

Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses

Autor(en): **Schaer, Jean-Paul / Jeanrichard, Francis**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **67 (1974)**

Heft 1

PDF erstellt am: **13.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164282>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses

Par JEAN-PAUL SCHAEER¹⁾ et FRANCIS JEANRICHARD²⁾

ABSTRACT

Precise leveling made along the St. Gotthard road at 50-year intervals, on a line perpendicular to the structure of the Swiss Alps, provides information concerning present-day movements. The deformation, expressed in the form of a regular and highly symmetrical bulge with the central flat part of the curve between Biaschina and Osogna, rises 1 mm annually in relation to the molassic zones. This central zone lies south of the watershed.

The question as to whether the actual deformations could be the expression of the isostatic rise caused by the melting of the great Würm Alpine glacier, was examined. Based on findings relating to the deformations of Lakes Mead and Bonneville and those in Fennoscandia, we conclude that it is highly probable the deformations recorded today stem from another source. The examination permits the study and proposal of models for the Quarternary deformations caused by the Alpine glaciers.

The present-day deformations registered on the N and S slopes of the Alps show a gradient of 0.015 mm/km/yr. If this trend continues long enough, the structure will tilt 1° per million years. There is evidence that the deformations in this sector of the Alps may have occurred at this speed for 10 or 20 million years. The results of these proposals are analyzed for the Brunnen–St. Gotthard sector.

RÉSUMÉ

Les nivellements de précision entrepris à 50 ans d'intervalle sur un itinéraire perpendiculaire aux structures des Alpes suisses, le long de la route du St-Gothard, permettent de mettre en évidence des mouvements actuels. La déformation est régulière et très symétrique, elle s'exprime par un bombement dont le palier central – entre Biaschina et Osogna – s'élève de 1 mm par an par rapport aux zones molassiques. Cette zone de culmination se trouve située nettement au sud de la ligne de partage des eaux.

On examine ensuite si les déformations actuelles peuvent être l'expression de la remontée isostatique qui aurait été provoquée par la fonte des grands glaciers alpins du Wurm. En se basant sur les déformations du lac Mead, Bonneville, et celles de la Fennoscandie, on conclut qu'il est fort probable que les déformations enregistrées actuellement ont une autre cause. Cet examen permet d'étudier et de proposer des modèles pour les déformations qui se sont produits durant le quaternaire sous l'effet des glaciers alpins.

Les déformations enregistrées actuellement sur le versant N et S des Alpes présentent un gradient de 0.015 mm/km/an. Si cette tendance se maintient assez longtemps, elle conduit à un basculement des structures de 1° par million d'années. Plusieurs indications nous font admettre que les déformations dans ce secteur des Alpes ont pu se produire à cette vitesse pendant fort longtemps, 10 à 20 million d'années peut être. Les conséquences de ces propositions sont analysées pour le secteur Brunnen–St-Gothard.

¹⁾ Institut de Géologie de Neuchâtel.

²⁾ Service topographique fédéral, Wabern BE.

Introduction

De nombreuses études ont montré que les géologues et les géomorphologues pouvaient tirer des enseignements très précieux en comparant les résultats des nivellements de précision entrepris, après quelques dizaines d'années, sur le même itinéraire. Ce n'est que récemment que des recherches de ce type ont été entreprises dans les Alpes en général et en Suisse en particulier.

Le premier réseau de nivellement suisse est l'œuvre de la Commission géodésique suisse. Les mesures furent effectuées entre 1865 et 1887 et les résultats parurent en 1891. Les altitudes publiées à cette époque se prêtent peu à l'étude des mouvements de l'écorce terrestre. Les mires utilisées étaient en bois et, malgré tous les soins consacrés à la solution de ce problème, la connaissance de leur longueur exacte au moment des mesures était très difficile. En plus, les repères n'étaient pas toujours placés aux endroits les mieux protégés et beaucoup d'entre eux disparurent. De 1893 à 1903, le Bureau topographique fédéral entreprit la restauration de ce premier réseau. Les résultats furent publiés entre 1894 et 1907 et 17 livraisons sous le titre «Die Fixpunkte des schweizerischen Präzisionsnivellements – Les repères du nivellement de précision de la Suisse».

Le Service topographique fédéral entreprit de 1903 à 1927 la mesure d'un second réseau de nivellement. Ce réseau comprend 18 polygones d'une longueur moyenne de 200 km. La densité des repères est de 1 à 2 par km. Ces repères sont, en général, placés par groupes de 3, ce qui permet une conservation rationnelle. Ils sont scellés à des bâtiments anciens, dont le tassement est achevé, à des ouvrages d'art, ou, dans la mesure des possibilités, dans la roche en place.

Jusqu'en 1914 les mesures se firent encore à l'aide de mires en bois, mais un dispositif permettait de contrôler les variations de longueur à chaque instant. En outre, avant et après chaque campagne de mesures, ces mires étaient étalonnées sur un comparateur installé au Service topographique fédéral. Dès 1914, les essais entrepris avec des mires à ruban d'Invar montrèrent que la longueur de ces nouvelles mires était très stable et elles remplacèrent bientôt les anciennes.

La précision d'un nivellement peut être évalué à partir des discordances entre les deux nivellements composants ou, de meilleure façon, à partir des écarts de fermeture des polygones. Cette dernière façon exige que l'on connaisse les valeurs théoriques de ces écarts et que le nombre des polygones soit suffisant pour obtenir une valeur significative. Cette méthode donne, pour le nivellement fédéral de 1903 à 1927 une erreur quadratique moyenne kilométrique de $\pm 1,4$ mm. C'est donc un excellent nivellement qui, sans être de très haute précision, suffit pour les besoins du génie civil, de l'économie hydraulique et, à long terme, à l'étude des mouvements de l'écorce terrestre.

Le renouvellement du nivellement fédéral s'est fait, de 1946 à 1966, plutôt en raison des exigences de l'économie publique et privée que sous l'impulsion d'un intérêt scientifique. Les recherches entreprises à l'étranger sur les mouvements de l'écorce terrestre incitèrent le Service topographique fédéral à refaire un nivellement sur la ligne Bâle–St-Gothard–Chiasso dans le but bien précis de déceler, en particulier dans les Alpes, l'influence de la tectonique vivante. Les mesures ont eu lieu de 1967 à 1971. Les altitudes nouvelles des repères scellés dans la roche en place furent comparées aux anciennes altitudes du nivellement de 1907 à 1919.

Mouvements actuels le long de la ligne Lucerne–Chiasso

Les premiers résultats de cette étude furent présentés à Moscou en 1971 lors de la XVe assemblée de l'U.G.G.I. (JEANRICHARD, F. 1972). Ils montraient clairement qu'actuellement les alpes s'élèvent par rapport aux zones environnantes (Bassin Molassique, Plaine du Pô). Dans les lignes qui suivent nous allons principalement nous arrêter sur certains aspects géologiques du problème en renvoyant le lecteur intéressé par les questions touchant à la méthodologie des mesures et à leur précision, à la publication citée précédemment.

