

**Relations de la profondeur du plissement  
avec la gravitation  
et la hauteur des Montagnes dans les Alpes**

PAR

ALBERT HEIM (Zurich)



# RELATIONS DE LA PROFONDEUR DU PLISSEMENT AVEC LA GRAVITATION ET LA HAUTEUR DES MONTAGNES DANS LES ALPES

PAR

ALBERT HEIM (Zurich)

---

Il n'y a guère plus d'un siècle, on se figurait les arêtes des hautes montagnes comme nées subitement et les vallées profondes étaient regardées comme des Failles béantes. Ce n'était que dans les détails des formes qu'on reconnaissait la dénudation. Depuis lors, la structure des Alpes a été éclaircie et notre imagination s'est développée. Le plissement de l'écorce terrestre dans la montagne, sa profondeur et sa hauteur peuvent être évalués en chiffres et on peut estimer la valeur de la dénudation. Les changements de la pesanteur dans les montagnes ont été mesurés par les observations du pendule.

Toutes ces valeurs sont caractérisées par des relations exactes entre elles. Il y a peu d'années on ne pouvait pas encore se figurer les dimensions énormes du plissement et de la dénudation.

Nos déductions doivent émaner des *résultats des observations des 30 dernières années*. Il convient de les résumer brièvement.

## 1. Dimensions du plissement (voir fig. 1).

Les Alpes sont une zone de l'écorce terrestre qui a subi un refoulement horizontal du Sud vers le Nord de bien plus de 300 km. Entre deux zones raides de roches plissées, injectées et métamorphosées déjà aux temps paléozoïques, se trouvait une zone large de sédiments mésozoïques et tertiaires bien stratifiés. Par le rapprochement des anciens massifs, la zone intermédiaire fut plissée et expulsée en *plis*, qui se sont étendus en *chevauchements*, formant des « *nappes de recouvrement* » (Deckfalten). Une vingtaine de ces nappes ont été poussées les unes sur les autres. Elles sont plissées et ridées dans leur partie supérieure, mais étirées, laminées ou déchirées dans leur partie inférieure. Les différentes nappes peuvent être plissées dans leur ensemble (« plis plissés ») ou bien elles s'enveloppent mutuellement. Dans des phases multiples, les plis postérieurs ont déformé les plis antérieurs. Ils se surmontent et se brisent comme le déferlement des vagues. Les différences de résistance forcent les nappes à se disposer en arcs ou en guirlandes d'arcs

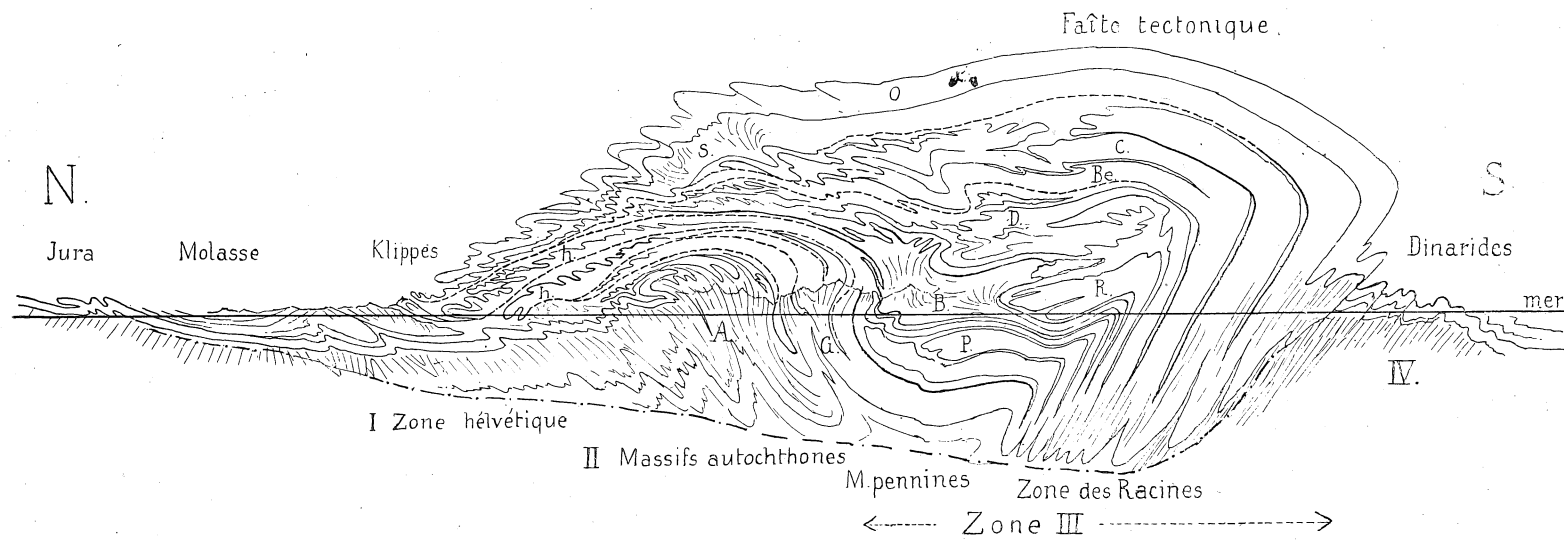


FIG. 1. — Profil schématique transversal du plissement alpin, région du St-Gothard.

