner, car l'ensemble du massif du Combeynot a été passablement écrasé et le granite, quoique sain, montre tout à fait les caractères d'un granite protoginique. En définitive, il s'agit d'un microgranite plutôt que d'une rhyolite *postérieur à la mise en place principale*. On peut se demander si ces filons sont en rapport avec le microgranite dont on sait qu'il est un faciès bordier du granite de Combeynot (p. 136). Je n'ai pu vérifier cela sur le terrain, mais cela me paraît très probable : il s'ensuivrait que le microgranite

serait légèrement postérieur au granite et on ne peut s'empêcher de noter combien cela coordonne et explique les variations des bordures du granite; le microgranite apparaît dès lors comme une sorte de laccolithe injecté postérieurement à la mise en place du granite entre celui-ci et les roches encaissantes. Le faciès bordier normal, c'est l'aplite et non le microgranite. Il faut des conditions assez particulières pour que ce dernier soit une forme de bordure.

Une analyse chimique de l'échantillon donne les résultats suivants :

|                                      |        |
|--------------------------------------|--------|
|                                      | [28]   |
| SiO <sub>2</sub> .....               | 73,6   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 14,5   |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,18   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,2    |
| FeO.....                             | 1,8    |
| MnO.....                             | 0,46   |
| MgO.....                             | 0,7    |
| CaO.....                             | 0,2    |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 7      |
| K <sub>2</sub> O.....                | 0,4    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,06   |
| CO <sub>2</sub> .....                | "      |
| H <sub>2</sub> O.....                | 1,1    |
|                                      | 100,20 |
| Q.....                               | 28,6   |
| Or.....                              | 2,36   |
| Ab.....                              | 59,30  |
| An.....                              | 0,64   |
| Cor.....                             | 2,30   |
| Ap.....                              | 0,12   |
| Il.....                              | 0,30   |
| Ma.....                              | 0,23   |
| MgSiO <sub>3</sub> .....             | 1,75   |
| FeSiO <sub>3</sub> .....             | 3,69   |
|                                      | 99,29  |
| H <sub>2</sub> O.....                | 1,1    |
|                                      | 100,39 |

$$I. 4. 1. 5$$

$$\frac{\text{or}}{\text{plag}} = 0,039$$

$$\text{An} \% = 1$$

$$\Sigma B = 6,09$$

Ces résultats peuvent paraître inattendus : le caractère hypersodique de la roche est, dans les roches granitiques ou dérivées du granite du massif, assez exceptionnel. Ce caractère hypersodique est accusé par une extrême faiblesse de teneur en potasse : de sorte qu'on ne peut dire que la roche soit hyperalcaline, comme c'est le cas pour les aplites décrites avec le granite. Malgré la forte teneur en soude, la somme des alcalis (en molécules) n'atteint pas le nombre des molécules d'alumine; il y a place pour de l'anorthite, et même, en raison de la très faible teneur en chaux, pour du corindon libre. En un mot, la roche est hypersodique, elle n'est pas hyperalcaline. Nous avons noté le caractère hyperalcalin sodique des aplites de bordure (chap. II, p. 138) et nous avons fait remarquer l'existence d'un « front de soude » en avant du granite ou à sa périphérie. Le caractère que l'on retrouve ici doit-il amener à considérer le microgranite en question comme faisant partie du même ensemble?

A cette manière de voir, qui consiste en somme à assimiler au point de vue origine et âge, cette roche aux aplites, et par là même au granite, plusieurs objections peuvent s'opposer.

1. La teneur en silice (73,6) est sensiblement celle du granite alors que les formes bordières sont en général plus siliceuses. Ceci apparaît encore plus nettement si on calcule le paramètre de Niggli  $f(\text{si}) = 392$ , valeur faible, même dans l'ensemble granitique. Mais nous avons vu une aplite (42-88, p. 126) présenter des caractères analogues ( $f(\text{si}) = 460$ ) : l'objection est donc à elle seule insuffisante.

2. Le gisement de cette roche implique qu'elle est *postérieure* au granite; elle se trouve dans la même situation que les kersantites (lesquelles sont d'ailleurs bien représentées dans le massif du Combeynot), elle ne peut être considérée comme faisant partie de « l'enveloppe extérieure » du batholite ou granite.

3. L'anomalie de teneur en alcalis déjà signalée plus haut, apparaît encore plus nettement si l'on place le point figuratif de la roche dans le triangle K-Ca-Na : il ne peut s'insérer en aucune manière dans l'aire parfaitement délimitée du granite du Pelvoux, dans laquelle se logent parfaitement les autres analyses de rhyolites qu'on étudiera plus loin. Il en va de même dans un diagramme K/Na (fig. 14) établi en molécules pour cent; sur un tel diagramme l'aire des granites et rhyolites est très nettement délimitée : en dehors de cette

aire ne se trouvent guère que des aplites et l'échantillon d'orthophyre : encore ce dernier est-il au voisinage immédiat. Le microgranite du Combeynot est très aberrant. Il est curieux de constater qu'il se trouve inclus dans l'aire très allongée des mélaphyres (en traits interrompus) : j'élimine de cette aire l'échantillon très potassique E 88 (45) qui doit représenter (p. 202) une anomalie dans l'ensemble éruptif triasique et dont le point figuratif se trouve très

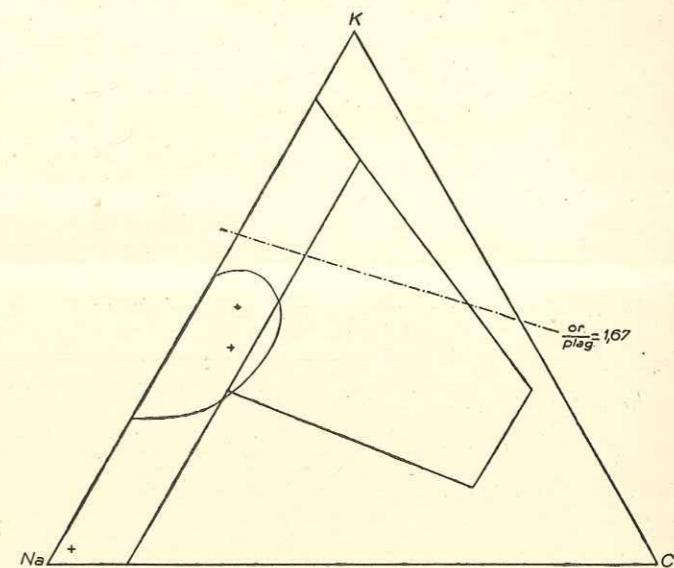


Fig. 15. — Les rhyolites : diagramme K-Na-Ca'. — On a figuré l'aire de répartition du granite du Pelvoux. On voit combien les rhyolites sont peu différentes du granite franc au point de vue chimique : elles se situent dans la partie moyenne d'une manière très remarquable. Le microgranite filonien du Combeynot est très excentrique (près du sommet Na).

isolé. L'aire des kersantites est moins bien délimitée car certains échantillons se situent assez excentriquement. Cette parenté avec la composition alcaline des mélaphyres mérite d'être soulignée : le microgranite du Combeynot est une roche sodique, comme l'est la moyenne des mélaphyres. Il serait dangereux, sur une seule analyse, d'inférer à une parenté d'âge pour des roches aussi éloignées. Elle n'a sans doute pour signification que la tendance à la sodicité que présentent toutes les roches de la région.

Cette roche est donc dans l'ensemble granitique, la seule roche anomalique de 19 analyses consacrées aux roches granitiques et rhyolitiques. Mais dans les analyses de P. Termier, l'analyse du microgranite du Tabuc était également aberrante, et nous avons vu qu'il fallait en déduire qu'il y avait une certaine interaction entre le microgranite et les roches encaissantes non métamorphiques (endomorphisme). De toute façon, les roches microgrenues du massif du Combeynot apparaissent donc comme des exceptions dans le massif. Les objections formulées ci-dessus ne sauraient par conséquent constituer des motifs dirimants contre l'interprétation proposée plus haut : on retrouve, sinon dans le microgranite (dont je n'ai pas fait effectuer d'analyses), du moins dans les filons qui lui ont donné naissance, les caractères habituels du front du batholite, observés dans les aplites de bordure : énorme prépondérance de la soude, accompagnée ici d'une extrême faiblesse de teneur en potasse.

*Nous pouvons d'autre part saisir là une des causes probables de la différence de comportement du bord du batholithe suivant les points : nous avons, au chapitre précédent, admis que la raison principale était la différence de composition des roches encaissantes, amenant la différence de comportement; ajoutons-y qu'en plus le microgranite ne s'est sans doute pas mis en place en même temps que le granite, mais postérieurement à lui (au moins postérieurement à la mise en place du front de batholithe qui est évidemment la partie consolidée la première).*

On peut se poser la question : le métamorphisme de contact a-t-il débuté avant la mise en place de cette sorte de gâteau laccolithique que constitue, en exagérant un peu les faits, le microgranite, ou est-il dû seulement au microgranite ? Il est difficile de répondre, mais il paraît bien douteux que le microgranite, qui constituait une masse relativement peu importante, ait eu la capacité calorifique voulue pour provoquer la transformation et la digestion des schistes encaissants. Dans l'Aar, il n'y a pas de phénomènes de métamorphisme au contact du microgranite [Swiderski (357)]. Le granite était déjà consolidé lorsque le microgranite est venu se loger, mais sans doute n'y a-t-il pas eu des phases nettement séparées : trop de choses nous échappent, ne serait-ce que la température réelle de fusion du microgranite (qui pourrait fort bien être plus basse que celle du granite lui-même par simple changement des molécules chimiques en présence) pour qu'on puisse sérier d'après

quelques analyses chimiques et des observations sur le terrain, la suite précise des phénomènes de mise en place de ces formations. Il n'en reste pas moins que l'existence de filons de microgranite dans le Combeynot permet d'expliquer le comportement particulier du bord du culot granitique dans ce petit massif.

## 2° LES RHYOLITES DU GLACIER BLANC.

Elles sont nettement différentes de la précédente. A l'aspect extérieur elles sont blanches avec des lisérés bleus suivant des lignes de diaclases. Sous le marteau elles éclatent littéralement en multiples esquilles à bords tranchants. Leur aspect extérieur est le même que celui des filons de quartz courants dans le massif, et il n'y a rien d'étonnant qu'elles aient passé inaperçues des auteurs précédents.

L'aspect en lame mince est celui d'éponges de quartz à extinction vaguement centrée. Les sphérolites ne sont toutefois pas très visibles, et l'aspect assez fréquemment celui des microgranites à grain très fin. Au demeurant, la planche 23 montre une de ces rhyolites à un grossissement assez faible.

Une analyse chimique de l'échantillon photographié planche XXIII a donné les résultats suivants :

|                                      |         |
|--------------------------------------|---------|
|                                      | [29]    |
|                                      | (42-30) |
| SiO <sub>2</sub> .....               | 73,2    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 15,3    |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,1     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,07    |
| FeO.....                             | 0,6     |
| MnO.....                             | 0,04    |
| MgO.....                             | 0,9     |
| CaO.....                             | 0,6     |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 3,1     |
| K <sub>2</sub> O.....                | 5,1     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,14    |
| CO <sub>2</sub> .....                | 0,18    |
| H <sub>2</sub> O.....                | 1       |
|                                      | 100,33  |

|                          |        |
|--------------------------|--------|
| Q.....                   | 33,6   |
| Or.....                  | 30,0   |
| Ab.....                  | 26,2   |
| An.....                  | 1,11   |
| Cor.....                 | 4,28   |
| Ap.....                  | 0,31   |
| Il.....                  | 0,18   |
| Ma.....                  | 0,09   |
| FeSiO <sub>3</sub> ..... | 0,93   |
| MgSiO <sub>3</sub> ..... | 2,20   |
|                          | <hr/>  |
|                          | 98,81  |
| Cc.....                  | 0,4    |
| H <sub>2</sub> O.....    | 1      |
|                          | <hr/>  |
|                          | 100,21 |
|                          | <hr/>  |

$$\text{Paramètres} \left\{ \begin{array}{l} \text{I. (3) 4.1.3} \\ \text{or} \\ \text{plag} = 1,1 \\ \text{An} \% = 4 \\ \Sigma B = 3,70. \end{array} \right.$$

Il est intéressant de noter que cette roche n'est pas hypersiliceuse, au moins autant qu'on pourrait s'y attendre. Dans la série d'analyses du granite du Pelvoux, on trouve des roches aussi riches en silice; le paramètre de Niggli correspondant  $Si = 413$  n'est nullement élevé. A ce titre cette roche ne paraît donc nullement une différenciation magmatique du granite du Pelvoux, mais comme une forme minéralogique distincte du même magma. Elle ne peut se rapprocher des aplites hyperalcalines que nous avons étudiés plus haut.

3° LES RHYOLITES DU SÉLÉ.

Ce sont les plus curieuses. Sur le terrain elles se présentent sous un aspect très différent des précédentes; l'amas le plus intéressant, où la roche est la plus fraîche, est celui qui forme le sommet de la pointe sud du Riéou Blanc,

au sud du glacier de Sélé. C'est une roche qui, microscopiquement, a un aspect plutôt grenu (dû à la mise en saillie des phénocristaux) et vaguement lité; on pense à un gneiss anatexique, de type un peu aberrant, plutôt qu'à une roche filonienne.

La lame mince montre une roche à deux temps de cristallisation extrêmement nets, avec de volumineux cristaux de premier temps formés de quartz, de gros feldspaths calcosodiques et de chlorite. Le quartz montre des figures tout à fait remarquables très nettes sur les photos 1 et 2 de la planche XXIII. Certains cristaux sont nettement automorphes. Les feldspaths de premier temps sont de l'albite et de l'orthose en cristaux automorphes très volumineux, légèrement altérés.

Il y a également de la chlorite du premier temps avec des cristaux de chlorite plus ou moins colorée, et la différence de teinte apparaît très nettement sur la photo 1 de la planche XXIII, en lumière naturelle.

Le second temps est formé de très petits cristaux groupés en une association qui rappelle les éponges de quartz globulaire.

L'analyse chimique et le calcul de la composition virtuelle donnent les résultats suivants :

|                                      |       |
|--------------------------------------|-------|
|                                      | [30]  |
| SiO <sub>2</sub> .....               | 67,8  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 16,7  |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,3   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,1   |
| FeO.....                             | 2,1   |
| MnO.....                             | 0,57  |
| MgO.....                             | 0,85  |
| CaO.....                             | 1,3   |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 3,2   |
| K <sub>2</sub> O.....                | 4     |
| CO <sub>2</sub> .....                | 0,58  |
| H <sub>2</sub> O.....                | 1,9   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,18  |
|                                      | <hr/> |
|                                      | 99,58 |
|                                      | <hr/> |
|                                      | 111.  |

|                          |       |
|--------------------------|-------|
| Q.....                   | 30,05 |
| Or.....                  | 24,05 |
| Ab.....                  | 26,95 |
| An.....                  | 1,67  |
| Cor.....                 | 6,47  |
| Il.....                  | 0,61  |
| Ap.....                  | 0,37  |
| Ma.....                  | 0,14  |
| FeSiO <sub>3</sub> ..... | 4,26  |
| MgSiO <sub>3</sub> ..... | 2,10  |
|                          | <hr/> |
|                          | 96,67 |
| Cc.....                  | 1,3   |
| H <sub>2</sub> O.....    | 1,9   |
|                          | <hr/> |
|                          | 99,87 |

I. (3) 4.1.3

 $\frac{\text{or}}{\text{plag}} = 0,86$ 

An % = 5,6

 $\Sigma B = 7,48$ 

Là encore, et plus que pour la rhyolite du Glacier Blanc, la roche a la composition d'un granite banal. Au plus notera-t-on une proportion de barylites plutôt forte pour le massif.

La composition de ces rhyolites apparaît encore mieux comme représentant un aspect moyen et non extrême du magma granitique si l'on reporte sur un diagramme triangulaire CaO-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O, où l'on a porté l'aire de granite du Pelvoux (cf. le diagramme 9, p. 121) les points figuratifs des rhyolites analysées jusqu'ici se placent autour du centre de l'aire (fig. 15).

D'autres rhyolites existent dans la même région et présentent parfois des caractères microscopiques très curieux. C'est ainsi que sur l'arête nord de la pointe sud du Riéou Blanc on trouve un filon d'apparence quartzreuse mais vert vif. En lame mince, on voit qu'il s'agit d'une rhyolite mylonitisée, montrant des amas de quartz à extinctions centrées et des nids de quartz enserrant des cristaux très petits d'éléments ferromagnésiens.

Sur la rive droite du Glacier du Coup de Sabre, on trouve un filon analogue de couleur vert émeraude : il s'agit sans doute encore d'une rhyolite mais la mylonitisation est complète et la roche très altérée : la plupart des minéraux sont épigénisés et méconnaissables; il faut y noter l'abondance relative du sphène.

## 4° LES RHYOLITES DU CHÂTELLERET.

J'ignore le gisement originel du gros bloc qui sert de support, au milieu du torrent des Etançons, à la passerelle du Châtelleret. Cette roche curieuse, qui m'avais été naguère signalée par J. Letourneur, est une sorte de brèche, à éléments anguleux, de couleur rouge, noyés dans des filons quartzeux; ces derniers étant imprégnés d'un minéral de couleur verte.

En lames minces, la zone rouge se montre comme constituée par une rhyolite à quartz globulaire montrant beaucoup d'oligiste. Les parties vertes montrent du quartz largement cristallisé, imprégné d'éléments minéraux verts sans formes caractérisées, et diffus dans l'ensemble : il s'agit sans doute de chlorite.

Les éléments rouges qui donnent aux zones microlithiques leur couleur, semblent être de deux sortes : les uns brun violacé, très petits, sont quasi-opaques; les autres, également de très petite taille, sont transparents et rouge orangé vif. Il s'agit probablement d'oligiste plus ou moins chargé de manganèse.

D'autre part, on peut supposer que le mode de gisement de cette roche est semblable à celui du microgranite du Combeynot : en effet, dans tout le vallon des Etançons, il n'y a que du granite si on excepte le gneiss du Plaret. Or, la position du bloc est telle qu'il ne peut en provenir; d'autre part, l'affleurement de gneiss au Plaret a été suffisamment exploré pour qu'il soit douteux qu'une telle formation ait passé inaperçue : la rhyolite du Châtelleret était donc probablement comme la roche du Combeynot en filon dans le granite. Sans doute s'était-elle glissée dans une diaclase qui, ayant rejoué ultérieurement, a été cimentée par du quartz.

Il n'a pas été procédé à l'analyse chimique de la roche; j'ai craint qu'en raison de l'hétérogénéité des échantillons, elle ne signifie pas grand chose.

Il reste à définir les conclusions de cette étude des roches filoniennes quartziques du massif.

*Les unes (Combeynot) sont des microgranites, en liaison avec cette forme bordière des massifs granitiques.*

*Les autres, passées inaperçues jusqu'à présent, sont des rhyolites à deux temps de cristallisation très nets. On les rencontre, injectant les schistes cristallins, et elles ont la*

composition chimique des granites du massif. Elles n'en diffèrent ni par les éléments minéralogiques, ni par la composition chimique virtuelle. Elles ne présentent pas les caractères d'hyperalcalinité habituels aux aplites. Si elles ont les mêmes conditions de gisement que ces derniers, elles ne sauraient être considérées comme une variation secondaire de celles-ci (correspondant par exemple à un refroidissement plus rapide). Elles sont seulement une forme microlithique du granite du Pelvoux, et à ce titre elles forment, avec les diverses variétés de granite, un seul et même ensemble lithologique.

## II. — ORTHOPHYRES.

P. Termier signale dans le massif des Écrins trois affleurements d'orthophyres en dykes ou filons localisés, et représentant évidemment des cheminées de sorties des volcans carbonifères ayant donné issue à ces roches. Deux d'entre eux se situent aux abords de Saint-Christophe, un aux Bernardières, l'autre aux Fontaines bénites, le troisième au col de la Gandolière.

Je n'ai pas trouvé d'autres affleurements que ceux indiqués par P. Termier. Des trois affleurements ci-dessus définis, seuls les deux premiers ont été visités, et je n'ai pas eu l'occasion de voir la roche du col de la Gandolière, *en place*. On en trouve des blocs sur la moraine du Glacier de la Selle, et elle se présente comme celle de l'affleurement des Bernardières.

L'affleurement des Fontaines bénites, le seul des trois qui soit filonien, n'est en réalité pas constitué par de l'orthophyre : c'est un filon de kersantite dont l'aspect sera décrit au paragraphe suivant (41-36) et l'analyse étudiée.

L'affleurement des Bernardières est un dyke de petites dimensions aux limites assez indécises; la roche est massive de teinte bleutée (très semblable aux variétés d'orthophyres connues sous le nom de pierre bleue des Arves). En lame mince, la roche montre deux temps de cristallisation et la texture assez confuse présente des plages de macrocristaux d'orthose avec au second temps des sortes d'éponges de quartz et de feldspaths. Les éléments ferromagnésiens font à peu près défaut. Cet aspect ne permet pas de dénommer trachyte cette roche qui se rapproche, étant donné la présence de quartz, d'une rhyolite, d'ailleurs très différente des rhyolites déjà décrites. C'est, de toute façon, une roche nettement différente de toutes les autres roches éruptives intracristallines du massif.

L'analyse chimique d'un échantillon de cette roche (45-69) [31] donne les résultats suivants :

|                                      | [31]   |
|--------------------------------------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 63,1   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 15,9   |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,54   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,8    |
| FeO.....                             | 3,1    |
| MnO.....                             | 0,9    |
| MgO.....                             | 1,6    |
| CaO.....                             | 4,1    |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 3,1    |
| K <sub>2</sub> O.....                | 3,9    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,32   |
| CO <sub>2</sub> .....                | 0,58   |
| H <sub>2</sub> O.....                | 2,1    |
|                                      | <hr/>  |
|                                      | 100,04 |
|                                      | <hr/>  |
| Q.....                               | 17,28  |
| Or.....                              | 23,09  |
| Ab.....                              | 26,20  |
| An.....                              | 17,91  |
| Ap.....                              | 0,68   |
| Il.....                              | 1,01   |
| Ma.....                              | 1,16   |
| CaSiO <sub>3</sub> .....             | 0,23   |
| FeSiO <sub>3</sub> .....             | 5,67   |
| MgSiO <sub>3</sub> .....             | 4,00   |
|                                      | <hr/>  |
|                                      | 97,23  |
|                                      | <hr/>  |
| H <sub>2</sub> O.....                | 2,1    |
| CO <sub>2</sub> .....                | 0,58   |
|                                      | <hr/>  |
|                                      | 99,91  |

(I) II.4.'3.3

$\frac{\text{or}}{\text{plag}} = 0,52$   
 $\text{An} \% = 40,6$   
 $\Sigma B = 12,75$



Les paramètres magmatiques font ranger cette roche dans les rhyolites monzonitiques. Il est intéressant de la comparer aux kersantites quartziques. Deux roches lamprophyriques présentent en effet les mêmes paramètres : 42-86 (Glacier des Sellettes), et 38-15 (col du Canard). Cette dernière avait été définie par P. Termier comme une microdiorite à amphibole (analyse,

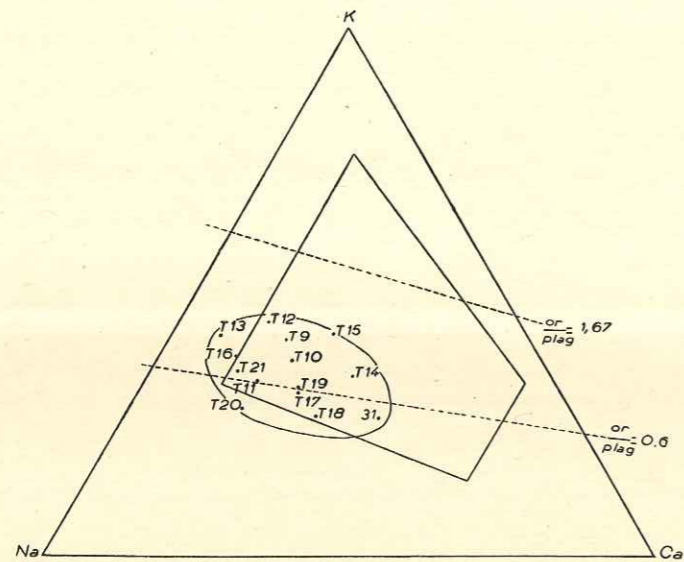


Fig. 16. — Les orthophyres : paramètres  $r$  et  $s$ . — On a marqué les points figuratifs des analyses de Termier et celle du dyke des Bernardières (31). Le quadrilatère limite l'aire des rhyolites calco-alcalines, les rhyolites monzonitiques étant limitées par la ligne orthose-plagioclases = 1,67. Ce schéma montre très bien la place réelle de ces roches dans la classification : elles sont à cheval sur les rhyolites alcalines, calcoalcalines, et l'équivalent microlithique des granodiorites (dacites).

p. 182). Il est aisé de voir que si les paramètres sont les mêmes, les caractéristiques chimiques restent nettement différentes : les barylites sont en quantité beaucoup plus faible : 12,75 contre 18,27 et 22,62. Encore faut-il noter que précisément ces deux kersantites sont celles qui présentent dans l'ensemble des analyses de ces roches le  $\Sigma B$  le plus bas.

La quantité de silice est nettement plus forte, et cette différence est encore accentuée par le fait que — on le notera page 185, la kersantite du glacier des Sellettes présente un peu de quartz secondaire qui augmente la quantité des

quartz libre virtuel. Les compositions virtuelles apparaissent généralement comme assez distinctes : corindon libre dans un cas, diopside dans l'autre. La teneur en magnésie est nettement différente.

Il ne faut toutefois pas exagérer ces diversités : les deux magmas sont somme

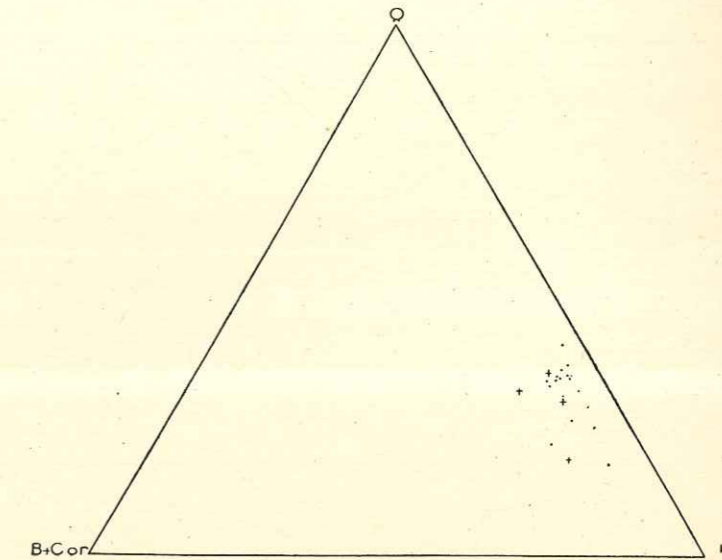


Fig. 17. — Les paramètres  $p$  et  $q$  : granites, rhyolites, orthophyre. — Dans ce diagramme triangulaire où on a porté suivant les hauteurs les valeurs proportionnelles (telles que leur somme soit égale à 100) du quartz, des feldspaths et des barylites (auxquels on a ajouté le corindon), ce qui revient à très peu près à déterminer dans le plan du triangle les paramètres  $p$  et  $q$ , l'aire du granite (points) est assez nettement déterminée; les roches filoniennes leucocrates (croix) appartiennent manifestement à la même série. Ce diagramme ne suffit pourtant pas à lui seul à établir la parenté de ces roches, car on sait que pour les roches leucocrates quartziques, les paramètres  $r$  et  $s$  sont les données cardinales (cf. fig. 6, 9, 15, 19)

toute assez voisins. Mais les différences restent suffisantes pour que la similitude d'origine et l'identité d'âge restent assez douteuses.

P. Termier a donné de nombreuses analyses d'orthophyres, dans diverses publications successives (360, 362, 375). Certaines ont trait aux mêmes roches; les premières analyses publiées étant entachées d'erreurs en ce qui concerne l'alumine et le fer.

En s'en tenant aux dernières analyses publiées, les plus intéressantes parce

qu'elles portent une indication d'origine, on peut noter un certain nombre de points intéressants : la teneur en silice varie de 59,5 à 67,5, elle est telle, étant donné les teneurs en alcalis et chaux que le paramètre  $q$  n'atteint jamais 5. Quant à  $p$ , la faible teneur en barylites le maintient manifestement à II, sinon I. Ce sont donc des roches plutôt rhyolitiques que trachytiques (fig. 17).

Termier a été frappé de l'aspect microscopique qui rappelle les phonolites. Mais il note l'absence de feldspathides, en pensant d'ailleurs qu'ils ont pu disparaître, et aussi l'absence de pyroxènes sodiques. L'analyse chimique toutefois ne peut laisser soupçonner qu'on puisse avoir affaire à des para ou épiphonolites.

$r$  et  $s$  sont intéressants à calculer. Je me suis livré à ce petit travail sur les treize analyses du mémoire précité de P. Termier (435). Il s'agit d'orthophyres des Grandes Rousses, la dernière T<sub>21</sub> présentant la particularité qu'il s'agit d'un galet dans une coulée d'orthophyre (sans doute est-ce la même roche, signalée précédemment par P. Termier (369) comme galet de porphyrite labradorique dans l'orthophyre).

$r$  est égal à 2 dans onze analyses sur treize, les deux autres fournissant  $r = 1'$  et  $r = 1(2)$ . Il s'agit sans doute pour ces dernières de roches secondairement décalcifiées : on sait que pour les mélaphyres, ce phénomène se produirait fréquemment (p. 190).

$s$  est constant et égal à 3 pour toutes les analyses sauf une (numérotée T<sub>20</sub> sur le diagramme triangulaire)<sup>(1)</sup>.

Le diagramme triangulaire K-Na-Ca correspondant est intéressant à construire. Il montre l'homogénéité des résultats et explique mieux qu'une longue discussion les deux anomalies ci-dessus.

Il faut noter que l'analyse du dyke des Bernardières reste assez nettement en dehors du groupe des analyses de P. Termier. Pourtant elle se loge dans la même catégorie de roches. Ce diagramme montre très bien que le domaine des orthophyres déborde très nettement sur l'aire du granite du Pelvoux, bien que ces roches soient au total, assez nettement plus calciques.

Ce n'est évidemment pas suffisant pour établir la parenté entre ces deux formations, mais cela montre, en tous cas, qu'il n'y a pas d'incompatibilité. Pourtant, si les ressemblances apparaissent très nettes en ce qui concerne les felds-

<sup>(1)</sup> Les analyses de l'article de P. TERMIER (1 à 13) sont ici numérotées T<sub>9</sub> à T<sub>21</sub>, pour ne pas créer de confusion avec les analyses personnelles ou celles de TERMIER déjà étudiées.

paths, on peut aussi observer de sérieuses différences : la magnésie est toujours beaucoup plus abondante dans les orthophyres, son taux ne descendant pas au-dessous de 1,4 p. 100 et montant jusqu'à 3,65. De même, le fer (dosé en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> comme dans toutes les analyses dues à P. Termier) varie de 3,41 à 8,4 : cela dépasse nettement les taux habituels du granite du Pelvoux et des rhyolites connexes.

Nous pouvons donc déduire de cela deux conclusions fermes :

1° Les orthophyres ne sont pas une variation latérale des rhyolites décrites dans le massif et les dykes des Bernardières et de la Gandolière représentent bien des cheminées de sortie de ces roches carbonifères ;

2° Ces roches ne sont pas, suivant la nomenclature actuelle, des trachytes, mais des rhyolites à plagioclases (de la branche des rhyolites monzonitiques).

Ceci corrobore tout à fait les observations faites en lame mince sur les orthophyres des Rousses par P. Termier : il note de l'apatite avec inclusion de mica noir, un peu de fer oxydulé, des zircons, de volumineux feldspaths : oligoclase-labrador (ce qui n'est guère compatible avec les résultats d'analyse chimique) et du quartz exprimé ; l'amphibole est rare. Au deuxième temps, il y aurait surtout de l'orthose.

Tout cela est, dans l'ensemble, parfaitement cohérent. La parenté avec le granite est réelle, mais avec des différences. Celle avec les kersantites ne l'est guère moins : analogie fréquente des paramètres magmatiques (au moins pour les plus riches en silice de ces dernières) ; mais les kersantites sont — ou ont été — plus chargées en chaux et même en fer.

Ces roches font manifestement partie du même fond magmatique que le granite et les schizolites. On ne peut en inférer l'âge du granite, car il est probable qu'il y a eu, plus ou moins, permanence des conditions magmatiques au cours des temps géologiques au moins pendant une longue période.

P. Termier donnait en 1892 (359) pour les roches filoniennes du massif, la succession suivante : porphyrites, orthophyres et microgranulite au Houiller, puis nouvelles porphyrites au Permien, et mélaphyres au Trias. C'était admettre implicitement que le granite du Pelvoux était d'âge houiller puisqu'il logeait dans ce système sa forme de bordure (microgranulite du Pelvoux).

En 1904, il n'est plus aussi affirmatif : à ce moment il considère que la roche du Freney est un galet d'orthophyre (et non de porphyrite) dans une

coulée d'orthophyre (il n'est toutefois pas absolument certain que ce soit la même que celle de 1892). Il renonce à donner une succession d'âge.

Pour nous, à part orthophyres et mélaphyres, nettement datés par leur interstratification dans le Houiller et le Trias, la question reste douteuse : les orthophyres ne sont pas « la forme effusive d'un magma syénitique » comme le pensait P. Termier (435), mais si ces roches se rapprochent des rhyolites du massif, elles en diffèrent toutefois par certains caractères. Elles ne sont donc pas assez proches du granite pour faire partie, avec certitude, du même cortège de mise en place.

### III. — KERSANTITES : « DIABASES » ET « LAMPROPHYRES ».

DÉFINITIONS. — P. Termier définit ainsi les lamprophyres et les diabases (feuille de Briançon) :

« *Diabases* : roches ophitiques, à grain moyen, renfermant parmi leurs minéraux primaires de la hornblende brune et de la biotite. Toutes sont en voie de décalcification. La teneur originelle en chaux devait dépasser 10 p. 100; la teneur actuelle varie entre 0,3 et 6 p. 100.

*Lamprophyres basiques* : à augite et olivine. Innombrables filons dans les montagnes de la Haute Vallouise et du Haut Valgaudemar, parfois variolitiques sur leurs bords. Ces roches sont beaucoup moins feldspathiques que les mélaphyres. On ne connaît pas, dans la région, de basaltes qui leur correspondent. Moins de 50 p. 100 de  $\text{SiO}_2$ . Elles se rapprochent beaucoup des diabases du Pelvoux.

Remarquons que dans la nomenclature actuelle les noms ci-dessus devraient être inversés. Le terme de lamprophyres est actuellement réservé à des roches filoniennes à minéraux pneumatogènes tels que la biotite ou hornblende. Ce sont donc les diabases de P. Termier qui mériteraient le nom de lamprophyres. Quant aux lamprophyres de P. Termier, ils sont caractérisés plutôt par des minéraux pyrogènes. Il existe d'ailleurs des filons présentant à la fois de l'augite et de la hornblende brune. Le mode de gisement de toutes ces roches est le même : elles existent en filons ou en petits amas représentant probablement des dykes, interstratifiés soit dans le gneiss, soit dans le granite du Pelvoux

(Combeynot, Col Turbat, Roche de la Muzelle). Ce dernier mode de gisement montre que ces roches sont plus récentes que le granite. Il n'y a donc aucune impossibilité à ce qu'elles soient de même âge que les mélaphyres, mais c'est seulement après une étude détaillée et des comparaisons que nous pourrions envisager la probabilité de ce rapport.

Nous étudierons d'abord l'aspect minéralogique des roches à hornblende brune et biotite (diabases au sens de Termier), puis les roches à augite et hornblende brune, et à augite seule, mais la discussion des résultats d'analyses chimiques sera simultanée, des termes de passage existant d'un type à l'autre.

#### 1. Les roches à Hornblende.

Ce sont généralement des roches brunes de nature très ferrugineuse, montrant des paillettes brillantes de biotite ou de hornblende brune noyées dans une pâte très fine d'aspect souvent satiné; parfois la patine est plus verte ou plus jaunâtre, mais ces patines sont plus fréquentes dans la deuxième catégorie (roches à augite) que dans celle-ci. Enfin, il existe un type d'ailleurs commun avec les roches à augite : la roche se clive et se débite en fines esquilles fissiles et rappelle alors l'aspect de certains spilites. Il s'agit alors d'une variété laminée, transformée par des mouvements tectoniques et, invariablement dans ce cas, les éléments de la roche sont indéterminables au microscope, les lames minces sont tout à fait illisibles; tout est transformé, broyé, épigénisé en minéraux secondaires.

Au point de vue des structures, on connaît des formes holocristallines, à structure intersertale et des formes microlithiques; encore faut-il distinguer dans ce dernier cas des échantillons où les microlithes sont disposés sans ordre et d'autres où ils sont alignés, ce qui donne à la roche un aspect fluidal manifeste, mais cette fluidalité est peut-être partiellement secondaire, liée à des phénomènes d'écrasement, de laminage et de recristallisation.

On observe parfois, bien que ce soit assez rare, des différences d'aspect entre le centre et les bords du filon : les bords sont constitués par de la « variolite » et on verra plus loin les caractères de ces filons variolitiques; mais je n'ai rencontré cela que dans des filons à caractères mixtes (contenant à la fois de l'augite et de la hornblende).

*Lames minces.* — Les roches microlithiques sont souvent difficiles à interpréter en raison de l'altération de certains éléments et particulièrement des

microlithes. Lorsque les roches sont peu altérées, on voit des cristaux de premier temps intacts, constitués par de la hornblende brune, parfois en voie de déferrification, ou de la biotite. Il est assez exceptionnel de voir ces deux éléments dans une seule et même lame. Pourtant, c'est ce qui se produit dans l'échantillon 41-36 dont l'analyse chimique sera donnée plus loin. Il s'agit d'un filon visible sur la route de Saint-Christophe vers les Fontaines bénites, et noté par Termier comme trachyte (orthophyre). L'aspect microscopique se rapproche en effet, par sa teinte générale verte, de ce type de roche et elle apparaît assez écrasée. Mais l'examen microscopique dément cette apparence. Les cristaux ferromagnésiens sont à peu près les seuls visibles en premier temps, si l'on excepte quelques baguettes d'apatite.

Au deuxième temps, il y a essentiellement des feldspaths, formés surtout de fines baguettes. La damouritisation est la règle, et il est généralement impossible de les déterminer avec précision. Tantôt il s'agit de feldspaths alcalins : orthose (ou plus probablement anorthose), tantôt de plagioclases, sans doute très peu calciques. Aucun des feldspaths que j'ai pu déterminer, ne s'est révélé plus basique que l'andésine acide, et très généralement il s'agit d'albite ou, au plus, d'oligoclase. La question peut se poser de savoir si ces plagioclases sont tous acides originellement, ou si précisément seules les roches à feldspaths acides se sont conservées intactes. En d'autres termes, y a-t-il eu décalcification ? P. Termier le pensait et il fixait même à 10 p. 100 leur teneur originelle en chaux. La présence de taches de calcite, fréquente dans les échantillons altérés, le laissait supposer, mais il faut noter que la calcite est nettement plus fréquente dans les échantillons contenant des cristaux d'augite en premier temps, fréquemment altérée et épigénisée partiellement en calcite. La calcite, sans être absente, est beaucoup plus rare dans les roches à hornblende seule. Cela pourrait bien laisser impliquer que son origine doit être cherchée dans l'altération des éléments ferromagnésiens plutôt que dans celle des feldspaths. P. Termier cite dans des diabases non altérées des feldspaths rosés allant de  $Ab^5An^3$  à  $Ab^3An^7$  (368), soit de l'andésine acide au labrador. C'est donc nettement plus basique que ce que j'ai observé pour ma part, lorsqu'il a été possible de faire des mesures.

L'altération porte surtout sur le fond, ce qui rend difficile l'appréciation de la quantité éventuelle de verre, car il est aisé de prendre pour tel des produits plus ou moins serpentineux ou chloriteux. Il arrive fréquemment que cette altération gagne les cristaux de premier temps, dans quel cas la roche

devient totalement méconnaissable. C'est la biotite qui subsiste le plus longtemps, bien qu'elle se blanchisse facilement, mais elle est, alors, encore reconnaissable. Les feldspaths du premier temps, quand ils existent (leur présence n'est nullement une règle absolue, et il arrive fréquemment que ces minéraux n'existent que dans le deuxième temps), deviennent alors des agrégats micacés et ne sont plus reconnaissables que par leur forme générale. D'autres cristaux sont transformés en produits chloriteux ou serpentineux, vert très pâle en lumière naturelle et ne polarisant pas ou très peu.

L'apatite est un élément assez constant de ces roches en cristaux de taille légèrement plus grande que les microlithes. Le quartz n'est pas exceptionnel : bien qu'il soit plutôt secondaire, il est certainement primaire dans certains cas, et cela place ces roches à la limite des roches quartziques.

## 2. Les roches à augite.

Elles passent insensiblement aux premières par la présence de hornblende brune. Le type extrême ne renferme plus que de l'augite et de l'olivine. Ce sont alors les porphyrites de P. Termier (360) appelés ultérieurement lamprophyres par cet auteur. Nous avons vu plus haut ce qu'il fallait penser de cette désignation.

Le type de passage est parfaitement représenté par un échantillon de roche assez altéré (pour cette raison il n'a pas été procédé à l'analyse chimique) en provenance de la vallée de la Lavey ( $E_{34}$ ). C'est une roche montrant deux temps de cristallisation très nets sans qu'on observe une fluidalité quelconque dans le deuxième temps. Les phénocristaux, très altérés, sont de l'augite (et peut-être un peu d'olivine serpentinisée) ouralitisée : la forme est celle des cristaux d'augite, certains montrant encore des fragments de ce minéral, mais très généralement ce squelette d'augite est rempli d'une hornblende très pâle aux clivages caractéristiques. La hornblende brune, quoique rare, existe dans la roche mais elle est déferrifiée et plus ou moins transformée en hornblende verte. Au deuxième temps, on ne voit que des microlithes de feldspaths peu déterminables : orthose et plagioclases assez basiques. La roche présente sensiblement le caractère d'un basalte.

Un autre échantillon provenant de la même région (barre rocheuse sous le Glacier des Sellettes) montre une altération encore plus considérable : l'augite est entièrement ouralitisée, la hornblende brune et altérée sur les

bords. On observe des amas de calcite épigénisant des minéraux de premier temps méconnaissables (augite?), le quartz secondaire est très abondant. Le sphène se présente en multiples granules sur les cristaux de pyroxène transformés.

Un échantillon de « diabase » provenant du col Turbat montre le type augitique franc. A l'œil nu, l'échantillon ne se présente guère différemment de ceux précédemment décrits, sauf l'absence de phénocristaux de biotite ou de hornblende. En lame mince, l'aspect est celui d'une dolérite très altérée; l'augite, dont la forme minéralogique est encore reconnaissable, est entièrement serpentinisée. Les feldspaths par contre sont assez peu altérés. Ce sont surtout des plagioclases assez basiques : la moyenne se situe vers l'andésine basique.

Les lamprophyres de la région sud-est du massif fournissent de très bons exemples de roches filoniennes à augite. Les observations de P. Termier relatives à ces roches sont assez fragmentaires. Leur répartition géographique est plus étendue que ne le supposait Termier : ainsi un affleurement de roches correspondant exactement à la définition de P. Termier existe sur les rives du Glacier de la Muzelle; nous verrons toutefois qu'il s'agit d'une roche qui présente des caractères chimiques légèrement différents, bien que possédant les mêmes paramètres magmatiques.

D'autre part, il n'est pas possible de séparer ces roches des précédentes, car, des unes aux autres, il y a tous les intermédiaires. Un lamprophyre en provenance des Aupillous montre ainsi de l'augite très caractéristique (pl. XXV) et de la hornblende brune en fines baguettes. Le deuxième temps, très nettement distinct, est formé d'un feutrage de microlithes de hornblende et de feldspaths, orthose et plagioclases *acides*, le type le plus courant semblant être l'oligoclase. Des aiguilles très fines ne polarisant pas ou très peu se rencontrent, de ci, de là, groupées en faisceaux ou en bouquets. Le quartz n'est pas absent, et il n'est pas certain qu'il soit secondaire. Quelques plages de calcite, peu abondantes, se voient éparses dans la roche.

Nous avons noté l'existence de filons variolitiques sur les bords, déjà signalés par P. Termier. Un échantillon prélevé dans la zone variolitique d'un filon, près du col du Sellar (45-52) montre de la biotite, généralement chloritisée, groupée en amas sphéroïdaux. Le centre des amas est constitué par du quartz et une matière serpentineuse. De nombreuses baguettes aciculaires très réfringentes se voient un peu partout et représentent peut-être du corindon. La hornblende brune présente est complètement déferrifiée. Des macrocristaux

d'augite sont complètement épigénisés en quartz et serpentine. Il est probable que le centre de tous les sphéroïdes était primitivement composé de cristaux d'augite. Il y a eu ensuite épigénie et formation de quartz et serpentine, la structure de l'augite étant plus ou moins visible suivant les points. En tous cas, cette transformation doit être très ancienne, et dater peut-être même de la mise en place : la composition chimique globale ne paraît pas en avoir été très modifiée. On observe également quelques sphéroïdes épigénisés en calcite.

On voit que de toutes ces observations il est possible de tirer quelques conclusions intéressantes :

a. Il n'y a pas de distinction à faire entre « diabases » et « lamprophyres ». Il s'agit d'un cortège unique de roches qui contiennent *plus ou moins* de minéraux pneumatogènes, à côté de minéraux pyrogènes presque toujours présents ;

b. Ces roches sont, selon toute probabilité, des schizolites filoniens, équivalents barylitiques des aplites, donc des lamprophyres au sens habituel de ce terme. Elles se rapprochent beaucoup des kersantites de Bretagne ou encore des spessartites ou vosgésites. L'analyse chimique nous précisera leur position dans la classification ;

c. Leur mise en place est postérieure à celle du granite, puisqu'elles recourent cette formation. Si ce sont des schizolites du magma granitique, elles ne sauraient être très postérieures à la mise en place de ce dernier, mais l'étude des diagrammes de différenciation de Niggli nous permettra sans doute, sinon de résoudre cette question, du moins de l'étudier avec quelque détail ;

d. Leurs rapports éventuels avec les roches d'épanchement triasiques ne pourront également être discutés qu'après examen détaillé et discussion des analyses chimiques. Notons que l'opinion de P. Termier a varié à ce sujet : en 1895 (360), il admettait que les porphyrites étaient la forme filonienne des mélaphyres (effusifs) et qu'ils provenaient du même magma. Dans la notice de la feuille de Briançon au 1/80.000<sup>e</sup>, de quatre ans postérieure, il admet, ainsi qu'on l'a vu au début de ce chapitre, qu'on ne connaît pas, au contraire, de basaltes qui leur correspondent. Corrélativement, le vocable de désignation a changé. La raison essentielle qui a motivé le changement d'opinion de Termier semble être basée sur la différence de teneur en feldspaths, puisqu'il précise que les roches sont « beaucoup moins feldspathiques que les mélaphyres ».

## ANALYSES CHIMIQUES.

Il faut distinguer les analyses de P. Termier qui, comme toujours, sont incomplètes et sujettes à caution : tout le fer y est compté en fer ferrique, et elles pèchent probablement par déficience dans la teneur en potasse. Du fait des fortes teneurs en fer, le calcul de la composition virtuelle des roches correspondant à ces analyses est impossible : la teneur en fer totale se situe, en effet, vers 10 p. 100, soit de l'ordre de 140 millimolécules s'il s'agit de FeO, lesquelles fixeraient près du 1/7<sup>e</sup> des molécules de silice. Il s'ensuit que le calcul en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ferait apparaître de la silice virtuelle libre alors qu'elle devrait être engagée dans les barylites.

J'ai fait exécuter 12 analyses de ces roches, dont 3 de roches considérées par Termier comme « lamprophyres », une comme « orthophyre », 4 comme « diabases », une comme « microdiorite » (col du Canard), et 3 de roches non signalées. L'origine de ces roches est la suivante :

- (32) 45-52 variolite sous le col du Sellar;
- (33) 45-31 diabase altérée au col Turbat (gisement dans le granite);
- (34) 45-46 lamprophyre au pied de l'arête sud du pic des Aupillous;
- (35) 42-80 filon altéré aux châteaux du Sanchey (vallée de la Lavey);
- (36) 42-34 Eperon du Coolidge sur le Glacier Noir;
- (37) 42-81 filon rive gauche du torrent de la Muande (Lavey);
- (38) 41-36 « orthophyre » route de Saint-Christophe sous le hameau du Puy;
- (39) 45-48 lamprophyre sur l'arête sud des Aupillous;
- (40) 42-83 Pointe Jeanne (chaîne des Fétoules) « diabase »;
- (41) 41-42 Eperon nord de la Roche de la Muzelle;
- (42) 42-86 fond du vallon de la Lavey;
- (43) 38-15 microdiorite au col du Canard,

Les deux tableaux (p. 182) donnent les résultats d'analyses et les éléments de calcul.

Le tableau page 183 donne les paramètres et les diverses valeurs intéressantes.

Les paramètres majeurs  $p$ ,  $q$ ,  $r$ ,  $s$ , sont extrêmement homogènes,  $p$  est toujours égal à II,  $q$  à 5 (sauf deux exceptions sur lesquelles nous reviendrons),  $r$  est toujours égal à au moins 2 et est très généralement égal à 3. On peut

noter que les seules analyses où  $r = 2$  sont des roches altérées et où on trouve du corindon libre virtuel, preuve d'une déficience en chaux qui doit être secondaire. Il est probable qu'originellement le paramètre  $r$  était 3 ou très voisin de 3.

Le paramètre  $s$  est beaucoup plus variable, et corrélativement le rapport  $\frac{\text{orth}}{\text{plag}}$  n'a aucune homogénéité, bien qu'il soit toujours caractérisé par une valeur faible inférieure à 1. La valeur 3 de  $s$  est pourtant la plus courante. La valeur paramétrale 2 ne se rencontre que dans un échantillon, de type d'ailleurs exceptionnel (variolite).

Les paramètres barylitiques ne sont pas inintéressants à considérer. Pourtant, ils sont beaucoup moins homogènes que ceux des éléments blancs : c'est qu'en effet les paramètres  $h$  et  $k$  sont assez peu affectés par des altérations secondaires de la roche; il n'en va pas de même pour les paramètres  $l$  et  $m$ ;  $l$  particulièrement est directement affecté, puisque toute molécule de CaO disparue diminue obligatoirement sa valeur (alors que la valeur de  $r$  ne commence à varier que lorsque le déficit en chaux amène à ne plus compter du tout de chaux barylitique). Quant à  $m$  ( $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$ ) il est directement affecté par l'altération de FeO et sa transformation en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Nous savons déjà que toutes ces roches présentent à un degré plus ou moins net le faciès lamprophyrique. Au plus, certaines d'entre elles peuvent être considérées comme des filons de type effusif et, sans doute, s'agit-il alors de cheminées de sortie de volcans d'âges divers, carbonifères ou permo-triasiques. Le fait que certaines traversent le granite, peut-être carbonifère, n'est pas une objection : car rien n'indique que toutes ces formations en dépit de leur homogénéité relative soient de même âge, absolument.

D'après A. Lacroix (221), les kersantites ont pour paramètres II-III. 5. 2-3. 2-3 [2-3. 1-2. 1-2. 2-3], et les minettes calcoalcalines II. 5. 2. 2 [1-2. 1-3. 2. 1-3].

Si l'on examine les paramètres A, on voit que six analyses tombent nettement dans les limites des kersantites : 32, 34, 36, 37, 38, 40; mais si on examine les paramètres B de ces six roches, on observe deux anomalies : 32 et 34 montrent un paramètre  $h = 1$ .

Notons qu'il s'agit de roches assez leucocrates ( $p = \text{II}$ ); de telle sorte que

|                                      | 32    | 33    | 34    | 35     | 36     | 37     | 38    | 39      | 40    | 41     | 42    | 43       |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|---------|-------|--------|-------|----------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 49,8  | 44,6  | 50,5  | 55,8   | 51,9   | 52,7   | 53,5  | 47,7    | 50,0  | 51,8   | 56,5  | 53,9     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 15,1  | 15,2  | 17,3  | 18,5   | 16,2   | 15,9   | 15,4  | 15,8    | 17,8  | 15,3   | 19,8  | 17,3     |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,72  | 4,0   | 0,9   | 1,0    | 3,1    | 3,0    | 1,1   | 0,9     | 1,0   | 3,1    | 1,1   | 1,2      |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 0,1   | 7,4   | 0,5   | 1,0    | 3,4    | 1,8    | 2,8   | 3,5     | 3,2   | 1,6    | 1,9   | 5,6      |
| FeO.....                             | 6,0   | 4,9   | 6,4   | 5,7    | 8,3    | 9,3    | 3,3   | 6,2     | 4,1   | 10,4   | 1,4   | 3,0      |
| MnO.....                             | 0,12  | 0,3   | 0,2   | 0,1    | 0,26   | 0,18   | 0,13  | 0,17    | 0,15  | 0,2    | 0,13  | 0,14     |
| MgO.....                             | 7,4   | 4,3   | 5,0   | 6,0    | 4,8    | 3,8    | 5,4   | 8,7     | 8,5   | 3,8    | 5,5   | 4,6      |
| CaO.....                             | 5,4   | 5,2   | 5,6   | 1,3    | 2,4    | 7,0    | 5,3   | 7,0     | 7,7   | 6,1    | 3,5   | 6,0      |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 1,8   | 4,0   | 1,8   | 4,1    | 3,8    | 2,5    | 2,6   | 3,3     | 2,8   | 3,7    | 3,1   | 2,6      |
| K <sub>2</sub> O.....                | 4,9   | 1,4   | 2,9   | 2,7    | 3,6    | 2,4    | 5,5   | 2,0     | 2,7   | 2,7    | 3,0   | 2,7      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 1,1   | 0,5   | 0,4   | nd     | nd     | nd     | nd    | 0,5     | nd    | nd     | nd    | 0,54     |
| CO <sub>2</sub> .....                | 2,3   | 3,0   | 3,4   | nd     | nd     | nd     | nd    | 0,9     | nd    | nd     | nd    | 0,33     |
| H <sub>2</sub> O.....                | 4,8   | 5,1   | 5,3   | 4,2    | 2,6    | 2,0    | 4,6   | 3,8     | 2,0   | 1,6    | 3,6   | 2,67     |
| TOTAL.....                           | 99,54 | 99,9  | 100,2 | 100,4  | 100,36 | 100,58 | 99,63 | 100,47  | 99,95 | 100,3  | 99,53 | 100,58   |
| Q.....                               |       | 0,42  | 5,58  | 6,22   | 0,17   | 5,47   |       |         |       |        | 11,28 | 11,07    |
| Or.....                              | 28,95 | 8,28  | 17,24 | 16,0   | 21,3   | 14,18  | 32,5  | 11,7    | 16,0  | 15,93  | 17,80 | 16,0     |
| Ab.....                              | 15,20 | 33,84 | 15,20 | 34,60  | 32,2   | 21,15  | 22,0  | 27,78   | 23,68 | 31,30  | 26,20 | 22,0     |
| An.....                              | 18,62 | 19,31 | 25,86 | 6,45   | 11,97  | 25,08  | 14,03 | 22,55   | 27,92 | 17,10  | 17,38 | 24,20    |
| Cor.....                             |       |       | 1,68  | 6,48   | 1,66   |        |       |         |       |        | 5,05  | 1,25     |
| Ap.....                              | 2,32  | 1,08  | 0,72  |        |        |        |       | 1,06    |       |        |       | 1,18     |
| Il.....                              | 1,37  | 7,60  | 1,67  | 1,90   | 6,0    | 5,70   | 2,09  | 1,67    | 1,89  | 5,90   | 2,08  | 2,28     |
| Ma.....                              | 0,2   | 5,15  | 0,72  | 1,45   | 4,92   | 2,61   | 4,06  | 5,10    | 4,64  | 2,32   | 1,76  | 6,64     |
| Hé.....                              |       | 3,84  |       |        |        |        |       |         |       |        | 0,68  | 1,02     |
| CaSiO <sub>3</sub> .....             | 0,81  | 1,51  |       |        |        | 4,04   | 5,12  | 1,74    | 4,29  | 5,51   |       |          |
| MgSiO <sub>3</sub> .....             | 10,53 | 10,75 | 12,5  | 15,0   | 12,0   | 9,50   | 12,24 | 6,00    | 5,77  | 6,54   | 13,75 | 11,50    |
| FeSiO <sub>3</sub> .....             | 5,49  |       | 10,3  | 8,13   | 7,64   | 10,79  | 1,95  | 1,97    | 0,95  | 8,95   |       |          |
| 2MgO-SiO <sub>2</sub> ...            | 5,6   |       |       |        |        |        | 0,88  | 11,10   | 10,84 | 2,04   |       |          |
| 2FeO-SiO <sub>2</sub> ...            | 3,27  |       |       |        |        |        | 0,16  | 4,08    | 1,98  | 3,12   |       |          |
|                                      | 92,36 | 91,78 | 91,47 | 96,23  | 97,86  | 98,52  | 95,03 | 94,75   | 97,96 | 98,71  | 95,98 | 97,14    |
| CO <sub>2</sub> .....                | 2,3   | 3,0   | 3,4   |        |        |        |       | 2,0 (1) |       |        |       | 0,75 (1) |
| H <sub>2</sub> O.....                | 4,8   | 5,1   | 5,3   | 4,2    | 2,6    | 2,0    | 4,6   | 3,8     | 2,0   | 1,6    | 3,6   | 2,67     |
|                                      | 99,40 | 99,88 | 100,2 | 100,43 | 100,46 | 100,52 | 99,63 | 100,55  | 99,96 | 100,31 | 99,58 | 100,56   |

(1) CO<sub>3</sub>Ca.

