

Technique et morphogenèse du Tessin méridional : relations et développement

Autor(en): **Campana, Bruno**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure**

Band (Jahr): **45 (1979)**

Heft 109

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-203885>

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.

Tectonique et Morphogenèse du Tessin méridional: relations et développement ¹⁾

avec 14 figures

par Bruno CAMPANA *

Abstract

This paper deals with the relations between tectonics and morphogenesis in South Tessin (Southern Alps). On the basis of the more recent data on the rates of fluvial erosion, glacial erosion and tectonic uplift in the Alps, the author comes to the following conclusions:

A regional surface of erosion, probably Tertiary in age, has been differentially uplifted: 2500 m in northern Tessin, 1400 m in the south. An inclined plane of flowing was thus established, on which came to flow the consequent primary streams of the area.

Tectonic uplift and streams down-cutting were synchronous events throughout the Quaternary times. The primary streams could thus maintain their initial base level, as the down-cutting rate was at least as fast as the rate of regional uplift.

A pre-rissian fluvial relief is still recognizable over 1200 m of elevation. Through the primary streams of this relief two great alpine glaciers covered the area in Riss and Würm times: the *Adda glacier* (with 3 diffluences) from the east, and the *Ticino glacier* from the north. The present relief of the area below 1100 m - 1200 m is largely due to these two glaciers (and to interglacial and interstadial streams and meltwater).

A major change in the drainage pattern is believed to have been brought about by the glacial action, namely the separation of the drainage of the Sopraceneri area from that of Sottoceneri.

1. Sur la vitesse de soulèvement régional et du creusement des vallées: quelques observations en Australie

L'étude de la morphogenèse, et en particulier ses relations avec la tectonique d'une région donnée, est d'une grande importance dans la géologie d'exploration, particulièrement dans l'exploration métallifère. L'auteur de cette note a montré que le plus grand progrès de la recherche minière australienne était dû à la reconnaissance des procès génétiques des grands gisements de minerais de fer et de bauxite, découverts en 1961 - 1965: des gisements qui ont permis à l'Australie de devenir en quelques années le premier exportateur du monde de fer, de bauxite et d'alumine. Parmi les procès génétiques recon-

¹⁾ Conférence faite à Lugano le 16 juin 1979, à l'Assemblée de la Société des géologues et des ingénieurs suisses du pétrole

*) Bureau de Géologie et Géophysique Minière Bruno CAMPANA D. Sc. CH-5725 Leutwil

nus, dominant précisément les conditions morphologiques et climatiques de l'Australie Occidentale, qui ont réglé la concentration et la conservation de gisements résiduels parmi les plus importants du monde (CAMPANA, 1968, 1970).

De même, les études morphogénétiques, les relations entre les formes de terrain et l'histoire tectonique, leur âge, l'étude des cycles de remaniements et de concentration des minerais lourds, ont permis la découverte d'importants gisements de manganèse, étain, rutile, monazite, ilménite, zircon, etc., dont l'Australie est également devenue un grand pays exportateur.

Nous rappellerons également, dans ce contexte, l'importance des études de morphogénèse, pour déterminer les concentrations aurifères alluvionales, reconnues depuis longtemps dans tout pays.