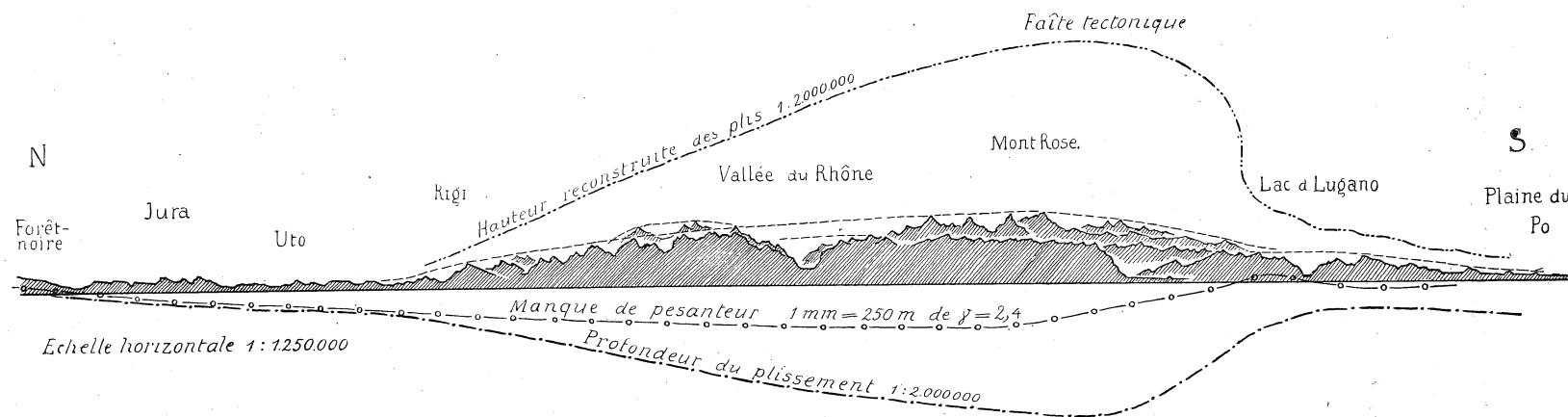


FIG. 3. — Profils schématiques à travers les Alpes centrales.

en s'avancant, ou même localement à s'étirer dans la direction longitudinale et à former quelquefois des plis transversaux intercalés au milieu du grand système de plissement. L'extension transversale d'une nappe peut être de 20, 50, 100 kilomètres et même plus. L'extension longitudinale peut atteindre presque la longueur des Alpes entières depuis Savona jusque près de Vienne (1000 km.) et dépasse souvent 500 km.

Ces mouvements de l'écorce terrestre dans les Alpes se sont effectués, pour les neuf dixièmes au moins, depuis les temps oligocènes jusqu'au Pliocène et se perdent avant le quaternaire.

L'épaisseur de l'écorce plissée dans les Alpes mesure de 5 à 20 km. environ de roches cristallines anciennes (paléozoïques et plus anciennes encore), qui sont coupées par une transgression du Trias, et recouvertes de couches sédimentaires de 3 à 8 km. d'épaisseur. Multiplié par des nappes chevauchées, l'épaisseur de la masse plissée dépasse 60 km. Dans la région du Tessin supérieur, un paquet de nappes de 60 km. de hauteur environ a été enlevé par la dénudation. D'autre part il y a souvent des régions dans les Alpes, où les plis se sont enfoncés dans la terre à plus de 50 km. en-dessous du niveau de la mer. Dans les zones de racines de nappes l'accommodation aux sphères plus denses et non plissées se trouverait à environ 100 à 120 km. de profondeur.