Du point de vue géologique, la ligne de nivellement Lucerne–Chiasso est particulièrement intéressante car elle recoupe presque orthogonalement l'ensemble des structures alpines. Utilisant cette situation nous avons rabattu les stations de mesures sur une ligne idéale et tracé sur cette base les écarts enregistrés entre le nivellement de 1918 et les mesures de 1969 à 1972 (fig. 1). La courbe ainsi obtenue (fig. 2) qui

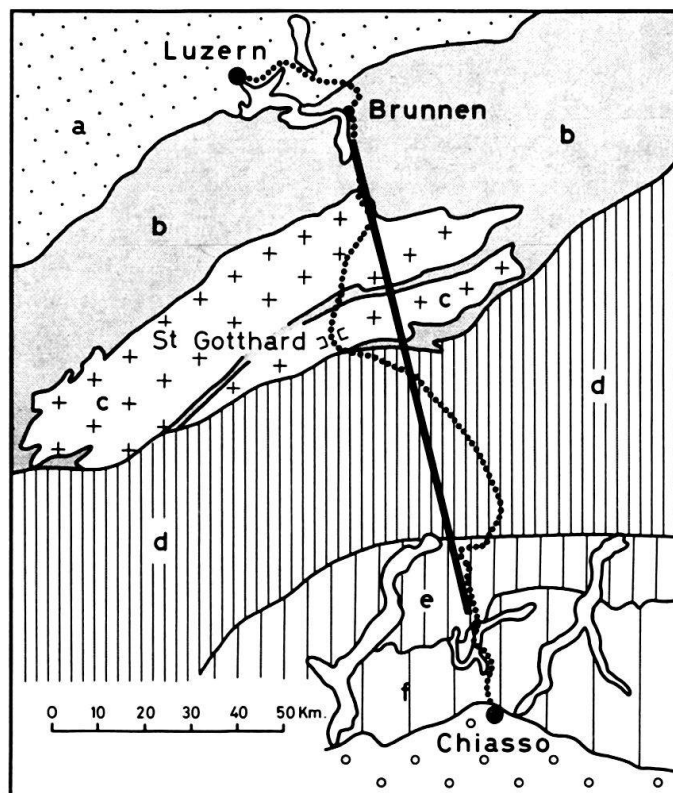


Fig. 1. Les grandes zones structurales des Alpes centrales avec l'itinéraire des nivellements de précision et la ligne de rabattement Brunnen–Chiasso. Du nord au sud: *a* le bassin molassique, *b* l'helvétique et l'autochtone, *c* les Massifs cristallins (Aar et Gotthard), *d* le Pennique. Au-delà de la ligne Tonale, les Alpes méridionales avec *e* le socle, *f* la couverture mésozoïque, *g* les Molasses de la Plaine du Pô.

est celle des mouvements verticaux relatifs mesurés par la période correspondante, est très régulière. Elle permet de conclure que sur la transversale du Gothard les déformations récentes se font de manière uniforme. La zone où l'amplitude de l'élévation relative est maximum se situe entre Biaschina et Osogna, donc bien au S de la ligne de partage des eaux. Entre ces deux stations il se forme un palier large d'un peu plus de 10 km où le soulèvement atteint en 50 ans 50 mm par rapport à la région

lucernoise. Si l'on admet que le mouvement est régulier dans le temps, on arrive à une vitesse d'élévation de 1 mm par année. Cette valeur s'accorde bien avec les estimations des mouvements verticaux entreprises par d'autres méthodes (de 0,2 à 1,1 mm par an; dénudation compensant les mouvements verticaux, C. E. WEGMANN 1957, SYDNEY P. CLARK JR. et E. JÄGER 1969).

De part et d'autre de la zone de bombement maximum, la courbe s'infléchit et prend rapidement une pente uniforme. Sur le versant septentrional des Alpes, c'est à Brunnen que la courbe recoupe le niveau de base arbitrairement choisi. Au-delà, elle continue à descendre jusque vers Steinen où elle prend une pente inverse qui redevient horizontale peu au-delà dans le palier lucernois. Bien qu'il soit un peu hâtif de donner un poids trop grand à ces inflexions mineures, on ne manquera pas de constater que sur le versant septentrional, le point bas des mouvements verticaux est en même temps un point d'inflexion structural; il correspond assez exactement à l'endroit où les structures alpines qui sont plongeantes au S, se redressent pour chevaucher la molasse charriée (Aufbrandungszone de Alb. Heim).

Sur le versant méridional des Alpes, au-delà de la zone de bombement maximum, la courbe de la figure 2 présente également une pente régulière et indique que les parties S de l'édifice alpin s'abaissent toujours et régulièrement par rapport aux parties situées plus au N. Il y a tout lieu de penser que cette tendance ne s'arrête pas à la frontière suisse (où les mesures ont été interrompues) mais englobe la zone subsidente de la plaine du Pô, ou tout au moins sa zone septentrionale. Sur notre courbe, le passage de la ligne insubrienne ne se marque par aucune inflexion. Actuellement donc, pour ce qui est de la composante verticale des mouvements, les alpes lépontines, les alpes méridionales, la plaine du Pô, forment un ensemble homogène qui évolue en bloc. Ce résultat ne manque pas d'intérêt si l'on se rappelle que le long de cette ligne se font face des roches qui ont subi, au cours des quelques derniers 20 millions d'années, des déplacements très importants dont la composante verticale paraît supérieure à 10 km (A. GANSSER 1968). Soulignons que cet auteur remarquait déjà que la ligne insubrienne n'était actuellement marquée par aucune activité séismique et qu'elle pouvait être la cicatrice d'une faille morte.

Influence des dernières glaciations

Durant le quaternaire et à plusieurs reprises, les Alpes ont été recouvertes par une importante carapace de glace. Celle-ci, sous l'effet de son poids, s'écoulait dans les vallées et s'étendait assez loin sur l'avant pays, vers le nord surtout. On peut se demander si la charge supplémentaire ainsi appliquée n'a pas modifié de façon sensible le jeu de l'évolution dynamique. Pour tenter de répondre à cette question, nous allons passer en revue quelques modèles qui ont été proposés pour rendre compte de mouvements récents créés par l'application de charge dans des régions stables, et nous verrons ensuite dans quelles mesures nous avons la possibilité de transposer les résultats obtenus au cas qui nous occupe.

Lac Mead, Arizona–Nevada

La construction du barrage «Hoover Dam» sur le Colorado et le remplissage de la retenue ainsi créée, a apporté des perturbations qui ont pu être mises en évi-

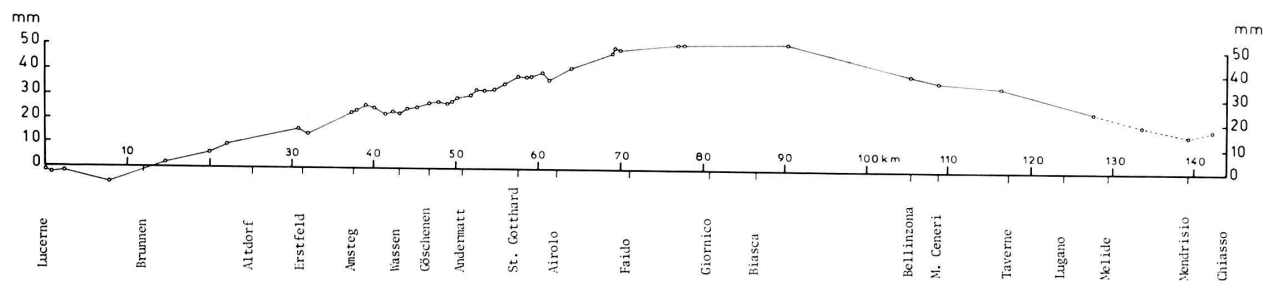


Fig. 2. Différences d'altitudes obtenues entre 1918 et 1969/70 par comparaison des repères scellés dans la roche en place entre Lucerne et Chiasso. En pointillé les résultats de la région de Chiasso où les repères ne sont pas dans des roches en place.

dence par les nivellements de précision (LONGWELL 1960). Les eaux du lac Mead retenues par le barrage se trouvent concentrées principalement dans deux bassins qui ont une surface réduite de quelques 220 km². Sous l'effet de ce complément de charge de près de 10 bars en moyenne, on a observé une subsidence de forme vaguement circulaire de quelque 60 km de rayon (fig. 3). Le centre de subsidence se super-

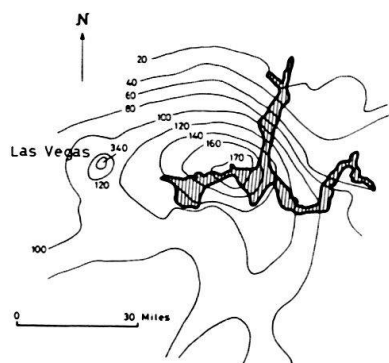


Fig. 3. Différences d'altitudes observées après remplissage du lac Mead entre 1935 et 1950 en mm. D'après C. R. LONGWELL (1960).

pose au centre de gravité de la masse d'eau, mais l'image se complique par le fait que la subsidence se superpose à un basculement régional et à des subsidences locales provoquées par des pompages (Las Vegas). Longwell remarque que la déformation due à la surcharge s'est faite en 15 ans et que sa cause doit être recherchée dans l'élasticité des roches. Une déformation de type plastique pourrait se superposer à la déformation élastique mais elle demanderait de plus longues périodes d'observations pour être mise en évidence. De cet exemple nous retiendrons qu'une surcharge locale de l'ordre de 10 bars provoque une déformation élastique qui se fait sentir à quelques 50–60 km.