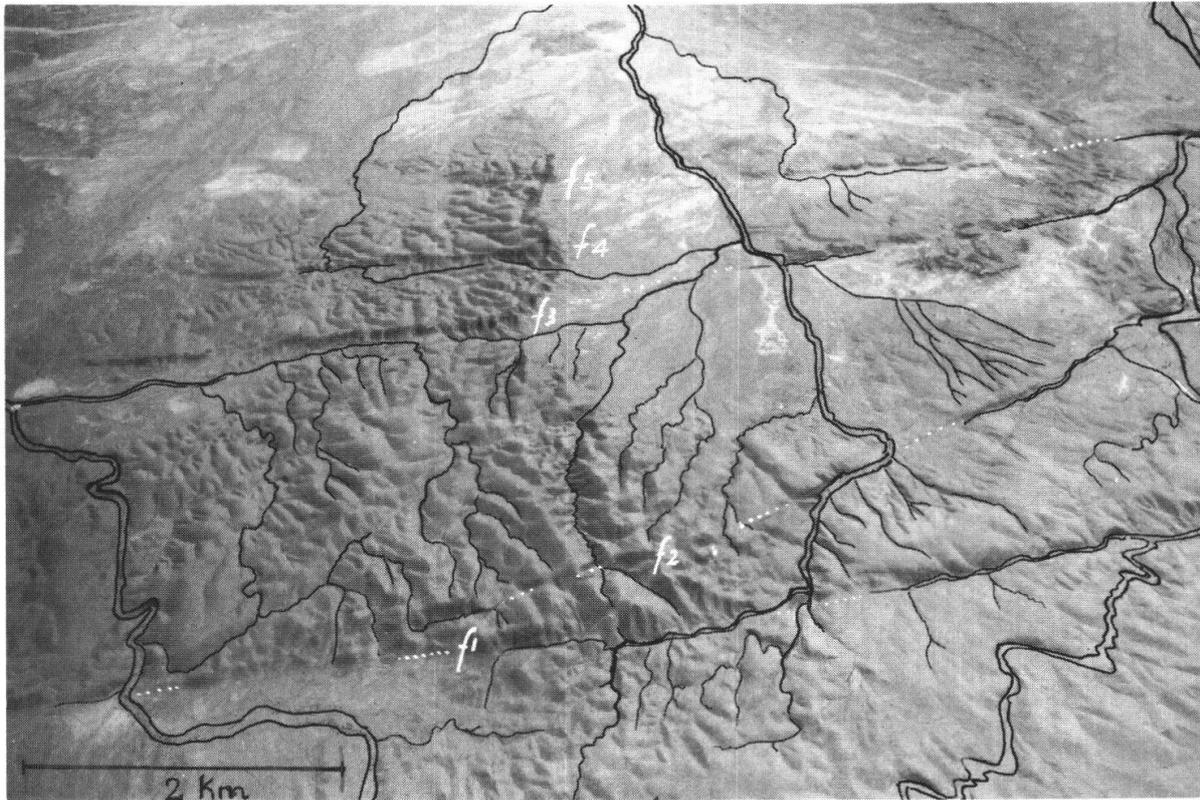
Les recherches morphogénétiques et les très subtiles jeux tectoniques qui règlent l'expression morphologique, peuvent être aussi de grand intérêt pour le géologue pétrolier. En effet des failles récentes, ou relativement jeunes, que trahissent souvent des accidents de terrain peu marqués, sont *des failles anciennes réactivées lors de soulèvements ou de subsidences*. Les sondages pétrolifères australiens ont souvent montré le rôle de ces failles dans la délimitation des grands séries sédimentaires des fosses géosynclinales, soulevées parfois sous forme de horst.

On notera par exemple les failles limitrophes de la grande chaîne sud-australienne de Flinders Range (fig. 1), qui se prolonge au sud par la chaîne de Mount Lofty (fig. 2), sur une longueur totale de 1000 km: de Kangaroo Island à la zone des grands lacs de Frome-Eyre.

Ces failles ont un *rejet apparent* relativement faible, de l'ordre de 300 m, ou moins. Mais l'expression morphologique des failles est un événement récent, alors que leur jeu a débuté au Précambrien. En effet la fig. 2, montre, à l'ouest de l'escarpement, une plaine avec un soubassement cristallin (bouclier australien), d'âge archéen, couvert par des sédiments tertiaires peu épais. En revanche, à l'est de la faille, surgissent les formations protérozoïques et cambriennes du géosynclinal d'Adelaïde, d'une épaisseur de 10000 m, et plus. La grande faille bordière délimite donc un grand bassin de subsidence; et son rejet réel, au cours des temps, aurait atteint plusieurs milliers de m. Elle joua donc dans la phase de sédimentation, au bord ouest du géosynclinal, et plus tard dans la phase de soulèvement du grand horst, qui forme aujourd'hui la chaîne de montagne.

Les 5 failles en escalier (fig. 1) qui bordent la chaîne de Flinders Range à son extrémité nord, dans les parages du Lake Bonna, ont été étudiées en détail et levées par l'auteur au cours de deux campagnes de terrains, en 1954 - 1956. Les levés au 1:63000 de l'ensemble de la région, sur plusieurs milliers de km², ont montré les relations très précises entre la tectonique quaternaire, très probablement encore vivante, et les phénomènes érosifs qui en dérivent: phénomènes observables admirablement sur des grandes étendues, dans tout détail, grâce au climat relativement aride qui permet rarement la formation d'un manteau résiduel ou végétal.