La hauteur du paquet plissé varie suivant des *ondulations en sens longitudinal*. Ceci nous permet d'observer l'épaisseur des nappes et des paquets de nappes et en même temps l'énorme étendue longitudinale des différentes nappes. Aux endroits d'élévation les nappes profondes sont visibles, les nappes supérieures sont disparues par la dénudation. Aux régions de dépressions, les nappes profondes sont cachées dans la profondeur, tandis que les nappes supérieures composent les montagnes visibles. Les nappes penniques inférieures sont découvertes par le haut bombement central tessinois entre le Simplon et le S. Bernard sur une longueur W—E de 100 km., et une largeur S—N de 35 à 45 km. Des deux côtés, vers l'Ouest et l'Est, ces nappes plongent en direction axiales. Le plongement vers l'Est est très fort dans toute la zone transversale depuis le Val Malenco par Maloja, Coire jusqu'au lac de Constance. C'est cette flexure « transversale », qui permet de distinguer les Alpes occidentales et les Alpes orientales. Dans les Alpes à l'Ouest du Rhin, la montagne accessible est composée de nappes inférieures (helvétiques) ou même du soubassement autochtone. Dans les Alpes à l'Est du Rhin les montagnes sont composées par les nappes les plus supérieures. C'est ainsi que la dénudation a ouvert à notre examen les différents étages de cet édifice de nappes et nous a donné la possibilité de vérifier son épaisseur totale de 60 km. ainsi que l'extension verticale et horizontale de ses différents étages.

Venant du N nous arrivons d'abord au *front* des nappes, qui souvent forme une paroi très accusée et qui contient le pli couché frontal, regardant vers le N. Le *dos* de la nappe s'élève lentement vers le S. avec beaucoup de plissements variés de second ordre. Plus au S. encore, l'ensemble des nappes (de la zone III, voir plus tard) atteint le maximum de la hauteur en formant un pli anticlinal général. C'est le *faîte* tectonique des Alpes.

Depuis le faite, les couches plongent verticalement ou même en inclinaison renversée dans la profondeur. C'est la zone des *racines* des nappes. Au S. des racines, la montagne insubrienne (Seengebirge, Dinarides) s'y attache. Elle est construite de plis assez doux et souvent renversés vers le S. (Fig. 1).

L'épaisseur du paquet entier des plis dans les Alpes centrales s'agrandit depuis le Jura à travers les zones helvétiques et autochtones et les zones des nappes penniques, jusqu'à la ligne de faite tectonique, qui relie en forme de voûte les nappes avec leurs racines. Cette ligne de faite reconstruite se trouve à une hauteur de 30 à 55 km. au-dessus de la mer. Elle passe sur le Mont Rose, Crevola, entre Claro et Osogna, S. Chiavenna et Poschiavo.

## 2. Mesurage de la pesanteur en Suisse.

Les mesurages très complets, exécutés avec le pendule par la Commission Géodésique de la Suisse, ont montré que le N. (environs de Bâle) et le S. (bord du lac Majeur) sont les seuls endroits, où l'on rencontre un faible excès de pesanteur. Entre ces deux points à travers la Suisse, il y a un *manque considérable de pesanteur*, c'est-à-dire de densité de la substance en-dessous du niveau de la mer. Cette défectuosité s'agrandit assez régulièrement du NNW. au SSE. jusqu'à la zone de la plus grande accumulation et de superposition de nappes. Puis au bord du bombement Tessinois, où les étages les plus profonds reparaissent à la surface, et de même partout au S. des zones de racines des nappes, la pesanteur se rétablit et s'approche rapidement de la valeur normale.

Les diminutions de la pesanteur augmentent régionalement avec la profondeur des plis. C'est là que les masses extérieures moins denses sont accumulées le plus, et que leurs plis se sont enfoncés à une grande profondeur. Les changements de la pesanteur ont été observés par le pendule, et ont été ramenés au niveau de la mer par calcul. On peut les exprimer aussi par l'épaisseur d'une couche de roches — de la densité de 2,4 par exemple — qui fait défaut sous les pieds de l'observateur. Ainsi on trouve sous la région de la Dent Blanche un manque de 1400 m., sous la Silvretta de 1600 à 2250 m. On calcule que sous les Alpes toutes les variations de pesanteur auront disparu à une profondeur de 100 à 110 km. C'est la même profondeur, à laquelle, selon nos profils, le plissement alpin peut être complètement épuisé. Nous y reviendrons au chapitre « Isostasie ».

## 3. Le niveau des sommets (Gipffelflur) (voir fig. 2).

Une large vue des Alpes nous impose une *égalisation* surprenante des hauteurs des sommets. Les sommets s'arrangent dans des zones de hauteurs presque égales. Ils forment des « *niveaux de sommets* » « Gipffelfluren ». On ne trouve, parsemé au milieu d'une telle zone, ni des culminations principales, qui seraient beaucoup plus bas, ni de celles qui dépasseraient toutes les autres. Partant du N, le niveau des sommets monte de 1000 à 3000 m. (hauteur au-dessus de la mer). Dans le voisinage du faite tectonique on trouve

des groupes de montagnes dépassant 4000 m. Puis les hauteurs s'abaissent rapidement jusqu'au bord S des Alpes. Un sommet de 4000 m. de hauteur dans les environs du lac de Lucerne est une impossibilité. De même une culmination de la hauteur du Rigi seulement est impossible dans la crête de partage des eaux entre le Simplon et le Grand St-Bernard.