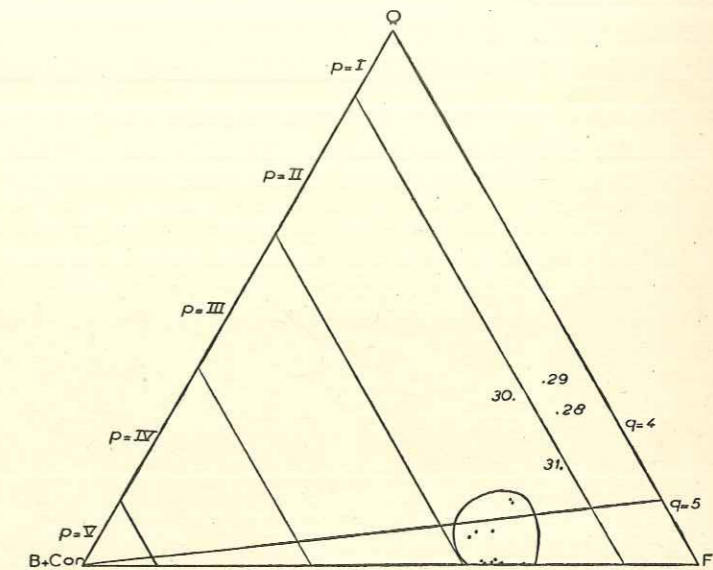


Fig. 18. — Les paramètres p et q : rhyolites, kersantites, orthophyre. — Ce diagramme, à comparer avec la figure 17, montre que les points figuratifs des kersantites se groupent dans une aire bien déterminée et nettement distincte de celle des granites et de leur cortège de roches filoniennes leucocrates. Pourtant les kersantites quartziques se rapprochent de l'aire de ces dernières, au moins de la plus excentrique d'entre elles (orthophyre des Bernadières 31). Mais cela peut être dû à des altérations secondaires ayant enrichi en quartz les échantillons considérés.

|    | p        | q     | r     | s     | h     | k     | l     | m     | or<br>plag | An % | ΣB    | NOMS.                                    |
|----|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------------|------|-------|--|
| 32 | II'      | 5     | 3     | 2 (3) | 1     | 2 (3) | 1     | 2     | 0,86       | 55   | 29,59 | Kersantite.                              |
| 33 | II'      | 5     | 3     | 4 (5) | 3'    | 1     | 1'    | (2) 3 | 0,156      | 36,4 | 29,93 | Spessartite.                             |
| 34 | II       | 5     | 3 (4) | 3     | 1 (2) | 1     | 1     | 3     | 0,42       | 63   | 25,91 | Kersantite.                              |
| 35 | II       | (4) 5 | 2     | 4     | 1 (2) | 1     | 1     | 2 (3) | 0,39       | 15,6 | 26,48 | Kersantite akéri-<br>tique.              |
| 36 | II       | 5     | 2     | 3 (4) | 2 (3) | 1     | 1     | 3     | 0,43       | 27   | 30,56 | Kersantite doréi-<br>tique.              |
| 37 | II'      | 5     | 3'    | 3 (4) | 2     | 1     | (1) 2 | 3'    | 0,3        | 46   | 32,64 | Kersantite.                              |
| 38 | II       | 5     | 2'    | 3     | 2     | 1     | 2     | 4     | 0,9        | 39   | 26,50 | Kersantite.                              |
| 39 | II (III) | 5     | 3     | 4     | 2     | 3 (4) | 1'    | 2     | 0,23       | 45   | 32,72 | Spessartite.                             |
| 40 | II       | 5     | 3'    | 3 (4) | 2     | 3     | (1) 2 | 2     | 0,3        | 45   | 31,96 | Kersantite.                              |
| 41 | II (III) | 5     | 3     | 4     | 2     | 2     | 2     | 3 (4) | 0,33       | 35   | 34,38 | Spessartite.                             |
| 42 | II       | 4 (5) | 3     | 3 (4) | 2     | 1     | 1     | (1) 2 | 0,4        | 40   | 18,27 | Kersantite quart-<br>zique (aschaffite). |
| 43 | II       | 4 (5) | 3     | 3'    | 3     | 1     | 1     | 2     | 0,3        | 55   | 22,62 | Kersantite quart-<br>zique (aschaffite). |

les paramètres B n'ont pas une importance très grande; la médiocre teneur en éléments barylitiques fait que leur définition n'est assise que sur des chiffres plutôt faibles et sans doute faut-il plutôt les considérer comme une indication. De plus, ils sont, plus que les autres, soumis aux variations possibles de composition chimique de la roche par suite d'altérations.

De toute façon, pour 32 qui est macroscopiquement une variolite altérée, comme l'indique la présence de quartz libre en assez grande quantité au centre des amas sphériques et d'origine au moins partiellement secondaire, et la présence de calcite ( $\text{CO}_2 = 2,3$ ), cette altération n'a guère influé sur les paramètres A, car la quantité de chaux disponible dépasse la chaux feldspathisable dans le calcul de la composition virtuelle. S'il n'y a pas eu enrichissement secondaire en  $\text{Na}_2\text{O}$  ou  $\text{K}_2\text{O}$ , (l'enrichissement virtuel résultant du départ de  $\text{CaO}$  étant en somme assez peu important) le paramètre  $r = 3$  est celui de la roche originelle (il n'y aurait d'ailleurs indécision que s'il était inférieur à 3).

Quand à  $s$ , sa position est centrale 2(3) par rapport à l'intervalle 2-3 donné comme caractéristique des kersantites, il serait bien douteux que les variations relatives de soude et de potasse aient été telles que les valeurs primitives de  $s$  fussent 1 ou 4.

L'examen des causes de la faiblesse de  $h$  ( $h = 1$ ) nous montre qu'elle est due, non à une faible teneur en silicates ferro-magnésiens mais à une extrême pauvreté en minerai : c'est la plus faible teneur de la série, à la fois en  $\text{TiO}_2$  et en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Cette carence des minerais dont la totalité n'atteint pas 2 p. 100 doit être due aux conditions très particulières de genèse de la variolite. Mais au moins en ce qui concerne  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , elle est sans doute d'origine secondaire dans une certaine mesure : les bords des filons montrent invariablement des altérations ferrugineuses (parfois un peu argileuses) provenant évidemment d'une exsudation de la roche. Au demeurant, le centre du filon, non variolitique, présente les caractères habituels.

Pour (34), il en va de même mais il faut noter que  $h$  est très proche de la valeur 2. C'est un lamprophyre au sens de Termier ; mais l'absence totale de hornblende ou de biotite dans la lame mince, l'altération considérable des augites fortement calcifiées et serpentinées, lui donnent un caractère particulier ; on ne saurait, si cet échantillon était analysé isolément, en faire une roche de faciès lamprophyrique. On le dénommerait évidemment latite ou trachyandésite. Sa parenté évidente avec les kersantites voisines, la similitude de gisement et d'aspect microscopique, font qu'il s'agit d'une simple variation

fortuite : la lame mince ne montre ni hornblende brune, ni biotite, mais c'est certainement par hasard.

En définitive, six sur douze des analyses classent les roches filoniennes dans les kersantites franches. Parmi celles-ci, une (36) a les paramètres II.5.2.3(4). On peut donc l'appeler kersantite doréitique.

Deux analyses présentent une teneur en quartz suffisante pour que le paramètre d'ordre soit 4, d'ailleurs très proche de 5 (4[5]). Les deux analyses montrent des paramètres analogues qui sont ceux des kersantites quartziques (aschaffites). L'échantillon (42) est peut-être originellement une kersantite quartzique ; à l'œil nu la roche paraît très fraîche, mais en lame mince les cristaux du premier temps sont épigénisés. Il y a du quartz secondaire. Il est plus probable que l'excès de silice est d'origine secondaire. Quant à (43), c'est une roche assez particulière, microdiorite à amphibole déjà signalée par P. Termier, au col du Canard et, semble-t-il, unique de son espèce. Pourtant l'aspect en lame mince n'est pas différent de celui des autres roches filoniennes. Le quartz libre qu'on y voit est sans doute secondaire, malgré l'altération relativement faible de la roche. Là encore, il n'est pas exclu que le paramètre  $q = 4$  soit le résultat d'un enrichissement en silice (ou d'un départ de chaux ou de fer). Autrement dit, ces deux kersantites quartziques pourraient fort bien être des métakersantites, aux paramètres modifiés par l'altération.

Métakersantites ou kersantites quartziques appartiennent, de toute façon, à la même famille de roches et à la même série filonienne. On ne saurait les séparer.

Trois analyses donnent comme paramètres A : II.5.3.4. Ce sont les roches 45-31 (33), 45-48 (39), 41-42 (41). Ces paramètres sont ceux des andésites ou basaltes. L'équivalent lamprophyrique de ces roches est représenté par les spessartites et vosgésites, mais avec cette réserve que, dans ces roches, la chaux non feldspathisable est en quantité suffisante pour que la condition  $l = 2$  soit réalisée.

Nous pouvons voir que cette condition n'est réalisée que par l'échantillon (41) [paramètres : II (III).5.'3.'4. (2.'2.'2.3 (4)], mais la roche où a été prélevé cet échantillon présente des caractères singuliers au premier abord :

a. Sa localisation géographique peut au premier abord étonner : elle est située très au nord du massif, dans une région où, jusqu'ici on n'avait pas signa-



lé de roches de ce type. Les «diabases» sont toutefois abondantes au nord-est dans le Combeynot, et j'ai, pour ma part, trouvé plusieurs filons dans cette région. En somme, si deux zones semblent privilégiées pour le développement des filons éruptifs (le sud-est du massif à l'est du col du Sellar et la région de la Lavey), ils se rencontrent, on peut le dire, sur la totalité du massif. Cette situation géographique ne doit donc pas être considérée comme singulière.

b. La roche ne montre pas en lame mince de caractères de lamprophyre : c'est une andésite doléritique à olivine, montrant de l'andésine, de l'augite (pl. XXV) et de la serpentine qui provient peut-être en grande partie de l'augite. De toute façon, l'olivine est rare et serpentinisée. L'altération consiste surtout en sphène secondaire et en cristaux de magnétite. Il y a d'autre part quelques traînées de quartz secondaire. Il s'agit donc d'une roche à minéraux pyrogènes dont le nom, d'après l'examen en lame mince, doit être andésite à olivine; appellation parfaitement vérifiée par l'analyse chimique et la composition virtuelle ( $An\% = 35$  : il ne s'agit pas d'un basalte). Il n'est nullement exclu que cet affleurement, qui est d'ailleurs un amas, *un dyke*, et *non un filon*, représente une cheminée de sortie des mélaphyres du Trias. Les analyses de P. Termier ont donné, nous l'avons vu, pour certaines de ces roches, des diagnoses très voisines, et si les analyses que j'ai pu fournir montrent en général des roches plus déficitaires en silice, il n'est pas exclu qu'il en existe d'autres.

Nous donnerons plus loin les caractères généraux des mélaphyres (p. 190) :

Pauvreté relative en barylites, le paramètre  $p$  se situant à la limite II-III;

Déficit important en silice;

Forte teneur en alcalis, généralement en soude, exceptionnellement en potasse;

Décalcification, mais peut-être moins importante que ne le supposait P. Termier.

La roche 41-42 (41) montre ces caractères sauf le déficit en silice. Mais nous avons vu plus haut que la lame mince montrait un peu de quartz secondaire, ce qui peut suffire à donner une surcharge de silice de 3 à 4 %. Cela montre en tous cas qu'entre certains mélaphyres et les roches filoniennes, il n'y a pas une bien grande différence.

Les échantillons (33) et (36) montrent des paramètres A analogues. Ces

roches présentent une déficience en chaux barylitique qui amène le paramètre à la valeur 1'. Pour que  $l = (1)2$ , il faudrait pour (33) :

$$CaO'' = \frac{178,7}{7} = 25,5 \quad \text{soit} \quad 26$$

et pour (39) :

$$CaO'' = \frac{306,4}{7} = 43,7 \quad \text{soit} \quad 44$$

Or, les valeurs moléculaires respectives sont :

$$CaO'' = 13$$

$$CaO'' = 15$$

Le déficit est donc de 13 millimolécules pour [45-31] (33) et de 29 millimolécules pour [45-48] (39). En gramme % : 0,74 et 1,6. Au total une perte en chaux très admissible. Les roches peuvent avoir perdu ces quantités de chaux, d'autant qu'il s'agit de deux échantillons plutôt plus altérés que la moyenne. Leur attribuer le nom de spessartites est donc tout à fait légitime.

#### *Les paramètres barylitiques autres que l.*

$h \left( \frac{\text{pyr} + \text{oliv}}{\text{minerais}} \right)$  a une valeur paramétrale qui varie de 1 à 5, mais il est aisé de voir que la valeur moyenne est située vers 2. Cette relative pauvreté en minerais est d'autant plus frappante qu'il s'agit de roches souvent altérées, où le fer ferrique n'est que le produit d'une altération secondaire du fer ferreux contenu dans les minéraux ferromagnésiens. De plus, l'augite est souvent, pour ne pas dire toujours, titanifère. La composition virtuelle qui compte tout le titane sous forme d'ilménite est donc, là encore, forcée. Il s'ensuit que ces roches sont originellement très pauvres en minerais au sens habituel du mot, et ce caractère, en somme général, et d'ailleurs habituel chez les kersantites, constitue à lui seul un pronostic défavorable aux recherches minières. Collection d'échantillons, a dit A. Lacroix de l'Oisans. On y trouve de tout, mais en très faible quantité. En tous cas, et toutes les analyses sont là pour le montrer, les filons éruptifs ne sont absolument pas minéralisés. Pas de minéraux fluorés ou borés dans les aplites (au plus y voit-on une augmentation du rapport  $\frac{MnO}{FeO}$ , mais

les quantités sont extrêmement faibles); pas de minerais ferrotitanés dans les kersantites lamprophyriques : ni le magma aplitique ou rhyolitique, ni le magma lamprophyrique ne sont riches à ce point de vue, et on ne connaît pas d'autres types filoniens.

$k \left( \frac{\text{Pyr}}{\text{oliv}} \right)$  est un paramètre qui, tout comme  $l$ , est passablement influencé par les variations secondaires de teneur en chaux (suivant que les silicates de fer et de magnésie sont comptés comme diopside et non transformés ou transformables en olivine, au gré des déficits en silice). On voit cependant qu'il est peu probable qu'il ait jamais atteint de fortes valeurs. Il est d'ailleurs surtout intéressant à considérer pour les roches nettement déficitaires en silice,  $q > 5$ . Or ces roches sont presque exactement saturées en silice; la signification est, dès lors, assez peu intéressante.

Reste le paramètre  $m \left( \frac{\text{MgO}}{\text{FeO}} \right)$ ; il varie passablement de 2 à 4. Il n'est pas très intéressant à considérer, d'autant que l'altération de certaines de ces roches amène la ferrification d'une partie de FeO et que cela doit être une des sources de variation de ce paramètre. Il est toutefois intéressant de noter qu'il n'y a jamais disproportion considérable entre les deux éléments, les valeurs extrêmes 1 et 5 ne sont jamais atteintes. Ces kersantites ne sont donc jamais ni hypomagnésiennes, ni hypermagnésiennes. L'équilibre entre FeO et MgO est beaucoup plus net que dans les roches plus acides et surtout que dans les roches volcaniques triasiques.

En définitive, cette étude des roches filoniennes du Haut Massif nous permet un certain nombre de conclusions :

1° Contrairement à ce que laisse supposer la nomenclature de la feuille de Briançon, les roches filoniennes du Haut Massif sont peu variées : il n'y a ainsi aucune différence sensible entre diabases et lamprophyres. Toutes ces roches sont des *kersantites* issues d'un magma lamprophyrique dépendant vraisemblablement du magma ayant donné naissance au granite du Pelvoux. L'analyse chimique confirme à ce sujet les données des lames minces;

2° L'homogénéité pétrographique de ces roches apparaît nettement dans les résultats d'analyses chimiques : les paramètres calculés ne varient que peu, suivant l'altération de la roche, ce qui montre que les altérations minérales, très fréquentes, peuvent être considérées comme dues à des remaniements

internes de minéraux. On sait que cette instabilité des minéraux primaires est précisément un caractère fréquent des formations pneumatogènes;

3° La minéralisation est faible, sinon nulle, et l'absence de minerais connexes est très remarquable : c'est là encore un caractère de lamprophyres;

4° Elles sont postérieures à la mise en place du granite et caractérisent une phase tardive; il est plus que probable, ainsi qu'on l'a noté, qu'elles représentent une différenciation du magma granitique : riches en magnésie et en fer, bien pourvues en chaux, elles sont pauvres en soude et en potasse. Nous reprendrons cette question en étudiant, suivant les méthodes de Niggli, les résultats d'analyses chimiques.

On pourrait, il est vrai, interpréter ces roches comme la forme filonienne des roches effusives triasiques : il est certain qu'il existe, surtout à la périphérie du massif (Valgaudemar) des cheminées de sortie des roches épanchées triasiques. En raison de la variété de ces dernières, il n'est pas impossible que certains filons ne soient ces cheminées de sortie, bien que, parmi toutes les analyses faites, il n'y ait pas de variations sensibles. Une des analyses de kersantites fournit des paramètres magmatiques très voisins des mélaphyres de P. Termier. Il n'est donc pas impossible qu'il y ait, partiellement, coïncidence de composition chimique entre les deux magmas, ce qui rend alors plausible l'hypothèse ci-dessus; mais je ne pense pas qu'on puisse jamais considérer cela comme une règle générale.

#### IV. — LES ROCHES D'ÉPANCHEMENT TRIASIQUES.

L'étude de ces roches pourrait sembler extérieure au cadre de cette étude puisqu'elles sont nettement en dehors du socle, associées au Trias ou au Lias de la couverture; d'autre part elles s'étendent loin en dehors des massifs centraux dauphinois, vers le sud. Mais leur étude, au moins sommaire, est indispensable, parce qu'il convient de rechercher si elles présentent des analogies avec les roches intrusives intracrystallines; en d'autres termes, il s'agit de savoir si certains filons de « lamprophyres » ou de « diabases » ne peuvent être considérés comme des cheminées de sortie, ou comme des formes intrusives du même magma originel. Il n'est pas indispensable, pour cela, d'étudier

les spilites et mélaphyres du Trias alpin sur une grande étendue, mais seulement les affleurements à proximité immédiate du massif. Rien n'indique, en effet, que ces roches soient homogènes sur la totalité de l'étendue où on les connaît : nous verrons même que cela n'est certainement pas, et l'analogie des roches intrusives intracrystallines avec une spilite lointaine ne signifierait pas grand chose.

Il semble curieux que l'étude de ces spilites ou mélaphyres n'ait pas été faite systématiquement jusqu'ici, et qu'on n'ait pas essayé de les comparer aux roches vertes de la série des schistes lustrés, non plus qu'aux ophites pyrénéennes. En l'absence d'un tel travail portant sur l'ensemble des mélaphyres, il est indispensable de faire une étude des affleurements les plus proches du massif cristallin. Au demeurant, les affleurements ne manquent ni dans le synclinal de Venosc—A. de Morges, ni sur les bordures est et sud du massif. Néanmoins, beaucoup de ces affleurements ne montrent que des roches très altérées, ou fortement tectonisées, illisibles en lame mince, et dont l'analyse chimique risquerait d'être sans grande signification. Aussi ai-je étudié des échantillons, qui m'ont paru en bon état, dans le Valjouffrey, où ces formations atteignent une énorme épaisseur.

P. Termier a déduit des analyses chimiques qu'il avait effectuées que ces roches étaient toutes en voie de décalcification (368) et il donne de cette décalcification quelques exemples exhaustifs. Nous en trouverons d'autres mais, du fait même de cette altération, l'étude est rendue délicate et l'interprétation des résultats d'analyse ou des lames minces devient un peu conjecturale. Pourtant, l'homogénéité des résultats, la comparaison entre les roches fraîches et celles à divers stades d'altération permettent de se faire une idée satisfaisante des magmas ayant donné naissance à ces roches.

La définition de ces roches est donnée par la notice de la feuille de Briançon au 1/80.000° :

« Basaltes (mélaphyres) du Pelvoux, épaisses coulées et nappes intrusives à la limite du trias et du lias, ou dans les bancs inférieurs du lias. Les coulées scoriacées sont les *spilites* et les *variolites du Drac* des auteurs. Ces roches sont remarquables par l'abondance du feldspath (jusqu'à 80 p. 100). Elles renferment toujours de l'olivine, mais décomposée. La décalcification est généralement complète et il n'y reste plus ni anorthite, ni augite. Elles ont couvert une superficie d'au moins 1.200 km<sup>2</sup>. L'épaisseur des coulées ou des nappes va parfois à 100 mètres et plus ».

Cette diagnose qui, nous le verrons, est un peu trop absolue, fait de ces roches des basaltes à olivine, actuellement décalcifiés, et dont l'aspect primitif devait rappeler les grandes coulées de basaltes des plateaux du Cantal ou du Cézallier. La notice de la feuille de Vizille signale des « amas intrusifs de ces

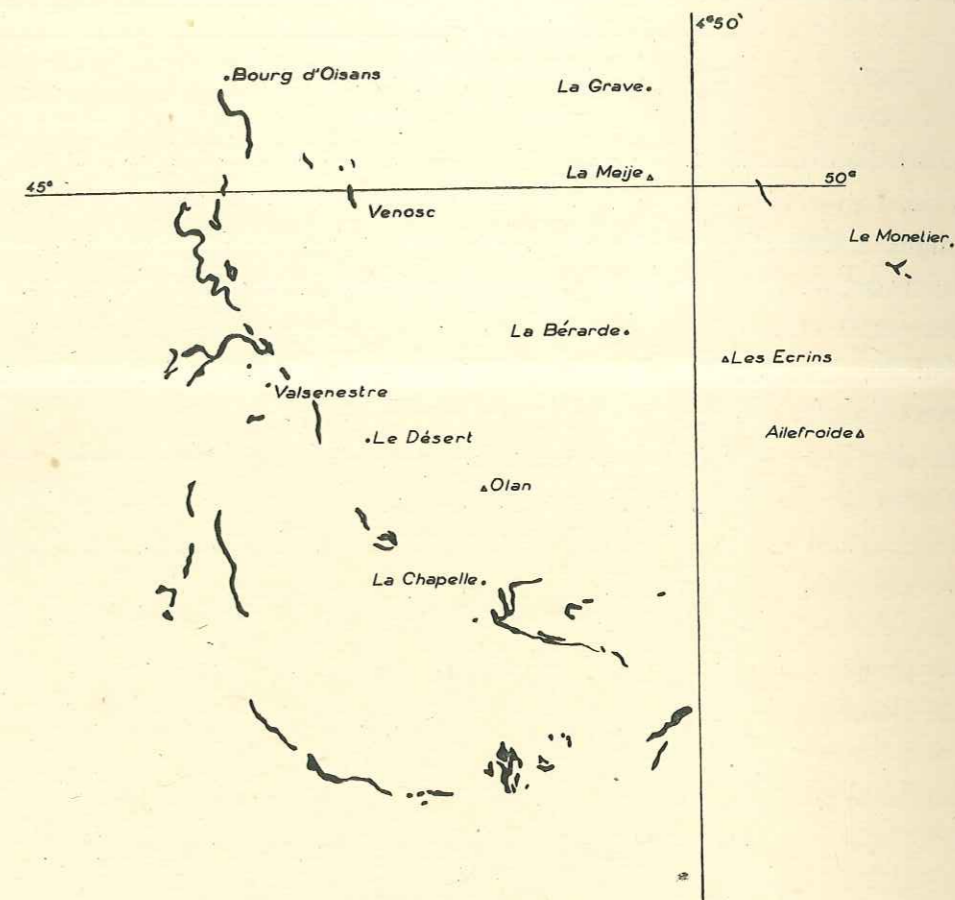


Fig. 19. — Carte des affleurements de mélaphyres. Les affleurements sont nettement groupés à la périphérie occidentale du massif.

roches », et celle de la feuille de Gap que ces roches « pénètrent en dykes dans le Lias inférieur ».

La répartition géographique de ces roches est étendue : elles sont presque absentes au nord de la Romanche où on n'en connaît que de très petits affleurements (parmi lesquels l'affleurement de spilite de Montvernier en Maurienne

qui a fait l'objet d'une étude récente de M. Perrin et M. Roubault<sup>(1)</sup> (320). Au sud de cette rivière, les affleurements sont beaucoup plus nombreux, ils sont très abondants dans le synclinal de Venosc - Villar-Loubière, et atteignent leur maximum de puissance aux environs d'Entraigues (cols d'Hurtières et de Préclos). Enfin, on connaît ces roches au delà de Gap, vers le sud. Ce sont donc des roches plutôt méridionales par rapport à la région qui nous occupe.

#### CARACTÈRES GÉNÉRAUX, VARIÉTÉS.

Ces mélaphyres se présentent sous des formes relativement variées sur le terrain. La forme banale, courante, est celle de schistes lie-de-vin ou verts, se débitant en lames feuilletées fragiles. C'est ainsi qu'ils se présentent à Venosc, à Valsenestre, au col de la Vaurze, à Villar-Loubière, au-dessus de Navette. Ce faciès paraît être lié aux conditions tectoniques particulières de cette zone synclinale, et représente des roches passablement écrasées et laminées. Nous verrons qu'elles sont souvent illisibles en lame mince.

La situation stratigraphique de ces roches, est assez indéfinie, en raison des fréquents laminages tectoniques. Dans l'ensemble il paraît qu'elles se situent surtout vers la base du Trias. L'examen de la coupe du col de la Vaurze où les couches, bien que verticales, sont, semble-t-il, assez complètes, permet de préciser certains points. Cette coupe qu'on décrira plus en détail, en troisième partie, montre deux séries de roches éruptives, séparées par des calcaires blanc-bleutés, qu'il faut rapporter au Trias. La première nappe, peu épaisse, est constituée d'une formation schisteuse verte, d'aspect très caractéristique ressemblant comme coloration à certaines diabases du haut massif, mais avec des surfaces beaucoup plus satinées qu'il n'est habituel chez ces dernières. La deuxième nappe, plus puissante, est formée de roches plus compactes, moins fissiles, de teinte violet foncé. A certains niveaux, on observe des amas de calcite occupant les vides laissés par d'anciens zéolithes. Notons que cela ne

<sup>(1)</sup> Cette note a essentiellement pour objet d'attirer l'attention sur les étrangetés du contact entre le spilite et les roches encaissantes, qui pourraient amener à considérer le spilite non comme une roche intrusive, mais comme une roche métamorphique; cela entraînerait naturellement la notion de métamorphisme post-triasique. Les auteurs concluent qu'il y a sans doute, rangées sous le terme de spilite, des roches très diverses, et ils se gardent bien de généraliser les observations faites sur le spilite de Montvernier. D'après leur description, le spilite de Montvernier est une roche plus altérée que celles que j'ai eu l'occasion de voir.

constitue pas un cas général : en bien des points du massif (cirque du Pré les-Fonts près du Monétier) on observe des variétés vertes massives. Il est probable que la fissilité, plus fréquente dans les variétés vertes, est liée à une cause secondaire tectonique, résultat évident des mouvements alpins.

La coupe du col de la Vaurze montre, en tous cas, l'existence de deux séries de roches, nettement distinctes et distinguables à l'œil nu à leur différence de coloration.

A l'Alpe du Villar d'Arène, au-dessus de quelques mètres de calcaires dolomitiques vacuolaires, représentant la base du Trias, on voit 5 à 6 mètres d'une roche bréchoïde violette et blanche, qui représente une brèche à éléments cinéritiques et tuffacés. Ces formations, connues ailleurs, sont là particulièrement fraîches, et indiquent l'existence de plusieurs types d'activité volcanique sur l'emplacement même du Haut Massif.

Ces trois exemples rapidement énumérés montrent que les roches connues sous le nom de spilites ou mélaphyres présentent, au voisinage immédiat du massif cristallin, des variations notables suivant les affleurements. L'existence de coulées successives de caractère différent, même au simple aspect sur le terrain, suppose des roches beaucoup plus variées que ne le laissent prévoir les renseignements de la carte géologique.

En lames minces, ces roches présentent également de sérieuses variations : la variété schisteuse montre invariablement des roches écrasées souvent indéterminables, dont les éléments s'alignent de telle sorte que l'ensemble présente une texture fluidale. Les feldspaths sont séricitisés; on observe des traînées d'une substance verte polarisant très peu, chlorite ou serpentine, provenant de la démolition des éléments ferro-magnésiens, et jalonnées fréquemment par des alignements de minéraux opaques : oligiste ou hématite, parfois magnétite. La calcite n'est pas exceptionnelle, occupant alors des fissures, et il est manifeste, d'après l'aspect des cristaux et l'absence fréquente d'extinctions roulantes, que sa formation est souvent postérieure à la mylonitisation.

D'autres fois, au contraire, la calcite manque complètement, et cette absence se traduit à l'analyse chimique par des proportions de chaux extrêmement faibles (parfois moins de 1 p. 100) qui jurent manifestement avec ce qu'on pourrait attendre, d'après la nature des roches. C'est le cas dans l'affleurement de Venosc : au microscope, on voit une roche à texture intersertale, formée de serpentine, provenant vraisemblablement d'olivine, et des petits amas de

sphène. Les feldspaths en baguettes allongées sont indéterminables : je me rangerai volontiers à l'affirmation de P. Termier (368) que ces feldspaths sont décalcifiés et transformés en anorthose et albite. Il faut avouer pourtant que la preuve de cela est assez difficile à donner.

Nous venons de dire que la structure pouvait être doléritique. Cela n'a rien d'absolu et il est possible de distinguer deux types très nettement différents : un type microlithique, effusif, et un type doléritique à structure intersertale, qui représente peut-être des injections en laccolithes, filons-couches ou dykes. Il ne semble pas qu'on puisse observer une localisation géographique de ces deux variétés : ainsi à Venosc, on observe le type doléritique, à Valsenestre le type microlithique, en Valgaudemar on trouve des affleurements de l'un et de l'autre.

De même, l'aspect microscopique qui nous a fait distinguer deux variétés principales : la formation schisteuse et la forme compacte, n'est pas lié aux variétés cristallines; on le trouve dans les deux formes, aussi bien dans les roches doléritiques que dans les microlithiques.

Les variétés compactes montrent en lames minces des variations assez considérables dues surtout aux différences d'altération. D'une manière générale, on a affaire à des roches plus fraîches qu'il est parfois assez aisé de définir par l'examen au microscope. Un des caractères les plus remarquables de ces roches est la présence fréquente d'amas sphériques de calcite, qui doivent représenter l'emplacement d'anciens zéolithes : au demeurant, il arrive dans certains cas qu'on retrouve une partie de ces zéolithes peu altérés, ce qui confirme bien cette hypothèse <sup>(1)</sup>.

Ces roches se révèlent finalement passablement variées, et un terme générique unique pour les désigner paraît insuffisant. Nous allons essayer de définir les divers types.

Un échantillon en provenance des Ouerges (45-6), près Villar-Loubière, Valgaudemar) qui, microscopiquement se présente comme une roche compacte de couleur verte, mais montre toutefois une tendance très manifeste à la fissilité, se résout en lame mince en une pâte fluidale dans laquelle on ne voit qu'assez peu de macrocristaux d'origine primaire; la magnétite est abondante. Les baguettes microlithiques, très abondantes, sont de deux sortes

(1) L'opinion classique est qu'il s'agit de bulles dans une lave, ultérieurement remplies par de la calcite.

qui se ressemblent beaucoup si l'on excepte l'angle d'extinction : les unes s'éteignent en long et présentent souvent des extinctions onduleuses; l'allongement est négatif avec une teinte extrêmement uniforme des cristaux pour la position à 45°, en présence d'une lame teinte sensible. L'altération est fréquente en outre et d'aspect flocculeux : il apparaît qu'il s'agit là de néphéline plus ou moins altérée en cancrinite (cette diagnose sera d'ailleurs tout à fait confirmée par l'analyse chimique). Les autres baguettes s'éteignent obliquement; ce sont des feldspaths en apparence peu basiques, et il est vraisemblable que cette particularité est due à une décalcification secondaire.

Certains cristaux de premier temps ont disparu et sont parfois épigénisés en silice, fait important puisqu'on peut être assuré que l'analyse chimique donnera pour la silice un chiffre plus élevé que ne l'aurait fourni une analyse de roche fraîche.

Il est assez difficile sur ces éléments de donner un nom à la roche, néanmoins c'est du côté des phonolites que la roche se situe. En tous cas, ce ne saurait être un basalte.

D'autres exemples vont achever de nous convaincre. Au col de Préclos (Valjouffrey) la roche, en plusieurs coulées, dont certaines sont très épaisses, est parfois très fraîche.

Une lame mince (E<sub>85</sub>) dans une roche dont nous aurons à reparler longuement, montre ainsi une structure microlithique très nette, avec un peu d'olivine encore conservée. Il y a également beaucoup d'oxyde de fer et de leucoxène qui montrent bien que la roche est déjà altérée. Les feldspaths en baguettes sont de l'andésine basique ou du labrador; mais il y a également beaucoup d'orthose. A côté de cela, des baguettes à extinction longitudinale doivent être rapportées à la néphéline. Des amas de zéolithes, souvent encore partiellement intacts se voient de distance en distance. Certains feldspaths doivent être décalcifiés, car on observe des baguettes qui doivent être rapportées à l'albite. Enfin, un élément abondant est l'augite, parfois altérée. Une analyse chimique précisera ces caractères.

#### ANALYSES CHIMIQUES.

L'analyse chimique de roches aussi modifiées ne peut évidemment donner tous les résultats qu'on est en droit d'attendre habituellement du recours à l'office du chimiste. Washington, comme M. A. Lacroix, sont tout à fait

catégoriques : le calcul de la composition virtuelle et des paramètres magmatiques ne peut se faire que sur des roches absolument fraîches et inaltérées. Ceci n'a rien d'étonnant puisqu'au fond toute la classification repose sur la teneur en chaux (paramètre *r*) c'est-à-dire sur le corps le plus labile de l'ensemble, et le premier déplacé lors des modifications de composition.

Cela ne signifie nullement que l'on ne doive pas faire exécuter d'analyses de roches plus ou moins altérées : cela veut dire qu'on ne peut appliquer brutalement les méthodes de la classification C.I.P.W.; si on les applique, il faut les interpréter avec beaucoup de circonspection et se résigner à faire des extrapolations qui sont fatalement un peu incertaines.

Sept analyses ont été données à exécuter au laboratoire municipal. Les échantillons provenaient de gisements variés : Valjouffrey, Valgaudemar, Venosc, Le Monétier-les-Bains. D'autre part, six analyses dues à P. Termier vont porter à treize le nombre des éléments de discussion. Malheureusement, les analyses de P. Termier ne portent pas d'indications précises d'origine, ce qui enlève à celles-ci une partie de leur intérêt; d'autre part, tout le fer y est calculé en fer ferrique.

Les analyses de P. Termier, que je groupe dans le même tableau ci-dessous, montrent une composition chimique parfaitement homogène. Elles sont extraites de deux notes à l'Académie (360-368); l'une étudie les roches de la «série porphyrique»: microgranites, porphyrites (diabases); l'autre est destinée à prouver le «graduel appauvrissement en chaux» des roches du massif, et donne à cet effet une analyse de mélaphyre décalcifié (6), à côté d'une analyse de roche bien conservée, mais déjà altérée (5) :

|                                      | 1     | 2     | 3     | 4     | 5      | 6     |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 48,6  | 50,8  | 45,6  | 46,1  | 49     | 46,11 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 16,5  | 18,7  | 13,4  | 18,3  | 19,10  | 18,32 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 10,6  | 11,4  | 21    | 16,3  | 11,55  | 16,33 |
| MgO.....                             | 9,4   | 3,4   | 6,8   | 6,7   | 6,04   | 6,71  |
| CaO.....                             | 4,1   | 3,83  | 2,7   | 1,8   | 4,75   | 1,79  |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 5,47  | 6,2   | 4,84  | 4,61  | 5,45   | 4,61  |
| K <sub>2</sub> O.....                | 0,52  | 0,96  | 0,63  | 0,93  | 0,70   | 0,93  |
| Perte au feu.....                    | 3,96  | 4,7   | 4,9   | 4,56  | 6,15   | 4,56  |
|                                      | 99,15 | 99,99 | 99,87 | 99,30 | 102,74 | 99,36 |

|                                      | EN MOLÉCULES. |      |      |     |     |     |
|--------------------------------------|---------------|------|------|-----|-----|-----|
|                                      | 1             | 2    | 3    | 4   | 5   | 6   |
| SiO <sub>2</sub> .....               | 810           | 848  | 761  | 770 | 815 | 770 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 162           | 183  | 131  | 179 | 187 | 180 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 67            | 71   | 131  | 102 | 72  | 102 |
| MgO.....                             | 235           | 85   | 170  | 167 | 151 | 168 |
| CaO.....                             | 73            | 68,4 | 48,4 | 32  | 85  | 32  |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 87,5          | 100  | 78   | 74  | 88  | 74  |
| K <sub>2</sub> O.....                | 5,5           | 10,2 | 6,7  | 9,9 | 7,5 | 10  |

Il est vraisemblable que 4 et 6 donnés dans deux notes différentes sont en réalité la même roche.

Ces analyses présentent un air de famille incontestable : la teneur en silice varie très peu, de 45,6 à 50,8 soit environ 10 p. 100 de la valeur la plus forte. La teneur en alumine varie de 13,4 à 19,10 soit de près de 30 p. 100 d'un échantillon à l'autre, mais si on examine, non pas la variation indépendante de ces deux données, mais la variation du rapport  $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ , en molécules, on trouve :

| 1 | 2   | 3   | 4 et 6 | 5   |
|---|-----|-----|--------|-----|
| 5 | 4,6 | 5,8 | 4,3    | 4,3 |

soit une variation de l'ordre du 1,4 seulement. Si on appliquait la règle de coupure paramétrale américaine, ceci donnerait pour un tel paramètre une valeur unique (2).

La teneur en soude et potasse est également très constante, et le rapport  $\frac{K_2O}{Na_2O}$  (paramètre *s* des auteurs américains) est très remarquablement uniforme.

|                            | 1     | 2     | 3     | 4     | 5    | 6     |
|----------------------------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| paramètre <i>s</i> ...     | 5     | (4) 5 | 5     | (4) 5 | 5    | (4) 5 |
| $\frac{K_2O}{Na_2O}$ ..... | 0,063 | 0,1   | 0,086 | 0,132 | 0,08 | 0,135 |

Il me paraît que cette constance du paramètre *s* doit signifier que la teneur en soude et potasse n'a pas varié au cours de l'altération : s'il en allait autrement, on devrait observer des variations plus ou moins importantes

suivant l'état d'altération. Pourtant, la teneur en soude paraît considérable pour des roches qui ne semblent guère montrer de minéraux sodiques originels, à part l'albite<sup>(1)</sup>; et l'albite elle-même pourrait être d'origine secondaire. Mais nous verrons que ce caractère est finalement général dans le massif, et il ne paraît pas, par suite, qu'on doive incriminer une diminution de la teneur en potasse au cours de l'altération de la roche. *Au total, tout indique que la teneur en alcalis n'a pas varié.*

C'est là une précieuse indication, d'autant plus que l'alumine elle-même n'a pas sensiblement varié : on sait que c'est un des éléments, sinon l'élément le plus stable des roches, en raison de sa solubilité quasi nulle. Le fait que les alcalis et l'alumine n'ont que peu varié, si même ils l'ont fait, nous permet une extrapolation intéressante : nous pouvons, en effet, calculer suivant les normes de la classification américaine la basicité maxima des feldspaths de la roche : la différence moléculaire  $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$  donne la chaux feldspathisable et on obtient les chiffres suivants pour les 6 analyses.

|                                    | 1          | 2          | 3        | 4 et 6   | 5    |
|------------------------------------|------------|------------|----------|----------|------|
| Chaux feldspathisable en molécules | 69         | 73         | 46       | 95       | 91,5 |
| An                                 | 19,5       | 20,3       | 12,8     | 26,4     | 25,4 |
| Ab                                 | 45,8       | 52,4       | 41       | 38,7     | 46   |
| An33Ab66                           | An28Ab72   | An24Ab76   | An40Ab60 | An36Ab64 |      |
| andésine                           | oligoclase | oligoclase | andésine | andésine |      |

Cela donne des feldspaths qui sont au plus de l'andésine acide, et souvent même de l'oligoclase. *Nous arrivons donc à la conclusion que ces roches n'ont pas pu, même lorsqu'elles étaient fraîches, être fortement basiques.*

Pas de basaltes, par suite, mais des *andésites à olivine* plutôt. Nous pouvons, d'autre part, apprécier la décalcification : si, en effet, la chaux avait la seule valeur correspondant à la chaux feldspathisable, on n'aurait pas de diopside virtuel dans la roche, et le paramètre  $l \left( \frac{MgO + FeO}{(CaO)''} \right)$  aurait pour valeur 1 : la roche serait une andésite noritique, roche très rare, et d'autant plus improbable qu'on observe de l'augite, au microscope. Pour que  $l$  soit égal à 2, il

<sup>(1)</sup> L'anorthose existe d'après P. TERMIER. D'autre part, on sait que plagioclases et pyroxènes (ou amphiboles) sodiques ne peuvent coexister.

faut que  $\frac{MgO + FeO}{CaO} = 7$ , d'où les valeurs minima du tableau suivant pour la chaux des barylites (CaO)'' :

|                                  | 1   | 2    | 3   | 4 et 6 | 5     |
|----------------------------------|-----|------|-----|--------|-------|
| CaO'                             | 69  | 73   | 46  | 95     | 91,5  |
| CaO''                            | 34  | 12   | 24  | 24     | 22    |
| Total                            | 103 | 85   | 70  | 119    | 113,5 |
| Proportion centésimale approchée | 5,8 | 4,7  | 3,9 | 6,7    | 6,3   |
| Proportion de l'analyse          | 4,1 | 3,83 | 2,7 | 1,8    | 4,75  |

Notons que ce chiffre est trop faible, puisqu'on n'a pas dosé le FeO qui n'entre pas en ligne de compte pour l'établissement du minimum de (CaO)''. Mais il donne un ordre de grandeur. La teneur minima de ces roches (en chaux) devrait être de 5 p. 100; la teneur maxima ne peut être fixée exactement puisque la quantité d'augite est inconnue. On peut, je pense, lui assigner une valeur d'environ 10 p. 100.

On voit que la composition chimique reconstituée ne s'écarte pas radicalement de la définition de la roche en lame mince. Elle nous permet même de délimiter la nature probable du plagioclase originel. Il est manifeste que ces roches sont très sodiques mais il n'y a toutefois pas d'aegyryne virtuelle, la teneur en potasse étant suffisamment faible pour que toute la soude soit feldspathisable.

Il est évident que la roche est trop altérée pour que le calcul de la composition virtuelle américaine puisse donner des renseignements intéressants; d'ailleurs, le fait que FeO n'a pas été séparé de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entraîne une valeur trop faible pour la silice bloquée dans les barylites. La roche apparaîtrait par suite comme moins déficitaire en silice qu'elle ne l'est réellement.

Il est donc inutile de faire ce calcul puisqu'il ne signifierait rien. On peut par contre essayer de se faire une idée approximative des paramètres probables de ces roches.

*Paramètre de classe.* — A l'aspect même de l'analyse, il est évident que la roche est moyennement mélanocrate, à part 3 qui montre une forte teneur en fer et en magnésie, ceci doit amener le paramètre  $p$  à une valeur de l'ordre de II (3 ayant III) avec une légère tendance vers la valeur III. Manifestement, ces roches seraient plutôt des andésites (II) que des basaltes (III) et nous venons de voir que l'étude critique des teneurs comparées en chaux, alcalis et alumine nous a conduits aux mêmes résultats.

*Paramètre d'ordre.* — Le paramètre  $q$  est assez facile à délimiter : il est, en effet, manifeste qu'avec les faibles teneurs globales en alcalis (dues à la pauvreté en potasse), ces roches sont légèrement déficitaires en silice ou exactement saturées; la présence d'olivine en lame mince, indiquée par P. Termier, justifie d'ailleurs cette manière de voir. Toutefois, il paraît improbable qu'il y ait une forte proportion de néphéline virtuelle : cela limite à 5 le paramètre  $q$  qui ne paraît pas pouvoir atteindre la valeur 6.

*Paramètre de rang.* — La discussion relative au paramètre de rang a déjà été partiellement faite. On a pu voir en effet que la chaux feldspathisable était, en raison de la faible teneur en alumine, peu importante en moyenne. Le paramètre correspondant  $r$  ne saurait dépasser 3.

|           | 1    | 2     | 3    | 4 et 6 | 5    |
|-----------|------|-------|------|--------|------|
| Alk.....  | 92,5 | 110,2 | 74,7 | 84     | 95,5 |
| CaO.....  | 69   | 73    | 46   | 95     | 91,5 |
| $r$ ..... | (2)3 | (2)3  | (2)3 | 3      | 3    |

En définitive, les paramètres à accorder à ces roches analysées par P. Termier sont II-III, 5, 3, 5.

On a donc affaire à une série homogène de roches pauvres en silice qui se situent *vraisemblablement* à la limite andésite-basalte d'une part, à la limite du type calcoalcalin d'autre part. Certaines d'entre elles pourraient peut-être tendre vers des andésites ou des basaltes noritiques (allivalitiques puisque à olivine). Les roches de ce type, tout en étant rares, sont cependant connues : la plus célèbre est la kimberlite, roche mère des diamants de l'Afrique australe, qui est une roche pauvre en silice alumine et chaux, riche en potasse, très riche en magnésie. Elle diffère donc notablement de celles-ci, pauvres en potasse et riches en soude.

Nous allons voir que des analyses faites récemment par le laboratoire municipal montrent des faits très différents. Le tableau ci-contre donne les résultats bruts et les millimolécules correspondants.

Ces échantillons sont d'origine très variée :

- (44) E 85 Col de Préclos sommet et milieu de la nappe (zone à zéolithes);
- (45) E 88 Col de Préclos base de la nappe;
- (46) 45-37 Col de la Vaurze affleurement supérieur;
- (47) 45-39 Col de la Vaurze affleurement inférieur;

- (48) 45-57 Ravin au sud des Sagnères (Le Monétier);
- (49) 45-6 Les Ouerges (Villar-Loubière);
- (50) E 25 Venosc : Le Collet.

Au premier coup d'œil, il est aisé de voir que ces analyses sont beaucoup moins homogènes que celles déjà examinées :

|                                      | 44    | 45    | 46   | 47    | 48    | 49     | 50     |
|--------------------------------------|-------|-------|------|-------|-------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 43    | 48,9  | 42,5 | 46    | 41,1  | 47,2   | 48,2   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 16,6  | 16,4  | 15,6 | 15,1  | 16,2  | 18,9   | 25,2   |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 1,5   | 1,3   | 1,8  | 1,8   | 1,7   | 1      | 0,9    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 4,2   | 8,7   | 0,4  | 0,1   | 1,2   | 2,5    | 5,1    |
| FeO.....                             | 2,8   | 0,7   | 8,1  | 7,9   | 6,7   | 7,6    | 5,3    |
| MnO.....                             | 0,13  | 0,11  | 0,1  | 1,1   | 0,13  | 0,17   | 0,03   |
| MgO.....                             | 7,7   | 5,6   | 4,8  | 3     | 5,2   | 7      | 2      |
| CaO.....                             | 8     | 2,6   | 8,7  | 8,5   | 10,3  | 2,7    | 0,35   |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 3,9   | 4,9   | 4    | 1,9   | 2,8   | 8      | 5,1    |
| K <sub>2</sub> O.....                | 2,4   | 7,3   | 1,2  | 2,5   | 2     | 0,44   | 2,3    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,45  | 0,46  | 0,5  | 0,66  | 0,64  | 0,5    | 0,66   |
| CO <sub>2</sub> .....                | 3,74  | 0,07  | 7,2  | 5,1   | 7,4   | "      | 0,25   |
| H <sub>2</sub> O.....                | 5,56  | 2,9   | 4,8  | 5,9   | 4,5   | 4,6    | 5      |
|                                      | 99,98 | 99,94 | 99,7 | 99,56 | 99,87 | 100,61 | 100,39 |

|                                      | EN MOLÉCULES. |      |       |      |     |      |      |
|--------------------------------------|---------------|------|-------|------|-----|------|------|
|                                      | 44            | 45   | 46    | 47   | 48  | 49   | 50   |
| SiO <sub>2</sub> .....               | 717           | 815  | 708   | 767  | 685 | 786  | 804  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 162,5         | 161  | 153   | 147  | 159 | 185  | 247  |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 18,7          | 16   | 22,5  | 22,5 | 21  | 12,5 | 11   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 26,3          | 54,4 | 2,5   | 0,6  | 7,5 | 15,6 | 32   |
| FeO.....                             | 38,9          | 9,7  | 112,5 | 110  | 93  | 105  | 73,5 |
| MnO.....                             | 1,8           | 1,5  | 1,4   | 15,5 | 2   | 2,4  | 0,4  |
| MgO.....                             | 192           | 140  | 120   | 75   | 130 | 175  | 50   |
| CaO.....                             | 143           | 46,5 | 155   | 152  | 184 | 48   | 6,2  |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 63            | 79   | 64,5  | 30,6 | 45  | 129  | 82,5 |
| K <sub>2</sub> O.....                | 25,6          | 77,6 | 12,75 | 26,6 | 21  | 4,7  | 24,4 |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 3,1           | 3,2  | 3,5   | 4,6  | 4,5 | 3,5  | 4,5  |
| CO <sub>2</sub> .....                | 85            | 1,6  | 163,5 | 116  | 168 | "    | 5,7  |

Elles se caractérisent toutes par une perte au feu considérable due à une forte teneur en eau. La teneur en CO<sub>2</sub> est très variable. Il semble d'ailleurs que, dans les analyses de P. Termier, la perte au feu, nettement plus faible, ne doive représenter que l'eau de constitution et le CO<sub>2</sub>, tandis que l'eau des analyses



données ici comporte à la fois l'eau de constitution et l'eau d'humidité.

La teneur en silice est parfois très faible, mais cela est fonction, dans une certaine mesure, des fortes pertes au feu : la teneur en silice la plus élevée correspond à celle dont la perte au feu est la plus faible. La forte teneur en alumine est à peu près homogène; elle atteint toutefois une valeur anormalement élevée dans un des échantillons.

Les carbonates, évidemment secondaires, sont parfois abondants, et corrélativement la teneur en chaux est assez forte. L'anomalie de l'échantillon 45-37 (analyse 46) mérite à ce sujet d'être soulignée. La totalité de la chaux ne suffit pas à saturer le  $\text{CO}_2$ , de sorte qu'on a la preuve qu'il y a là un autre carbonate que le carbonate de calcium. S'agit-il de carbonate de magnésie, de carbonate de fer, ou de carbonate de soude provenant de la décomposition de néphéline (cancrinite)? Nous verrons plus loin à répondre à cette question. Il en est de même dans l'échantillon E 25 (analyse 50) qui représente une roche très altérée d'où la chaux a pratiquement disparu.

*Échantillon E 88 (analyse 45).* — Dans le sens inverse, l'échantillon E 88, pauvre en chaux et pourtant relativement peu altéré, peut nous servir d'exemple. Le calcul de la composition virtuelle donne :

|                                 |       |
|---------------------------------|-------|
| Or.....                         | 43,1  |
| Ab.....                         | 9,82  |
| An.....                         | 1,11  |
| Né.....                         | 17,05 |
| H.....                          | 1,67  |
| Ap.....                         | 0,99  |
| Hé.....                         | 8,7   |
| $\text{SiO}_3\text{Mg}$ .....   | 2,54  |
| $\text{SiO}_3\text{Ca}$ .....   | 2,94  |
| $\text{SiO}_4\text{Mg}_2$ ..... | 8,03  |
| Pf.....                         | 0,68  |
|                                 | <hr/> |
|                                 | 96,63 |
| Cc.....                         | 0,16  |
| $\text{H}_2\text{O}$ .....      | 2,9   |
|                                 | <hr/> |
|                                 | 99,69 |

$$\frac{\text{or}}{\text{plag}} = 3,9$$

$$\text{An \%} = 10$$

$$\Sigma\text{B} = 25,55$$

Cela conduit aux paramètres II.6.1.3.[1'.3(4).(1)2.'3]. Ces paramètres sont ceux d'une *phonolite potassique*. Comme il s'agit de roches anciennes plus ou moins altérées (bien que cet échantillon soit particulièrement frais), il convient de discuter la valeur de cette détermination : une des altérations essentielles a dû porter sur le fer. Pour P. Termier, on l'a vu, il y a enrichissement en fer, rendu sensible par la présence de minerais d'altération dans la roche. Je crois beaucoup plus probable qu'il y a eu transformation de FeO en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . En effet, on voit autour de l'olivine, assez abondante dans la roche, des altérations ferrugineuses rouges : en même temps qu'elle, l'augite présente, quoique moins nettement, le même phénomène. De toute façon, cette transformation influe surtout sur les paramètres B (*l* et *m*), non utilisés pour le diagnostic de la roche. Au total, le retentissement sur les paramètres coupolithiques est faible : il se chiffre par quelques molécules de silice qui seraient bloquées par FeO sous la forme  $\text{FeO-SiO}_2$  ou plutôt (puisque la roche est déficitaire en silice) comme  $2\text{FeO-SiO}_2$  : ces quelques molécules augmenteraient dans une faible mesure le déficit de cet élément en amenant par suite une plus forte quantité de néphéline virtuelle; cela augmenterait la valeur de *q*. L'élimination de cette altération ne pourrait donc que confirmer la valeur 6 du paramètre d'ordre.

*Chaux et alcalis.* — Le calcul de la composition virtuelle met en évidence du diopside en quantité notable, donc de la chaux non feldspathisable [ $\text{CaO}$ ]. Il s'ensuit que, même si la roche est décalcifiée, la valeur du paramètre de rang ne paraît pas avoir jamais dépassé la valeur 1 qui lui est attribuée. Pour que cela fût possible, il eût fallu :

a. Soit que la teneur en alumine eût baissé par rapport à la teneur originelle : c'est improbable, l'inverse aurait plus de chance d'être exact (enrichissement différentiel dû au départ de  $\text{CaO}$ );

b. Soit que la teneur en alcalis eût augmenté; une telle éventualité ne saurait être rejetée *a priori* : pour les analyses de P. Termier, nous avons vu qu'elle était assez peu probable. On sait pourtant que les spilites sont considérés comme des basaltes albitisés (sans preuves formelles d'ailleurs). Or, là, la teneur en soude varie dans des limites assez étroites : de 4 à 5 p. 100; il n'y a d'exception que pour 45-39 [47], qui est un *spilite* très aberrant (p. 208), sur lequel nous reviendrons spécialement. Les chiffres sont sensiblement plus faibles que ceux donnés par P. Termier, mais cependant les deux séries se

chevauchent nettement l'une l'autre. Il paraît bien invraisemblable que cette égalité de teneur en soude dans les roches dont le degré d'altération est *variable* n'impliquât point une teneur originelle sensiblement de l'ordre de celle que nous constatons aujourd'hui. Au demeurant, l'abondance des cristaux de plagioclases, *évidemment originels* dans la roche, déjà soulignée par P. Termier dans la diagnose générale reproduite page 140, est la preuve d'une forte teneur originelle en soude. Nous pouvons donc conclure que la teneur en soude est exacte.

La teneur en potasse est très variable. On pourrait donc considérer avec quelque vraisemblance qu'elle a passablement changé depuis la mise en place de ces roches, les variations observées étant, en somme, d'origine secondaire. Mais l'échantillon E 88, considéré comme un des moins altérés de ceux qui ont été donnés à l'analyse, est celui où la teneur en  $K_2O$  est la plus forte. Il faudrait donc admettre une diminution de la teneur en potasse plutôt qu'une augmentation, et, sans discuter des conséquences chimiques et du mécanisme possible d'un tel sens de variation, il faut noter qu'elle amènerait, non une augmentation de la valeur paramétrale de  $r$ , mais une diminution.

En définitive, la définition *phonolite potassique* est parfaitement assise par les données et par la discussion des paramètres. Elle est, de plus, amplement justifiée par l'examen des lames minces. Toutefois, il y a variation par rapport au type canonique, non que la roche soit franchement hétéromorphe (on observe de l'augite, de l'olivine- mais altérée, de l'orthose), mais en raison d'altérations qui, si elles ne masquent ni les caractères structuraux, ni la composition chimique de la roche, sont néanmoins suffisantes pour changer la nature de certains minéraux; on peut donc qualifier la roche de *paraphonolite potassique*.

*Paramètres barylitiques.* — Ils ont peu d'intérêt puisqu'il s'agit d'une roche leucocrate ou au plus mésocrate. On doit noter pourtant que leurs éléments calculés sont suspects, en raison de l'altération ferrugineuse de l'olivine et des pyroxènes, déjà sensible. Cela influe sur la totalité des paramètres par variation des quantités de  $FeO$ . Il vaut mieux s'abstenir par conséquent de faire des comparaisons avec d'autres roches.

*L'analyse n° 49.* — Cette roche a déjà fait l'objet d'une description minéralogique (45-6, p. 194). Nous avons vu qu'il s'agissait d'une roche laminée avec petits amas de silice secondaire.

*Composition virtuelle.*

|                          |        |
|--------------------------|--------|
| Or.....                  | 2,62   |
| Ab.....                  | 39     |
| An.....                  | 10,40  |
| Né.....                  | 15,50  |
| Cor.....                 | 1,51   |
| Ap.....                  | 1,08   |
| Il.....                  | 1,90   |
| Ma.....                  | 3,62   |
| SiO <sub>3</sub> Mg..... | 12,23  |
| SiO <sub>3</sub> Fe..... | 8,10   |
|                          | <hr/>  |
|                          | 95,96  |
| H <sub>2</sub> O.....    | 4,6    |
|                          | <hr/>  |
|                          | 100,56 |

$$II, 6, 2, 5 [2.5.1.(2)^3]$$

$$\frac{or}{plag} = \frac{2,62}{49,4} = 0,05$$

$$An \% = \frac{10,40}{49,40} = 21$$

$$\Sigma R = 26,93$$

Les paramètres sont ceux d'une tephrite (bien que  $s = 5$  soit plus fort qu'il n'est habituel dans ce genre de roches, plus généralement caractérisées par  $s = 4$ ). Mais nous devons noter :

1° Un déficit certain en chaux, matérialisé par la présence de corindon libre. Si cette alumine était feldspathisée sous forme d'anorthite, le paramètre  $r$  ne changerait pas (il passerait à 3,56 à 2,5 et garderait sa valeur paramétrale 2). Le déficit en chaux n'affecte donc certainement pas la valeur de  $r$ . Par contre, il retentit sur le calcul de la chaux barylitique, inexistante. Il s'ensuit une augmentation relative d'olivine, les silicates de magnésie et de fer n'étant pas bloqués sous forme de diopside. Cela a pour résultat de diminuer le déficit de silice (en transformant la totalité de  $(FeMg)O - SiO_2$  en  $2(FeMg)O - SiO_2$ ). Or, on a déjà noté la présence de silice secondaire. Le déficit de silice est donc finalement certainement plus fort que la composition virtuelle ne le laisse apparaître : il est possible dans ces conditions que le paramètre  $q$  tende vers 7. Cela ne changerait rien à la définition de la roche.

On peut se demander si la très faible teneur en potasse n'est pas due à un lavage des feldspaths potassiques : personnellement je ne le pense pas, d'autant moins que le lavage de la néphéline aurait précédé celui des feldspaths. Au total, je crois qu'on peut considérer comme établi que la roche en question était originellement une téphrite. Sa définition paramétrale originelle est certainement incluse dans les limites suivantes : II. 6-7. 2. 4-5. On peut donc, devant l'impossibilité de la définir exactement en lame mince, la dénommer *métatéphrite*. On ne saurait définir aussi aisément les paramètres barylitiques, beaucoup plus touchés par les altérations; au demeurant, il s'agit d'une roche plutôt leucocrate et l'intérêt de ces paramètres est assez faible, comme dans le cas de l'échantillon E 88, précédemment étudié.

*Les autres analyses.* — Elles montrent une teneur en CO<sub>2</sub> qui n'est jamais négligeable, et peut atteindre de très grandes valeurs (7,4 p. 100 pour un des échantillons). Il s'ensuit que le calcul des paramètres va donner des résultats plus incertains.

Il faut d'abord mettre de côté l'échantillon E 25 (n° 50), qui représente une roche très décalcifiée (la quantité de chaux n'arrive même pas à saturer l'anhydride phosphorique) et dont la richesse exceptionnelle en alumine résulte de conditions d'altération très particulières.

Pour calculer les autres, il faut d'abord convenir du mode de calcul relatif au CO<sub>2</sub>. Doit-on le compter comme CO<sub>3</sub> Ca et l'éliminer de la composition virtuelle finale — suivre en somme la règle classique — ou, comme le propose Frey (123), le compter seulement en CO<sub>2</sub>?