Le relief même, uniforme et modéré, et la simplicité des mouvements tectoniques, rendent claire la lecture des relations entre les différents phénomènes. Ainsi, les relations entre le soulèvement et le drainage, dans la fig. 1. Les trois *cours d'eau primaires* s'écoulant vers le nord sont des *lignes de drainage conséquentes*, et qui n'ont pas modifié leur tracé (ou très peu), à la suite du soulèvement régional. Ces cours d'eau primaires ont simplement continué leur tracé et leur creusement au fur et à mesure du soulèvement de la chaîne, en maintenant ainsi leur profil d'équilibre primitif. Ils contrastent donc, dans la photo aérienne, avec les *cours d'eau secondaires*, largement influencés par la tectonique vivante: les failles récentes déterminent leur direction.



- 1 Northern Flinders Range, Australie Méridionale. Photo aérienne oblique du plateau rocheux, en voie de soulèvement. Cinq failles (f1 - f5) montrent le soulèvement récent en escalier, qui a modifié le drainage actuel. Les cours d'eau primaires (conséquents) ont continué le creusement de leur lit, sans modification de direction, au cours du soulèvement. Les rivières secondaires sont au contraire largement conditionnées par le réseau des failles vivantes.

Photo Geol. Survey of South Australia

Cela s'applique également aux relations entre la tectonique et la morphogenèse observables au sud (fig.2). La fraîcheur de l'escarpement tectonique montre son jeune âge, le long d'une grande faille longitudinale, qui suit la direction des couches protérozoïques et cambriennes du Système d'Adelaïde. Un cours d'eau *primaire* (au sud-est) a coupé dans la chaîne soulevée une gorge profonde, indépendamment de la nature et de la direction des couches. La rivière, conséquente, a maintenu son cours initial, en approfondissant son lit au fur et à mesure que la chaîne montait.

On notera, ici encore, le contraste avec les *cours d'eau secondaires*, qui attaquent maintenant l'escarpement de la grande faille, sans toutefois pénétrer à l'intérieur de la chaîne soulevée.

L'analyse attentive du drainage de ces régions en voie de soulèvement rapide nous permet donc une première conclusion, que nous avons maintes fois vérifiée: *si rapide que le soulèvement ait été, les rivières primaires ont maintenu leur lit au même niveau initial, par un creusement dont la vitesse était au moins égale à celle du soulèvement*. Autrement dit, le creusement des vallées primaires, et le soulèvement tectonique de la région, sont des *phénomènes synchrones*.

La fig. 3 qui accompagne cette note montrent également la validité de cette règle: les lignes de drainage primaire (conséquent) découpent toute formation et toute structure géologique. Les lignes de drainage secondaires décharnent par contre ces structures, sous l'influence de la composition lithologiques des formations. Et cela au fur et à mesure du soulèvement.



Fig. 2 La chaîne des Flinders Range, dans l'Australie Méridionale. Elle résulte d'un grand plateau en voie de soulèvement, violemment attaqué par l'érosion fluviale. La fraîcheur de l'escarpement montre l'âge récent des mouvements tectoniques. A gauche de la photo: une rivière conséquente (formée au début du soulèvement) traverse la chaîne suivant une gorge dont le creusement est synchrone avec le soulèvement du plateau (mouvements tectoniques et creusement des vallées procèdent simultanément). Les autres cours d'eau (postérieurs au soulèvement) ont à peine attaqué l'escarpement tectonique.

Photo Geol. Survey of South Australia



Fig. 3 Northern Flinders Range, Australie Méridionale. La photo verticale illustre les relations et la contemporanéité du soulèvement récent et de l'action érosive fluviale. Le bâti tectonique est décharné par l'érosion au fur et à mesure qu'il se soulève.

2. Sur la morphogenèse du Tessin méridional (Sottoceneri)

A la lumière de nos études australiennes, au cours de nos vacances dans le pays natal, nous avons entrepris quelques recherches sur la morphogenèse du relief tessinois, dans le Tessin méridional surtout. Il s'agit d'un pays d'intérêt particulier, à cet égard, soit par la grande variété des formes du paysage, soit par la netteté des observations qu'il permet.