Lac Bonneville, Utah–Nevada

En 1890, dans son étude classique, GILBERT a pu montrer que les anciennes lignes de rivage du lac Bonneville avaient subi un gauchissement et que celui-ci était la conséquence de la décharge régionale provoquée par l'assèchement du lac. Dans des études plus récentes, CRITTENDEN (1963) a pu confirmer les conclusions des observations anciennes et les compléter par une analyse très fouillée du phénomène. L'auteur montre qu'une charge moyenne de 145 m d'eau a été enlevée de ce bassin de 50000 km² (210 km de large, 460 km de long). Ici aussi le gauchissement des anciennes lignes de rivages s'est fait sentir jusqu'à 50 km au-delà de la limite des charges (fig. 4). Une concordance remarquable existe entre la figure de bombement et celle de la surcharge lorsque celle-ci est reportée régulièrement sur une surface de 40 miles (64,4 km). Par extrapolation Crittenden conclut que la meilleure analogie entre la courbe de déformation et celle de la répartition de charges serait obtenue avec des surfaces circulaires de 35 miles (56 km).

L'histoire de l'évolution du lac Bonneville n'est pas encore établie avec assez de précision pour qu'un seul modèle d'évolution puisse être présenté. Crittenden n'en conclut pas moins qu'actuellement la restauration isostatique est probablement réalisée à 75 % dans une évolution où le temps de relaxation est estimé être de l'ordre

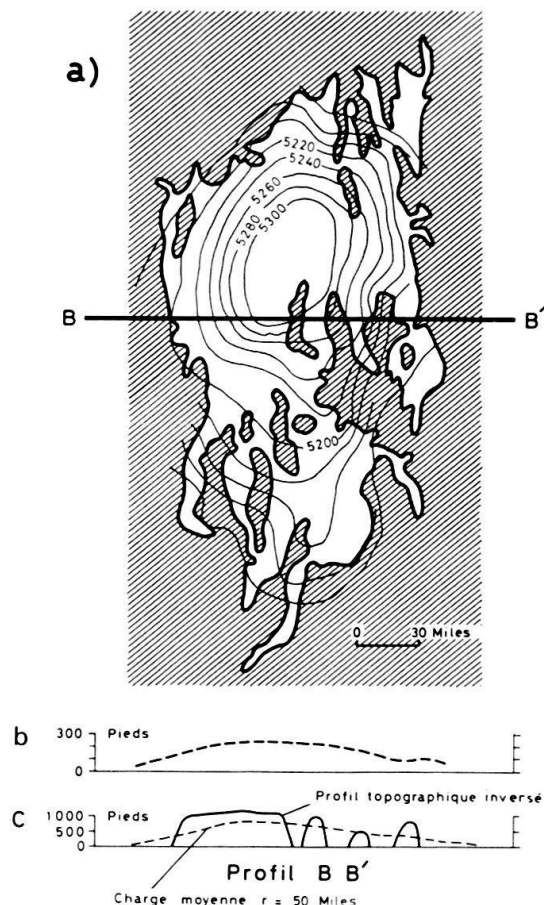


Fig. 4. *a* Déformation des lignes de rivage du lac Bonneville (altitude en pieds), *b* profil de la déformation selon B B', *c* profil topographique actuel selon B B' (renversé) et moyenne de la charge répartie sur 40 miles. D'après M. D. CRITTENDEN (1963).

de 10000 ans (temps de relaxation = temps en années pendant lesquelles la déviation de la position isostatique diminue de $1/e$ par rapport à sa valeur initiale).

Fennoscandie

Durant le quaternaire, à plusieurs reprises, les glaciers ont couvert des surfaces importantes de l'hémisphère nord. Après le retrait de la glace par réajustement isostatique des déformations importantes se sont produites. Lors de la dernière glaciation, l'épaisseur estimée de la calotte de glace a atteint plus de 3000 m. Depuis le début de la fonte, la zone centrale du bombement s'est déjà élevée de 500 m et devrait encore monter de 200 m avant que l'équilibre ne soit atteint. Dans l'ensemble de la Fennoscandie, grâce aux nombreuses lignes de rivages datées, on a obtenu une image très continue et précise de la déformation. Le phénomène n'est cependant pas toujours facile à analyser car dans l'enregistrement de la déformation il y a interférence entre le soulèvement du sol et les variations du niveau marin qui sont elles-mêmes dépendantes de la fonte des glaces (WEGMANN, C.E., 1967). On retiendra ici que l'isobase zéro ne s'est pas maintenue au même endroit mais qu'elle ne s'est pas énormément déplacée et qu'elle se situe un peu à l'intérieur de la zone d'extension atteinte par les glaces il y a quelques 14000 ans. Notons surtout que les mouvements actuels donnent une image du bombement qui est très semblable à celle des mouvements du passé. Suivant les différentes interprétations, le temps de relaxation serait

de 14000 ans (GUTENBERG 1941) ou de 5280 ans (HEISKANEN et VENING MEINESZ 1958).

Les Alpes

Dans les Alpes, on connaît avec une bonne précision, l'extension et l'épaisseur de la glace au moment du dernier maximum glaciaire il y a 15000 ans environ (JÄCKLI 1970). La fonte a été si rapide qu'après moins de 5000 ans les glaciers ne se trouvaient plus que dans les parties hautes des vallées des Alpes (SCHINDLER 1972). En première approximation, on peut donc estimer que la décharge s'est pratiquement faite de façon instantanée en regard des phénomènes tectoniques. Sur la figure 5 nous avons reporté l'image des mouvements récents obtenus par nivellement ainsi que quelques données concernant l'épaisseur de la glace. La courbe a est une évocation de l'épaisseur de la glace dans les vallées, suivies par la ligne de nivellement Olten-Chiasso. Les charges sont importantes et l'on note jusqu'à 1700 m de glace dans les vallées du sud des Alpes. La courbe b donne l'épaisseur des glaces lorsqu'on prend la moyenne sur des transversales de 50 km de part et d'autre du profil. La courbe c a été établie à partir de la courbe b en prenant la moyenne de l'épaisseur sur des tronçons de 100 km. La courbe c nous donne une image de la répartition de la charge sur des surfaces de 50 km de rayon. Cette valeur a été choisie en tenant compte des résultats obtenus aux lacs Mead et Bonneville. On voit ainsi que dans les Alpes, lors de la dernière glaciation, l'épaisseur moyenne de la couche de glace, répartie sur une surface de 50 km, a été au maximum de 380 m.

L'analyse des courbes a et b montre qu'elles ne sont pas directement corrélables avec la courbe des mouvements récents. Cette dernière se rapproche par contre passablement de la courbe c, entre autre par le fait que les deux courbes culminent dans des positions très voisines. Si l'allure générale est assez semblable, le détail

