Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 14 (1916)
Heft: 1

Artikel: Sur l'arc des Alpes Occidentales
Autor: Argand, Emile
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-157596

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 14.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Sur l'arc des Alpes Occidentales[1].

Par Emile Argand.

Avec 2 planches.

En se rapprochant, d'un mouvement d'ensemble dirigé, ou peu s'en faut, suivant le méridien, les môles anciens de l'Eurasie et de l'Indo-Afrique ont provoqué, dans le domaine géosynclinal et interposé de la Téthys, la formation d'un flux à peu près plastique, qui a fini par déferler en un double train de chaînes, de nappes et de plis, contre les mâchoires de l'étau, appelées de ce fait à la fonction d'avant-pays. On sait que ces chaînes tertiaires se sont conformées, le plus souvent, aux obstacles qu'elles ont rencontrés. Leur direction est déterminée par celle du bord résistant des infrastructures : il y a moulage exact et parallélisme quand la plasticité est grande, quelle que soit d'ailleurs l'incidence du flux par rapport à l'obstacle; il peut y avoir adaptation incomplète, divergence angulaire, quand l'effort a été trop petit ou trop bref pour développer une plasticité élevée.

Au cas particulier où l'incidence est normale, le déferlement générateur des grands plis couchés se manifeste avec le maximum d'énergie et le minimum de complication. Les masses en mouvement foncent droit sur l'obstacle et donnent des plis couchés réguliers, calibrés, comparables, en quelque manière, à des cylindres géométriques. C'est le déferlement simple.

Dans le cas général, l'incidence est oblique. Les nappes se produisent encore, mais une partie de l'énergie est employée à des déformations variées, aux dépens de l'effet principal. La complexité des formes structurales croît avec la fréquence des changements de l'incidence, qui varie aux divers points de l'obstacle; c'est ce qui arrive quand le bord résistant présente des inflexions, des niches, des promontoires. Cet ensemble de phénomènes constitue le déferlement contrarié.

[1] Communication faite à la 33e réunion annuelle de la Société géologique suisse, à Genève, le 14 septembre 1915.

Le déferlement simple apparaît donc comme un cas-limite du déferlement contrarié; il n'est jamais réalisé dans sa perfection théorique, et il n'y a, dans la nature, que des déferlements inégalement contrariés; toutefois, quand le bord résistant, exempt de singularités trop marquées, se maintient à peu près rectiligne; quand l'incidence, par surcroît, n'est pas trop balancée autour de la normale, les formes structurales tendent, par approximation, à la régularité idéale du déferlement simple : c'est ce qui a lieu, par exemple, dans la majeure partie des Alpes suisses[1]. Il n'en est pas de même dans la grande boucle des Alpes occidentales, où le déferlement contrarié est poussé à sa plus haute expression. Ici, en effet, le bord résistant dessine un vaste hémicycle ouvert à l'est et compliqué de fortes sinuosités; c'est le talus demi-circulaire, souvent caché en profondeur, par lequel s'abaisse, du côté de l'ancien géosynclinal, le socle hercynien commun aux massifs du Gothard, de l'Aar, des Aiguilles Rouges, du Mont-Blanc, de Belledonne, des Grandes Rousses, du Pelvoux, du Mercantour. La grande courbure du plan des nappes, entre le Simplon et la Méditerranée, résulte de l'adaptation du flux à cet obstacle. Les plis couchés les plus importants persistent d'un bout à l'autre du dispositif curviligne, mais il n'est plus question, ici, de calibre régulier; trop de déformations nouvelles viennent s'inscrire en marge du phénomène principal.

Au moment d'aborder, par le déferlement contrarié, l'explication de la grande courbe des Alpes occidentales, rappelons que le plan des chaînes tertiaires présente d'autres objets du même genre. L'incurvation des Antilles, celles de Gibraltar, des Alpes occidentales, des Karpates orientales, de la mer de Banda, ont la même conformation d'ensemble, et les règles trouvées pour l'une d'elles ont toutes chances de s'étendre aux autres par voie de généralisation.

La boucle des Alpes occidentales, mieux connue que ses congénères[2], semble appelée à fournir la clef de ces problè-

[1] Exception faite de la Suisse orientale, où apparaissent les fortes perturbations signalées par P. Arbenz, Die Faltenbogen der Zentral und Ostschweiz. *Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. in Zürich.* Jahrg. LVIII (1913), p. 15-34, zwei Tafeln. — Il convient d'excepter également les Alpes Pennines, qui marquent le début de la grande incurvation des Alpes occidentales.

[2] Cartes d'ensemble pour suivre cette description : Carte géologique de la France à l'échelle du millionième. Paris, 1905. — R. Ufficio Geologico. Carta geologica delle Alpi occidentali. 1 : 400 000. Roma, 1908. — Emile Argand, Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires

mes complexes. Remarquons, tout d'abord, l'accommodation parfaite des nappes à l'obstacle ; il n'y a pas d'excès à dire que les plis couchés penniques moulent exactement l'infrastructure. On en peut conclure que la plasticité du flux, à l'intérieur de l'hémicycle, était très grande ; cette induction est confirmée, d'ailleurs, par la distribution des poussées régionales et des lignes d'écoulement du flux ; du Simplon à la Méditerranée, ces poussées s'ordonnent de manière à rester normales, ou peu s'en faut, au bord curviligne de l'infrastructure ; elles figurent, en direction, les rayons divergents de la grande courbure. Le déversement centrifuge des nappes, à la périphérie du plan, est inexplicable sans écoulement plastique ; aucune hypothèse basée sur la rigidité seule ne rendrait compte de cet étoilement divergent des poussées régionales.

Il s'en faut, cependant, que la plasticité ait été parfaite à l'intérieur de l'hémicycle. La transmission de forces dirigées était possible, en quelque mesure, grâce à un reste de rigidité, facile à concilier avec la grande plasticité, comme nous le verrons bientôt.

Les guirlandes convexes. — Pour s'assurer de cette transmission, d'ailleurs très imparfaite, très subordonnée, dans ses effets, à l'écoulement plastique, il suffit de comparer entre elles les *guirlandes* inégalement convexes que décrit, à chaque intervalle ménagé entre deux massifs hercyniens, le faisceau appliqué[1] des nappes. Cette convexité est très marquée dans le couloir compris entre les massifs de l'Aar et du Mont-Blanc, ou intervalle des Alpes Pennines ; elle y est maximum. Elle est moins prononcée, et de valeur moyenne, dans le chenal du Mont-Blanc au Pelvoux, ou intervalle des Alpes Graies. Elle est très faible, et passe par un minimum, dans l'espace du Pelvoux au Mercantour, ou intervalle des Alpes Cottiennes ; le front presque rectiligne du Briançonnais est caractéristique à cet égard. La convexité redevient assez marquée dans le secteur des Alpes maritimes, du Mercantour à la Méditerranée. On voit, par cette rapide analyse, que l'écoulement général, à direction méridienne un peu NW,

environnants. Essai de carte structurale au 1 : 500 000e, avec trois planches de coupes au 1 : 400 000e et au 1 : 800 000e. *Matér. Carte géol. suisse*, nouv. sér., livr. XXVII, carte spéciale N° 64, 1911. — Voir en outre les deux planches annexées au présent mémoire.

[1] Il s'agit ici de la marge externe de cette partie des nappes qui est restée à l'intérieur de l'hémicycle. C'est donc, essentiellement, le long faisceau par lequel affleurent, du Simplon à la mer, la nappe du Grand-Saint-Bernard et ses enveloppes.

s'affaiblit à mesure de la déviation qu'il prend pour se continuer dans l'écoulement régional, à filets divergents et un peu curvilignes. Dans le secteur des Alpes Pennines, l'écoulement régional se fait principalement au NW ; la déviation est nulle ou faible. Dans le secteur des Alpes Graies, il se fait surtout à l'WNW et la déviation varie autour de 45°. Dans le secteur des Alpes Cottiennes, l'écoulement régional tend à l'WSW ou au SW ; la déviation est balancée autour de 90°. L'intensité de l'effort régional, exprimée par la convexité des guirlandes, diminue donc bien, au long de la marge appliquée, à mesure que la déviation approche l'angle droit. L'intensité maxima (Alpes Pennines) répond à la moindre déviation du flux ; l'intensité minima (Alpes Cottiennes), aux filets qui courent à 90° de l'écoulement général.

Image synthétique du déferlement contrarié. — Dans le déferlement d'un train de vagues obliques au rivage (fig. 14), les extrémités frottantes de ces ondes, d'autant plus retardées qu'elles approchent davantage l'obstacle, traînent en arrière des parties libres, développées au large ; elles subissent un retroussement de plus en plus marqué et prennent, en plan, un tracé convexe qui tend à raccorder la direction générale des vagues libres à celle du rivage. Les dernières extrémités tendent à se ranger parallèlement au bord et ces deux directions comprennent un angle aigu qui s'ouvre dans le sens exigé par le mouvement d'ensemble ; la valeur de ce reste d'obliquité dépend de la matière, de l'angle d'incidence, des variations de l'effort, de la conformation du bord et de celle du fond ; toutes choses égales d'ailleurs, l'angle aigu précité diminue à mesure de l'augmentation des frottements externes ; il sera donc d'autant plus petit que le fond se relève plus doucement vers le rivage.

Le déferlement oblique détermine une translation ou dérive du liquide le long du rivage ; ce phénomène est bien connu des hydrographes sous le nom de courant littoral. La distribution des vagues déviées est celle d'une virgation tectonique ; la réciproque est pareillement vraie. A mesure qu'on s'éloigne du rivage, les ondes, d'abord serrées, s'allongent vers la haute mer ; elles s'écartent du bord et divergent comme les épis incurvés d'une gerbe.

Donnons-nous maintenant, pour particulariser ces données premières, un rivage conformé comme le talus résistant de l'hémicycle hercynien des Alpes occidentales ; dans cette enceinte, faisons déferler un train d'ondes propagées concentriquement ; nous obtenons, ou peu s'en faut, le résultat sché-

matisé par la figure 15. Cette image synthétique du déferlement contrarié nous permet de concevoir, en approximation et par analogie, l'origine et l'histoire de deux phénomènes aussi remarquables qu'étroitement connexes[1] : je veux dire la *dérive des nappes le long du bord de l'hémicycle hercynien* et la *virgation intérieure des Alpes occidentales*.

La dérive. — Ce phénomène, dont la réalité a été pleinement établie dans un mémoire antérieur[2], est une conséquence nécessaire de l'incidence oblique du flux : nous pouvons donc, en quelque manière, prévoir ses traits généraux. Il est au déferlement des nappes ce que le courant littoral est au déferlement des vagues. Il consiste dans l'écoulement d'une partie du flux au long du bord oblique de l'infrastructure. Toutes choses égales d'ailleurs, il est plus marqué près de ce bord[3] qu'à une certaine distance : son intensité décroît vers le large et ses effets s'amoindrissent, dans le même sens, jusqu'à devenir imperceptibles. La dérive affecte donc surtout la marge appliquée des nappes, par quoi ces dernières affrontent le talus du socle résistant. Des deux sens opposés que comporte la direction du bord, la dérive choisit celui qui s'écarte le moins du sens d'écoulement général du flux. Elle est accompagnée d'une traction, d'une extension longitudinale; elle se manifeste par l'étirement des zones affectées; l'amincissement peut s'exagérer, d'ailleurs, jusqu'au tronçonnement lenticulaire. Plus l'angle d'incidence est aigu, plus ces effets sont marqués; quand il y a parallélisme, ils atteignent au maximum; quand l'incidence est normale, la dérive manque absolument.

A ces traits généraux, communs à tous les objets tectoniques en dérive, s'ajoutent des traits particuliers, qui changent avec la conformation du bord. Ce dernier présente-t-il une courbe régulière? Les forces de dérive vont en s'ajoutant aussi loin que le flot déferlant longe l'obstacle. Le bord est-il conformé en une courbe compliquée de sinuosités répétées? Ces dernières déterminent une perturbation périodique de l'incidence, qui repasse par les mêmes valeurs ou par des valeurs peu différentes, en divers points de la courbe. La variation progressive de la dérive est alors limitée à chaque secteur élémentaire; à prendre la courbe tout entière, la variation

[1] Se reporter à la figure 16.

[2] Emile Argand, Sur la segmentation tectonique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, t. XLVIII, 1912, p. 345-356.

[3] Il semble qu'au bord même le phénomène doive s'amortir, à cause de l'importance du frottement externe.

est périodique. Les segments à forte dérive alternent ainsi, au long d'un même faisceau tectonique, avec les segments à dérive faible ou nulle; l'étirement des premiers, aux formes grêles, amincies et tendues, contraste avec la nourriture normale des seconds, aux formes larges, ramassées et trapues. Ce critère très apparent facilite beaucoup la diagnose, d'autant plus que deux segments contigus qui diffèrent par le régime de leur dérive diffèrent également par leur direction.

Dans les Alpes occidentales, le faisceau appliqué des nappes vérifie toutes les déductions générales et particulières qui précèdent. Ce faisceau appliqué est essentiellement formé par la marge emboutie de la nappe du Grand-Saint-Bernard, qui comprend la zone houillère avec ses dépendances et ses enveloppes; l'alternance des segments grêles et des segments trapus, en rapport avec les changements de direction du faisceau et les singularités du bord, y est manifeste, et le moment est venu de passer aux vérifications positives.

Le bord interne du massif du Mont-Blanc présente, dans la région du Mont-Dolent et du Col Ferret, un promontoire bien marqué; il tourne, du côté des nappes en marche, un bord sud-oriental, dirigé au NE, du Col de la Seigne au Col Ferret, et un bord oriental, qui s'allonge au NNE, du Col Ferret au Rhône valaisan. Le flux des nappes, au large de l'obstacle, marche au NW; au bord sud-oriental, l'incidence est normale; au bord oriental, elle est d'environ 60°; plus loin, dans l'intervalle entre le massif du Mont-Blanc et le massif de l'Aar, elle est modérément balancée autour de la normale. Une dérive vers le NNE doit donc se faire sentir le long du bord oriental du massif du Mont-Blanc; il suffit, pour s'en assurer, de constater que les zones appliquées s'amincissent un peu dans le Valais occidental, juste en arrière du bord en question; dans les deux segments contigus, par contre, les mêmes objets sont larges et ramassés. Les effets de cette dérive s'étendent à un front de plus de 30 km.; en largeur, ils sont encore sensibles à 8 km. de l'obstacle, au bord interne de la zone houillère.

Mais le segment des Alpes Cottiennes, de la Stura de Coni aux abords du Galibier par le Briançonnais, est plus remarquable encore : la dérive y atteint sa plus grande intensité, car il y a parallélisme approché entre la direction du butoir, NW à NNW, et la direction d'ensemble du flux au large de cet obstacle. Dans aucun segment de la chaîne, en effet, les formes de la zone houillère, et de ses digitations, et de ses enveloppes, ne sont aussi minces, aussi tendues. Le contraire

a lieu dans les segments contigus, où les mêmes faisceaux deviennent larges et trapus, ainsi qu'il paraît, d'une part, en Maurienne et en Tarentaise, de l'autre, dans les Alpes maritimes. C'est un effet de l'incidence, moins oblique dans le premier cas et à peu près normale dans le second. La dérive s'étend, au long des Alpes Cottiennes, à un front de 140 km.; elle est encore très sensible au bord interne de l'éventail, à 20 km. du butoir du Pelvoux, et doit même se manifester à 45 km. de l'obstacle, s'il est vrai, comme nous allons le voir, que le massif d'Ambin ait participé à ce déplacement longitudinal.

Tout porte à croire, en effet, que le dôme d'Ambin s'est formé, juste en arrière du Pelvoux, par cette rétention du flux qui est le mécanisme ordinaire de la production des bombements axiaux[1]. Mais la culmination du massif d'Ambin ne se trouve plus, aujourd'hui, par le travers du promontoire le plus résistant du Pelvoux; elle est à 12 ou 15 km. plus au nord, et ce chiffre mesure, selon toute probabilité, la valeur de la dérive du massif d'Ambin dans le même sens; il nous donne, du même coup, une idée de l'ordre de grandeur du phénomène d'ensemble. La forme appointie qui termine au sud l'affleurement du massif d'Ambin s'explique par la traction que la masse principale exerçait sur cette extrémité.

Dans le secteur des Alpes Cottiennes, l'abordage des nappes déferlantes est plus ancien au sud qu'au nord, et l'application jointive a progressé dans le même sens; à chaque instant de cette évolution, on doit reconnaître un segment de front méridional, appliqué au butoir, et un segment septentrional encore libre. En descendant le cours des âges, le segment appliqué gagne en longueur vers le nord, aux dépens et jusqu'à disparition complète du segment libre. Le déferlement a débuté contre la moitié occidentale du bord interne du Mercantour et s'est lentement continué, le long du Briançonnais, jusqu'aux parages du Lautaret et du Galibier.