Cette note est un résumé d'une étude plus complète, que nous espérons publier bientôt. Il suffira ici de poser à nouveau les problèmes et d'esquisser la solution, dans l'espoir que la voie proposée puisse contribuer à une mise au point de la morphogenèse alpine et préalpine au sud du massif du St. Gottard.

2.1 L'opportunité d'une revision

Au dernier siècle déjà, et surtout dans la première moitié de notre siècle, des chercheurs très éminents ont apporté des connaissances essentielles sur la morphologie du Tessin, et sur ses relations avec le soulèvement alpin. Citons, parmi les plus importants, les travaux de LAVIZZARI (1859), de BALTZER (1892), de PENK et BRÜCKNER (1909), PENK (1924), et surtout ceux de ANNAHEIM (1936, 1946), pour la région luganaise surtout. Rappelons encore les recherches de LAUTENSACH (1912, 1914) de STAUB (1934), et pour le Sopraceneri l'oeuvre de GYGAX (1934, 1935) et de ses élèves (ZELLER 1964, GRÜTTER 1967): sans oublier les observations et les vues de Albert HEIM (1912-1922).

Ces travaux, d'avant-guerre la plupart, ont ceci de très remarquable: la précision des observations de terrain, et le souci d'expliquer par ces observations l'évolution du relief tessinois. Les phénomènes y sont reconnus avec grande netteté dans leur dimension et dans leur rapports *qualitatifs*: rapports entre l'érosion et le soulèvement tectonique régional, par exemple; nature, étendue et corrélations des terrasses; processus de creusement des vallées, etc. Il manquait aux anciens auteurs des *données quantitatives*, même approximatives, pour apprécier l'ampleur, la durée, et la vitesse des phénomènes qu'il décrivaient.

Nous savions bien peu, avant la guerre, sur la *vitesse des soulèvements tectoniques*, sur la *vitesse de l'érosion* d'une chaîne soulevée, ou sur le *pouvoir érosif des glaciers*. Ce pouvoir était à vrai dire plutôt postulé que connu: personne ne pouvait encore dire l'importance quantitative de l'érosion glaciaire, ni à quelle vitesse elle pouvait agir. On se rappellera de l'idée défendue par Albert HEIM, tout au cours de sa longue et magnifique oeuvre géologique, que les glaciers ne creusaient pas: ils protégeaient au contraire les roches contre l'érosion!

La question de la durée et du nombre des glaciations quaternaires était encore très ouverte. La glaciation du Donau fut reconnue en 1957 seulement par ZAGWIJN, à Lefse, dans la région de Bergamo.

Enfin, avant la guerre, la datation des événements et des époques géologiques, et de ceux du Quaternaire en particulier, était encore une *datation relative*. Le Quaternaire, qui nous occupe dans cette étude, était estimé avoir duré *un million d'années* au plus. On sait aujourd'hui que cette époque a été de fait beaucoup plus longue. Si l'unanimité à ce sujet n'est pas encore atteinte, le tableau suivant nous semble toutefois assez bien résumer les connaissances actuelles. On consultera profitablement à ce sujet les travaux HANKTE (1978) et de THEOBALD (1972) parmi les plus récents.

Nous avons donc adopté dans notre étude les divisions et la chronologie du Quaternaire indiquées ci-dessous, afin de nous donner une base bien définie de calcul et de définition. Nous indiquerons dans le texte des données plus précises, là où l'intelligence de l'exposé le demande.

Après la deuxième guerre mondiale, et surtout au cours des dernières 25 années, l'état des connaissances *quantitatives* sur les phénomènes de morphogenèse a radicalement changé.

Rappelons, pour cette étude, la *datation absolue* des événements, soit par les méthodes radiométriques (méthode du C 14, du K 40, de l'uranium-hélium, de l'uranium), soit par les méthodes astronomiques, ou encore sur l'analyse très poussées des varves glaciaires, sur la dendrochronologie, sur les paléosols, etc. La méthode de K 40/A 40 appliquée aux biotites et aux feldspars potassiques, jusqu'à -3 000 000 d'années Before Present (B.P.), a permis par exemple la datation de la période glaciaire du Donau.