Cette dernière méthode est de beaucoup préférable, car la calcite, sauf dans les amas épigénisant les zéolithes (quand ils existent) est très fréquemment diffuse dans la roche : la chaux qui entre dans sa composition est donc à peu près sûrement de la chaux primaire sur laquelle s'est fixé secondairement du gaz carbonique. D'autre part, il n'y a pas que de la calcite, comme le montre l'analyse 45-37, où le nombre des molécules de CO<sub>2</sub> est supérieur à celui des molécules de CaO. Le CO<sub>2</sub> est là soit sous forme de CO<sub>3</sub>Mg (des cristaux de dolomie sont probables en lame mince), soit sous forme de CO<sub>3</sub>Na<sub>2</sub> (can-crinite?), plus douteux, soit sous forme de CO<sub>3</sub>Fe.

Cette façon de procéder se trouve justifiée par les résultats : malgré la variation des teneurs en CO<sub>2</sub>, les trois analyses (on met de côté E 25, pour les raisons indiquées plus haut), donnent des résultats étonnamment

concordants et qui corroborent parfaitement l'observation en lames minces.

Le tableau suivant donne les compositions virtuelles des quatre analyses dont on a donné plus haut l'origine :

|  | 44    | 46    | 47    | 48    |
|--|-------|-------|-------|-------|
| Q.....                                 | "     | "     | 1,10  | "     |
| Or.....                                | 14,22 | 7,09  | 14,79 | 11,68 |
| Ab.....                                | 13,8  | 18,6  | 16,04 | 8,09  |
| An.....                                | 20,55 | 21,04 | 24,97 | 25,41 |
| Né.....                                | 10,42 | 8,24  | "     | 7,96  |
| Il.....                                | 2,84  | 3,42  | 3,42  | 3,19  |
| Ap.....                                | 0,96  | 1,08  | 1,42  | 1,39  |
| Ma.....                                | 5,11  | 0,58  | 0,14  | 1,74  |
| Hé.....                                | 0,69  | "     | "     | "     |
| { SiO <sub>3</sub> Mg.....             | 5,85  | 3,90  | 7,50  | 5,14  |
| { SiO <sub>3</sub> Fe.....             | "     | 3,92  | 13,5  | 3,51  |
| { SiO <sub>3</sub> Ca.....             | 6,78  | 7,97  | 5,61  | 9,04  |
| SiO <sub>4</sub> Fe <sub>2</sub> ..... | "     | 6,22  | "     | 4,07  |
| SiO <sub>4</sub> Mg <sub>2</sub> ..... | 9,35  | 5,66  | "     | 5,55  |
|  | 90,57 | 87,74 | 88,49 | 87,58 |
| CO <sub>2</sub> .....                  | 3,74  | 7,2   | 5,1   | 7,4   |
| H <sub>2</sub> O.....                  | 5,56  | 4,2   | 5,9   | 4,5   |
|  | 99,87 | 99,72 | 99,49 | 99,48 |

|                 | II (III) | II (III) | II (III) | (II) III |
|-----------------|----------|----------|----------|----------|
| p.....          | '6       | (5)6     | 5        | (5)6     |
| q.....          | 3        | 3        | 3(4)     | 3        |
| r.....          | 4        | 4'       | 3        | '4       |
| h.....          | 2        | (1)2     | 1(2)     | (1)2     |
| k.....          | '3       | '3       | 1        | 2(3)     |
| l.....          | 2        | 2        | 2        | 2        |
| m.....          | '2       | 3        | 3(4)     | '3       |
| or<br>plag..... | 0,41     | 0,179    | 0,36     | 0,34     |
| An %.....       | 60       | 53       | 61       | 74       |
| ΣB.....         | 31,58    | 32,75    | 31,51    | 33,63    |

Les analyses 44 et 46, provenant de deux points éloignés l'un de l'autre (col de Préclos et col de la Vaurze), donnent les mêmes paramètres (sauf un, dont l'importance est très secondaire), 48 donne *p* très légèrement différent, mais de l'autre côté de la coupure, de sorte que le nom de la roche change.

Les paramètres  $r$  et  $s$ . — La valeur de  $r = 3$  fait ranger ces trois roches dans la famille des théralites. Ce sont des téphrites passant à des basanites. La présence possible d'analcime (44) pourrait leur faire attribuer le nom de crinanites ou de rubaites. Reste à savoir si cette valeur du paramètre  $r$  n'est pas discutable.

Le lavage des feldspathoïdes aurait en effet pour résultat de provoquer le départ d'alcalis, donc de tendre à augmenter la valeur paramétrale de  $r$ . D'autre part, la forte teneur en chaux est due probablement pour une certaine part, inappréciable, à de la calcite réellement secondaire; une deuxième cause d'augmentation du paramètre  $r$  s'ajoute par suite à la première.

L'échantillon E 85 (n° 44) montre bien en lame mince des cristaux attribuables à de la néphéline, mais montre également des zones jaunâtres, ne polarisant pas, qui pourraient être de l'opale secondaire, laquelle, dans l'analyse chimique, augmenterait la teneur en silice. Il devient évidemment difficile de donner un nom précis à la roche, et le nom de *métatéphrite*, qui me paraît bien devoir lui être donné, rend compte de ces difficultés.

Le cas de la roche 45-37 (n° 46) est encore plus épineux : il s'agit là d'une roche très fortement tectonisée, laminée, où les éléments en lame mince sont souvent peu discernables. Les paramètres sont les mêmes que ceux de la roche précédente, mais le nom d'*épitéphrite* est préférable, tenant compte de l'incertitude qu'il y a à ne pouvoir vérifier par l'examen optique les paramètres calculés de la roche. Quant à 45-57 (n° 48), c'est un *métabasanite* en raison de la valeur III du paramètre  $p$ , mais la valeur formelle de ce paramètre reste très voisine de celle des roches précédentes.

Reste la roche 45-39 (n° 47). Microscopiquement, c'est une « roche verte », d'aspect schisteux, fissile, aux surfaces luisantes d'un vert clair vif; elle est, par suite, différente des mélaphyres compacts, habituellement violets, et se rapproche plutôt des spilites ou des tufs. En lame mince, on voit une roche microlithique, très laminée, indéchiffrable en raison de ce caractère, avec des bâtonnets de quartz secondaire ou des traînées de leucoxène. Pourtant, il ne semble guère que cette roche ait jamais été une basalte.

L'analyse chimique et les paramètres correspondants font classer cette roche dans les latites, d'où le nom d'*épilatite* que je lui donne. La présence de quartz secondaire, alors que la teneur moyenne en silice reste faible, montre que cette roche était très déficitaire en silice à l'origine, et il n'est pas impossible que les paramètres originels aient pu être voisins de ceux des roches

précédentes. Mais il est également intéressant de noter que les « diabases » intracristallines, dont il sera question plus loin, présentent des paramètres magmatiques tout à fait du même ordre. D'autre part, l'aspect en lame mince peut laisser supposer qu'il puisse s'agir d'un tuf cinéritique, où des éléments étrangers à la roche volcanique elle-même modifieraient la composition chimique.

Nous avons laissé de côté l'analyse d'une roche provenant de Venosc, qui, en lame mince, se présente comme une dolérite, avec de l'olivine très serpentinisée, du leucoxène et des feldspaths en baguettes indéterminables. L'analyse chimique montre une décalcification totale et un enrichissement en alumine considérable; les autres teneurs sont normales. La roche a dû être une andésite ou un basalte à l'origine, mais elle est trop altérée pour qu'on puisse en calculer directement les paramètres magmatiques. L'analyse montre néanmoins que les teneurs en soude et en potasse ne sont pas exceptionnelles par rapport à celles des autres échantillons analysés. On peut toutefois essayer de délimiter les limites probables des paramètres magmatiques comme on l'a fait pour les analyses de P. Termier.

Le tableau suivant donne les éléments de calcul :

|                                      |      | Moléc. |
|--------------------------------------|------|--------|
| SiO <sub>2</sub> .....               | 48,2 | 804    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 25,2 | 247    |
| TiO <sub>2</sub> .....               | 0,9  | 11     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ..... | 5,1  | 32     |
| FeO.....                             | 5,3  | 73,5   |
| MnO.....                             | 0,03 | 0,4    |
| MgO.....                             | 2    | 50     |
| CaO extrapolée.....                  |      | 153,50 |
| Na <sub>2</sub> O.....               | 5,1  | 82,50  |
| K <sub>2</sub> O.....                | 2,3  | 24,40  |
| CO <sub>2</sub> .....                | 0,25 |        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....  | 0,66 | 4,50   |
| Perte.....                           | 5    |        |

On peut même se permettre de calculer une composition virtuelle approximative basée sur l'hypothèse suivante : le calcul de la composition virtuelle de la roche originelle n'aurait certainement pas montré d'alumine libre (en raison de ce qu'on sait de la roche par l'aspect des lames minces de la roche

altérée). La quantité de CaO minima (compte *non* tenu de la chaux des barylites) est donc égale à :

$$nb \text{ mol. Al}_2\text{O}_3 - (\text{mol. Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$$

auquel il faut ajouter le nombre de molécules de chaux de l'apatite (13,5), soit 153,5, ce qui correspond à une teneur centésimale approchée de 8 à 9 p. 100.

Composition virtuelle approchée :

|                |   |           |
|----------------|---|-----------|
| Or             | = | 13,60     |
| Ab             | = | 22,50     |
| An             | = | 39        |
| Né             | = | 11        |
| Ap             | = | 1,39      |
| Il             | = | 1,67      |
| Ma             | = | 7,43      |
| Ol             | { | Mg = 3,50 |
|                |   | Fe = 3,16 |
| II. (5) 6.3'.4 |   |           |
| or             | = | 0,22      |
| plag           | = | 63,50     |
| An %           | = | 63,50     |
| ΣB             | = | 17,15     |

Cette extrapolation suppose, ce qui n'est évidemment pas exact :

- 1° Qu'il n'y a pas eu enrichissement différentiel en alumine;
- 2° Qu'il n'y a eu aucun départ de la soude et de la potasse.

Elle entraîne par suite un calcul excessif de CaO, mais n'a pas un retentissement tellement important sur la teneur originelle *probable* en CaO, du fait qu'on ne fait entrer en ligne de compte *aucune* molécule de CaO barylitique (et il y en avait dans la roche originelle). Cela n'entraîne pas, non plus, un grand déficit de silice, car on calcule probablement comme (anorthite)  $\text{CaO} - 2\text{SiO}_2$  ce qui devrait être calculé comme diopside ou wollastonite  $\text{CaO} - \text{SiO}_2 - (\text{FeMg})\text{O} - \text{SiO}_2$ .

Le second membre est effectivement calculé comme  $(\text{FeMg})\text{O} - \frac{1}{2}\text{SiO}_2$ .

Notons que, si on applique brutalement l'hypothèse que l'alumine est entièrement feldspathisée, comme le calcul de la composition virtuelle approximative du tableau précédent le fait, on arrive à une teneur en anorthite de 63 p. 100 (Labrador), ce qui n'a rien d'anormal.

*Les paramètres probables.* — Si on applique les méthodes de calcul habituelles on arrive, ainsi que le montre le tableau, à II. (5) 6.3'.4.

Discutons la probabilité de ces paramètres.

*Paramètre p.* — Il paraît douteux qu'il ait pu avoir jamais une autre valeur que II. Il était certainement supérieur à I, étant donné l'aspect actuel de la roche. Il paraît impossible (à moins d'admettre un fort départ de Fe et de Mg : or la teneur en Fe, ferreux et ferrique, atteint encore 10 p. 100; la teneur en magnésium est peut-être un peu faible) qu'il ait atteint III à l'origine.

*Paramètre q.* — Le calcul brutal donne (5) 6.6 est sans doute la valeur originelle, mais il n'est pas exclu qu'elle ait pu être 5. Toutefois, ainsi que le fait remarquer A. Lacroix (223, p. 184), le lavage des feldspathoïdes fait baisser la valeur paramétrale de *q*. On pourrait penser que c'est le cas, mais la néphéline n'a jamais dû être réelle dans cette roche entièrement cristallisée doléritique<sup>(1)</sup>.

*Paramètre r.* — Il est très artificiel, puisque basé sur une teneur *supposée* en CaO, mais l'hypothèse faite est en somme très normale et il y a tout lieu de supposer que 3 est bien la valeur originelle. Elle ne saurait être supérieure et le sens de la variation due à l'altération amènerait plutôt vers 2 (diminution des alcalis).

*Paramètre s :* sa valeur 4 est liée à la permanence des teneurs en Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O; on peut supposer que, s'il y avait de la néphéline dans la roche originelle, la teneur en Na<sub>2</sub>O a dû baisser. Il tendrait alors plutôt vers 5. Mais on vient de voir le peu de probabilité de cette hypothèse.

Au total, les paramètres A de cette roche devaient varier dans les limites suivantes :

$$\text{II. 5-6 (?) . 2-3 . 4-5 (?) .}$$

Si nous comparons cette formule à celle déjà calculée à partir de roches beaucoup moins altérées, on ne peut s'empêcher de noter que ce sont les paramètres de quatre d'entre elles.

On peut, je pense, conclure, malgré l'altération de cette roche, qu'elle était originellement une téphrite ou qu'elle en était très proche.

<sup>(1)</sup> Notons que c'est la seule analyse donnée de mélaphyre doléritique.

*Diagrammes.* — Avant de conclure, il est intéressant de noter quelques-uns de ces divers résultats sur des diagrammes triangulaires. Nous en ferons deux : un qui loge ces roches dans les paramètres  $p$  et  $q$  <sup>(1)</sup>, l'autre dans le classique triangle CaO'-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O. On ne note dans ce dernier que les roches

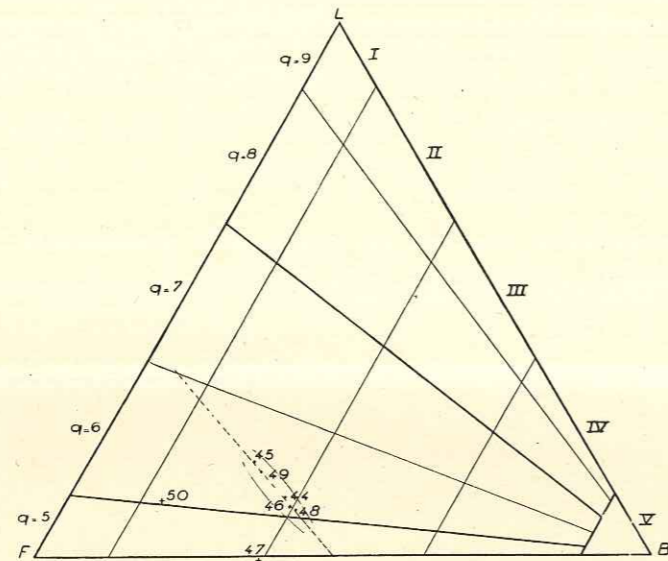


Fig. 20. — Les paramètres  $p$  et  $q$  : mélaphyres. — Ces roches étant déficitaires en silice, le diagramme triangulaire est construit avec les données barylites, feldspaths, feldspathides. Le sens de l'évolution du magma des roches triasiques est extrêmement net : on peut inférer de la figure que les types extrêmes sont  $p = III$ ,  $q = 5$  soit des basaltes (mais aucune analyse ne correspond à ce type) et  $p = I$ ,  $q = 6-7$ , soit des téphrites-basanites (aucune analyse non plus n'admet ces paramètres extrêmes). On a figuré en dehors du triangle le point figuratif de l'analyse 47, en supposant un deuxième triangle F-B-Q accolé à celui figuré par leur base commune : mais on n'a pas figuré ce deuxième triangle pour ne pas agrandir exagérément la figure.

admettant 6 comme valeur de  $q$ , pour pouvoir loger, suivant les propositions de Frey (123) les limites des familles.

Le premier diagramme montre l'homogénéité de ces roches qui s'installent, à très peu près, sur une ligne orientée presque parallèlement à la base L-B.

<sup>(1)</sup> On trouve dans FREY (123, page 82) la description de cette représentation graphique et la discussion de sa validité.

Deux échantillons font exception : ce sont précisément ceux qui présentaient sur tous les points des caractères aberrants : E 25 et 42-39 (analyses 50 et 47). Il n'y a pas lieu, je crois, d'en tenir compte. Cet alignement ne saurait être fortuit : il indique probablement la direction d'évolution du magma et

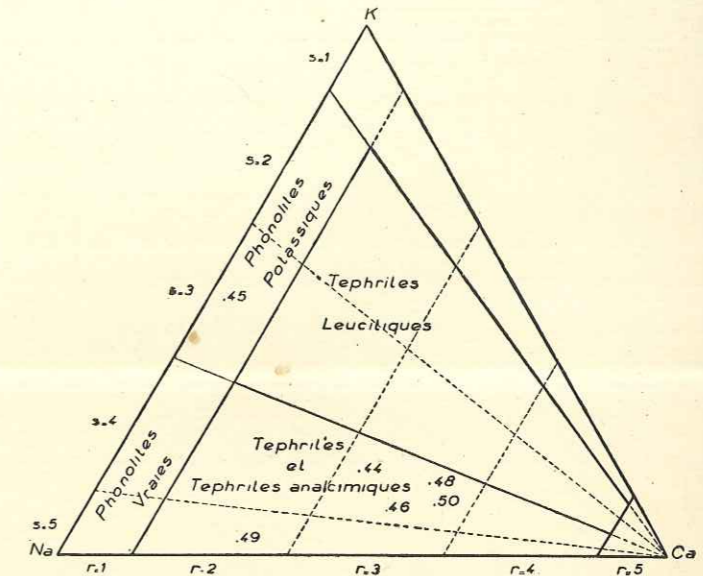


Fig. 21. — Les mélaphyres : paramètres  $r$  et  $s$ . — Comme on doit s'y attendre, les variations de teneurs en chaux font que les points sont assez dispersés : mais la majorité d'entre eux tombe cependant dans une seule et même aire, et montre l'homogénéité de ces roches malgré les altérations secondaires. Ce diagramme ne peut inclure que les roches de paramètre  $q = 6-7$  pour pouvoir marquer les limites des diverses catégories de roches

le sens des limites extrêmes de ces roches. A une extrémité, des roches relativement leucocrates, riches en feldspathides, sans toutefois qu'il y ait disharmonie très marquée entre les roches ferromagnésiennes et les roches plus calcoalcalines à ce sujet. A mesure que la teneur en barylites diminue, celle des feldspathides n'augmente pas sensiblement. Cela indique que le déficit en (FeMg)O est compensé par des apports de silice en même temps que d'alcalis ou d'alcalinoterreux. Les roches tendent alors vers des phonolithes sodopotassiques ou potassiques. L'échantillon E 88 (45) qui occupe l'extrémité appartient à cette dernière catégorie de roches.

A l'autre extrémité, les roches tendent vers les paramètres III.5. donc

des *basaltes*. Étant donné les analyses effectivement faites, il est douteux qu'on trouve jamais des roches fortement leucocrates, et certainement pas de roches mélanocrates : la somme maxima des barylites semblant être 50 p. 100, la quantité de feldspathides virtuels maxima pouvant atteindre environ 40 p. 100<sup>(1)</sup>.

On a vu que les analyses de P. Termier aboutissaient à des roches des paramètres II. 5, ne s'alignant donc pas exactement sur cet axe. Mais il est bien évident que l'aire de ces roches sur le diagramme B-L-F n'est pas réduite à une ligne, et il est aisé de voir qu'une ellipse, même très allongée, englobe une petite zone du quartier  $p = \text{II}$ ,  $q = 5$ . Il n'y a donc là aucune incompatibilité, d'autant moins qu'il n'y a rien d'impossible à ce que les roches analysées par P. Termier soient des paratéphrites dont l'altération a fait baisser le paramètre  $q$  de 6 à 5. M. A. Lacroix signale précisément (223, p. 184) ce type d'altération.

*En définitive, les mélaphyres du Trias, au moins ceux des abords immédiats du Haut Massif, sont des roches déficitaires en silice, riches en alcalis, mais surtout en soude, relativement pauvres en éléments colorés.*

On retrouve là un certain nombre de caractères du granite du Pelvoux et du cortège des roches connexes : la sodicité du magma (avec de ci de là des échantillons beaucoup plus rares, riches en potasse), et surtout sa tendance feldspathique : les éléments colorés ne sont *jamais* prépondérants. Il est vraiment étonnant de constater, au terme de cette étude des formations cristallines, qu'aucune roche mélanocrate n'a jamais été repérée dans cet ensemble cristallin, malgré l'extrême variété des types filoniens épanchés. Une seule est mésocrate (n° 48) : encore le paramètre de classe la loge-t-il fort près de la limite des roches leucocrates ( $p = [\text{II}] \text{III}$ ). L'absence de minerais en est une conséquence directe : et sur le plan pratique cela entraîne l'absence de gîtes intéressants sur toute l'étendue du massif. L'absence totale de roches basiques y rend plus qu'improbables les métaux généralement liés à ces dernières. L'absence de filons pneumatolytiques fait, nous l'avons déjà noté, qu'il semble inutile d'y rechercher la cassitérite, le wolfram ou la molybdénite pour une exploitation industrielle. Si certains de ces minéraux ont été jadis signalés<sup>(2)</sup> c'est sous

<sup>(1)</sup> Aux extrémités de la ligne pointillée de la fig. 20 : mais de ces roches extrêmes correspondant, l'une à B=O (F=60 p. 100, L=40 p. 100) l'autre à L=O (B=50 p. 100, F=50 p. 100), la 1<sup>re</sup> pratiquement impossible.

<sup>(2)</sup> Pourtant le cuivre a été signalé et recherché dans les mélaphyres du Valgaudemar (Navette, Villar-Loubière).

forme de minuscules mouchetures évidemment inexploitable. Seule la galène, et sans doute l'or concentré dans bien des filons de quartz, ont pu ou sont susceptibles de fournir des exploitations temporaires : encore ces dernières ont-elles toujours, au cours des temps, périclité rapidement<sup>(1)</sup>.

Si donc les mélaphyres ne détonnent nullement dans le cortège des roches éruptives du massif, ils se singularisent toutefois par certains caractères particuliers : l'abondance de chaux et surtout de magnésie sont parmi les plus notables. On a étudié en son temps l'inconcevable pauvreté du granite du Pelvoux en ces deux éléments. Seuls les schizolites lamprophyriques montrent au contraire une richesse relative assez forte en ces deux éléments. A ce titre, ils se rapprochent des mélaphyres.

Au total, les deux formations, kersantites intracristallines et téphrites triasiques ne sont pas tellement différentes, et P. Termier a pu penser un moment (368) que certains amas de lamprophyres représentaient les cheminées de sortie des volcans triasiques. Ultérieurement (notice feuille Briançon), il a d'ailleurs abandonné cette assertion.

Le problème peut se poser, et on a vu (p. 189) que si on prend une analyse isolée des kersantites (au moins de certaines d'entre elles), qu'on examine également la lame mince correspondante, on peut constater que la roche n'est guère différente de certaines roches volcaniques triasiques. Mais, si l'on regarde l'ensemble des analyses de roches triasiques, d'une part, l'ensemble des kersantites d'autre part, on constate qu'elles occupent dans des diagrammes triangulaires par exemple, des domaines chimiques séparés qui ont pourtant

<sup>(1)</sup> La question des gîtes métallifères dauphinois est fort intéressante. On y a signalé un peu tous les métaux, jusques et y compris le platine (159, 160, 161). Les seuls renseignements complets que nous ayons sont dus à Ch. Loxy, et sont par suite très anciens. Les observations étaient possibles à cette époque, encore très proche de la grande période de prospection qui a coïncidé avec le début de la grande industrie (1<sup>re</sup> partie du XIX<sup>e</sup> siècle). A l'heure actuelle, on ne retrouve même plus trace de la majorité des tentatives de recherches, et les traces d'exploitation encore visibles sont peu accessibles. Il semble résulter de toutes les observations réunies par Charles Loxy que bien des gisements d'Oisans sont postérieurs au dépôt du Lias, et sont essentiellement des « gîtes de contact » (à la limite des terrains cristallins et sédimentaires). La minéralisation actuelle serait donc essentiellement alpine. Cela n'est nullement en désaccord avec ce que nous a suggéré l'étude des kersantites. Il est assez curieux que ni l'une ni l'autre des deux périodes de guerre du XX<sup>e</sup> siècle n'aient vu un renouvellement important des recherches : l'échec sévère des tentatives du XIX<sup>e</sup> siècle a eu un retentissement suffisamment prolongé pour les décourager à l'avance. Il n'est pourtant pas exclu que certaines exploitations, faites par les méthodes modernes, aient pu être rentables.

des zones communes : il s'ensuit qu'il s'agit *certainement* de formations différentes, mais suffisamment proches toutefois en raison de la relative permanence des caractères chimiques des magmas au cours des temps géologiques, pour qu'une cheminée de sortie des roches triasiques puisse passer inaperçue en tant que telle. Notons que ce sont les analyses de mélaphyres fournies par P. Termier qui se rapprochent le plus des analyses de kersantites du massif; les analyses nouvelles effectuées par le laboratoire municipal donnent des roches beaucoup plus déficitaires en silice que les plus basiques des kersantites.

Il faut donc admettre qu'il n'est pas certain qu'il existe dans le Haut Massif des cheminées de sortie des mélaphyres : mais elles ont très bien pu être confondues avec des filons un peu exceptionnels de kersantites<sup>(1)</sup>. Nous avons déjà conclu dans ce sens dans le chapitre consacré à ces dernières roches.

## LES MAGMAS

Suivant les méthodes classiques des auteurs de langue allemande (175)<sup>(1)</sup> il est commode d'établir le diagramme de différenciation des magmas. On a utilisé pour cela quarante-trois des analyses précédemment données (les analyses de gneiss n'ont évidemment pas été utilisées, puisqu'il s'agit surtout de para-gneiss, et on a laissé de côté l'analyse 50, trop aberrante).

Dans l'établissement de la courbe, on a éliminé les mélaphyres qui, par leur origine nettement plus récente, pourraient appartenir à un type de magma assez distinct : nous les examinerons donc à part.

Réduit aux kersantites et aux roches du cortège du granite, le diagramme de différenciation s'interprète facilement. Les courbes de différenciation  $Al = f(Si)$ ,  $Fm = f(Si)$ ,  $C = f(Si)$ ,  $Alk = f(Si)$  sont assez régulières malgré quelques anomalies, dont la principale est l'aplite 42.88 (n° 24); mais cet échantillon est, nous l'avons vu, passablement particulier : il correspond à une aplite injectée dans les gneiss, et d'une manière suffisamment fine pour qu'il reste des traces de la roche encaissante dans l'aplite; l'injection ayant surtout consisté en un apport massif de soude.

Le point d'isofalie ( $f_m = Al$ ) est défini pour  $Si = 180,5$ . Deux analyses admettent précisément ce paramètre  $Si$  (36 et 42). Le premier est une kersantite doréitique, en provenance du pic Coolidge qui a les caractères de la roche principale. L'autre est une kersantite quartzique du fond de Muande (glacier des Sellettes).

On constate l'existence de deux «trous» manifestes : l'un entre 248 et 335, l'autre entre 470 et 560.

Le premier contient pourtant trois analyses (9-26-10), mais il faut remarquer que ces trois analyses correspondent au granite ancien (9-10) et à une anomalie du granite Pelvoux (la seule analyse de ce granite qui tombe dans la case des granites monzonitiques). Il est néanmoins intéressant de noter que ces trois analyses ne sont pas discordantes dans les courbes de différenciation, ce qui nous amène à conclure à l'unité pétrographique de tout ce matériel, le granite

<sup>(1)</sup> Par contre, il en existe de certaines dans le vallon de Navette, au nord du massif de Chaillol.

<sup>(1)</sup> On trouvera l'exposé de la méthode de calcul dans la thèse de M. ROUBAULT (398 p. 211).



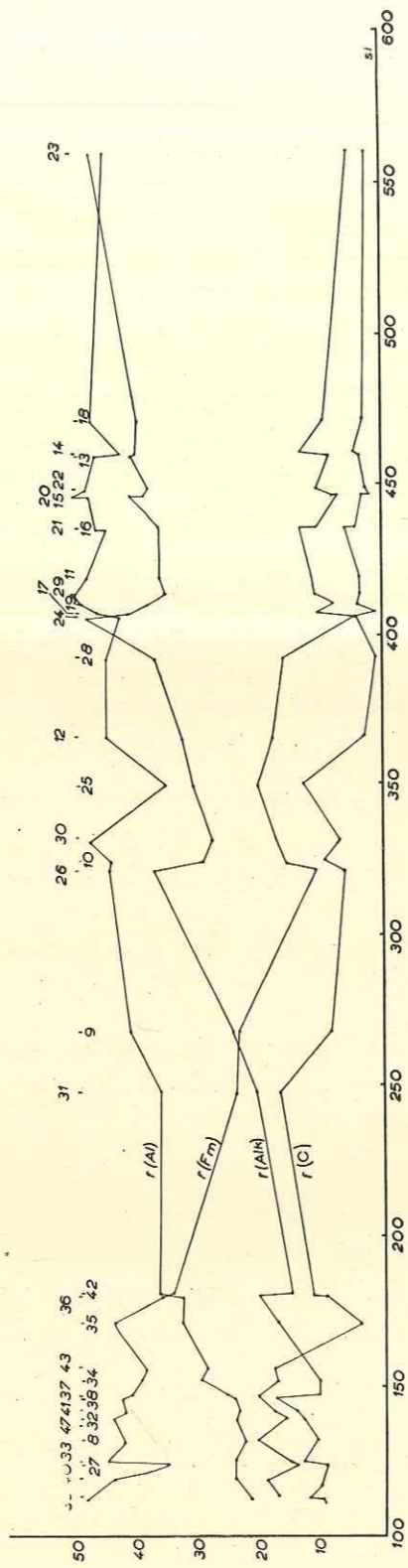


Fig. 22. — Les paramètres de Niggli.

En abscisses, la silice (paramètre Si). En ordonnées, les paramètres  $r_m$ , Al, C Alk. On a supprimé les abscisses de 0 à 100, qui ne correspondent à aucune analyse.

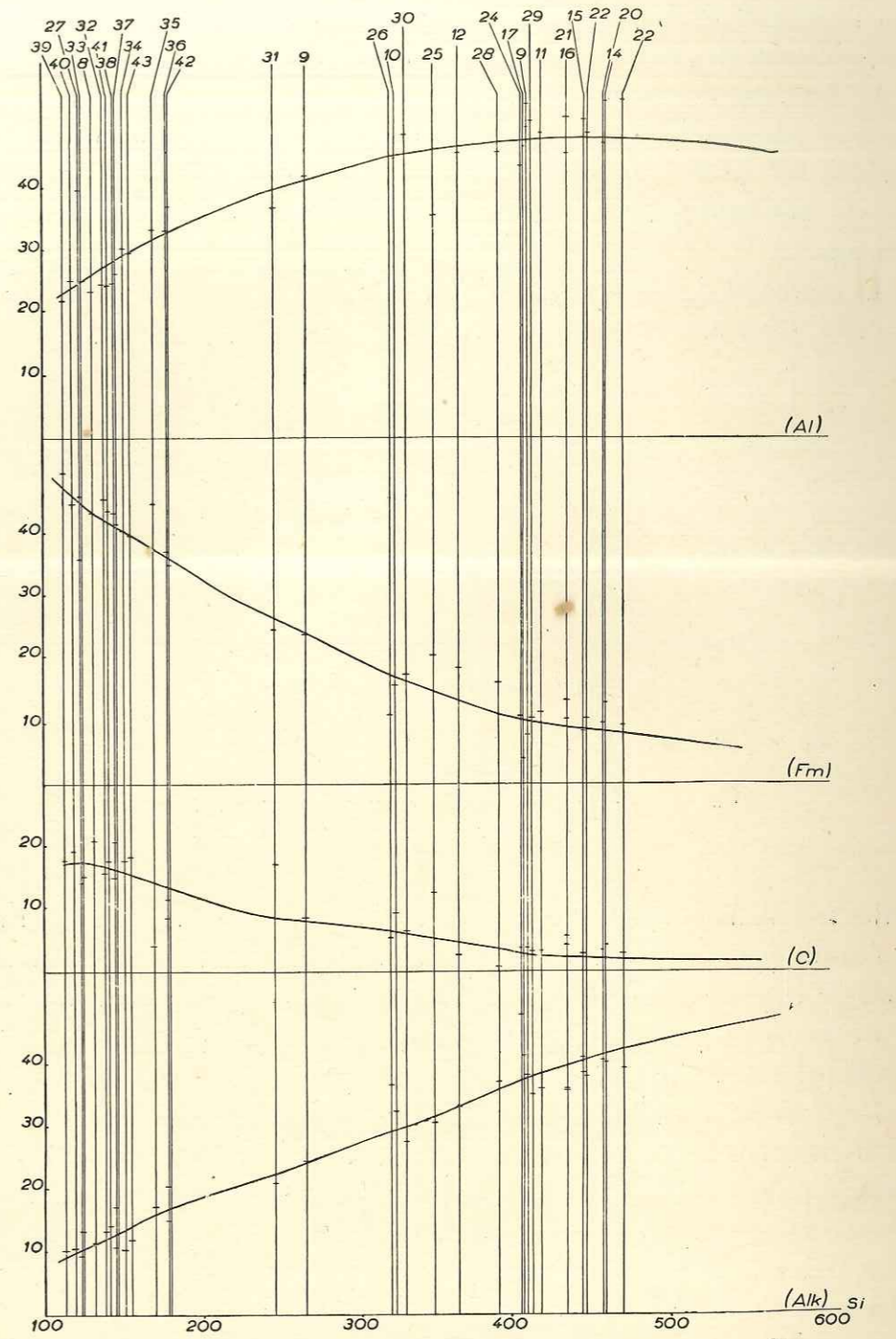


Fig. 23. — Les paramètres de Niggli : courbes extrapolées.

du Pelvoux et les kersantites apparaissent ainsi comme des différenciations magmatiques du granite ancien moins bien ségrégé.

Le deuxième vide est dû vraisemblablement au très petit nombre d'analyses de roches hypersiliceuses données : non qu'elles soient rares dans le massif, mais le fait qu'elles présentent des caractères macroscopiques et microscopiques très homogènes m'a incité à n'en donner que très peu d'analyses chimiques.

La courbe  $Si = f(Alk)$  coupe la courbe C pour une valeur de Si de l'ordre de 160. C'est une valeur basse, mais Niggli admet cependant que dans les

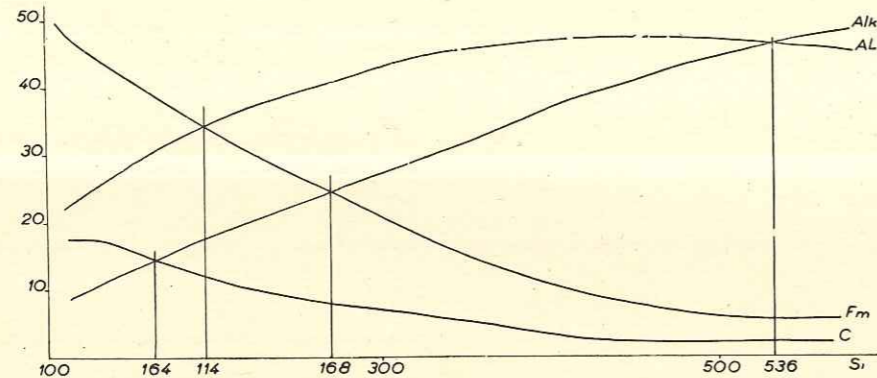


Fig. 24. — Les paramètres de Niggli : courbes extrapolées superposées. Points singuliers des courbes.

séries très alcalines ce point figuratif est au dessous de la valeur  $Si = 150$ . Il s'ensuit que le magma global du massif n'est pas aussi alcalin qu'on serait tenté de le penser à l'examen des seules analyses du granite du Pelvoux. Il a une tendance calcoalcaline, mais est encore très près des types alcalins, atlantique ou méditerranéen.

A côté de la courbe précise qui consiste à joindre par des lignes droites les divers points figuratifs, il n'est pas inutile de figurer une courbe extrapolée. C'est ce qui a été fait sur la page 219. On y peut étudier l'ordre de variation des diverses courbes. On constate que sur ces diagrammes la courbe  $Alk$  est presque une droite, la quantité d'alcalis croissant régulièrement avec la quantité de silice.

Les roches extrêmes tendent vers des aplites composées essentiellement de feldspaths et de quartz, ce qui est très conforme à ce que nous avons observé.

La courbe  $Al = f(Si)$  est également très peu arquée mais la quantité d'alumine tend à diminuer pour les fortes teneurs en silice; dans la première partie de la courbe, la quantité d'Al croît avec la quantité de silice.

La quantité de chaux est inversement proportionnelle à la quantité de silice et la courbe C devient assez rapidement asymptotique à l'axe des  $x$ .

C'est la courbe  $Fm$  qui présente la variation la plus considérable suivant l'axe des  $y$ . La courbe devient également asymptotique à l'axe des  $x$  pour les fortes teneurs en silice.

Avec ces courbes extrapolées, le point d'isofalie se trouve un peu décalé vers la droite, il se situe vers la valeur  $Si = 194$  et la roche principale aurait dès lors les caractéristiques suivantes :  $Si = 194$ ,  $Al = Fm = 35$ ,  $C = 12$ ,  $Alk = 18$ . La courbe tracée point par point donnait  $Si = 180,5$ ,  $Al = Fm = 36$ ,  $C = 11$ ,  $Alk = 18$ . On peut donc être assuré que la roche principale a des paramètres compris entre les chiffres suivants :

$$\begin{array}{rcc} 180 < Si < 194 \\ 35 < Al = Fm < 36 \\ 11 < C < 12 \\ Alk = 18 \end{array}$$

Le point pour lequel  $C = Alk$  est sensiblement le même dans les deux abaques compris entre les valeurs 160 et 164 de Si.

Il est intéressant d'établir les courbes de différenciation des mélaphyres (fig. 25).

On voit qu'elles sont très nettement distinctes des précédentes. Elles présentent presque toutes un point singulier, minimum ou maximum pour une valeur moyenne de Si (par rapport à l'écart de valeur totale de Si pour les mélaphyres) : les courbes  $Fm$  et  $Alk$  présentent un maximum alors que la courbe C présente un minimum. Il s'ensuit que la courbe  $Alk$  coupe deux fois dans la faible étendue  $Si = 100$  à  $Si = 140$  la courbe C.

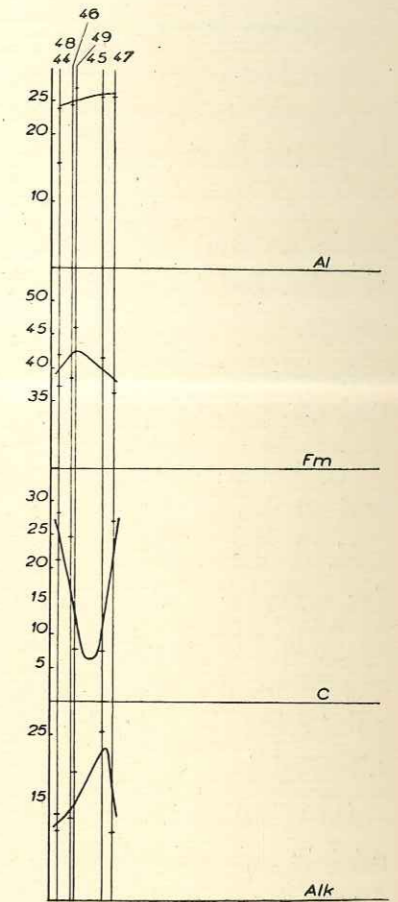


Fig. 25. — Paramètres de Niggli : les mélaphyres.

La courbe Al est la seule qui se rapproche de la courbe du magma général. Sur la figure 26, p. 223, on a ajouté en pointillé les courbes du magma général. On voit bien que le magma mélaphyrique est très nettement différent de ce dernier.

Il est intéressant de comparer ces courbes de différenciation à celles données dans divers travaux de savants français.

Dans l'ouvrage de M. Roques (331) les courbes Al, Alk et Fm correspondant aux roches du Bas-Limousin sont assez voisines de celles qui nous occupent. La courbe C est assez nettement différente, en présentant un maximum vers  $Si = 100$ . Il y a d'ailleurs dans les roches du Haut Massif l'indice d'un tel maximum dans la même zone, mais l'absence d'analyses ayant une valeur Si inférieure à 100 fait qu'on n'observe pas la branche montante de la courbe.

Le point d'isofalie de ces roches est atteint pour  $Si = 180$ ,  $Fm = 33$ ,  $C = 23$ ,  $Alk = 11$ .

Il y a donc une différence manifeste entre les deux roches principales surtout en ce qui concerne la teneur en alcalis et en chaux.

M. Roubault dans sa thèse (342) donne le diagramme de différenciation des roches d'un certain nombre de massifs méditerranéens. Pour la Kabylie de Collo, l'isofalie a lieu pour  $Si = 205$ . Pour le massif du Cap Marsa, cela se produit pour  $Si = 172$  ( $Al = Fm = 32$ ). Pour l'archipel de la Galite, le point d'isofalie est atteint pour  $Si = 157$ ,  $Al = Fm = 30$ ,  $C = 20$ ,  $Alk = 20$ . L'Esterel donne  $Si = 160$  ( $Al = Fm = 30$ ,  $Alk = 15$ ,  $C = 25$ ).

On voit d'après ces quelques exemples que le magma du massif des Écrins est très caractérisé par une roche principale à faible valeur du paramètre C. Aucun des exemples donnés ci-dessous ne montre une aussi faible teneur en chaux, aucun non plus ne montre une teneur aussi élevée en alumine et en éléments ferromagnésiens.

Les comparaisons avec les données ci-dessous ne font que confirmer les conclusions qu'on pouvait tirer de l'examen des seules courbes de différenciation du massif :

1° La pauvreté en éléments ferromagnésiens du granite du Pelvoux n'est pas une pauvreté magmatique réelle : elle est due seulement à une différenciation extrême des éléments du magma, à une très grande ségrégation magmatique :

2° Il en va de même, mais à un degré bien moindre, de la teneur en chaux. Néanmoins celle-ci reste faible, même aux faibles teneurs en silice ;

3° La teneur en alcalis reste forte même aux faibles teneurs en silice ; cette particularité fait que la courbe C coupe la courbe Alk pour une valeur 164, relativement élevée de Si. Je crois néanmoins qu'il n'en faut pas déduire comme une application brutale des données de P. Niggli pourrait amener à le faire, que le magma est nette-

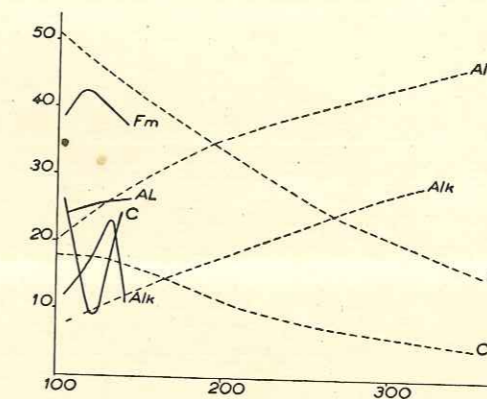


Fig. 26. — Comparaisons des courbes de Niggli pour les mélaphyres et les kersantites. — En plein les courbes de différenciation des mélaphyres ; en pointillé, celles des kersantites. Ce diagramme souligne l'indépendance des deux magmas.

ment calcoalcalin. Il n'en reste pas moins qu'il est moins alcalin que ne pourraient le faire supposer les résultats d'analyses considérés séparément ;

4° Les mélaphyres appartiennent à un type nettement distinct, précisément très fortement alcalin  $C = Alk$  pour les valeurs approximatives  $Si = 115$  et  $Si = 135$  (la petite quantité d'analyses, l'altération fréquente des roches donnent un certain caractère d'incertitude à ces valeurs), en tous cas nettement au dessous de la valeur 150 donnée par Niggli comme la limite de valeur de Si pour  $C = Alk$  dans les séries alcalines. Cela aussi est une confirmation de ce que nous avons observé lors de la discussion des analyses de ces roches.

Il reste à examiner le diagramme Mg-K. Dans un système de coordonnées rectangulaires les points figuratifs se répartissent absolument au hasard. Il

faut en déduire qu'il n'y a pas de relations entre la différenciation magmatique et les variations du rapport  $\frac{K}{Mg}$ .

Cela est assez singulier et on peut, dans le travail de M. Roubault sur la Kabylie de Collo, voir que des diagrammes divers relatifs à différents magmas montrent des groupements très nets, répartis dans des aires délimitées.

Cette absence de classement des analyses dans le plan Mg/K doit être dû

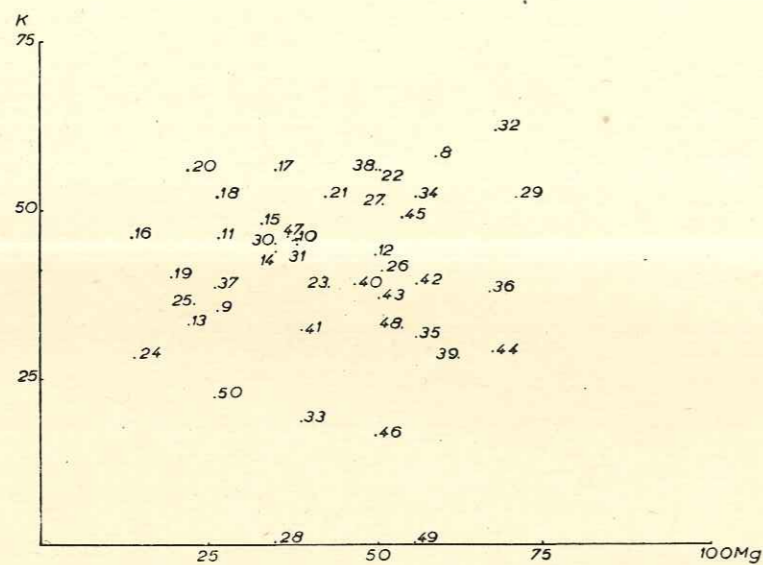


Fig. 27. — Les paramètres de Niggli : diagramme potasse-magnésien. — Il n'est pas besoin de souligner qu'il n'y a aucun classement suivant les variétés de roches.

à la faible importance relative de magnésium (qui n'apparaît pas nettement du fait du mode de calcul de Mg; c'est en effet dans tout le groupe des roches granitiques l'ensemble des éléments ferromagnésiens qui est déficitaire et comme toujours lorsqu'on calcule des paramètres à partir d'oligo-éléments, les variations sont de l'ordre des erreurs probables de l'analyse chimique).

D'autre part, autre élément déterminant du diagramme, le potassium est lui-même un élément subordonné dans les roches en question, par rapport au sodium généralement dominant. Il s'ensuit qu'il y a, *a priori*, quelques probabilités pour que le diagramme K/Mg ne soit pas bien significatif.

| N°. | DÉSIGNATION.               | Si. | Al.  | Fm.  | C.   | Alk. | K.    | Mg.  |
|-----|----------------------------|-----|------|------|------|------|-------|------|
| 8   | Monzonite.....             | 132 | 23,4 | 43,7 | 21,2 | 11,7 | 0,58  | 0,59 |
| 9   | Gr. ancien.....            | 268 | 41,9 | 24,2 | 8,8  | 25   | 0,35  | 0,26 |
| 10  | Gr. ancien.....            | 325 | 44,8 | 15,8 | 9,6  | 29,7 | 0,45  | 0,37 |
| 11  | Gr. Pelvoux.....           | 419 | 48,5 | 11,5 | 3,6  | 36,3 | 0,45  | 0,26 |
| 12  | —.....                     | 366 | 45,5 | 18,5 | 2,7  | 33,2 | 0,43  | 0,5  |
| 13  | —.....                     | 459 | 47   | 8,4  | 3,6  | 41   | 0,33  | 0,22 |
| 14  | —.....                     | 460 | 42,8 | 13,2 | 4,6  | 40,4 | 0,44  | 0,35 |
| 15  | —.....                     | 446 | 50,9 | 8,2  | 1,9  | 39   | 0,48  | 0,33 |
| 16  | —.....                     | 435 | 45,4 | 13,4 | 4,4  | 36,8 | 0,46  | 0,13 |
| 17  | —.....                     | 407 | 46,4 | 10,7 | 1,0  | 41,7 | 0,56  | 0,35 |
| 18  | —.....                     | 471 | 47,6 | 9,4  | 3,1  | 39,9 | 0,52  | 0,26 |
| 19  | —.....                     | 410 | 49,5 | 7,7  | 4,2  | 38,4 | 0,40  | 0,19 |
| 20  | —.....                     | 446 | 48   | 7,2  | 3,2  | 41,5 | 0,56  | 0,22 |
| 21  | —.....                     | 435 | 47,3 | 10,2 | 6,2  | 36,4 | 0,52  | 0,42 |
| 22  | —.....                     | 448 | 48,7 | 10,6 | 2,5  | 38,2 | 0,56  | 0,50 |
| 23  | Aplite.....                | 560 | 45   | 5    | 2,2  | 47,7 | 0,38  | 0,38 |
| 24  | Aplite.....                | 406 | 43,3 | 4,1  | 4,1  | 48,6 | 0,28  | 0,14 |
| 25  | Granite altéré.....        | 350 | 35,6 | 20,6 | 12,9 | 30,8 | 0,36  | 0,23 |
| 26  | Gr. monzonitique.....      | 322 | 45   | 11   | 6    | 37   | 0,41  | 0,51 |
| 27  | Monzonite.....             | 124 | 39,8 | 35,8 | 14,7 | 9,9  | 0,51  | 0,51 |
| 28  | Microgranite.....          | 392 | 45,4 | 16,1 | 1,1  | 37,5 | 0,03  | 0,35 |
| 29  | Rhyolite.....              | 413 | 50,6 | 10,5 | 3,7  | 35,2 | 0,52  | 0,71 |
| 30  | —.....                     | 332 | 48,3 | 17,4 | 6,8  | 27,8 | 0,45  | 0,35 |
| 31  | Orthophyre.....            | 248 | 36,8 | 24,7 | 17,2 | 21,3 | 0,45  | 0,38 |
| 32  | Variolite.....             | 139 | 24,8 | 45,4 | 16,1 | 13,6 | 0,64  | 0,68 |
| 33  | Kersantite.....            | 125 | 25   | 46   | 15,7 | 13,4 | 0,18  | 0,39 |
| 34  | —.....                     | 152 | 30,6 | 40,3 | 18,1 | 10,8 | 0,52  | 0,56 |
| 35  | —.....                     | 171 | 33,5 | 44,8 | 4,2  | 17,5 | 0,31  | 0,56 |
| 36  | —.....                     | 180 | 33,2 | 37   | 8,9  | 20,8 | 0,38  | 0,67 |
| 37  | —.....                     | 147 | 26,2 | 41,8 | 21   | 11   | 0,38  | 0,25 |
| 38  | —.....                     | 146 | 24,8 | 43,3 | 15,5 | 17,3 | 0,56  | 0,51 |
| 39  | Spessartite.....           | 113 | 22   | 49,7 | 17,8 | 10,5 | 0,28  | 0,52 |
| 40  | Kersantite.....            | 119 | 25,1 | 44,7 | 19,7 | 10,6 | 0,39  | 0,47 |
| 41  | —.....                     | 142 | 24,6 | 43,7 | 17,9 | 14,5 | 0,32  | 0,39 |
| 42  | Kersantite quartzique..... | 181 | 37,4 | 35   | 12   | 15,6 | 0,39  | 0,56 |
| 43  | —.....                     | 156 | 29,5 | 39,7 | 18,6 | 12,3 | 0,378 | 0,50 |
| 44  | Téphrite.....              | 105 | 24   | 42   | 21,1 | 13   | 0,29  | 0,67 |
| 45  | —.....                     | 131 | 25,8 | 41,6 | 7,4  | 25,1 | 0,49  | 0,54 |
| 46  | —.....                     | 113 | 24,6 | 38,4 | 24,8 | 12,4 | 0,165 | 0,5  |
| 47  | —.....                     | 137 | 26,4 | 36,2 | 27,2 | 10,2 | 0,46  | 0,37 |
| 48  | Basanite.....              | 105 | 24,5 | 37   | 28,4 | 10,2 | 0,32  | 0,54 |
| 49  | Téphrite.....              | 115 | 27,2 | 46   | 7    | 19,4 | 0,03  | 0,56 |
| 50  | Roche doléritique.....     | 147 | 45   | 34,3 | 1,1  | 19,5 | 0,22  | 0,26 |

Tableau des paramètres de Niggli.

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES DE LA DEUXIÈME PARTIE.

Nous pouvons maintenant réunir toutes les observations faites au long de ces études partielles des roches du massif. L'ensemble, malgré les apparences, est tout à fait cohérent, et on peut maintenant se faire une idée précise de l'histoire et de l'évolution pétrographique du matériel cristallin.

Le métamorphisme général, très ancien, en tous cas sûrement antéstéphanien, affecte des séries monotones de roches acides provenant d'un matériel originel silico-alumineux plutôt que calcique. Les cipolins restent rares, et si les amphibolites sont des formations courantes, celles-ci n'en constituent pas moins une faible proportion de l'ensemble (au moins dans le Haut Massif). Cette série ancienne est composée de micaschistes plutôt rares et surtout de gneiss banaux, pauvres en éléments minéralogiques autres que très banaux, peu calciques et relativement peu alumineux : les silicates d'alumine manquent sinon totalement, du moins presque complètement : le disthène est une rarissime exception (j'en ai vu un seul cristal dans une lame mince en provenance de Valjouffrey; encore sa détermination n'est-elle pas absolument certaine), la staurotide manque totalement; la cordiérite existe mais reste rare; la sillimanite, plus courante, épigénise souvent des squelettes de grenats. L'andalousite est inconnue.

De place en place, des gneiss œillés rares, ou injectés lit par lit, passent à des gneiss nébulitiques qui semblent témoigner d'une zone ancienne d'anatexie différentielle. Des orthogneiss, souvent peu reconnaissables comme tels, se rencontrent de-ci, de-là.

Le granite congénère probable n'existe que sous la forme d'un minuscule affleurement dans la région des Pics sans Nom : il est bien caractérisé chimiquement par une teneur en chaux moyenne qui le fait classer dans les granites monzonitiques, et une teneur médiocre en éléments ferromagnésiens. La disposition des lieux ne permet malheureusement pas une étude minutieuse de ses rapports avec les bandes de migmatites qui le circonscrivent, de part et d'autre du chaînon où il affleure.

Cette série ancienne d'âge inconnu (mais qui renferme déjà, ainsi que l'avait reconnu P. Termier, des éléments conglomératiques) a enfin comme dernière singularité une absence totale de roches basiques (alors que celles-ci sont courantes plus à l'ouest : serpentines du Tabor, et gabbros de Belledonne). Elle est loin, il est vrai, de former un manteau continu et ne subsiste qu'en lambeaux plus ou moins disloqués par les venues plus récentes d'une roche très nettement caractérisée à laquelle P. Termier a donné le nom de granite du Pelvoux.

Cette dernière, d'âge encore indéterminé, mais qui paraît à peu près certainement liée au cycle hercynien, présente des caractéristiques très nettes et très constantes : c'est un granite alcalin à cheval sur la limite des branches orthosiques et orthoalbitiques. Les variétés les plus sodiques sont situées à la périphérie du massif et le granite proprement dit est enveloppé d'une carapace externe d'une roche aplitique hololeucrate, qui envoie des filons dans les gneiss encaissants. Ce « front » sodique est également manganésifère : il convient de noter que la teneur en manganèse arrive à dépasser, pour certains échantillons, celle en fer et en magnésie, tout en restant toujours très faible.

Ce granite n'est pas accompagné de filons pegmatitiques et l'absence quasi-totale d'éléments borés et fluorés n'est pas une de ses moindres singularités. Corrélativement, les minerais sont en très faible quantité, et ne sont jamais (sauf peut-être la galène) que des exceptions très localisées; encore sont-ils peut-être postérieurs (historique, p. 63).

La pauvreté en chaux et en magnésie est également un caractère essentiel du granite du Pelvoux, mais il s'accorde parfaitement avec ce que nous avons vu pour les gneiss, souvent peu calciques.

Il est possible de distinguer, dans le granite du Pelvoux, des variétés pétrographiques parfaitement identifiables à l'œil nu : mais elles ne présentent pas de variations chimiques concomitantes et constituent simplement des éléments légèrement différents d'un même magma; sans doute ces variations sont-elles simplement dues à des changements du mode et de la vitesse de cristallisation. L'intérêt réel de ces variations, vaguement limitées dans l'espace, est donc des plus restreints.

Les relations de l'entité pétrographique que constitue le granite du Pelvoux avec les roches encaissantes ne sont pas uniformes : elles varient suivant les points et aussi suivant la nature des sédiments encaissants.

Dans l'ensemble, il se comporte comme un granite d'injection mais la coupole formée par le front du magma n'est ni simple, ni régulière : l'injection s'est produite suivant des lignes orientées N. N.-W.—S. S.-E., et l'aspect est celui de bandes de granite alternant avec des zones de schistes cristallins. Cette disposition tectonique (que nous étudierons plus en détail ultérieurement), — anticlinaux de granite et synclinaux de gneiss — est contemporaine de la mise en place du granite, comme en témoigne l'aspect de certaines bandes gneissiques qui semblent de véritables enclaves flottant dans le granite. Dans les anticlinaux, le granite apparaît comme un granite d'injection franc. Dans les zones qu'on peut considérer comme synclinales, il est fréquent d'observer un passage plus graduel. Tout se passe donc comme si le granite extravasé dans les anticlinaux passait en profondeur à un granite, sinon franchement anatexique, du moins se rapprochant passablement d'un granite de refusion. Corrélativement ces parties profondes semblent légèrement plus calciques.

Cela revient à dire, si l'on veut schématiser à l'extrême, qu'il n'y a endomorphisme que dans les zones les plus profondes de l'enveloppe de batholite, les zones périphériques les plus superficielles ne présentant que des phénomènes de contact *insignifiants*. Ainsi définis, les rapports entre granite et roches encaissantes apparaissent simples, mais ce schéma commode n'est exact que d'une manière très approchée, les différences de comportement, attribuables à des variations de profondeur de la consolidation finale — soit au total à des variations de vitesse de refroidissement — étant entièrement effacées par les variations de contact dues aux différences de nature des couches encaissantes.

En effet, c'est surtout de la nature des couches encaissantes que dépend l'aspect des contacts du granite. Le fait résulte déjà des remarquables observations de P. Termier, à propos des microgranites du Lautaret, mais semble, nous l'avons vu, avoir échappé, au moins pour une large part, à cet auteur.

1. En présence de schistes non métamorphiques, la forme de contact est le microgranite. Il y a exomorphisme et formation de cornéennes, et nous avons vu que, contrairement à la conclusion de P. Termier, il y a également endo-

morphisme. Cela résulte des observations mêmes, et surtout des analyses de P. Termier.

2. En présence de gneiss acides et peu calciques, il n'y a pas de réactions mutuelles visibles et certaines du granite et des gneiss. Ce caractère qui est celui le plus fréquemment observable, en raison de l'abondance des gneiss acides, a été considéré par P. Termier comme absolument général. Au plus, ainsi que l'a noté cet auteur, observe-t-on des injections de filons aplitiques dans la roche encaissante et peut-être des apports d'allite (« yeux »).