A mesure que ce flot côtoyait l'obstacle hercynien, de nouveaux efforts de dérive venaient relayer ceux qui avaient pris naissance plus au sud, et y avaient été en grande partie consommés par les premiers effets de traction; cette dernière s'étendant nécessairement à tout le secteur, les nouveaux efforts développaient leurs conséquences non seulement sur

[1] Emile Argand, mémoire cité.

place, mais encore dans les tronçons méridionaux déjà amincis. La durée des efforts de traction est d'autant plus grande qu'il s'agit de portions plus méridionales du secteur des Alpes Cottiennes; il en est de même, d'ailleurs, pour l'intensité, car les nouveaux efforts venaient s'ajouter au reste des efforts précédents, non consommé par les premiers étirements. Le résultat, c'est que l'amincissement, imperceptible tout au nord, se marque d'autant mieux qu'on marche plus loin vers le sud, où il atteint son maximum. Cette histoire est clairement exprimée dans le plan de l'éventail houiller entre la vallée de l'Arc, où ce plan mesure 17 km. de largeur, et la Stura de Coni, où il se réduit presque à rien, et où le segment surtendu de la vallée de l'Arma est bien près d'être arraché du segment des Alpes maritimes. Le caractère progressif de l'amincissement est rendu encore plus sensible et devient tout à fait remarquable, entre les limites précitées, quand on considère l'éventail houiller enveloppé de son manchon triasique; on obtient en effet, de cette manière, une forme plus généralisée de l'objet.

La virgation intérieure des Alpes occidentales. — Les faisceaux de plis du Pelvo d'Elva, de la Vanoise et de Valsavaranche, qui accidentent la carapace de la nappe du Grand-Saint-Bernard, sont les trois branches principales d'une virgation qui embrasse une grande partie des régions internes de l'arc. Cette virgation résulte du déferlement contrarié et présente tous les phénomènes prévus il y a un instant : les branches s'écartent du front et divergent entre elles comme les épis d'une gerbe; elles sont convexes dans le sens de la poussée déviée, et raccordent le train général des ondes du large à celui du faisceau appliqué; ce sont les extrémités frottantes, retardées et incurvées de plis plus libres, développés au large des butoirs; elles forment avec le front des angles aigus ouverts au nord ou au nord-est, dans le sens prescrit par l'écoulement dominant; elles manifestent clairement l'obliquité de l'incidence. Elles s'insèrent ou s'accolent, par leurs extrémités les plus déviées, au bord interne du faisceau appliqué et finissent par se ranger, ou peu s'en faut, à la même direction.

Ces points d'insertion ou d'accolement sont en même temps les *points d'arrivée* des extrémités dernières; il ne sont pas distribués au hasard, mais se trouvent juste en arrière des lieux où la résistance du butoir vient à changer brusquement. La branche du Pelvo d'Elva, qui est légèrement convexe à l'ouest, s'insère dans la région d'Acceglio (Val Maira) et un

peu plus au sud; on est ici juste en arrière de l'extrémité nord du Mercantour. La branche de la Vanoise, qui est convexe au NE, semble finir à Modane, mais elle est relayée, à son côté externe, par deux faisceaux anticlinaux, celui de la Combe de la Grande Montagne et celui de la haute Valle Stretta-Col de Thurres, qui prolongent le même dessin jusqu'aux abords de Névache, presque exactement en arrière du promontoire le plus résistant du Pelvoux. Quant à la branche de Valsavaranche[1], qui est convexe au NE, elle commence à diverger en arrière du point (Dolent) où la résistance du massif du Mont-Blanc devient oblique.

A mesure que le flot remontait vers le nord et le nord-est, le long du bord résistant de l'hémicyle, de nouvelles branches de la virgation prenaient naissance. Au cours du déferlement, il s'en est ainsi formé un peu partout, mais ces figures d'écoulement, assez instables par nature, demandaient, pour se conserver sans trop de déformations ultérieures, des conditions particulières. De toutes les branches de la virgation, les mieux appelées à durer et à grandir surgissaient aux points où les efforts correspondants se renouvelaient avec une insistance et une continuité particulières. Où chercher la raison de ce privilège, sinon dans les singularités du bord résistant? Les trois branches principales se sont conservées, sans exception, dans les régions où le flot, cessant de côtoyer l'obstacle de près, trouvait momentanément un peu d'espace. Ces conditions sont réalisées immédiatement au nord de chaque promontoire hercynien, dans la moitié sud de l'intervalle suivant. La branche du Pelvo d'Elva s'est produite immédiatement après le dépassement du Mercantour; la branche de la Vanoise, après le dépassement du Pelvoux; la branche de Valsavaranche, après le dépassement du promontoire le plus gênant du Mont-Blanc. Quant aux trois promontoires eux-mêmes, ils ont réglé, en la fixant, la position des dernières extrémités frottantes.

Les analogies de forme, de distribution et de relation que présentent les faisceaux du Pelvo d'Elva, de la Vanoise et de Valsavaranche, dans les grandes lignes et même dans les détails, sont trop évidentes pour être fortuites : elles témoignent d'une homologie profonde, et le tout s'explique aisément

[1] Le pli de Valsavaranche se prolonge dans celui des Mischabelhörner. Tout porte à croire que c'est la première ébauche de ce pli, constituée d'abord comme branche de la virgation, qui a formé butoir pour la nappe du Mont-Rose. Cette dernière, ne parvenant pas à se débarrasser de l'obstacle, s'est enfoncée au-dessous, en s'encapuchonnant par sous-charriage.

par l'hypothèse de la virgation due au déferlement oblique, phénomène qui est réglé, dans sa périodicité, par la réapparition de singularités homologues du bord résistant.

La dérive, en superposant ses effets à ceux de la virgation, a d'ailleurs fait tourner les branches de cette dernière autour de leur point d'arrivée. L'angle compris entre la branche et le faisceau frontal allait donc en diminuant; l'effet de cette rotation est d'autant mieux marqué que la dérive était plus prononcée. C'est pourquoi la branche du Pelvo d'Elva, formée dans le secteur des Alpes Cottiennes, à forte dérive, diverge moins du front que la branche de la Vanoise, formée dans le secteur des Alpes Graies, à dérive modérée. Au surplus, les effets de l'étirement sont très marqués dans la branche du Pelvo d'Elva, et ce phénomène résulte, comme la rotation précitée, de la dérive énergique qui a prévalu dans ces parages.

Les faisceaux du Pelvo d'Elva, de la Vanoise et de Valsavaranche, avons-nous dit, sont les trois branches principales de la virgation : ce ne sont pas les seules, et le phénomène s'étend au loin dans l'intérieur des Alpes Cottiennes et des Alpes Graies. Entre les deux premières de ces branches s'allonge un faisceau analogue, mais moins volumineux. Ce paquet d'anticlinaux étirés en long s'écarte lentement de la zone axiale, sous un angle très aigu, dans la Haute-Maira; il passe par Maurin (Ubaye) et se continue, en s'incurvant faiblement et en divergeant un peu vers l'intérieur des Alpes, jusqu'au delà de Château-Queyras. Dirigé d'abord NW un peu NNW, il passe graduellement au N et au NNE. Il faut sans doute lui rattacher, comme prolongement direct, l'anticlinal triasique du Grand Roc, dans la vallée de Thures; ce pli, signalé par S. Franchi, est pareillement dirigé NNE. La branche divergente se poursuit donc fort loin dans l'intérieur, et sa convexité regarde à l'ouest. On peut la décrire, d'ailleurs, comme une simple avant-garde de la branche du Pelvo d'Elva; les deux branches ont leur point d'arrivée dans la même région, mais celui de la branche avancée occupe une position un peu plus occidentale. On peut rattacher à cette branche, par surcroît, une grande partie des schistes lustrés qui remplissent la vasque comprise entre le massif d'Ambin et le massif Dora-Maira; la direction NE y prévaut, et rentre dans le même dispositif. On peut en dire autant du bord interne du massif d'Ambin lui-même, bord qui est dirigé au NE, le long de la Doire Ripaire, tandis qu'au bord externe, la tectonique locale s'aligne au N. L'extrémité sud du massif

d'Ambin peut ainsi marquer le point de divergence de deux branches de la virgation. Tous les accidents précités s'ordonnent aisément dans le dessin des gerbes de déferlement[1]; ils réclament, par conséquent, une explication générale, et tous appartiennent, avec les trois branches principales, à la virgation intérieure des Alpes occidentales.

Le rétrécissement de l'hémicycle hercynien dans le sens du méridien. — Ce phénomène, postérieur aux effets que nous venons de décrire, se produit après le paroxysme orogénique. On ne peut, sans cette hypothèse, expliquer complètement certains détails perturbateurs de la courbure générale que les nappes ont prise dans le plan horizontal. Ces détails sont : 1° Le coude de Lanzo ; 2° le festonnement des racines ; 3° le faisceau des plis subtransversaux de la Doire Ripaire et du Chisone.

Dans la région interne de l'arc, la grande courbure des Alpes n'est pas ménagée par une conversion absolument graduelle, mais comporte deux segments presque rectilignes qui ont fléchi l'un sur l'autre, en plan, suivant une articulation assez brusque, *le coude de Lanzo*. Le segment septentrional, dirigé au NE, comprend les Alpes Pennines et la majeure partie des Alpes Graies. Le segment méridional, dirigé au S et au SSE, embrasse le reste des Alpes Graies ainsi que les Alpes Cottiennes.

Le festonnement des racines, c'est l'ensemble des sinuosités à court rayon décrites par le plan des zones internes entre la Stura di Valle Grande et la Doire Ripaire, à l'exclusion des régions situées plus au nord et plus au sud, où la courbure du plan est moins sensible, voire même imperceptible sur de grandes longueurs.

Le faisceau des plis subtransversaux, déjà signalé dans un mémoire antérieur[2], remplit l'espace compris entre le cours inférieur du Chisone et celui de la Doire Ripaire ; il empiète même sur la rive gauche de ce cours d'eau, où j'ai

[1] On pourrait songer à y rattacher le faisceau des plis subtransversaux, convexes au nord, qui remplissent l'espace compris entre le cours inférieur de la Doire Ripaire et le Bas Chisone. Dans ce cas, les branches de la virgation se continueraient jusqu'au bord interne de la chaîne, en tournant à l'E. et même à l'E.-S.-E. Ce rattachement, qui impliquerait l'idée d'une poussée générale vers le N.-N.-E., est par cela même improbable ; et d'ailleurs le faisceau des plis subtransversaux est susceptible d'une meilleure explication, qui nous retiendra dans un instant.

[2] Emile Argand, Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. *Matér. Carte géol. suisse*, nouv. sér., livr. XXXI, p. 1-26, 2 pl., 1911.

observé ses traces entre Suse et Bussoleno. Il comprend le synclinal W-E de Rocciavrè, ainsi que les gros plis de la région du Monte Freidour et du versant gauche de la vallée du Chisone. Ces plis, légèrement convexes au nord, tendent à se déverser au côté concave de leur plan, c'est-à-dire au sud ; au Monte Cucetto, près de Perosa Argentina, j'ai dessiné, d'après nature, une charnière[1] dont le déversement dans ce sens approche 2 kilomètres.

Tous ces phénomènes s'expliquent en partie par l'hypothèse d'un rétrécissement de l'hémicycle dans le sens du méridien. Sous l'influence de la poussée méridienne générale, la courbure du socle s'est légèrement accentuée ; l'ouverture de l'hémicycle, qui regarde à l'Est, tendait à se fermer ; ce mouvement s'est propagé à la masse des nappes déjà embouties, qui a fléchi en deux segments raccordés par le coude de Lanzo ; l'effort de compression longitudinale développé, auprès de ce coude, par le jeu de la flexion, a marqué du même coup le faisceau subtransversal et le festonnement des racines[2].

Le tréfonds hercynien des Alpes maritimes et le massif de l'Aar se sont donc rapprochés suivant le méridien ; un déplacement très modéré suffit, d'ailleurs, à l'explication des effets observés.

On met ainsi en évidence un facteur subsidiaire des variations d'intensité de la poussée régionale et centrifuge. Cette intensité dépend principalement de l'incidence du mouvement d'ensemble du flux ; elle diminue quand la déviation croît de 0 à 90°. Elle dépend accessoirement du sous-charriage[3] centripète qui résulte du rétrécissement de l'hémicycle ;

[1] Emile Argand, Coupes géologiques dans les Alpes occidentales. *Matér. Carte géol. suisse,* nouv. sér., livr. XXVII, carte spéciale N° 64, planche III, 1911 [au km. 62 de la coupe 12].

[2] Les plis que prend la manche d'un habit à l'intérieur et sur les côtés du coude fléchi donnent une image assez approchée de ce phénomène. Les plis de l'intérieur imitent le festonnement des racines, et les plis latéraux reproduisent le faisceau subtransversal. Dans la nature, le festonnement des racines n'est peut-être que la trace, à la surface topographique considérée comme grossièrement horizontale, de plis subtransversaux en plongée axiale vers l'est.

[3] Quant à la poussée *générale*, nous avons peu à dire sur le point de savoir si la double chaîne méditerranéenne s'est formée par charriage des nappes ou par sous-charriage des mâchoires eurasiatique et indo-africaine de l'étau. Nous ne saurions parler de mouvements absolus, puisque la Terre se déforme continuellement sans qu'il soit possible d'y fixer, même arbitrairement, un seul point de repère. Tout ce que nous pouvons faire, c'est de considérer des mouvements relatifs. Il est possible de raconter tous les événements dans le langage du charriage et dans celui du sous-charriage ; ce

cet effet, toujours très petit, a dû être maximum au bord interne du massif Aar-Gothard et diminuer peu à peu à mesure de la conversion du bord, jusqu'à s'annuler entre le Pelvoux et le Mercantour, pour réapparaître et augmenter dans les Alpes maritimes ; les variations sont donc de même sens que celles du premier facteur et concourent dans une mesure certainement très modeste à l'accentuation des poussées régionales [1].

Rôle de la poussée générale dans les Alpes occidentales. — Nous arrivons, en définitive, à retrouver partout, dans la masse des nappes, l'influence de la poussée générale, méridienne, développée par le rapprochement des môles anciens de l'Eurasie et de l'Indo-Afrique. Mais cette influence, tout à fait prédominante dans le segment subrectiligne des Alpes, où elle est connue depuis longtemps, n'est manifestée, dans la boucle des Alpes occidentales, que par des effets très voilés, très subordonnés à ceux des poussées régionales centrifuges qui se sont développées à ses dépens. La poussée générale, qui prévaut à l'est de l'hémicycle, s'essaie également à travailler dans l'intérieur de celui-ci, mais la disconvenance créée par la forme de l'obstacle est trop forte ; la déviation du flux s'accentue, les poussées régionales divergent et triomphent. En compromis avec ces dernières, la poussée générale obtient quelques résultats : l'inégale convexité des guirlandes, la dérive et la virgation. Dans ce compromis, la part de la poussée générale est toujours très petite, ce qui ne l'empêche pas d'être bien évidente, les formes assumées par le flux étant à cet égard un réactif très sensible.

Plasticité et rigidité. — Il n'existe pas de substance parfaitement plastique, ni de corps absolument rigide. Ces deux propriétés, elles aussi, apparaissent toujours en compromis. Il reste à voir si ce compromis n'est pas identique, au fond des choses, à celui de nos poussées générales et régionales.

Dans un milieu parfaitement fluide, il n'y aurait que des

sont deux manières de parler ; le choix à faire entre elles dépend surtout de la commodité, du plus ou moins d'aisance qu'on trouve, suivant le cas, à l'énoncé des résultats ou à la description des mouvements. On doit accorder, cependant, que le langage du sous-charriage est plus *historique*, en ce sens que ce sont bien les mâchoires de l'étau qui ont transmis l'effort à la masse plastique interposée.

[1] On sait que S. Franchi a proposé d'expliquer les Alpes occidentales intérieures, — sans recouvrements importants, — par l'hypothèse de poussées centripètes. — Sulla tettonica della zona del Piemonte. *Boll. R. Com. Geol.*, ser. 4a, vol. VII, 1906, p. 118 sqq.

phénomènes d'écoulement et aucune transmission de forces dirigées. Dans un milieu parfaitement rigide, il n'y aurait aucun écoulement et la transmission des forces dirigées s'accomplirait sans déperdition. Dans les milieux réels, la rigidité est seule incitée quand l'effort est trop petit ou trop bref pour surmonter la cohésion. Que l'effort dépasse une certaine limite ou qu'il vienne à se prolonger, la plasticité est mise en jeu. Mais les effets de la rigidité ne doivent pas pour cela disparaître entièrement ; l'intervention du temps et celle des variations de l'effort permettent de concevoir, dans le même espace matériel, la conciliation ou le compromis des deux propriétés. En milieu très plastique, les manifestations de la rigidité seront, bien entendu, très subordonnées, très effacées ; elles pourront être décelées, néanmoins, si la substance réagit avec sensibilité.