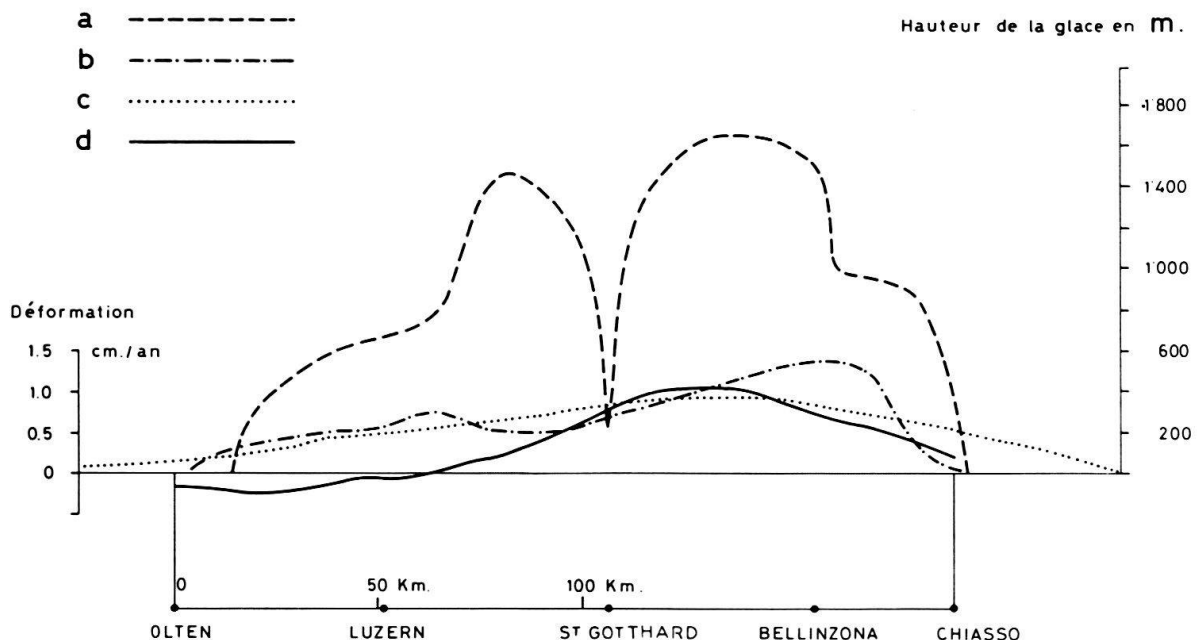


Fig. 5. Comparaison entre charge de la glace et mouvements récents: *a* épaisseur de la glace le long du profil de nivellement, *b* épaisseur moyenne de la glace le long du profil en prenant en considération des glaces situées de part et d'autre jusqu'à 50 km, *c* épaisseur moyenne de la glace répartie sur des surfaces de 50 km de rayon, *d* mouvements récents.

offre tout de même des différences marquées. La courbe des mouvements est très symétrique au niveau de la culmination centrale, mais présente des variations de gradient, des inversions de sens dès qu'on arrive dans le pays molassique (Lucerne); dans ces régions, la courbe de répartition des charges reste, elle, assez régulière. La symétrie presque parfaite de la courbe des mouvements récents au niveau de la partie centrale, s'oppose à la dissymétrie de la courbe de la charge qui a une pente nettement plus faible sur le versant N des Alpes qu'au S.

Au contraire de cette situation où l'on peut opposer les courbes de mouvements et de charges, nous avons vu qu'il existe au lac Bonneville une concordance presque parfaite entre les courbes de charges et celles de la déformation des lignes de rivages; en Fennoscandie aussi la concordance est très poussée entre l'image des mouvements actuels et celle des mouvements anciens. On est conduit à conclure que les mouvements récents dans les Alpes et sur leur pourtour ne peuvent pas être imputés en totalité aux surcharges des dernières glaciations. Il reste cependant à savoir si une partie non négligeable des mouvements actuels ne serait pas la conséquence de ces surcharges.

Isostasie glaciaire dans les Alpes

Pour se faire une idée quelque peu précise de l'évolution qu'a pu subir la région alpine en réponse à la surcharge des glaces quaternaires, on aurait besoin de mieux connaître plusieurs paramètres qui contrôlent ces déformations. Nous avons cependant tenté d'établir quelques modèles qui, malgré leur incertitude et leur imperfection, ne manquent pas d'être instructifs.

On sait que si des charges importantes sont appliquées à la surface de la terre, il en résulte une déflexion de la croûte qui tient à la réaction élastique et visqueuse des matériaux rocheux. On admet généralement que la déformation élastique est relativement faible et rapide (lac Mead) alors que la déformation visqueuse est lente et peut être importante (Bonneville, Fennoscandie). Le mécanisme qui est à la base du phénomène est hydrostatique: sous l'effet de surcharge la croûte terrestre rigide et légère qui flotte sur un substratum visqueux et dense, s'enfonce dans celui-ci jusqu'à ce que les poussées hydrostatiques compensent le surplus de charge.

On a généralement admis que la compensation devait se faire dans le manteau, là où existent des fusions partielles (low velocity layer, densité voisine de 3,35). Au cours de ces dernières années on a découvert que des zones d'inversion de vitesse de propagation des ondes existent déjà dans la croûte. Sous les Alpes elles se situent à quelques 20 km de profondeur (densité 2,69) (MÜLLER et al. 1973) et il se pourrait qu'elles accompagnent des fusions partielles de type anatectique qui abaisseraient suffisamment les viscosités pour permettre la compensation hydrostatique. HEISKANEN et VENING MEINESZ (1958) ont proposé que le temps requis pour atteindre un réajustement hydrostatique au niveau du manteau se trouvait être inversement proportionnel au diamètre de la charge. Pour cela ils devaient admettre que la zone visqueuse était épaisse par rapport aux autres dimensions. Les recherches récentes sur la constitution des zones profondes de notre globe suggèrent que les zones d'inversions de vitesse, donc de faible viscosité, sont au contraire très peu épaisses; dans ces conditions les vitesses de relaxation devraient être, en gros, proportionnelles au diamètre de la zone surchargée.

Du fait de la similitude de charge, de l'étendue de la zone affectée, il paraît raisonnable de comparer tout d'abord l'évolution de la zone alpine avec celle du lac Bonneville. Dans cette dernière, une grande partie de l'incertitude touchant les modèles proposés par M.D. CRITTENDEN, tiennent au fait qu'on ne connaît encore qu'imparfaitement les détails de l'évolution du lac au cours du quaternaire et par là l'histoire de la variation des charges appliquées. Pour les Alpes, la situation est encore plus délicate. Si, comme nous l'avons vu, on est conduit à admettre une fonte glaciaire rapide, on ne sait à peu près rien de l'histoire de la croissance des appareils glaciaires alpins. En admettant qu'il y a une corrélation entre le climat enregistré au pôle antarctique (DANSGAARD et al. 1971) et l'évolution des glaciers alpins, nous proposons que ceux-ci ont commencé leur dernière grande croissance il y a quelques 60000 ans. Par mesure de simplification et afin de tenir compte de la nature très spéculative de notre argumentation, nous admettons que la croissance et la régression des glaciers se sont faites de façon linéaire (fig. 6). Cette dernière

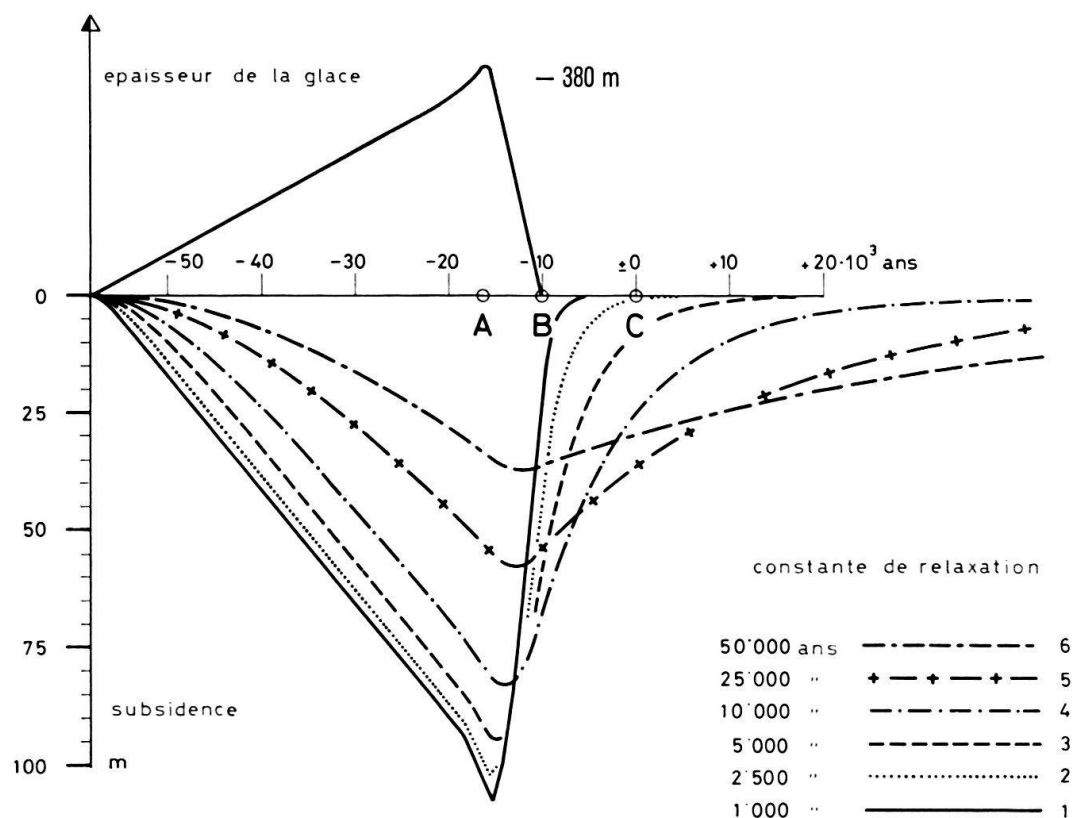


Fig. 6. Modèles de charge des glaciers alpins (épaisseur moyenne de la glace il y a 15000 ans, 380 mètres) et déformations qui en résultent, avec zone de compensation prise dans le manteau ($d = 3,25$) pour des temps de relaxation de: 1 1000 ans; 2 2500 ans; 3 5000 ans; 4 10000 ans; 5 25000 ans; 6 50000 ans. A maximum glaciaire, B retrait glaciaire, C époque actuelle. En abscisse l'échelle du temps est négative pour le passé, positive pour le futur.