3. En présence de roches plus basiques (amphibolites essentiellement), le granite se comporte différemment : l'injection d'aplite dans les amphibolites est beaucoup plus importante et se produit à grande distance, et en général lit par lit. Le granite digère les schistes cristallins et devient monzonitique. Cela se produit aussi bien dans les zones anticlinales (Fétoules), que dans les zones synclinales (Rouïes).

*Les roches  
filoniennes  
intra-  
cristallines.*

On doit en distinguer deux types seulement : les rhyolites, non signalés par P. Termier, et les kersantites qui englobent les anciennes diabases, lamprophyres et même certains orthophyres qui figuraient sur les cartes géologiques.

Les unes comme les autres sont postérieurs au granite, ou datent au moins de la fin de la mise en place : elles recoupent en effet le granite et se glissent dans des diaclases dont les bords ne présentent aucune trace de modification. Il semble pourtant que la majorité des rhyolites, qu'on ne trouve que dans les roches encaissantes (gneiss) et qui ont exactement la composition chimique du granite, ne sont que des apophyses de ce dernier dont l'aspect minéralogique n'est dû qu'à un refroidissement plus rapide.

Les kersantites qui représentent les schizolites lamprophyriques du magma granitique sont des roches mieux définies du point de vue chimique que sur le plan minéralogique : cela est dû à leur altération fréquente, et aussi certainement à des variations dans les conditions de mise en place et de cristallisation ; on trouve à la fois des textures ophitiques et microlithiques, et si la hornblende brune ou la biotite (ou parfois les deux) sont toujours présentes et définissent bien le faciès lamprophyrique de ces roches, l'abondance des minéraux pyrogènes, olivine et augite, est extrêmement variable. Ces minéraux sont toutefois plus abondants dans les formes ophitiques que dans les formes microlithiques, mais y sont généralement plus altérés.

Ces roches sont riches en chaux, au moins originellement parce qu'elles sont en général assez fortement décalcifiées, et leur teneur en silice est, en général, moyenne (suffisante pour que les termes extrêmes soient nettement quartziques (kersantites quartzifères ou aschaffites). On ne sait rien de leur âge sinon qu'elles sont postérieures au granite. Il est pourtant intéressant de noter que le dyke d'orthophyre signalé au-dessus du hameau des Bernardières par P. Termier donne à l'analyse chimique les mêmes paramètres magmatiques que certaines kersantites quartziques.

Il est évidemment hasardeux d'inférer une similitude d'âge de cette analogie basée sur une seule analyse. Le fait vaut pourtant d'être noté, mais en ajoutant que l'aspect minéralogique est très différent.

L'ensemble du cycle cristallin récent (par opposition au cycle ancien : granite des Pics sans Nom et gneiss encaissants), présente ainsi un caractère fondamental : c'est l'absence quasi totale, aussi bien dans la masse de granite qu'à sa bordure, aussi bien dans le batholite que dans les filons extravasés de schizolites divers, de formes pegmatitiques ou de druses. Et si les matériaux pneumatogènes sont fréquents (tout le cortège des kersantites), ils ne sont jamais soulignés par une abondance de minéraux borés ou fluorés : il n'y a pas de filons à tourmaline. Doit-on en conclure que le magma granitique était dépourvu des minéralisateurs habituellement les plus actifs, et que ses fumerolles étaient inexistantes? C'est probable, bien qu'on observe pourtant, on l'a vu, des phénomènes d'exsudation de certains ions privilégiés, sodium et manganèse, vers la zone externe du batholite et dans les filons extravasés. Cette pauvreté en éléments fumerolliens est tout de même très remarquable.

Le minéralisateur principal a sans doute été l'eau. On peut discuter à perte de vue sur le mode de mise en place du granite : tenants de l'état «solide» et partisans de la forme «fondue» peuvent accumuler des arguments et des observations qui sont souvent contradictoires parce que faites dans des régions différentes. Mais tout cela reste un peu confus : d'abord parce qu'on n'a pas pris soin de définir ce que l'on entend par état «solide» ou «fondue». Ce qui importe au total, c'est le degré de liberté de mouvement des molécules aux hyperpressions; ce degré de liberté est faible : cela suffit, et les séismologistes sont là pour nous dire que l'écorce terrestre se comporte comme un solide rigide au moins jusqu'à 2.900 kilomètres. Si le degré de liberté des molécules est faible, leur migration est quasi impossible, et doit se produire surtout aux

époques de décompression (matérialisées dans l'espace par l'ouverture de failles ou diaclases). Pour une décompression de valeur déterminée entre un peu la nature des molécules : les ions les plus petits sont ceux qui partent le plus facilement, a fait remarquer P. Lapadu Hargues (224); ce n'est pas nous qui le contredirons quand nous constatons qu'à l'extérieur du dôme granitique, le sodium prend le pas sur le potassium. Comme un pétrole riche en produits volatils les perd rapidement, si on lui en donne la possibilité, le granite perd ses fumerolles lorsque les conditions y sont favorables. Encore faut-il que les éléments fumerolliens existent. L'absence quasi-absolue de minéraux borofluorés (sauf sous forme de singularités très étroitement localisées) dans le massif des Écrins, nous montre que le granite du Pelvoux n'en a jamais eu, sans quoi elles se seraient mises en place à la faveur des phases de distension que soulignent les émissions successives de roches filoniennes et épanchées.

Sans doute au point de vue des conditions de mise en place des granites (état «solide» ou état «fondue» des auteurs) conviendrait-il précisément de distinguer les granites à fumerolles (matérialisés essentiellement par les minéraux borofluorés) et les granites pauvres en ces mêmes éléments. Les variations de ces éléments font certainement changer du tout au tout les conditions de la mise en place des granites; mais cela ne nous explique pas le motif réel de ces différences.

On ne peut s'empêcher de noter que le granite du Pelvoux est un vieux matériel, ultime aboutissement d'une évolution qui s'est étendue sur un minimum de trois cycles orogéniques repérables : celui du granite du Pelvoux, celui du granite ancien et des gneiss, celui enfin qui n'apparaît que sous la forme de galets de gneiss dans les formations métamorphiques. Le granite du Pelvoux est loin d'être un granite originel : c'est un granite refondu, formé avec des éléments empruntés à des formations analogues plus anciennes : et ce simple fait peut, peut-être, expliquer la totalité des particularités de cette formation.

Granite refondu, mais non régénéré : c'est-à-dire que la refusion ne s'est pas accompagnée de nouveaux apports profonds. Les séismologistes admettent que l'épaisseur actuelle du granite est dans la région des massifs centraux d'environ 65 kilomètres (341). De ces 65 kilomètres, nous pouvons observer 3.000 mètres (encore sommes-nous privilégiés dans une région où les dénivellations verticales atteignent cette importance). Sur ces 3 kilomètres, on voit une pellicule externe de quelques dizaines de mètres de granite sodique, puis une masse plus importante de granite plus potassique. Les zones plus

profondes montrent-elles du granite monzonitique, puis des diorites et des gabbros ? Autrement dit, la masse sodo-potassique se comporte-t-elle, elle-même, comme un chapeau sur un granite plus calcique, puis sur une monzonite ou une plagioclase ? Ou ne retrouve-t-on pas dans une zone plus profonde une nouvelle auréole sodique qui correspondrait à une limite de refusion plus tardive (ou si l'on préfère à une cristallisation plus récente), la différenciation magmatique s'étant poursuivie en profondeur alors que les zones superficielles du batholite étaient déjà consolidées : cela est très possible, car nous avons vu que les rhyolites et les kersantites étaient postérieures au refroidissement du granite lui-même.

Mais à travers une telle épaisseur, les apports profonds ont dû être très limités : sans doute étaient-ils beaucoup plus faciles dans les cycles orogéniques anciens, lorsque l'épaisseur de la coupole était moins grande. Cela nous expliquerait pourquoi, *en général*, les gros gîtes de ségrégation et de départ acide sont plutôt liés aux cycles antéprimaires qu'aux orogènes postérieurs (310).

Ajoutons que, malgré quelques arguments contraires, on peut considérer que les massifs centraux alpins sont des zones rigides, indurées et stables de l'écorce. Nous ne pouvons rien dire du cycle le plus ancien repérable, qui n'est tangible que par les galets de gneiss de certaines formations métamorphiques.

Le second, déjà mieux connu, n'est pas composé de formations très puissantes : au-dessus du granite des Pics sans Nom, l'épaisseur de la couverture de schistes métamorphiques n'a jamais dû être considérable : si l'on ne connaît pas les zones les plus externes de cette série (encore faut-il alors exclure de ce cycle les cornéennes du Tabor), on ne peut s'empêcher de noter que l'auréole migmatique est faible (à peine quelques centaines de mètres), et qu'on passe très vite à des gneiss fortement micaschisteux, caractère évident des zones superficielles : la série métamorphique n'a jamais dû être très puissante, autant qu'on en puisse juger à l'heure actuelle. Qu'est-ce à dire, sinon que la profondeur de refusion a dû être relativement faible, le métamorphisme créé par le granite ancien étant déjà un métamorphisme général, mais relativement peu étendu. Ces conditions sont manifestement peu favorables à l'arrivée d'apports importants venus de la profondeur, et, de fait, le granite ancien ne paraît pas avoir lancé en avant de lui des filons bien importants.

Quant au troisième granite, celui du Pelvoux, il ne résulte que de la fusion

sous une épaisseur relativement faible des roches anciennes : la ségrégation s'est accentuée par la ségrégation de la soude vers le haut, de la chaux et de la magnésie dans les zones inférieures. Il ne peut s'agir de refusion géosynclinale, car, même dans le cas où le granite serait poststéphanien, l'épaisseur des sédiments houillers n'a jamais été très considérable. Il en résulte que la ségrégation n'a pas été accompagnée de nouvelles venues profondes : le nouveau matériel n'est constitué que de l'ancien, sans nouveaux apports; il y a refusion simple, et non régénération. Il y a redistribution des ions existants avec sans doute un classement plus parfait, mais pas de reconstitution des conditions primitives.

Cette idée d'une différence possible entre granites refondus et granites régénérés me paraît expliquer bien des différences entre les massifs granitiques : certains sont riches en auréoles et en filons, d'autres sont pauvres. Les massifs antécambriens sont en général plus riches en minerais divers que les massifs hercyniens ou alpins. Cela pourrait très bien s'expliquer par cette différence : seuls seraient intéressants parmi les granites récents ceux qui ont pu recevoir des apports profonds, comme cela doit se produire au fond des fosses géosynclinales. Les granites tertiaires de la chaîne alpine pourraient être, à cet égard, particulièrement intéressants. Le cas des massifs centraux alpins avec leurs granites pauvres, ultra-ségrégés, doit cependant rester assez rare. Trop de facteurs entrent en jeu dans la différenciation magmatique. Il y a dans ce phénomène de multiples gradients physiques qui interviennent indépendamment :

*Gradient de densité* qui laisse supposer un état fondu (et un degré de liberté moyen des molécules [?]) : c'est dans les liquides que la superposition par ordre de densité s'établit le mieux; c'est, peu ou prou, le phénomène de liquation souvent vérifié dans les laccolithes (Sudberry);

*Gradients de solubilité* divers suivant la nature des « minéralisateurs » et les conditions physiques (pression, température);

*Gradient de volatilité* lié pour une large part à celui de température;

*Ordre de taille ionique* dont P. Lapadu-Hargues a montré récemment l'importance;

*Ordre de cristallisation* lié aux affinités chimiques diverses. C'est le résultat global de divers phénomènes physico-chimiques que nous appelons différenciations magmatiques, et on conçoit qu'il y ait eu autant de cas particuliers que de magmas.



Restent enfin les « mélaphyres » triasiques : alors que les roches décrites par P. Termier sont, *peut-être*, des andésites à olivine, celles que j'ai eu l'occasion d'étudier sont nettement de la famille des Théralites. Ce sont des tephrites dont les formes extrêmes sont les basanites d'une part, des phonolites potassiques d'autre part. La rareté des analyses chimiques des roches éruptives triasiques dues sans doute au fait qu'elles sont fréquemment altérées, empêche d'utiliser ces quelques données à de profitables comparaisons avec les roches de même âge des autres massifs, et particulièrement celles du pourtour méditerranéen. Notons que, malgré leur caractère « basique », ces roches restent leucocrates (au sens de la classification de Lacroix :  $p = \text{II}$ ). Leurs formes extrêmes seules sont mésocrates ( $p = \text{III}$ ). Cela est dû beaucoup plus à l'abondance des alcalins qu'à une faiblesse de teneur en éléments ferromagnésiens.

Le cortège de la totalité des roches éruptives du massif des Ecrins est nettement caractérisé : il n'est composé que de roches leucocrates ou hololeucocrates. Pourtant la proportion d'éléments ferromagnésiens, ou si l'on préfère la basicité de la roche s'accroît dans le temps, et les roches les plus récentes sont évidemment les plus pauvres en silice et les plus riches en éléments colorés. Un autre caractère très net est la prépondérance de la soude : elle aussi semble s'accroître avec le temps, en accord avec l'idée que l'ion sodium est celui qui émigre le plus facilement.

Tout se passe en somme comme si la scorie que représente le granite, ayant définitivement cristallisé, les roches ayant ultérieurement monté jusqu'à la surface représentant des niveaux de plus en plus profonds.

Il est bien évident toutefois que la carapace de granite ne devait pas, à l'époque de la mise en place des roches filoniennes, avoir l'épaisseur de 65 kilomètres que lui assignent à l'heure actuelle les géophysiciens : il paraît difficile d'admettre que, sur une épaisseur pareille, et avec des roches dont la vitesse de mise en place a dû être très lente, à en juger par leur faible importance, il n'y ait pas eu d'actions réciproques entre le magma filonien et le granite encaissant; il paraît plus simple d'admettre que la consolidation n'était pas définitive, mais cela entraîne l'idée que les zones profondes du culot granitique, sans être très basiques, se rapprochent néanmoins plutôt de la composition des granodiorites.

## TROISIÈME PARTIE.

### TECTONIQUE DÉTAILLÉE.

#### I. — GÉNÉRALITÉS.

La structure du Haut-Massif n'a guère, si on excepte les essais très anciens d'Élie de Beaumont (14) et de Charles Lory (133), été étudiée que par P. Termier (364) et par M. A. Allix (5). Ces auteurs ne semblent pas avoir épuisé la question : au demeurant le travail précité de P. Termier était manifestement une étude préliminaire dont l'auteur prévoyait le développement ultérieur qu'il n'a pas eu le loisir d'effectuer. Quant à A. Allix, c'est par le biais assez détourné de la morphologie actuelle qu'il aborde la question : il ne s'y attache par suite que dans la mesure où elle peut étayer son étude géographique; mais le fait même d'avoir été obligé d'aborder cette question qui sortait manifestement du cadre qu'il s'était lui-même tracé montre bien que les travaux antérieurs n'avaient traité le sujet que d'une manière relativement superficielle.

Pourtant, le problème est d'importance : la forme même du massif, sensiblement circulaire, doit favoriser, on l'a noté au début de ce travail, l'analyse structurale. La présence de synclinaux sédimentaires, petits témoins de couverture respectés par l'érosion, dont on sait qu'ils sont inexistant dans le Mont-Blanc et exceptionnels dans les Aiguilles Rouges<sup>(1)</sup>, rend plus intéressante l'étude des rapports du socle et de la couverture. Le fait enfin, matérialisé par la transgression éocène, d'une dénudation anténummulitique importante à l'est, accentue encore les singularités structurales du Haut-Massif : il n'y

<sup>(1)</sup> Lambeau du Belvédère, sur la signification duquel on peut encore discuter, semble-t-il.

avait plus, au moment de la mise en place finale, une couverture homogène et généralisée mais le manteau d'arlequin de formations hétérogènes et discontinues.

*Surfaces préstéphanienne et prétriasique.* — Deux fois au moins au cours de son histoire, le massif a vu deux éléments nettement distincts concourir à l'édification des lignes structurales : les mouvements poststéphanien comme les mouvements alpins ont, en effet, eu affaire à deux matériels séparés par une surface de discontinuité parfaitement individualisée : de chaque côté du plan que représente la pénéplaine postsécalaunienne ou la pénéplaine postallobrogienne se retrouvent à une époque comme à l'autre un socle rigide et induré et une couverture relativement souple.

L'âge antestéphanien du métamorphisme général ne saurait, on l'a vu, être discuté : l'induration supplémentaire que représente la mise en place du granite du Pelvoux, d'âge plus douteux, ne doit pas changer grand chose aux qualités mécaniques du socle; au reste, le granite du Pelvoux est sans doute lui-même antestéphanien.

Quant à la couverture, elle présente aux deux époques des caractères curieusement convergents : le flysch nummulitique, plus encore que les schistes lia-siques, est tout à fait comparable aux alternances schistogréseuses du carbonifère supérieur. La puissance de ces couches a dû être considérable si on en juge par les épaisseurs encore observables à Huez ou à Venosc : il est vrai que la monotonie de ces sédiments fait que des redoublements d'origine tectonique y passeraient totalement inaperçus.

De la tectonique allobrogienne, on ne saurait dire grand chose. Le Houiller manque, en effet, dans le Haut-Massif sinon totalement, du moins presque complètement : les deux petits témoins figurés au Jandri par P. Termier (et dont l'attribution au Houiller ne me paraît pas absolument évidente) ne peuvent en effet, servir à la reconstituer en raison de leur exiguité. Il n'en va pas de même dans les Grandes Rousses et dans Belledonne où les témoins carbonifères sont plus abondants et plus étendus, et il n'y aurait rien d'étonnant à ce qu'une étude poussée à fond amène des renseignements très intéressants.

Il est très probable que sur la surface du Haut-Massif la dénudation prétriasique a passablement altéré les caractères structuraux de la chaîne allobrogienne, alors que cela a été moins sensible sur les chaînes des Grandes

Rousses et de Belledonne; qu'est-ce à dire sinon que dès cette époque le Haut Massif était surélevé — donc plus sensible aux morsures de l'érosion — que ses homologues occidentaux. On pourra objecter que cela reste simple hypothèse puisque la totalité de la couverture, qu'elle soit carbonifère ou posttriasique a disparu; mais il faut noter que le seul point où on voit du Houiller en quantité importante au voisinage du Haut Massif est le synclinal de Venosc, et il se trouve précisément sur le bord Grandes Rousses de l'accident. C'est donc en définitive la dénudation permienne qui est responsable de la disparition de la couverture houillère et non l'érosion postnummulitique.

Cette dénudation avait amené la formation d'une véritable pénéplaine, et c'est cette surface structurale, bien plus que la surface sécalaunienne trop entamée par l'érosion qui a servi de surface de discontinuité majeure lors des mouvements alpins.

Au rôle de cette surface on peut trouver deux causes principales :

1° Une cause strictement physique, inhérente à l'existence d'une surface assez bien rabotée.

2° Une cause lithologique due à la nature très particulière des couches triasiques.

C'est à M. A. Allix qu'est due la mise en évidence de l'existence de cette surface topographique fossile et de son rôle tectonique. Le plateau d'En Paris, sur la rive droite de la Romanche, celui du Mont-de-Lans sur la rive gauche en sont les exemples les plus exhaustifs. Il s'agit de deux hauts plateaux, d'une étendue de plusieurs kilomètres carrés, au réseau hydrographique incertain, truffés de petits lacs logés dans de minuscules dépressions dont il est parfois difficile de dire si elles sont originelles (c'est-à-dire si elles sont des cuvettes de la pénéplaine) ou dues aux actions glaciaires quaternaires. La deuxième hypothèse est la plus fréquemment valable, mais la première ne saurait être totalement exclue. Les formes morphologiques sont celles d'une topographie glaciaire évoluée, et rien n'indique au premier abord qu'il s'agit d'une surface fossile mise à nouveau à nu par le jeu de l'érosion. Mais l'examen des formations lithologiques éparses à la surface des plateaux révèle l'existence de multiples témoins de Trias de la couverture qui reposent sur des schistes cristallins formant l'essentiel des affleurements. Il est donc hors de doute que ces plateaux représentent la surface prétriasique dénudée sous l'action des glaciers quaternaires.

M. A. Allix a voulu généraliser cette notion de surface prétriasique à de nombreuses surfaces structurales du massif, grands versants de vallées, parois plus ou moins planes sur de grandes distances... Il est difficile de le suivre dans toutes ses conclusions (26).

L'existence de la pénélaine prétriasique a joué un rôle majeur dans la tectonique, mais à l'existence de cette surface s'est surajoutée la cause lithologique signalée plus haut. Il est curieux de constater la nature essentiellement variable des dépôts triasiques sur la surface des plateaux du Mont-de-Lans et d'En Paris; à quelques centaines de mètres de distance, on trouve tantôt des grès plus ou moins arkosiques, tantôt des cargneules et des calcaires capucins. Cette variation très rapide de la nature des dépôts peut s'expliquer par un décollement de la couverture sur la surface du socle ayant amené des étirements et des suppressions brutales de couches à la base de cette couverture. MM. M. Gignoux et L. Moret ont une explication qui se rapproche de cette dernière, mais qui fait intervenir en plus le jeu de la tectonique salifère; d'importants dépôts gypseux ultérieurement disparus, auraient aidé au processus de décollement, dont la disparition ultérieure serait moins le jeu de dissolutions que d'une «sélection tectonique» (177, p. 73). Tout récemment, M. M. Gignoux est revenu sur cette idée en l'étendant au Trias algérien (134) et en expliquant par le jeu d'une sélection tectonique analogue les variations de facies du Trias tellien. Cette conception originale et ingénieuse qui me paraît assez bien cadrer avec ce qu'on observe à la surface du massif des Écrins Pelvoux réduit dans une assez forte mesure le rôle dynamique de la discordance prétriasique, ou plutôt de la surface de discontinuité qui existe sous le Trias. Elle ne change évidemment rien à l'existence de la surface posthume mise à jour par l'érosion quartenaire.

*Fractures du socle et plis de la couverture.* — La notion est classique de la disharmonie entre les plis de la couverture et les mouvements du tréfonds. Bien des particularités tectoniques s'expliquent en faisant appel à ce concept, encore qu'on doive distinguer divers types : des Pyrénées où M. Casteras nous a parlé de plis de revêtement, à la Provence où il semble bien qu'il y ait une véritable indépendance des trois éléments de la couverture (Permien, Trias et Jurassique) et à la couverture des massifs centraux septentrionaux où il y a formation de nappes décollées, il y a évidemment des variations de style passablement importantes. Le caractère essentiel des massifs centraux dauphinois

semble être l'absence d'«hélvétides» au sens habituel du mot. Encore les montagnes qui bordent le sillon subalpin n'ont-elles pas dit leur dernier mot à ce sujet et bien des auteurs, à commencer par M. P. Lory, suspectent des redoublements et des empilements d'écaillés dans la zone des collines liasiques qui bordent la zone externe de Belledonne. La stratigraphie confuse du Lias de cette région a dérouté jusqu'ici les investigations des auteurs.

On peut admettre en première approximation qu'aux plis de la couverture, correspondent des cassures du socle. C'est bien la règle générale, mais pourtant M. A. Allix a relevé quelques singularités qui l'ont amené à avoir un avis assez particulier : pour cet auteur, les dislocations du socle sont essentiellement un jeu de «pavés» de tailles variées, plus ou moins soulevés, et qui ont imprimé à la couverture sus-jacente des mouvements concomitants. Mais ceci amène à loger le matériel des «plis de couverture» au-dessus des zones de fracture elles-mêmes, et on a fait remarquer au savant lyonnais que les lignes de fracture du socle sont considérées en général comme accompagnant les déchirements ou tout au moins des étirements de la couverture et non les accumulations (26).

Il y a pourtant du vrai dans l'idée de M. A. Allix mais M. M. Gignoux avait raison de souligner en réponse l'hétérodoxie d'une telle conception, manifestement excessive en bien des points où ce que l'on observe corrobore tout à fait la règle générale. C'est que la structure du socle est beaucoup plus complexe que l'on ne peut le supposer au premier abord, en examinant la feuille de Briançon au 1/80.000<sup>e</sup>, seul élément de discussion encore à l'heure actuelle. Outre la présence de failles à rejets variables, dont on peut affirmer avec certitude qu'elles sont *très loin d'avoir été toutes repérées* (il serait bien nécessaire pour ce faire d'avoir de nombreuses vues aériennes zénithales stéréoscopiques) et de cassures béantes qui se rapprochent du type de celles envisagées par M. A. Allix on observe d'incontestables failles cisailantes, dont l'origine est exactement inverse de celle des précédentes; ce ne peut être qu'une *compression différentielle* suivant la direction des failles alors que les failles précédentes et les cassures béantes sont plutôt la marque d'une *décompression* normale au plan de cassure. De plus, il existe des failles *chevauchantes*, souvent difficiles à distinguer sur le terrain des failles banales, qui *couchent* vers l'ouest des éléments du tréfonds. Lorsqu'elles sont faiblement inclinées sur l'horizontale, on les relève facilement mais cela devient beau-

coup plus malaisé lorsqu'elles ont une inclinaison comprise entre 60 et 90°. Mais c'est là anticiper sur l'étude qui va suivre. Retenons-en pour l'instant la *complexité* des accidents du socle.

Quant à la couverture, elle joue tout à fait différemment suivant les points. Ceci est dû à la nature et à la puissance très variable des couches sédimentaires secondaires et tertiaires. En premier lieu, le Haut Massif émergé dès avant le Nummulitique avait perdu sur une bonne partie de son étendue sa couverture triasico-jurassique : la transgression du Flysch au S. E. sur le cristallin même le démontre indubitablement.

D'autre part, le style tectonique n'est pas uniforme, en liaison peut-être avec le fait précédent sans que ce soit absolument certain. On peut en distinguer deux types principaux :

1° Le type pli. Il s'agit de plis véritables, décollés à la surface du cristallin. Ceci semble être surtout vrai de Belledonne, mais la réalité de minuscules synclinaux pincés au centre même du Haut-Massif (La Lauze, Saint-Christophe) indique que ce type d'accident a dû également exister à la surface du Haut-Massif;

2° De véritables fossés d'effondrement, sur l'origine précise desquels on peut discuter beaucoup : s'agit-il de cassures béantes du cristallin dans lesquelles se seraient logés des éléments de couverture, ou de bourrelets latéraux du socle ayant enserré les mêmes éléments de couverture; je n'ai pas de préférence marquée pour l'une ou l'autre interprétation malgré l'hétérodoxie de la première; mais l'existence de cassures béantes est un fait indéniable : pourquoi n'y en aurait-il pas de grandes dimensions? En tous cas, l'inextricable désordre qui semble régner dans le tréfonds du synclinal de Venosc, le plus caractéristique de ce type d'accidents, n'est pas, tant s'en faut, une objection à cette conception. Le synclinal continu qui ceinture le Haut Massif à l'W. appartient à ce dernier type, et là, il semble bien que M. A. Allix ait raison : l'accumulation se fait au-dessus de la zone de fractures du socle. Mais c'est qu'on n'est plus sur le Haut Massif lui-même mais sur la zone qui le sépare des Grandes Rousses : on est *entre* deux éléments du tréfonds, et non *à la surface* du socle. Il serait très intéressant de voir si le synclinal Ornon-col du Glandon (séparant Belledonne des Grandes Rousses) présente les mêmes caractères : mais sur la limite actuelle de l'érosion, ce dernier accident présente encore les grands pla-

cages de couverture qui existaient sur les bords du fossé de Venosc et que l'érosion a fait presque complètement disparaître. L'analyse tectonique risque donc d'être beaucoup plus délicate.

Il convient donc de distinguer très nettement les synclinaux externes, dont le seul exemple ici est l'accident Venosc-Villar-Loubière et les synclinaux internes réduits actuellement à de simples cicatrices, sauf le synclinal de l'Alpe du Villar d'Arène encore très important.

La tectonique de la couverture ne pourra d'ailleurs être étudiée ici de façon synthétique, car il faudrait lier son étude à celle de la couverture des autres massifs cristallins (et plus particulièrement à l'étude du synclinal d'Ornon). De plus la stratigraphie même de cette couverture n'est pas toujours très bien définie dans ces couches monotones du Lias et du Jurassique schisteux et il faudrait en préciser le détail. Or ceci n'est guère possible que sur la couverture de Belledonne, beaucoup plus complète que celle du Haut-Massif et surtout beaucoup moins affectée par les étirements de couches.

Notons toutefois, avant d'aborder le détail des structures, que ces deux types d'accidents de la couverture sont géographiquement bien délimités : le type fossé ne se retrouve qu'à l'W., le type « normal » à l'E. Il est difficile de ne pas voir dans cette sélection géographique l'influence des nappes briançonnaises : et ceci pourrait bien être la raison de la différence de comportement des couvertures dans les massifs centraux septentrionaux et méridionaux :

En Savoie et en Suisse, l'édifice pennique (ou au moins sa bordure) a *débordé* les massifs centraux (Chablais, klippe diverses). La couverture d'Helvétides en a subi en totalité le choc. Il est hors de doute qu'en Dauphiné la nappe briançonnaise, pas plus que ses satellites de base, n'ont même pas approché les massifs cristallins externes. Le choc ne s'est produit que sur l'arrière de la zone des massifs centraux. Il en est résulté un bombement de la région occidentale, accompagné de fractures distensives et de fossés d'effondrement. Dans la zone d'action directe des unités penniques, au contraire, on assiste à des manifestations de tectonique classique : et le synclinal de l'Alpe du Villar d'Arène peut à cet égard être comparé sans inconvénient au synclinal de Chamonix : le style tectonique est *analogue*, parce que les causes déterminantes sont *comparables*.

## II. — TECTONIQUE DÉTAILLÉE.

Nous diviserons l'étude de la tectonique du massif en deux parties :

1. Tectonique de la couverture, en commençant par l'étude des bordures et en terminant par celle des synclinaux intracristallins.
2. Tectonique du socle, dont les éléments sont suffisamment variés pour justifier d'être traités dans des chapitres séparés : plis, failles, décrochements et cassures béantes.

### TECTONIQUE DE LA COUVERTURE.

L'étude des bordures débutera par celle du synclinal Venosc-Villar-Loubière et de sa prolongation sur le bord sud du massif : le synclinorium de Morges. Nous étudierons ensuite le synclinal de l'Alpe du Villar d'Arène, puis les bordures est et sud-est.

Les synclinaux internes sont peu nombreux : synclinaux de la Lauze, de Saint-Christophe, du Rif du Sap; ils nous retiendront assez peu.

### LE SYNCLINAL VENOSC-VILLAR-LOUBIÈRE.

C'est évidemment l'accident tectonique majeur du « massif du Pelvoux », tel que ce dernier est généralement défini par les auteurs. Nous avons vu dans l'introduction, qu'en réalité il sépare deux unités structurales nettement distinctes : d'une part le Haut Massif, d'autre part la prolongation des Grandes Rousses, soit les petits massifs de Pied Moutet, du Rochail et du Clapier du Peyron, les montagnes entre Valjouffrey et Valsenestre, celles enfin entre bas Valjouffrey et bas Valgaudemar. Aussi, dans cette étude fait-il figure d'accident de bordure puisque nous avons restreint la description géologique au seul Haut Massif.

Il est particulièrement intéressant à étudier, car il nous montre les rapports entre socle et couverture, dans une zone privilégiée : l'érosion a, en effet, au long de ce synclinal atteint tantôt les racines profondes, tantôt laissé subsister l'étalement de la couverture sédimentaire, au-dessus des coincements basaux intracristallins.

D'autre part, de son étude et des caractères des extrémités, nous tirerons sur l'enracinement du Haut Massif des conclusions importantes : c'est de l'étude de cette « zone marginale » que découlent les conclusions qui font du haut massif dauphinois une exception dans la série des massifs centraux.

### CARACTÈRES GÉNÉRAUX.

L'allure générale de l'accident n'est pas celle d'une cuvette à axe rectiligne mais d'un fossé arqué, la concavité étant tournée vers l'Est. Le fait que l'axe de l'accident soit ainsi courbe est à lui seul suffisamment singulier pour mériter d'être examiné de près. Si l'on s'en tient à la représentation purement cartographique, sur le plan de l'actuelle topographie, cet aspect incurvé de l'accident suggère inmanquablement l'idée d'un chevauchement du Haut Massif sur la couverture sédimentaire, la disposition incurvée de l'affleurement sédimentaire étant alors une apparence due au débordement dans la région médiane du cristallin du Haut Massif sur son avant pays. Nous verrons que rien ne justifie cette impression première, et qu'il s'agit bien d'un accident à axe incurvé.

La deuxième singularité de l'accident est sa terminaison brusque au sud, après une dilatation qui devrait laisser prévoir au contraire un étalement ultérieur. La terminaison nord est beaucoup plus banale, l'accident se fondant dans la zone de plis de couverture qui s'étalent entre le massif cristallin des Rousses et le bord du chevauchement de la zone du flysch (Termier, 362, p. 99).

On peut distinguer trois tronçons distincts dont il est commode de faire l'étude détaillée séparément :

- a. De l'extrémité nord, au lac de la Muzelle, région où le synclinal est complexe, avec étalement de vastes affleurements de Lias calcaire et schisteux;
- b. Du lac de la Muzelle aux environs du col de la Vaurze : zone de racines, et corrélativement faible largeur de l'accident;

c. Du col de la Vaurze à Villar-Loubière : dilatation de l'accident et brusque disparition à l'arrivée dans le fond de la vallée de la Séveraisse.

Les terrains affectés ne dépassent pas le Jurassique : encore ce dernier n'affleure-t-il que dans l'extrême nord. Cette même région nord voit l'existence d'un synclinal houiller lié directement à l'accident qui nous occupe. Pratiquement, c'est le Trias et le Lias schisteux qui constituent, du barrage du Chambon à Villar-Loubière, l'essentiel du contenu du synclinal.

a. *Le tronçon septentrional*, du barrage du Chambon au lac de la Muzelle. Cette partie de l'accident a déjà fait l'objet de deux descriptions détaillées : la première traitant des conditions géologiques du barrage du Chambon-Romanche est due à MM. Gignoux et Moret (147). La deuxième, ayant trait essentiellement à la partie du synclinal située sur la feuille de Saint-Christophe, soit entre l'Alpe de Venosc et le vallon de Lanchâtra a paru dans le *Bulletin de la Carte géologique* (compte rendu des collaborateurs pour la campagne de 1941 [18]).

Dans le grand berceau glaciaire suspendu qui va de l'Alpe du mont de Lans à l'Alpe de Venosc, les terrains sont masqués par le placage glaciaire qui recouvre le fond de l'auge et une bonne partie des versants. Pourtant de distance en distance, on voit pointer la roche en place. C'est ainsi que deux affleurements de gneiss, l'un très limité, formé de roches fortement injectées d'aplite et l'autre plus important, peuvent se repérer dans cette section de l'accident.

Le premier de ces affleurements de gneiss est situé au voisinage immédiat de l'Alpe de Venosc sur le versant du Pied Moutet, en un point où P. Termier a marqué un affleurement elliptique de I<sup>3-2</sup> (1) : il s'agit d'une roche très écrasée, à la surface de laquelle on voit, par endroits, des traces de calcaires brisés (sans doute des calcaires du Trias) et, injectée de multiples filonnets d'aplite. Ce petit affleurement est très intéressant, il jalonne en effet, une ligne anticlinale déjà soupçonnée par P. Termier, sous la forme d'un minuscule affleurement de houiller au nord de l'Alpe du Mont de Lans, perçant sous le placage glaciaire (affleurement que pour ma part, je n'ai pas retrouvé à l'emplacement indiqué). En réalité, il s'agit beaucoup plus d'un fragment du socle,

(1) Il faut noter que les coupes publiées par TERMIER (364) ne concordent pas avec les contours de la feuille de Briançon, simplifiés et schématisés. Ce lambeau de gneiss figure sur les coupes de TERMIER.

arraché et emballé dans les schistes liasiques, que d'un anticlinal véritable; mais il n'en marque pas moins la trace d'une racine anticlinale.

Il faut mettre ce lambeau en rapport avec celui qui, sur le chemin de Venosc à l'Alpe, vers la maison de la Ponsonnière est formé d'un paquet de Lias calcaire et de Trias au milieu des schistes noirs.

On a donc là, de distance en distance, des jalons qui prolongent un anticlinal du versant E. des Grandes Rousses. La feuille géologique de Briançon et les croquis du mémoire de M. Gignoux et L. Moret (147) montrent qu'il s'agit de la prolongation de l'anticlinal sur lequel s'appuie le barrage du Chambon, c'est-à-dire le pli qui partage en deux le synclinal oriental des Rousses.

D'autre part, P. Termier a noté, sur la rive droite du torrent du Merdaret, entre Venosc et l'Alpe, sensiblement à l'altitude de la Ponsonnière, un noyau anticlinal qui ramène du cristallin. C'est un second accident, parallèle à celui que nous venons de citer, et qui est également marqué dans la pente-est du signal du Pied Moutet, par un très petit affleurement de spilite et de Trias. Cet anticlinal me paraît devoir être interprété comme la prolongation de la bande cristalline qui parcourt le versant est de la Croix de Cassini (Grandes Rousses) et aboutit au Freney d'Oisans.

Les travaux exécutés depuis 1941 pour capter les eaux du Vénéon au Plan du Lac et dans les vallons du Lauvitel et de la Muzelle ont nécessité la percée de 2 tunnels profonds dont le premier, établi rive droite du Vénéon est terminé. Ces ouvrages réalisés aux environs de la cote 1.200 donnent une coupe profonde du synclinal de Venosc très intéressante. J'avais déjà signalé (18, p. 122) la présence sur le bord est du synclinal, de couches calcaires qui n'apparaissent pas en surface, ce qui souligne l'allure tronçonnée des terrains de base du secondaire. A l'époque, les travaux n'avaient pas encore recoupé la totalité du synclinal. Leur achèvement permet d'affirmer qu'on ne traverse ni Trias, ni gneiss en dehors des deux bords de l'accident. Cela confirme tout à fait l'hypothèse (18, p. 122) que le paquet de Trias de la Ponsonnière était coupé de sa racine. Mais cela nous apprend également, que le lambeau de gneiss noté par P. Termier est dans la même situation. Pourtant la trace de ces accidents se retrouve sous forme de zones plus broyées que les terrains encaissants.

La trace de plis brisants du même type se retrouve vers l'est, sur le plateau du lac Noir, et il est aisé de voir dans cette région que, les racines synclinales sont là perchées à un niveau beaucoup plus élevé que celles dont il vient d'être question. Le plus occidentale de ces petits accidents répète, à une altitude

voisine, et symétriquement par rapport au berceau des Alpes de Venosc et du Mont de Lans, l'accident signalé par P. Termier. Ici, c'est le gneiss qui affleure, et l'accident se termine au-dessus de la grande côte, dans la pente qui domine la vallée du Vénéon.

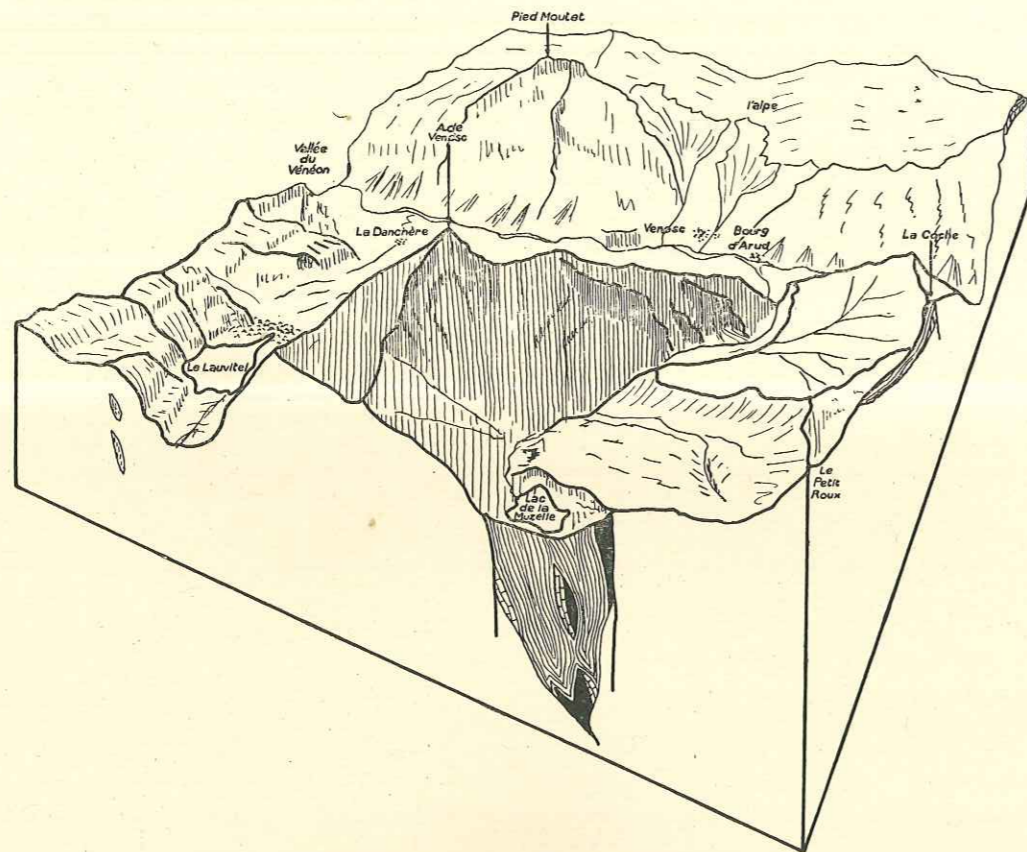


Fig. 28. — Bloc diagramme du Bas-Vénéon. — La basse vallée du Vénéon et le fossé de Venosc. L'observateur regarde vers le Nord, d'un point défini comme suit : altitude 7.500 mètres; projection du point d'observation situé à 7.500 mètres du sommet du Petit Roux (3.037 m. S. G. A.) au sud de ce sommet. Le sommet du Petit Roux forme le coin avant du bloc, mais paraît écrasé en raison des données de l'épure calculées pour éviter le défilement total du cours du Vénéon. Les côtés visibles du bloc ont une orientation N-60° W (longueur, 6.400 m.) et N-30° E (longueur, 7.600 m.).

Le synclinal de Venosc est vu de bout en bout. La coupe d'avant-plan est demi-schématique et n'a d'autre but que de montrer la complication réelle du fossé qui présente en certains points un anticlinal médian. L'étalement du lias, transversalement au fossé, est visible en deux points de la coupe de droite : à la Coche de Lanchâtra, où le cristallin est limité par une fracture, et au sommet de Rachas. Dans cette dernière région, les mouvements tectoniques ne sont rendus sensibles que par les laminages de couches.

Enfin, la coupe gauche montre dans la région du Lauvitel les enclaves syénitiques. On n'a pas différencié gneiss et granites. Dans les terrains sédimentaires le Lias schisteux est représenté par des traits fins parallèles, le Lias calcaire par des moellons, et le Trias en noir.

Il est même probable qu'un autre de ces petits accidents existe entre l'Alpe et cet anticlinal, car la terminaison du Lias au-dessus de la cabane Blanc, montre une pointe de Lias, déjà figurée par Termier sur la feuille de Briançon; cette pointe est prolongée par une faille profonde, de direction aberrante, pour la région, N. N. E.—S. S. W., et qui aboutit à peu de distance de Bourg-d'Arud.

L'aspect du synclinal de Venosc, du Barrage du Chambon à Venosc, est donc celui d'un faisceau d'écaillés parallèles, englobant exceptionnellement du Houiller (la seule trace en est le petit affleurement de l'Alpe du Mont de Lans) signalé par P. Termier, et au demeurant, incertain), mais assez fréquemment des lambeaux de gneiss arrachés au substratum.

Les laminages nombreux qu'on peut observer dans ce faisceau de plis sont soulignés par l'absence fréquente de certaines couches : Trias, Lias calcaire.

Les couches sont verticales et s'étalent vers l'Est, sub-horizontales vers le plateau du Mont de Lans. La largeur totale du synclinal, non compris le Houiller est d'environ 1.200 mètres (c'est à peu près la largeur traversée par le tunnel de Vénéon à l'altitude 1.200 m.). Quant au Houiller, il est encore très important au niveau du Collet, où sa puissance peut être estimée à 650 m. environ, et nous avons vu qu'il s'agissait de couches monotones de grès et de schistes.

De l'autre côté du Vénéon, les faits changent totalement. Les affleurements de Lias, encore en couches verticales de direction N.-S., ne sont pas alignés sur l'axe du tronçon Le Chambon-Venosc, mais sur le bord est de cet accident. L'axe de l'accident est donc apparemment décalé sur l'est et les couches secondaires ne s'appuient plus sur le Houiller à l'W.

Il n'est même pas sûr, malgré les recherches de charbon faites sur ce versant que le houiller traverse la vallée. S'il le fait, c'est pour disparaître très rapidement, et il est alors sans aucun rapport avec le synclinal triasico-liasique.

L'examen du tunnel rive gauche en 1945<sup>(1)</sup> a montré l'existence d'un accident tectonique insoupçonné en surface. De la fenêtre ouverte au-dessus de la cascade de la Muzelle, sensiblement dans l'axe du synclinal liasique, les travaux ont été poussés simultanément, vers l'amont et vers l'aval de la vallée. Le tunnel amont est sorti des schistes pour entrer dans les gneiss au bout de 250 mètres environ. Le tunnel aval est sorti des schistes à environ 260 mètres de l'entrée, pour passer dans des gneiss durs fortement injectés d'aplite.

(1) Grâce à l'amabilité de M. MENET, directeur des travaux.

Il eut été plausible de supposer que cette galerie ne dût plus rencontrer que le Houiller, s'il existe; mais au bout de 630 mètres, vers l'aval, on est retombé dans des calcaires noirs, assez schisteux toutefois et qui représentent fort évidemment un retour du Lias calcaire. La galerie traverse 150 mètres de cette formation et se poursuit ensuite dans des gneiss fortement injectés, très leucocrates.

Rien ne permet, en surface, de repérer ce lambeau de Lias; force est donc bien d'admettre qu'il s'agit d'une amande de terrain sédimentaire coincée entre deux failles. Quant à son rapport avec les accidents de la rive droite, il ne semble pas difficile de le mettre en évidence: nous avons relevé deux anti-

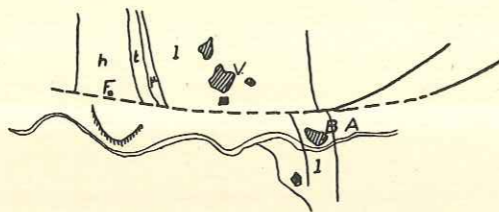


Fig. 29. — Les environs de Venosc. — h, le Houiller; t, le Trias; m, les mélaphyres; l, le Lias; F, le Ferraret; V, Venosc; B A, Bourg-d'Arud. Failles hypothétiques en pointillé, failles vues en plein; l'arrachement rocheux figuré au-dessous du Ferraret est formé de gneiss.

clinaux tronçonnés de gneiss, au-dessus de Venosc. L'un de ces derniers correspond très vraisemblablement à celui qui sépare, sur la rive gauche, les deux paquets de Lias.

Mais il n'en reste pas moins un décalage en direction, et une diminution brusque du synclinorium à altitude égale: au sud du Vénéon, le bord occidental du synclinal de Venosc est nettement décalé vers l'est, et simultanément la largeur de l'accident diminue beaucoup. L'hypothèse d'un accident transverse, faille cisailante ou flexure de décrochement vient immédiatement à l'esprit. La disposition même de la vallée du Vénéon, qui change brutalement de direction à Bourg-d'Arud pour prendre une direction E.-W. est en faveur de cette hypothèse. Mais il y a des meilleurs arguments.

Le plus intéressant est relatif à la terminaison singulière de la bande houillère qui vient, du glacier des Rousses par le col du Cluy et le Ponteil, aboutir

à Venosc. Cette bande houillère où les couches de charbon ont été exploitées (sous Pied-Moutet, au Collet...)<sup>(1)</sup> vient se terminer d'après Termier, dans la face nord de l'Alpe de Venosc. Elle traverserait donc la vallée du Vénéon, pour disparaître très peu au sud de cette dernière. La réduction d'importance du Houiller est très rapide, puisque le tunnel du Vénéon, moins d'un kilomètre au nord de cette disparition, en recoupe encore une épaisseur de 700 mètres.

Mais si on compare la carte de Termier et les faits observables depuis l'élargissement de la route, on constate qu'à l'emplacement de la bande houillère, sous les maisons du Ferraret, on observe un gros affleurement de gneiss<sup>(2)</sup> qui forme verrou glaciaire, et qui domine en encorbellement la route de la Bérarde. La présence de cette bosse de cristallin, juste dans l'axe du Houiller, montre bien que les choses ne sont pas aussi simples que le laisse supposer la feuille de Briançon.

La réapparition en plein axe du synclinal houiller, d'un affleurement de gneiss, ne peut s'expliquer que par un accident transverse passant sans doute aux abords des maisons de Ferraret; cet accident peut être, soit un décrochement, le bord méridional étant décalé vers l'est, soit une faille vraie dont la lèvre méridionale serait relevée par rapport au bord nord.

La première éventualité est peu probable en ce point précis: en effet, le gneiss ne saurait provenir du bord est du synclinal houiller (le Trias y recouvre le Houiller régulièrement: la coupe en profondeur vérifie sur ce point les observations de surface). Il ne peut dès lors, que représenter le bord ouest (et ceci indique le sens du décrochement supposé, le bord méridional étant nécessairement décalé vers l'est): notons que cela est en accord avec le décalage du synclinal liasique. Mais si ce gneiss est la réapparition du bord occidental du synclinal houiller, le Houiller lui-même doit être décalé vers l'Est. Or, rien ne permet de supposer qu'au-dessous du village de Venosc, ce soit le Houiller qui affleure, sous le manteau d'éboulis. On devrait d'ailleurs retrouver trace de ce Houiller sur l'autre rive du Vénéon, ce qui ne paraît pas.

<sup>(1)</sup> Il est remarquable de constater que le tunnel de captage du Vénéon rive droite n'a traversé (à la cote 1200 m) que des filonnets insignifiants de Houiller, preuve supplémentaire, s'il en était besoin, de l'aspect glandulaire de ces couches de charbon, en relation avec l'intensité des phénomènes tectoniques auxquels elles ont été soumises.

<sup>(2)</sup> TERMIER a considéré qu'il s'agissait de couches houillères à faciès métamorphique: nous avons déjà parlé de cela à propos de l'âge du granite.



Reste l'interprétation de la faille verticale. Dans ce cas la réapparition du cristallin entraîne la disparition de Houiller sur le plan actuel d'érosion, sinon en totalité, au moins en majeure partie au sud d'une ligne est-ouest passant par les maisons du Ferraret. De fait, on n'a jamais exploité le Houiller au-dessous de cette ligne dans la partie basse, couverte d'éboulis il est vrai. Pourtant de l'autre côté de la vallée, on a procédé à des grattages et à l'établissement de galeries dans l'espoir de trouver du charbon. Mais il ne semble pas qu'on en ait trouvé. L'état actuel des travaux du tunnel de captage de la rive gauche ne permet pas encore de conclure à l'absence ou à la présence de Houiller sur cette rive<sup>(1)</sup>.

Il y a donc une forte probabilité pour que l'accident qui amène la réapparition du gneiss dans l'axe du synclinal carbonifère soit dû à une cassure dont la composante majeure, mais non unique, serait verticale. Il est pourtant difficile, de ne pas lier étroitement cet accident à la brusque diminution de largeur, accompagnée du décalage vers l'est, du Lias à Bourg-d'Arud, à un kilomètre plus à l'est.

Mais, avant d'analyser plus longuement la tectonique de la vallée, notons toutefois que les rapports du Houiller et du cristallin, comparés aux relations entre le synclinal triasico-liasique et le même cristallin tendent à montrer deux catégories de faits distincts : une faille verticale qui vide « en l'air » l'extrémité du synclinal carbonifère, un décalage en largeur du synclinal triasico-liasique, qui fait plutôt songer à un décrochement transversal. Cette différence ne serait pas pour nous surprendre, l'accident pouvant avoir joué à plusieurs reprises et dans des sens différents : la faille peut fort bien être antérieure au Trias, et avoir rejoué localement, ultérieurement en « décrochant » les dépôts postérieurs à sa mise en place. Il est d'ailleurs évident que *failles et décrochements* ne sauraient être des phénomènes exactement contemporains. Dans une région où les mouvements tangentiels ont la prépondérance, s'ils n'ont pas l'exclusivité, comme c'est le cas dans les Alpes, les décrochements horizontaux impliquent évidemment une compression différentielle de deux éléments de terrain, la différence de compression ayant dépassé la valeur de rupture des couches affectées. Les décrochements sont donc directement liés aux phases de compression. Les failles au contraire, de nombreux auteurs l'ont fait remarquer depuis longtemps, si elles se préparent dans les phases de compression ne se manifestent que dans les phases de décompression, exactement comme des

<sup>(1)</sup> En 1946, la percée a traversé quelques dizaines de mètres de grès stéphaniens.

livres serrés latéralement et maniés en bloc se mettent à jouer les uns par rapport aux autres quand on relâche la compression latérale.

Au demeurant, la diminution brusque d'épaisseur des couches liasiques peut s'interpréter autrement que par un accident cisailant : on doit remarquer en effet, un certain nombre de faits très importants qui doivent guider la tentative d'interprétation :

a. La diminution d'épaisseur du synclinal triasico-liasique ne se fait, si l'on

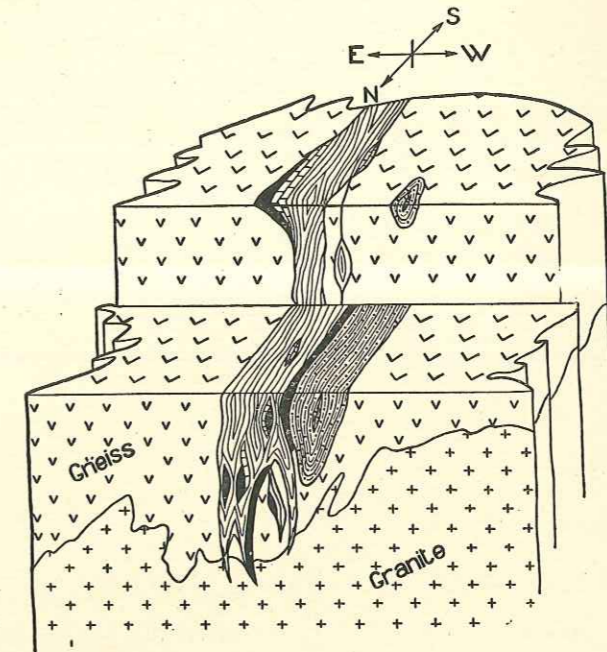


Fig. 30. — La faille du Ferraret : interprétation schématique. — En noir le Trias, en traits le Lias schisteux, en moellons le Lias calcaire, en traits-points le Houiller.

peut s'exprimer ainsi, non axialement mais latéralement : le bord oriental du synclinal reste rectiligne. Le bord W. est brusquement décalé vers l'est, lorsqu'on passe de la rive droite à la rive gauche. La figure schématique n° 30 rend compte de cela plus clairement que toute explication. Cela n'est nullement en faveur d'un décrochement latéral, mais plutôt d'une suppression brusque de couches ;

b. C'est à ce point précis que le synclinal houiller se détache du synclinal triasico-liasique, et qu'il s'intercale entre les deux, une écaille de gneiss. Il

s'ensuit que les réactions aux poussées tectoniques doivent varier brusquement en raison de la différence de rigidité du matériel : alors que sur la rive droite, il y a 600 m. de Houiller, roche compressible et laminable en raison même de sa structure, sur la rive gauche il n'y a plus que des gneiss granitoïdes très durs. Les calchistes du Lias ont alors encaissé, seuls, les poussées, et, sous cet effet, il y a eu expulsion d'une partie de ces couches et tronçonnement en amandes irrégulières ainsi que le prouve l'accident du tunnel rive gauche, non repérable en surface.

J'avais déjà souligné (18 p. 122) cette singularité de la zone de Bourg-d'Arud «étranglement maximum du système synclinal entre le col de la Muzelle et le Fréney d'Oisans». A l'époque, l'idée d'une faille transversale ne m'avait pas paru aussi nécessaire, d'autant que la vallée du Vénéon paraissait marquer la fin du système de plis isoclinaux très serrés qui caractérisaient la région des Rousses. Mais la découverte du tunnel rive gauche montre que les faits sont encore plus complexes que l'aspect superficiel ne le laisse prévoir.

L'accident transverse dont la nécessité s'impose au raisonnement se voit en réalité, sur le terrain même. A Bourg-d'Arud, la falaise gneissique (fortement injectée d'aplite) qui domine le Vénéon, sur sa rive droite, montre un couloir très raide, dirigé obliquement, qui correspond à une cassure béante. Ce couloir dirigé presque E.-W. dans sa partie basse, tourne progressivement vers le N. E. dans sa partie haute et amorce un repli du Lias. Cette faille représente, à mon avis, l'amorce de l'accident dont nous venons de discuter la possibilité.

*Age de l'accident.* — Cette faille transverse est évidemment postérieure au Houiller. Du fait qu'elle affecte également le Lias, on pourrait la supposer alpine. Nous avons toutefois noté ci-dessus que la faille pouvait être la cause, non la conséquence, de la brusque diminution de puissance des couches liasiques. Sous l'effet des poussées alpines dirigées E. W., la zone qui comportait du Houiller a pu encaisser la poussée; dans celle où le gneiss granitoïde était prépondérant, plus rigide, on a assisté à un tronçonnement amygdalien de couches tendres.

Il n'est donc pas sûr qu'originellement l'accident soit alpin. Il y a même, en somme, d'assez bonnes raisons pour qu'il soit permien ou triasique. Il est toutefois impossible de l'affirmer de façon précise.

Au-delà du Vénéon vers le sud, le synclinal de Venosc montre d'intéressants phénomènes, dont j'ai déjà fait naguère une description détaillée. On peut

voir, entre autres, le décollement de la série secondaire sous la Coche de Lanchâtra (sur le versant Lanchâtra) les couches liasiques étant cisaillées à leur base, et reposant obliquement sur le substratum ancien.

La forme générale de l'accident dans tout le tronçon qui va de Bourg-d'Arud au col de la Muzelle, est très nettement celle d'un éventail pincé à la base, et lorsque la topographie des versants le favorise, on a de grands lambeaux de Lias, en placages peu épais, conservés de part et d'autre de l'axe, tantôt à l'est (cîme de la Coche et du pied de Bary), tantôt à l'ouest (col du Vallon entre la Muraillette et l'Alpe de Venosc).

Au lac de la Muzelle, on voit reparaître brusquement dans l'axe du synclinal, un affleurement de Trias (la feuille de Briançon est là, assez inexacte). Cet affleurement au lieu d'être aligné suivant la direction des plis, affecte une forme contournée assez bizarre. Sa présence est évidemment la preuve de la complexité de cette zone, qui même là, n'est nullement formée d'un unique synclinal banal. D'autre part, sa présence semble directement liée à l'affleurement qui occupe tout le versant est du col du Vallon. Cet affleurement lui-même, n'existe qu'en raison d'une faille dirigée E.-W., donc normale aux plis, et dont l'existence devient absolument évidente lorsqu'on examine le pied de la face qui mène à la Tête de la Muraillette. Cette faille limite à la Brèche du Vallon le granite et le gneiss, et se perd ultérieurement dans la paroi qui tombe sur le Lauvitel.

Cet accident transversal est certainement important, à en juger par la manière dont il s'aligne avec un accident très long que nous analyserons en détail, qui traverse presque complètement la feuille de Saint-Christophe. Nous reviendrons longuement sur sa signification tectonique.