En milieu parfaitement plastique, aucune direction d'écoulement n'est privilégiée ; avec les conditions imposées par un obstacle tel que l'hémicycle hercynien des Alpes occidentales, il n'y aurait qu'un écoulement régional centrifuge, sans intervention, même voilée, d'une poussée générale ; toutes les guirlandes auraient la même convexité, et cela n'a pas lieu. Il y aurait encore dérive, mais pas de virgation. En milieu parfaitement rigide, il ne se produirait que des nappes du deuxième genre, pour employer l'expression de Termier ; la règle du parallélogramme, qui régit la décomposition des forces, s'appliquerait dans toute sa rigueur ; aucun déplacement horizontal ne pourrait se manifester à angle droit de la poussée générale et dans les Alpes occidentales, cependant, les charriages ainsi dirigés ont d'énormes amplitudes.

En un milieu très plastique, mais conservant un reste de rigidité, comme celui qui constituait les parties profondes, seules considérées ici, de notre flux, l'écoulement prédomine, mais la transmission de forces dirigées reste possible en une mesure très restreinte ; cela doit être le cas principalement des efforts minimes et des efforts brusques. Dans les Alpes occidentales, la poussée générale a rempli ces deux conditions ; elle était minime, à cause de l'écran protecteur formé par la moitié méridionale de l'hémicycle ; à certains moments de paroxysme, elle pouvait agir brusquement. En combinaison avec l'écoulement régional beaucoup plus efficace, elle a pu développer quelques effets où la part des forces dirigées, sans jamais prédominer, est pourtant manifeste. C'est d'abord la loi qui lie la convexité des guirlandes à l'angle compris entre la poussée générale et le bord hercynien ; c'est, ensuite,

la relation qui existe entre les variations d'intensité de la dérive et celles de l'angle précité ; c'est, enfin, la virgation, inexplicable par le seul jeu des poussées régionales et facile à interpréter, comme nous l'avons fait, en y faisant collaborer la poussée générale. On peut croire, du reste, qu'une décomposition des forces incidentes s'est essayée au bord hercynien ; en raison de la faible rigidité du milieu, la transmission de ces forces dirigées a dû être très précaire et les effets ont dû s'amortir à courte distance. La composante normale au bord a dû s'ajouter à la poussée régionale du flux, en accentuant quelque peu le déversement centrifuge des nappes à la périphérie et la composante parallèle a pu contribuer, en quelque mesure, à la dérive. On voit, au bout du compte, que l'inégale convexité des guirlandes, la dérive et la virgation, en manifestant un faible résidu de poussée générale, témoignent d'un reste de rigidité, et la liaison entre ces deux facteurs devient évidente.

L'hémicycle hercynien, par contre, est doué d'une rigidité élevée, avec un reste de plasticité. En résistant de son mieux à la formidable pression du flux intra-alpin, il a absorbé la plus grande partie de cet effort ; la plus petite part, libérée dans le milieu rigide, a déterminé la production de surfaces listriques dirigées vers le haut et l'avant ; le long de ces surfaces, des coins rigides ont glissé et donné, en s'entourant des sédiments de couverture comme d'un manchon, la majeure partie des plis couchés helvétiques ; nous voyons ainsi comment des nappes du deuxième genre peuvent donner naissance à des nappes du premier genre, par intrusion mécanique, et la formation des nappes helvétiques apparaît, pour l'essentiel, comme une conséquence de détail de l'avancée des grands plis couchés penniques[1]. Ces derniers, en progressant, pouvaient d'ailleurs produire, au devant d'eux, des plis couchés helvétiques sans participation de l'infrastructure, et tout indique que la zone helvétique présente les deux ordres de phénomènes précités.

Quant au reste de plasticité du socle, il se manifeste par ce que j'ai appelé ailleurs les *renflements préliminaires*, par le gauchissement général de la pénéplaine hercynienne enfouie sous les nappes alpines, par le fléchissement et le rétrécissement de l'hémicycle.

A l'arrière des grands plis couchés penniques. — La formation des Alpes est due, comme PIERRE TERMIER l'a montré

[1] *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, t. XLVIII, p. XXIV-XXVII, procès-verbal de la séance du 20 mars 1912.

dans une mémorable série de publications[1], à la compression développée entre les deux mâchoires d'un étau[2]. La mâchoire méridionale, formée par le socle hercynien des Dinarides, est d'ailleurs identique, comme l'a dessiné Boussac[3], aux noyaux cristallins et paléozoïques des nappes austro-alpines. Elle s'est d'abord rapprochée de la mâchoire septentrionale, qu'elle a fini par déborder en la surmontant. Comprimés et finalement dominés, les sédiments du géosynclinal intermédiaire ont donné les nappes.

A mon estime, les grands plis couchés penniques ont acquis les traits essentiels de leur forme pendant la phase de rapprochement des môles; au cours du débordement qui a suivi, cette forme n'a subi que des modifications de détail. L'amplitude du « traîneau écraseur » décroissait graduellement au long des Alpes suisses, comme le montre la conversion de l'arc austro-alpin vers le SW dans la Suisse orientale[4]. Cet arc recouvre très incomplètement l'arc pennique, et cela d'autant moins qu'on considère des régions situées plus à l'ouest; son amplitude diminue à mesure qu'augmente celle de l'arc des Alpes occidentales; les deux objets se relaient et manifestent, par là, une indépendance évidente.

L'avancée maxima de l'arc austro-alpin a lieu sur la transversale, dirigée NNW un peu NW, qui entre dans les Alpes à Meran et en ressort à Wertach. Cette convexité principale répond à l'espace de moindre résistance compris entre le

[1] Pierre Termier, Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *B. S. G. F.*, 4e sér., tome III, p. 711-765, 2 pl., 1903.

Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. *Ibid.*, tome V, p. 209-289, 2 pl., 1905.

La synthèse géologique des Alpes. 29 p. 8o. Liège, 1906.

Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *B. S. G. F.*, 4e sér., tome VII, p. 174-189, 2 pl., 1907.

Sur la tectonique de l'île d'Elbe. *Ibid.*, tome X, p. 134-160, 1 pl., 1910.

Les problèmes de la géologie tectonique dans la Méditerranée occidentale. *Revue gén. des sciences*, 30 mars 1911.

Pierre Termier et Jean Boussac. Le massif cristallin ligure. *B. S. G. F.*, 4e sér., tome XII, p. 272-311, 1 pl., 1912.

[2] « Le géosynclinal alpin (zone des Schistes lustrés) s'est établi dans une zone déjà plissée avant le dépôt du Houiller, et l'axe de ce géosynclinal était sensiblement parallèle aux plis varisques. Les Alpes sont un géosynclinal placé entre deux faisceaux de plis varisques, géosynclinal qui a duré fort longtemps... et qui a été ployé et écrasé. par le resserrement des dits faisceaux, comme entre deux mâchoires géantes. » — Pierre Termier, premier mémoire cité, p. 760.

[3] Jean Boussac, Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin (*Mém. Carte géol. de France*). IX — 659 p. 4o, 10 pl., 10 cartes. Paris, 1912 [fig. 2, p. 8].

[4] P. Arbenz, op. cit.

LA FORMATION DES ALPES OCCIDENTALES

Essai de reconstitution embryotectonique figurant les principaux stades du développement

par EMILE ARGAND.

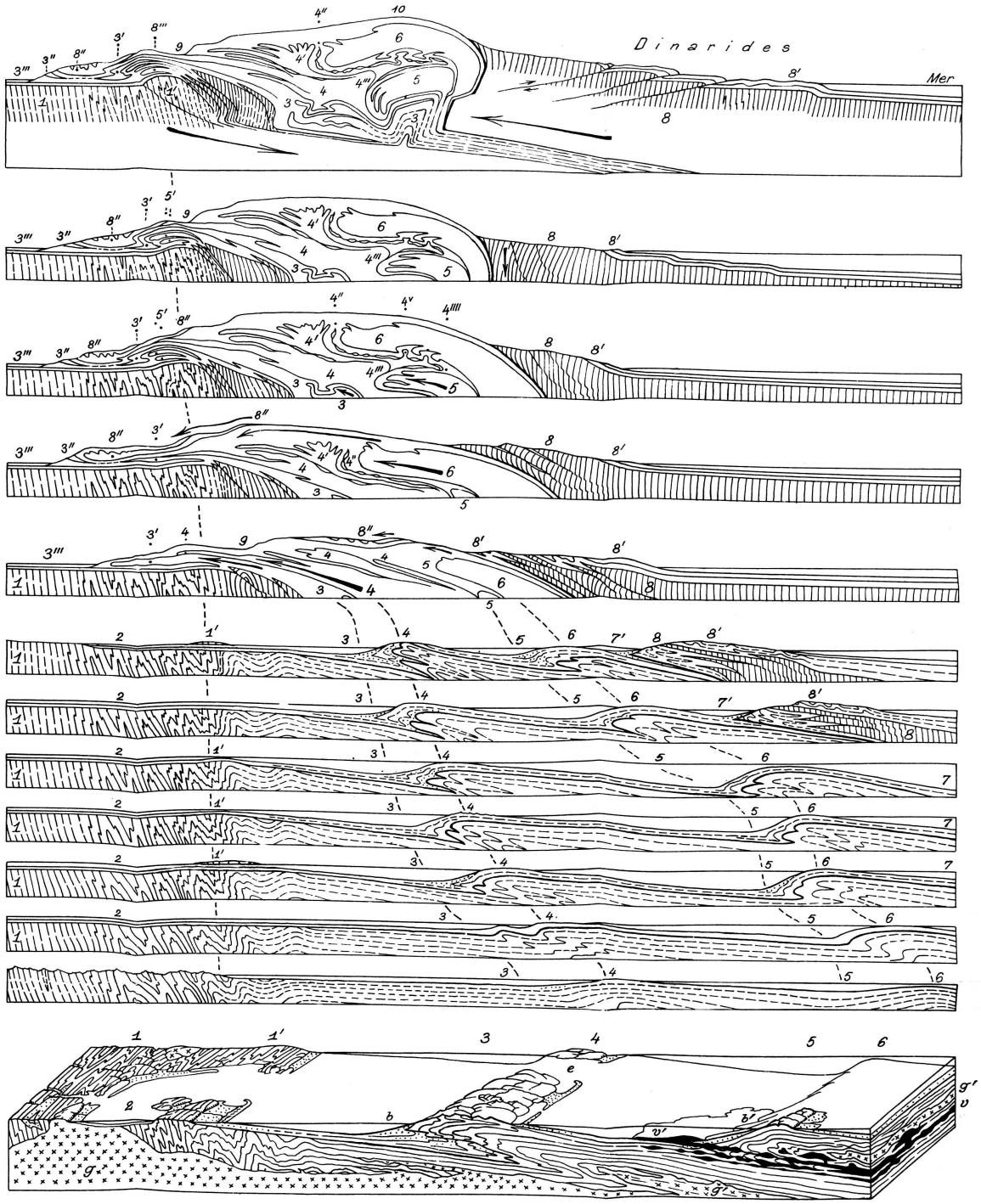


Fig. 13 Phase insubrienne

Fig. 12 Phase d'affaissement adriatique

Fig. 11 Phase Mont-Rose

Fig. 10 Phase Dent-Blanche

Fig. 9 Phase Saint-Bernard

Fig. 8 Oligocène inférieur Mésonummulitique

Fig. 7 Néocrétacé Mésocrétacé

Fig. 6 Jurassique supérieur

Fig. 5 Jurassique moyen

Fig. 4 Lias

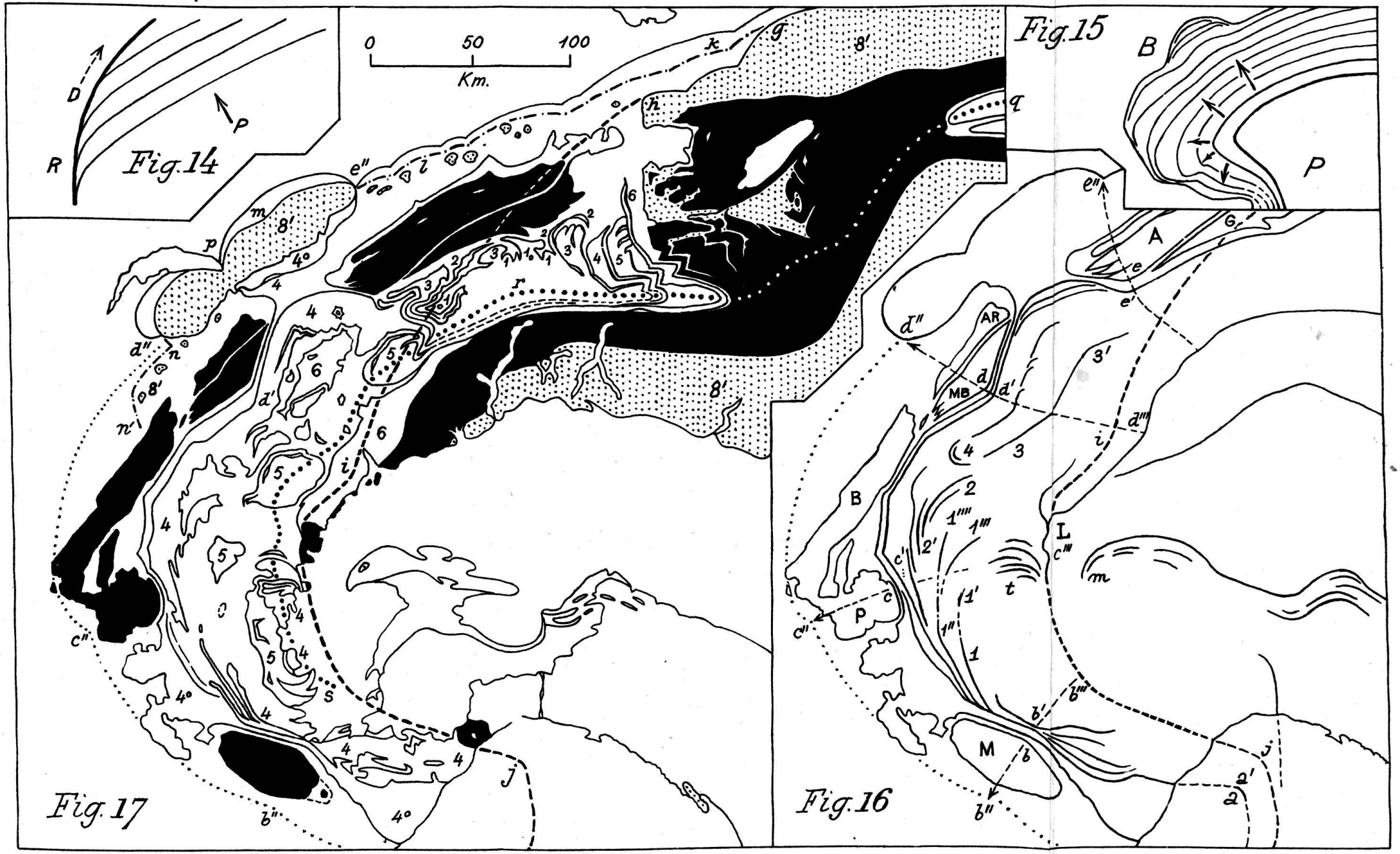
Fig. 3 Trias moyen

Fig. 2 Fin du Carbonifère moyen

Fig. 1 Diagramme d'une chaîne de type alpin à l'état embryonnaire

Fig. 9—13 Le paroxysme orogénique. Oligocène moyen. Fig. 3—8 Le développement embryonnaire. Du Trias à l'Oligocène inférieur. Fig. 2 Les ébauches hercyniennes de la chaîne alpine.

Institut Polygraphique S.-A., Zurich.



Institut Polygraphique S.-A., Zurich.

massif de la Bohême et celui de la Forêt-Noire. L'avancée convexe de l'arc occidental, Jura compris, se produit sur une transversale qui est située à 300 km. de là, et passe à peu près par Biella, le Mont-Cervin, la Dent Blanche, Sion et Besançon, en laissant Fribourg et Neuchâtel un peu à l'Est. Elle correspond au secteur de moindre résistance formé par l'intervalle Aar-Mont-Blanc et par le détroit morvano-vosgien.

Si la deuxième avancée était une simple conséquence de la première, les deux transversales ne manqueraient pas de coïncider. Il y aurait conformité dans le dessin des arcs, et le recouvrement du second par le premier garderait une amplitude à peu près constante. D'ailleurs, comme nous le verrons bientôt, la stratigraphie déroulée et la tectonique embryonnaire montrent que les grands plis couchés penniques, qui forment les neuf dixièmes de l'arc occidental et ont appelé le dernier dixième à l'existence, sont nés sur cette seconde transversale. C'est là que leurs ébauches primordiales ont apparu, et c'est de là que leurs extrémités libres se sont allongées dans les deux sens, Est et Sud, pour constituer l'arc occidental. La formation de ce dernier est donc bien indépendante, pour l'essentiel, du débordement d'un traîneau d'origine interne.