aurait débuté il y a 15000 ans, elle aurait abouti il y a 10000 ans à une situation où le poids de glaciers alpins aurait été trop faible pour jouer un rôle dans les déformations régionales.

Utilisant les données présentées ci-dessus et reportées dans le tableau 1, des modèles d'évolution ont été analysés par ordinateur en prenant pour temps de

Tableau 1

	A _m	B _{g/cm³}	C _{km}	D _m	E _m	F _{cm/an}	G _{an}	H _{cm/an}	I _{1000 ans}	K _m	L _m	M _{cm/an}
Fennoscandie (1) A	3000	3.25	2100 x 1400	525 ⁽¹⁾	750	1	14 000					
Fennoscandie (2) B	3000	3.25					5 200					
Bonneville	C ₁	304	475 x 114	70	93		5 000	0.06				
	C ₂	304					10 000	0.09				
	C ₃	304					40 000	0.04				
Alpes	1	380	3.25	900 x 200			1 000	0.002	1	108	0.002	2.0
	2						1 500	0.006	1	106	0.08	2.0
	3						2 500	0.05	1	102	1.26	1.6
	4						5 000	0.21	2	95	10.5	1.0
	5						10 000	0.28	2	83	28.0	0.6
	6						25 000	0.15	3	57	38.0	0.2
	7						50 000	0.06	4	37	30.0	
	8	2.69	1 000	0.002	1	142	0.003					
	9		5 000	0.25	2	124	13.8					
	10		10 000	0.37	2	109	37.0					
	11		25 000	0.2	3	76	50.0					
	12		50 000	0.08	4	49	40.0					
	13		100 000	0.04	5	28	25.0					

A = Hauteur de la charge de densité 1; B = Densité de la zone de compensation; C = Dimension de la zone chargée; D = Déflexion mesurée; E = Déflexion prévue; F = Vitesse de la déformation actuelle; G = Temps de relaxation; H = Vitesse de la déformation actuelle (15 000 ans après max. glaciaire); I = Retard pris par la déflexion max, par rapport au maximum glaciaire; K = Amplitude de la déformation max, en tenant compte du modèle de charge et décharge et du temps de relaxation; L = Déformation résiduelle; M = Vitesse de déformation il y a 10 000 ans. ¹⁾ 250 m de déflexion mesurée et 275 m de déflexion qui se serait produite avant que les glaciers n'atteignent la Baltique.

relaxation des valeurs situées entre 500 et 100 000 ans. La figure 6 présente cinq cas d'évolution: le tableau 1 donne quelques-une des valeurs les plus caractéristiques. Si l'on compare les déformations actuellement mesurées lors des nivellements (0,1 cm/an) avec les valeurs de déformation que nous proposent les modèles, on voit que les ordres de grandeur sont respectés lorsqu'on prend des temps de relaxation qui se situent entre 2500 et 50 000 ans. Avec des temps de relaxation situés entre 5000 et 15 000 ans les modèles indiquent qu'actuellement les vitesses de déformation isostatiques devraient être deux fois plus rapides que celles qui sont mesurées. En estimant que la zone de compensation hydrostatique de faible viscosité est peu épaisse, on devrait s'attendre à trouver dans les Alpes une constante de relaxation 10 fois plus petite que celle de la Fennoscandie, donc située entre 500 et 1500 ans. Dans cette fourchette de valeur, les déformations que l'on devrait enregistrer actuellement, par suite du réajustement isostatique, sont d'un à deux ordres de grandeur plus faibles que celles qui sont mesurées. Si une grande incertitude existe au sujet du temps de relaxation, il n'en reste pas moins que les études faites sur le lac Bonneville montrent que des charges comparables à celles créées par la calotte de glace des Alpes sont suffisantes pour provoquer des mouvements importants. Dans les Alpes, ceux-ci suivant les

modèles choisis, auraient été d'une centaine ou au moins de plusieurs dizaines de mètres. Pour les modèles où la constante de relaxation se situe entre 500 et 10000 ans, la vitesse de déformation maximale se situe pendant la période de décrue du glacier ou très peu après. Dans ces cas les vitesses de déformation sont d'un ordre de grandeur supérieur aux vitesses actuellement enregistrées mais directement comparables avec ce qui se produit actuellement en Fennoscandie. Pour tous les modèles analysés avec des constantes de relaxation situées entre 500 à 10000 ans, la déflexion maximale n'est jamais retardée de plus de 5000 ans par rapport au maximum glaciaire; cela permet de conclure que la vitesse de la remontée isostatique qui pourrait être enregistrée actuellement ne peut pas être influencée de façon directe par l'histoire de la crue glaciaire³); ici la vitesse de remontée dépend essentiellement de l'histoire de la décrue qui, fort heureusement, est appréciée avec une précision suffisante pour nos considérations. Le mouvement résiduel à attendre dans les années à venir est insignifiant pour les modèles avec temps de relaxation de 500 à 1500 ans, il est faible pour temps de relaxation de 2500 ans et se situerait au-delà de 10 mètres pour les temps de relaxation supérieurs à 5000 ans.

Les trop nombreuses incertitudes qui ont dû être introduites dans nos modèles ne nous permettent pas d'exclure que les déformations mesurées sur le profil Lucerne-Chiasso ne doivent rien d'essentiel au réajustement isostatiques qui a suivi la fusion des glaces quaternaires. Cependant le choix des modèles qui nous paraissent les plus proches de la réalité (temps de relaxation entre 500 et 1500 ans), nous conduit à estimer que les déformations mesurées ont d'autres causes. Dans ce qui suit nous allons nous en tenir à cette proposition et examiner les relations qui peuvent exister entre les mouvements actuels et ceux que l'on doit admettre dans le cadre des déformations de la chaîne alpine.

Les mouvements verticaux anciens

a) Au nord des Alpes

Il paraît souhaitable de comparer les résultats des mouvements actuels avec des modèles de l'évolution du domaine alpin. Lorsqu'on tente ces démarches l'on se rend compte qu'elles sont souvent très fragiles parce qu'il est difficile de fixer de manière quelque peu précise la géométrie des corps géologiques au cours de l'évolution de la chaîne et surtout d'avoir pour ceux-ci des repères chronologiques précis. Les tentatives que nous présentons sont donc très grossières. Nous nous permettons cependant de les présenter car les critiques auxquelles elles seront soumises permettront probablement de les améliorer.

Au niveau des Massifs cristallins externes (Aiguilles Rouges, Aar) la surface du socle prise globalement se présente et est généralement dessinée avec une pente assez régulière malgré la présence d'écaillés et de coins sédimentaires; ceux-ci amènent des perturbations locales mais ne modifient pas le trait général.

Sur les profils établis par la Commission géologique suisse (notice explicative de la feuille 3, Zürich-Glarus, de la carte géologique au 1:200000) on voit que de

³) L'histoire de la crue va influencer d'une façon indirecte, mais souvent minime, les vitesses de remontée isostatique à un temps donné, car elle est capable de déplacer la position du maximum d'inflexion de la courbe.