D'abord on croyait que ce phénomène était tout simplement dû à l'élévation primaire de la montagne. Des géographes cherchaient à reconstruire les sommets comme étant des restes d'une « Pénéplaine » antérieure. Mais l'anatomie de la montagne est en contradiction avec le fait du niveau égalisé des sommets. L'égalisation du niveau a complètement vaincu la structure interne. Les sommets de hauteur presque égale d'un groupe de montagnes sont taillés dans des étages de roches ou de nappes très différentes. Ces sommets de hauteurs égales correspondent à des hauteurs différentes en ce qui concerne leur structure interne. Des chaînes longitudinales sont formées souvent de sommets de la même hauteur, tandis que cette chaîne consiste en un paquet de nappes, qui plonge et qui remonte dans la direction axiale (fig. 2). L'un des sommets d'un groupe de hauteur

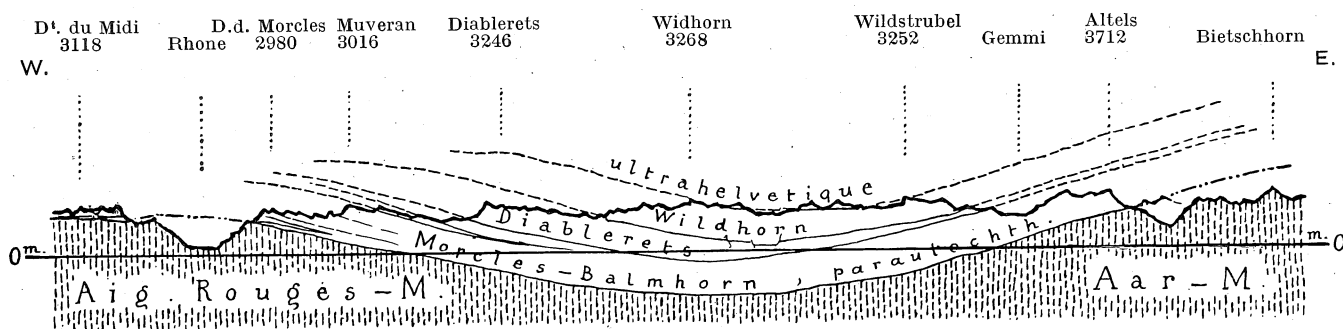


Fig. 2. — Profil schématique longitudinal d'une chaîne entre deux massifs centraux-échelle 1 : 500 000.

égale, est taillé dans le toit d'un pli couché; le suivant dans sa partie frontale; un troisième dans le noyau anticlinal, un quatrième dans le noyau synclinal de ce même pli. Le pli plonge longitudinalement, mais la hauteur des sommets reste la même. La dénudation a égalisé les hauteurs en enlevant suivant l'élévation topographique. Dans les zones anticlinales très élevées l'érosion a entamé les formations cristallines anciennes, tandis que dans les dépressions tectoniques les sommets sont au contraire formés de roches sédimentaires plus jeunes.

Des deux côtés du Rhin depuis Coire vers le lac de Constance, la hauteur égalisée des sommets se trouve à environ 3000 m. Vers l'Ouest les sommets sont sculptés dans la zone autochtone ou dans les nappes helvétiques. Sur la ligne du Rhin les Alpes occidentales plongent vers l'Est sous les Alpes orientales. A l'Est du Rhin les étages helvétiques sont couverts du « Flÿsch » pennique et celui-ci est surmonté de sédiments mésozoïques du type austroalpin. Puis suit le chevauchement des noyaux cristallins des nappes les plus supérieures avec leur énorme toit de Trias du Piémont. En vertu de la « loi du niveau égalisé des sommets » la dénudation a enlevé un surplus de roches de 5000 m. d'épaisseur

du Glárnisch, de 8000 m. du Tödi pour rapprocher ces sommets des Alpes occidentales à la hauteur modeste du Scesaplana et du Silvretta à l'Est du Rhin.

Ainsi la structure de la montagne nous conduit à reconnaître, que la dénudation a enlevé dans les zones des nappes helvétiques des masses de roches de 1 à 6 km. de hauteur, sur les Alpes penniques du Valais de 15 à 18 km., sur les nappes profondes du Tessin de 30 à 35 km. et dans la zone du faite tectonique des Alpes jusqu'à 40 km. Des différences de hauteur, produites par les mouvements de l'écorce terrestre, de 2 à 40 km., ont été vaincues et anéanties par la dénudation qui, déjà pendant le soulèvement, tentait vers l'égalisation. Les sommets des Alpes, au lieu de s'élever de 1000 à 50.000 m., sont réduits à une hauteur de 1000 à 4800 m. Les montagnes, qui étaient destinées à s'élever le plus haut, sont réduites à un huitième ou à un dixième de leur hauteur structurale.