Il paraît certain, en outre, que la formation des grands plis couchés penniques a consommé beaucoup plus d'énergie que la production des nappes austro-alpines ; dans le premier cas, le volume déformé est plus grand, la profondeur plus considérable, le milieu beaucoup plus confiné. C'est à ces circonstances que les plis couchés penniques doivent leur régularité massive et tranquille, si différente du paquet de lentilles étirées et aplaties que sont les nappes austro-alpines. Ces différences de style expriment le caractère superficiel des nappes austro-alpines et l'origine profonde des plis couchés penniques. La déformation plastique prévaut dans ceux-ci, les déplacements rigides dans celles-là. La production du style austro-alpin exigeant, par kilomètre de chaîne, beaucoup moins d'effort que celle des plis couchés penniques, il semble difficile de voir dans le second phénomène une conséquence de détail du premier, d'autant plus qu'un effort transmis d'en haut doit s'amortir très rapidement vers le bas en pénétrant dans un milieu aussi plastique et aussi confiné. Ces remarques, sans rien enlever de son élégance à la théorie de l'étau, permettent au contraire d'y ranger une foule de phénomènes qui se distribuent de la manière la plus heureuse, comme on va le voir, dans le cadre conçu par TERMIER.

On sait que les mouvements principaux des trois plus grandes unités penniques ne sont pas rigoureusement contemporains, mais que ces plis couchés présentent des *différences de phase*, la nappe du Grand-Saint-Bernard ayant précédé celle de la Dent-Blanche, suivie à son tour par la nappe du Mont-Rose[1]. Il est intéressant de remarquer que les deux nappes les plus anciennes, en même temps que les plus considérables, sont celles dont l'origine est au plus près des mâchoires de l'étau : la nappe du Grand-Saint-Bernard, accentuée au voisinage et sous l'influence du butoir externe; et la nappe de la Dent-Blanche, qui se développe un peu plus tard, à proximité et sous l'effort du propulseur interne Ce phénomène n'a rien que de très naturel; les premières traces de déformation du flux se sont précisées aux points où se trouvaient les plus grandes différences de plasticité, c'est-à-dire près des deux *serres* rigides qui limitaient la masse plastique. La nappe du Mont-Rose naît de la région centrale du géosynclinal, après les deux précédentes; ce retard de développement, jamais rattrapé, persiste jusqu'au paroxysme tertiaire; il est dû, dès l'origine, à l'inertie du flux plastique, plus lent à se mouvoir au centre du géosynclinal, loin des môles transmetteurs, que sur les deux bords, auprès de ces objets rigides. On voit que les propriétés du flux et la disposition du cadre expliquent très convenablement les principales différences de phase présentées par les trois grandes nappes.

A la phase de débordement, la mâchoire interne, devenue traîneau, a certainement froissé, écorché la partie la plus haute des grands plis couchés penniques, déjà formés dans leurs traits essentiels et avec leur masse imposante. A l'ouest des Grisons, l'érosion n'a rien laissé subsister de ces effets. A partir des Alpes Pennines, où ils devaient être faibles et limités à une étroite zone interne, les effets en question s'étendaient vers l'avant, à mesure des progrès du charriage austro-alpin, d'autant plus loin qu'il s'agissait de coupes passant plus à l'est; ils gagnaient en intensité, pour la même raison, au long des Alpes Lépontiennes; ils apparaissent enfin, grâce à la descente axiale, dans les Grisons, où le traîneau est vraiment écrasant pour les nappes penniques les plus élevées. Il en est de même dans le reste des Alpes orientales. Pour les Alpes Graies et surtout pour les Alpes Cottiennes, tout indique, par contre, que la poussée de la mâchoire interne,

[1] Emile Argand, *Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, t. XLVIII, pp. xiii-xvi, xxxxii, xxiv-xxvii, procès-verbal des séances des 21 février, 6 et 20 mars 1912.

astreinte à une incidence oblique et très réduite, par cela même, en intensité comme en amplitude[1], s'est bornée à des effets d'application.

La mâchoire sud, ou socle des Dinarides, est d'ailleurs identique au bord le plus avancé de l'Indo-Afrique, à laquelle elle se relie par le tréfonds de l'Adriatique et de la mer Ionienne ; le pays tabulaire des Pouilles est un fragment visible de la jonction. L'Indo-Afrique émettait, vers le nord et le nord-ouest, un long promontoire qui occupait les régions précitées et s'engrenait, à distance, dans une circonvallation correspondante de l'ancienne Eurasie. Le talus hercynien des Alpes occidentales, avec son prolongement sous les Alpes orientales, faisait partie de cette circonvallation. Le promontoire présentait un bord septentrional, dirigé de l'ouest à l'est ; ce bord, dans sa position actuelle, est devenu le bord externe des noyaux cristallins austro-alpins ; il se raccorde, un peu à l'ouest d'Ivrée, avec l'ancien bord oriental du promontoire, qui descend au SW vers Savone et au S sous l'Apennin. En faisant cheminer ce promontoire, d'un mouvement d'ensemble, vers le NNW ou le NW un peu WNW, on a tout ce qu'il faut pour expliquer d'un seul coup, comme l'a déjà fait Termier, la formation des Alpes par charriage et celle de l'Apennin par sous-charriage. On parvient, en outre, à expliquer la décroissance de l'arc austro-alpin, ou diminution d'amplitude du traîneau écraseur, et son évanouissement final, à l'ouest ; cet objet, en effet, est l'ancien bord septentrional du promontoire attaquant ; quand ce bord, après Ivrée, vient à tourner, l'incidence de l'attaque change ; de normale, elle devient oblique et même parallèle ; l'effet s'atténue avant de changer de sens, ce qui a lieu plus au sud, sous l'Apennin.

A ce changement d'incidence de l'attaque, je crois pouvoir attribuer, pour une part importante[2], la production du coude de Lanzo et de l'obliquité des deux segments qu'il raccorde ; je rattache à la même cause les phénomènes d'étirement longitudinal, très analogues à la dérive, qui se sont produits au bord interne du segment méridional des nappes penniques, et au contraste qui s'établit avec le prolongement non étiré des mêmes objets dans le segment septentrional. C'est d'abord la nappe du Mont-Rose, fort étirée en long dans le massif Dora-Maira, où prévaut l'allure lenticulaire en grand[3], et

[1] Pierre Termier. Troisième mémoire cité, p. 25.
[2] Voir plus haut.
[3] Emile Argand, Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et

incomparablement plus ramassée dans le segment septentrional, du Grand Paradis à l'Ossola ; c'est ensuite la nappe de la Dent Blanche, ou zone Sesia-Lanzo, dont l'extrémité sud se lamine et s'appointit, tandis que la masse principale, logée dans le segment septentrional, est extrêmement trapue. Ici encore, les segments ramassés correspondent à l'incidence normale ; les segments étirés, à l'incidence oblique ou à la translation parallèle. Le segment septentrional, en tirant vers le nord sur le segment méridional, a d'ailleurs contribué à exagérer ces contrastes. Pour les effets, l'analogie avec la dérive est évidente ; c'est le même genre de déformation interne du flux. Pour la cause, la différence n'est que dans la manière de parler du mouvement : ici, en effet, c'est l'objet rigide qui se déplace par rapport au flux.

Le rétrécissement de l'hémicycle hercynien, ou mâchoire externe, a d'ailleurs contribué, plus tard, à accentuer le coude de Lanzo et l'obliquité mutuelle des deux segments du bord interne de l'arc. Ce rétrécissement, qui a développé un effort longitudinal de compression bien exprimé par le festonnement des racines et par le faisceau subtransversal, ne peut avoir été contemporain du début de la formation du coude, qui a été marqué, tout à fait dans la même région, par un effort longitudinal d'extension ; il n'est d'ailleurs pas plus ancien, car la région festonnée n'aurait pas pu s'étirer avant de s'être redressée, et le festonnement aurait disparu. Le rétrécissement de l'hémicycle est donc postérieur aux effets d'application de la mâchoire interne, tels que nous venons de les décrire. Pendant la formation du coude, la compression a succédé à l'extension ; le faisceau radical a été d'abord étiré, puis festonné.

Au débordement du traîneau a succédé, comme l'a indiqué Termier, l'affaissement en masse des parties les plus reculées de cet objet, avec tous ses terrains de couverture. A ce phénomène, qui est d'ailleurs identique à la phase principale de l'affaissement adriatique de Suess, est due la grosse flexure qui amène le bord postérieur de la partie visible des nappes, jadis couché comme le reste, à l'attitude verticale ; ainsi se marque le dessin de ce qu'on appelle, par une simplification arbitraire et commode, les racines. Comme ce faisceau radical a souvent dépassé la verticale, et se montre renversé au côté interne de la chaîne, il faut, pour expliquer cet effet, admettre

les territoires environnants. Essai de carte structurale, avec 3 planches de coupes. *Matér. Carte géol. suisse,* nouv. sér., livr. XXVII, carte spéciale N° 64.

que la partie affaissée de la mâchoire interne s'est enfoncée tardivement vers le nord, sous les nappes, en produisant ces renversements par surcompression profonde et sous-charriage ; c'est ce que j'ai appelé ailleurs la *phase insubrienne*. Je ne doute pas, au reste, que les phénomènes décrits par TERMIER, au long du faisceau radical des Alpes orientales, sous le nom de *chavirage*, n'appellent la même explication, et que le plissement des Dinarides ne soit dû à la même cause.

En s'appesantissant sur les magmas sous-jacents, le tréfonds de la plaine du Pô et de l'Adriatique les a fait remonter à la marge moins comprimée de l'affaissement, c'est-à-dire dans une zone étroite comprenant le faisceau radical des Alpes, la limite alpino-dinarique et la marge affrontante des Dinarides elles-mêmes (Traversella, Biella, Disgrazia, Iffinger, Bacher, etc.). Ainsi s'explique la distribution très particulière des batholites néogènes, dont l'âge tertiaire, avancé par SALOMON [1], a été reconnu dans l'ouest, par NOVARESE [2], comme postérieur au plissement alpin. On sait comment cette notion de postériorité a été, dans ces derniers temps, généralisée par STEINMANN [3], et étendue à l'ensemble de la zone. La refusion magmatique ayant aidé, ces batholites ont élargi leurs niches, en digérant de grands paquets de *nappes* [4] et en effaçant pour toujours, sur de notables longueurs, des limites tectoniques importantes. C'est ce qui est arrivé, d'après LUGEON et HENNY pour la limite alpino-dinarique à son passage à travers la tonalite de l'Adamello [5].

Questions de stratigraphie déroulée et de tectonique embryonnaire. — HAUG a établi comme suit [6], pour la région qui nous occupe, envisagée aux temps secondaires, la succession de ses géosynclinaux et géanticlinaux, rangés de dehors en dedans : 1° le géosynclinal vindélicien ; 2° le géanticlinal helvétique ; 3° le géosynclinal dauphinois ou valaisan ; 4° le géosynclinal

[1] WILHELM SALOMON. Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen, granitischkörnigen Massen. *Tschermak's min. u. petr. Mitt.*, Bd. XVII, 1897, S. 109-284.

[2] V. NOVARESE. L'origine dei giacimenti metalliferi di Brosso e Traversella in Piemonte. *Boll. R. Com. Geol.*, XXXII, 1901, p. 75-93.

[3] G. STEINMANN. Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. *Geol. Rundschau* Bd. IV, 1913, S. 220-224.

[4] Phénomène mis en évidence par mes coupes de 1911. *Matér. Carte géol. Suisse*, carte spéciale n° 64, pl. IV.

[5] MAURICE LUGEON et GERHARD HENNY. La limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello. *C. R. Acad. Sc.*, 22 mars 1915.

[6] EMILE HAUG, Les géosynclinaux de la chaîne alpine pendant les temps secondaires. *C. R. Acad. Sc.*, 14 juin 1909.

piémontais ; 5° le géanticlinal lombard. Nous laissons de côté, pour l'heure, le géanticlinal vindélicien et le géanticlinal helvétique, qui ne sont, à proprement parler, que des portions déformées de l'avant-pays, astreint à se gauchir modérément sous la poussée des nappes embryonnaires. Nous mettons à part, également, le géanticlinal lombard, qui est identique à la mâchoire sud de l'étau, et nous dirigeons notre attention sur la partie médiane du dispositif. Les séries stratigraphiques sur lesquelles s'appuie cette reconstitution sont d'ailleurs bien connues, ce qui me dispense d'en rappeler tous les caractères. Essayons plutôt de distribuer cette matière dans le cadre fourni par le déroulement des grands plis couchés, opération qui est aisée à concevoir depuis que les progrès les plus récents de la tectonique ont fait connaître la forme de ces objets.

Le géosynclinal valaisan répond, comme l'a déjà indiqué Haug, aux racines des nappes préalpines inférieures ; plus en dedans, il comprend les enveloppes des trois plis couchés du Simplon ; il embrasse encore, je crois, une bonne partie du flanc renversé de la nappe du Grand-Saint-Bernard [1]. Remarquons maintenant que le géanticlinal briançonnais correspond essentiellement à la région *frontale* de la nappe du Grand-Saint-Bernard, avec les portions immédiatement attenantes des deux flancs. Quant à la transition au géosynclinal piémontais, elle se fait sur le flanc normal de la même nappe. C'est d'abord le passage latéral, vers l'intérieur de la chaîne, des quartzites du Trias inférieur à des micaschistes et à des paragneiss, dérivés d'argiles gréseuses ou de schistes argileux ; c'est ensuite le passage latéral, dans le même sens, du Trias calcaréo-dolomitique à la base des schistes lustrés ; c'est, enfin, au Jurassique, la raréfaction, puis la disparition, vers l'intérieur, des brèches calcaires dites du Télégraphe.

Le géosynclinal piémontais comprend la partie interne du flanc normal de la nappe du Grand-Saint-Bernard, l'enveloppe de la nappe du Mont-Rose et le flanc renversé de la nappe de la Dent-Blanche. Il y a très souvent, dans ce domaine, passage vertical ménagé des paragneiss et micaschistes de la série ancienne aux schistes lustrés de la série jeune, sans interposition de quartzites du Trias inférieur ou de Trias calcaréo-dolomitique. Dans les deux premières régions, ces terrains apparaissent pourtant, mais d'une manière sporadique, en

[1] En outre, le versant externe du géosynclinal valaisan, qui s'appuie déjà sur le fond hercynien discordant, est le point de départ des nappes helvétiques proprement dites (Diablerets, Wildhorn et prolongements).

lentilles représentatives plus ou moins étendues ; dans le flanc renversé de la nappe de la Dent-Blanche, ils paraissent faire entièrement défaut.

Le géosynclinal piémontais ne s'étend pas à toute la largeur des futures nappes penniques ; dès la région *frontale* de la nappe de la Dent-Blanche apparaît un élément important, *le géanticlinal du Dolin* [2]. Cet objet constituait, au bord sud du géosynclinal piémontais, une véritable répétition du géanticlinal briançonnais [3], et par la saillie topographique et par la série des terrains : quartzites du Trias inférieur ; Trias moyen calcaréo-dolomitique ; Trias supérieur à l'état de marnes irisées (schistes rouges et verts) ; Jurassique inférieur composé de calcaires cristallins sombres, avec nombreuses et puissantes intercalations de brèches à éléments de calcaires du Trias. En alternances avec les calcaires et avec ces brèches, qui sont identiques à la brèche du Télégraphe, on observe de très nombreux bancs de grès et de quartzites renfermant parfois un peu de feldspath. Les niveaux plus élevés ont disparu par érosion. Cette dernière ayant détruit, le lambeau du Dolin excepté, tout le flanc normal de la nappe de la Dent-Blanche et toutes les digitations par lesquelles cet objet se raccordait à la zone du Canavese, on ignore quelles configurations prévalaient, au fond des mers mésozoïques, jusqu'aux approches du *géosynclinal canavésan* qu'il faut admettre au bord interne de ce qui est aujourd'hui la zone pennique. Cette dépression, peut-être fort complexe et accidentée de rides, reçoit au Trias des sédiments néritiques ; elle paraît s'accentuer au Lias et devient certainement très profonde au Jurassique supérieur, époque à laquelle se déposent des bancs de radiolarite. C'est la profondeur maxima de

[2] C'est le haut-fond décrit dans un travail antérieur, sous le nom de « région sud-pennine. » Emile Argand. L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. *Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, tome XLV, p. 217-276, 3 fig., 3 pl., 1909 [cf. p. 232 236].