Au col de la Muzelle, ainsi que l'a noté Termier, la largeur du synclinorium est minimum : on ne voit là qu'une centaine de mètres de schistes du Lias, bordés sur le côté est par un mince liséré de dolomies triasiques. Les couches sont là, parfaitement verticales.

Au delà du col, en descendant sur le Valsenestre l'accident garde la même direction. Il s'élargit légèrement au fur à et mesure que l'on descend le thalweg du col, et cette singularité, courante dans le massif, peut donner lieu à diverses interprétations.

Termier déduit de ces variations d'épaisseur de sens contraire aux variations normales, l'existence de plis transversaux, orthogonaux à la direction normale des plis. Le col de la Muzelle correspondrait ainsi à un anticlinal transversal qui amènerait le niveau de base des terrains secondaires à une cote d'environ

2.000 mètres (alors qu'à Bourg-d'Arud ce même niveau serait au voisinage de la cote de 300 ou 400 m.). La profondeur relative du cristallin du fond du synclinal étant plus grande à Bourg-d'Arud qu'au col de la Muzelle, l'acci-

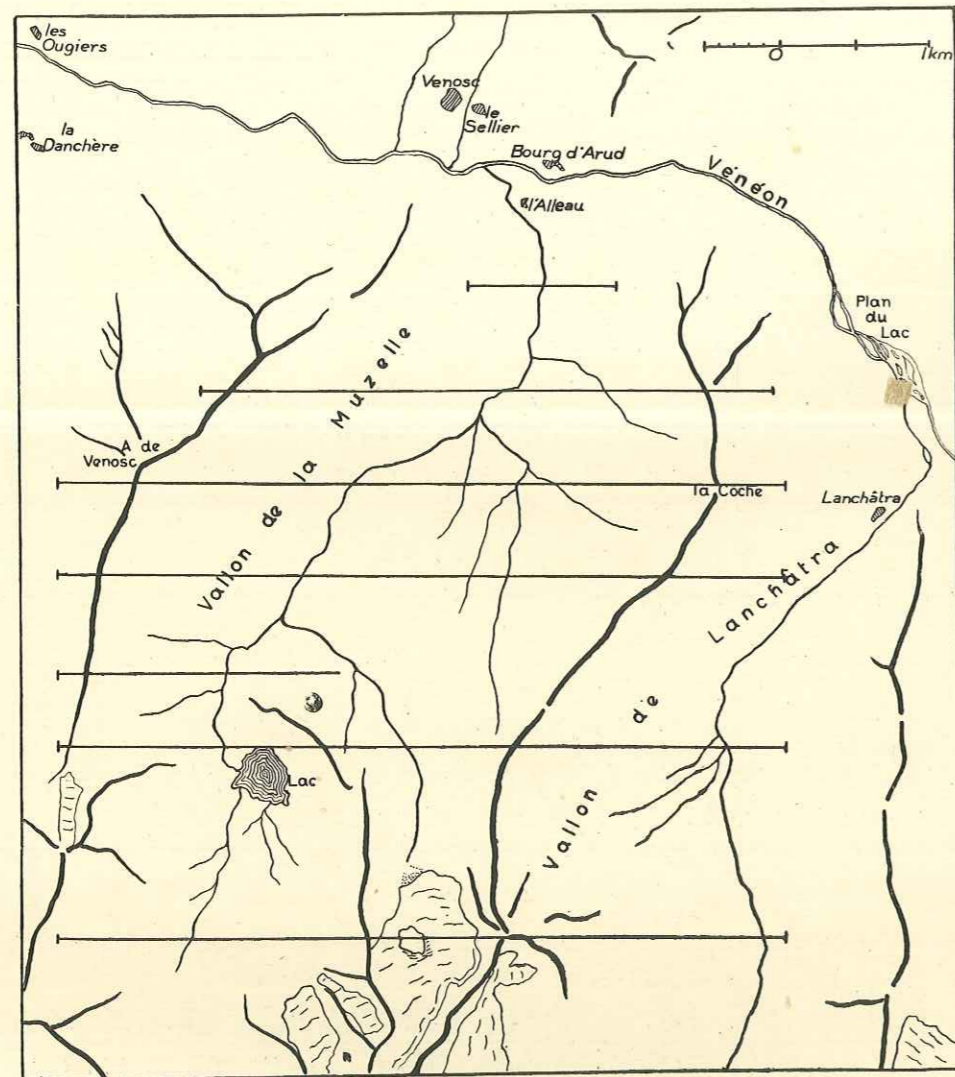


Fig. 31. — Carte schématique des environs de Venosc et du lac de la Muzelle.

dent est moins large en ce dernier point. En d'autres termes, les thalwegs, de part et d'autre du col, ont une pente plus faible que les lieux géométriques des limites cristallin-secondaire sur la même verticale.

Posant ce postulat, Termier déduit de l'allure générale des plis N.-S. du

massif, celle des plis hypothétiques E.-W.; mais ce faisant, il suppose *a priori*, qu'il n'y a pas d'autre explication possible au fait que l'épaisseur d'un accident varie souvent en raison inverse de son altitude. Nous reviendrons sur cette question des plis E. W. lorsque nous aurons analysé les accidents du socle, mais nous pouvons noter dès maintenant qu'il y a une explication au moins

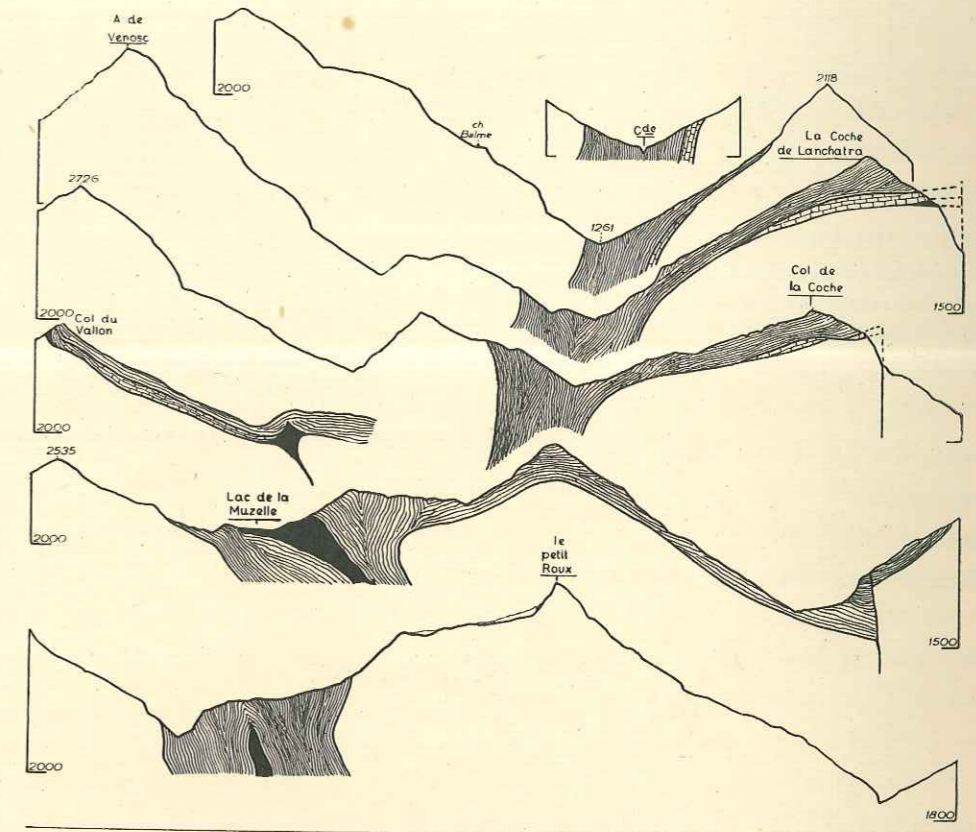


Fig. 32. — Coupes en série correspondant aux traces de la carte de la figure 31. En traits le Lias schisteux, en moellons le Lias calcaire, en noir le Trias. Le socle est laissé en blanc.

aussi commode de cette singularité, et qui présente l'avantage d'être assise sur l'observation : l'aspect même de certains affleurements localisés, le fait que le tunnel rive droite du Vénéon ne traverse pas des couches en position anticlinale repérées en surface, le fait que le tunnel rive gauche traverse, au contraire, une amande synclinale insoupçonnable en surface, sont la preuve de l'allure tronçonnée de ces plis; dès l'instant que leur aspect amygdalaire apparaît sur de petits affleurements isolés, il est bien évident que cet aspect peut se reproduire

un peu partout. Il n'y a alors rien d'étonnant à ce que le synclinal soit plus étroit à 2.000 mètres qu'à 1.000. Cette différence d'interprétation entraîne une différence de conception des coupes schématisées par la figure 33.

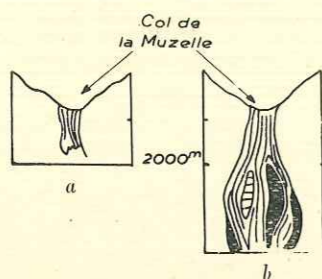


Fig. 33. — Interprétation tectonique du col de la Muzelle. Il est difficile de choisir entre les deux interprétations au-dessous de la cote 2.000 mètres

Il y a toutefois, apparemment, un argument en faveur de l'hypothèse Termier : c'est la présence d'étalements latéraux quand on descend le thalweg vers Bourg-d'Arud. Dans la conception *b* où le lieu géométrique des points situés dans l'axe du pli et à la limite socle-couverture est supposé être sensiblement une droite peu éloignée de l'horizontale, on aboutit à une impossibilité géométrique, puisque nous avons vu que cet étalement se trouverait au niveau de la zone renflée, figurée entre les cotes 2.000 et 1.000. Mais nous avons vu que l'étalement en question est la conséquence d'une faille transversale au

niveau du lac de la Muzelle, de sorte que l'objection se trouve levée. Le stéréogramme schématisé (fig. 34) explique mieux que ne pourrait le faire toute description.

Néanmoins, il faut noter que le rejet minimum de cette faille du lac de la

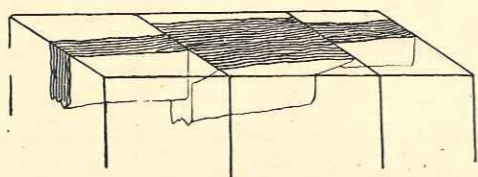


Fig. 34. — Diagramme très schématisé des accidents du lac de la Muzelle : l'étalement transversal au niveau du lac serait dû à un enfoncement du fossé sous l'effet de deux failles transversales.

Muzelle devrait être d'au moins 800 mètres, ce qui peut paraître bien fort. En effet, au col de la Muzelle (2.600 m.), le niveau des couches est encore inférieur à celui du lac, de l'autre côté de la faille; il est sans doute voisin de celui du pied de la falaise qui supporte cette nappe d'eau (1.800 m.). Mais si, *à priori*, cette dénivellation peut paraître énorme, elle est pourtant, quelle que soit l'interpré-

tation adoptée pour expliquer le rétrécissement vers le haut du synclinal, et indépendamment de cette interprétation, certaine : car il faut bien remarquer que ni sur la Tête de la Muraillette, ni sur la paroi de la Roche de la Muzelle, on ne retrouve trace de Trias ou de Lias; la surface de la pénélaine y a donc été portée à 3.000 mètres au minimum. Or, une droite, tirée du niveau actuel du Lias au voisinage de la faille au sommet de la Tête de la Muraillette accuse une pente de 45°; du bord de l'accident sur l'éperon N. W. détaché du glacier de la Muzelle au sommet de Roche de la Muzelle, la pente est encore de 25°. Il paraît difficile d'admettre là un accident transverse du type pli, d'autant que ces plis orthogonaux doivent être moins aigus que les plis N.-S., sans quoi on observerait une disposition toute autre des affleurements de la couverture dans le massif; en effet, si les plis E.-W. présentaient des caractères identiques à ceux des plis N.-S., en ce qui concerne la disposition des flancs (très inclinés, verticaux ou subverticaux), il n'y aurait plus aucune raison pour que, sur le niveau actuel du terrain, les plis N.-S. soient seuls apparents : on observerait une disposition en étoilement ou en croix, et un aspect de réseau qui n'apparaît nulle part même à un faible degré.

*On est donc forcé, non seulement de conclure à la réalité de l'accident cassant, qu'on peut observer et dont on ne saurait, par conséquent, nier l'évidence, mais encore d'admettre une énorme disjonction relative des deux rebords de faille. Nous en verrons d'autres exemples, mais on peut, dès maintenant, noter cette particularité capitale des failles ou au moins de certaines d'entre elles dans le Haut Massif : les rejets qui séparent les deux lèvres peuvent atteindre des valeurs considérables.*

Il ne semble pas, faute sans doute d'analyses de détail suffisamment poussées, que ce caractère ait frappé les auteurs qui ont eu à traiter du massif. Allix lui-même qui attribue aux failles verticales ou peu inclinées une importance primordiale dans la tectonique du massif, ne semble pas avoir envisagé cet aspect du problème.

Ces failles présentant de très grosses dénivellations verticales, ne sauraient s'être formées brutalement. Il est très vraisemblable que leur établissement s'est étendu sur de larges périodes, d'une manière très progressive et toujours dans le même sens. D'autre part, ces failles semblent en direction, disparaître très rapidement. Cet encaissement rapide est peu compatible avec des rejets aussi considérables, de sorte qu'il paraît logique de déduire que cette dispari-

tion latérale n'est qu'apparente et que la faille subsiste, bien que non décelée à la surface du sol.

L'exemple de l'amande liasique traversée par le tunnel de Vénéon rive gauche, et dont on ne voit même pas la trace cicatricielle en surface, montre bien qu'il peut en être ainsi. Ce doit même souvent être le cas, de sorte que les failles marquées sur la carte ne sont certainement qu'une faible proportion des failles réellement existantes.

b. *Les accidents du Valsenestre.* — Du col de la Muzelle jusqu'à la cantine des Carrières de marbre, en somme jusqu'au thalweg du Valsenestre, le synclinal garde les mêmes caractères : il reste étroit, comprimé entre les deux plans de faille verticaux, et n'inclut guère que du Lias schisteux (avec de distance en distance des lambeaux minuscules de calcaire dolomitique triasique) [fig. 35].

A Valsenestre, les complications tectoniques réapparaissent, elles sont du même ordre que celles que nous avons trouvées à Bourg-d'Arud. Le point où le Valsenestre de direction E.-W. se divise brusquement en deux ou trois vallons apparaît comme un lien de convergence de plusieurs synclinaux : l'un N. S., celui qui nous occupe, vient du col de la Muzelle et se prolonge en direction des cols de Côte Belle et des Marmes. Un autre vient, avec une direction N.W.-S. E., de la Brèche de Valsenestre et se singularise par un curieux lambeau de Trias et de spilite coincé dans la paroi S. qui domine le hameau. Un autre enfin de direction sensiblement E. W. et tournant au N. E.-S.W. occupe le bord N. du petit massif du pic de Valsenestre. Ce phénomène de convergence de tous ces accidents vers une zone qui est la moins élevée en altitude entre Bourg-d'Arud et le Désert en Valjouffrey montre bien qu'on a affaire là à une zone de serrage, qui résulte probablement d'une fracture transversale parallèle à la vallée. Le fait qu'une haute arête de la Pointe Swann à la cime du Montagnon orientée E. W. se situe très exactement dans le haut prolongement du Haut-Valsenestre n'est pas une objection à cette manière de voir<sup>(1)</sup>. Néanmoins, il faut bien noter, qu'à part l'existence de roches broyées, au demeurant fréquentes dans cette zone, cette fracture n'apparaît nettement nulle part.

Entre Valsenestre et Valjouffrey le synclinal liasique s'élargit assez fortement et cela est dû à l'accolement partiel de l'accident qui court dans la face N.

<sup>(1)</sup> Voir plus loin la discussion au sujet du chaînon du Rouget.

du pic de Valsenestre. L'ensemble de l'accident a, au col des Marmes, un aspect qui rappelle beaucoup celui de l'Alpe de Venosc : nombreuses lames répétant plusieurs fois la même série, contournement dans les schistes liasiques, noyaux anticlinaux de calcaires au milieu de ces derniers, etc. Sur le bord est un large affleurement de spilite qui sépare le Trias et le Lias.

Au voisinage du Désert en Valjouffrey, la pente E. du Cros de la Laisne représente, à très peu près, la surface prétriasique, de sorte que bien que les

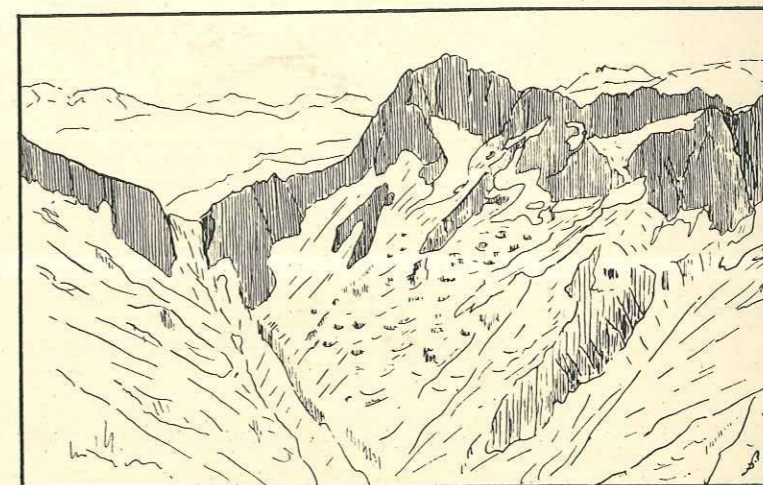


Fig. 35. — Le col de la Muzelle et Roche de la Muzelle, versant Valsenestre. — D'après une photo aérienne. L'aspect de fossé tectonique du synclinal de Venosc, au droit du col, apparaît très nettement.

couches soient subverticales dans le ravin, elles s'étalent assez largement sur les flancs de la montagne, réalisant la structure déjà vue au lac de la Muzelle et à la Coche de Lanchâtra.

De l'autre côté de la vallée, l'étroit ravin qui mène aux monotones pentes de schistes du col de la Vaurze, montre essentiellement du Lias schisteux en couches verticales et une mince bordure de Trias (avec de loin en loin des fragments de spilite). La direction de l'accident devient peu à peu N. W.-S. E., ce qui donne à l'ensemble du synclinal une disposition arquée tout à fait particulière.

Il est permis de se poser la question de l'épaisseur de la couverture du Haut Massif. A ce sujet, je suis persuadé que si on pouvait voir l'épaisseur exacte du Secondaire sur le Haut Massif, on aurait sans doute quelque surprise. Je ne crois pas à une épaisseur comparable à celle qui couvrait Belledonne et

la couverture E. des Rousses, épaisseur qu'on peut vérifier en maints endroits. Il me paraît évident que, des trois massifs centraux, le Haut Massif reste celui qui a toujours eu la sédimentation la plus faible.

Des preuves de cette disposition sont nombreux : le plus démonstratif me paraît être la transgression du flysch directement sur le cristallin bien visible à l'E. du massif et sur de grandes étendues. La constance avec laquelle ce terrain recouvre en transgression le cristallin sur de grandes surfaces, l'absence de Lias interposé presque partout, est une conséquence, non seulement de l'importance de la dénudation préocène, mais aussi de l'existence d'une couverture moins fournie, ayant disparu plus vite que dans les zones plus favorisées qui couvraient les approches des Grandes Rousses et plus encore de Belle-donne. L'abondance de matériel jurassique (Lias et Dogger) diminue progressivement de l'W. à l'E., lorsqu'on va du dôme de la Mure au chevauchement frontal briançonnais. Et ceci est particulier à la zone du Haut Massif car, au N., le flysch des Aiguilles d'Arves va chevaucher les interminables pentes herbeuses coupées de sombres combes schisteuses qui s'étalent de Clavans au Goléon.

c. *La coupe du col de la Vaurze et la terminaison méridionale du synclinal de Venosc.*

— Au col de la Vaurze on peut relever la coupe suivante du N. E. au S. W. :

15 mètres de calcaires dolomitiques verticaux du Trias, devenant progressivement schisteux au sommet; cette zone schisteuse est imprégnée de pyrite de fer en petits cubes;

10 mètres de mélaphyres verts satinés luisants également verticaux (voir description pétrographique, p. 201);

6 mètres-10 mètres calcaires blanc bleuté avec bancs de cargneules et passées schisteuses inclinés de 45° vers l'W. Il y a donc discordance angulaire avec les couches précédentes et ceci est lié à l'allure lenticulaire des mélaphyres qui doivent devenir plus épais très rapidement;

20 mètres de mélaphyres supérieurs à patine brune et violette, inclinés semble-t-il comme les calcaires précédents.

Puis le Lias calcaire, avec passées fort schisteuses jusqu'à la tête du Clotonnet.

Cette coupe ne coïncide pas strictement avec les observations de Termier

qui a figuré un petit lambeau de grès triasiques à la base, que je n'ai pas retrouvé. Au col même, d'autre part, il paraît très probable que dans l'étalement

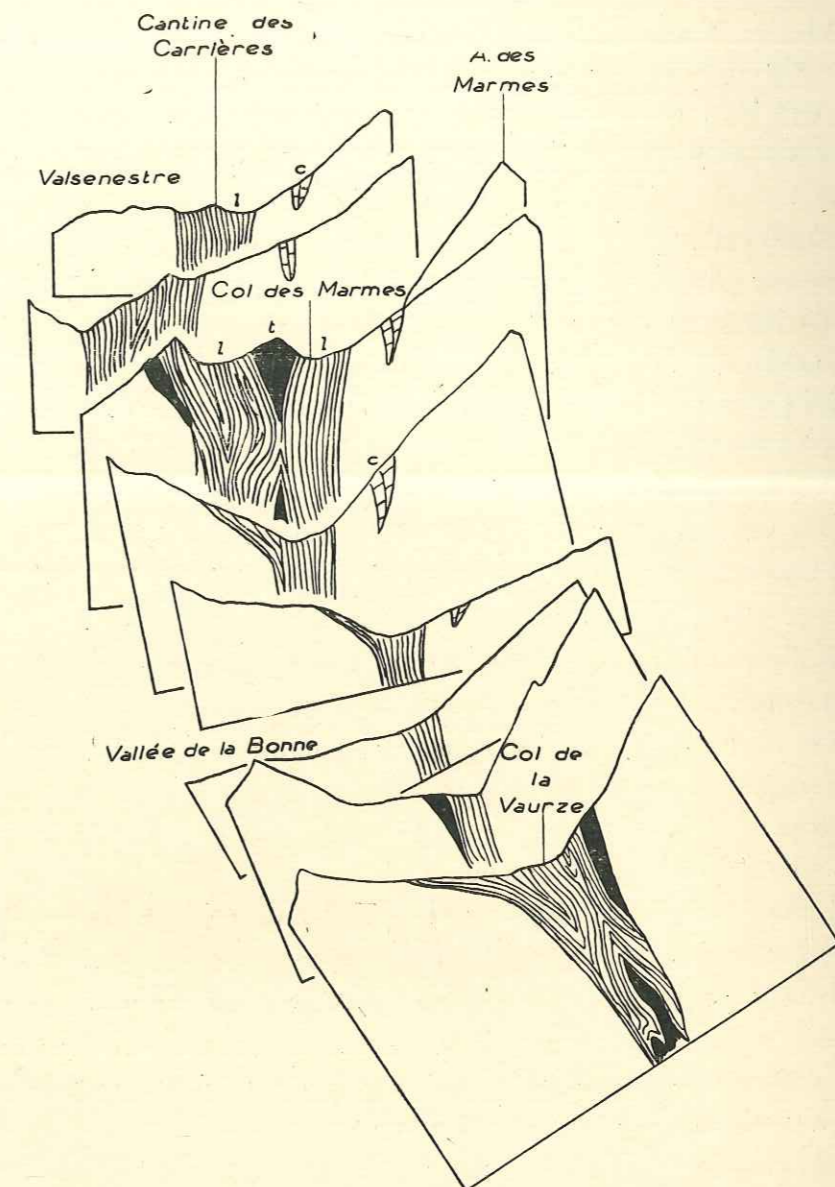


Fig. 36. — Coupes du synclinal de Venosc entre Valsenestre et le col de la Vaurze. — La base des coupes est à 1.200 mètres sauf pour les deux coupes inférieures pour lesquelles elle est de 1.400 mètres. Les coupes supérieures sont orientées Ouest-Est; puis le plan de coupe tourne vers le Sud-Ouest-Nord-Est des angles marqués par les bases des coupes entre elles. On a figuré en moellons l'intercalation de cipolins. Les autres formations ont les mêmes symboles que dans la figure 32.

de Lias qui s'étend entre le col de la Vaurze et la tête du Clotonnet, il existe de multiples replis.

C'est d'autant plus certain que, sur la route du Valgaudemar on retrouve, un peu après le village de la Loubière, dans le ravin de Combariol, un synclinal vertical comportant mélaphyres, Trias et Lias schistocalcaire. Il se coince rapidement vers le N. W., se prolonge par une faille, puis se rouvre quelques centaines de mètres plus haut pour venir se fondre dans les schistes précités.

Au delà du col de la Vaurze, en descendant vers Villar-Loubière, on assiste à une brusque dilatation du synclinal, en même temps que s'accroît le changement de direction des couches qui s'allongent maintenant du N. W. au S. E., et même d'W. en E. pour certaines d'entre elles.

Le Trias prend dans toute la pente S. E. du col de la Vaurze une grosse importance, les deux bandes de mélaphyres visibles au col se séparent l'une de l'autre, une troisième vient s'y adjoindre, peut-être même une quatrième. La région assez couverte d'éboulis se prête mal à une analyse détaillée. Deux paquets de Lias calcaire et schisteux effilés à leurs extrémités sont emballés dans ce complexe triascoliasique. Les couches sont verticales, mais l'apparition d'une charnière anticlinale, en un point qui, d'après les contours, devrait correspondre à une zone synclinale, montre bien que l'apparente simplicité de cette grosse olive de sédimentaire cache des complications que le plan actuel d'érosion ne permet pas de repérer.

Au hameau des Peines, l'ensemble se termine brusquement par une « queue » de Trias et de mélaphyres de direction N. W.-S. E., et cette fin, au moment où l'accident arrive dans le Valgaudemar, montre bien que là encore il ne s'agit pas d'une terminaison réelle, mais d'un nouveau laminage total, qui met au contact deux zones de gneiss par l'intermédiaire d'une ligne de fracture peu visible.

La question se pose de savoir où se prolonge le synclinal. Trois faits dominent les particularités tectoniques du Valgaudemar et les rapports de cette vallée et de l'accident en question :

1° Le Valgaudemar prend précisément à Villar-Loubière la direction E. W. (le Bas Valgaudemar est orienté N. E.-S. W.) qu'il garde jusqu'à son fond;

2° Le bord W. du synclinal de Venosc a franché tourné de 90° et a pris une direction E. W.;

3° Les accidents tectoniques du vallon de Chabourneou et, d'une manière générale, ceux du haut Valgaudemar (si on excepte le lambeau de Trias du Rif du Sap) ont cette direction E. W.

Étant donné ces faits, il paraît normal de rechercher de ce côté la prolongation de la zone de Villar-Loubière. Ceci accentue encore la disposition arquée de la totalité de l'accident déjà signalé plus haut.

Mais avant de décrire les accidents du Haut-Valgaudemar et la bordure S. du massif, avant d'essayer de montrer qu'ils se rattachent de manière certaine au faisceau de plis de Venosc, il convient de tirer les conclusions tectoniques auxquelles nous amène l'examen de la bordure W.

La disposition arquée de l'ensemble de l'accident, du Chambon à Villar-Loubière, est due à la torsion de l'axe de l'accident, et non à un phénomène de recouvrement comme l'aspect du contour pourrait le suggérer au premier abord. L'origine de cette singularité doit être cherchée dans une translation en bloc du massif cristallin vers l'W., translation sans doute facilitée par la relative plasticité des couches de l'avant-pays, surtout composé de Lias schisteux qui ont constitué une sorte de matelas amortisseur au choc du massif cristallin induré. La translation du massif serait donc approximativement mesurée par la flèche de l'arc du synclinal, soit au total 4 à 5 kilomètres. La direction étant sensiblement N. S., la corde sous-tendant l'arc en question est à peu près une ligne méridienne. Ce tronçon médian d'un accident qui, dans son complet développement, du col de la Croix-de-Fer au col du Loup, mesure, ainsi que l'a fait remarquer P. Termier (364) 70 kilomètres, s'oppose au tronçon N. (synclinal du lac Tournant, P. Termier [362]) de direction N. N. E.-S. S. W. et au tronçon S., franchement E. W. Malgré la disposition arquée du tronçon médian, la direction structurale N. S. qui s'affirme entre les deux alpes du Mont de Lans et de Venosc, vient recouper 20 kilomètres plus au S., le point où l'accident change complètement de direction à Villar-Loubière : ce n'est pas une des moindres singularités de cet accident méridien.

Les 4 kilomètres de flèche de la courbe dessinée par l'accident ne représentent d'ailleurs que la différence de compression de l'avant-pays, de part et d'autre de la poussée maxima. Il est très possible, et même tout à fait probable, que l'avancée réelle du massif cristallin a été beaucoup plus considérable et nous aurons une indication de cela en étudiant les accidents du Haut-Valgaudemar.

## LE HAUT-VALGAUDEMAR.

Pour P. Termier, il ne faisait pas de doute que c'est par les accidents du versant S. du Valgaudemar, entre Navette et Vallonpierre, que se prolonge le faisceau de plis de Venosc. Cela lui paraissait tellement évident qu'il n'a même pas cherché à justifier cette manière de voir (364, p. 744-745).

Je ne crois pas moi-même que la structure du Valgaudemar puisse s'interpréter différemment, malgré la solution de continuité qui s'étend de Villar-Loubière à La Chapelle, mais il me paraît pourtant nécessaire d'analyser un peu plus étroitement l'aspect singulier de cette prolongation et l'étrangeté de la terminaison d'un accident qui, après avoir longé tout le bord E. des Grandes Rousses (synclinal du lac Tournant), puis tout le bord W. du haut massif (faisceau de Venosc), vient ceinturer ce dernier au S., enveloppant ainsi le massif cristallin sur la moitié de sa périphérie.

A Villar-Loubière, nous venons de le voir, le faisceau de plis venu de Venosc, tourne à l'E. Plus exactement, il « éclate » en plis divergents, les occidentaux (ou, si l'on préfère, les plus externes) gardant une direction N. S., ou tout au moins N. W.-S. E. : c'est le cas du synclinal du ravin de Combariol, les plis internes prenant la direction N. N. W.-S. S. E. (plis des Peines par exemple). Une « queue de poisson » effile les derniers termes inférieurs et, avant d'arriver à la vallée, l'ensemble du faisceau synclinal se trouve vidé vers le haut. La racine cristalline de ces plis doit apparaître dès lors comme une simple faille ou plus probablement une zone broyée. Cette zone écrasée existe réellement, et elle est très visible dans la topographie sous la forme d'un replat vers 1.400 mètres au-dessus du hameau de Villar-Loubière; replat au modelé partiellement glaciaire, mais dont l'origine tectonique, ne serait-ce qu'en raison de son altitude qui ne correspond pas à celle des replats glaciaires habituels, n'est pas douteuse. Les gneiss sont écrasés et prennent l'aspect de phyllades. Peut-être même la falaise située en face des Andrieux correspond-elle au passage de la faille qui accompagne la zone des mylonites, cachée là sous le gros éboulis descendu de la crête des Aiguilles. Ce n'est donc, finalement, qu'aux Andrieux, qu'aboutit la trace ultime du synclinal descendu du col de la Vaurze.

Si l'on prolonge l'accident sur la carte, on voit qu'il aboutirait entre Navette et la Chapelle-en-Valgaudemar, à l'endroit où, précisément, reparait le Trias et le Lias. Au total, la solution de continuité n'est que de quelques kilo-

mètres et n'est due qu'à l'impossibilité de voir ce qui se passe pour les alluvions de la Séveraisse.

On peut discuter sur la nature de l'origine de cette partie du faisceau de plis. L'interprétation la plus simple consiste à considérer cette zone comme une simple cicatrice radicale des plis; on se trouverait au-dessous de la limite du sédimentaire, là où l'accident n'est plus qu'une simple faille intracristalline. Le fait qu'on soit précisément dans le point le plus bas topographiquement parlant (il n'y a que la vallée du Vénéon à Bourg d'Arud qui soit à une altitude inférieure) justifie cette façon de voir.

Mais l'examen de l'ensemble suggère inmanquablement l'idée d'une faille cisailante, d'un décrochement d'une partie du cristallin par rapport à l'autre. Tout se passe comme si la zone nord avait brusquement avancé vers l'ouest, alors que le massif Chaillol-Sirac serait resté en place. Cette interprétation a l'avantage d'expliquer la torsion brusque du faisceau vers Villar-Loubière, et en même temps le fait que cette torsion coïncide très exactement avec la terminaison des coins sédimentaires. La disparition de ces derniers serait alors liée, non pas tellement à un résultat d'érosion, mais bien plutôt à une cause tectonique ayant étiré et laminé ces terrains jusqu'à disparition totale. L'allure en filons discontinus du Trias, que nous allons retrouver plus à l'est justifierait à elle seule cette manière de voir.

Un schéma simplifié (fig. 37) met en évidence la différence des deux conceptions; la seconde me paraît plus compatible avec le jeu en coulisse des blocs que nous retrouverons lorsque nous analyserons les accidents du socle, et montre la différence des poussées et des réactions dans les deux cas.

*Le faisceau de plis de Morges.* — Déjà signalé par Ch. Lory (233), analysé par Termier (364), il a été cartographié par cet auteur aussi exactement que cela était possible sur la feuille de Briançon au 1/80.000°. La coupe donnée par ce même savant (364, p. 741) n'est pas aussi heureuse, d'abord parce que

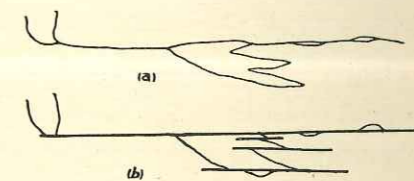


Fig. 37. — Deux interprétations tectoniques possibles du moyen Valgaudemar :

- a. Écrasement en amandes des synclinaux liasiques (sous l'effet de poussées orientées Sud-Nord);
- b. Par jeux de failles cisailantes.

Notons qu'il est impossible de dater ces accidents de manière précise, mais que la deuxième interprétation évite l'hypothèse de mouvements « pyrénéo-provençaux », dont la réalité n'est pas démontrée dans la région.



l'allure des couches est assez imparfaitement rendue, ensuite parce que les divers pointements de mélaphyres sont supposés appartenant à la même couche, raccordée d'un affleurement à l'autre par en dessous ou par en dessus. Or, il s'agit de nappes distinctes : au moins deux (une dans le Trias, une dans le Lias) et probablement trois. Il s'ensuit que cette coupe, exacte quant aux affleurements, est inexacte dans son interprétation.

L'allure est bien plus esquilleuse que ne l'a figurée Termier : les affleurements de cristallin se terminent en pointes acérées; il s'agit de véritables lames biseautées. La couverture de Lias, de tectonique plus souple, avec des redoublements et des froissements difficiles à suivre, est parfois inexplicablement cisailée, et disparaît brusquement. Tout cela s'accorde avec l'idée de jeux longitudinaux dans des synclinaux faillés longitudinalement et est bien en faveur de l'hypothèse d'une série de failles de décrochement dirigées W.-E.

Malgré l'épaisseur du Lias, variable, mais ne dépassant pas 3 à 400 mètres, on peut considérer que toute la région de pâturages à moutons, limitée par le Valgaudemar, le vallon de Navette, le val Champoléon et Vallonpierre, est, à très peu près, la surface de la pénéplaine prétriasique. C'est au sud du massif, le pendant du plateau du Mont de Lans, mais 1.000 mètres plus bas. Toutefois, il s'agit d'une surface bosselée, fracturée, brisée, où les divers fragments sont décalés les uns par rapport aux autres, suivant des lignes E.-W., d'une hauteur pouvant dépasser 800 mètres.

Il en va de même sur le plateau du Mont-de-Lans, où une série de petits synclinaux dirigés N.-S. rompent l'uniformité de la plate-forme prétriasique, mais, dans cette région, les fragments de cette pénéplaine fossile ne sont pas décalés, et on ne voit pas poindre au travers du Lias des esquilles aussi acérées de gneiss ou de granite. Ceci n'apparaît que dans le tréfonds du faisceau de plis de Venosc. Là encore, par conséquent, l'analogie de structure amène à une comparaison avec le synclinal de Venosc, plus qu'avec le plateau du Mont de Lans, malgré l'étendue considérable de l'affleurement, qui, au premier abord, rappelle ce dernier type de structure.

A l'est du ravin de Vallonpierre, on ne rencontre plus que quelques affleurements de terrains secondaires. La masse la plus importante, sous la paroi nord du Sirac, disparaît assez rapidement, coincée, semble-t-il, entre deux plans de faille.

Sur la rive droite du torrent descendu des glaciers de Surette et du Cha-

bournéou, on peut repérer deux amandes de terrains secondaires, très étroites (20 à 30 mètres environ) et allongées, l'une composée essentiellement de schistes du Lias, l'autre de Trias et de mélaphyres. Ces deux amandes jalonnent une importante faille E.-W. qui aboutit au col du Loup.

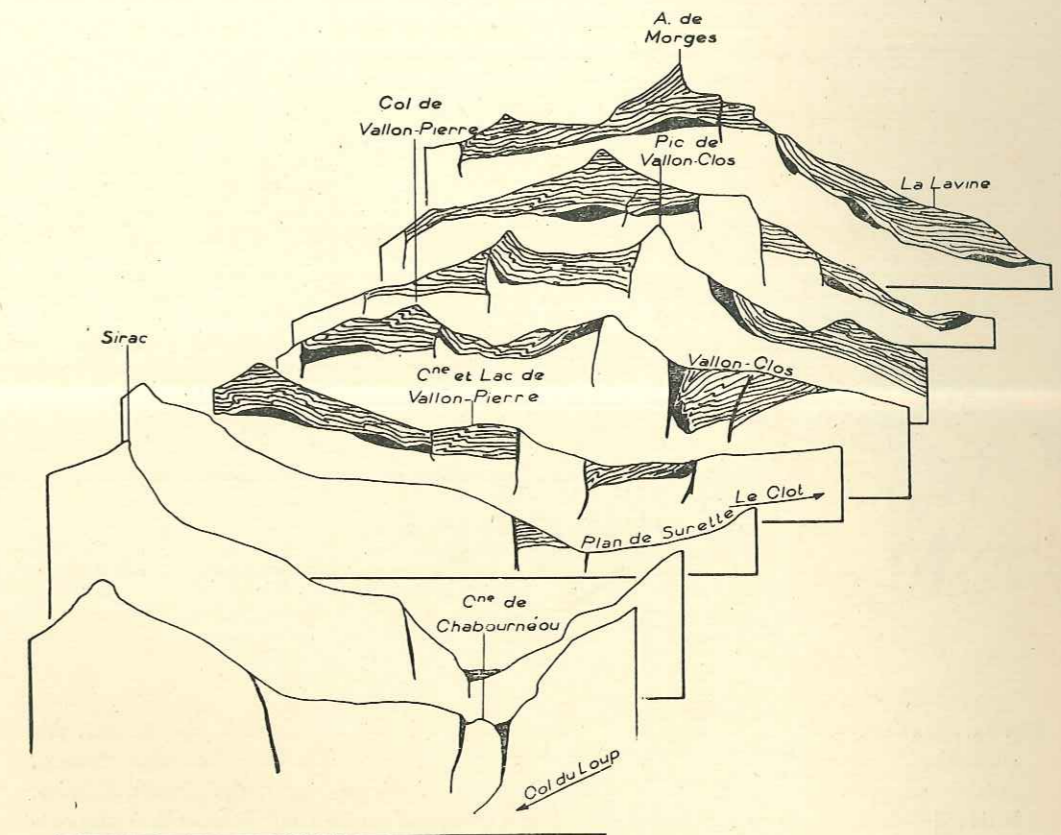


Fig. 38. — Coupes des accidents de Morges. — Les coupes sont orientées Sud-Nord. Leur base est à 1.500 mètres. Les coupes ne sont pas seulement rabattues mais glissées les unes par rapport aux autres sans qu'il ait été cherché un effet de perspective vraie : les trois coupes d'avant-plan sont fortement décalées en dehors de leur position vraie sur le plan de la carte.

Dans les contreforts ouest des Pics du Loup, sous le glacier de Surette et enfin au col du Loup lui-même, une bande de Lias, associée par points à des dolomies triasiques, avait déjà été vue par Ch. Lory (233, p. 211), puis cartographiée par P. Termier. Leur position est très singulière; il s'agit de véritables filons coincés entre granite et gneiss, ou entre gneiss avec une apparence de chevauchement du sud vers le Nord.

Là encore, l'accident peut s'expliquer par un glissement latéral amenant un décrochement, mais la réalité d'un léger chevauchement paraît indéniable. Ainsi donc, c'est au col du Loup que vient se terminer le faisceau synclinal, né au col de la Croix-de-Fer, sur le versant est des Grandes-Rousses.

L'aspect variable de cet accident, l'étrangeté de sa terminaison méridionale,

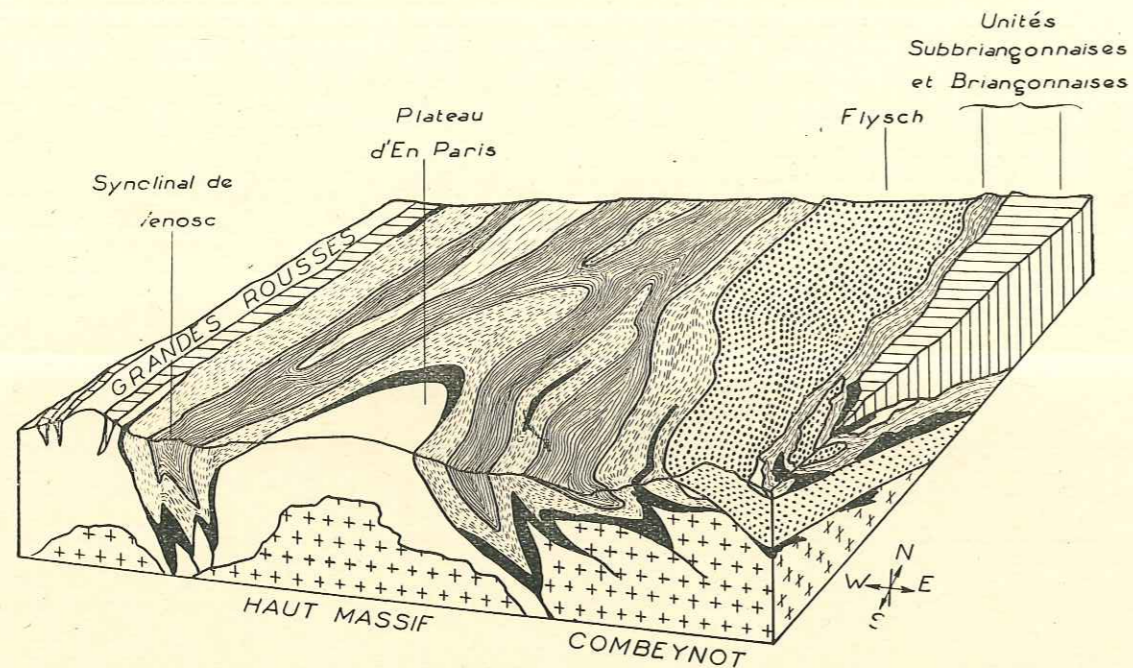


Fig. 39. — Tectonogramme schématique du nord du Haut Massif. — La vue est supposée prise du Sud. Elle est destinée à montrer l'engorgement régulier en dos de cétacé du Haut Massif sous sa couverture liasique, l'allure plus esquilleuse du Combeynot résultant de la traînée de la nappe du Flysch (à droite). En barré, le Houiller (de la couverture des Rousses et du Briançonnais); en noir le Trias; en traits interrompus le Lias; en traits continus et en interrompus lâches, le Jurassique moyen et supérieur; en points le Tertiaire.

soulignent la grande différence du comportement du Haut Massif au Nord et au sud.

Au nord, en effet, la bordure du Haut Massif, malgré les esquilles cristallines et les écailles serrées du faisceau de Venosc, est simple, et cela est encore souligné par l'aspect relativement tranquille, surtout pour une région alpine, des plis de couverture du versant est des Rousses. Le faisceau de Venosc représente un fossé de bordure du massif cristallin; les couches y ont été comprimées, serrées entre les deux blocs cristallins du Haut Massif et des Grandes Rousses, mais il n'y a pas de complications tectoniques indéchiffrables.

L'enfouissement du Haut Massif sous le plateau d'En Paris ne fait que souligner ce caractère; la surface prétriasique, à peine bombée et bosselée par les mouvements alpins, s'enfouit sous une vaste coupole de Trias et de Lias dont les plis s'écartent au voisinage du cristallin, prenant une direction N. N. E.-S. S. W. à l'ouest (nord des Grandes Rousses et vallée du Ferrand), et N. N. W.-S. S. E., voire N. W.-S. E. à l'est (vallée du Gà et bords des chevauchements des zones subbriançonnaises). Cet aspect en toit symétrique (ou presque) de

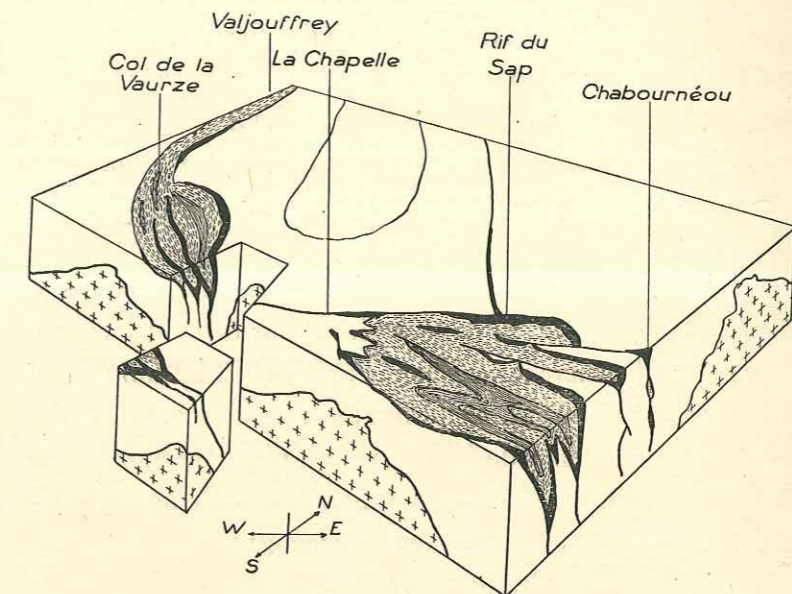


Fig. 40. — Tectonogramme schématique du sud du Haut Massif. — Allure en coins de la couverture de Morges. Terminaison brutale du synclinal de Venosc vers Villar Loubière (on a détaché un coin pour le montrer).

la terminaison N. du massif, qui évoque un dos de cétacé sortant de l'eau, ne laisse guère présumer de mouvements tectoniques violents. Il y a, il est vrai, des suppressions de couches et des étirements, surtout tangibles dans le Trias et le Lias inférieur, mais cela est le résultat d'un décollement de la couverture à la surface du massif, sans qu'une partie appréciable du socle ait été engagée dans le mouvement. A cet égard, on a là un style bien différent de celui du bord ouest où on a vu le fossé synclinal de Venosc truffé d'esquilles cristallines arrachées au bord des massifs cristallins et engagées dans les cicatrices radicales des plis de la couverture. Le tectonogramme schématisé de la page 268 essaie de matérialiser par le dessin ces différences fondamentales.

Cette disposition en bosse simple de la terminaison nord du massif s'oppose formellement à l'idée d'un bourrelet de nappes ou de plis, issus de la couverture et disparus depuis par le jeu de l'érosion. A un moindre degré, elle engage également la question de l'existence ou tout au moins de l'importance de la couverture au moment des mouvements tectoniques majeurs. Nous reviendrons sur cette question.

Dès que le massif s'enneie sous le manteau des schistes liasiques, on ne voit plus que des replis confus dans ces couches éminemment plastiques; le cristallin ne réapparaît pas. En aucune manière la zone du Ferrand ne peut être l'équivalent d'une zone de Chamonix qui eût pu donner naissance, par-dessus les Grandes Rousses, à un ensemble d'« helvétides ». Le Haut Massif s'enneie tranquillement, sans les dents de scie que dessine la protogine du Mont Blanc au bord sud de ce dernier massif : *rien des amorces radicales des plis couchés du Mont Joly.*

Si l'on cherche l'analogie, pour autant qu'il y en ait une, c'est dans le paquet d'écaillés serrées, laminées, froissées, écrasées et tordues du faisceau synclinal de Venosc qu'il faut la chercher. Encore l'étendue longitudinale d'une telle zone tectonique reste-t-elle étroitement limitée à la seule zone bordière *médiane* du Haut Massif, une vingtaine de kilomètres au plus. De plus, le Haut Massif *ne chevauche pas* le synclinal de Venosc comme le Mont Blanc chevauche la zone de Chamonix. Il n'y a là qu'un pincement écrasé entre les deux serres des deux massifs jumeaux, Écrins et Grandes Rousses, *reprise brutale et brisante d'un ancien accident hercynien*, car il n'est évidemment pas douteux qu'il y avait déjà au Permien un faisceau synclinal, comme en témoigne la bande houillère qui double le synclinal liasique. Ni à une extrémité, ni à l'autre du synclinal de Venosc, on ne voit se coucher les plis; nulle part le cristallin ne chevauche sur ce bord ouest les couches secondaires (alors que le phénomène est constant sur les lignes E. W., Meije, col du Loup, Valsenestre), ou N. W.-S. E. (Rif du Sap, col de la Vaurze); c'est une singularité qui vaut la peine d'être notée, surtout si l'on ajoute que là où le fossé s'élargit vers le haut, les couches s'étalent en un éventail aussi régulier (ou presque) vers l'ouest que vers l'est (Tête Mouthe, Coche de Lanchâtra, col du Vallon).

Quant au bord sud, nous venons de l'analyser rapidement et de conclure à son aspect très singulier. Le tectonogramme schématique de la page 269 rend compte de ces particularités, surtout si on le compare à celui du bord nord.

L'ENRACINEMENT DU HAUT MASSIF. —  
RAPPORTS AVEC LES MASSIFS VOISINS.

Ceci nous amène à parler des rapports entre Haut Massif et Grandes Rousses<sup>(1)</sup>. La question n'a jamais été abordée, même par P. Termier et, à ma connaissance, n'a même jamais été posée de manière explicite. J'ai dit, dans l'introduction, les limites que je me proposais dans cette étude, et qui étaient précisément le synclinal de Venosc à l'ouest.

J'ai déjà noté les arguments pétrographiques qui justifient cette manière de voir, différente des notions classiques :

— différence de composition des massifs granitiques : massifs à amphibole ou à mica blanc dans les Grandes Rousses; présence de roches particulières (syénites dites du Lauvitel) peu courantes dans le Haut Massif;

— différence de composition des schistes cristallins, toujours feldspathiques dans le Haut Massif, beaucoup plus fréquemment micaschisteux dans les Grandes-Rousses et Chaillol;

— présence de certaines roches éruptives inconnues dans le Haut Massif (minettes)<sup>(2)</sup>;

— présence de schistes carburés peu métamorphiques (Chaillol, Belledonne) dans les massifs cristallins occidentaux et méridionaux.

A ces arguments qui justifieraient à eux seuls la coupure, s'ajoutent des arguments tectoniques :

— il n'y a aucune solution de continuité d'une rive à l'autre de la Romanche, entre la terminaison au sud de la chaîne des Grandes Rousses et le massif de Pied-Moutet;

— la présence du fossé de Venosc limite deux domaines distincts en raison de sa continuité longitudinale et de son importance en profondeur.

<sup>(1)</sup> Nous parlerons des rapports avec le Combeynot après avoir traité du synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène.

<sup>(2)</sup> Une étude de ces minettes, que je n'ai pas eu la possibilité de pousser suffisamment, ce qui fait que je préfère n'en pas parler, montrera qu'elles sont moins différentes que ne le supposait P. TERMIER des autres roches filoniennes.

Mais cela nous amène à considérer, en raison même de l'allure du faisceau synclinal de Venosc, que les massifs, externes par rapport aux Écrins-Pelvoux, des Grandes-Rousses et de Belledonne ceinturent celui-ci sur la moitié de sa périphérie, à l'ouest et au nord.

De plus, les rapports de ces deux blocs disjoints ne sont pas les mêmes au nord et au sud.

Au nord, l'altitude du Haut Massif, la disposition des plis de bordure, donnent à ce dernier une prééminence évidente. Si, nulle part, n'apparaissent des indices évidents d'un chevauchement du bord ouest du Haut Massif sur les Grandes-Rousses, il y a, si possible, encore moins d'indications inverses : chevauchement des Grandes-Rousses sur le Pelvoux.

Il n'en va plus de même au sud, particulièrement au S. E., où l'on voit la zone Sirac-Pic du Loup chevaucher le massif du Pelvoux, du sud vers le nord (comme on voit, à la Meije, le Haut Massif chevaucher, vers le nord, le Lias de la couverture). Le massif des Écrins-Pelvoux apparaît ainsi encapuchonné dans le massif externe comme la région centrale d'un bulbe d'oignon dans les écailles de la périphérie.

Cette disposition singulière, qui n'a pas attiré l'attention des auteurs depuis que la découverte des nappes alpines a conduit à superposer les unités d'ouest en est, n'avait pas échappé à Ch. Lory, pour qui cette structure apparaissait évidemment comme normale, la partie centrale s'étant, pour lui, soulevée et ayant rejeté les couches superficielles vers la périphérie (233, p. 221).

Cette structure, dans l'état actuel de nos idées et de nos connaissances, nous paraît naturellement bien plus étrange qu'à Ch. Lory. On peut, avec J. Chardonnet (44), l'expliquer par des influences « pyrénéennes » de direction W.-E. Mais nous verrons combien sont peu convaincants les arguments de cet auteur dans la région qu'il considère comme démonstrative à ce sujet. D'autre part, ces accidents W. E. ont un aspect de failles cisailantes (décrochements horizontaux) que l'analyse des accidents du socle ne fera que confirmer.

Il est évident qu'un décrochement ne se produit pas obligatoirement suivant une cassure verticale, et il n'y a aucune raison pour que l'inclinaison du plan de faille, si elle existe, soit vers le nord plutôt que vers le sud; l'inclinaison est indifférente, le sens de la poussée s'exerçant le long d'un plan de faille et non suivant une direction plus ou moins normale à ce dernier.

D'autre part, l'ajustement réciproque des deux massifs au moment du serrage final résultant de la poussée des nappes briançonnaises n'a aucune raison

de s'être fait avec un déversement périphérique du noyau sur ses bordures. Suivant les points, suivant, sans doute, l'importance du « joint d'écrasement » qui constituait le fossé sédimentaire de bordure du Haut Massif, la surface faillée et lisse qui limite ce dernier s'est inclinée dans un sens ou dans l'autre.

*Du sens des déversements, au demeurant locaux et limités* (le chevauchement du massif externe sur le massif interne ne se voit que sur 1 ou 2 kilomètres sur un total de 70), il serait excessif de conclure à l'existence d'une direction de plis et surtout d'une direction de poussée (du sud vers le nord) dont on ne trouve aucune trace dès qu'on s'éloigne du massif cristallin. Avant de faire intervenir d'hypothétiques « plis pyrénéens » dans le massif des Écrins-Pelvoux, dont la trace serait matérialisée par ces lignes structurales E.-W., il convient d'examiner en détail si celles-ci ne sont pas une conséquence secondaire des incontestables poussées alpines E.-W.

Nous verrons d'ailleurs qu'on connaît au moins un accident (Vallouise) de direction N. E.-S. W., avec chevauchement du S. E. sur le N. W. Faudra-t-il en conclure à l'existence d'une phase à poussées ainsi dirigées?

Un seul argument pourrait s'opposer à cette idée d'un emboutissage du Haut Massif dans la zone cristalline externe voisine : c'est le fait que le niveau de la surface du cristallin est plus élevé dans le Haut Massif que dans l'ensemble Grandes Rousses, Rochail, Péou de Saint-Maurice, Sirac. Dès lors que le Haut Massif apparaît comme un môle plus élevé que la région qui l'entoure, il paraît difficile d'admettre que cette ceinture, même localement, ait une tendance à le chevaucher.

Mais ce serait négliger totalement les mouvements isostatiques qui ont pu se produire. Nous reviendrons sur cette question de la couverture lorsque nous aurons terminé l'étude des bordures, des lambeaux de la couverture interne du massif, et enfin du socle.

#### LE SYNCLINAL DE L'ALPE DE VILLAR-D'ARÈNE ET LE COMBEYNOT.

Au N. E. du Haut Massif les derniers affleurements de cristallin, constituant le petit massif du Combeynot, dominant le col du Lautaret; ils sont séparés de la masse principale par une zone synclinale de Trias et de Jurassique qu'on

peut désigner sous le nom de faisceau de l'alpe du Villar-d'Arène. Ce faisceau sépare deux noyaux distincts et le massif du Combeynot se comporte, en réalité, comme un petit massif cristallin en réduction.

Cela n'avait pas échappé à P. Termier, qui établissait une distinction importante entre les deux massifs amygdaloïdes des Écrins-Pelvoux et du Combeynot. On ne peut suivre Termier dans la délimitation très particulière qu'il fait du premier, non plus que dans les déductions tectoniques que l'aspect des synclinaux sédimentaires de bordure l'amène à faire (364). Mais, en ce qui concerne la distinction entre Haut Massif, *sensu stricto*, et le Combeynot, on ne peut que suivre ses propositions.

Au reste, nous avons déjà vu (II<sup>e</sup> partie) que le massif du Combeynot montrait quelques particularités pétrographiques qui le différenciaient légèrement du Haut Massif.

Il ne faudrait toutefois pas attribuer au synclinal de l'alpe du Villar-d'Arène une valeur tectonique comparable à celle du faisceau des plis de Venosc. Le Combeynot est une esquille «arrière» du Haut Massif, détachée selon toute vraisemblance à la base de la nappe des Aiguilles d'Arves, mais ne venant toutefois pas d'une zone située très en arrière. Il s'ensuit qu'elle se rattache assez rapidement en profondeur, selon toute vraisemblance, à la masse principale du Haut Massif. Cela concorde d'ailleurs parfaitement avec les idées développées par MM. M. Gignoux et L. Moret (144-146) et exposées à la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en 1938 (354) et les faits que ces auteurs ont montré aux participants de la réunion précitée : pour eux, le Combeynot est une «dépendance orientale du massif du Pelvoux», un «coin presque entièrement séparé du grand massif par la lame synclinale de l'alpe de Villar-d'Arène et du col d'Arsine» (144, p. 52). Cette lame synclinale de l'Alpe du Villar d'Arène n'est pas simple, comme la zone de bordure déjà décrite à l'ouest, c'est un *faisceau* synclinal comportant plusieurs unités.

Sous le chalet-hôtel de l'alpe de Villar-d'Arène, la coupe est la suivante :

Sur des gneiss redressés reposent :

- 7 mètres de dolomies claires, vacuolaires par place, du Trias plongeant légèrement vers le N. E.;
- 3 mètres de tufs volcaniques à gros éléments enrobés, l'ensemble ayant un aspect bréchiqve violet-clair très caractéristique;
- 8 mètres de calcaire «capucin» du Trias;

— puis des calcaires noirs, sans doute attribuables au Lias.