Cet énorme abaissement et cette égalisation des hauteurs sont dus surtout à la dénudation extérieure. Mais des affaissements régionaux isostatiques ont sans doute collaboré beaucoup à ce résultat. La dénudation est réglée par l'érosion des rivières qui dépend des pentes, du climat, de la densité des vallées d'érosion, de la pente moyenne de la montagne et de la profondeur et distance de la base pour l'érosion. Plus une région des Alpes est éloignée de sa base d'érosion, plus la hauteur égalisée des sommets est restée élevée. Toute la masse des Alpes centrales qui dépasse comme ruines le niveau de la mer, n'est plus qu'une petite fraction en hauteur comme en volume de celle qui a été pressé en haut. Un grand nombre de causes se sont balancées pour arriver au résultat d'aujourd'hui.

#### 4. Relations harmonieuses.

La *hauteur* et la *profondeur* des systèmes plissés, le *manque de pesanteur* et la *dénudation* à la surface sont liés par des relations déterminées. On peut reconnaître ces rapports aussitôt que l'on saisit les phénomènes dans leur ensemble, sans se laisser distraire par les déviations locales, résultant de conditions locales. Nous pouvons constater (voir fig. 3) :

a) *L'accumulation* des parties extérieures de la croûte terrestre par le refoulement en plis et nappes s'augmente du N. (Jura) jusqu'à la zone des racines, et puis diminue très rapidement. Ne restent au S. que les plissements autochtones très modestes de la région insubrienne (passant au « Dinarides » vers l'E.).

b) La *hauteur des plis* reconstruits nous montre un profil à travers les Alpes centrales tout-à-fait *concordant*.

c) Aussi la *profondeur des plis* augmente du N. jusqu'à la zone des racines, pour diminuer presque soudainement à l'entrée de la montagne insubrienne où il n'y a plus de nappes et où le plissement rappelle plutôt le Jura.

d) Le *manque de substance* (pesanteur) aussi s'accroît du bord N. du Jura à travers les Alpes jusqu'à la zone des racines, et diminue rapidement plus loin vers le S.



e) Le *profil orographique* à travers les Alpes centrales a la même forme harmonieuse quoiqu'à une échelle bien plus douce. Le niveau des sommets, ainsi que la hauteur moyenne de la montagne, s'accroissent lentement du bord N. au S. Ils atteignent leur maximum environ dans la zone du passage des eaux entre la mer du Nord et la Méditerranée ; puis les sommets et les vallées s'abaissent par une forte pente, et plongent sous la plaine du Pô.

f) La mesure verticale de la *dénudation*, égale à la différence entre les courbes *b* et *c*, montre les mêmes allures d'accroissement lente du N. et de diminution rapide vers le pied méridional des Alpes.

Les Alpes centrales nous présentent donc, dans toutes ces valeurs, *le même profil transversal asymétrique*. Il en faut conclure, que toutes ces caractéristiques dépendent mutuellement l'une de l'autre.

## 5. Les zones tectoniques des Alpes centrales (voir aussi fig. 1).

En suivant un profil transversal des Alpes centrales du N. au S. nous traversons 4 zones tectoniques principales. La *seconde* et la *quatrième* sont caractérisées par le plissement *autochtone*. Cela veut dire, que le plissement alpin ne les a pas arrachées loin de leurs racines. Elles ont été plissées plutôt sur place sans être éloignées du soubassement. Elles se sont rapprochées en bloc avec leur soubassement.

II. La zone des *massifs centraux autochtones*. — Elle commence à la Méditerranée et s'étend jusqu'au Rhin près de Coire-Ragaz, mais elle fait défaut dans les Alpes orientales.

IV. La zone *insubrienne* depuis la zone des grandes racines jusqu'à la plaine du Pô. C'est la zone la plus interne du grand arc des Alpes.

Dans ces deux zones les formations marines mésozoïques couvrent en transgression discordante la surface dénudée d'anciennes chaînes paléozoïques. Leurs structure actuelle cependant est due au plissement tertiaire des Alpes. C'est seulement ce dernier qui les a repoussées du fond profond des mers pour en former de hautes montagnes.

Les zones I et III sont des zones de nappes chevauchées.