[3] L'existence de deux géanticlinaux à faciès briançonnais, séparés par toute la largeur du géosynclinal piémontais, enlève toute précision aux conjectures, — uniquement basées sur des analogies stratigraphiques, — par lesquelles on cherche à replacer la racine des Préalpes médianes et celle de la nappe de la Brèche sur le premier géanticlinal. On peut tout aussi bien penser au géanticlinal du Dolin, et on voit que le problème, alors même qu'on le supposerait réduit à ces limites, comporte au moins deux solutions ; l'une à racines externes, l'autre à racines internes, au sens de Lugeon. Bien d'autres facteurs, d'ordre géométrique et tectonique surtout, interviennent dans cette question, que nous n'avons pas à débattre ici. Il semble bien, d'ailleurs, que les choses ne se présentent pas de la même façon, et pour les Préalpes médianes, et pour la nappe de la Brèche.

notre profil déroulé. On ignore encore totalement combien de rides et de sillons il faut faire passer dans cette zone, puis entre elle et la mâchoire méridionale de l'étau, ou « géanticlinal lombard »; à mon estime, il y faut ranger beaucoup d'embryons de nappes préalpines et austro-alpines.

Comme on voit, notre connaissance du profil déroulé comporte deux lacunes sensibles ; l'une entre le géanticlinal du Dolin et la zone géosynclinale du Canavese ; l'autre entre cette dernière et le môle propulseur. Ces lacunes ont toutes chances d'être comblées un jour, grâce au rapide progrès des recherches relatives aux Grisons. Au maximum de simplicité, le géanticlinal du Dolin se raccorderait directement au géosynclinal canavésan, qui passerait enfin à la mer épicontinentale installée sur le môle méridional.

Mais revenons aux parties indiscutables du profil déroulé. Ce n'est certes pas par hasard que les matériaux du géanticlinal briançonnais sont massés dans les boucles frontales de la nappe du Grand-Saint-Bernard et les témoins du géanticlinal du Dolin au front de la nappe de la Dent-Blanche. Le hasard ne se répète pas. L'explication est simple : la nappe du Saint-Bernard est due à l'exagération du géanticlinal briançonnais et la nappe de la Dent-Blanche à l'exagération du géanticlinal du Dolin. Autrement dit, *le géanticlinal briançonnais est l'embryon de la nappe du Grand-Saint-Bernard, comme le géanticlinal du Dolin est l'embryon de la nappe de la Dent-Blanche.* Sous l'effort tangentiel continué, les embryons ont marché de l'avant, cependant que la coiffe néritique des géanticlinaux devenait le manchon frontal des grands plis couchés.

Le géosynclinal piémontais, sous l'empire des mêmes forces, est devenu le grand synclinal couché qui sépare les nappes du Grand-Saint-Bernard et de la Dent-Blanche. Les plus grands synclinaux couchés dérivent donc de géosynclinaux et les plus grands anticlinaux couchés de géanticlinaux.

La stratigraphie mésozoïque déroulée de la nappe du Mont-Rose donne un résultat différent, mais non moins intéressant. Au Trias, il est impossible de reconnaître dans ces parages autre chose que des variations locales de faciès ; aucune ordonnance longitudinale ne se dégage de ces détails. Au Jurassique, le géosynclinal piémontais s'approfondit et il y régne une sédimentation très uniforme. La nappe du Mont-Rose n'est encore manifestée, en surface, par aucun embryon ; en d'autres termes, elle est en retard sur ses deux congénères et cette différence de phase persiste jusqu'à la fin, comme

le montre, à l'époque du paroxysme orogénique, la production du capuchon Mischabel-Valsavaranche. Ce retard est imputable, comme nous l'avons dit plus haut, à l'inertie particulière que présentait le tréfonds des régions centrales du géosynclinal, par suite du confinement de la matière et de l'éloignement des môles.

Les embryons des grands plis couchés se manifestaient, en surface, comme un train d'ondes géanticlinales et géosynclinales en marche vers le butoir externe. La réalité de ce déplacement horizontal est aisée à établir, par exemple, pour le géanticlinal briançonnais considéré au Lias. « Sur les deux flancs du géanticlinal, dit HAUG, des brèches prenaient naissance, qui, grâce à des coulées sous-marines, comparables aux coulées sous-lacustres récemment décrites par M. ARNOLD HEIM, venaient se mélanger aux formations bathyales des deux géosynclinaux voisins [1]. » Or il convient de remarquer que ces brèches ont dévalé en quantités beaucoup plus grandes sur le versant externe, géosynclinal valaisan, que sur le versant interne, géosynclinal piémontais. Qu'en conclure, sinon que le versant externe, recevant en plein la poussée des charriages naissants et des surfaces listriques remontantes, était tout ensemble plus ébranlé et plus raide que le versant interne? Sans parler des brèches originaires du rivage, ce dépôt s'alimentait à l'affleurement sous-marin des zones de broyage qui jalonnaient l'arrivée des surfaces listriques ou qui accompagnaient les mille rejets de la surface structurale et de la sub-surface ; à chaque nouvelle poussée, l'ébranlement provoquait de nouveaux glissements et le broyage fournissait des matériaux frais qui permettaient au phénomène de se continuer. Par contre, le versant interne de la *cordillère* ne recevait pas les poussées qui se propageaient au-dessous de lui ; il n'éprouvait guère qu'une translation passive [2].

[1] EMILE HAUG, note citée.

[2] On conçoit, dans ces conditions, comment des failles disjonctives peuvent se produire sur le versant interne d'une cordillère de type pacifique, par le simple jeu de l'effort tangentiel, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir, en marge du phénomène principal, des affaissements d'origine radiale. Le fait que la cordillère, dans son ensemble, est énergiquement comprimée, n'empêche pas les fentes d'extension d'y naître, en débutant par la surface et en gagnant peu à peu les profondeurs. La conciliation de ces deux phénomènes, inutilement cherchée par nombre de savants, n'est pourtant pas plus difficile à concevoir que la formation de crevasses dans un glacier. Dans l'un et l'autre cas, des effets locaux d'extension apparaissent dans une masse principalement soumise à la compression. On ne saurait douter que nombre d'arcs volcaniques, qui soulignent le côté postérieur de cordillères du type pacifique, se rattachent à des fentes d'extension réductibles, comme il vient d'être dit, à l'effort tangentiel.

Quant à la dissymétrie du géanticlinal, elle exprimait le caractère dirigé, unilatéral de l'effort. Tout porte à croire qu'elle existait dans les autres géanticlinaux. Celui du Dolin, par exemple, avait un versant externe raide : en effet, le passage des faciès néritiques aux faciès bathyaux n'exige, autour de la charnière frontale, qu'un petit nombre de kilomètres.

Dès le Tias et pour le reste des temps secondaires, le géosynclinal valaisan n'est autre chose que l'*avant-fosse* [1] des Alpes embryonnaires. Son versant externe, qui appartient à l'avant-pays, est identique à notre talus hercynien, recouvert de sédiments marins ; son versant interne, identique au versant externe du géanticlinal briançonnais, n'est pas seulement le front de la nappe du Grand-Saint-Bernard : il est en même temps le front extrême, en marche vers l'obstacle, de tout l'embryon des Alpes, dont le géanticlinal briançonnais n'est que l'ouvrage le plus avancé.

Par l'empiètement continuel de cette *cordillère* mobile, le géosynclinal valaisan se rétrécit et la ligne de ses points bas se déplace vers l'avant. C'est la *migration de l'avant-fosse*, phénomène qui se poursuit jusqu'au refoulement définitif de ce sillon dans la zone molassique.

Dans la zone pennique, la nappe du Grand-Saint-Bernard est l'objet principal. Née la première, manifestée, comme ébauche, par une puissante *cordillère* en mouvement ; chargée, pendant tout le développement embryonnaire de la chaîne, d'affronter directement l'avant-pays, elle est devenue en fin de compte, par son volume, la plus grande des nappes alpines. Par la puissance, la variété et la complexité des effets qu'elle a développés au devant d'elle, c'est aussi l'une des plus remarquables.

A peine moins importante, la nappe de la Dent-Blanche se marque, dès l'origine, par une *cordillère* semblable, qui travaille à rétrécir le géosynclinal piémontais. Au paroxysme tertiaire, elle est un peu en retard sur la nappe du Grand-Saint-Bernard ; il est probable que cette différence de phase existait dès l'origine, puisque le butoir externe, agent essentiel du déferlement vers le nord, était plus éloigné de cette deuxième onde que de la première.

A tout prendre, il semble qu'on doive tout ramener à ces deux grandes nappes différenciées *ab initio*. Il n'y a en somme que deux nappes penniques. On peut décrire les nappes du Simplon comme un paquet de digitations inférieures

[1] « Vortiefe » Suess.

de la nappe du Grand-Saint-Bernard et la nappe du Mont-Rose comme le faisceau inférieur de la nappe de la Dent-Blanche. Ceci n'est pas seulement une manière de parler : les nappes du Simplon ne sont qu'un *foisonnement* tardif, développé presque *in situ* à la base de la nappe du Grand-Saint-Bernard, dans le géosynclinal valaisan ; la nappe du Mont-Rose est dans le même rapport avec la nappe de la Dent-Blanche et avec le géosynclinal piémontais. Le foisonnement est dû à une plasticité tout particulièrement élevée et cette dernière circonstance s'explique tout ensemble par la nature des sédiments géosynclinaux et par l'énorme surcharge des deux plus grandes nappes déjà présentes.

Le faisceau des grands plis couchés penniques apparaît donc de plus en plus, dans les Alpes occidentales, comme la véritable affaire. Pour la masse mise en jeu, il l'emporte immensément sur tout le reste. Par rapport à lui, les plis couchés helvétiques sont passifs et toute l'histoire de leurs formes, depuis la naissance jusqu'à la mise en place, est le contrecoup d'événements penniques.

Nous avons dit plus haut quels ont été les agents, les intermédiaires, le mode et le résultat de cette transmission de poussées. Il convient d'ajouter qu'au début tout se passe, pour le socle résistant, en déformations à grand rayon de courbure, avec orientation parallèle aux embryons ; c'est ainsi qu'il faut concevoir l'origine du « géanticlinal helvétique » et du « géosynclinal vindélicien ». En augmentant, la poussée des nappes produit en outre, dans le même socle et dans sa couverture helvétique, des dislocations bien plus accentuées, mais limitées à la zone d'affrontement. L'effort continuant, l'attaque gagne vers l'avant ; de nouvelles surfaces listriques, de nouveaux coins, de nouveaux plis couchés apparaissent un peu plus en dehors et ainsi de suite. Avant de jouer sur leurs surfaces listriques, les coins se renflent, chacun pour son compte ; en avançant presque solidairement, avec des différences de phase, ils produisent l'intumescence générale de la première zone alpine et ce bombement se répercute dans les nappes sus-jacentes. Sous la poussée des nappes, l'ensemble de l'avant-pays européen prend des gauchissements accompagnés, à titre de manifestations accessoires, par des dislocations radiales ; mais la marge la plus exposée, au contact même des nappes, est bien plus gravement éprouvée ; au reste, la largeur et la saillie de cette marge augmentent à chaque nouvelle poussée.

Il nous reste à montrer comment, au paroxysme tertiaire,

chaque grande phase des mouvements penniques se répercute dans le domaine helvétique et préalpin.

A la phase Saint-Bernard, la nappe homonyme se couche définitivement sur l'avant-fosse ; elle en fait jaillir le contenu, qui devient le paquet de nappes des Préalpes inférieures, tandis qu'elle-même, étalant largement ses enveloppes, donne naissance au vaste tablier nummulitique dont les principaux restes sont la zone du Niesen, la zone des Aiguilles d'Arves, les nappes de l'Embrunais et leur prolongement dans les Alpes maritimes italiennes. En profondeur, l'avant-fosse est écrasée ; en surface, sa forme est rejetée très en avant, près du bord externe actuel des Alpes.

A la phase Dent-Blanche, la nappe ainsi nommée prononce son mouvement principal ; ce faisant, elle transporte sur son dos, après l'avoir arraché de sa racine, un gros paquet de digitations et de nappes plus élevées qu'elle décharge vers l'avant : c'est la mise en place des Préalpes supérieures ; nappe rhétique, nappe des Préalpes médianes et peut-être aussi Brèche du Chablais. Laminées sous ce traîneau, les Préalpes inférieures sont tronçonnées en Préalpes internes et Préalpes externes.

A la phase Mont-Rose, qui a vu naître également les nappes du Simplon, l'effort transmis déclanche, vers l'avant, la formation du groupe de nappes Wildhorn-Diablerets, qui grandit et finit par s'invaginer dans le plafond constitué par les Préalpes inférieures, la nappe du Grand-Saint-Bernard et les Préalpes supérieures.

A la phase insubrienne, la poussée transmise incite la formation des plis « parautochtones » ; elle fait de plus jouer, ou rejouer, les plis autochtones. L'intumescence générale de l'infrastructure augmente en hauteur et empiète vers l'avant ; ainsi prend naissance la retombée antérieure du massif d'Erstfeld-Gasteren, du môle des Aiguilles-Rouges et de Belledonne. C'est le *renflement préliminaire* d'un coin naissant ; à son pied aboutit un train de jeunes surfaces listriques, par lesquelles s'acheminent peut-être les sources de Pfäffers, Lavey, Saint-Gervais, Allevard, Uriage. Là finit, pour l'heure, la marge fortement disloquée de l'infrastructure[1].

On voit, par cette correspondance des phases, que les recrudescences de la poussée pennique déterminent celles des mouvements helvétiques et préalpins. Le gros de l'effort trans-

[1] La coïncidence de l'alignement des sources thermales et de l'alignement tectonique est pour le moins remarquable.

mis a été satisfait d'abord par la formation des Préalpes inférieures, puis par celle des nappes helvétiques proprement dites ; ensuite, par la production des plis parautochtones ; enfin, par l'érection du renflement antérieur.

La propagation des effets vers l'extérieur de la chaîne est donc manifeste et rien ne nous dit que ces effets ne s'étendront pas, dans l'avenir, à des régions encore autochtones aujourd'hui.

La comparaison des amplitudes présentées par les objets ainsi engendrés montre que l'effet utile de la poussée transmise décroissait avec la distance de propagation et aussi avec le temps. Ce dernier point concorde fort bien, du reste, avec l'ordre de grandeur des quatre maxima de la poussée intra-alpine : de la phase Saint-Bernard à la phase insubrienne, ces maxima ont consommé de moins en moins d'énergie, comme le montrent les effets produits dans la zone pennique elle-même.

Condition de la zone pennique au Paléozoïque supérieur. — Le plissement hercynien, si évident aux deux bords du cadre, s'est-il également produit dans le tréfonds de la zone géosynclinale interposée ? On sait qu'en général les dépôts primaires et secondaires de la zone pennique sont concordants et unis par des passages verticaux qui attestent la continuité de la sédimentation. On en conclut, à l'ordinaire, que le plissement hercynien n'a pas affecté ce domaine, mais les faits me semblent justifier une autre manière de voir, suivant laquelle les plissements hercyniens s'y sont produit avec une intensité remarquable, mais sans émerger autrement qu'à de rares endroits.

Aux deux marges de la zone géosynclinale, près des môles nord et sud, les traces d'une telle émersion sont manifestes. C'est d'abord, à la marge nord, la lacune stratigraphique qui, sur le flanc normal du pli couché I, sépare le gneiss d'Antigorio des marbres du Trias moyen ; ces derniers débutent par un conglomérat de base, à cailloux de gneiss et ciment de carbonates (A. Stella, C. Schmidt, H. Preiswerk). C'est ensuite, à la marge sud, le repos de mélaphyres probablement permiens sur les « micaschistes éclogitiques » de la zone Sesia ; la roche effusive y renferme des englobements de ces mêmes schistes cristallins (S. Franchi).

On voit, par ce rapprochement, que le plissement hercynien a affecté, pour le moins, les deux bords de la zone géosynclinale. Il a aussi affecté le centre, où un autre phénomène, inséparable du plissement hercynien, s'est manifesté

avec une rare intensité : je veux dire la mise en place, au Primaire supérieur, de roches acides profondes, entourées de vastes auréoles d'injection et d'imbibition. Aisées à reconnaître aujourd'hui, malgré le laminage et la recristallisation qu'elles ont subi depuis leur mise en place, ces roches jouent un rôle capital dans la série primaire, sans jamais atteindre le Trias calcaire et les schistes lustrés. Elles sont antérieures au Trias moyen, comme le démontrent les conglomérats de la nappe d'Antigorio, et nulle part, jusqu'à maintenant, on ne les a vu pénétrer dans les quartzites du Trias inférieur, dont elles s'approchent pourtant assez près ; elles sont donc paléozoïques.