Le Trias se trouve donc réduit à 15-20 mètres d'épaisseur; de plus les roches volcaniques de cette période sont ici d'un type particulier relativement rare dans le massif (j'en connais du même type en Valjouffrey, au col de Préclos particulièrement).

En quelques points, on constate l'existence de minces couches de grès au contact des gneiss.

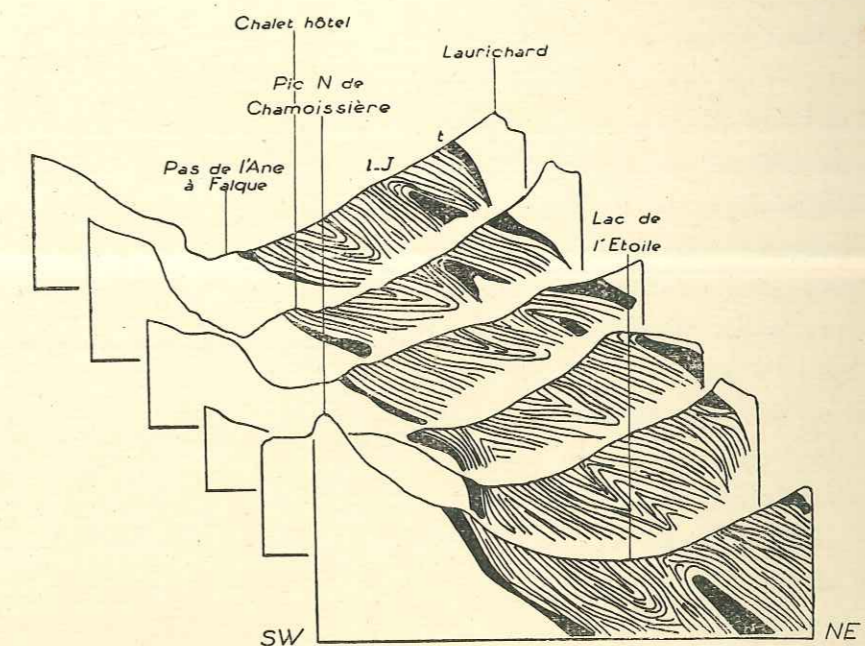


Fig. 41. — Synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène. — Les coupes sont orientées S.W.-N.E. L'altitude de base est de 1.700 mètres. En noir, le Trias; en traits le Lias Jurassique.

Au-dessus du replat de l'Alpe, dans les monotones pentes herbeuses qui montent vers le Combeynot, on ne voit d'abord que du Lias schisteux plus ou moins froissé, dont les pendages varient suivant les points. On retrouve ensuite une bande de Trias jalonnant l'axe d'un anticlinal couché vers le sud, puis à nouveau du Lias. Le cristallin du Combeynot est *renversé* sur cet ensemble; ce fait, déjà souligné par P. Termier dans la coupe qu'il a donnée (364, p. 470), a évidemment une grosse importance.

Vers le N. W., le synclinal se réunit entre le col du Lautaret et le Villar-

d'Arène au grand complexe de couches qui forme la couverture régulière des Grandes Rousses.

Vers le S. E., le faisceau synclinal commence par s'élargir, débordant alors largement sur la rive gauche du torrent descendu du col d'Arsine : le Trias de base et le Lias (dont il est impossible de séparer le Jurassique moyen par de simples considérations de faciès), viennent s'appuyer sur les pentes nord près de Chamossière, et cette disposition dure jusqu'aux alentours du col d'Arsine. Du côté du Combeynot, au contraire, le bord du granite se rapproche du fond du Vallon, en même temps que le lambeau du Trias anticlinal central disparaît.

Au chalet d'Arsine, le synclinal réduit à une largeur sans doute assez faible, est presque entièrement enfoui sous les nappes d'éboulis descendues du Combeynot et les moraines issues du glacier d'Arsine.

Dans le haut vallon du Tabuc qui fait suite, le synclinal, limité à une étroite bande affleurant sur la rive droite, est réduit au Trias (avec un peu de grès), la nappe d'éboulis et de moraines qui s'étale au pied du glacier du Casset en interrompant la continuité. Mais, dans le prolongement exact, se voit un ravin dans lequel le cristallin est très broyé et qui matérialise à n'en pas douter le passage d'une ligne de fracture. Cette faille, tournant légèrement vers le sud, aboutit au petit collet entre les têtes occidentales et centrales de Sainte-Marguerite; le haut du couloir montre une esquille de Lias, de mélaphyres et de Trias très mélangés qui s'étalent progressivement et dont la coupe relevée et figurée par Termier (364, p. 470) est une des plus compliquées qu'on puisse imaginer. Il m'a d'ailleurs paru que la coupe relevée par Termier, si elle est exacte sur le terrain, multiplie les complications d'interprétation. Je ne pense pas, en effet, qu'il faille considérer comme I<sup>a</sup> les schistes noirs que l'on observe, enserrant une bande de dolomies, sans doute triasiques entre la tête centrale et la tête orientale. Il est bien plus probable qu'il s'agit de Lias inférieur à faciès schisteux. D'autre part, le contact oriental m'a paru vertical.

C'est donc vers la Croix de Sainte-Marguerite que se poursuit le faisceau du Villar d'Arène.

De cette prolongation, une conséquence très importante du point de vue structural va découler. Le synclinal des têtes de Sainte-Marguerite vient, en effet, se réunir, ainsi que l'ont souligné MM. Gignoux et Moret (144, carte p. 54), avec une lame de Trias et de Jurassique (146) chevauchée par le flysch des Aiguilles d'Arves. Entre le flysch et cette bande de secondaire, une lame de granite (non figurée sur la deuxième édition de la feuille de Briançon) décou-

verte par les auteurs précités, matérialise et souligne le chevauchement du flysch.

J'ai eu l'occasion de revoir les rapports de cette lame de granite avec le faisceau de Sainte-Marguerite aux alentours des Sagnères. Il m'apparaît qu'un des faits les plus frappants est la discordance angulaire des deux formations. La lame de granite a, là, une direction nord légèrement est, sud légèrement ouest. Les bandes de mélaphyres descendus de la Croix Sainte Marguerite ont une direction N.W.-S.E. jusqu'au voisinage du granite; il y a donc une discordance angulaire, extrêmement nette entre les deux formations. Cela souligne, s'il en était besoin, l'indépendance, dès le voisinage des racines, de la nappe des Aiguilles d'Arves et de son substratum.

Comme, d'autre part, il faut admettre avec MM. Gignoux et Moret que le faisceau synclinal des Têtes de Sainte-Marguerite et la bande secondaire qui forme le soubassement de la Croix-de-Cibouï sont une seule et même unité : on est conduit à se demander si le massif de Combeynot, dans son ensemble, n'est pas la prolongation de la lame de granite de la croix de Cibouï.

Notons avant toute chose que la carte (144, p. 54) de MM. Gignoux et Moret ne suggère nullement cette façon de voir. Ils interrompent la lame de granite sur le terrain que la masse du Combeynot soit séparée par du Trias de la lame de granite Croix de Cibouï-Sagnères. Il m'a bien paru qu'elle rejoignait le cristallin (ici du gneiss granitoïde) sur la rive gauche du torrent des Prés les Fonts. Il est malheureusement impossible de la suivre ensuite dans la zone boisée au N. W. des Sagnères, où l'on voit, suivant les points, des blocs de granite, type Combeynot, ou du gneiss granitoïde (sans être toujours certain que ces blocs sont en place d'ailleurs).

Mais dans leur interprétation, MM. Gignoux et Moret n'ont pu tenir compte de la continuité du faisceau du Villar d'Arène et de celui des Têtes Sainte-Marguerite, et sur la carte schématique précitée ces deux unités structurales sont nettement séparées. Ils ne pouvaient donc logiquement pas assimiler la lame de granite de la croix de Cibouï au massif du Combeynot. Ils ont été gênés pour interpréter la zone de flysch entre la Croix de Cibouï et le col du Lautaret, comme en témoigne le point d'interrogation de la carte (144, p. 54) déjà citée.

D'autre part, à Côte Plaine (Signal de Villar-d'Arène) MM. M. Gignoux et E. Raguin (151) ont signalé un affleurement de granite à la base du flysch,

278 PÉTROGRAPHIE ET TECTONIQUE DES MASSIFS CENTRAUX DAUPHINOIS.

granite identique à celui du Combeynot. Il ne paraît donc pas douteux, comme le font remarquer M. Gignoux et L. Moret (139, p. 52-53) que le tréfonds du flysch est là, formé par le Combeynot.

Enfin, la coupe de la Madeleine, analysée par J. Boussac (38), P. Termier (381) et réétudiée par MM. Gignoux et L. Moret (144) montre entre le massif du Combeynot et le chevauchement basal du flysch des Aiguilles d'Arves, une écaille de Nummulitique autochtone, reposant sur des quartzites feldspathiques, attribués au Trias (on a, par endroits, l'impression d'une arène granitique plutôt que d'un véritable dépôt géologique, de sorte qu'il pourrait se faire qu'il s'agisse partiellement d'une arène alluviale prénummulitique) et surmontée par du Trias et du Lias laminés avec des lames cristallines (non signalées par J. Boussac, et reconnues par Gignoux et L. Moret).

Si on lie toutes ces observations fragmentaires, terminaison dans le Combeynot de la lame granitique de la croix de Cibouï, continuité du faisceau de l'Alpe du Villar-d'Arène et des Têtes Sainte-Marguerite, coupes de Côte Plaine et de la Madeleine, on arrive à une image très satisfaisante des phénomènes d'enracinement de la zone des Aiguilles d'Arves :

Le massif du Combeynot y participe très activement, plus que le supposaient M. Gignoux et L. Moret. Il constitue par lui-même le support de la base de la nappe.

Au sud, il naît sous la forme d'une esquille cristalline étroite (Croix de Cibouï) petit os dans la chair souple du flysch et des terrains secondaires; puis l'amande cristalline s'enfle, jusqu'à mesurer plusieurs kilomètres de coupe; elle forme le support de base, le coussinet rigide ayant supporté la nappe en progression, et, corrélativement les molles couches de schistes oxfordiens qui « encaissaient » le poids de la masse s'éloignent vers l'ouest : le massif, plus largement décapé à l'époque du flysch, apparaît.

Puis, plus au nord, la couverture secondaire reparait, la masse cristalline séparée de son dos de flysch par des couches moins rigides, cesse d'accompagner le mouvement, quelques écailles, quelques lames (coupe de la Madeleine et de Côte-Plaine) soulignent la déchirure. Plus au nord, le chevauchement a déjà atteint une valeur trop grande (ou l'érosion ne l'a pas encore fait reculer suffisamment vers l'est) pour qu'on puisse voir la base cristalline, si elle existe : mais cela est douteux; il paraîtrait bien improbable qu'à l'époque où se déposait le flysch, un massif cristallin ait émergé dans le prolongement de

l'amande du Combeynot sans qu'il en subsiste la moindre trace; la grande épaisseur du Lias et du Jurassique tend bien à nous convaincre du contraire.

Du point de vue mécanique, il est aisément concevable que flysch et Jurassique doivent se comporter sensiblement de la même façon. De sorte que lorsque les deux formations sont au contact, il est bien probable que leurs mouvements relatifs sont difficiles. La présence d'une lame de granite interposée, si petite soit-elle, en introduisant une discontinuité dans la nature des matériaux, rend au contraire, aisés ces mouvements relatifs, et il n'est pas absurde d'imaginer que c'est le décapage antécène du massif ancien qui a provoqué la naissance de la nappe du flysch : c'est à la fois le fait que le flysch était transgressif sur des sédiments cristallins indurés, et la présence d'une cassure intracristalline proche de la *surface de transgression* du flysch (cassure actuellement matérialisée par le faisceau synclinal de l'Alpe-du-Villar-d'Arène), qui a motivé la « fente de départ » de la nappe du flysch. Une telle tectonique est juste l'opposé de celle qu'on observe dans certaines régions, comme la Provence par exemple, où les couches sont *décollées* au-dessus d'une surface limite (Permien des Arcs ou cristallin du Tanneron) : là, les replis n'intéressent que la couverture; ils sont indépendants du socle. Ici au contraire, le socle, sous forme de fragments *importants*, participe à la naissance du pli. Peut-être, faut-il voir là un caractère essentiel de ce type de nappe : pour qu'il y ait bourrelet réglé, dégénérant en nappe, il faut que le tréfonds soit engagé, au moins à la base de l'accident. Il constitue à la fois le moteur (si l'on admet que c'est lui qui transmet les poussées) et le support du bourrelet en mouvement.

Au point de vue cartographique, notons la singularité graphique qu'une telle conception entraîne : si, comme il est logique, on figure le contact anormal à la base du granite de la Croix de Cibouï (*sur* les schistes oxfordiens) il faut le faire se poursuivre vers l'Alpe-du-Villar-d'Arène. Mais très vite, on retrouve la couverture normale du cristallin (en somme nouvel enracinement) et il faut arrêter le contact anormal; on doit alors en figurer un second en arrière du massif du Combeynot. Figurer le contact anormal continu et passant derrière le massif comme le figure la feuille de Briançon est probablement arbitraire <sup>(1)</sup> :

<sup>(1)</sup> C'est néanmoins commode parce que très suggestif et il ne faut pas oublier qu'une carte géologique est en grande partie destinée à mettre en évidence les unités structurales.

on ne voit pas grand chose entre la Madeleine et le vallon du Tabuc, mais en tous cas, du point de vue de la stricte logique géométrique, *il n'y en a pas besoin*; faute de s'être rendu compte de cela, les auteurs ont passablement hésité sur l'interprétation : zone des Aiguilles d'Arves *écrasée* pour Termier, existence de petits lambeaux de nummulitique autochtone pour MM. Gignoux et Moret, Boussac...

Le massif de Combeynot apparaît dès lors, comme une nappe *avortée* : resté en arrière du chevauchement de la zone du flysch, n'ayant pas suivi le mouvement, il s'est néanmoins suffisamment déplacé par rapport à son grand voisin, le Haut Massif, pour former une unité *isolée* de petites dimensions, renversée sur sa propre couverture au S. W. et chevauchée vers le N. par la puissante nappe du flysch qui acquiert, grâce à sa présence, son individualité et son importance.

Cela avait été vaguement pressenti par P. Termier dont l'intuition tectonique était remarquable, mais il n'avait pu, évidemment, coordonner les observations locales, au demeurant incomplètes, avec des découvertes qui n'ont été faites et expliquées que très postérieurement.

#### LA BORDURE EST ET DU SUD-EST DU MASSIF.

L'étude de la bordure N. E. et du rôle particulier du Combeynot dans la tectonique générale de la région ont plus qu'amorcé cette étude.

Pourtant, il reste à parler des accidents de la région S. E. Essentiellement, il s'agit du pli couché du Monétier et des écailles voisines.

P. Termier (361) a fourni une coupe qui me paraît résumer au mieux la question. Il s'agit d'un synclinal complètement couché vers l'ouest et comportant du Trias et du Lias. Le Trias est représenté par quelques niveaux de carneules et de dolomies, et surtout des grès arkosiques; le Lias comportant quelques niveaux schisteux est nettement calcaire à la base, et Termier a noté, à l'extrémité du synclinal, comme Hettangien une zone de calcaires qui ressemblent beaucoup à ceux fossilifères de Tête-Mouthe au N. W. du massif.

La série renversée, formant une tête légèrement plongeante en apparence ne subsiste guère que comme une frange de Trias qui domine le pré de Madame Carle, sur le versant Ailefroide : elle se vide sur l'arrière du pli. La zone axiale, ornée de Lias, apparaît alors dans la région la plus élevée, vers le dôme du Monétier. La continuité des couches, interrompue par la grande étendue des

glaces et de neiges des glaciers du Monétier et du Séguret-Foran, peut se suivre plus en arrière, le long de la crête des Grangettes qui domine le lac de l'Eychaуда.

Une singularité déjà sensible sur le dessin de la coupe de Termier, et dont nous avons déjà vu des exemples, se retrouve dans cet accident : il est oblitéré vers son front, le synclinal ne s'ouvrant pas vers l'ouest comme on devrait le supposer; les couches de Lias s'amincissent, en permettant à la série renversée de réapparaître (d'où l'aspect de tête légèrement plongeante signalée ci-dessus et qui n'est qu'une fausse apparence). L'ensemble de l'accident a ainsi une forme de lentille, plus que d'un synclinal véritable.

En arrière de ce grand synclinal couché, on observe une série de lames liasiques, séparées par le granite, et non moins inclinées que cet accident. Ces lames, peu importantes, disparaissent vite vers le sud, mais leur présence implique une structure en écailles de la masse cristalline. Leur disparition ne signifie pas d'ailleurs la suppression vers le sud de ce régime d'esquilles cristallines. La meilleure preuve en est dans l'existence au niveau des chalets de Chambran, d'un affleurement réduit de Lias schisteux, véritable filon inclus dans les gneiss amphiboliques, dans le ravin de Coste-Vieille <sup>(1)</sup>.

Du point de vue de la tectonique strictement locale, deux interprétations peuvent être proposées de cet accident :

a. Il s'agit d'une écaille isolée, ne se prolongeant pas vers le sud, sans doute rattachable au système des lames synclinales de l'Yret, dont il vient d'être question, sans qu'on puisse dire exactement laquelle de celles-ci elle représente;

b. C'est le prolongement, par le jeu d'une faille transverse de décrochement orientée N. N. W.-S. S. E., empruntant sensiblement le thalweg du ravin de Coste-Vieille, de l'accident très important du Rif-du-Fraysse <sup>(2)</sup> que j'appellerai avec P. Termier, accident d'Ailefroide, et dont nous allons maintenant parler.

Mais avant de décrire cet accident en détail, notons que la bordure est du massif apparaît comme une série d'esquilles cristallines et de lambeaux sédimentaires qui naissent sous le chevauchement de la zone du flysch, embryon-

<sup>(1)</sup> Ainsi nommé sur les plans directeurs au 1/20.000°.

<sup>(2)</sup> D'après le nom du ravin qui descend de collette de Coste-Vieille, sur les plans directeurs.



naire en ce point, mais qui s'exaspère rapidement vers le nord. Ces écailles sont anténummulitiques comme l'ont déjà fait remarquer M. Gignoux et L. Moret (144, p. 58 et 146, p. 47).

*L'accident d'Ailefroide.* — Lorsqu'on va de Saint-Antoine-du-Pelvoux à Ailefroide, à mi-chemin environ entre le verrou glaciaire des Claux et le hameau d'Ailefroide, on traverse une bande étroite et plongeantes au S. E. de calcaires et schistes liasiques. Le Trias n'existe que sous la forme d'un mince liséré discontinu sur la bordure sud. Le torrent de Rif-du-Fraysse sur la rive gauche du Gyr, suit cet affleurement sédimentaire.

Au nord, le sédimentaire semble reposer sur le granite suivant une forte inclinaison. Au sud, le granite est très nettement chevauchant. Et ces particularités sont très nettement soulignées par l'important «rentrant» vers l'aval de la vallée *aberrant* par rapport aux directions de plis habituels dans tout le massif. Cette direction singulière avait particulièrement frappé P. Termier, qui en tire un argument qu'il estime décisif sur l'existence d'un «massif amygdaloïde des Écrins-Pelvoux», que les plis contournent au lieu de le traverser (364, p. 747-748) : ce pli d'Ailefroide, écrit-il, dont le prolongement, aujourd'hui détruit, passait évidemment par le col des Rouges, ce pli, dis-je devait tourner à Entraigues, comme les plis de Vallouise tournent à Vallouise. La continuation de ce pli doit être cherchée sous l'Aiglière et non pas dans la direction du col des Bouchiers.

Je dois dire que les faits ne me paraissent pas évidents et que, l'espèce de «queue» qui, sur la carte structurale donnée par Termier (364, pl. XXV du Bulletin) s'étend entre le Sirac et l'Aiglière, me paraît être une bizarre prolongation de «l'amygdaloïde du Pelvoux». Mais avant de discuter cette question voyons les terminaisons de l'accident d'Ailefroide.

Avant même de suivre l'accident dans les deux sens, il convient de noter que, comme bien des synclinaux précédemment décrits, au lieu de s'ouvrir vers l'extérieur du pli, il se resserre. Il est ainsi moins large sur la crête du Paillon qu'au fond de la vallée, 1.200 mètres plus bas. La forme amygdalaire du pli, est donc particulièrement apparente et tout à fait remarquable.

Vers le N. N. E., le pli dépasse la crête du Paillon, mais s'effile rapidement; il disparaît peu après la crête, et sa disparition se situe exactement dans le prolongement d'une cassure bien visible du pré de M<sup>me</sup> Carle, qui prend en écharpe toute la pente à l'ouest des sommets de Clouzis. Il n'y a aucun doute

que, vers cette extrémité, l'accident d'Ailefroide, se rattache très directement au système d'écailles du rocher de l'Yret dont il a été question précédemment, et peut-être même directement à la bande liasique au-dessus des chalets de Chambran.

De l'autre côté du vallon d'Ailefroide, le Lias grimpe en direction du S. W. sous la crête gneissique de la Sauma. Il disparaît partiellement sous le placage morainique de l'alpe de Claphouse, puis complètement sous l'immense nappe d'éboulis qui encombre le vallon de Claphouse. Un petit affleurement aux environs du col du Rascrouset, permet pourtant d'affirmer sa persistance jusqu'en ce point. Au delà, on perd définitivement sa trace. Pourtant, comme c'est la règle dans ce type d'accident, on observe dans son prolongement des cassures ou failles intra-cristallines. Il en est une, particulièrement nette, qui s'aligne le long du thalweg inférieur du Riou-du-Gerpa, torrent oriental du Rascrouset. Une autre, plus douteuse, semble prolonger sur ce versant la grande cassure du ravin de Pelas-Verney, en face le refuge Lemercier. Ce système de fractures aboutit à Entraigues.

Il faut donc admettre que c'est à Entraigues que passe la prolongation de l'accident d'Ailefroide. Sans faire mention des fractures ci-dessus mentionnées, c'est également l'opinion de P. Termier. Au delà d'Entraigues, on perd définitivement sa trace. P. Termier, est, nous venons de le voir, convaincu qu'il faut rechercher sa prolongation sous l'Aiglière, et non pas en direction du col des Bouchiers. J'avoue ne pas voir la raison de cette préférence. Il n'y a pas l'ombre d'un argument positif, et, de plus, il faut admettre alors une torsion brusque de l'accident dont nous ne voyons ni la raison ni la nécessité. Le fait que le haut vallon de la Selle prolonge exactement la ligne Collette du Rascrouset-Entre les Aigues, me paraît plutôt une indication en sens inverse. Au demeurant l'intérêt en est assez mince : il s'agit très vraisemblablement d'un accident anténummulitique comme ceux du vallon du Tabuc, de sorte qu'il peut passer sous le flysch, ou en bordure, sans que cela ne change quoi que ce soit à l'interprétation structurale de la région. Notons pourtant que, dans le prolongement exact du vallon de la Selle, on voit naître sous le col de Prelles, et le sommet de même nom, une écaille de granite qui se trouve exactement dans la situation de la lame de granite de la Croix-de-Cibouï.

Il ne me paraît pas d'ailleurs que la tectonique précise de cette région puisse être débrouillée dans l'état actuel de l'érosion du massif. Il s'agit, en effet, d'une zone surélevée, déjà très découpée avant le Nummulitique, comme

en témoigne la transgression du flysch directement sur le cristallin. D'autre part, aux accidents de direction aberrante N. N.E.-S. S.W. se superposent des accidents franchement W.-E. C'est dans la région col des Bouchiers—col de l'Aulp-Martin—Pas-de-la-Cavale qu'aboutit la terminaison de la branche sud du synclinal de Morges. C'est un peu plus au nord, exactement en face du « coin de calcaire nummulitique » de P. Termier (364, p. 747) qu'arrive le prolongement des accidents du col du Loup.

Ajoutons à ceci, la juxtaposition de deux blocs cristallins distincts : Haut-Massif et Chaillol, par l'intermédiaire d'une série d'esquilles cristallines (Sirac, Bonvoisin, Jocelme).

Par-dessus tout cela une couverture de flysch très épaisse qui enterre les plis antennumulitiques à l'extrémité orientale du système.

Il s'ensuit que les relations entre les diverses unités apparaissent, faute de fil directeur, confuses et incertaines.

#### SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS DE DÉTAIL.

#### Rapports du massif et de la nappe des Aiguilles d'Arves.

Dans diverses publications (127-139) résumées dans la « description géologique du bassin supérieur de la Durance » (144) et son supplément, M. Gignoux, puis MM. Gignoux et Moret ont montré que la nappe des Aiguilles d'Arves s'enracinait sur l'arrière du massif du Pelvoux, et qu'il était là, impossible de distinguer nummulitique charrié et nummulitique autochtone <sup>(1)</sup>.

C'est à la célèbre coupe de la Madeleine qu'en venant du nord, on voit apparaître pour la première fois, le Nummulitique autochtone (d'ailleurs

<sup>(1)</sup> Cette distinction, faite sur la feuille de Briançon, 2<sup>e</sup> édition, est très arbitraire, ainsi que l'explique M. Gignoux lui-même (129, p. 422, également 144, p. 60).

repris dans des écaïles locales). A la Croix-de-Cibouï le Nummulitique, supporté par une lame de granite, chevauche les écaïles jurassiques de la couverture. Mais déjà, il est en place transgressif sur cette lame de granite, et si on peut encore parler ici de chevauchement frontal de la nappe du flysch c'est par l'intermédiaire d'une lame de cristallin. Plus au sud, cette lame de cristallin s'incorpore, *au moins apparemment*, au cristallin du Haut Massif, de sorte que le Nummulitique apparaît dès lors comme tranquillement transgressif sur le massif des Écrins-Pelvoux.

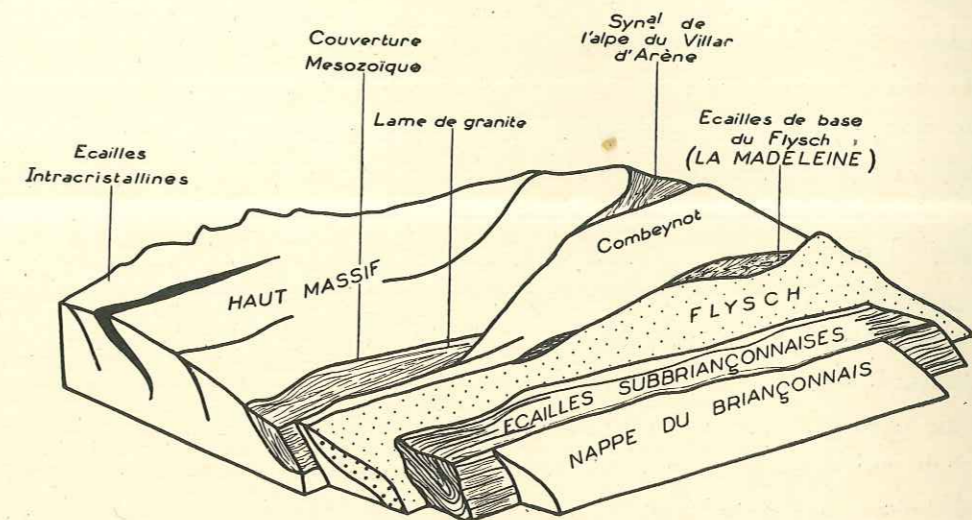


Fig. 42 — Schéma des diverses unités alpines à l'arrière du massif.

En réalité, il convient de retoucher un peu ce schéma simple. Nous avons vu, en effet, que le bord du synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène venait au voisinage du hameau des Sagnères, se glisser sous la lame de granite qui le chevauche ainsi obliquement (ou si l'on préfère en discordance angulaire). Cette lame de granite elle-même, se réunit au massif du Combeynot, lequel chevauche également plus au nord, le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène.

Par suite, on vient de le voir, le Combeynot dans son entier, est l'équivalent de la lame de granite de la Croix-de-Cibouï ; il est le support de la nappe du flysch. Le départ de cette dernière se fait en deux temps : d'abord par l'intermédiaire d'une lame de granite (Croix-de-Cibouï) qui s'enfle en une masse de granite (Combeynot). Mais à ce moment, un nouveau décollement se produit



il ne semble pas y avoir même de Bajocien. Sur tout le versant est des Rousses, on connaît du Bajocien qui semble bien être le terme supérieur de la série.

Cette disparition partielle du Dogger et totale du Malm, lorsqu'on va de l'est à l'ouest, ne saurait être l'effet de la seule dénudation post-nummulitique. Il serait extraordinaire, en effet, que ces couches ne soient pas conservées localement, surtout quand il s'agit de plis largement ouverts comme c'est le cas de ceux du revers oriental des Rousses ou du synclinal d'Ornon.

Il faut donc admettre que seul, le sillon synclinal col Lombard—Alpe du Villar-d'Arène—Tabuc contient de l'Oxfordien. Il s'ensuit que la lacune de sédimentation qui, de toute façon s'étend au moins du Malm au Nummulitique débute plus bas dans la série vers l'ouest et le centre du massif.

b. Cette lacune de sédimentation s'accompagne d'une émergence. Ceci est non moins évident; mais il faut tenir compte de l'énorme intervalle de temps qui s'écoule du Jurassique au Priabonien. Si localement, une lacune correspondant à un étage peut s'expliquer par l'absence de sédimentation, il paraît impossible d'invoquer cette absence pour une très longue période. Nous sommes enfermés dans ce dilemme : ou le massif surmonté de sa couverture triasico-liasique était émergé dès le Malm; ou l'érosion priabonienne (donc éocène) a été suffisamment violente pour enlever la *totalité* des couches correspondantes au Malm et au Crétacé.

c. Mais la réalité de mouvements anténummulitiques n'est pas niable; on en connaît de multiples exemples dans les Alpes (couches de Gosan, mouvements antésénoniens dans le Dévoluy et Diois, etc.). Ici, il s'est formé de véritables *écailles* anténummulitiques comme en témoigne la transgression du Nummulitique sur des termes quelconques antérieurs (jusques et y compris le cristallin), suivies d'une *importante* dénudation.

d. On ne connaît pas de lambeaux isolés de Nummulitique sur le Haut Massif lui-même. Au nord, on ne connaît pas de Nummulitique à l'ouest du chevauchement des Aiguilles d'Arves, à part l'énigmatique lambeau de Rochette (feuille de Saint-Jean-de-Maurienne) bizarrement situé, qu'on a pu considérer comme un « gigantesque bloc erratique » ou une nappe détachée (notice de la feuille Saint-Jean, 2<sup>e</sup> édition).

Si le Nummulitique avait débordé le Haut Massif (ou sa couverture) il paraîtrait invraisemblable qu'aucun lambeau ne s'en soit trouvé pincé dans les plis couchés ayant pris naissance ultérieurement. Au demeurant, aucun géologue n'a jamais pensé soutenir pareille opinion.

On est bien obligé de conclure à la persistance dès le milieu du Mésozoïque d'un massif cristallin émergé, et d'un socle cristallin dénudé partiellement dès le début du Tertiaire. *Depuis la grande subsidence du Lias, soulignée par les couches des spilites issues des cassures du socle, le massif s'est comporté comme un bloc rigide.*

Dès lors, tout s'enchaîne logiquement et le tableau du massif est cohérent :

Au nord, le massif s'ennoie tranquillement, sous sa couverture triasico-jurassique, ici encore très épaisse; l'aspect en dos de cétacé, déformé au tertiaire et rendu dissymétrique par la poussée des nappes alpines, n'est troublé par aucun accident transverse. Les conditions étaient favorables au « départ » de la nappe du flysch, grâce au relai des écailles arrières et à la solidité du butoir-avant qu'est l'ensemble socle-couverture. Au plus la couverture se décolle-t-elle par endroits.

Au centre du massif, la saillie dès avant le paroxysme alpin est maxima. Il n'y a, de plus, pas de matelas intermédiaire entre la zone du flysch et le massif. Les nappes en progression sont brutalement arrêtées. Elles n'ont jamais débordé le massif.

Au sud, le massif a été préalablement rompu par de nombreuses cassures prénummulitiques : le synclinal pincé d'Ailefroide et les autres écailles dans la région S. E. du massif en sont la preuve. Les directions E. W. correspondant à des cisaillements et des décrochements sont beaucoup plus marqués dans cette zone, affectant même des couches sédimentaires (zone de Moergs, filons du col du Loup). L'âge de ces dislocations est inconnu :

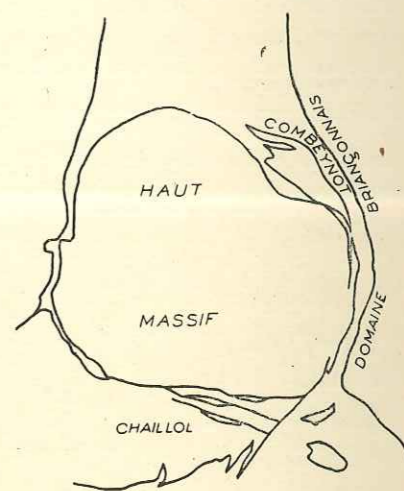


Fig. 43. — Carte des relations du Haut Massif et du Briançonnais. — Noter la discordance angulaire des accidents de Morges avec la bordure orientale.

sont-elles prénummulitiques, contemporaines par exemple des mouvements antesénoniens dont la direction est précisément parfois ouest-est? Sont-elles nummulitiques, à mettre en relation avec les manifestations volcaniques qu'on rencontre plus au sud (grès mouchetés du Champsaur)? Mais il faut bien convenir qu'il est particulièrement satisfaisant pour l'esprit de les attribuer à la phase majeure et d'y voir le résultat du choc des nappes briançonnaises. Il faut souligner qu'il ne semble pas y avoir eu de phase de décompression ultime : les blocs fracturés par les grands cisaillements ouest-est n'ont pas eu le loisir de jouer verticalement : ceci peut s'expliquer par le large débordement vers l'ouest des nappes briançonnaises au sud du massif : ces dernières ont servi d'étais et de soutien au massif cristallin en maintenant comprimée la bordure méridionale.

#### LA TECTONIQUE DE LA COUVERTURE À L'INTÉRIEUR DU MASSIF.

Nous venons de voir que le massif a dû être largement dénudé avant même la phase majeure du soulèvement alpin. Rien d'étonnant, dès lors, à ce que la couverture manque dans le massif, à peu près totalement.

Une région reste pourtant privilégiée : c'est le plateau du Mont-de-Lans. Là, sur une surface de quelques kilomètres carrés, la surface prétriasique a été conservée et est, à l'heure actuelle, à nu. On a pu voir, dans cette disposition la conséquence de mouvements tectoniques (décollement à la surface du socle) qui me paraissent réels (18) mais qui ne sont naturellement pas seuls responsables de cet état de choses.

Quoi qu'il en soit, la surface de discontinuité qui sépare cristallin et sédimentaire, apparaît là, très nettement, et on y peut faire un certain nombre de remarques importantes.

1. Le Trias gréseux est discontinu, réduit à de petites poches locales.
2. On retrouve la trace de petits synclinaux houillers (Jandri).
3. Les synclinaux liasiques, toutefois très serrés, sont orientés N.-S. Leur continuité est rompue par de multiples accidents transversaux qui font réapparaître les gneiss du socle.

L'ensemble de la surface prétriasique apparaît ainsi comme gaufré : c'est une *tôle ondulée* à direction N.-S., rompue çà et là, transversalement.

*Le synclinal de la Lauze.* — Il s'agit d'un accident assez important incluant du Trias et des calcschistes liasiques de direction N.-S.

Au Nord, son enfouissement sous le glacier de la Girose, interrompt sa continuité. Termier considérait qu'il se prolongeait par la bande du col des Ruillans et du col de Pacave, puis le chevauchement de la Meije, ayant ainsi tourné de 90°.

Personnellement, je ne crois pas à cette prolongation; le synclinal de la Lauze vient buter obliquement contre le chevauchement de la Meije, comme en Valgaudemar, le filon du Rif de Sap vient se perdre dans la zone synclinale de Morges, de direction pourtant perpendiculaire. Sans doute s'agit-il de deux accidents d'âge différent.

Au col de la Lauze même, le synclinal, contrairement à ce qu'indique P. Termier est dissymétrique; son bord oriental est un bord de faille (il y a disparition locale du Trias); sur le bord occidental, le Trias repose tranquillement sur le cristallin. D'ailleurs — fait déjà noté par Termier — le cristallin est différent des deux côtés du synclinal : on trouve des gneiss à l'ouest, du granite à l'est et ces deux terrains sont dans le *prolongement du synclinal* séparés par une cassure.

La prolongation méridionale du synclinal de la Lauze est intéressante : il faut la rechercher dans le lambeau gneissique du Plaret. J'ai déjà décrit, en détail, cette prolongation (17-18) et montré que cette disposition atteste que le synclinal du col de la Lauze représente un accident alpin, s'étant superposé à un accident plus ancien. Il prend ainsi figure d'*accident posthume*, d'un cycle orogénique plus ancien.

*Lambeau synclinal de Saint-Christophe.* — On peut encore l'appeler synclinal de Champhorent, étant donné qu'il est lié au passage d'une faille importante qui amène en contact tectonique, granits et gneiss près du village de ce nom.

Il s'agit d'un minuscule affleurement de Lias et de Trias, de direction sensiblement N.-S. et comportant du Trias et du Lias, dont P. Termier a fourni (372) une description succincte.

Cet affleurement jalonne une ligne de cassures qui, venant du Jandri, aboutit finalement au Rif du Sap, par-dessus le col de la Muande.

*Le lambeau du Rif du Sap.* — Il s'agit d'un curieux « filon » de Trias qui jalonne la ligne de cassure dont il vient d'être question. La première description de ce curieux accident est due à Charles Lory (233, p. 210), et Ch. Lory, frappé par

l'aspect marmoréen de certain niveau, l'avait attribué au dynamomorphisme. L'absence de spilite lui fait abandonner pour cet affleurement, l'explication qu'il avait donnée (*id.*, p. 204) pour les marbres rubannés analogues du Trias de Navette. Il admet, en effet, que c'est un phénomène de métamorphisme de contact dû aux spilites, qui a donné naissance à ces marbres bariolés de Navette, qui rappellent, par plus d'un point, les marbres griottes du Dévonien pyrénéen. Un examen de lame mince, montre qu'il s'agit essentiellement de cipolins avec filonnets d'oxydes de fer, alignés suivant la stratification.

Il paraît bien douteux que les deux roches n'aient pas la même origine. Au demeurant, les schistes violets et rougeâtres signalés par Ch. Lory dans le filon du Rif-du-Sap, comme séparant la dolomie triasique et les marbres veinés, sont des spilites écrasés, et totalement méconnaissables. Il s'ensuit que les marbres du « filon » de trias du Rif-du-Sap, sont dans la même situation que ceux de Navette.

Ces affleurements, très limités, ultimes traces de synclinaux mésozoïques qui traversaient ce massif, ne sont pas les seuls du massif; la présence de morceaux de schistes, au pied du col Cordier, dans le massif de Neige-Cordier implique l'existence d'un affleurement restreint que je n'ai pas retrouvé, mais qui doit se loger dans les escarpements, sous le pic de Neige Cordier.

De même, il semble qu'un affleurement analogue existe sous l'aiguille du Plat-de-la-Selle, sur le versant de la Selle. Mais là encore il s'agit d'un point, sinon inaccessible, du moins d'accès très difficile, comme en témoigne l'unique ascension effectuée par cette voie.

*Les accidents du col du Loup.* — Bien qu'intracristallins, nous avons vu que ces accidents doivent être considérés comme des accidents de bordure étant donné qu'ils prolongent directement le synclinorium de Morges. Nous les avons déjà décrits : rappelons qu'il s'agit de véritables olives de terrains sédimentaires et non de simples coins s'ouvrant vers le haut. Ils résultent beaucoup plus probablement de décrochements que de chevauchements vers le nord : pourtant, comme à la Meije, on voit les couches s'enfouir vers le sud en certains points (apparence de chevauchement vers le nord); mais ainsi qu'on l'a déjà noté cette apparence n'a pas dans le cas de cisaillements longitudinaux grande signification, le plan de cassure n'ayant aucune raison d'être vertical : dans le cas qui nous occupe cette disposition est simplement le résultat de l'emboutissage des deux blocs cristallins voisins l'un dans l'autre.

## LE SOCLE.

Nous n'avons, jusqu'ici, pas examiné de fractures qui ne soient liées à la présence de témoins de sédimentaire, les jalonnant d'une manière plus ou moins discontinue. Si on excepte les accidents du col du Loup, dont nous venons de voir qu'ils sont d'un type particulier, c'est sur des lignes sensiblement méridiennes (au plus N.W.-S. E.) que s'alignaient les dislocations internes du massif.

Il convient maintenant de décrire les accidents du socle cristallin proprement dit. Ils sont assez variés et nous allons voir que le schéma simple que nous pouvions présenter, en raison de l'uniformité des directions d'axes des dislocations de la couverture va se trouver passablement compliqué. C'est que les accidents du socle sont beaucoup plus divers, tant au point de vue de leur âge que de leur nature. Il convient d'abord de préciser les principaux types.

a. *Diverses catégorie d'accidents.*

La tectonique du socle, comme celle de tous les massifs anciens, est d'autant plus compliquée que plusieurs phases de plissements et de dislocations s'y superposent, sans s'effacer les unes les autres.

On peut distinguer trois types distincts d'accidents, d'ordre très différent : les « plis cristallins » : anticlinaux de granites et synclinaux de gneiss, les failles et fractures, et enfin les bandes de mylonites. Les deux premières catégories correspondent à ce que j'appellerai les manifestations *géométriques* de la tectonique du socle; elles correspondent de manière rigoureuse à ce qu'on est convenu d'appeler manifestations tectoniques dans les terrains sédimentaires. La troisième catégorie est d'un type particulier, quasi-personnel aux terrains cristallins; il s'agit de modifications de la *composition* des formations stratigraphiques et il serait normal de les désigner sous le vocable de manifestations *pétrographiques* de la tectonique. Ce sont les *mylonites*.

## LES MANIFESTATIONS GÉOMÉTRIQUES : PLIS, FAILLES ET FRACTURES.

*Généralités.* — Le terme pli employé dans son sens habituel pour désigner des dômes ou anticlinaux de granites perçant à travers les schistes cristallins (ou des synclinaux de gneiss reposant sur un fond de granites) n'est évidemment

pas exact. Il implique en effet dans l'esprit du géologue l'idée d'ondulations de couches primitivement planes survenues sous l'effet de compressions plus ou moins tangentielles. Ces « plis cristallins » peuvent être cela mais leur origine peut être fort différente. Il n'est pas impossible en effet qu'il s'agisse simplement d'actions différentielles survenues au cours de la mise en place du magma granitique ayant entraîné des métamorphismes variables suivant les points dans les couches encaissantes. Il est bien évident que dans ce dernier cas, la signification de ces accidents structuraux est très différente de celle des plis dont sont habituellement affectées les couches sédimentaires.

Seules, les fractures ont en terrain cristallin exactement le même sens qu'en terrain sédimentaire.

Lorsque, d'un sommet élevé, on examine les chaînons voisins, on ne peut manquer d'être frappé de la rectitude d'un grand nombre des couloirs qui aboutissent aux brèches ouvertes dans les grandes arêtes. Ceci est très visible sur les photographies et les planches hors texte en donnent d'excellents exemples. Bien plus, si on abaisse les yeux sur les parois d'auge des vallées quelques centaines de mètres plus bas, il n'est pas rare de voir d'autres rainures, burinées par les avalanches d'hiver et de printemps, situées dans le prolongement exact des couloirs supérieurs. La continuité de ces deux types d'accidents topographiques, séparés par la couverture de glaciers, de moraines et d'éboulis des épaulements qui dominant l'auge, ne peut guère être mise en doute. Cette continuité n'a évidemment pas de motifs morphologiques en raison du hiatus de quelques centaines de mètres qu'il y a entre les deux accidents. C'est une continuité *structurale*, due à des causes *tectoniques*. D'ailleurs dans les cas favorables, comme par exemple sur le versant Étançons du col de la Casse Déserte (voir pl. I), les deux lignes extrêmes sont réunies par une série de petits couloirs linéaires ou des facettes de murailles qui apparaissent chaque fois que la roche en place perce sous le manteau quaternaire. Lorsqu'on examine, de près cette fois, les bords de tels accidents, on constate invariablement la présence de roches fortement chloritisées, souvent écrasées ou schisteuses. L'examen des lames minces correspondantes montre alors des phénomènes de broyage allant de la présence de simples filonnets de chlorite secondaire jusqu'à un écrasement total des minéraux constituants.

Il s'agit donc de plans de fracture, ou plutôt de l'intersection de ces plans avec la surface topographique. Reste à définir la nature exacte de l'accident :

il peut s'agir en effet de simples diaclases ayant subi des pressions ou de véritables failles.

*Diaclases.* — Il est classique dans les massifs granitiques d'observer des plans de diaclases, souvent perpendiculaires entre eux. Cela est rendu très sensible par le débitage particulier de la roche en cubes ou en parallélépipèdes de dimensions fort variables. Au Mont Blanc, les plans de diaclases sont séparés par plusieurs mètres, d'où naissance de blocs de grande dimension, séparés par des fissures, qui donnent à l'ensemble des aiguilles de Chamonix cet aspect élancé qui les caractérise, en même temps que lesdites fissures fournissent des voies d'escalade aussi sûres que spectaculaires. Le granite débité en éléments plus petits (de la taille du décimètre cube par exemple) ne manque d'ailleurs pas au Mont Blanc, mais ce rocher brisé paraît assez nettement limité aux régions « tectonisées » comme c'est le cas dans la chaîne des Courtes ou du Tour Noir.

En Dauphiné, les choses vont un peu différemment. Le débit du granite en petits éléments est la règle, et rares sont les sommets où apparaissent les grandes dalles solides. On les trouve pourtant en quelques points : face sud de la Meije, A. Dibona, face nord-ouest du Rouget, pic nord des Cavales, A. de Sialouze, etc. Mais ce type de rocher fissuré en grandes dalles reste malgré tout l'exception, le rocher très brisé est le plus répandu, et cela justifie la réputation de faible solidité que les alpinistes ont fait au rocher des massifs dauphinois, et à celui d'Oisans en particulier. La quasi-totalité du granite dauphinois se montre ainsi violemment « tectonisée », si toutefois on admet que cette découpe esquilleuse est la conséquence d'actions dynamiques.

En réalité, il est très facile de voir qu'il n'y a pas une mais au moins deux catégories de lignes de fêlure : à côté de ces plans de débitage très rapprochés les uns des autres et aboutissant à la formation de blocs de quelques décimètres cubes, il faut noter l'existence de grandes cassures, qui jouent sur des dimensions de l'ordre de la centaine de mètres. Ce sont ces grands plans de diaclases qui donnent au massif sa véritable nature, en limitant des pans de murailles ou des facettes suivant les points, en donnant naissance à tout un dédale de cheminées et de couloirs, plus ou moins burinés par les pierres roulantes.

Dans ces diaclases, grandes ou petites, il n'y a *jamais* de filons pegmatitiques. Cette particularité, qui vaut d'être notée, et dont on a déjà parlé dans la

deuxième partie (p. 226 et suiv.), semble indiquer que ces diaclases ne datent pas de la phase de mise en place du magma granitique, mais plus probablement d'une phase ultérieure. Les seuls éléments minéraux qui soient liés à ces diaclases sont la calcite, assez fréquente, et surtout la chlorite, en filonnets de taille variée, mais d'existence quasi-constante.

*Failles.* — Ce qui caractérise essentiellement une faille en tectonique, c'est l'existence d'un rejet : rejet vertical pour les failles classiques; rejet horizontal dans le cas de décrochements, le cas mixte pouvant évidemment exister.

Dans les formations d'épaisseur faible, le rejet est aisé à mettre en évidence par la non-concordance des deux lèvres de la faille au voisinage des plans de discontinuité des formations.

Dans les formations épaisses, au contraire, la faille, eût-elle plusieurs kilomètres de longueur, peut n'affecter qu'une seule et même formation stratigraphique sur le plan actuel d'érosion. Il s'ensuit qu'on ne peut vérifier l'existence d'un rejet ou d'un décrochement : il devient alors impossible de faire la séparation entre une diaclase, ayant joué localement le rôle de joint d'écrasement par ses filonnets de chlorite ou ses roches bordières plus ou moins écrasées, et une faille véritable.

Ce que j'appelle faille dans le massif cristallin, c'est donc en définitive tout plan de fracture présentant les caractères suivants :

1° Elle est visible dans la topographie, soulignée par un couloir rectiligne, ou par une fissure rectiligne dans des dalles polies ou des grandes parois;

2° Les roches prélevées sur ses bords, ou au fond du couloir correspondant présentent des traces *importantes* de broyage et de mylonitisation.

Cette définition inclut d'une part les failles et décrochements véritables, nombreux dans le massif où gneiss et granites par exemple peuvent limiter les deux bords d'un accident, et d'autre part, les diaclases suffisamment importantes pour présenter sur le terrain un aspect analogue à celui des accidents de la première catégorie.

On pourrait, en effet, penser que la distinction est aisée à faire entre failles et diaclases. Il n'en est rien, car aucun critère n'est suffisant pour le faire, dès l'instant qu'on observe la même formation de part et d'autre de la faille. Les phénomènes de broyage, souvent intenses, ne sont, en effet, pas des indices aussi certains qu'on pourrait être tenté de le croire : le long d'une diaclase,

ce qui se passe est tout à fait comparable à ce qui se passe lorsqu'on rive deux pièces de métal l'une à l'autre : il n'est nullement nécessaire qu'il y ait déplacement tangentiel réciproque des deux pièces pour qu'il y ait matage.

L'interposition habituelle d'un « joint » en matière plus tendre est destinée en partie à éviter cet écrasement. Là il en va de même et les filons de chlorite ou de calcite qui encombrant la diaclase jouent un rôle analogue. Il paraît évident que le broyage est contemporain des poussées. Par contre, le jeu de faille, ainsi qu'on l'a souvent fait remarquer, date plutôt des phases de décompression. Il n'y a, par suite, rien d'impossible, il faut même considérer comme normal que diaclase et faille ne soient que des étapes dans le temps, d'un seul et même accident. Tous les intermédiaires peuvent évidemment exister et il est sans grand intérêt d'établir une division *très tranchée* entre ces deux types d'accidents. Cela justifie par suite, tout à fait, la confusion possible parfois, entre les failles et les grandes diaclases.

*Aspect habituel des fractures.* — Du fait de l'énorme développement *vertical* des affleurements dans le massif, c'est sur les grandes parois que les fractures se voient le mieux, à condition que le plan de fracture soit nettement oblique à la paroi; lorsqu'il lui est parallèle, la faille passe généralement inaperçue, à moins qu'un éboulement propice ait mis à nu la place de faille dans sa presque totalité : de très beaux exemples de cette dernière disposition se voient dans le massif : au col Turbat, sur le versant nord du pic Turbat, on voit affleurer une dalle lisse de granite, d'énormes dimensions. On le voit encore, sur la face nord du Doigt-de-Dieu à la Meije <sup>(1)</sup>. Ces deux exemples me paraissent devoir rentrer très nettement dans la catégorie diaclases. Mais l'exemple, un peu en dehors de la région qui nous occupe, de l'éboulement du Rochail, qui contribue à former le barrage de retenue du lac Lauvitel montre que le type faille se trouve également (pl. III).

Mais c'est naturellement lorsque la faille est sensiblement perpendiculaire à la paroi, qu'elle se repère le mieux. Elle prend alors l'aspect d'une ligne généralement en creux dont la prolongation sous les éboulis et les névés ne peut faire de doute pour l'observateur le moins averti. J'ai tenu à donner deux

<sup>(1)</sup> A noter la très curieuse erreur faite par A. ALLIX, qui, frappé par l'aspect singulier de ce plan incliné, a cru y voir un fragment basculé de la surface de la pénélaine prétriasique. Le fait que cette surface forme des redans, et le délit de toute la montagne en lames parallèles montrent bien qu'il s'agit là de grandes surfaces diaclasées dans un granite légèrement laminé.



photos du massif du Rochail, bien qu'il s'agisse d'une région située en dehors du haut massif tel que nous l'avons défini, parce qu'on a là, sur les mêmes clichés, l'exemple d'une cassure parallèle à la paroi, et d'une autre perpendiculaire à la même paroi. Il est difficile d'imaginer exemple plus net.

Très généralement, les cassures normales aux parois sont soulignées par un couloir d'éboulis ou un thalweg de torrent. Mais il n'en faudrait pas déduire que tout couloir rectiligne représente la trace naturelle d'une cassure du socle.

*Direction des fractures, faisceaux de failles.* — La direction des lignes de faille est quelconque; un secteur pourtant est défavorisé, c'est le secteur S. W.-N. E. La plupart des failles sont en effet méridiennes ou E. W. et on observe des quantités de lignes de fractures intermédiaires entre ces deux directions perpendiculaires, mais la quasi-totalité d'entre elles, sont dans le secteur N.-W. Pourtant vers le S. E. du massif, en liaison avec la direction aberrante de l'accident d'Ailefroide, on trouve quelques fractures N. E.-S. W.

D'une manière générale, chaque fracture importante est accompagnée de répliques, soit parallèles, soit légèrement divergentes. On peut donc parler de faisceaux de cassures, comme si celles-ci s'étaient produites à partir de points privilégiés d'où elles rayonnent comme les cassures d'une vitre rayonnent autour du point de percussion de l'objet l'ayant brisée.

Il y a longtemps, d'ailleurs, qu'on a comparé les vieux socles granitiques à une glace que l'on brise par torsion et gauchissement.

#### LES PLIS CRISTALLINS.

Malgré les grosses dénivellations verticales qui altèrent le contour des affleurements, sur le plan de la carte, il apparaît très nettement que les affleurements de granite et de gneiss sont allongés suivant une orientation privilégiée : du N. W. au S. E.

On a déjà noté que la signification de ces plis cristallins peut être toute autre que celle des plis habituels des terrains sédimentaires, il est, en effet, probable qu'ils sont contemporains de la mise en place du granite, ils ont donc plutôt une origine « profonde » si l'on peut s'exprimer ainsi, et indépendante des mouvements tangentiels. Il n'est pourtant pas exclu qu'il s'agisse d'une véritable tectonique de ce dernier type, le granite ayant alors été « forcé » dans les anticlinaux.

Les multiples vicissitudes auxquelles le socle ancien a été soumis depuis la mise en place du granite font que la simplicité originelle de structure a été modifiée, tant par la superposition de cassures méridiennes ou subméridiennes parfois parallèles à l'allongement des olives granitiques, que par le jeu des grandes cassures E. W. que nous décrivons d'autre part.

De plus, l'érosion a atteint un niveau très profond dans la partie centrale du Haut-Massif, et la couverture de gneiss n'y apparaît plus en bandes continues, mais seulement en îlots isolés indépendants les uns des autres et souvent limités aux très hautes régions.

#### 1° Aires anticlinales.

Il faut distinguer en première approximation trois grandes aires anticlinales où le granite affleure suivant des bandes allongées et plus ou moins longues :

1° L'aire Fond-Turbat-Muzelle très nettement allongée N. N.W.-S. S.E. et divisée en une grosse masse qui va de l'Olan à Lauranoure, et un affleurement plus petit qui forme le massif de la Roche de la Muzelle;

2° Le massif de la Bérarde, d'énormes dimensions et qui comporte plusieurs unités distinctes : on y peut repérer au moins deux zones de témoins de gneiss marquant la trace de deux anciens synclinaux orientés sensiblement N.W.-S.E. Ce massif granitique très important qui couvre à lui seul la moitié du Haut Massif est prolongé au S. E. par les affleurements de granite du vallon des Bans : mais il en est séparé par une zone de gneiss orientée en apparence N.E.-S.W. : le groupe des Bans et le chaînon du Pelvoux;

3° L'aire des Agneaux-Chamoisière, olive de granite nettement parallèle au synclinal de l'alpe du Villar-d'Arène (N. W.-S. E.).

Dans l'ensemble, ces trois aires ne sont pas exactement parallèles entre elles; elles dessinent un léger éventail dont le point de convergence serait situé au nord du massif.

#### 2° Aires synclinales.

L'aire synclinale la mieux caractérisée est celle de la Lavey, du nom du vallon qui est creusé dans sa partie médiane. Elle sépare le massif de la Bérarde de l'aire Fond-Turbat-Muzelle.

L'aire synclinale du Glacier Blanc est beaucoup plus étroite et elle est moins bien individualisée, car il existe un « pont » granitique qui réunit, dans la région de Valfourche, l'aire anticlinale Agneaux-Chamoisière au massif de la Bérarde.

La présence de l'aire synclinale Bans-Pelvoux, déjà citée, donne à l'ensemble des gros affleurements de gneiss du Haut-Massif la forme générale d'un U.

*Synclinaux  
résiduels.*

On les trouve dans le massif de la Bérarde où ils jalonnent l'existence de deux replis anciens.

Le premier, très bien individualisé et très intéressant à étudier, est celui du Plaret. La région de l'Encoula-Clôt-Châtel semble le prolonger au sud.

Le deuxième est beaucoup plus réduit, signalé par un petit affleurement vers la tête de la Somme, l'affleurement du glacier du Vallon, puis la pointe de Celse Nière : il s'agit plutôt de grandes enclaves restées emballées dans le granite, mais il n'est guère douteux qu'elles jalonnent l'emplacement d'une ancienne zone synclinale.

*L'aire anticlinale Fond-Turbat-Muzelle.* — Il s'agit d'une zone allongée longue d'une dizaine de kilomètres, large de quatre à cinq en moyenne. Le granite y est fort homogène, blanc et très peu chargé en éléments ferromagnésiens (analyse n° 19 page 111). Les contacts de bordure sont en général très francs (Arias, Olan, Lauranoure) et souvent subhorizontaux. Ceci permet l'existence, à la cime du Montagnon, c'est-à-dire au plein milieu de l'aire anticlinale, d'un chapeau de gneiss. La disposition générale de l'affleurement n'en est que plus remarquable mais elle est assez fortement affectée par les variations d'altitude : ceci explique le contour déchiqueté du bord oriental.

Au nord, le massif est séparé du petit culot granitique de Roche-de-la-Muzelle par une bande de gneiss. Ce dernier massif présente des contacts beaucoup plus inclinés : la limite gneiss-granite est verticale sur la paroi de la pointe Swann, très inclinée sur la paroi nord de Roche-de-la-Muzelle, elle passe exactement à la base de la paroi à l'est, de sorte qu'elle est, suivant les points, tantôt visible sur la paroi, tantôt cachée par le glacier de la Grande-Montagne.

*Le massif de la Bérarde.* — Cette énorme masse granitique dont le contour a, *grosso modo*, l'aspect d'un carré aux côtés N.W.-S.E. et S.W.-N.E., forme l'armature du massif cristallin tout entier. L'allongement N.W.-S.E. n'est donc pas sensible sur l'ensemble de l'affleurement. Mais, ainsi qu'on l'a noté, cette grosse masse de granite admet quelques témoins de gneiss qui rendent tangible l'existence d'anciennes zones synclinales allongées N.W.-S.E. avec une tendance assez nette au N.N.W.-S.S.E.

A l'ouest, la bordure du massif est, sur quelques kilomètres, sensiblement

rectiligne, presque méridienne ( $12^{\circ}$  W) : c'est que là, une faille, certainement alpine, en forme la limite artificielle.