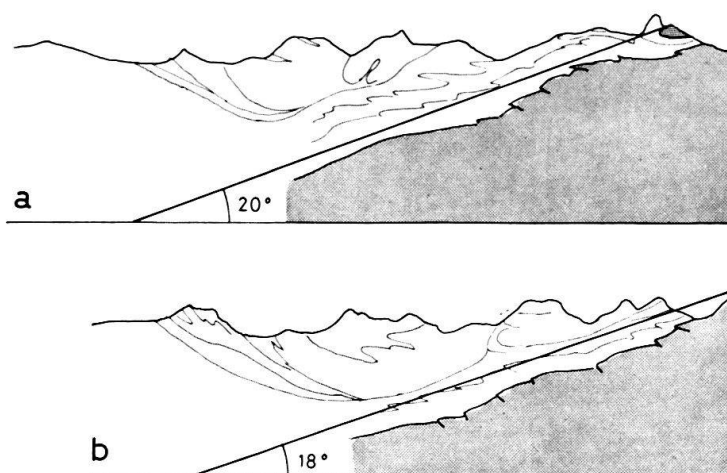


Fig. 7. Profils géologiques de part et d'autre de la ligne de nivellement montrant l'inclinaison moyenne du socle. D'après «Erläuterungen zu Blatt 3, Zürich–Glarus, Geologische Karte der Schweiz 1:200000».

part et d'autre de la vallée de la Reuss (donc sur des lignes très proches des itinéraires de nivellement), la surface du cristallin plonge de 18 à 21° vers le N (fig. 7). Dans la phase précoce de l'orogénèse alpine, et ceci jusqu'à la fin du Crétacé, ce socle a pu localement présenter des dénivellations (failles normales: SCHINDLER 1969) mais il n'en reste pas moins qu'à grande échelle sa surface ne s'est probablement jamais écartée sensiblement d'une ligne à peu près horizontale. Bien qu'il soit très difficile de fixer l'époque à laquelle ont débuté des mouvements différentiels à composante verticale qui ont contribué au relèvement des zones méridionales par rapport aux zones frontales, on peut proposer que ce phénomène est contemporain de l'apparition des galets helvétiques dans les conglomérats de la Molasse (Helvétien, environ 18 millions d'années). En estimant (sans preuve!) que la remontée des Massifs cristallins fut un phénomène régulier et continu, on est conduit à proposer que le basculement de la surface cristalline du Massif de l'Aar s'est faite à une vitesse moyenne très voisine de 1° par million d'années. Si comme ARBENZ (1912) on repousse la montée des massifs cristallins vers la fin du Miocène (env. 10 millions d'années) il faudrait envisager un basculement de près de 2° par million d'années.

On peut aussi se faire une idée de la vitesse des mouvements verticaux sur le versant septentrional des Alpes, en utilisant les résultats géochronologiques obtenus par Mlle JÄGER (1967). Elle estime que les roches granitico-gneissiques de la région du Col du Gothard étaient encore, il y a 16 millions d'années, à une température voisine de 300°. En admettant que ces roches se trouvaient alors dans des conditions caractérisées par des températures plutôt basses en comparaison des pressions, on est conduit à proposer qu'elles se trouvaient à plus de 10 km de la surface. En admettant que dans la région frontale de la zone helvétique le socle est resté à une altitude voisine de -5 km, on peut proposer que l'on a passé de la situation structurale d'il y a 15 millions d'année à la situation actuelle par une remontée générale des structures situées au sud, qui se solde par un basculement de 19°. En travaillant ici encore avec une vitesse constante, le relèvement actuel de la surface du cristallin implique une vitesse un peu supérieure à 1° par million d'années. Il sera intéressant

d'examiner le long du profil du Gothard la validité du modèle proposé avec le résultat géochronologique que prouvent les traces de fission dans les apatites.

b) Au sud des Alpes

Les déformations qui se sont produites dans un passé relativement récent au niveau de la ligne insubrienne, ne permettent pas de suivre facilement l'évolution du secteur méridional des Alpes. Là, il n'est pas possible de proposer de simples basculement. L'examen des accumulations sédimentaires au niveau de la plaine du Pô montre cependant (P. GABERT 1965) que les terrains post-pliocènes forment un prisme qui implique une subsidence par basculement qui s'est fait à une vitesse moyenne proche de $3/4$ de degré par million d'années (en prenant 7 millions d'années pour la base du pliocène).

Comparaison entre mouvements anciens et mouvements récents

Le tableau 2 montre que dans la limite de nos extrapolations, et lorsque l'on admet que les mouvements se font de façon continue, les vitesses obtenues pour les déformations actuelles sont du même ordre de grandeur que les vitesses obtenues pour les déformations anciennes. Pour ce type de comparaison il nous paraît plus utile de définir le gradient du mouvement relatif (mètres d'élévation relatifs par année et par mètre ou kilomètre de ligne de base). On peut également se servir avantageusement de l'angle de basculement.

Tableau 2

	Temps écoulé entre les mesures ou estimé entre deux situations	Gradient moyen mm / km / an
<u>MOUVEMENTS ALPES</u>		
actuels Versant N	50 ans	0,0147
Versant S	50 ans	0,015
anciens Versant N (a)	18 millions années	0,018
Versant N (b)	10 " "	0,032
Versant N (c)	16 " "	0,022
Plaine du Po	6 " "	0,0125
=====		
<u>MOUVEMENTS FENNOSCANDIE</u>		
actuels	100 ans	0,014
anciens	10,000 ans	0,050

En proposant que les mouvements verticaux auraient pu se faire avec des vitesses comparables pendant de très longues périodes (plus de 10 millions d'années) on en vient à mettre en doute le caractère saccadé de l'évolution orogénique tel qu'il apparaît dans la théorie des phases orogéniques. Comme J. GILLULY (1973) le fait remarquer, les volumes et les masses engagées lors de la formation des chaînes de montagnes conduisent d'abord à l'idée d'une évolution lente quasi continue, sans grande accélération. Dans le détail cependant, et pour tenir compte de l'hétérogénéité mécanique de la croûte, il est normal que les vitesses de déformations ne soient pas constantes.

On doit envisager que des périodes d'accélération succèdent à des temps d'arrêt ou même à ce que des déformations se fassent en sens inverse (C. E. WEGMANN 1957). Ahnhert (1970) montre que dans un régime à vitesse variable, l'interaction, dénudation-surrection tend à amortir l'effet des accélérations. En suivant ces considérations, on est en droit de penser que dans les Alpes, où des reliefs importants ont existés depuis fort longtemps, on doit se trouver dans une situation qui ne s'écarte pas sensiblement (à quelques % près) du régime d'équilibre dynamique, dans laquelle la dénudation moyenne peut être prise comme expression de la surrection. Pour le bassin de la Reuss, en amont du lac des Quatre-Cantons, Ahnhert estime que la dénudation moyenne est de 300 mm par 1000 ans. Si elle est la conséquence d'un bombement à gradient constant, compensé par la dénudation, elle devrait correspondre à une élévation relative des zones amont (Göschenen) par rapport à celle du niveau de base (Flüelen) de 600 mm par 1000 ans. Le nivellement de précision montre que la différence d'altitude observée entre ces deux localités implique actuellement une surrection relative qui s'effectue avec une vitesse de 420 mm par 1000 ans. L'écart observé est assez important (env. 30%) mais l'ordre de grandeur est respecté. Il est fort probable que les conséquences des dernières glaciations ont par trop bouleversé la morphologie et le régime d'érosion pour que l'on puisse obtenir un meilleur accord entre l'analyse des faits et la théorie.

Orogénèse et épirogénèse

En 1890, GILBERT ressentit le besoin de distinguer dans le diastrophisme 2 notions qu'il pouvait opposer. Il y avait d'une part les phénomènes orogéniques qui étaient liés aux déformations des chaînes de montagnes et d'autre part, les phénomènes épirogéniques qui se rapportaient aux déformations plus larges des continents, plateaux, fonds océaniques et bassins sédimentaires. Gilbert soulignait que les forces créatrices de ces deux types de déformations étaient peut-être les mêmes mais il était utile de les examiner séparément. De nos jours on a tendance à considérer que les déformations orogéniques (les Alpes étant souvent prises comme exemple) sont des phénomènes rapides, à fort gradient, qui s'opposent aux déformations épirogéniques lentes et à faible gradient. Parmi ces dernières, on cite fréquemment le bombement de la Fennoscandie résultant de la fonte des glaciers scandinaves. En examinant le tableau 2 on constate que le gradient des déformations actuelles de la Fennoscandie est pratiquement identique à celui des déformations verticales récentes mesurées sur le versant septentrional et méridional de la traversée des Alpes au niveau du Gothard.