La zone géosynclinale d'ordre supérieur, ou Téthys, englobait donc ces parages, à l'Ouralien et au Permien, du fait même de l'inégal relèvement des plis hercyniens. De plus, elle présentait déjà, au moins dans les Alpes Graies et Pennines, une différenciation en rides et en sillons qui marquait, dès cette époque reculée, l'existence du géosynclinal valaisan, du geanticlinal briançonnais, du géosynclinal piémontais et du géanticlinal du Dolin. Pour établir ce point, il suffit de faire voir que la proportion, en volume, des dérivés de roches acides et profondes, d'âge paléozoïque, aux dérivés des sédiments de la même époque, est minimum dans les nappes issues de géanticlinaux (Saint-Bernard 5-10 %, Dent-Blanche 20-25 %) et maximum dans les nappes issues de géosynclinaux (Mont-Rose et Grand-Paradis 70-80 %, nappes simplo-tessinoises 80-90 %). Ce phénomène est d'une explication aisée : le tréfonds des géosynclinaux a plongé, dans le bain granitique, plus bas que celui des géanticlinaux. Le granite, avec ses zones de refusion, d'assimilation, d'injection et d'imbibition, y a tenu beaucoup plus de place, relativement, qu'il n'en occupait, à égale distance de la surface, sous les géanticlinaux[1]. Le plissement tertiaire, en déformant, en transposant et en laminant les masses, n'a pas modifié leur rapport volumétrique. Quant à la recr stallisation, évidemment responsable de certains changements de volume, son action n'a pas été telle que les rapports primitifs en soient essentiellement altérés.

L'ébauche primordiale des Alpes. — Les rides et les sillons qui accidentaient le géosynclinal d'ordre supérieur remontent

[1] L'assimilation s'efforçait donc à rétablir, sans égard à la conformation de la surface et à la structure des plis digérés, le niveau horizontal moyen du bain granitique.

donc, pour le moins, au Carbonifère ou au Permien. Ils apparaissent, à ce moment, comme des plis hercyniens demeurés à la condition immergée. Dans la topographie sous-marine, le géanticlinal briançonnais émerge en certains points, et les conglomérats permo-carbonifères dévalent sur ses flancs ; le versant nord n'a qu'une dénivellation peu marquée, par suite de la faible profondeur du sillon valaisan ; à certains moments et en certains points, des ponts émergés rattachent la ride géanticlinale à l'avant-pays exondé. Le sillon valaisan n'est, d'ailleurs, pas assez nettement exprimé pour exclure l'apport, jusqu'au géanticlinal briançonnais, d'un petit nombre d'éléments détritiques provenant de la première zone alpine, et il n'est pas sûr qu'un régime marin ait prévalu, au Primaire supérieur, à cette marge extrême de la zone pennique. En profondeur, rides et sillons sont beaucoup plus accentués, comme l'exige la distribution des roches granitiques ; ce contraste marque nettement le caractère orogénique des premières ébauches dont nous parlons.

A l'origine, les rides et les sillons sont des plis hercyniens ; ils sont de plus, comme nous le savons maintenant, les embryons des grands plis couchés tertiaires. L'histoire de ces derniers apparaît donc sous un jour nouveau et s'enchaîne avec une continuité inattendue. Il n'y a pas de paradoxe à dire que les grands plis couchés de la zone pennique sont des plis hercyniens rarement émergés, à peine arasés, peu ou point rigidifiés et maintenus, de ce fait, à la condition de vie latente, embryonnaire, pendant les temps secondaires et le début des temps tertiaires, jusqu'au grand réveil qui se produit avant la fin du Nummulitique et leur confère, en exagérant les vieilles formes, les traits essentiels de la configuration présente.

Vers la fin des temps primaires, la dénudation est très avancée dans les deux régions hercyniennes, bordières, appelées à entrer dans la mosaïque des deux avant-pays. Les débris, charriés dans la zone géosynclinale et augmentés de l'apport résultant de l'érosion des rides, tendent à combler les sillons. Ce remplissage est fort avancé au Trias inférieur, comme le montre la grande extension des quartzites de cet âge. Seules les parties centrales du géosynclinal piémontais conservent un reste notable de profondeur. Pour le sillon valaisan, l'absence des quartzites, dans les nappes du Simplon, est loin d'être aussi générale qu'on l'a prétendu ; quand elle se produit, je l'explique, en certains points, par une émersion temporaire ; en d'autres régions, par le comblement inachevé.

Dans les fonds que ce remplissage grossier n'a pas atteints parviennent cependant les sédiments détritiques les plus ténus ; c'est pourquoi le passage vertical des argiles de la série inférieure, — aujourd'hui transformée en micachistes et en paragneiss, — s'y effectue sans interposition de quartzites, et sans limite tranchée, du côté du Trias calcaire ou des schistes lustrés.

Par l'énorme surcharge qu'il représente, ce remplissage paléozoïque et triasique augmente, en profondeur, la plasticité des régions qui le reçoivent ; la condition géosynclinale y est non seulement maintenue, mais accentuée. Par suite, les vastes régions exondées du Nord et du Sud deviennent relativement rigides ; ainsi commencent à s'établir des différences de plasticité inexistantes à l'époque du plissement hercynien[1]. Les aires continentales et la zone géosynclinale s'individualisent dans l'ancien tout à peu près homogène.

A tout prendre, le Téthys doit sans doute sa formation à l'affaissement complexe d'une vieille marquetterie à fragments précambriens, calédoniens et hercyniens ; on voit cependant que les régions hercyniennes non exondées ont manifesté le nouveau cycle d'orogénèse avant les autres parties du domaine affaissé, et ont été appelées, par ce fait même, à jouer un rôle plus prolongé et plus particulièrement éminent dans la détermination du plissement tertiaire.

On voit aussi que les rides et les sillons embryonnaires sont plus anciens que l'étau ; les premiers sont contemporains du plissement hercynien ; le dernier, un peu plus jeune, date du moment où le bâti de cette chaîne a commencé à manifester des différences importantes de plasticité générale. L'étau n'a pas créé les premières ébauches, mais il les a progressivement accentuées, à travers la période embryonnaire, jusqu'à en faire, à l'époque du paroxysme, le puissant faisceau des nappes penniques auquel est venu s'adjoindre, par un effet de détail, le train des nappes helvétiques.

La période embryonnaire. — Le tréfonds du géosynclinal d'ordre supérieur, en continuant de s'affaisser et de se retrécir tout ensemble, est affecté d'un écoulement plastique qui devient, au voisinage des môles, un flux dirigé vers ces derniers. A certains moments prévaut l'effort horizontal ; les rides et les sillons se prononcent, les dénivellations sous-marines s'accroissent ; les rides, devenues d'importantes *cor-*

[1] Différences dont la distribution est régionale et qu'il faut distinguer des différences locales, plus anciennes, qui existent entre les divers éléments, de la chaine hercynienne : couches paléozoïques, batholites etc.

dillères, marchent de l'avant et empiètent sur le sillon plus externe : en progressant, elles montent ; leur faîte, suivant l'intensité et la durée de l'effort, reste caché, arrive à fleur d'eau ou émerge en longs alignements d'archipels, puis de grandes îles ; c'est, identiquement, le phénomène des guirlandes insulaires du « type pacifique ». Un manteau de sédiments néritiques s'établit sur les deux talus ; il envahit également le faîte, quand les choses ne vont pas jusqu'à l'émersion. Flanquées d'un double train de brèches glissantes, particulièrement abondantes et mobiles au côté raide externe (Lias) ; les hautes cordillères en marche se montrent, en d'autres lieux ou en d'autres temps, frangées, ou soulignées, ou ponctuées de récifs coralliens (Lias, Jurassique supérieur). L'émersion vient-elle à prévaloir ? Une lacune stratigraphique apparaît et il s'y intercale, de loin en loin, des dépôts du caractère le plus littoral (Jurassique moyen).

Quand la descente géosynclinale domine, les cordillères plongent pour un temps. C'est ce qui a eu lieu, pour le géanticlinal briançonnais, vers le passage du Jurassique moyen au Jurassique supérieur.

Chaque cordillère recouvre, en profondeur, la partie la plus active, la plus mobile, la plus intensément plissée de l'embryon d'un grand anticlinal couché, simple ou multiple. La cordillère n'est que l'enveloppe superficielle, la réplique affaiblie, effacée, de cet embryon ; son front et son faîte ne sont pas à l'aplomb de la portion la plus vivante, la plus contournée de ce dernier ; ils la précèdent quelque peu [1]. L'embryon peut être déjeté, renversé ou déjà couché ; jamais pourtant, la cordillère ne présente, à la surface, de grandes formes surplombantes. Les boucles emboîtées par lesquelles s'opère la transmission de la forme sont d'autant plus adoucies, d'autant moins involutes et d'autant plus décalées vers l'avant qu'il s'agit de couches plus rapprochées de la surface. Au total, le dos de la cordillère n'est que la surface structurale de l'embryon en marche.

Le plan des ondes embryonnaires dessinait des courbes

[1] Il convient de rappeler que MAURICE LUGEON, en discutant un cas analogue à celui qui nous occupe, a parfaitement fait sentir la liaison qui s'établit entre l'onde interne et l'onde superficielle dans un liquide où l'on provoque, à une certaine profondeur, un mouvement horizontal (MAURICE LUGEON, Les dislocations des Bauges (Savoie). *B. S. C. G. F.*, tome XI, 1899-1900, p. 359-474, 6 pl. [cf. p. 468]). Je dois beaucoup, pour l'intelligence des déformations complexes étudiées ici, à cette lumineuse comparaison.

presque concentriques [1] et convexes au NW, à l'W et au SW, à peu près comme le train général des plis hercyniens qui apparaissent, en boutonnières d'érosion, du massif de l'Aar à celui du Mercantour. La courbure était légèrement différente de celle du talus de l'hémicycle, sans quoi il ne se serait produit ni virgation pendant le déferlement, ni dérive à l'abordage. La chaîne embryonnaire n'était sûrement pas rectiligne, ni placée en dehors, et très au sud de l'hémicycle, comme on l'a soutenu récemment [2]. Dans ce cas, le flux aurait dû longer la Corse granitique, du Sud au Nord, puis pénétrer dans la moitié méridionale de l'hémicycle à partir de l'Est, en développant, le long du talus hercynien des Alpes maritimes, d'énormes effets de dérive vers l'ouest et des branches de virgation ouvertes dans le même sens [3]. Nous avons vu, tout à l'heure, que l'incidence est presque normale dans ce secteur ; le flux y a certainement pénétré par le NNE et le Nord.

Cette disposition curviligne du plan embryonnaire, directement héritée de l'ébauche hercynienne et confirmée un peu plus tard par la différenciation de l'étau, avec son promontoire attaquant et sa circonvallation résistante, s'est peu à peu accentuée, puis chargée de détails, par adaptation plus intime aux deux môles en voie de rapprochement [4].

[1] Emile Argand, Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. *Matér. Carte géol. suisse,* nouv. sér., livr. XXXI, p. 1-26. Berne, 1911.

[2] Frédéric-Wladimir Hermann, Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes pennines (Massifs Rocs de Boudri — Bella Tola et Sasseneire — Becs de Bosson). 112 p. 8°, une carte géol., 3 pl., 1 fig. Lyon, 1913.

[3] C'est précisément le contraire qui a lieu. Voir la figure 16 et son explication.

[4] On arrive ainsi à n'attribuer qu'une valeur très modérée à la translation des formes superficielles vers le bord résistant de l'hémicycle. Cette origine rapprochée semble, au premier abord, inconciliable avec les grandes amplitudes des plis couchés. Pour rétablir l'accord, il suffit de remettre toutes choses en leur milieu originel. Les grandes amplitudes correspondent aux *mouvements intestins* d'une masse plastique déformée dans ses profondeurs, et ces mouvements n'impliquent pas du tout la nécessité d'admettre une translation équivalente de l'ensemble. Cette translation a certainement été très inférieure à la somme des amplitudes des plis couchés.

Ce point n'est pas contredit, d'ailleurs, par les chiffres démesurés que semble donner le déroulement des nappes. Ce déroulement n'est qu'une opération de l'esprit ; commode pour apprécier les relations des objets paléogéographiques et embryotectoniques, il est resté à peu près sans valeur, jusqu'ici, pour la mesure de leurs dimensions transversales. En se bornant, comme on le fait encore parfois, à développer à plat, vers l'arrière-pays, le périmètre des grands plis couchés, on obtient des valeurs beaucoup plus

Pour nous figurer, dans le lointain des temps, la condition des Alpes encore jeunes, nous n'avons qu'à regarder, dans la nature actuelle, les guirlandes insulaires de l'Asie orientale et de l'Océanie. Ces arcs mouvants ont ceci d'admirable, qu'ils nous montrent côte à côte, au même instant, les états successivement traversés par des chaînes plus évoluées, sinon plus anciennes. Par un tour semblable à celui de l'anatomie comparée, leur étude confirme les résultats de l'embryologie tectonique.

Pour nous en tenir à un seul exemple, l'arc malais est bien remarquable à cet égard. Mettons, pour faciliter la comparaison visuelle, le Sud en haut. L'Australie est le môle externe ; un vaste plateau, à peine couvert par l'ingression du golfe de Carpentarie et par la mer épicontinentale des Alfourous, la prolonge jusque au bord d'un talus plus déclive (socle continental) qui s'abaisse rapidement jusqu'à un premier sillon curviligne, l'avant-fosse, comparable au géosynclinal dauphinois et valaisan. En arrière, deux cordillères concentriques dont l'extrémité orientale, sous la mer de Banda, s'incurve jusqu'au demi-cercle et même au delà, pour l'arc interne venu de Sumatra et de Java. Ce plan demi-circulaire, c'est celui que présentaient les jeunes Alpes occidentales. Les deux cordillères principales sont nos deux maîtres géanticlinaux ; le sillon intermédiaire, comme le géosynclinal piémon-

grandes que nature. Il faut, pour corriger cette erreur en quelque manière, tenir le plus grand compte des étirements, particulièrement sensibles dans les flancs renversés et parfois même, quand il s'agit de plis couchés formés, comme ceux de la zone pennique, à de grandes profondeurs, dans les flancs normaux. En moyenne, un kilomètre de flanc normal ne vaut pas un kilomètre de largeur développée, et c'est le cas, à bien plus forte raison, pour un kilomètre de flanc renversé. Dans certains cas particuliers et pour des objets restreints, on peut estimer, avec une approximation convenable, le montant à soustraire. Mais qu'il s'agisse d'un système de plis couchés très complexes, ou d'une chaîne entière, la solution dépend de facteurs si nombreux, si enchevêtrés, qu'on n'y peut songer actuellement. La seule chose dont on soit sûr, c'est que le déroulement mental d'un tel ensemble comporte une très grosse erreur par excès.

Il existe, heureusement, un meilleur moyen de parvenir à l'estimation approchée des dimensions du profil déroulé. C'est de tenir compte, pour la restitution des états antérieurs, du *volume* de chaque objet, considéré comme constant aux divers moments de l'évolution, et de laisser de côté la méthode ordinaire des périmètres. Dans ce problème où tout varie, le volume de chaque élément de structure est encore ce qui varie le moins. En procédant de cette manière toutes les fois qu'il se pouvait, je suis parvenu à construire les coupes 2 à 13, planche 3, où l'échelle des longueurs ne doit pas différer beaucoup du millionième. Pour pouvoir représenter certains objets de petite dimension, mais de grande importance, j'ai dû surfaire les hauteurs dans la proportion moyenne de 1,5 à 1.

tais, est plus profond que l'avant-fosse. Par son dessin plus tendu, la partie encore libre de l'arc, Flores-Java-Sumatra, rappelle les Alpes orientales et leur déferlement moins contrarié. Un peu partout, l'érosion débite des nappes de recouvrement dont les débris passent, à l'état de sédiments détritriques, dans les sillons et dans l'avant-fosse, en attendant un nouvel empiètement des cordillères. Loin à l'arrière, au delà d'autres chaînes tertiaires qui englobent des fragments d'infrastructure ramenés au jour, c'est le vieux môle de l'Indo-Chine.

Ces comparaisons, qu'il ne faut pas trop pousser dans le détail, font sentir ce qu'étaient les Alpes embryonnaires. Elles permettent de restituer à ces configurations transitoires, entrevues avec trop de simplicité dans le raccourci des temps géologiques, la beauté et la complexité des premiers jours.

Pareils aux libres cordillères de la Polynésie, puis au Japon tendu vers le Pacifique, et plus tard à l'arc de Banda resserré entre des môles étrangers, les embryons alpins ont présenté, dans le temps et dans l'espace, une incomparable variété de phénomènes. L'esprit se plaît à ranimer ces choses évanouies. C'est le vaste dos des cordillères, lentement courbé par les forces intérieures, ébranlé de sismes innombrables, et façonné par l'érosion. Ce sont les rangées volcaniques fumantes, et celles que l'âge a apaisées. C'est la ceinture des terrasses marines gauchies, des récifs coralliens soulevés, étagés en gradins. C'est la ligne éclatante des franges et des barrières, la lumineuse poussière des atolls, l'infini des mers bleues, et le joyeux tonnerre des vagues brisées sur le rivage.