I. Zone des *nappes helvétiques*. — Elle est composée presque entièrement des Alpes calcaires entre la zone II et la Molasse. Leurs racines le long de la bordure S. de II ont été en partie écrasées, en partie érodées, puis recouvertes par les nappes penniques. Les nappes helvétiques ne contiennent pas de roches cristallines anciennes. Les masses les plus anciennes qui se trouvent dans quelques uns de ses noyaux sont du Permien. Les nappes helvétiques ont débordés la zone II et se développent en grande extension et complication du côté N. des massifs autochtones. Elles se brisent en se jetant sur les montagnes de Molasse miocène et oligocène. La largeur du chevauchement est d'environ 45 km.

III. La zone des *nappes penniques et austroalpines*. — Les racines comprimées en

faisceau vertical ou même redressé longent la zone IV à sa bordure N. Les nombreuses nappes énormes se recourbent vers le N. en formant la ligne de faite tectonique des Alpes. En descendant vers le N. elles remplissent l'espace de 40 à 64 km. de largeur entre les deux zones autochtones (II et IV). Les nappes III débordent dans leurs parties supérieures le seuil formé par la zone I, et parviennent à une largeur de chevauchement de 100 km. (Klippes de la Suisse centrale, Préalpes vaudoises, Chablais, etc.). A l'Est du Rhin le seuil zone I a disparu dans la profondeur. Les nappes III flottent avec leurs parties supérieures sur plus de 130 km. de largeur (Piémont-Alpes de Bavière). Les nappes de la zone III contiennent d'énormes noyaux de roches cristallines anciennes. Dans les nappes inférieures (penniques) celles-ci, ainsi que les couches mésozoïques, sont fortement métamorphosées par la dislocation : elles sont plissées, laminées, cristallisées et minéralisées à merveille.

Dans ce système de zones, le phénomène des nappes pressées en haut et chevauchées vers le N. se répète deux fois. Les racines les plus méridionales ont fourni les plus hautes nappes. Celles-ci couvraient toutes les autres comme un toit. Dans les Alpes occidentales ce toit est détruit pour ne laisser subsister que des lambeaux (Klippes, Flÿsch du Niesen, Préalpes) : Dans les Alpes orientales au contraire il est conservé par sa position basse non sans être troué par place. *L'asymétrie des profils*, comme nous l'avons trouvé est en pleine harmonie avec les formes et l'orientation des plissements. Les zones I et III sont les ondes débordantes vers le N., les zones II et IV les contreforts internes. Les ondes de plissement et les contreforts se serrent. Les ondes III empiètent sur le contrefort II et sur les nappes I. Toutes ces formes tectoniques démontrent le mouvement du S. au N. Les étages les plus hauts dérivent des racines les plus méridionales. Le plissement asymétrique, des Alpes est harmonieux avec l'asymétrie indiquée par la fig. 3. Tout coïncide dans cette énorme accumulation de plissements par refoulement latéral. La poussée est venue du S. et l'écoulement des ondes et leur convexité se dirigeaient vers le N. Plus le plissement est haut, plus le niveau des sommets et la hauteur moyenne de la montagne s'accroissent, et la profondeur des plis et le manque de pesanteur s'accroissent. Les maxima de toutes ces valeurs se trouvent entre 2/3 et 3/4 de la largeur des Alpes centrales au N. et 1/4 au S., tout près du N. de la zone des racines et de la ligne de faite tectonique, que nous traçons du Mont Rose au lac de Paschiavo. Partout cette ligne de faite se trouve à présent au S. de la ligne principale du partage des eaux. La forte pente du côté S. des Alpes avec sa force d'érosion a fait reculer les limites d'alimentation des vallées du S. dans les régions qui primitivement étaient tributaires du versant N. des Alpes.

## 6. L'isostasie.

En l'an 1555, le naturaliste zurichois Conrad Gessner, à l'aspect des montagnes vues du sommet du Pilate, s'étonna que, les montagnes ne s'étaient pas enfoncées par leur

poids dans la croûte de la terre. L'idée d'une isostasie dans les parties extérieures de la terre est survenue de temps en temps et elle a été discutée et sera discutée encore davantage. Cette question est aussi l'objet de nos méditations. Sans faire de réflexions compliquées, je veux brièvement communiquer ici nos résultats.

Les observations sur les variations de la pesanteur dans les Alpes Suisses prouvent que là où les parties extérieures de l'écorce terrestre sont accumulées en plis et enfoncées profondément, la pesanteur est de beaucoup diminuée. Mais partout, où les masses plus profondes s'approchent de la surface, la pesanteur est augmentée.

La conception qui s'imposa déjà à l'occasion de notre chapitre n° 2 me semble juste (fig. 4).