Dans les Alpes, les gradients que nous mesurons actuellement semblent avoir été relativement constants pendant de longues périodes (ordre de grandeur: 10 millions d'années). Ils sont certainement une des expressions des phénomènes d'épaississement de la croûte dans le secteur alpin (cf. p. 116). C'est transversalement à l'allongement de la chaîne que les gradients auront les plus fortes valeurs; celles-ci ne se maintiennent que sur des distances relativement faibles (environ 100 km). Perpendiculairement à ces déformations, les vitesses relatives des mouvements verticaux engendrent des gradients qui semblent 3 à 4 fois plus faibles. Cette situation contribue à la formation des ensellements et culminations axiales qui se suivent

le long de la chaîne alpine au niveau des Massifs cristallins externes. En Fennoscandie les déformations verticales qui sont marquées actuellement par un gradient comparable à celui des déformations alpines, restent un phénomène totalement différent dans lequel les variations de l'épaisseur de la croûte ne doivent pas jouer un rôle. On remarquera aussi que ces déformations sont géologiquement parlant des phénomènes très brefs (quelques dizaines de milliers d'années) qu'elles ont conduit à la formation d'un très large bombement (plus de 1000 km) présentant une ellipticité peu marquée.

Conséquences des déformations verticales sur le versant N des Alpes

Les déformations verticales enregistrées actuellement au front des Alpes et celles qui se sont produites dans le passé sont l'expression de modifications structurales qui ont affecté des zones profondes et probablement la croûte dans son ensemble. Avant l'orogénèse alpine, celle-ci devait avoir une épaisseur moyenne voisine de 30 km. Elle était formée de granite et de roches paléozoïques. Vue dans une coupe transversale à la chaîne, l'image de ce secteur ne devait pas être très différente du rectangle de la figure 8 A. Actuellement, avec le même matériel, ce qui implique la conservation des surfaces, on doit avoir une croûte formant une sorte de trapèze (fig. 8 B) dont nous obtenons les dimensions en proposant que

- a) au niveau de Brunnen, la croûte ancienne a conservé ses 30 km d'épaisseur auxquels s'est ajouté un prisme sédimentaire mésozoïque épais de près de 5 km.
- b) l'épaisseur actuelle de la croûte au niveau du St-Gothard est voisine de 60 km.
- c) en adaptant nos extrapolations précédentes, nous estimons qu'un prisme de 10 km de roches cristallines a déjà été érodé au niveau du St-Gothard.

Bien que la réalité et le détail puissent s'écarter assez sérieusement de cette schématisation, celle-ci devrait tout de même refléter l'image de la tendance évolutive. Si l'on estime que le secteur Brunnen–St-Gothard s'est transformé sans qu'il y ait eu d'apport de matériaux venant du S, la conservation des surfaces impliquent non seulement des mouvements verticaux mais un raccourcissement très sensible des distances horizontales. La distance Brunnen–St-Gothard qui mesure actuellement 45 km, résulterait de la transformation d'un tronçon qui devrait mesurer 72,5 km avant l'orogénèse (fig. 8). A 22 km de Brunnen (entre Erstfeld et Amsteg) le socle hercynien a dû subir un raccourcissement de $\frac{1}{3}$ par rapport à sa couverture secondaire. Cette réduction atteint $\frac{1}{2}$ à 37 km de notre point d'origine, soit entre Göschenen et Andermatt. Il est tentant de confronter ces spéculations avec ce qu'on observe dans la nature. Les profils dont nous disposons le long de l'itinéraire Brunnen–St-Gothard ne se prêtent malheureusement pas à ce genre d'exercice. Par contre, dans la vallée de l'Aar, dans une position tectonique assez comparable à celle d'Erstfeld–Amsteg, K. ROHR a dessiné en 1925 des profils qui sont parmi les plus précis de ce secteur des Alpes suisses; on peut y étudier en particulier les relations qui existent entre le socle et la couverture. Sur les profils de Rohr on constate que l'horizon de la Rötidolomite (dolomite triasique qui surmonte de peu le socle) est nettement plus étendu que le socle) au-dessus duquel il se trouve (fig. 9). Pour s'adapter, cet horizon est affecté de nombreux chevauchements, il est parfois plissé. Des observations de détail effectuées sur le terrain montrent que le niveau dolomitique n'a presque pas subi de défor-

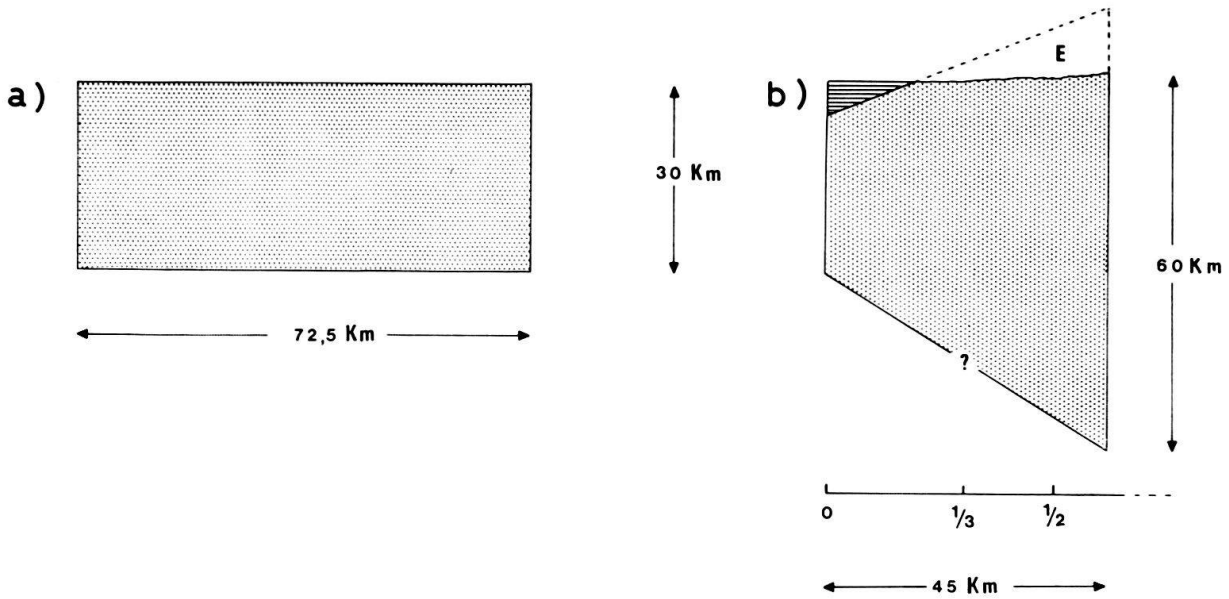


Fig. 8. Modèle schématique de la déformation de la croûte entre Brunnen et le Gothard. *a* situation avant les déformations alpines, *b* situation actuelle: *E* représente la partie du socle enlevée par érosion. On a figuré par une échelle les réductions de longueur que le modèle implique au niveau du socle.