Le plan des embryons s'est incurvé progressivement. Deux trains de cordillères arquées, l'un occidental, l'autre oriental, se sont formés à partir de deux transversales distantes de 300 kilomètres. En avançant, chacun d'eux s'est allongé dans les deux sens, par croissance des extrémités libres. L'extrémité orientale de l'arc occidental, en s'allongeant vers l'Est, est entrée en lutte avec l'arc des Alpes orientales, et ce dernier a pris le dessus. L'allongement de l'arc pennique dans les deux sens, à partir de la transversale Biella-Sion, est évident dès le Trias. Sous l'effort horizontal qui atteint là son maximum, le géosynclinal piémontais se creuse davantage qu'aux deux bouts de la zone. C'est pourquoi les quartzites du Trias inférieur y sont souvent remplacés latéralement par des dérivés cristallophylliens de schistes argileux, et les calcaires dolomitiques du Trias plus élevé, par

des schistes lustrés [1]. La poussée étant moins active aux deux ailes, le sillon y est moins profond : à l'Est, dans les Grisons, le niveau du Trias calcaréo-dolomitique, parfaitement continu, occupe toute la largeur du profil déroulé, sans passage latéral aux schistes lustrés, qui le surmontent simplement [2]; au Sud, dans les Alpes Cottiennes, les passages latéraux existent, mais la partie triasique des schistes lustrés, rétablie en profil déroulé, couvre une surface bien moindre que dans les Alpes Pennines et le nord des Alpes graies [3].

Au Trias inférieur s'achève l'arasement de l'avant-pays, comme l'indique la substitution, dès le Trias moyen, de la sédimentation carbonatée aux quartzites. Au passage d'un régime à l'autre, il y a peu de changements bathymétriques ; l'assiette des dépôts du Trias moyen est donnée par le remplissage antérieur, et les forces tangentielles interviennent avec modération.

Il n'en est plus de même au Lias, où les embryons avancent en accentuant, à la surface, les rides et les sillons. Au Jurassique moyen, le phénomène se prononce mieux encore, pour faire place, vers le passage au Jurassique supérieur, à une plongée très modérée. Ainsi se dessinent, pour le Jurassique, les maxima et les minima de l'effort tangentiel, avec leurs alternatives de striction et de rémission partielle. Les données qu'on possède sur le Crétacé intra-alpin sont encore trop précaires pour qu'on puisse procéder, sans trop de conjectures, à la restitution des alternatives analogues qui ont rempli cette période. Au Nummulitique, l'avant-fosse reçoit d'énormes masses de brèches glissantes, nourries par le géanticlinal briançonnais en marche : c'est pourquoi les

[1] Ces faits montrent nettement que la condition géosynclinale n'a pas disparu de la zone pennique au Trias. Il est incontestable, toutefois, que la partie principale du géosynclinal était rétrécie en même temps qu'écourtée.

[2] Le faciès schistes lustrés débute donc plus tôt dans le centre et dans le sud de l'arc qu'à l'extrémité orientale. Ce phénomène se rattache, en définitive, au mode de croissance de l'arc pennique embryonnaire.

[3] La nappe du Mont-Rose, issue du géosynclinal piémontais, est donc partie de très bas au centre de l'arc, de moins bas à l'aile Sud, et de moins bas encore à l'aile Est. C'est pourquoi l'encapuchonnement est très vigoureux dans la première région (Mischabel-Valsavaranche), moins marqué dans la seconde (éventail franco-italien) et nul dans la troisième, où le pli couché de la Suretta a simplement recouvert celui du Piz Tambo sans foncer dans sa masse. Les différences de phase manifestées en profil longitudinal, à l'époque du paroxysme, existent déjà au Trias, avec le même signe, et rien ne montre mieux la continuité, la régularité de préparation qui distingue les embryons penniques.

matériaux cristallophylliens de la nappe du Grand-Saint-Bernard y prédominent. A mesure de l'avancée des embryons, le plan se rétrécit, les cordillères s'exhaussent et approchent de leur destin.

Le paroxysme. — Le déferlement, parvenu à son apogée, s'effectue en trois temps : ce sont les phases Saint-Bernard, Dent-Blanche et Mont-Rose[1].

A la première phase, le géanticlinal briançonnais s'étale sur l'avant-fosse et déferle sur l'avant-pays. La nappe du Grand-Saint-Bernard, depuis longtemps marquée en profondeur par un embryon très couché, acquiert toute son amplitude ; la majeure partie des brèches liasiques et des brèches nummulitiques passe dans son manchon frontal ainsi que dans son flanc renversé.

A la deuxième phase, le géanticlinal du Dolin s'avance sur les restes du géosynclinal piémontais ; la nappe de la Dent-Blanche, après avoir couvert cette dépression, fonce dans le flanc normal de la nappe du Grand-Saint-Bernard en y produisant un premier train de plis en retour, l'éventail de Bagnes. En surface, les deux cordillères maîtresses se rapprochent jusqu'à se confondre en un seul bourrelet géminé, dont la partie antérieure s'épanche largement au-dessus de la première zone alpine, jusqu'au bord externe des Alpes. La forme de l'avant-fosse est rejetée tout au front de ce bourrelet ; elle y reçoit les déchets de l'érosion des nappes ; c'est le début de la cuvette molassique.

A la troisième phase, la déformation atteint enfin le tréfonds des deux sillons géosynclinaux. La nappe du Mont-Rose se prononce et va, comme la précédente, s'encapuchonner dans le flanc normal de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Ainsi naissent les plis en retour de l'éventail franco-italien et ainsi s'exagère le gros pli Valsavaranche-Mischabel. Vers le

[1] Nous donnons ici un court résumé des événements principaux, en les présentant en ordre chronologique. Il ne saurait être question d'examiner à nouveau l'ensemble des effets propres à chaque phase : presque tous sont mentionnés au cours du présent mémoire. Voir également :

Emile Argand, Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, t. XLVII, p. xxxiii-xxxvi, procès-verbaux de la séance du 17 mai 1911.

Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique. *Ibid.*, t. XLVIII, p. xiii-xvi, 21 février 1912.

Encore sur les phases de déformation des plis couchés de la zone pennique. *Ibid.*, p. xx-xxii, 6 mars 1912.

Le rythme du proplissement pennique et le retour cyclique des encapuchonnements. *Ibid.*, xxiv-xxvii 20 mars 1912.

même temps se produit le foisonnement simplo-tessinois [1].

Nous avons vu il y a un instant comment ces recrudescences périodiques de l'effort ont déclanché à l'avant les trois premières phases helvétiques et préalpines ; nous n'avons pas à y revenir.

A la phase Mont-Rose succède une rémission qui, en donnant le jeu nécessaire, provoque l'affaissement adriatique principal avec les conséquences que nous avons rappelées. Le retour d'énergie qui suit correspond à la phase insubrienne proprement dite, qui détermine la formation du troisième éventail, le redressement, le renversement, l'amincissement des racines, ainsi que la naissance du faîte structural. Par transmission lointaine, les dernières phases helvétiques du paroxysme sont incitées.

Le déclin de l'orogénèse et les phases tardives. — De l'oligocène supérieur à nos jours, l'effort tangentiel se poursuit avec beaucoup moins d'énergie : les maxima, très inférieurs en intensité aux maxima de la période précédente, alternent avec les phases de rémission partielle, peut-être même totale. Aux époques de serrage maximum, toutes les charnières préexistantes s'accentuent : c'est le cas, en particulier, du faîte structural. A mesure que le dos de la chaîne se rétrécit, il monte en accentuant sa courbure et en se gauchissant ; le faîte structural avance légèrement et gagne en altitude. On obtient ainsi [2], par la remise en mouvement du sous-charriage insubrien, la composante verticale variable d'un point à l'autre et périodiquement renouvelée, dont l'intervention est nécessaire pour expliquer la succession des cycles d'érosion préglaciaire, ainsi que le grand cycle post-pliocène et le gauchissement éprouvé à la marge des Alpes par les alluvions quaternaires les plus anciennes.

Il est encore difficile de compter, au Néogène, les maxima de la poussée insubrienne. Nombreux et saccadés au début, ils maintiennent la chaîne à l'état de rajeunissement prolongé, en une succession de cycles interrompus dès le premier

[1] La dérive et la virgation se développent pendant le paroxysme et s'accentuent après. Il en est de même pour les inflexions axiales. Emile Argand, Sur la segmentation tectonique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, tome XLVIII, 1912, p. 345-356.

[2] Emile Argand, Sur le drainage des Alpes occidentales et les influences tectoniques. *Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, t. XLVIII, p. xxviii-xxxii, procès-verbaux de la séance du 3 avril 1912.

Le faîte structural et le faîte topographique des Alpes occidentales. *Ibid.*, p. xxxvi-xl, 17 avril 1912.

âge ; tel est l'effet de la composante verticale. Quant à la composante horizontale, elle détermine le charriage du Flysch marginal sur la topographie molassique. Un maximum important, en rapport avec ce dernier phénomène, se place probablement au Pontien ; un autre retour d'énergie débute à l'Astien et se poursuit dans le Quaternaire, en provoquant le rajeunissement [1] d'une topographie préglaciaire, très usée au Pliocène. L'Helvétien et le Plaisancien, qui sont des époques de submersion, semblent correspondre à une rémission marquée de l'effort tangentiel : les Alpes, moins bien soutenues de côté, s'affaissent légèrement et une topographie à vallées noyées apparaît au bord sud de la chaîne.

Tout compte fait, les déformations dont les Alpes sont le siège, depuis la fin du paroxysme, ressemblent essentiellement, à l'intensité près, aux déformations qui ont immédiament suivi la phase Mont-Rose : affaissement adriatique principal et phase insubrienne. Ils n'en sont que la continuation affaiblie. Aux époques de maximum, la chaîne alpine, avec les portions adjacentes de l'avant-pays et de l'arrière-pays, joue exactement comme à la grande phase insubrienne, et par la même cause. Aux époques de rémission tangentielle, ces objets se comportent comme à la grande phase d'affaissement adriatique. On peut dire sans excès que la phase insubrienne se continue jusque dans le présent, et que toute l'histoire des mouvements alpins, à la fin du Nummulitique, au Néogène et au Quaternaire, se rattache aux variations de poussée horizontale du sous-charriage insubrien. La composante verticale dérivée de cet effort suffit d'ailleurs aux besoins du morphologiste, et les mouvements épirogéniques, s'il y en a eu, n'ont pu que superposer leurs effets à ceux des mouvements orogéniques.

Rien ne permet de croire, du reste, que l'effort horizontal soit tout à fait éteint : quand la zone insubrienne s'enfonce sous les Alpes, les plis couchés penniques roulent sur leurs charnières et la terre tremble à la marge de l'hémicycle, où se produit, entre l'avant-pays et les nappes, le décollement principal. On s'explique ainsi, mieux que dans l'idée d'un affaissement, l'existence de la longue ligne sismique qui distingue les abords du Rhône valaisan et se continue au loin dans les Alpes occidentales.

[1] C'est le rajeunissement invoqué par Emm. de Martonne pour l'explication de la dernière topographie préglaciaire, sur laquelle les glaciers quaternaires et les rivières interglaciaires vont exercer tour à tour leur action modelante.

Explication de la planche 3.

FIGURE 1. — *Diagramme d'une chaîne de type alpin à l'état embryonnaire.*

1, *avant-pays* à peu près rigide, à vieux plissements et batholites granitiques *g*. Dans l'intérieur du pays, topographie appalachienne typique. Plus près des côtes, topographie épigénique à partir de la surface des sédiments discordants et démantelés de la couverture; réseau hydrographique reflétant la surface disparue et travaillant à s'adapter au fond plissé. A la marge de l'aire exondée, ceinture de plaines côtières. En temps de plongée, vallées ennoyées et côtes à rias.

1', renflement déterminé, dans la partie la plus interne et la plus exposée de l'avant-pays, par la poussée des nappes. 2, mer épicontinentale.

3, *avant-fosse*. 4, première cordillère ou *cordillère frontale*. 5, *premier sillon*. 6, *deuxième cordillère*. 7, *deuxième sillon*, etc.

g', anciens batholites entraînés au cœur des grands plis couchés où ils passent, par laminage et recristallisation, à l'état de schistes cristallins.

vv' (noir plein), mise en place de magmas basiques dans les essaims de surfaces listriques à la base des grandes nappes ; *v'*, effusion volcanique sous-marine débouchant par la même voie. Il est loisible de concevoir, sur le versant interne de la cordillère 6, une ou plusieurs rangées de volcans subaériens greffés sur un alignement de fentes d'extension qui atteignent, en profondeur, le réservoir *v*.

b et *b'*, talus de brèches dévalantes, nourries par le jeu des surfaces listriques et aussi, en temps d'émersion, par l'érosion subaérienne.

Les variations de l'effort tangentiel règlent, à chaque instant, la condition tectonique, morphologique et stratigraphique des cordillères aussi bien que des sillons. Quand cet effort augmente, le bombement des faîtes s'accentue : les cordillères montent en se gauchissant. Quand il diminue, les cordillères redescendent en conservant les formes structurales précédemment acquises. Les phases d'émersion répondent donc à des maxima, les phases d'immersion à des minima de l'effort tangentiel. Quand, au cours d'une phase d'émersion, cet effort ne présente qu'un seul maximum, la topographie comporte un seul cycle d'érosion que l'immersion suivante interrompt. Quand l'effort tangentiel manifeste plusieurs recrudescences ou plusieurs maxima, la topographie évolue en un même nombre de cycles, dont chacun peut être poussé plus ou moins loin.

Les inflexions d'axe des embryons et des nappes, telles qu'elles apparaissent au long de la chaîne, sont déterminées par les singularités de l'avant-pays. En arrière des parties les plus résistantes de cet obstacle (promontoires ou saillies en masse) il y a retenue, tuméfaction du flux et bombement axial. En arrière des zones faibles (niches et dépressions), la surface du flux se relève moins et les axes tectoniques présentent un point bas.

L'exondation des cordillères débute dans les régions à bombement axial ; elle se fait par dômes insulaires sub-elliptiques, qui vont en s'élargissant et en s'allongeant. A ce stade, les régions à minimum axial sont occupées par des détroits d'ensellement (*e*) La striction continuant, les dômes s'allongent jusqu'à se raccorder par leurs extrémités ; les régions ensellées émergent à leur tour et le rivage de la jeune cordillère présente une suite de nœuds et

de ventres. Par ses traits conséquents, le réseau hydrographique dessine les normales aux isohypses de la surface structurale ; par ses traits subséquents, il souligne ces isohypses elles-mêmes. Les troncs conséquents s'ordonnent en un étoilement divergent centré sur chaque dôme. L'évolution du drainage se fait, au début, suivant le type des plaines côtières, compliqué des particularités qui résultent, en plan, de la forme des isohypses structurales. Quand le cycle vient à se prolonger, il y a épigénie à partir de la surface structurale et adaptation à la tectonique de parties plus profondes et plus accentuées du pli couché. A la périphérie, plaine côtière et appareils littoraux particulièrement développés au côté interne, moins incliné que le côté externe.

Au cas d'une évolution en plusieurs cycles, terrasses marines étagées au pourtour des cordillères et passant, vers l'intérieur, à des terrasses fluviatiles emboîtées. La disposition primitive des vallées, calquée sur les isohypses structurales et leurs normales, s'oblitère un peu dans les détails mais persiste dans l'ensemble. Progrès des formes épigéniques.

En temps d'immersion modérée, ennoyage du segment inférieur des vallées par la mer.

Les phénomènes morphogéniques que nous venons d'indiquer pour la période embryonnaire se poursuivront avec le même cachet d'ensemble, mais avec plus d'activité, pendant le paroxysme orogénique. C'est toujours l'effort *tangentiel* qui détermine, dans la chaîne en train de déferler, les bombements et les gauchissements incitateurs des changements morphologiques.