Au sud, il s'enfouit presque horizontalement sous le chaînon du Pelvoux-Ailefroide. Le granite reparait de l'autre côté du vallon du Sélé dans la chaîne des Bœufs-Rouges.

La bordure est beaucoup plus déchiquetée, mais dans l'ensemble on peut bien reconnaître une direction une N.W.-S.E.

Les témoins de gneiss forment deux bandes : la première est surtout définie par le singulier lambeau de gneiss du Plaret; celle-ci doit se prolonger par la zone gneissique de Clôt-Châtel et du Rocher-de-l'Encoula, mais là, le contact avec le granite devient subhorizontal, de sorte que l'aspect de l'affleurement dépend essentiellement des cotes d'altitude : de plus, une cassure parallèle à la direction du synclinal de la Lavey en affecte le bord. La deuxième zone de témoins gneissiques comporte le très petit lambeau de la Tête-de-la-Somme et un affleurement beaucoup plus volumineux qui forme le sommet des Écrins et le fond du cirque du Glacier-du-Vallon. La prolongation de cette zone se retrouve du côté de la pointe de Celse-Nière où les gneiss du vallon du Sélé forment un golfe très net dans le granite des Bœufs-Rouges.

*Le gneiss du Rouget.* — Ce lambeau mérite une étude détaillée car il montre sur un faible espace des accidents très variés. Je ne ferai ici que résumer les détails de sa structure : elle a fait l'objet de descriptions (17-18) assez détaillées.

Allongé N. W.-S. E., il se termine au S. par un coin très net, prolongé par une faille dans le granite. C'est très visible de la face opposée du vallon de la Selle : le contact est si brutal qu'il apparaît bien comme étant tectonique. Pourtant, ce n'est pas absolument certain, et il est impossible d'aller voir de près ce contact, situé dans une des rares faces encore vierges du massif.

Le bord est montré un contact brutal, avec faille, mais qui passe par endroits à un contact normal pétrographique. Le contact ouest est nettement tectonique au moins sous le Plaret et sous le Gény, et montre un témoin de faille tout à fait remarquable (pl. VIII, fig. 4). Enfin, l'accident est décalé par un décrochement transversal passant à la brèche du Rouget dont nous aurons à reparler. Je conclusais en 1942 que ce lambeau gneissique appa-

raissait à la fois comme une grande enclave pétrographique flottant plus ou moins sur le magma granitique, et comme un témoin tectonique jalonnant le tracé d'un axe synclinal important.

Cet axe jalonne évidemment la direction des plis au moment de la mise en place du granite. Pourtant, on ne peut être assuré de la direction précise, étant donné qu'en bien des points le lambeau est comprimé entre deux plans

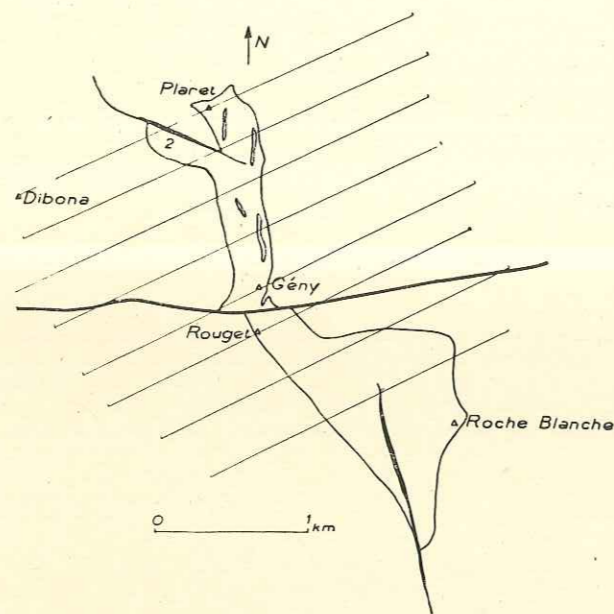


Fig. 44. — Carte du lambeau du Plaret, et traces des plans de coupe. — Les filons intérieurs au lambeau de gneiss sont des apophyses de granite.

de failles dont on est pas sûr qu'elles soient du même âge. Le décrochement est-ouest est en tous cas nettement postérieur.

Au sud, le prolongement doit être cherché, semble-t-il, dans la haute vallée du Vénéon. Pourtant, c'est vers la Grande-Aiguille de la Bélarde que semble se suivre la prolongation de la faille intracristalline qui termine le lambeau vers le bas, et d'autre part, c'est dans cette direction que se trouve l'affleurement gneissique de Clôt-Châtel et du Rocher-de-l'Encoula. Cela donnerait une direction subméridienne à l'ensemble de la bande gneissique, alors que la direction du chaînon du Plaret est N. W.-S. E., et qu'il est probable que

c'est sa prolongation qui commande la haute vallée du Vénéon. Mais ce que nous avons signalé plus haut du bord occidental du massif granitique nous donne la clé de cette apparente anomalie : les failles intracristallines subméridiennes, qui sont souvent des traces de chevauchement vers l'ouest, alpines selon toute vraisemblance, ont altéré la direction réelle de l'axe des culots granitiques. Il en va de même ici : alors que la direction réelle de l'accident était celle du lambeau du Rouget (N. W.-S. E.), le flanc ouest de ce

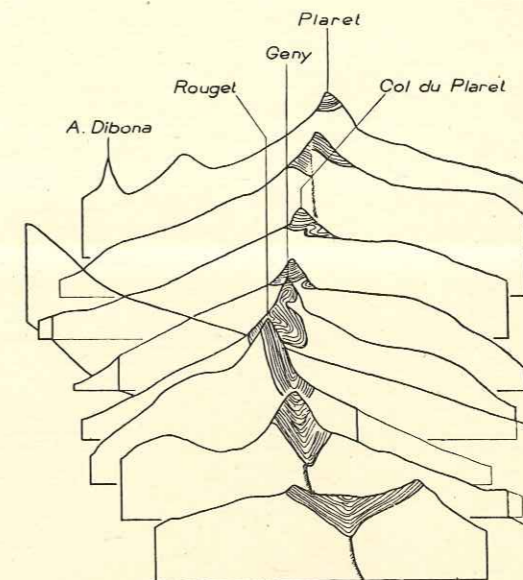


Fig. 45. — Coupes du lambeau du Plaret. — Les gneiss sont figurés en traits. La faille du Soreiller est matérialisée par un plan supposé translucide. Orientation des coupes sur la carte de la figure 44. Altitude du rabatement : 1.700 mètres

synclinal gneissique s'est trouvé conservé entre la Grande-Aiguille de la Bélarde et la Pointe du Vallon-des-Étages, grâce à une dislocation subméridienne. L'érosion a, au contraire, vidé le fond du synclinal originel (sauf au Rouget). Il y a donc là modification apparente de la direction du pli cristallin sous l'action des mouvements postérieurs.

*Les témoins de la Somme et des Écrins.* — Ces témoins sont assez irréguliers de forme et ne présentent pas d'allongement net dans une direction

déterminée; mais il est probable que ces deux témoins appartiennent à un seul et même ensemble. C'est d'autant plus vraisemblable que dans le prolongement hypothétique de ces deux affleurements se situe le gneiss des Bœufs-Rouges (pointe de Celse-Nière).

Le premier est sans doute limité par une fracture est-ouest, mais celle-ci n'est pas nettement visible sur le terrain : on ne peut la supposer que d'après la présence d'une zone de mylonites.

Le deuxième est beaucoup plus important : il comporte le chapeau qui coiffe le sommet des Écrins. Au sud, il est limité par la fracture E.-W. qui passe au col des Avalanches. Il s'ensuit que, là encore, le témoin est conservé grâce à une fracture sans doute postérieure : l'aspect ancien de l'affleurement a disparu et ceci explique l'allongement de ce lambeau perpendiculaire à la direction supposée de l'accident.

*L'aire anticlinale des Agneaux-Chamoissière.* — Elle s'allonge sur une longueur de 8 kilomètres environ, et une largeur de 1.500 à 2.000 mètres en direction N. W.-S. E. Vers le nord, le contact est peu incliné, mais il est très raide sur les versants ouest et est. Cet accident est très nettement parallèle au synclinal sédimentaire de l'Alpe-du-Villar-d'Arène.

Le granite est toujours dynamo-métamorphisé, en moyenne beaucoup plus nettement que dans les massifs précédents.

*Les aires synclinales.* — Nous avons vu que les affleurements du gneiss dessinent *grosso modo* un U qui ceinture le gros massif granitique de la Bérarde. Bien entendu, on retrouve à l'ouest de l'aire granitique Fond-Turbat-Muzelle, et à l'est de celle des Agneaux-Chamoissière des bandes gneissiques.

De ces dernières, il n'y a pas grand chose à dire. La première présente la particularité de posséder des cipolins : leur direction suit à peu près le bord du synclinal sédimentaire de Venosc et la direction des couches gneissiques suit donc là très exactement celle des plissements alpins.

L'aire de la Lavey, affectée d'assez nombreuses fractures dirigées dans des azimuts variant du N.W. au N. correspond à l'heure actuelle à une gouttière topographique extrêmement nette. Les couches gneissiques sont traversées de nombreux filons de kersantites, soit interstratifiées, soit recoupant nettement l'alignement des gneiss:

Cette aire synclinale s'ouvre largement, tant au nord qu'au sud.

L'aire synclinale du Glacier-Blanc est moins bien délimitée; elle est beaucoup plus étroite que la précédente et elle est assez bien caractérisée par de multiples filons de rhyolites (autour du refuge Tuckett). Elle occupe, elle aussi, une gouttière topographique bien fermée au nord par la chaîne peu élevée qui joint les Agneaux à Neige-Cordier.

Plus énigmatique, car correspondant à une direction nettement aberrante, est l'aire du Sélé. Elle limite au sud le massif de la Bérarde.

Cette aire, de direction N. E.-S. W. ne semble pas avoir de signification tectonique nette; elle résulte très vraisemblablement d'une déformation du Haut-Massif vers le sud, à mettre en relation avec les accidents de la bordure sud qu'on a déjà eu l'occasion d'étudier.

De cette étude des plis cristallins ressort un certain nombre de faits intéressants :

La direction dominante semble être nettement N.W.-S. E. Mais elle est souvent altérée par la présence d'accidents méridiens ou subméridiens, ou au contraire E.-W.

Cette direction N.W.-S. E. doit être considérée comme plus ancienne que les directions méridiennes ou subméridiennes. Or, les directions méridiennes ou subméridiennes sont à la fois des directions alpines et hercyniennes : l'allongement du fossé de Venosc, la direction des synclinaux houillers au nord du massif sont là pour l'indiquer.

La direction N.W.-S. E. serait donc celle des plis antéstéphanien et pourrait marquer la phase ségalaunienne du plissement hercynien. Cela fixerait en même temps l'âge du granite qui serait contemporain de cette phase.

Mais ces indices sont à eux seuls insuffisants : en effet, on ne peut manquer de constater que, dans l'est du massif, c'est également la direction des plis alpins (synclinal de l'alpe du Villar). D'autre part, les synclinaux houillers de la phase allobrogiennne sont situés plus au nord : on n'observe pas, *dans la même zone*, les plis cristallins N.W.-S. E. et les plis allobrogiens N.-S. De plus, si l'on examine les contours des feuilles de Briançon et de Saint-Jean-de-Maurienne au 1/80.000<sup>e</sup>, on constate que dans les Grandes Rousses et Belledone, les affleurements granitiques ont une direction N.-S. ou N. N.E.-S. S.W. (parallèles à l'allongement des massifs eux-mêmes et aux synclinaux houillers).

Déduire de la direction des affleurements de granite dans le Haut Massif l'âge de sa mise en place ne saurait donc être qu'une hypothèse de travail, non une conclusion définitive.

#### LES CASSURES MÉRIDIENNES ET SUBMÉRIDIENNES.

Celles-ci ont déjà été signalées à propos de l'étude de la couverture : beaucoup de ces accidents intracristallins sont, en effet, liés à des lambeaux de la couverture, la direction méridienne étant celle des plissements hercyniens, post stéphaniens et alpins dans le N. W. du massif.

Pourtant, nombre d'entre elles ne sont pas liées à des témoins de sédimentaire, au moins au niveau actuel de l'érosion.

Il semble que ces fractures soient de deux sortes : les uns sont de véritables plans de chevauchement vers l'ouest : « dans les abaissements d'axe, écrivais-je en 1941 (17) on observe invariablement un déversement vers l'ouest pouvant aller jusqu'au chevauchement ». Ceci, qui s'appliquait seulement au N.W. du massif, est également vrai dans d'autres régions du massif. Pourtant, dans l'ensemble, ces traces de chevauchement sont beaucoup moins fréquentes dans les parties sud et est du massif, où ces caractères sont plutôt marqués dans des cassures N.W.-S.E., ou même N.E.-S.W. (accident d'Ailefroide).

D'autres fractures représentent seulement des cassures simples du socle cristallin, accompagnées ou non de bandes de roches écrasées; ce deuxième type d'accident méridien est, au contraire des précédents, rarement très important en direction. Il s'agit de failles à rejet vertical dans certains cas, mais aussi parfois de simples diaclases sans mouvement relatif des deux lèvres et marquées par un joint de roches écrasées complètement méconnaissables : il est probable qu'il s'agit là de cassures béantes, sur le mécanisme desquelles nous reviendrons.

Il semble que ces cassures méridiennes ne présentent *jamais* le caractère de décrochements longitudinaux, et ceci est un trait fondamental important qui les distingue des cassures E.-W., lesquelles présentent presque toujours ce caractère.

Il n'y a aucun intérêt à décrire un par un ces divers accidents; on peut pourtant en citer quelques-uns :

La faille de Champhorent, verticale à la traversée de la route de la Bérarde,

s'incline par endroits vers l'ouest (sous la pointe Lemercier) mais cette inclinaison qui montre la réalité d'une tendance au chevauchement vers l'ouest reste toujours très faible. La direction varie d'ailleurs pour tourner au N.W.-S.E. sous la Tête-des-Fétoules.

La faille du col de Burlan, sur le versant nord de ce point topographique est, au contraire, un bon exemple d'une simple cassure sans déplacement relatif des lèvres. Il en va de même des petites failles qui recourent les éperons détachés vers l'ouest de la Grande-Ruine et du sommet de la Roche-Méane.

La cassure de la Combe-de-la-Trapa, près de la Bérarde, rentre dans la même catégorie.

Sans doute, en va-t-il de même de la zone fracturée et broyée qui loge le glacier-cheminée du Clôt-de-l'Homme, au-dessus du refuge Lemercier. Cette cassure est beaucoup plus longue que celles précédemment citées; elle se retrouve sur l'autre versant de la vallée du Sélé, sous la crête de l'Agulier et sans doute aboutit-elle à Entre-les-Aigues. Il est curieux de constater qu'elle s'aligne avec la faille qui affecte la rive droite du Glacier-Blanc, au-dessus du Pré-de-Madame-Carle. Il n'y a donc guère de doute qu'il s'agit d'une cassure majeure : en aucun point pourtant on n'observe de déplacements relatifs des deux masses qu'elle sépare.

Nous n'avons parlé jusqu'ici que des cassures subverticales. Mais il en existe bien d'autres, obliques ou subhorizontales, souvent plus difficiles à déceler, car elles ne sont guère sensibles que dans les grandes parois. Elles impliquent une découpe esquilleuse du massif et témoignent des poussées vers l'ouest. C'est probablement sous leur action que s'est décollée la couverture à la surface du socle, plus que sous l'effet des failles verticales ou subverticales qui ne représentent que les racines synclinales des plis de la couverture : c'est-à-dire précisément les zones où la couverture est restée rivée au tréfonds.

Ces cassures se voient particulièrement bien au printemps, ou l'été après une chute de neige. La face N.W. de la Tête-de-Lauranoure en montre un très bel exemple.

Mais le plus remarquable exemple de ce type d'accidents est donnée par la face sud de la Meije. A mi-hauteur de la célèbre montagne se voit une vire très nette, correspondant à une zone écrasée et une cassure : c'est « la banquette des Autrichiens » prolongée par la base du glacier Carré et la vire du glacier Carré. Le glacier Carré lui-même entaille une zone de roches très écrasée.

dans laquelle il n'est guère possible de reconnaître des éléments minéraux, tant le broyage est total.

Sur l'autre versant, cette faille correspond peut-être à la branche moyenne du « couloir en Z ».

Le plongement vers l'est de cette surface de fracture est extrêmement net. On en pourrait citer d'autres exemples (parois d'Ailefroide et du Pelvoux).

#### LES GRANDES FAILLES E-W.

De ces grandes failles, une seule est vraiment très nette, photographiable en maints endroits (Casse déserte, Rouget), c'est celle qui traverse toute la feuille de Saint-Christophe, du Petit-Roux au col d'Arsine. Les autres ne peuvent être soupçonnées que par des artifices de raisonnement, car elles occupent le fond des grandes vallées E.-W. (Romanche, Séveraisse).

Chose curieuse, alors que ces dernières ont été soupçonnées ou affirmées depuis très longtemps (la faille de la Romanche est déjà « décrite » par Élie de Beaumont en 1834), celle-ci, la seule absolument certaine, n'a jamais été signalée. Cette anomalie est due au fait qu'elle se situe tout le long de son trajet dans les hautes régions, et que la traversée de la seule vallée importante, celle du Vénéon, qu'elle rencontre sur son parcours coïncide avec le point où sa continuité est la plus incertaine. Nulle part, en effet, sa trace ne descend au-dessous de 1.300 mètres et elle traverse sur son trajet 5 chaînons de 3.000 mètres d'altitude. Du lac de la Muzelle, où l'on peut considérer qu'elle prend naissance (bien qu'on puisse aussi dire qu'elle déborde le massif et se prolonge sous la tête de la Muraillette), elle prend en écharpe le Petit-Roux, contrefort nord de Roche de la Muzelle, traverse le vallon de Lanchâtra, passe au col du Pierroux, descend dans le cirque de l'alpe du Pin où elle disparaît sous les éboulis et les moraines qui encombrèrent ce haut vallon. Elle ne réapparaît nettement que de l'autre côté du Vénéon à la tête du Graou, traverse alors tout le cirque du Soreiller, passe au « Coup de Sabre » qui sépare le Gény du Rouget, traverse les Étançons pour aboutir à la brèche du col de la Casse déserte (pl. II). Au delà elle descend vers l'actuel front du glacier de la Plate des Agneaux pour remonter à la brèche Gaspard; vers la pointe du Riou-d'Arsine on perd définitivement sa trace.

Nous distinguerons trois parties dans cet accident :

1. A l'ouest du Vénéon.
2. Entre le Vénéon et le col de la Casse déserte.
3. A l'est du col de la Casse déserte.

*Partie occidentale.* — Elle a comme limites extrêmes : à l'est l'alpe du Pin, en face de Saint-Christophe, à l'ouest la brèche du Vallon entre la tête de la Muraillette et l'Aiguille de Venosc.

Dans le vallon de Lanchâtra, où l'accident est particulièrement net, il se présente avec tous les caractères d'une fracture importante. L'énorme placage de Lias (rarement accompagné de Trias à sa base) qui constitue depuis le pied du Petit-Roux l'arête séparant le vallon de Lanchâtra de celui de la Muzelle se termine brusquement au sud, suivant une ligne dirigée sensiblement E.-W. Tout le long de cette ligne, le Lias vient buter contre le cristallin.

En quelques points, le cristallin chevauche nettement le Lias, bien que le plan de chevauchement n'atteigne que rarement une inclinaison de 80°. C'est le cas, entre autres, dans la pente sous le col du Pierroux, (rive droite du vallon). Le cristallin constitué là par des gneiss d'aspect granitoïde, passablement écrasés d'ailleurs, chevauche suivant un plan incliné de 80° environ les schistes liasiques froissés et laminés. Les schistes précités montrent en ce point un plongement de 80° également vers le sud, et sont par conséquent parallèles au plan de contact. On sait déjà (voir chapitre précédent) que ceci n'a d'ailleurs pas grande signification, en raison du glissement de la couverture sur la surface posthercynienne.

Plus à l'ouest, à la traversée du vallon, le contact est vertical. Il en est de même dans la pente qui mène au Petit-Roux, à cette différence près que le cristallin est constitué là par du granite du massif de la Muzelle. Localement, la ligne de fracture cesse de séparer le granite du Lias pour se situer en plein granite (preuve par conséquent qu'il s'agit bien d'un accident enraciné dans le socle et n'affectant la couverture sédimentaire que par contre coup).

Au niveau du glacier de la Muzelle, on perd momentanément sa trace. Il disparaît alors (sur la rive gauche du glacier) sous le synclinal liasique du lac de la Muzelle, prolongation du synclinal de Venosc (voir chapitre précédent). Les couches liasiques sont ici orientées N.-S., perpendiculaires par conséquent à la direction de l'accident qui nous occupe. On a déjà décrit cet accident.

## 310 PÉTROGRAPHIE ET TECTONIQUE DES MASSIFS CENTRAUX DAUPHINOIS.

De l'autre côté de ce synclinal liasique, sur la rive gauche du vallon de la Muzelle, par conséquent, en retrouve un accident fort semblable, semblablement orienté, et pareillement disposé; mais il ne se situe pas dans le prolongement exact du précédent; il est par rapport à ce dernier légèrement décalé vers le nord. La tête de la Muraillette est constituée d'un granite blanc avec de petites inclusions de gneiss et une passée de gneiss œillés. Ce granite vient butter contre le Lias qui forme sur la pente sous le col du Vallon (appelé brèche du Vallon sur les cartes) un placage peu épais, de contour sensiblement rectangulaire. Au voisinage du contact, le granite est un peu écrasé; le Lias très froissé est redressé à la verticale.

Au delà de l'arête du Vallon (qui marque l'extrémité ouest de la bande liasique), cette fracture semble se poursuivre quelque temps entre le granite blanc de la Muraillette au sud, et les micaschistes gneissiques de la draye de l'Embernard au nord. Il est difficile de certifier la nature tectonique du contact entre ces deux formations. La direction des lits de micaschistes fait avec le contact un angle d'environ  $75^\circ$  et le contact montre des phénomènes de froissement, qu'on pourrait également attribuer à la mise en place du magma granitique. Pourtant j'incline plus volontiers vers l'interprétation tectonique, et je l'avais adopté sans réserve lors de mes premières tournées dans cette région (18).

Sur le versant de l'alpe du Pin, la fracture, qui passe au voisinage immédiat du col du Pierroux, s'atténue progressivement. On perd sa trace vers les chalets de l'Alpe du Pin sous un petit placage morainique, et il ne semble guère qu'on puisse la repérer à nouveau dans l'auge du Vénéon en face du Saint-Christophe. Il se trouve en effet que la paroi d'auge disparaît sensiblement dans le prolongement de cet accident (il n'est évidemment pas impossible que cette singularité topographique soit une conséquence de l'existence de cet accident). Dans cette succession de pentes d'herbe entrecoupées de barres rocheuses où serpente le sentier muletier qui mène à l'alpe du Pin, il est bien difficile de repérer une fracture. Tout au plus peut-on noter que dans cette région se juxtaposent sans transition des phyllades et les gneiss intacts.

Du glacier de la Muzelle jusqu'au col du Pierroux, l'accident garde des caractères constants; la lèvre méridionale est nettement surélevée et va en certains points jusqu'à chevaucher la lèvre septentrionale. Invariablement, lorsque le sédimentaire existe c'est seulement sur la lèvre septentrionale. La profondeur *visible* de l'accident est considérable, au moins 1.700 mètres

(il y a cette dénivellation entre le col du Pierroux et le fond du vallon de Lanchâtra).

Quant au rejet vertical, il semble difficile à apprécier, en raison du fort pendage de la surface du cristallin qui se relève vers l'est très fortement. On ne peut donc inférer l'importance de ce rejet de considérations de cotes d'altitude. Il doit pourtant atteindre en certains points un minimum de quelques dizaines de mètres, peut-être beaucoup plus. Le rejet transversal est également difficile à apprécier.

L'âge de l'accident est impossible à établir de façon certaine; il est certainement postérieur au Lias, sans qu'on puisse affirmer qu'il soit uniquement alpin: rien n'empêche en effet qu'il s'agisse d'un accident plus ancien ayant rejoué postérieurement au Lias.

La disparition de l'accident sous le Lias du lac de la Muzelle mérite un examen approfondi; on en pourrait déduire en effet au premier abord que cela prouve l'antériorité de l'accident qui nous occupe, le fait que le Lias est engagé dans la fracture à l'ouest et à l'est étant alors attribué à des jeux ultérieurs.

Cette disposition est en réalité seulement apparente; étant donné l'épaisseur considérable du Lias, la plasticité très particulière de ce terrain, il est impossible d'y suivre une fracture. Deux faits pourtant vont suffire à nous guider, que nous avons déjà évoqués.

D'abord l'existence d'un paquet de Trias sous l'emplacement du lac de la Muzelle, dans le prolongement exact de l'accident cherché. Le Trias manque partout ailleurs, sur les bords du synclinal, entre le col de la Muzelle et le lac du même nom. Ceci ne peut être l'effet du hasard et il paraît logique de voir entre les deux faits une relation de concomitance.

Ensuite le fait que l'élévation d'axe du synclinal de Venosc-Valsenestre est très rapide vers le col de la Muzelle — à la région d'altitude la plus élevée correspond la largeur de terrain sédimentaire la plus étroite — s'expliquerait aisément par la présence d'une faille transverse située au lac de la Muzelle et dont la lèvre méridionale serait nettement surélevée; c'est en effet à partir du lac que la largeur du synclinal *diminue* brusquement, *malgré l'accroissement d'altitude*; bien plus, si on considère la forme générale du synclinal de Venosc, on constate que le tronçon du lac de la Muzelle à Valsenestre n'est pas dans le prolongement du tronçon qui suit la partie basse du vallon de la Muzelle. Il est par rapport à ce dernier décalé vers l'ouest. Il est normal de considérer que cette structure est la conséquence d'une faille cisailante, d'un décroche-

ment transversal. Celle-ci serait au moins du même âge que le synclinal. Elle pourrait même être postérieure. D'autre part, le décrochement aurait repoussé la lèvre méridionale vers l'ouest.

En résumé, malgré l'impossibilité *d'observer* une faille transversale dans le Lias et le Trias du lac de la Muzelle, une analyse serrée des faits force à admettre son existence. Il n'y a évidemment aucune raison de supposer que cet accident soit distinct de celui dans le prolongement duquel il se situe. Au plus doit-on admettre une légère torsion du plan de cassure au niveau du synclinal liasique.

L'emplacement de l'accident est lié directement à la limite gneiss-granite comme le montrent les faits à la tête de la Muraillette. Mais il est impossible de dire si cette limite est la cause ou l'effet. Si on admet que le granite s'est mis en place à la faveur de la cassure et que son épanchement a été naturellement limité par cette dernière, cela nous amène à attribuer à l'accident un âge au plus hercynien; le fait que le Lias est affecté en certains points ne peut être alors attribué qu'à des rejeux ultérieurs.

Si, au contraire, l'accident est intégralement post-liasique, l'existence d'une zone de moindre résistance et de discontinuité entre le granite d'injection et les gneiss l'a évidemment déterminée.

b. *Partie centrale.* — C'est ce qu'on pourrait appeler la « faille du Soreiller ». Nous avons vu que c'est vers l'alpe du Pin qu'on perd la trace de la faille de Lanchâtra, sans qu'on puisse d'ailleurs affirmer qu'elle disparaît vraiment.

De l'autre côté de la vallée du Vénéon, sans qu'on puisse affirmer absolument qu'il s'agit du même accident, une fracture du même type se rencontre dans son prolongement exact vers le col du Graou.

Aux alentours du col du Graou l'accident est particulièrement marqué par un écrasement de couches de gneiss redressées à la verticale <sup>(1)</sup>.

Dans le cirque du Soreiller, la fracture se repère parfaitement, avec un alignement quasi-rectiligne, chaque fois que la roche en place perce sous le manteau d'éboulis et de moraines. Elle apparaît comme une vire de roches écrasées dans les plaques de granite polies par les glaciers.

<sup>(1)</sup> Dans la thèse d'A. ALLIX (5), un dessin (n° 24) reproduit l'aspect caractéristique des couches de gneiss de cette région. Le dessin, donné pour montrer la démolition des arêtes par les actions subaériennes, montre très bien le passage de la ligne de fracture principale.

Elle traverse ainsi tout le cirque d'ouest en est et va aboutir à la brèche du Rouget. On voit très bien là que la cassure est parfaitement verticale. De l'autre côté du chaînon du Rouget, elle traverse, sans effectuer dans le thalweg le moindre angle rentrant, le vallon des Étançons, file le long du pic Bourcet, pour aller passer à l'étroite lucarne du col de la Casse Déserte. La verticalité des parois qui dominent le col, surtout celle de la muraille qui soutient la tour Choisy est due à cet accident.

La faille se développe en plein massif de granite, à partir du col du Graou, sauf à la traversée du chaînon du Rouget où elle recoupe le synclinal de gneiss du Rouget. Cette traversée permet de définir les mouvements relatifs des deux compartiments nord et sud.

*Mouvements verticaux.* — Le lambeau de gneiss du compartiment sud est plus important que celui du compartiment nord. D'autre part, l'altitude de base du gneiss est beaucoup plus faible au sud. Cela apparaît nettement sur la planche V, figure 1. Cela semble indiquer que le compartiment sud est abaissé par rapport au compartiment nord. La faille est *très* faiblement inclinée en ce point vers le nord, ce qui la fait apparaître comme légèrement inverse.

L'aspect n'est pourtant pas décisif :

a. Il peut provenir d'un abaissement d'axe rapide du synclinal vers le sud.

b. D'autre part, le magma granitique est monté très inégalement comme le montre l'allure du contact granite-gneiss dans la paroi sud-est du pic Gény; le contact y est vertical, et je ne pense pas qu'on puisse attribuer à cette verticalité une cause tectonique comme la proximité de la faille par exemple : il est *originellement* vertical.

Mais la description ainsi présentée n'a que peu de chances d'être valable car l'abaissement d'axe est insignifiant du Plaret au Gény; il serait étonnant qu'il augmente très brutalement à partir du Rouget, et il est donc tout à fait normal d'attribuer cette baisse d'altitude de la base du gneiss à la présence de la faille.

De toute façon, le rejet vertical n'est pas *très* important, quelques dizaines de mètres au plus.

*Mouvements horizontaux.* — Le décrochement horizontal est peu évident sur le versant est du chaînon Plaret-Rouget. Cela est dû au fait que tout le long de la base du Rouget, le contact gneiss-granite est masqué par le glacier.



Sur le versant ouest, au contraire, il est aisé de constater que la partie ouest du Gény est entièrement dans le gneiss, alors que l'arête ouest du Rouget est entièrement en granite franc (c'est dans ce granite que se développe l'itinéraire d'ascension connu sous le nom d'itinéraire des « plaques »). Il est donc très net que le compartiment nord est décalé vers l'est par rapport au compartiment sud. Le décalage est d'ailleurs faible en ce point (de l'ordre d'une centaine de mètres).

*Âge de l'accident.* — Il est certainement postérieur à la montée des granites et il y a quelque probabilité pour qu'il soit alpin.

Il reste à parler des rapports entre la faille de Lanchâtra et celle du Soreiller. Ces deux failles séparées par la profonde coupure de la vallée du Vénéon sont exactement dans le prolongement l'une de l'autre. Il n'est pourtant pas certain qu'elles constituent un seul et même accident. A l'heure actuelle, elles apparaissent comme inverse l'une de l'autre. La faille de Lanchâtra montre en effet un compartiment méridional surélevé et peut être déporté légèrement vers l'ouest; la faille du Soreiller montre le correspondant abaissé et déporté vers l'est.

Il faut remarquer toutefois que ces deux mouvements inverses l'un de l'autre, ne sont guère sensibles qu'aux deux extrémités opposées, de sorte que l'on pourrait admettre un mouvement de bascule autour d'une partie centrale n'ayant que peu bougé et où la ligne de faille deviendrait quasi indiscernable. Cette région médiane correspond d'autre part à un abaissement notable d'axe des plis de la couverture, comme en témoigne la conservation du petit synclinal de Saint-Christophe-Champhorent, témoin d'un pli de couverture orienté nord-sud.

*c. A l'est du col de la Casse Déserte.* — Sur le versant de la Plate des Agneaux, le trajet de la faille devient moins visible. On le retrouve pourtant, souligné par des zones broyées et des facettes planes dans l'arête qui porte le refuge Adèle Planchard, au-dessous de ce dernier, puis dans la paroi qui domine la langue terminale du glacier de la Plate des Agneaux et les sources de la Romanche.

Sur l'autre versant, le passage de la cassure à la Brèche Gaspard est extrêmement net. La photographie de la planche VIII souligne la disposition des lieux, mieux que ne pourrait le faire aucune description. Quelques cassures qui n'ont, peut-être, que peu d'importance, représentent aux alentours de la Pointe du Riou d'Arsine, la terminaison de cet accident, à moins qu'on ne veuille admettre qu'il vient se fondre dans les cicatrices radicales du tréfonds du synclinal de

l'Alpe du Villar-d'Arène. Il est difficile d'apprécier dans ce troisième tronçon les mouvements relatifs des deux bords de la faille. L'examen du lambeau gneissique de Chamoissière, au-dessus de l'alpe du Villar-d'Arène, peut laisser supposer que la lèvre nord est abaissée par rapport à la lèvre sud, mais d'une très faible quantité, hors de proportion avec l'importance longitudinale de l'accident. Je crois qu'il vaut mieux considérer qu'il s'agit là d'une zone de fractures, avec décrochements longitudinaux, plutôt que d'une véritable faille. Cela serait tout à fait en accord avec l'idée de cassures préexistantes, ayant, lors des mouvements alpins, joué différemment suivant les points.

Il n'en reste pas moins, qu'il s'agit de fractures ou d'un système de fractures qui, traversant toute la feuille de Saint-Christophe s'étendent sur une longueur de plus de 25 kilomètres.

*Autres failles E.-W.* — La ligne de cassures dont il vient d'être question est la seule de cette importance; mais il existe d'autres cassures de même direction d'importance plus restreinte. De plus, bien des vallées, ou des tronçons de vallées, ont une telle direction et déjà, Elie de Beaumont attribuait à une faille la formation de la combe de Malleval.

Outre la vallée de la Romanche, la Valgaudemar de son origine jusqu'à la Loubière, le vallon des Bans, la vallée du Vénéon de Champhorent à la Bérarde ont une telle direction. Nous allons donc étudier les particularités morphologiques de ces vallées, et examiner si leur tracé est dû à des cassures de ce type. Mais, auparavant, il convient de dire quelques mots des failles E.W. visibles.

1. *La faille de Lauranoure.* — C'est une des plus importantes parmi les fractures secondaires, longue de 3 kilomètres environ, elle prend en écharpe toute la face sud de Lauranoure et passe au « Coup de Sabre » qui sépare les sommets sud et central; bien repérable sur la rive droite du vallon de Lanchâtra, elle donna naissance, dans le vallon de la Mariande, à une profonde coupure qui aboutit au thalweg. Il est difficile de dire si elle se prolonge par l'un quelconque des ravins qui entament la face ouest de la Tête de Pouget ou si elle s'incurve vers le S. E. pour venir se mêler au système de failles N. W.-S. E. du col du Canard dont il sera question plus loin.

2. *Les répliques de la faille du Soreiller.* — Je connais deux cassures parallèles à la grande faille, au sud de cette dernière. L'une passe au petit collet, au sud de la Tête de la Marsare et se perd à l'est, à la traversée de la combe de la

Balme (massif du Soreiller). L'autre descend de la Tête de Charrière au sud de ce sommet, en direction de l'ouest. C'est elle qui donne à ce petit sommet son aspect élancé quand on le voit de profil.

3. *Autres cassures E.-W.* — Le couloir du col des Écrins versant W., et surtout le couloir du col des Avalanches (versant E.) correspondent à des failles sensiblement E. W., qu'il me paraît difficile de prolonger sur l'autre versant du glacier. Il n'y aurait toutefois rien d'impossible à ce que la seconde corresponde au ravin de la Ruine qui débouche entre la Bérarde et le Carrelet.

Enfin, juste au-dessous de la Bérarde, le col des cornes de Pié-Bérarde correspond au passage d'une cassure E. W.

*Vallée de la Romanche.* — Pour Elie de Beaumont «le bord de la masse primitive est coupé au nord, entre la Grave et le Dauphin, par un défilé nommé *Combe de Malaval* qui paraît n'être que l'ouverture restée baillante d'une grande faille» (p. 36). Cette assertion est accompagnée de curieuses explications que l'état actuel de nos connaissances peut nous faire juger enfantines, mais qui doivent être replacées à l'époque où elles furent écrites. Pour Ch. Lory (233), grand partisan des failles (p. 212), la question ne fait pas de doute, et il cite tout naturellement son éminent prédécesseur.

Allix encore (5, p. 151) considère comme évidente, l'existence d'une faille suivant la vallée de la Romanche.

On sait combien il faut être circonspect en ce genre d'affirmations; beaucoup de ces soi-disant failles n'ont été suggérées aux auteurs que par des décalages entre les couches de part et d'autre de la vallée; or, l'impossibilité d'opérer sur coupes les raccords voulus, vient souvent d'une exagération de l'échelle des hauteurs du dessin.

Ici, il y a un net décalage entre l'altitude de la couverture au nord et au sud. D'autre part, la présence d'un chevauchement dirigé vers le nord à la base des parois de la Meije et du Râteau, montre la *réalité* d'un accident tectonique suivant la vallée. Ce chevauchement lui-même est au total des plus bizarres. Déjà décrit et fort exactement par Elie de Beaumont (pl. II, fig. 4 et texte, p. 47-49), étudié en 1881 par la Société géologique de France, le chevauchement de ce granite de la Meije sur les schistes liasiques, constitue l'un des accidents les plus classiques de toutes les Alpes françaises. Il présente pourtant quelques particularités qui ne paraissent pas avoir été suffisamment soulignées.

1° L'inclinaison est souvent forte, la surface de chevauchement étant par endroits subverticale. L'accident ne paraît tangentiel qu'aux Enfetchores.

2° La terminaison ouest est inconnue. Faut-il admettre avec Termier (364, p. 744) que cet accident n'est que la prolongation du synclinal de la Lauze?

«Ce pli dirigé N. S. et à peu près vertical au col de la Lauze, prend peu à peu, quand on le suit vers La Grave, la direction du N. E.; et, en même temps, il se couche vers le N. W. graduellement, jusqu'à atteindre au pied des Enfetchores, l'horizontalité. Quand on le suit plus loin sous le glacier du Tabuchet et sous le pic de l'Homme, on le voit peu à peu se redresser. En face du Villard d'Arène, il est sensiblement vertical et à peu près E. W.; mais à la traversée de la Romanche, ce pli tourne brusquement d'environ 135° de façon à prendre la direction N. W. qui est la direction générale des plis de la vallée de l'Alpe. Il se déverse alors vers le sud-ouest. C'est donc un pli comme les autres et lorsqu'il est couché, il l'est vers l'extérieur de la chaîne des Alpes.»

Il s'agit par conséquent, selon Termier, d'un pli à axe sinueux présentant deux brusques changements de direction. On peut toutefois donner une autre interprétation en admettant que cette torsion d'axe est due à un décrochement, dirigé W.-E. et parallèle à la vallée de la Romanche. L'accident serait plutôt une cassure passant par points à une flexure; cette façon de concevoir le chevauchement de la Meije présente l'avantage d'expliquer l'origine de la raide paroi qui court des Pics de la Grave à la Meije orientale; cette paroi correspond à un rebord de faille, et cette explication me paraît assez satisfaisante, d'autant plus que, manifestement le Mésozoïque ne s'enfonce pas beaucoup sous le granite du groupe Meije-Râteau. L'existence sur la face sud de la Meije d'une ligne de cassure correspondant à «la banquette des Autrichiens» et à la base du glacier Carré, que j'ai déjà signalée (18) subhorizontale avec une ligne de plongement vers l'est, implique bien dans le cristallin lui-même, l'existence d'écailles poussées vers l'ouest. Cette sorte de faille plate qui montre la réalité des directions de poussées E. W., peut se repérer sur la face nord elle-même, dans une des vires du «couloir en Z» de la face nord. L'existence de ces deux surfaces de discontinuité se croisant à angle droit ne peut s'expliquer que de deux façons: ou il s'agit d'accidents d'âge différent, le caractère contradictoire de leurs directions étant incompatible avec une genèse simultanée, ou un des deux accidents mérite une interprétation différente. Si le chevauchement de la face nord de la Meije n'est qu'une apparence due à un décrochement E. W. dont

le plan serait plus ou moins incliné vers le sud, suivant les points, l'autre accident cesse d'être une anomalie. Cet argument, secondaire il est vrai, vient s'ajouter au reste.

En définitive, le chevauchement de la Meije sur les schistes mézozoïques de la vallée de la Romanche, pourrait bien n'être qu'une apparence; il s'agit plus vraisemblablement d'un décrochement E.-W. reliant deux tronçons de plis, celui du col de la Lauze d'une part, et un pli du faisceau de l'Alpe du Villar-d'Arène d'autre part. Rappelons les trois arguments principaux : anomalie de l'axe sinueux du pli dans le cas de l'explication de P. Termier, explication de la raide muraille courant du Râteau et de la Meije comme provenant de l'évolution d'un rebord de faille, apparence contradictoire des directions des failles plates intracrystallines visibles dans les faces sud et nord de la Meije et du chevauchement de la Côte Longue.

*La vallée de la Selle.* — M. A. Allix a attiré l'attention (5, p. 127) sur la probabilité d'un rebord de faille correspondant à la muraille sud de la Meije et la muraille nord du vallon de la Selle. Mais comme il le fait remarquer lui-même, il ne faut pas interpréter comme un rebord direct de faille l'escarpement qui domine la vallée du Chatelleret et « où sont encore visibles, sinon faciles à interpréter les traces de l'érosion glaciaire dans un fond de cirque ».

La réalité d'une cassure, malgré l'impossibilité de la cartographier (sauf à la brèche du Râteau où passe une bande de mylonites) me paraît indiscutable. La disparition définitive de la surface prétriasique vers le Sud, malgré l'altitude plus élevée sur le massif du Plat de la Selle, l'allure de la falaise, la terminaison rapide de l'accident du col de la Lauze sont autant d'indices de son existence.

#### LES MYLONITES.

L'ensemble des formations cristallines du Haut Massif est plus ou moins « dynamométamorphisé ». Il est assez exceptionnel de voir des roches parfaitement fraîches : la transformation quasi-générale des biotites des granites en chlorites et l'extension des affleurements du granite à faciès de protogine en sont la meilleure preuve.

Mais l'ensemble des roches, granites et gneiss, reste pourtant relativement sain. Dans certaines zones cependant, on observe de véritables mylonites : elles n'occupent pas des surfaces très étendues, et en général sont limitées aux

abords immédiats des lignes de fracture. Ce sont elles qui soulignent ces dernières, car les roches broyées, moins solides que les autres, sont plus atteintes par l'érosion : d'où la présence de couloirs, de vires, de cheminées qui matérialisent, même de loin, bandes de mylonites et lignes de fracture.

L'examen de ces roches est intéressant. On peut voir, bien entendu, tous les intermédiaires entre la roche saine et des variétés complètement méconnaissables.

Un léger écrasement est sensible sur le terrain par une certaine fragilité des roches qui se délitent en petits blocs : la roche est pourrie, disent les alpinistes. Il n'est pas de région du massif où ce phénomène soit plus net que dans le petit chaînon des Bœufs Rouges : là, le granite se découpe en petits blocs d'un décimètre cube ou moins, sous le moindre choc; on arrive à les desceller à la main dans la paroi : les surfaces des blocs ainsi détachés sont en général planes et revêtues d'une couche de chlorite satinée.

En lame mince, ce type de roche ne présente pas de caractères bien particuliers; les traces d'écrasement sont manifestes : extinctions roulantes, cristaux tordus, voire fragmentés. La chlorite apparaît en plages feuilletées, ondulées. Les feldspaths sont fortement damouritisés et, de loin en loin, on voit des plages de calcite secondaire. Il est bien évident que ce type de roche est, plus que tout autre en raison des nombreuses diaclases, la proie des actions atmosphériques. L'analyse n° 25 (p. 118) avait trait à une roche de ce type : elle montre que l'aspect extérieur de la roche n'est pas lié à des particularités chimiques.

Un autre type où l'écrasement est plus massif aboutit à la formation de granites gneissiques (Sirac, Grande Ruine).

Mais ces variétés ne montrent pas de cristaux réellement écrasés.

Au stade suivant, on observe des filonnets de phyllites enserrant des cristaux encore intacts : certains feldspaths résistent encore à l'écrasement et forment des noyaux autour desquels se moulent les filonnets de cristaux écrasés : on a l'impression d'une véritable purée de cristaux sériciteux qui moulent les parties encore intactes. L'aspect de la roche à l'œil nu est très généralement celui d'une phyllade et, si on ne fait pas exécuter de lames minces, on peut très bien classer la roche dans les micaschistes alors que c'est en réalité un gneiss ou un granite.

Le stade suivant est représenté par des roches où seuls les quartz sont encore reconnaissables en lames minces : feldspaths et micas sont complètement transformés en une purée fluidale de minéraux phylliteux.

Enfin, le stade extrême est représenté par des roches tout à fait bizarres qu'on trouve le long des lignes de failles : il s'agit de schistes verts très fissiles, s'écrasant parfois presque à la main.

En lame mince, on ne voit que des alignements plus ou moins onduleux de phyllites enserrant de petits fragments de quartz classique : les grains de quartz sont à angle vifs, et on voit parfois qu'ils résultent de la rupture *in situ* de cristaux plus volumineux. Parfois on peut voir dans un coin de la lame un fragment de feldspath encore reconnaissable, ou une plage de quartz qui présente les caractères habituels des plages de quartz des granites.

Une telle roche est évidemment une ultramylonite de la roche encaissante (généralement le granite : les ultramylonites de gneiss donnent naissance à des schistes analogues mais souvent de teinte beaucoup plus claire; on y reconnaît alors des biotites décolorées).

L'étendue de ces ultramylonites est trop faible pour qu'elles soient cartographiables; le trait épais des lignes de fracture suffit d'ailleurs à les situer.

L'âge de ces mylonites est douteux. Pourtant, on peut admettre qu'elles sont plutôt alpines. Il faut noter qu'elles sont particulièrement abondantes dans les cassures méridiennes ou orientées N.W.-S. E. et moins fréquentes sur les grandes cassures E. W.

## CONCLUSIONS DE LA TROISIÈME PARTIE

### MORPHOLOGIE ET TECTONIQUE.

Il est manifeste que les lignes topographiques principales, thalwegs des grandes vallées, arêtes majeures, sont généralement dirigées suivant des azimuts déterminés.

Les directions les plus fréquentes sont :

La direction N. W.-S. E. : c'est celle du Vénéon de Bourg d'Arud à Champhorent, puis du Haut Vénéon. C'est celle de la haute vallée de la Bonne, du haut vallon de la Lavey, de la vallée de l'Alpe du Villar-d'Arène. Dans les hautes crêtes, c'est la direction du chaînon du Rouget, de celui des Fétoules, de la crête Bans-Pic du Says, du tronçon Aiguille des Arias-Pic d'Olan...

La direction E. W. est également très fréquente, et peut-être encore plus nette que la précédente : vallée de la Romanche, de la Selle, du Vénéon de Champhorent à la Béarde, du vallon de Bonne Pierre, du Valgaudemar en amont de Villar-Loubière, du haut vallon des Bans. Parmi les crêtes, nombreuses sont celles semblablement orientées, celles qui bordent les vallées précitées, telles la haute sierra Jandri, Râteau, Meije, Gaspard, la chaîne du Soreiller, la chaîne Souffles, Olan, Pointe de la Muande, et bien d'autres. On peut également citer des tronçons moins importants et moins nettement liés à ce canevas hydrographique principal. C'est le cas du chaînon Pointe Swann-Cîme du Montagnon, du tronçon Tête de la Somme-Roche Faurio, de celui qui court des Arias à la Pointe de la Mariande.

La direction N. S. est encore courante, quoique moins fréquente que les précédentes. Il est remarquable de constater que la direction N. S. est rarement celle des thalwegs principaux : vallon des Étançons, glacier de la Pilatte, basse vallée de la Lavey, vallon de Lanchâtra. Elle est au contraire très courante pour les arêtes : d'abord sur la grande dorsale du massif au moins par tronçons, du Pavé à la Tête de Charrière, de Roche Faurio à Ailefroide, puis à la crête des Bœufs Rouges. Nous en verrons la signification ultérieurement. Bien

d'autres crêtes sont semblablement orientées : crête de Chamoissière, tête du Chéret, crête de l'Encoula, les arêtes de Lauranoure, l'arête de Roche de la Muzelle.

Les autres directions sont épisodiques et beaucoup plus rares : dans l'est du massif toutefois on trouve quelques directions N.E.-S.W. (c'est la direction du synclinal d'Ailefroide) : chaînon de Roche Faurio-Neige Cordier, chaînon des Sagnes, et, le plus important de tous, le chaînon du Pelvoux. Mais il est courant de noter que ces directions ne se retrouvent bien marquées qu'à l'est de l'épine dorsale du massif, constituée par la crête Pavé, Grande Ruine, Roche Faurio, Barre des Écrins, Ailefroide, Bans, Bonvoisin.

On a noté plus haut (p. 297) la direction *quelconque* des lignes de failles repérables, en remarquant toutefois que le secteur N. W. était privilégié. On voit que les lignes topographiques sont beaucoup plus nettement orientées dans des directions particulières. On a remarqué également la quasi-certitude de l'existence de failles ayant déterminé certaines vallées (Romanche, vallée de la Selle, Valgaudemar). Pourtant on n'a pas, en général, repéré les failles supposées. Il y a évidemment d'abondants placages d'alluvions ou d'éboulis; en certains points (La Chapelle en Valgaudemar) on voit des fragments de surfaces de faille, mais dans l'ensemble il est assez étrange que des accidents aussi importants, et surtout aussi continus, ne soient pas plus apparents.

On a également vu qu'il était pratiquement impossible de séparer failles et décrochements ou grandes diaclases dans bien des cas.

La présence d'un ordonnancement des lignes de relief suivant des tronçons raccordés à angles aigus, et suivant des directions nettement privilégiées, la comparaison avec les fractures nettement visibles, amènent à conclure que c'est la marqueterie des cassures qui a prédéterminé la morphologie actuelle. C'est déjà l'opinion d'A. Allix (5) mais ce dernier semble avoir exagéré cette notion en admettant que tous les tronçons de vallées sont situés sur l'emplacement de fractures du socle (p. 128).

Cette discordance entre les fractures observées et les fractures probables peut s'expliquer sans doute par le fait que ces fractures existaient au niveau topographique de l'époque de l'installation du réseau hydrographique, et n'existent plus à l'heure actuelle. L'enfoncement des cours d'eau est, en effet, au minimum de 2.000 mètres (c'est la différence de niveau *actuelle* entre les fonds de vallées et les sommets; or ces derniers ont, eux-mêmes, baissé d'altitude). Sur 2.000 mètres de dénivellation une faille a le loisir de s'atténuer.

Bien plus, si l'on imagine le mécanisme de mise en place du massif qui sort sous sa couverture sédimentaire, on ne peut s'empêcher de penser que le dos de cétaqué que représente la surface du cristallin, plus ou moins comprimé latéralement et forcé en même temps vers le haut, a été soumis à des distensions qui ont dû provoquer la formation de diaclases, dont certaines ont pu être béantes : on peut peut-être expliquer ainsi l'anomalie de véritables filons de

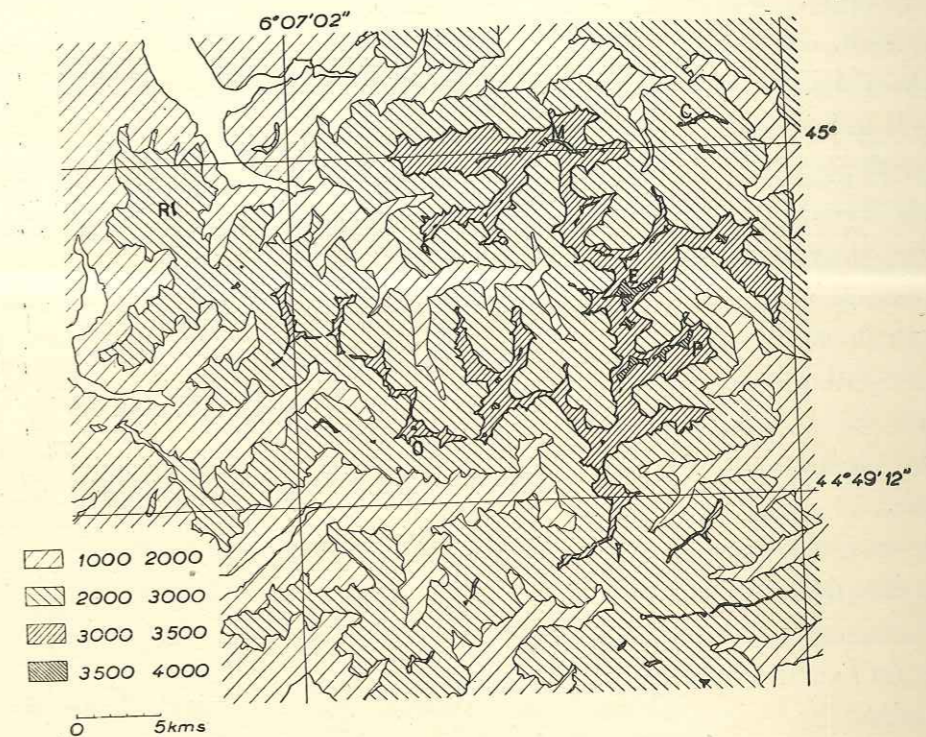


Fig. 46. — Courbes de niveau du Haut Massif. — L'aspect en toit de l'ensemble : peu incliné à l'Ouest, très pentu à l'Est, apparaît très nettement sur cette esquisse.

sédimentaire pincé (filon du Rif du Sap qui a tant intrigué Ch. Lory et Termier). Ces diaclases n'ont aucune raison d'être très profondes. Mêmes dans le cas de failles ou de décrochements, les zones superficielles du culot hercynien ont pu être affectées sans que cela se transmette à plus de un ou deux kilomètres de la surface limite des terrains cristallins : une différence de niveau de 50 mètres entre les deux lèvres, dans une faille, ne représente sur 2.000 mètres d'épaisseur qu'un tassement de  $1/40^{\circ}$ , ce qui est faible et est peut-être en dedans de la possibilité de compression du matériel affecté. De toute façon, les failles

ne se prolongent pas plus indéfiniment dans le plan vertical qu'elles ne s'allongent à l'infini en direction. La faille de la Selle, par exemple, peut très bien ne plus être figurée dans le fond actuel de la vallée que par un « joint » insignifiant : notons qu'à 3.000 mètres elle est bien différenciée (zone écrasée de la Brèche du Râteau).

C'est donc bien plus probablement une tectonique disparue que reflète la topographie actuelle; elle n'en est pas moins intéressante. On peut en déduire qu'à l'origine les cassures de la surface du cristallin étaient orientées N. S., N.W.-S.E., ou E. W.

On a déjà noté, dans l'introduction, une particularité hypsométrique du massif qui ne semble guère avoir retenu l'attention des géographes, et qui apparaît particulièrement nette sur une esquisse en courbes de niveau (fig. 46). Il est très manifeste, lorsqu'on examine l'allure de l'isohypse 3.000 entre autres, et ce serait encore plus net si on choisissait arbitrairement la courbe 3.200 (fig. 2) que le « massif » est en réalité une chaîne orientée N. S. et jetant des chaînons divergeants sensiblement *perpendiculaires* à elle de chaque côté. Pas de faite réel d'où divergeraient dans tous les sens les thalwegs, mais une longue échine traversant tout le massif du nord au sud; et cet allongement est tout à fait conforme, bien entendu, à l'ordonnance générale de la chaîne alpine.

Un autre fait remarquable saute immédiatement aux yeux : c'est l'inégale extension, déjà soulignées dans l'introduction, des versants E. et W. de cette arête majeure : à l'E. : le développement des chaînons secondaires, Pics de Neige du Lautaret, groupe des Agneaux, est interrompu par le profond fossé de drainage que constitue la vallée de la Guisanne. Au delà de cette coupure commence un tout autre domaine tant au point de vue géographique qu'au point de vue géologique, et le massif cristallin disparaît avant même qu'on atteigne la vallée de la Guisanne.

A l'W., au contraire, les altitudes diminuent beaucoup plus lentement et les chaînons issus de la dorsale majeure restent longtemps à des altitudes élevées. L'Olan, dernier sommet passant 3.500 mètres vers l'W. est à plus de 12 kilomètres de la pointe des Bœufs Rouges, et, corrélativement, le cristallin ne disparaît que lentement sous sa couverture sédimentaire.

Cette disposition dissymétrique des versants par rapport à la crête majeure n'a pas une origine immédiate : elle n'est pas due à une érosion différentielle liée à des niveaux de base distincts. C'est en réalité la conséquence de la forme

précise du massif à l'époque de sa surrection : un toit dissymétrique à pente plus accusée vers l'E. que vers l'W. : les altitudes actuelles de la limite du cristallin sont là pour le montrer. Sur le glacis peu incliné de la pente W., il a pu s'installer un glacier de plateau dont l'actuel glacier du Mont-de-Lans n'est qu'un résidu insignifiant. A cet appareil a succédé un appareil de vallée complexe, dont les multiples cirques d'alimentation sont encore parfaitement visibles (fig. 3). Sur le versant E, au contraire, il n'y a jamais eu place pour un appareil glaciaire du même type, et on n'a là sans doute, que des cirques d'alimentation qui menaient leurs névés au glacier de la Durance, lequel était surtout alimenté par les glaciers issus de l'actuelle chaîne frontière. Sans doute, à l'époque de l'inlandsis, la quasi-totalité des glaces s'écoulait-elle vers l'W. L'énorme appareil du versant W. a ciselé de multiples murailles, qui donnent actuellement l'impression qu'on a affaire à un massif véritable, plus ou moins circulaire, plutôt qu'à une chaîne. Mais cela n'est qu'une apparence.

Au demeurant, une telle disposition, dissymétrique à l'origine, n'a rien qui doive surprendre : le massif a subi à l'E. le choc des nappes briançonnaises : il s'est gauchi et le bord ayant supporté directement la poussée s'est fortement incliné sur l'horizontale. Il s'agit d'un véritable arrêt : il est, en effet, bien douteux que les nappes peaniques aient jamais submergé le récif que constituait le Haut Massif; l'émersion à l'époque du déferlement majeur ne fait pas de doute, soulignée qu'elle est par le fait que la couverture secondaire n'existe pas au S. E., et que le Nummulitique est là, directement transgressif sur le cristallin; le Haut Massif a joué le rôle de butoir et le tréfonds a plus ou moins cédé sous le choc.

A l'W., rien de tel : l'ensemble des massifs centraux s'est bien fragmenté, la couverture s'est plissée et décollée, en laissant toutefois les traces de son existence (synclinaux pincés divers, grande bande Venosc-Villar-Loubière) mais dans l'ensemble, l'ennoyage est lent et relativement tranquille à partir du faite ancien.

Cette différence de comportement des deux surfaces-limites du cristallin à l'W. et à l'E., nous a amené à examiner ce qui se passe au nord et au sud.