Le manque de masse, tel qu'il existe dans les grandes chaînes de montagnes, est causé par le surpoids des plis accumulés de l'écorce extérieure de la terre. Ce sont en partie les roches sédimentaires et en partie des roches cristallines anciennes d'origine différente avec prédominance de silicates d'aluminium (« Sal » de Suess), et d'un poids spécifique de 2,6 à 2,75. Ce surpoids cause un affaissement. La densité des masses de la terre s'accroît dans la profondeur.

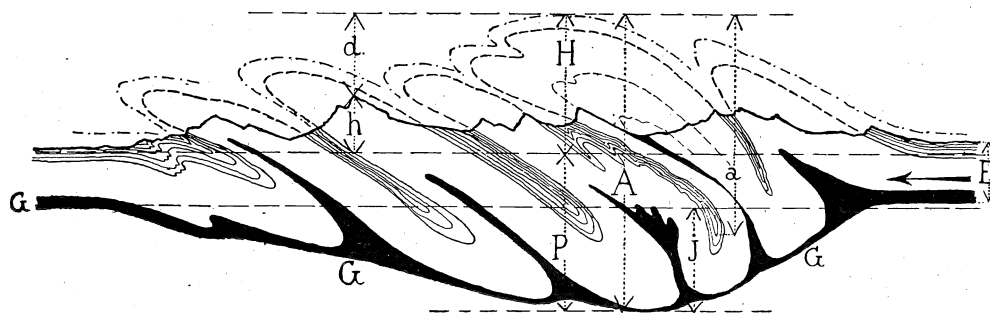


FIG. 4. — Les valeurs verticales tectoniques d'une montagne par refoulement.

E = Épaisseur normale de l'écorce en dislocation ; G = Zone de glissement sous l'écorce plissée ; P = Profondeur du plissement ; H = Hauteur du plissement ; a = augmentation de l'épaisseur de l'écorce par le plissement ; A = Accumulation totale par le plissement ; d = Dénudation ; h = Hauteur de la montagne ; j = Affaissement isostatique.

Suivent les silicates plus basiques avec prédominance de Magnésium, Calcium et fer (« Sima » de Süß), densité de 2,75 à 3,0, roches de plus en plus riches en minerais et enfin la Barysphère. Ces masses plus denses sont forcées par le surpoids de faire place en déviant latéralement. Ainsi elles peuvent élever le pays-devant. La zone de surpoids par plissements accumulés s'enfoncera jusqu'à ce que la différence de poids entre la masse déplacée et la masse enfoncée à sa place suffise à supporter la montagne saillante. *Les Alpes naissent sur le manque de substance des plis enfoncés.*

Nous allons examiner si les valeurs observées appuient cette manière de voir.

1° La hauteur moyenne des montagnes et des vallées dans les Alpes centrales, zone médiane, varie dans les différentes parties entre 1000 et 2000 m. Dans peu de groupes

seulement et dans des extensions restreintes elle dépasse 2000 m. (Engadine supérieure, environs de Zermatt). La densité moyenne des roches est de 2,7.

2° Les observations de la pesanteur dans les Alpes, ramenées au niveau de la mer et exprimée en une couche de roches d'une densité (poids spécifique) de 2,4 ont démontré un manque de substance sous le niveau de la mer égale à une épaisseur de 1000 jusque 2250 m. En roches de 2,7 cela correspond à une épaisseur de 1900 à 2000 m. Il en résulte que *la masse de la montagne qui saillit au-dessus de la mer est approximativement égale au manque dans la profondeur. C'est l'isostasie, c'est la loi de la natation* : le poids de la montagne au-dessus de la mer et le manque de pesanteur en-dessous s'équilibrent.

Partant des poids spécifiques connus dans les parties supérieures du cristallin ancien et leur augmentation dans les parties inférieures (Sal : Sima = 2,7 : 2,8 jusqu'à 3,0) et tenant compte de l'épaisseur de ses masses dans les nappes, de leur mélange et de leurs accumulations, j'estime le poids spécifique des masses plissées et accumulées de 0,08 à 0,15 *moins grand en moyenne*, que celui des masses qui occupaient cette place avant le refoulement tectonique. Nous proposons de prendre provisoirement comme moyenne commode le chiffre 0,1, soit un dixième. Un exemple :

Entre la vallée de Saas et le Val de Bagne en Valais la profondeur des plis s'estime (Profils d'Argand) avec assez de sûreté entre 30 à 40 km. Cette profonde masse de roches est d'une densité moyenne de 2,7. Son enfoncement provoquait une perte de  $35000 \times 0,1 = 3500$  unités de poids. Le manque de pesanteur a été estimé dans ces régions à  $1450 \times 2,4 = 3480$  unités de poids.