Dans le cas des Alpes occidentales, les indications de la figure 1 doivent être particularisées comme suit :

1, avant-pays *hercynien,* avec batholites granitiques d'âge paléozoïque supérieur (*g*) 1′ « géanticlinal helvétique. » 3, avant-fosse ou géosynclinal valaisan. 4, cordillère frontale ou géanticlinal briançonnais. — *b*, mode de formation des grès et conglomérats du Carbonifère, du Permien, du Trias inférieur, des brèches du Lias (Télégraphe), des grès, des poudingues et des brèches du Nummulitique (Niesen, Aiguilles d'Arves, etc.), de la nappe du Grand-Saint-Bernard. — *b′*, mode de formation des grès du Trias inférieur, des conglomérats du Trias moyen et des brèches liasiques de la nappe de la Dent-Blanche. — 5, premier sillon ou géosynclinal piémontais. 6, deuxième cordillère ou géanticlinal du Dolin.

g′, granites *hercyniens* engagés au cœur des grands plis couchés et en voie d'être transformés, par laminage et recristallisation, en orthogneiss.

vv′ (noir plein), mise en place des « roches vertes » de la série des schistes lustrés du géosynclinal piémontais. La principale voie d'adduction, pour ces magmas, est le flanc renversé de la nappe de la Dent-Blanche, qui est encore occupé, de nos jours, par un vaste filon-couche de gabbro laminé et recristallisé (« groupe de Tracuit »). Aucune grande solution de continuité n'existant dans ce flanc renversé, le magma, entraîné vers l'avant dès les temps embryonnaires, utilise à mesure de leur naissance les petits décollements qui tendent à s'y produire en grand nombre et affectent la distribution en essaims relayés. La roche basique occupe ainsi, de proche en proche, toutes les parties d'un système de vases communiquant entre eux dans le sens latéral et dans le sens vertical. L'injection, qui est d'âge secondaire et peut-être aussi, pour une part, d'âge tertiaire, n'atteint donc pas seulement la zone du flanc renversé, mais pénètre aussi les portions voisines de la nappe et du substratum. Dans la nappe, appareils intrusifs, filons et petits laccolites de gabbro endomorphisé au contact des granites paléozoïques ; ces magmas basiques remplissent de préférence les décollements qui accompagnent les charnières des digitations anticlinales (Mont Collon, base du Cervin, Stockje, Holenbielen, Unter-Gabelhorn). Dans le substratum,

insinuation des magmas basiques dans les feuillets des schistes lustrés, qui sont assez souvent métamorphisés au contact (calcschistes blanchis par dépigmentation et tout particulièrement chargés d'albite). En avant de la cordillère, en *v'*, effusion volcanique sous-marine au débouché des essaims de décollements tectoniques. Au total, la mise en place des roches vertes, tant en profondeur qu'en surface, apparaît dans sa liaison avec la tectonique embryonnaire.

Pour la morphologie, les indications générales qui précèdent sont déjà particularisées dans deux notes déjà citées (Sur le drainage des Alpes occidentales et les influences tectoniques. Le faîte structural et le faîte topographique des Alpes occidentales).

FIGURES 2 à 13. — **La formation des Alpes occidentales. Essai de reconstitution embryotectonique figurant les principaux stades du développement.**

Au moment de publier cette restauration nécessaire, je ne me dissimule pas la mesure d'imperfection qu'elle peut contenir. Ce travail méritait néanmoins d'être entrepris, afin de donner un corps aux conceptions de l'embryogénie tectonique. Il convenait de rendre sensibles, par une figuration appropriée, le devenir des formes structurales et la continuité de leur histoire, depuis les origines hercyniennes jusqu'aux temps du paroxysme oligocène. En appréciant le résultat de cette tentative, on voudra bien faire la part des difficultés de toute sorte qu'elle implique, et considérer que jamais encore on n'a figuré, par un tel procédé, l'évolution d'un objet tectonique réunissant cette grandeur et cette complication. Certains endroits peuvent appeler des retouches, mais je suis persuadé que les grandes lignes ne changeront pas. Au reste, il ne s'agit pas des épisodes de détail; il s'agit des événements principaux.

1, 1', 2, comme dans la figure 1. — 3, avant-fosse (géosynclinal valaisan) et nappes simplo-tessinoises. 3' Préalpes inférieures. 3'' Préalpes externes. 3''' avant-fosse rejetée au bord de la chaîne. 4, cordillère frontale (géanticlinal briançonnais) et nappe du Grand-Saint-Bernard. 4' éventail de Bagnes. 4'' faisceau vermiculaire de la nappe du Grand-Saint-Bernard. 4''' plis en retour Mischabel-Valsavaranche et plis en retour de l'éventail franco-italien. 4'''' invagination du faisceau vermiculaire. 5, premier sillon (géosynclinal piémontais) et nappe du Mont-Rose. 5' nappes helvétiques (Wildhorn-Diablerets). 6, deuxième cordillère (géanticlinal du Dolin) et nappe de la Dent-Blanche.

7, géosynclinal canavésan, comprenant, en dehors des figures 2 à 6, une succession de rides et de sillons alternants, qui répondent aux embryons des nappes austro-alpines et préalpines supérieures. 7' sillon des brèches exotiques en avant du bord frontal de ces nappes en marche. 8, noyaux hercyniens et 8' enveloppes mésozoïques, puis nummulitiques de ces mêmes nappes. 8'' partie de cette enveloppe qui a cheminé vers l'avant sur le dos des nappes penniques, puis sur celui des nappes helvétiques, jusqu'au bord externe des Alpes.

8''' nappe de Morcles et plis parautochtones. 9, sillon qui, à la surface structurale, a déterminé le site du drainage longitudinal conséquent appelé à donner plus tard, par épigénie en profondeur, l'alignement de vallées subséquentes de Coire à Martigny.

10, faîte structural des Alpes occidentales.

FIGURE 2. — **Les ébauches hercyniennes de la chaîne alpine. Fin du Carbonifère moyen.** Les embryons des deux nappes principales apparaissent comme de simples anticlinaux hercyniens assez doux en surface et plus fortement marqués en profondeur. Il convient de remarquer que le synclinal 3,

ébauche du géosynclinal valaisan, n'a pas encore la signification d'avant-fosse et ne la prendra que graduellement, à mesure de la rigidification qui fait de 1, au cours du Carbonifère supérieur et du Permien, un avant-pays. Cette rigidification est achevée au Trias inférieur.

FIGURES 3 à 8. — **Le développement embryonnaire. Du Trias à l'Oligocène inférieur.**

FIGURE 3. — *Trias moyen.* Renflement 1′ déjà marqué. L'avant-fosse 3, maintenue, au Primaire supérieur et au Trias inférieur, à la condition de remblaiement presque complet par le détritus de 1 et de 4, est encore peu profonde. Emersion très locale au bord interne de l'avant-fosse (embryon de la nappe d'Antigorio). Emersion locale des embryons 4 et 6. Sillon 5 assez profond, en son centre, puisque le faciès principalement marneux des futurs schistes lustrés y remplace le faciès calcaréo-dolomitique des deux bords.

FIGURE 4. — *Lias.* Poussée tangentielle très décidée. Avancée et accentuation de toutes les formes. Ascension de 1′, 4 et 6 ; dévalement des brèches dites du Télégraphe. Approfondissement de 3, 5 et 7.

FIGURE 5. — *Jurassique moyen.* Suite de l'ascension de 4, dont l'émersion, de locale qu'elle était au Lias, devient régionale.

FIGURE 6. — *Jurassique supérieur.* Légère rémission tangentielle et plongée modérée au début de la période. Reprise de l'effort.

FIGURE 7. — *Mésocrétacé, Néocrétacé.* Au début de la période, première grande avancée des nappes austro-alpines et préalpines supérieures (8, 8′). Le géosynclinal canavésan 7 est rejeté en 7′ où il devient le *sillon des brèches exotiques,* faites du détritus de ces mêmes nappes. Par extrapolation vers l'est, le sillon 7′ peut également donner une idée du mode de formation des couches de Gosau.

FIGURE 8. — *Mésonummulitique, Oligocène inférieur.* Poussée vigoureuse au début de la période. Accentuation énergique de 1′ et de 4. En avant de 4, dévalement des brèches de la zone des Aiguilles d'Arves et du Niesen, à éléments provenant du détritus de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Avancée des nappes 8-8′, migration du sillon 7′ vers l'avant et suite de la formation des brèches à éléments exotiques.

FIGURES 9 à 13. — **Le paroxysme orogénique. Oligocène moyen.**

Rassemblement des cordillères en une seule masse qui déferle sur l'avant-pays. Dislocation de la marge interne de cet avant-pays sous la poussée des nappes penniques. Progrès de ces dislocations vers l'extérieur. Formation, dans le même ordre, des plis couchés de la zone helvétique. Le début de la phase insubrienne, comprenant la première et la plus énergique des avancées successives du sous-charriage de 8-8′, peut être encore rattaché au paroxysme. La phase insubrienne se continue, au long du Néogène et du Quaternaire, jusqu'à nos jours, avec des alternatives de recrudescence et de rémission dans la poussée de 8-8′.

FIGURE 9. — *Phase Saint-Bernard.* Avancée principale de la nappe 4, qui forme et chasse devant elle le complexe de nappes des Préalpes inférieures 3′. Rejet de l'avant-fosse en 3″ où débute la sédimentation mollassique du détritus alpin. Commencement de l'arrachage et du transport de 8″ sur le dos des nappes penniques.

FIGURE 10. — *Phase Dent-Blanche.* Avancée principale de la nappe 6. Laminage du fasceau vermiculaire 4″ et formation de l'éventail de Bagnes 4′.

Fin de l'arrachage et suite du transport de 8'', qui est déchargé à l'avant sous forme de Préalpes supérieures et arrache à son tour les Préalpes externes 3''.

FIGURE 11. — *Phase Mont-Rose.* Avancée principale de la nappe 5. Formation des plis en retour 4''. Invagination du faisceau vermiculaire 4'' en 4''''. Avancée principale des nappes simplo-tessinoises 3. Déclanchement des nappes helvétiques 5'. Involution des Préalpes inférieures 3' et des Préalpes supérieures 8'' sous les nappes helvétiques. Suite du transport de 8'' et de 3'' vers l'avant.

FIGURE 12. — *Une des phases de l'affaissement adriatique.* Enfoncement de 8-8', redressement des racines.

FIGURE 13. — *Phase insubrienne.* Avancée des parties profondes de 8. Renversement et laminage des racines alpines. Production de l'éventail radical. Formation du faîte structural 10. Déclanchement de la nappe de Morcles et des plis parautochtones 8''. Apparition, sous la série autochtone, du train de surfaces listriques le plus externe. Mise en éventail du paquet de coins de la première zone alpine. — Production ou accentuation décisive des charriages et plissements dinariques; constitution du dispositif alpino-dinarique en chaîne à double déversement.

— Dans la construction des figures 2 à 13, on a pris pour base la région des Alpes pennines, par le travers desquelles l'arc des Alpes occidentales atteint au maximum de puissance, de masse et de complexité. C'est dans cette région que les configurations embryonnaires, avant-fosse, cordillères et sillons ont débuté. C'est de là qu'elles se sont allongées, au cours du développement, dans les deux sens, vers l'est et vers le sud. Les deux prolongements de l'arc pennique manifestent essentiellement les mêmes phases, parfois avec un léger retard et presque toujours avec une moindre intensité.

Explication de la planche 4.

FIGURE 14. — *Déferlement contre un rivage de forme simple.* P, direction de propagation des ondes. R, rivage. D, dérive le long de la côte.

FIGURE 15. — *Image synthétique du déferlement contrarié à l'intérieur de l'hémicycle des Alpes occidentales. Evolution du plan de la chaîne.* P, propulseur méridional (indo-africain) encore en place ou modérément charrié. Son bord attaquant répond à la courbe la plus interne. B, butoir. Les courbes emboîtées figurent, à la surface du flux plastique, les positions simultanées des ondes (cordillères et sillons) en mouvement Elles donnent, de plus, une idée des positions successivement affectées par une même onde. C'est ainsi qu'on parvient à se figurer la marche des embryons et la déformation planimétrique qui en a été la conséquence.

Les crêtes et les sillons ne doivent pas, bien entendu, être regardés comme rigoureusement parallèles et de profil constant: la complexité des choses naturelles est plus grande et la construction nécessairement schématique.

Les flèches indiquent l'écoulement centrifuge du flux; leur longueur varie comme l'intensité de la poussée exercée par le flux à la marge appliquée et à la périphérie déferlante des nappes.

FIGURE 16. — *Témoignages du déferlement contrarié : guirlandes, virgation intérieure, dérive Rétrécissement de l'hémicucle.*

Massifs-obstacles hercyniens : G, Gothard. A, Aar. AR, Aiguilles Rouges. MB, Mont-Blanc. B, Belledonne. P, Pelvoux. M, Mercantour. — *a*, promon-

toire caché de l'infrastructure. *b, c, d, e,* promontoires les plus résistants des massifs du Mercantour, du Pelvoux, du Mont-Blanc (Dolent) et de l'Aar (Viège). — *a', b', c', d', e',* points d'inflexion correspondant, dans la marge appliquée des nappes, à ces promontoires.

Guirlandes : *a' b',* secteur des Alpes Maritimes, *b' c',* secteur des Alpes Cottiennes, *c' d',* secteur des Alpes Graies, *d' e',* secteur des Alpes Pennines.

Branches de la virgation : 1, Pelvo d'Elva-Col Longet. 1', Grand-Roc. 1", Acceglio-Maurin et prolongement. 1", Bord interne du massif d'Ambin. 1'''', Bord externe du même. 2, Vanoise avec 2', ses branches externes de relai. 3, Branche de Valsavaranche avec 3', son prolongement dans les Mischabelhörner.

A l'Est du point *b'*, dans les Alpes Maritimes, dérive vers l'Est et virgation ouverte dans le même sens. Le grand amincissement qui se produit en *b'* est dû à la traction exercée sur ce point par les deux dérives opposées. Toutes les branches de virgation s'ordonnent en un faisceau convexe qui a d'abord buté contre la moitié occidentale du bord interne du Mercantour, pour s'allonger, à partir de là, en deux sens opposés : vers le Nord, en donnant toute la grande virgation des Alpes Cottiennes, Graies et Pennines, et vers le Sud, en émettant la petite virgation des Alpes Maritimes. La figure 16 doit être lue et interprétée à la manière d'une carte de *lignes cotidales,* et la distribution des faisceaux de plis dans l'espace permet de se figurer avec aisance les phases du déferlement dans le temps.

4, Massif du Mont-Pourri, ancien arc de détail du secteur des Alpes Graies, pincé et déformé entre la marge appliquée et la branche de la Vanoise pendant la rotation de cette dernière autour de sa région d'accolement.

b" b' b b", ligne des points influencés par le promontoire *b* du Mercantour. *c" c' c c",* id. par le promontoire *c* du Pelvoux. *d" d' d d",* id. par le promontoire *d* du Mont-Blanc. *e' e e",* id. par le promontoire *e* du massif de l'Aar. — *d",* point d'inflexion du bord radical des nappes, dû à la résistance lointaine du promontoire *d*. Les *filets d'écoulement* et les *trajectoires* coïncident à très peu près avec les lignes de points influencés, sauf en arrière du point *d'* qu'ils atteignent en traversant les Alpes graies du SE au NW.

b" c" d" p e" k, front externe des nappes, hypothétique au sud de *d"*. — *b"* et *c",* points d'inflexion ou de rebroussement hypothétiques du front extrême des nappes. — *d",* point de rebroussement du front externe, exprimant le retard subi par les nappes au passage du promontoire *d*. — *e",* id. au passage du promontoire *e*. Aux phases posthumes, la résistance des poudingues néogènes de l'avant-pays a contribué à accentuer ce rebroussement. — *p,* rebroussement du Léman, dû à la résistance des poudingues de Lavaux.

L, coude de Lanzo et festonnement des racines ; *t,* faisceau des plis subtransversaux de la Doire Ripaire et du Chisone.

m, extrémité occidentale de l'Apennin (collines de Turin, Moncalieri) qui a cherché, au Néogène, à s'allonger vers l'ouest, mais en a été empêchée par la résistance des Alpes, à la direction desquelles elle a fini par se conformer en une incurvation dernière.

FIGURE 17. — *L'arc pennique et l'arc austro-alpin.*

Noir plein : massifs hercyniens (1re zone alpine et noyaux anciens des nappes austro-alpines). *Fond pointillé :* enveloppe des nappes austro-alpines et des nappes à racines internes en général.

Nappes penniques :

1o Lucomagno — Stalvedro.
1. *Antigorio* — Campolungo — Simano.
2. *Lebendun* — Predoira — Val Soja.
3. *Monte Leone* — Poncione di Braga — Ponc. Massari — Adula.
4. *Grand-Saint-Bernard* — Tambo.
5. Dora Maira — Grand Paradis — *Mont-Rose* — Suretta.
6. *Dent Blanche.*

Gros points alignés (*q r s*) : *faîte structural* (Tauern — Lac de Poschiavo — Mont-Rose — Grand Paradis — Dora Maira).

Trait discontinu (*ghij*) : front que l'arc austro-alpin (nappes austro-alpines y compris les nappes préalpines supérieures) a atteint par ses propres moyens. A l'est du Mont-Rose, ce front se tient au nord du faîte structural, ce qui permet d'expliquer, en faisant intervenir des rivières conséquentes coulant au nord vers le bassin néogène, l'abondance des cailloux d'origine méridionale et notamment des éléments cristallins dans les *nagelfluh* de la Suisse orientale et centrale. Ce même front passant, dans la région du Mont-Rose, au côté sud du faîte structural, on s'explique également la rareté des éléments cristallins dans les poudingues correspondants de la Suisse occidentale.

Traits et points alignés (*g k l m n n'*) : front que les nappes à racines internes ont atteint par translation passive sur les nappes penniques, puis sur les nappes helvétiques.

b'', c'', d'', p, e'' comme dans la figure 16.