Les dispositions du cristallin au Nord et au Sud sont en effet bien différents. J'ai pensé pouvoir en montrer les caractères par deux blocs-diagrammes schématiques (fig. 39-40) qui sont plus suggestifs que toute description, rappelons en les éléments :

Au nord, un ennoyage tranquille sous la couverture triasico-liasique du

plateau d'Emparis : ceci n'est d'ailleurs qu'une vue d'ensemble du phénomène, car dans le détail, la suppression ou l'étirement des couches triasiques apporte à cette interprétation un certain tempérament : mais il s'agit-là de manifestations de l'indépendance du socle et de la couverture, qui n'influent pas sur l'allure de l'enveloppe externe du cristallin. En avant de cette terminaison en dos de cétacé, la chaîne des Rousses constitue un gros bourrelet plus saillant.

Mais en arrière, l'allure change tout à fait : derrière le synclinal de l'Alpe de Villar-d'Arène, le Combeynot, rompu en multiples esquilles, a supporté à lui seul le choc de la nappe du flysch : ces esquilles sont alignées parallèlement aux lignes de contact anormal des diverses unités tectoniques internes. Il y a eu en somme, entre le Haut Massif et les nappes briançonnaises, un « amortisseur ».

La bordure sud est bien différente : en premier lieu, il n'y a pas de « massif arrière » comparable au Combeynot. Le Haut Massif disparaît sous la couverture du flysch autochtone. Cet enfouissement est en apparence tranquille au sud-est, comme le montre l'examen des contacts sous la chaîne de l'Aiglière et les deux boutonnières de Dormillouse.

Au sud, le Haut Massif est, nous l'avons vu, accolé contre le petit massif cristallin de Chaillol, par l'intermédiaire de coins sédimentaires qui peuvent s'oblitérer complètement (région moyenne du Valgaudemar), ou au contraire s'étaler en larges placages de couverture (synclinal de Morges). La terminaison du Haut Massif est alors soit une ligne sensiblement droite, soit un peu plus compliquée : une série d'indentations qui représente probablement plutôt un jeu en coulisse d'est en ouest des différents paquets cristallins que des coins synclinaux véritables, se glisse ainsi entre le Sirac et le Jocelme.

Le massif de Chaillol représente, on l'a vu, l'ultime terminaison de la zone de Belledonne, et le Haut Massif apparaît comme un noyau sur lequel s'est moulée cette zone plus externe de terrains cristallins. Cela ne s'est pas fait sans déchirures dans ce matériel déjà induré par deux cycles orogéniques successifs, d'où des froissements dont les lames sédimentaires du Valgaudemar et du col du Loup ne sont que la matérialisation. Point n'est besoin de faire appel à d'hypothétiques mouvements « pyrénéens » pour expliquer la direction est-ouest en apparence aberrante : il s'agit d'accidents cisailants qui engrènent, comme les redans d'une gigantesque crémaillère, les deux massifs l'un dans

l'autre. Supposons décapée toute la région jusqu'à la cote 1.000, ce qui aura pour effet de faire disparaître la majeure partie du « synclinorium de Morges », et séparons par un artifice de dessin les deux massifs l'un de l'autre. Très schématiquement, on aura ce que représente la figure 47, Chaillol en bas, le Haut Massif en haut.

Chaillol joue d'ailleurs, mais ceci sort du cadre de notre étude, par rapport aux nappes de l'Embrunais, le rôle du Combeynot par rapport à celle du flysch

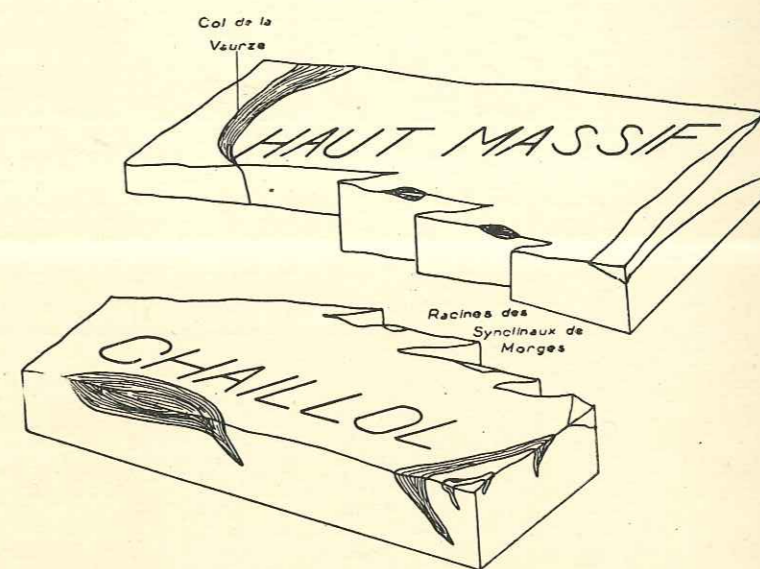


Fig. 47. — Chaillol et le Haut Massif. — On a supposé le massif arasé jusqu'à la cote 1.000. Il ne subsiste que les traces radicales des synclinaux de Morges, et on les a soulignées artificiellement en séparant par le dessin le Haut Massif de Chaillol.

et le massif est, sur son bord est, fragmenté en esquilles. C'est ce qu'on a schématiquement représenté dans le coin inférieur du bloc.

Ennoyage au nord, écrasements et failles de déchirement orientées est-ouest au sud, allure relativement tranquille au nord, allure brisée et chaotique au sud, tels sont les éléments visibles. Aux deux bords extrêmes pourtant, si on considère l'ensemble Haut Massif-Chaillol-Combeynot, on retrouve la même disposition en esquilles *parallèles* aux lignes tectoniques majeures : traces des plans de chevauchement des unités briançonnaises.

Aux deux extrémités, par conséquent, il y a eu *traînage* du cristallin sous les

nappes penniques, et formations d'esquilles et d'écailles arrachées. Au centre, les mêmes unités sont venues buter contre le massif ancien et ne l'ont pas débordé : au plus, leur choc a-t-il provoqué une translation de l'ensemble vers l'ouest. De tout cela découle une série de conséquences :

a. L'emboutissage du Haut Massif dans les zones cristallines externes, ce qui fait qu'à l'heure actuelle la zone des massifs centraux dauphinois présente à sa terminaison méridionale trois unités bien distinctes :

Une zone *externe*, bien mise en évidence plus au nord par la cicatrice interne de Belledonne : cette zone, comme l'a depuis longtemps montré Ch. Lory, va se terminer au dôme de La Mure;

Une zone *moyenne* qui, représentée au nord de la Romanche, par la zone interne de Belledonne, vient ceinturer le Haut Massif, et se terminer à Chaillol.

Un noyau de section encore circulaire, le Haut Massif, mais présentant un « toit » dissymétrique, plongeant rapidement à l'est et peu incliné à l'ouest. Il est rompu en blocs ayant joué perpendiculairement aux sens des poussées, phénomène rendu tangible par les grandes cassures est-ouest.

Une quatrième unité cristalline prend naissance vers la région médiane du Haut Massif : elle s'étalera au nord pour former le Rochail, puis les Grandes Rousses.

En arrière enfin, le massif est virtuellement chevauché par un cinquième massif cristallin, entraîné avec la base des nappes du flysch et rompu en esquilles, le Combeynot.

Il faut noter que l'ensemble dessine tout à fait ce que Suess a autrefois dénommé une virgation (selon la terminologie d'Argand une virgation simple du deuxième genre). On voit ainsi le rôle très particulier du Haut Massif, rôle *unique* dans les massifs centraux alpins : tous les autres sont des bourrelets, des chaînes au sens à la fois géographique et tectonique. Si, ainsi qu'on l'a montré plus haut, du point de vue géographique (au moins avant les glaciations) le massif des Écrins est une chaîne, avec une dorsale très nette orientée nord-sud, rompue d'ailleurs par des décalages est-ouest, conforme à la *direction générale des plis alpins en Dauphiné*, structurellement c'est vraiment un massif à section subsirculaire, et son rôle a été celui d'un *môle* contre lequel se sont moulés, non seulement le domaine pennique, mais encore par contre-coup, les chaînes hercyniennes externes;

b. Le Haut Massif n'a pas fourni en avant d'« helvétides », pour employer un terme commode : il n'a pas de nappes de couverture et ceci pour deux raisons :

La première, c'est que sa couverture, sans doute importante sur sa bordure ouest, était *inexistante* sur la bordure est : le flysch est directement transgressif sur le Combeynot, exception unique dans la série des massifs centraux;

La deuxième c'est qu'il était trop surélevé par rapport à la zone d'application des poussées tangentielles : cela résulte avec évidence du principe d'isostasie, l'absence de couverture sur la zone centrale et orientale provoquant un relèvement de l'ensemble du bloc cristallin; par suite, il y a eu écrasement

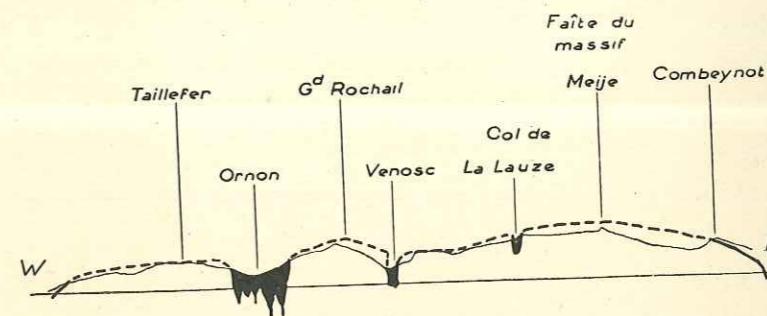


Fig. 48. — Coupe générale Ouest-Est au niveau de la Meije. — Dissymétrie très nette de structure : le faite du Massif est reporté vers l'Est (cf. fig. 46).

(fossé de Venosc) et non décollement majeur (ce qui n'empêche pas d'ailleurs des décollements en certains points, mais ils restent indépendants et localisés).

Pour trouver les plis de couverture, c'est aux chaînes externes de Belledonne qu'il faut s'adresser, et on sait la probabilité de l'existence de telles unités dans la zone des « collines liasiques » (P. Lory). La présence de ces unités décollées nous explique pourquoi alors que l'ennoyage *moyen* des massifs centraux dauphinois, on l'a vu, est très lent vers l'ouest (si l'on excepte les deux fossés tectoniques de Venosc et d'Ornon), à partir du faite ancien, il se termine pourtant *brusquement* sur le bord externe de Belledonne. Autrement dit, très schématiquement, la coupe générale est-ouest des massifs centraux dauphinois au droit de la Meije se présente comme le montre la figure 48;

c. Les unités briançonnaises sont derrière le massif nettement redressées : elles s'écrasent les unes sur les autres, et suivant des plans très inclinés, alors



qu'elle se couchent et se séparent nettement au sud et au nord : s'il ne s'agissait pas d'unités couchées, mais de plis simples, on aurait l'aspect d'une virgation double.

Mais il y a plus. M. Gignoux et L. Moret ont démontré (142) que la nappe du flysch (des A. d'Arves) prend naissance derrière le massif, par un processus de décollement entraînant à sa base une écaïlle de granite (Croix de Cibouï). Nous avons vu par ailleurs qu'on devait concevoir que le massif du Combeynot tout entier servait de support à la base de la nappe. C'est sans doute à la présence du Haut Massif, déjà surélevé à l'époque (en raison de la compensation isostatique due à son déficit de couverture) qu'est dû le début du décollement. En même temps, par conséquent, qu'il a reçu le choc des unités briançonnaises, le Haut Massif a favorisé le décollement du « matériel intermédiaire », c'est-à-dire le flysch.

Naturellement, le massif s'est plus ou moins disjoint, et le résultat a été la formation des grandes fractures ouest-est. Rien d'étonnant à ce que leur continuité soit effective sur de grandes distances, puisqu'il s'agit essentiellement de décrochements sous l'effet des poussées, dans l'alignement des accidents.

M. J. Chardonnet (44) a pu remarquer que les dislocations est-ouest étaient dans le sud-est du massif en liaison avec des accidents transversaux des unités briançonnaises. Il en a déduit que ces dislocations étaient antérieures à la mise en place des nappes, ces dernières ayant en somme été guidées par les fractures en question. Il est alors tentant de considérer les fractures comme pyrénéo-provençales, ce que n'a pas manqué de faire M. Chardonnet. Mais le postulat n'est pas aussi évident qu'il peut le paraître : rien n'est plus facile que de confondre la cause et l'effet. La corrélation entre les accidents transversaux des unités internes et les fractures ouest-est, du socle, est beaucoup plus vraisemblablement due à un seul et même phénomène — soit une poussée différentielle suivant les points de l'édifice briançonnais, soit une inégale résistance du socle. Cassures du socle, et mise en place des nappes sont simultanées et point n'est besoin de faire appel à des poussées pyrénéo-provençales, dont les manifestations certaines restent beaucoup plus méridionales : remarquons d'ailleurs que, s'il s'agit de failles, elles n'auraient pu se former qu'à une phase de décompression postérieure aux poussées. Des décrochements alignés dans le sens des poussées doivent, au contraire, être contemporains de la période de compression maxima.

## POSITION DU HAUT MASSIF DANS LA CHAÎNE ALPINE.

Au delà du Haut Massif, vers le sud, les plis alpins tendent à prendre la direction N.W.-S. E., direction de l'axe de Mercantour. Le massif du Pelvoux joue donc le rôle de pivot dans le changement de direction des plis; le Mont Blanc joue au nord un rôle analogue. Ou faut-il chercher vers le sud la prolongation du Haut Massif? La torsion de l'axe des unités cristallines (au moins de Belledonne) pourrait laisser supposer que le Mercantour est la prolongation directe de la zone interne de Belledonne. Cela me paraît très douteux, car si cette unité vient vers le sud encapuchonner le Haut Massif en tournant vers l'est, il est très probable que cette direction ne se maintient pas, et que le petit dôme de Barles, au sud de Gap, est la prolongation de cette unité. Dans ces conditions, la prolongation du Haut Massif elle-même doit être cherchée vers le sud, et le Mercantour représenterait une zone plus interne : c'est plutôt au Combeynot qu'il faudrait le comparer. Pourtant, on ne doit pas oublier que la direction des plis hercyniens était probablement N.W.-S. E., ce qui laisse supposer que le Mercantour est une réapparition d'une unité telle que le Haut Massif. De toute façon, ce problème ne peut être résolu que par une étude détaillée de ce massif méridional, étude qui reste à faire.

Vers le nord, il est absolument évident que le Haut Massif est, sur le plan de la chaîne alpine, plus interne que le Mont Blanc. C'est sans doute l'équivalent de la zone interne de Belledonne que ce dernier massif représente (voir à ce sujet, introduction p. 12).

LES DIVERS TYPES DE DISLOCATIONS  
ET LEURS RELATIONS AVEC LA DIRECTION DE CES ACCIDENTS.  
ÂGE DE CES ACCIDENTS.

Les trois directions privilégiées d'accidents : N.W.-S. E., N.-S., E.-W., n'ont pas toutes la même signification. Il est tentant d'attribuer à chacune un âge différent, mais nous avons vu que cela n'était guère possible dans le détail. La direction N.W.-S. E. est celle des « plis cristallins », anticlinaux de granite et synclinaux de gneiss. Alors qu'elle a dû, à l'hercynien, être la direction des lignes structurales, puisqu'elle marquait à l'époque la direction des montées

granitiques, il n'en est plus ainsi. C'est que le décapage antéallobrogién avait déjà tout raboté jusqu'au cristallin; la différence de dureté entre gneiss et granites n'est pas suffisante pour amener une érosion différentielle importante et la pénéplation a dû être parfaite. Quelques lignes topographiques suivent cette direction : la vallée du Vénéon à deux reprises par exemple, mais c'est alors parce que des failles, ou au moins des lignes de fractures, s'alignent suivant cette direction; il n'est pas possible de dire si ces fractures sont contemporaines de la mise en place du granite ou postérieures. Le fait qu'au moins une d'entre elles (faille Champhorent-Fétoules), établie d'abord à la limite gneiss-granite, rentre ensuite dans le gneiss, peut toutefois inciter à penser qu'elles sont postérieures. Au demeurant, elles font partie, avec les cassures nord-sud, d'un seul et même système, étant donné qu'il existe de nombreuses cassures à direction intermédiaire.

Il en va de même pour la haute vallée de la Bonne, établie dans le prolongement d'une cassure qui prend l'Olan en écharpe.

Les directions nord-sud sont beaucoup plus nombreuses. C'est non seulement la direction des synclinaux alpins (Venosc, accident du Jandri) dans le nord du massif, mais encore celle des synclinaux houillers. Cette direction est également celle de la chaîne majeure Pavé-Grande Ruine-Écrins-Ailefroide, et on peut donc affirmer avec certitude que si elle est la vraie direction alpine dans la région, elle coïncide avec la direction hercynienne postwestphalienne (allobrogiénne) marquée par les synclinaux carbonifères du bord nord du massif.

Nous avons vu (p. 305) que cette distinction des deux phases hercyniennes par la considération des deux directions distinctes était plausible, mais que pourtant on ne les observait pas toutes les deux dans la même région.

Il est en tous cas — et ceci a déjà été signalé (18) — impossible de séparer par des conditions de direction les accidents hercyniens de la phase ultime des accidents alpins.

Ces accidents Nord-Sud sont, en général, soit des zones d'écrasement, soit des lignes de fractures, admettant parfois de petits synclinaux sédimentaires. Aucune de ces lignes de fractures ne peut être interprétée comme un décrochement. Beaucoup sont des failles à rejet vertical, certaines sont des failles inverses témoignant d'un chevauchement vers l'ouest (16). D'autres enfin sont de simples diaclases avec joints d'écrasement. Nous avons plus haut émis l'hypothèse que ce type d'accident assez particulier avait son origine dans des

cassures béantes formées à la surface du cristallin, par le double phénomène de la surrection du massif et du serrage à une certaine profondeur. Il est à noter que si les chevauchements vers l'ouest sont incontestables, certains des synclinaux, tel celui de Venosc, donnent en bien des endroits l'impression d'être de véritables « fossés ». C'est encore plus net peut-être pour le filon de Trias de Rif du Sap (dont la direction n'est d'ailleurs pas parfaitement N.-S., mais N. N. W.-S. S. E.). Ceci est tout à fait conforme à l'hypothèse précédente. Et, s'il peut paraître bizarre que deux types d'accidents aussi différents puissent avoir rigoureusement la même direction, il convient de signaler qu'il n'y a aucune raison de les supposer contemporains : la présence de synclinaux houillers et liasiques rigoureusement parallèles est là pour montrer que cette direction nord-sud a joué un rôle important à des époques variées.

Une telle interprétation permet d'expliquer mieux que tout l'anomalie de lames sédimentaires convergeant à partir d'azimuts variés vers un point unique, ce qu'on observe par exemple à Valsenestre. Elle permet d'expliquer aisément aussi la torsion brusque, entre le Désert en Valjouffrey et Villar-Loubière, du synclinal de Venosc : celle-ci, qu'il serait logique d'attribuer à une compression différentielle des diverses zones du Haut Massif, aurait pu être facilitée par une disposition préexistante : rien n'implique, en effet, que ces cassures béantes soient obligatoirement rectilignes : sur les bords du massif elles peuvent fort bien être arquées.

Il n'est guère possible, en raison de ces variations de direction qu'on retrouve dans les variations brusques des axes de vallées : vallée de la Lavey, haute vallée du Vénéon, de séparer nettement les directions structurales N. W.-S. E. des directions N.-S. Tant du point de vue tectonique que du point de vue topographique, tous ces alignements appartiennent à un même ensemble qui donne au massif sa physionomie principale.

Si la direction N. W.-S. E. est sans doute la direction hercynienne *ancienne* marquée par l'allongement des culots granitiques, les reprises alpines sont trop importantes pour qu'on puisse ranger dans le Primaire tous les accidents parallèles : aussi bien M. Allix admet-il (p. 127) que cette direction est la direction alpine, la direction N.-S. étant pour lui la direction hercynienne matérialisée par les synclinaux houillers.

L'opinion d'A. Allix est difficilement soutenable, puisqu'elle forcerait à donner au granite un âge alpin (il n'est guère possible de soutenir que les

alignements des culots granitiques aient pris naissance postérieurement à leur mise en place), mais elle montre néanmoins qu'il est impossible de se baser, pour différencier ce qui revient à l'hercynien et à l'alpin, sur des critères de direction.

Restent les dislocations W.-E. Il faut donner à A. Allix la priorité de leur découverte. Pour P. Termier, en effet, il y avait des « plis orthogonaux » (364). A. Allix ne les a pas vues, aucune d'entre elles n'est décrite dans son mémoire : il a déduit leur existence de la seule analyse de la morphologie. Pour lui, toutes les vallées E.-W. (ou tronçons de vallées) se sont installées à la faveur des accidents. On a eu l'occasion, au cours des pages qui précèdent, d'en décrire quelques-unes en détail : mais ce sont celles qui précisément ne se superposent pas aux principaux thalwegs. Elles sont alors sensibles au géologue parce que situées dans des zones dépouillées du manteau d'alluvions et d'éboulis qui encombrant le fond des vallées. Ce n'est pas que les failles hypothétiques d'A. Allix — ou au moins certaines d'entre elles — n'existent pas : nous nous sommes ralliés à cette interprétation qui est soutenue par les particularités morphologiques des vallées et de leurs versants : mais beaucoup d'entre elles, on l'a vu, ont déjà dû disparaître par suite de l'érosion, car elles n'affectaient que la pellicule superficielle du socle. D'autres sont cachées sous les alluvions.

L'analyse de ces accidents, particulièrement du faisceau de Lanchâtra-Casse Déserte, a montré qu'il s'agit de décrochements transversaux parfois accompagnés de rejets verticaux importants. Il n'est guère douteux que ce caractère cisailant soit général dans ce type d'accident : on s'explique ainsi très bien l'aspect déchiré et les terminaisons en esquilles des plis du massif de Morges.

Même sur les lignes topographiques, le déplacement tangentiel différentiel le long des lignes de failles apparaît : il en résulte sur la carte un aspect « en escalier » des chaînes et des vallons ; ainsi s'explique le décalage brusque vers l'est de la crête majeure entre Roche-Faurio et la Tête-de-Charrière, ou encore l'aspect du chaînon Pointe-Swann-Cime du Montagnon.

Conséquence très probable de la poussée des nappes briançonnaises, les cassures W.-E. ne présentent pas, de manière sensible, le caractère de fractures béantes qu'on trouvait dans les fractures perpendiculaires. Pourtant, peut-être en va-t-il ainsi dans le tréfonds des synclinaux sédimentaires de Morges : mais on est là sur le bord du massif, et sans doute les pressions qui ont résulté

de l'emboutissage du Haut Massif vers Chaillol ont-elles provoqué un bombement du socle ayant localement amené cette disposition habituellement réservée aux cassures méridiennes.

En définitive, la considération de la direction des accidents du socle permet d'établir des différences de nature entre les accidents, et non des différences d'âge : les plis cristallins sont liés à la direction N.W.-S. E. (la réciproque n'est pas vraie). La direction N.-S. est caractérisée par des failles chevauchantes et des diaclases béantes. La direction W.-E. est celle des décrochements transversaux et des accidents cisailants.

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

---

Arrivés au terme de cette étude du Haut Massif, on peut risquer un schéma d'ensemble de son histoire et de son rôle dans la tectonique alpine... Nous avons déjà dans les conclusions partielles des deux parties de cette étude formulé les grandes lignes de nos connaissances. Rappelons-en brièvement les éléments.

Les formations pétrographiques de base du massif sont peu nombreuses : au total, elles se réduisent sensiblement à deux : des gneiss et des granites. Encore les premiers nommés sont-ils peu épais en général. On peut dire que comme au Mont Blanc, et à la différence des Aiguilles Rouges et de Belledonne, la couverture de gneiss est faible et que l'érosion a sur de grands espaces atteint le niveau du granite. Le corollaire en est l'absence quasi-totale des micaschistes.

Le « granite du Pelvoux » semble être relativement récent : sans qu'on puisse en administrer la preuve formelle, il y a bien des chances pour qu'il soit hercynien. L'étude de la tectonique nous a indiqué qu'il était probablement antérieur aux mouvements qui ont plissé les synclinaux houillers du coin nord du massif. Cette hypothèse n'est pas basée que sur des critères de direction de plis. Bien que, pour maints auteurs, de tels critères aient pu être utilisés en de nombreuses régions, ils nous paraissent un peu insuffisants. Pourtant, on peut considérer comme un argument supplémentaire le fait que l'âge antéstéphanien du granite s'accorderait tout à fait avec l'âge dinantien de bien des granites français, et avec l'âge préstéphanien (exactement antérieur au Westphalien supérieur) du granite de l'Aar <sup>(1)</sup>. La généralité de l'âge ségalaunien des granites hercyniens semble bien être un fait général.

<sup>(1)</sup> Bien que le métamorphisme soit pour certains auteurs suisses considéré comme d'âge carbonifère supérieur (210, 250); peut-être y a-t-il eu des phases tardives dont l'existence expliquerait les divergences de vue.

Pourtant, on ne peut passer sous silence deux indices contraires : la protogine du Mont Blanc est considérée comme permienne, en raison du métamorphisme du Carbonifère au Mont-Fréty : le granite du grand massif serait donc allobrogiens. Il est vrai que cela n'a pas été admis par tous les auteurs et reste encore discuté. Le second indice, quoique négatif, est peut-être plus intéressant; je n'ai jamais trouvé, et à ma connaissance on n'a jamais signalé de galets de granite du Pelvoux dans le Stéphanien; d'autre part, le Stéphanien a souvent un aspect métamorphique, au point qu'il est alors difficile de le distinguer du cristallin du socle. M. M. Gignoux résume cette particularité en disant que les faciès «s'appellent». On peut expliquer il est vrai, cette absence de galets de granite en admettant que l'érosion n'avait pas encore à l'époque atteint le niveau du granite.

On n'a jamais vu le Houiller métamorphisé par le granite bien qu'en de nombreux points, ce terrain soit lardé de filons de quartz qu'on pourrait de loin confondre avec des filons d'aplite. Mais cependant, la question des schistes carburés de Saint-Colomban-des-Villars reste entière, on ne sait si ce sont des schistes antéhouillers peu métamorphiques ou des formations houillères, et les hésitations de l'auteur de la notice de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 1/80.000° (deuxième édition), à cet égard, sont bien symptomatiques. Il en va de même pour les cornéennes du Tabuc, suffisamment métamorphisées par le microgranite pour qu'il soit impossible de leur attribuer un âge.

Il n'est donc pas absolument certain que le «granite du Pelvoux» soit ségalaunien, bien que ce soit très probable. Notons que même si les cornéennes du Tabuc se révélaient comme stéphanien, cela ne signifierait pas pour autant que le granite du Pelvoux soit allobrogiens; en effet, il s'agit là de microgranite, et on a vu à propos des rhyolites que ce type de roche était dans le Combeynot postérieur en granite lui-même. Il serait intéressant de voir s'il n'en va pas de même au Mont-Fréty, où le contact n'a pas lieu avec la protogine franche. Il n'y aurait rien d'étonnant à ce que le granite fut ségalaunien, les rhyolites et microgranites marquant une phase plus tardive, plus ou moins contemporaine des mouvements allobrogiens.

Le cortège du granite du Pelvoux comporte des aplites, mais pas de pegmatites: le magma était pauvre en éléments borés et fluorés. Par contre, des kersantites abondantes datent une phase finale de l'activité, recoupant le

granite lui-même. Nous avons conclu de ces faits que le granite du Pelvoux n'avait guère reçu d'apports profonds, c'est un granite *refondu* et non *régénéré*. Sa différenciation est poussée très loin et la ségrégation atteint un degré très élevé: potassique dans l'ensemble, il présente un «front» de soude très net, et les filons aplitiques qu'il envoie dans les roches encaissantes sont essentiellement sodiques. Les éléments ferromagnésiens sont presque éliminés, et la teneur en fer total et en magnésie n'arrive qu'à des valeurs extrêmement réduites; parfois même le manganèse est l'élément barylitique le plus abondant, fait évidemment très exceptionnel et ce caractère s'accroît encore au front des coupes granitiques.

Rappelons pourtant qu'au voisinage des schistes amphiboliques les conditions sont assez différentes; là, le granite se charge en éléments calciques et ferromagnésiens et devient monzonitique; il devient impossible de parler de front hyperalcalin, puisqu'au contraire l'alcalinité tend à baisser. Mais cette interaction avec les schistes encaissants reste très locale et limitée.

Le responsable du métamorphisme général semble bien être le granite ancien qu'on voit affleurer aux Pics sans Nom. Sa composition chimique le différencie nettement du granite du Pelvoux et le place à la limite des granites akéritiques et monzonitiques. C'est un point de rapprochement avec le massif de l'Aar où il a comme équivalent le granite de Balschieder (357). Dans ce dernier massif on admet que les deux granites se sont succédé à un faible intervalle de temps. Il est certain qu'il serait bien extraordinaire que les massifs centraux soient restés émergés durant tout le Silurien, le Dévonien et le Carbonifère inférieur. On est alors conduit à penser que ce sont les schistes cristallins qui représentent ces terrains et ceci donne un âge hercynien au métamorphisme général. Il reste alors peu de «place» pour loger la venue du granite du Pelvoux si ce dernier est préstéphanien. De telles difficultés se retrouvent dans l'Aar; dans l'important mémoire de Swiderski (357), l'auteur, après avoir affirmé que les termes supérieurs de la série carbonifère passent aux schistes métamorphiques, ce qui implique un âge carbonifère supérieur du métamorphisme affirme que le granite est antérieur au Westphalien supérieur.

Qu'est-ce à dire, sinon que la question est sans doute sans réponse dans l'état actuel des faits dans les trois massifs de l'Aar, du Mont Blanc et des Écrins-Pelvoux. Mais il s'agit de massifs très découpés par l'érosion qui a

presque partout atteint le niveau du granite. Il conviendrait sans doute de s'adresser à des massifs moins entamés, moins dénudés de leur couverture métamorphique. C'est dans Belledonne, j'en suis persuadé, que le problème se clarifiera; dans cette chaîne, longue de presque cent kilomètres, la couverture de gneiss et de micaschistes est encore importante : les synclinaux houillers y sont nombreux, et pourtant les affleurements de granite existent. Les conditions sont donc infiniment plus favorables à la solution d'un tel problème.

Un des traits importants de la structure du Haut Massif est que la mise en place du granite du Pelvoux ne semble pas y avoir déterminé une induration définitive; même en négligeant les manifestations filoniennes tardives (ker-santites, etc.), il faut noter qu'à deux reprises, au Stéphanien et au Trias (et Lias inférieur), il a pu s'épancher des roches volcaniques, orthophyres au Houiller, mélaphyres au Trias. *Il ne s'agit pas d'injections simaïques* comme en témoigne le caractère leucocrate de ces roches (même pour les mélaphyres ainsi qu'on l'a vu).

Ce n'est qu'au Lias que le massif est définitivement constitué en un bloc rigide sans fissures et de cette époque semblent dater les dernières manifestations profondes (mise en place d'une partie de la minéralisation filonienne, dont Ch. Lory a montré qu'elle montait jusque dans le Lias). A partir de cette époque, c'est dans le tréfonds du géosynclinal piémontais que s'injectent les laccolithes profonds et nous savons que ces injections ont un caractère beaucoup plus simaïque que celles qui les ont précédées dans les massifs centraux. Faut-il en déduire que le métamorphisme s'est poursuivi jusqu'au cycle alpin? R. Perrin (317) et très récemment R. Perrin et M. Roubault ont insisté sur des phénomènes de métamorphisme qui de l'avis de ces auteurs affectent en bien des points le Trias lui-même. Cela ne me paraît pas suffisant pour résoudre un pareil problème par l'affirmative; notons qu'il entraînerait *ipso facto* la notion de mise en place du granite jusqu'au Trias. Cela bouscule trop les données classiques pour qu'on s'y rallie immédiatement; d'autant qu'au fond tous les intermédiaires existent entre la diagénèse sous l'influence d'eaux de circulation plus ou moins chaudes et le métamorphisme proprement dit, et qu'enfin le dynamométamorphisme, malgré la phrase de P. Termier «le dynamométamorphisme déforme mais ne transforme pas» a également son rôle dans la question.

Dans l'ensemble pourtant, on ne peut guère échapper à l'idée que le Haut Massif représente une zone indurée de l'écorce depuis extrêmement longtemps : les fissures qui ont permis aux mélaphyres triasiques d'arriver à la surface peuvent très bien n'avoir été que d'insignifiantes fractures. Tout concourt à affirmer cette ancienneté : la grande épaisseur du granite qui aux dires des géophysiciens atteint 65 kilomètres (341), l'absence totale de nouvelles éruptions malgré le bouleversement des plissements alpins, l'absence de «fumerolles» lors de la mise en place du granite du Pelvoux, l'absence enfin, ainsi qu'on vient de le noter, d'injections vraiment simaïques. Les serpentines du Tabor dans Belledonne sont beaucoup plus anciennes que le cycle hercynien lui-même.

Si l'histoire du Haut Massif est encore obscure, malgré la mise en évidence d'un certain nombre de fils directeurs, la structure résultant des phases orogéniques successives nous est apparue beaucoup plus claire.

La tectonique de la couverture est assez particulière, elle n'a pas la régularité de celle qu'on observe dans les hautes Alpes calcaires en avant des massifs centraux savoyards. Cela résulte sans doute des inégales épaisseurs de cette couverture suivant les points.

Sur la bordure nord, elle est seulement décollée à la surface du Haut Massif (avec sans doute une «sélection tectonique» due au gypse triasique comme le pense M. Gignoux). Elle ne s'engage que rarement dans des esquilles du socle.

Par contre, elle est coincée entre le Haut Massif et les Grandes Rousses dans le «fossé» de Venosc. Il s'agit au moins autant d'un fossé tectonique que d'un fond de synclinal, et ce fossé a dû jouer à certaines périodes le rôle de «joint» d'écrasement.

Au sud, la couverture, au lieu de se trouver pincée dans les fronces du socle perpendiculaires aux poussées se glisse dans des failles cisailantes; elle reste sur de grandes surfaces en apparence tranquillement collée au socle, mais cette nappe subhorizontale est déchirée par de grands décrochements est-ouest. Il y a bien peu de zones des Alpes où il soit possible de voir un tel phénomène, surtout à une telle échelle. La présence d'extravagants «filons» de roches sédimentaires (col du Loup) inclus en plein granite ou en plein gneiss en est la conséquence. Ces décrochements ne se font pas tous suivant des plans verticaux, il s'ensuit que suivant les points c'est tantôt

le Haut Massif qui constitue la masse chevauchante, tantôt l'inverse. Il est même probable que le même accident peut apparaître suivant le niveau de l'érosion, tantôt incliné dans un sens, tantôt dans l'autre.

La tectonique de la couverture apparaît donc avec des traits très particuliers qui ne se retrouvent guère dans les autres massifs centraux.

La tectonique du socle lui-même est également très particulière et à la lumière de son examen on peut supputer le rôle exact du Haut Massif dans les mouvements alpins.

Très cassé, brisé en multiples esquilles par des jeux successifs de poussées et de décompressions, le massif montre une véritable mosaïque de failles; encore faut-il admettre que beaucoup d'entre elles échappent à l'examen du géologue.

Bien qu'il y ait des directions privilégiées, on ne peut semble-t-il comme N. Oulianoff l'a fait pour le massif du Mont Blanc séparer ce qui revient aux diverses périodes de surrection.

Pourtant la direction N.W.-S. E. semble liée à la mise en place du granite du Pelvoux, il serait donc concevable de voir dans cette direction celle des plis anciens. Mais, ainsi que je l'ai montré naguère (18), des accidents incontestablement alpins s'alignent souvent sur des accidents plus anciens : ainsi le synclinal alpin de la Lauze s'aligne exactement sur l'accident du Plaret, qui affectant le granite et le gneiss est sûrement plus ancien. Il y a donc *superposition* et non *accolement* des tectoniques successives : ainsi peut se résumer en un mot la tectonique générale du tréfonds.

Les accidents du socle sont, bien entendu, des accidents cassants. Mais les accidents de la couverture ne sont pas pour autant des accidents souples, et le petit graben que représente, on vient encore de le rappeler, l'accident Venosc-Villar-Loubière est très caractéristique à cet égard. Nulle part à l'ouest on ne voit le Haut Massif se présenter comme une masse chevauchante vers l'ouest, et pourtant, à l'intérieur du massif les traces de chevauchement vers l'ouest ne manquent pas (18).

On ne peut donc comparer la bordure occidentale du Haut Massif à la zone de Chamonix qui borde le Mont Blanc à l'ouest. Dans ce dernier cas le chevauchement du Mont Blanc sur sa zone bordière, et donc sur les Aiguilles Rouges ne peut faire aucun doute.

Mais s'il n'y a pas d'homologie tectonique entre le Mont Blanc et Écrins-Pelvoux (au moins sur ce plan), par contre le petit massif du Combeynot peut

montrer avec le premier nommé une analogie remarquable; il chevauche nettement le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène et par suite le massif du Pelvoux-Écrins. Les rapports du Combeynot et du Haut Massif sont donc exactement ceux des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc. Mais il est bien entendu que le Combeynot représente une zone bien plus interne, puisqu'il se trouve à la base d'un avant-pli pennin. ?

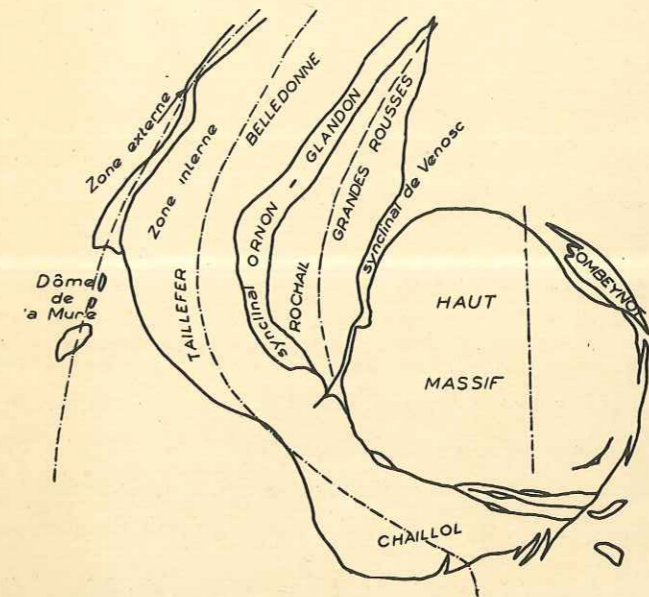


Fig. 49. — Les diverses unités structurales dans les massifs centraux dauphinois. — La torsion des axes au droit du Haut Massif est très visible : elle résulte vraisemblablement du rôle de noyau rigide surélevé de ce dernier. La zone externe de Belledonne, trop lointaine, n'est pas affectée par cette torsion. Les Grandes Rousses apparaissent comme une gigantesque olive pincée et cisailée au Sud. Le synclinal de Venosc apparaît manifestement comme un « joint d'écrasement ».

Cela souligne le rôle particulier et en somme assez singulier, non comparable à celui des massifs centraux septentrionaux, des massifs centraux dauphinois. Si on veut sérier les particularités, nous serons amenés à souligner un certain nombre de points :

1° Les nappes penniques sont séparées des massifs centraux de Belledonne et des Grandes Rousses par un large paquet de couverture; il est douteux

que les nappes briançonnaises aient jamais atteint l'emplacement actuel des Grandes Rousses. Elles arrivent au contraire au contact du Haut Massif, mais ne le débordent pas : beaucoup plus que l'Aar-Gotthard, ou le groupe Mont Blanc-Aiguilles Rouges, il a joué le rôle de butoir, il ne s'est pas couché sous le choc;

2° La largeur du socle à nu à l'heure actuelle est plus grande en Dauphiné qu'en Savoie ou en Suisse. Il s'ensuit que les poussées n'ont dû arriver qu'atténuées au bord externe des massifs. Le Haut Massif a dû jouer dans une large mesure le rôle d'amortisseur;

3° On observe au moins un fossé d'effondrement (Venosc) dans la voûte formée par l'ensemble des massifs centraux dauphinois. Rien de tel dans les massifs septentrionaux;

4° L'emboutissement des massifs les uns dans les autres est très particulier et important : le Haut Massif constitue un « noyau » sur lequel se sont moulés, non seulement les plis pennins, mais les massifs centraux externes eux-mêmes, comme le montre la torsion de l'extrémité sud de Belledonne. Le Haut Massif n'est pas un cœur ou une base de nappe comme le sont peu ou prou par rapport aux Helvétides, le Mont Blanc ou l'Aar, mais un noyau résistant; le premier rôle est dévolu dans le Haut Dauphiné au seul massif du Combeynot;

5° Les caractères précédents résultent sans doute du fait qu'*isostatiquement*, le Haut Massif dauphinois était au Tertiaire très « déchargé » en raison de sa couverture relativement réduite; le point d'application des poussées a par suite été plus profond par rapport au niveau de la surface du socle, que dans les autres massifs;

6° Enfin, l'importance des phases de décompression et de compression différentielle amenant un jeu en coulisse suivant des directions ouest-est des divers blocs fracturés du Haut Massif est plus importante que dans la zone externe des massifs centraux, plus nette aussi que dans les massifs septentrionaux.

Ainsi, le Haut Massif est-il un massif central suivant le concept habituel; mais il est aussi autre chose; manifestement, c'est bien plus nettement que tous les autres massifs centraux un rôle rigide aux formes privilégiées que les nappes n'ont pu entraîner avec elles ou déborder; il a amorti, plus qu'il n'a

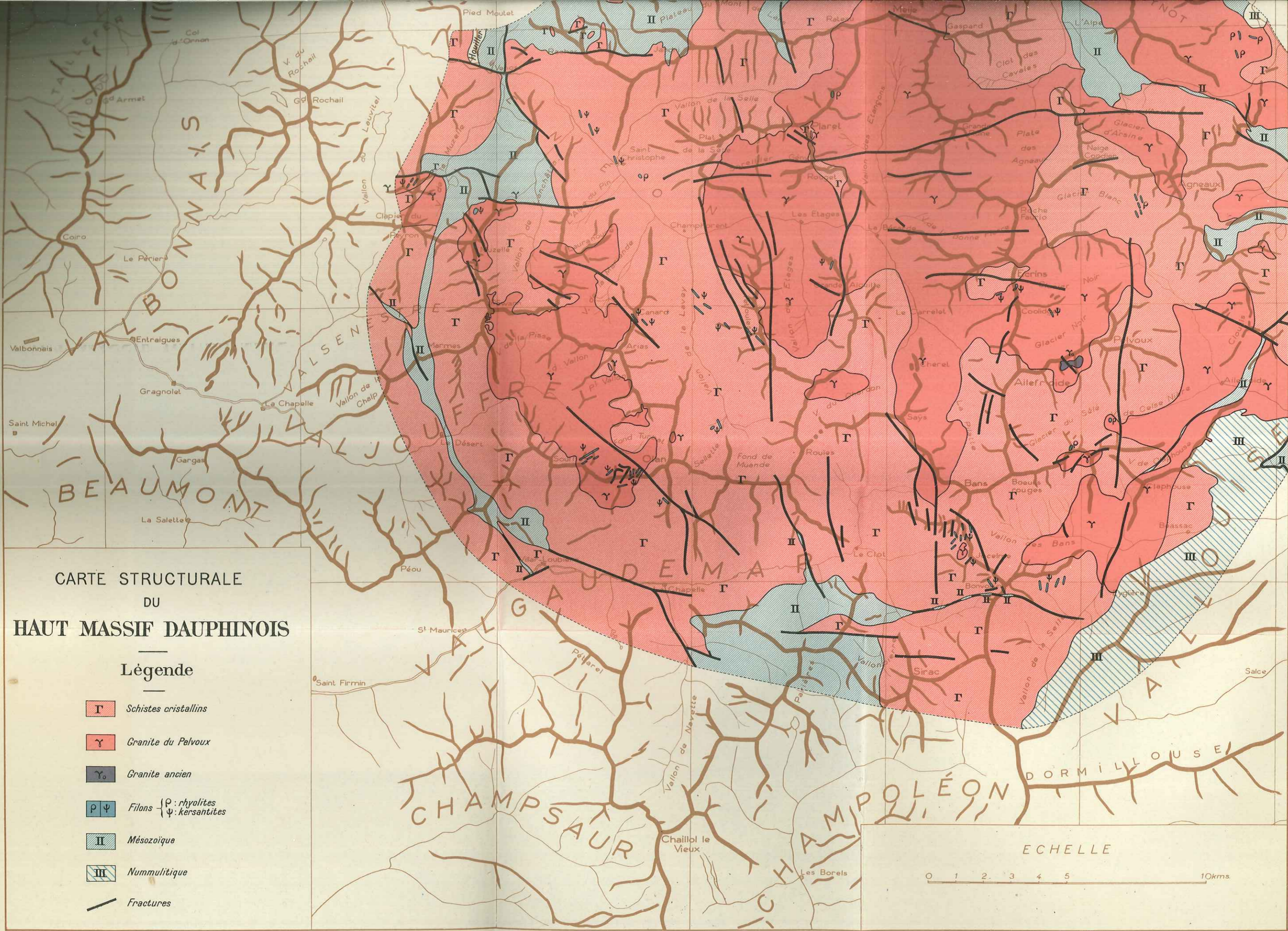
transmis, les poussées penniques. Il a encaissé le choc et a plus ou moins bousculé l'ordonnance des plis de fond qui s'alignaient en avant de lui (rameaux externes et internes de Belledonne, Grandes Rousses). Beaucoup plus que n'importe quel autre massif alpin, il symbolise la tectonique du tréfonds, tectonique d'immobilité et de résistance plus que de mouvement et d'entraînement. Les mouvements verticaux y sont plus importants que partout ailleurs; ils ne sont pourtant pas exclusifs et dans le paroxysme du déferlement des nappes penniques, le Haut Massif a dû, malgré sa taille et son inertie, composer avec la tendance que lui imposait le style tectonique des grands chevauchements alpins. Le Combeynot, plus petit, a dû « suivre » le mouvement des nappes.

Sans doute ce style personnel du Haut Massif est-il une lointaine réminiscence du rôle que cette unité structurale a joué dès l'Hercynien. Car, que ce soit dans le détail des faits ou dans l'ensemble, on a pu voir au cours de cette étude que bien des caractères étaient fixés longtemps avant le paroxysme alpin.







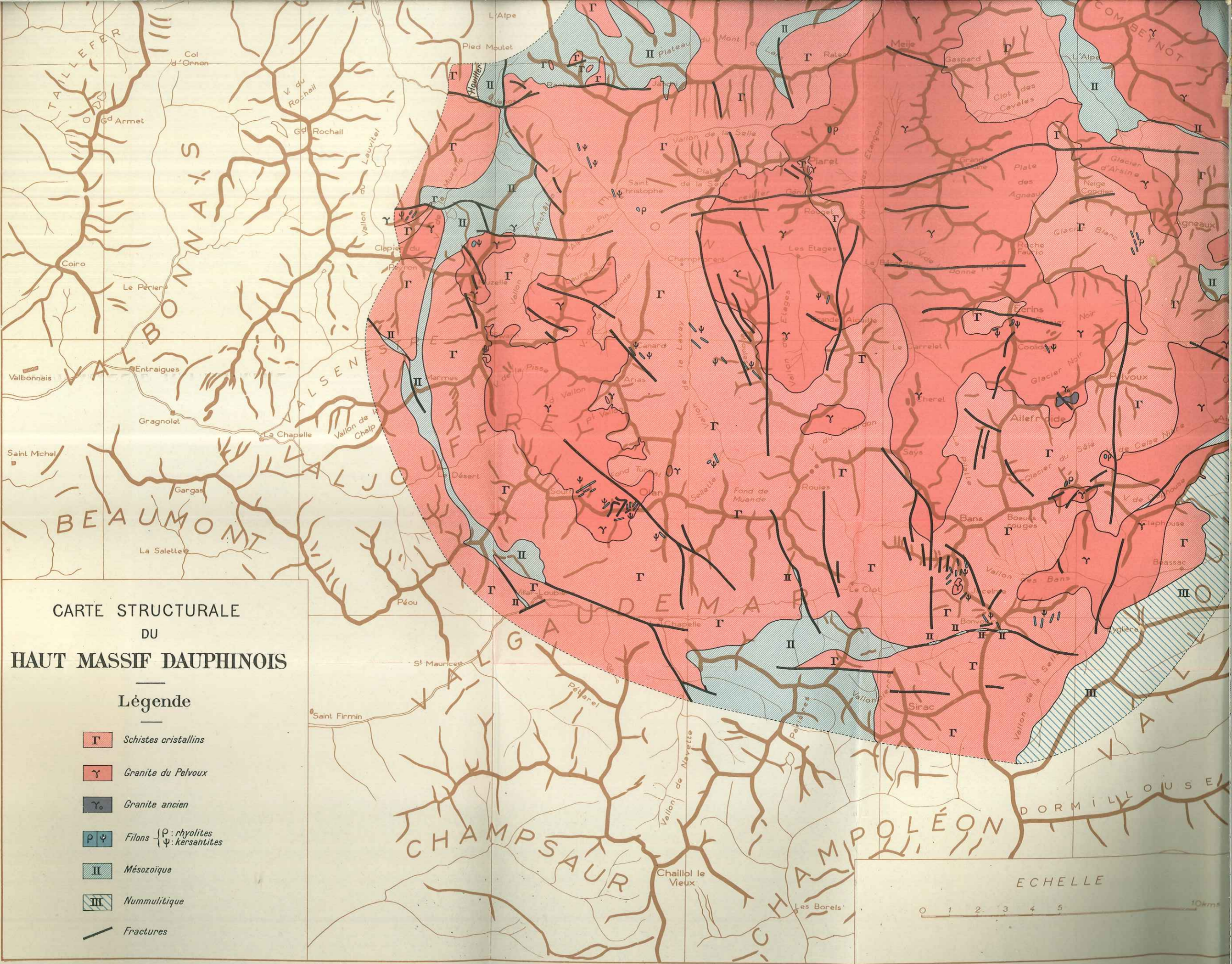


CARTE STRUCTURALE  
DU  
HAUT MASSIF DAUPHINOIS

Légende

- I Schistes cristallins
- γ Granite du Pelvoux
- γ₀ Granite ancien
- ρ ψ Filons (ρ: rhyolites, ψ: kersantites)
- II Mésozoïque
- III Nummulitique
- Fractures

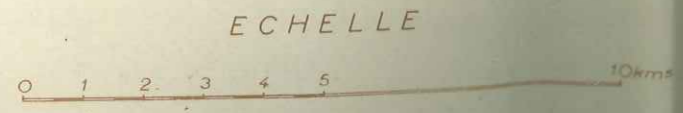




CARTE STRUCTURALE  
DU  
HAUT MASSIF DAUPHINOIS

Légende

- Γ Schistes cristallins
- γ Granite du Pelvoux
- γ₀ Granite ancien
- ρ ψ Filons { ρ: rhyolites  
ψ: kersantites
- II Mésozoïque
- III Nummulitique
- Fractures



## TABLE DES FIGURES.

|   | Pages. |
|---|--------|
| 1. Carte des massifs centraux alpins français.....                                | 42     |
| 2. Isohypses 3200 du Haut Massif.....   | 51     |
| 3. Les glaciers du Massif.....  | 53     |
| 4. Carte topographique du Haut Massif et des abords.....                          | 54-55  |
| 5. Carte des affleurements de granite.....  | 92     |
| 6. Triangle K-N-C (gneiss et granites).....                                       | 100    |
| 7. Paramètres d'Osann Al-S-F.....   | 102    |
| 8. Paramètres d'Osann Al-Alk-C.....   | 103    |
| 9. Triangle K-N-C : divers types de granites.....                                 | 121    |
| 10. Diagramme $SiO_2-Al_2O_3$ .....   | 123    |
| 11. Diagramme $MgO-FeO-MnO$ .....   | 124    |
| 12. Triangle des minerais ( $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ ).....                            | 125    |
| 13. Triangle K-N-C : analyses de P. TERMIER.....                                  | 129    |
| 14. Diagramme K/Na.....   | 156    |
| 15. Diagramme triangulaire K-N-C : rhyolites.....                                 | 161    |
| 16. Diagramme triangulaire K-N-C : orthophyres.....                               | 170    |
| 17. Diagramme triangulaire <i>p</i> et <i>q</i> (granites).....                   | 171    |
| 18. Diagramme triangulaire <i>p</i> et <i>q</i> (orthophyres et kersantites)..... | 183    |
| 19. Carte des mélaphyres.....   | 191    |
| 20. Diagramme triangulaire <i>p</i> et <i>q</i> (mélaphyres).....                 | 212    |
| 21. Diagramme triangulaire C-N-K (mélaphyres).....                                | 213    |
| 22. Paramètres de Niggli.....   | 218    |
| 23. Paramètres de Niggli : courbes extrapolées.....                               | 219    |
| 24. Superposition des courbes extrapolées.....                                    | 220    |
| 25. Courbes extrapolées des mélaphyres.....                                       | 221    |
| 26. Mélaphyres et kersantites : comparaison des courbes.....                      | 223    |
| 27. Diagramme de Niggli K/Mg.....   | 224    |
| 28. Bloc diagramme du bas Vénéon.....   | 246    |
| 29. Carte des environs de Venosc.....   | 248    |
| 30. Bloc diagramme schématique de l'accident de Venosc.....                       | 251    |
| 31. Carte de la région du lac de la Muzelle.....                                  | 253    |
| 32. Coupes du synclinal de Venosc entre Venosc et la Muzelle.....                 | 254    |
| 33. Interprétations de la structure du col de la Muzelle.....                     | 256    |
| 34. Stéréogramme du lac de la Muzelle.....  | 256    |
| 35. Dessin d'une vue aérienne du col de la Muzelle.....                           | 259    |
| 36. Synclinal de Venosc : de Valsenestre à la Vaurze.....                         | 261    |

|  | Pages. |
|--|--------|
| 37. La liaison Villar-Loubière-Morges : interprétations.....             | 265    |
| 38. Coupe du synclinorium de Morges.....                                 | 267    |
| 39. Tectonogramme du nord du Haut Massif.....                            | 268    |
| 40. Tectonogramme du sud du Haut Massif.....                             | 269    |
| 41. Synclinal de l'alpe du Villar d'Arène.....                           | 275    |
| 42. Schéma des diverses unités alpines.....                              | 285    |
| 43. Carte du Haut Massif montrant les rapports avec le Briançonnais..... | 289    |
| 44. Coupes du lambeau gneissique du Plaret.....                          | 302    |
| 45. Carte du lambeau du Plaret.....                                      | 303    |
| 46. Courbes de niveau du Haut Massif.....                                | 323    |
| 47. Jeu en coulisse du Haut Massif et de Chaillol.....                   | 327    |
| 48. Coupe générale au niveau de la Meije.....                            | 329    |
| 49. Rapports des diverses unités structurales.....                       | 343    |

PLANCHE HORS TEXTE.

Carte structurale du Haut Massif Dauphinois.

TABLE DES MATIÈRES.

|                    | Pages. |
|--------------------|--------|
| AVANT-PROPOS.....  | 5      |
| INTRODUCTION.....  | 11     |
| BIBLIOGRAPHIE..... | 17     |

PREMIÈRE PARTIE.

|  |    |
|--|----|
| 1. Le cadre géographique et les grandes lignes structurales..... | 43 |
| 2. Historique de la découverte géologique.....                   | 62 |
| 3. Aperçu sur la couverture sédimentaire.....                    | 67 |

DEUXIÈME PARTIE. — DESCRIPTION DES FORMATIONS CRISTALLINES.

|   |     |
|---|-----|
| 1. Les schistes cristallins.....            | 71  |
| 2. Les granites et les roches connexes..... | 92  |
| 3. Les roches intrusives :                  | 155 |
| Rhyolites et microgranites.....             | 157 |
| Orthophyres.....                            | 168 |
| Kersantites.....                            | 174 |
| Les roches d'épanchement triasiques.....    | 189 |
| 4. Les magmas; paramètres de Niggli.....    | 217 |
| 5. Conclusions de la deuxième partie.....   | 226 |

TROISIÈME PARTIE. — STRUCTURE ET TECTONIQUE DU HAUT MASSIF.

|   |     |
|---|-----|
| 1. Généralités : surfaces posthumes, couverture et socle..... | 235 |
| 2. Tectonique détaillée :                                     |     |
| La couverture.....  | 242 |
| Le socle.....   | 293 |
| 3. Conclusions de la troisième partie.....                    | 321 |
| CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....                                    | 337 |

**NOTA.**

L'Atlas de planches photographiques ne sera publié qu'ultérieurement.  
 Pour l'intelligence du texte, il conviendra de se reporter, le cas échéant, à la feuille géologique au 1/50.000° « Saint-Christophe-en Oisans » que publiera le Service de la Carte géologique de la France.

**ERRATA.**

| PAGES. | LIGNE.                              | AU LIEU DE.                                  | LIRE.                                    |
|--------|-------------------------------------|--|--|
| 45     | 12                                  | affleusements.....                           | affleurements.                           |
| 92     | Figure 5.                           |  | Le massif du Combeynot n'est pas figuré. |
| 121    | 1 de la légende de la figure 9.     | les granites.....                            | le granite du Pelvoux.                   |
| 133    | 18                                  | , de ces microgranites.....                  | de ces microgranites.                    |
| 134    | Avant-dernière.                     | , du massif.....                             | du massif.                               |
| 135    | 25                                  | mais encore que les cornes.....              | mais encore les cornes.                  |
| 137    | 32                                  | en certains points du.....                   | en certains points, du.                  |
| 144    | 31                                  | ils se comportent.....                       | ceux-ci se comportent.                   |
| 166    | 7                                   | les points.....                              | , les points.                            |
| 166    | 26                                  | analysées jusqu'ici se.....                  | analysées ici : ils se.                  |
| 174    | 2                                   | une succession d'âge.....                    | une succession d'âges.                   |
| 187    | 10                                  | en gramme %.....                             | en grammes %.                            |
| 197    | 9                                   | de l'ordre du 1,4.....                       | de l'ordre de 1,4.                       |
| 227    | 12                                  | orthoalbitiques.....                         | orthos albitiques.                       |
| 229    | 8                                   | albite.....                                  | albite.                                  |
| 229    | 18                                  | postérieurs.....                             | postérieures.                            |
| 231    | 5                                   | contradirens.....                            | contredirens.                            |
| 234    | 24                                  | représentant.....                            | représentent.                            |
| 276    | 9                                   | du Trias.....                                | de Trias.                                |
| 279    | 8                                   | au contraire, aisés.....                     | au contraire aisés.                      |
| 282    | 6                                   | plongeantes.....                             | plongeante.                              |
| 288    | 24                                  | Gosan.....                                   | Gosau.                                   |
| 289    | Dernière ligne.                     | Moergs.....                                  | Morges.                                  |
| 292    | 2                                   | affleurement.....                            | affleurement.                            |
| 292    | 7                                   | mince.....                                   | mince.                                   |
| 297    | 13                                  | la confusion possible.....                   | la confusion, possible.                  |
| 297    | 19                                  | la place de faille.....                      | le plan de faille.                       |
| 301    | 24                                  | il se termine au S.....                      | il se termine au N.                      |
| 302    | 7                                   | dont on est pas sûr.....                     | dont on n'est pas sûr.                   |
| 312    | Note infrapaginale, dernière ligne. | facture.....                                 | fracture.                                |
| 311    | 25                                  | voulus.....                                  | voulus.                                  |
| 328    | 16                                  | ayant joué perpendiculairement aux sens..... | avant joué suivant le sens.              |