J'ai pu examiner de cette manière une dizaine de cas, soit pour trouver la perte moyenne de densité par l'enfoncement, soit pour examiner la coïncidence avec la masse de la montagne ou le manque de pesanteur. Vu les incertitudes inévitables dans les points de départ et dans les évaluations, les résultats sont restés assez voisins et fortifient notre manière de voir.

Ces relations notées en forme mathématique aussi simple que possible, sont les suivantes :

P = profondeur du plissement sous le niveau de la mer ;

$\gamma_1$  = poids spécifique de la matière primitive déplacée ;

$\gamma_2$  = poids spécifique de la masse accumulée par le plissement ;

h = hauteur moyenne de la région des montagnes ;

$$P \cdot (\gamma_1 - \gamma_2) = h \cdot \gamma_2 ; P = h \frac{\gamma_2}{\gamma_1 - \gamma_2} = h \frac{2,7}{2,8 - 2,7} = \frac{h}{27}$$

Cela veut dire que *la profondeur du plissement est 20 à 30 fois plus grande que la hauteur moyenne de la montagne.*

## 7. Des phases

Nous admettons que *le poids de l'écorce terrestre*, la forçant à s'enfoncer pour suivre la diminution de volume du noyau a provoqué la pression et le refoulement horizontal, qui surtout attaquait les masses bien stratifiées situées entre les anciens massifs, les intrusions et les cicatrices de l'écorce. *Le poids des montagnes* alors, au cours d'un changement en mille phases, du refoulement latéral, et de dénudations a *cherché un équilibre*, sans jamais pouvoir l'atteindre complètement. L'extension du refoulement latéral, la profondeur et la hauteur des plis, la dénudation, le manque de pesanteur, le niveau des sommets, les affaissements et les élévations isostatiques, tous ces phénomènes sont liés par des conditions mutuelles bien compliquées et répétées. Les différentes causes ont agi tantôt l'une après l'autre, tantôt simultanément. Il ne sera jamais possible de tracer toute cette histoire des montagnes. Nous ne pouvons qu'étudier le résultat final qui se présente sous nos yeux et quelques phases intermédiaires peut-être.

Nous connaissons un certain nombre de suites des phases de dislocation. Des nappes préexistantes ont été déformées ou enveloppées par celles qui leur ont succédé. Nous avons même trouvé des surfaces de dénudations qui ont été chevauchées par des nappes ou qui ont été enveloppées par les plis. Il y a des cas, où les mouvements isostatiques ont déterminé le faciès d'un sédiment en transgression sur une partie plus ancienne de la montagne. Il va sans dire qu'il est moins difficile, de reconnaître les dernières phases, les anciennes étant trop altérées par tant d'autres. L'affaissement isostatique des Alpes au quaternaire, est facilement à reconnaître. Elle a causé les grands lacs dans les vallées principales au bord des Alpes. Elle a causé le remplissage énorme de gravier de sable et de limon dans les grandes vallées des Alpes. La pente inverse de certains conglomérats d'âge quaternaire, de terrasses d'érosion dans la molasse et de la molasse elle-même à l'approche du bord septentrional des Alpes, les montagnes isolées au fond des vallées saillantes de la plaine du Pô, les ravins plus profonds remplis auprès des rivières actuelles, etc., etc., sont des conséquences de cet affaissement quaternaire. La dernière phase d'avancement des nappes helvétiques a poussé la nappe du Sântis sur la vallée du Rhin qui existait déjà, de sorte qu'elle s'est effondrée en blocs dans ce fossé, et qu'elle fut forcée de s'avancer sur la surface érodée et bosselée en trébuchant. L'irrégularité des résistances a causé des décrochements horizontaux dans la nappe à dos plissé, qui ont tranché les plis et déplacé des chaînes orographiques. C'est ainsi que se sont formés le Fählensee, et le Seealpsee au Sântis, le lac de Joux au Jura.

*L'équilibre* cherché par la nature ne sera *jamais achevé*. Les changements sont continus et complexes. Les effets sont incomplets, se retardent et se croisent. Il y aura toujours des inexactitudes dans l'isostasie. Le refoulement latéral paraît s'arrêter à présent. Peut-être que ce repos n'est qu'une phase temporaire. Les Alpes que nous admirons aujourd'hui ne représentent qu'un état d'un long développement, qui s'étend de la

naissance à l'anéantissement de la montagne. Le refoulement latéral a fait l'introduction, la dénudation la terminera. Il n'est point difficile de reconnaître les changements actuels sous forme de décomposition superficielle et d'érosion. Mais en outre il ne faut pas oublier que les mouvements de cause interne ne sont pas éteints. Ils se présentent en déplacements lents et brusques de sens vertical ou horizontal presque partout où il y a des montagnes assez jeunes, et presque toujours.

24 novembre 1923.

---