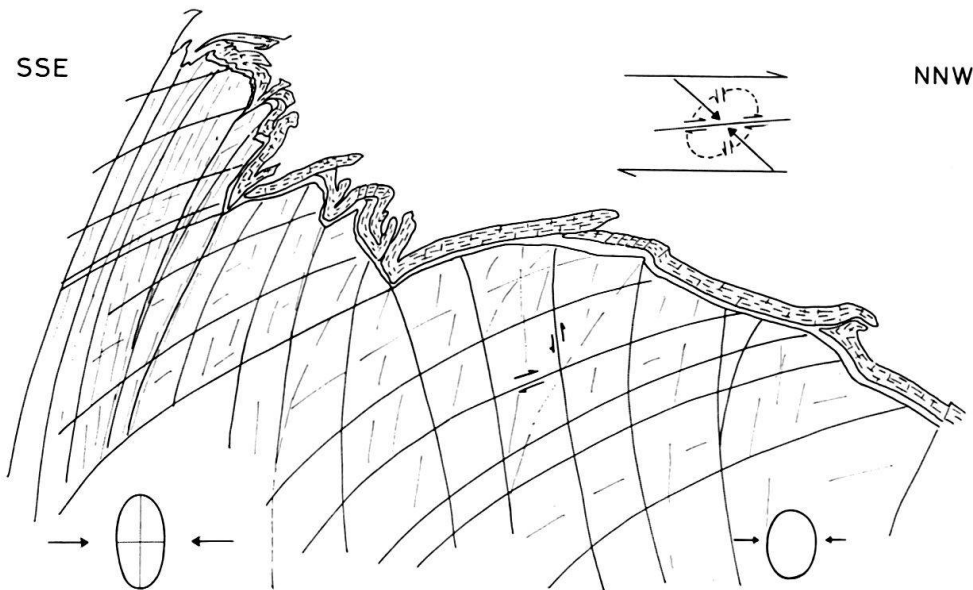


Fig. 9. Relation entre socle et couverture (Rötidolomit) dans l'Urbachtal près d'Innertkirchen, d'après K. ROHR (1926). Les déformations du socle sont schématisées en fonction de nos observations et des propositions de T. P. LABHART (1966). La déformation est hétérogène, des parties non déformées font suite à des parties très déformées. En gros, la déformation augmente du NNW au SSE. Dans les parties profondes de l'édifice, la déformation est plus plastique que dans la partie supérieure; là les cisaillements deviennent très chevauchants.

mations internes contrairement aux séries calcaires et marno-calcaires du Jurassique. Des mesures précises faites sur les profils de Rohr montrent que le niveau dolomitique qui représente une des appréciations les plus précises de l'extension du bassin avant les déformations alpines, est 30% plus étendu que le socle.

T.P. LABHART (1966) a présenté l'évolution tectonique de ce secteur des Alpes. Pour cet auteur, les déformations qui apparaissent dans le socle sont plus complexes que celles qu'avait figurées Rohr. A une schistosité subverticale se superposent des plans beaucoup moins inclinés qui jouent le rôle de surfaces de chevauchement. Nous pensons que les derniers mouvements enregistrés sur ces deux types de structures sont partiellement synchrones et qu'elles sont l'expression de la réaction au serrage des Massifs cristallins externes. Soumise à de fortes pressions latérales, une partie de leur matériel flue vers le haut et vers l'avant en formant ces coins passifs qui sont expulsés et dont les plus célèbres se retrouvent dans la Jungfrau. A petite échelle, ce type de structure s'observe très nettement dans les parties inférieures de la route du Grimsel. Petits coins et grands coins contribuent à la montée du matériel hercynien tout en réduisant la largeur de la zone comprimée.

Conclusions

Les mesures de nivellement de précision montrent que le secteur central des Alpes subit actuellement une déformation qui s'exprime par un bombement très régulier. Les mouvements verticaux relatifs élèvent les parties centrales de 0,1 cm par an en moyenne. Ces déformations pourraient être dues aux réajustements hydrostatiques qui se sont produits dans les Alpes après les dernières glaciations. Les temps de relaxation qu'il faudrait admettre pour justifier cette hypothèse sont cependant peu compatibles avec les propriétés des zones probables de compensation. De plus, on constate que les déformations que l'on mesure actuellement, s'accordent très bien avec celles que l'on doit admettre pour les 15 derniers millions d'années. En utilisant ces valeurs, on arrive à proposer pour le secteur frontal des Alpes, une évolution lente et régulière dans laquelle les mouvements de surrection seraient l'expression d'un serrage qui augmente l'épaisseur de la croûte et réduit son extension dans la direction parallèle à la contrainte maximale. Le schéma que nous proposons a certainement des limites que nous avons peut-être parfois dépassées. Il nous semble douteux, par exemple, qu'il puisse être appliqué avec profits aux déformations principales des zones les plus internes où des conditions rhéologiques très différentes ont dû exister.

Remerciements

Pour l'élaboration de ce travail nous avons disposé de l'aide généreuse de plusieurs collègues et amis. Nous tenons tout particulièrement à remercier P. L. Huguenin, professeur de physique théorique, qui a eu la patience de suivre et de guider quelques-unes de nos démarches, et L. Kiraly de l'Institut de Géologie de Neuchâtel, avec lequel nous avons eu de très nombreuses discussions et qui, de plus, a mis au point les modèles mathématiques dont nous avons besoin.

BIBLIOGRAPHIE

- ARBENZ (1912): *Der Gebirgsbau der Zentralschweiz*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 56 (1911), Sitzungsprot. p. LVII-LXI.
- AHNHERT, F. (1970): *Functional Relationships between Denudation, Relief and Uplift in Large Mid-Latitude Drainage Basins*. Am. J. Sci. 268, p. 243-263.
- CLARK, SYDNEY P., et JÄGER, E. (1969): *Denudation Rate in the Alps from Geochronological and Heat flow Data*. Am. J. Sci. 267, p. 1143-1160.

- CRITTENDEN, M. D. JR. (1963): *New Data on the Isostatic Deformation of Lake Bonneville*. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 454-E, 31 p.
- DANSGAARD, W., et al. (1971): *Climatic Record Revealed by the Cape Century Ice Core*. In K. K. Turekian: *The late cenozoic glacial ages*. New Haven Yale University Press.
- GABERT, P. (1965): *Quelques problèmes morphologiques des plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts*. Revue Géogr. phys. Géol. dyn. VII, p. 209–222.
- GANSSER, A. (1968): *The Insubric Line, a Major Geotectonic Problem*. Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 48/1, p. 123–143.
- GILBERT, G. K. (1890): *Lake Bonneville*. U.S. Geological Survey Mon. 1. 438 p.
- GILLULY, JAMES (1973): *Steady Plate Motion and Episodic Drogeny and Magmatism*. Bull. Geol. Soc. Am. 84, p. 499–514.
- GUTENBERG, B. (1941): *Changes in Sea Level, Postglacial Uplift, and Mobility of the Earth's Interior*. Bull. Geol. Soc. Am. 62, p. 721–72.
- HEISKANEN, W. A., et VENING MEINESZ, F. A. (1958): *The Earth and its Gravity Field*. New York, McGraw-Hill, 470 p.
- JÄCKLI, H. (1970): *La Suisse durant la dernière période glaciaire*, in: Atlas de la Suisse (6).
- JÄGER, E., et al. (1967): *Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen*. Mat. Cart. Géol. Suisse [n.s.] 134.
- JEANRICHARD, F. (1972): *Contribution à l'étude du mouvement vertical des Alpes*. Boll. Geodesia XXXI.
- LABHART, T. P. (1966): *Mehrphasige alpine Tektonik am Nordland des Aarmassivs*. Eclogae geol. Helv. 59/2, p. 803–830.
- LONGWELL, C. R. (1960): *Interpretation of the Leveling Data*, in: Comprehensive Survey of Sedimentation in Lake Mead, 1948/49. Geol. Survey Prof. Paper 295, p. 33–38.
- MÜLLER, ST., RYBACH, L., et WERNER, D. (1973): *Geophysical Cross-Section through the Earth's Crust in Central Europe*. European Geophys. Soc. First Meeting. Abstracts.
- ROHR, K. (1926): *Stratigraphische und Tektonische Untersuchungen der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs*. Beitr. geol. Karte Schweiz [n.s.] 57.
- SCHINDLER, C. (1969): *Neue Aufnahmen in der Axen-Decke beidseits des Urner-Sees*, Eclogae geol. Helv. 61/1, p. 155–171.
- (1972): *Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2*. Eclogae geol. Helv. 65/2, p. 391–423.
- WEGMANN, E. (1957): *Tectonique vivante, dénudation et phénomènes connexes*. Revue Géogr. phys. Géol. dyn. I, p. 3–15.
- (1967): *Evolution des idées sur le déplacement de lignes de rivage*. Mem. Soc. vaud. Sci. nat. 14/4, p. 129–191.