ÉPOQUE	ANNÉES B. P.	GLACIATIONS ALPINES	ETAGES MÉDITERRANÉENS	
QUATERNAIRE PLEISTOCENE	HOLOCENE	POSTGLACIAIRE		
	SUPERIEUR	- 10 000	FLANDRIEN	
		WÜRМ	IV III II I	TYRRHÉNIEN II
	MOYEN	- 100 000	RISS	TYRRHÉNIEN I
		- 360 000	MINDEL	SICILIEN
	INFERIEUR	- 1 150 000	GÜNZ	CALABRIEN
		- 1 600 000	DONAU	
		- 2 500 000	BIBER?	
	PLIOCENE		TERTIAIRE	

Chronologie du Quaternaire

De même la climatologie du Quaternaire a grandement contribué à la connaissance des glaciations. Leur succession, leur distribution, et même leur durée sont aujourd'hui connues dans les grandes lignes. Il est de toute manière certain que le tableau général est beaucoup plus près de la réalité que l'histoire glaciaire acceptée il y a une quarantaine d'années encore.

Déjà en 1961, les variations climatiques au cours du Quaternaire pouvaient être reportées sur la longue «échelle des temps», avec une notable degré de certitude: elles montraient une bonne correspondance avec la succession et la chronologie des périodes glaciaires et interglaciaires connues à cette date (HOLMES, 1965).

En acceptant donc la validité des nouvelles données chronologiques et les variations radicales qu'elles comportent dans l'estimation de la durée et de l'ampleur des phénomènes érosifs, il y a lieu d'entreprendre un vaste travail de mise au point de l'histoire de la morphologie alpine. Il ne s'agira pas seulement de mettre à jour la datation formelle des événements: il s'agit bien plus de représenter l'évolution morphologique régionale *en*

quantifiant les phénomènes, suivant les méthodes dont les travaux plus récents ont montré l'efficacité et la justesse pour une histoire du relief alpin plus précise et plus vraie.

Parmi les très nombreuses données quantitatives nouvelles qui modifient, jour après jour, le tableau des événements quaternaires qui nous occupent, méritent toute attention les études sur la *vitesse du soulèvement des Alpes*, la *vitesse de creusement des rivières primaires* (rivières conséquentes du Tessin), et la *vitesse de l'érosion glaciaire*.

2.2 Soulèvement des Alpes tessinoises au Quaternaire et leur drainage primaire

Les travaux de SCHAER (1979) et de SCHAER et JEANRICHARD (1974) mettent au point les données nouvelles, et les conclusions qu'elles permettent, sur les mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses, et plus particulièrement des Alpes tessinoises.

Ces deux auteurs notent d'abord (1974) que *«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. Gotthard, 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»*.

Dans le même travail les deux auteurs écrivent que *«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 millions d'années peut-être»*.

La courbe des valeurs indiquant les mouvements récents entre Lucerne et Chiasso est donnée par la fig. 5, reprise de l'étude de SCHAER et JEANRICHARD (1974). Quelle signification morphogénétique a-t-elle? En acceptant la deuxième conclusion des auteurs précités, à savoir que ce soulèvement régional a pu se poursuivre pendant des millions d'années, on peut calculer, pour la période Quaternaire telle que nous l'avons définie dans cette note:

un soulèvement de 2000 à 2500 m pour le Sopraceneri tessinois
et un soulèvement de 1400 à 2000 m pour le Sottoceneri

Comparons ces données avec la hauteur de la ligne des plus haut sommets dans la même zone, suivant une direction méridionale. On obtient, par exemple:

	Sommets actuels	Soulèvement	Différence
Campo Tencia	3038 m	2500 m	538 m
Camoghé	2228 m	2000 m	228 m
Mt. Generoso	1704 m	1400 m	304 m

Il y a donc bonne concordance entre les données géodésiques extrapolés à la durée du Quaternaire, et les données de la morphologie fournies par le *plan des plus hauts sommets* (Gipfelflur) et des *crêtes entre ses sommets* (Gratflur). Le plan des plus haut sommets et des crêtes reflète bien *l'ancienne surface d'érosion tertiaire*, un ancien relief de collines entre 200 et 500 m d'altitude, au début du Quaternaire.

Il y a lieu d'admettre que cette ancienne surface d'érosion a été soulevée différentiellement pour venir former une grande surface aplanie et inclinée vers le sud. Elle a ainsi déterminé le *drainage primaire conséquent* du Tessin et des vallées limitrophes, c'est à dire les rivières du Ticino, Verzasca, Maggia etc.: rivières à écoulement primitif méridio-

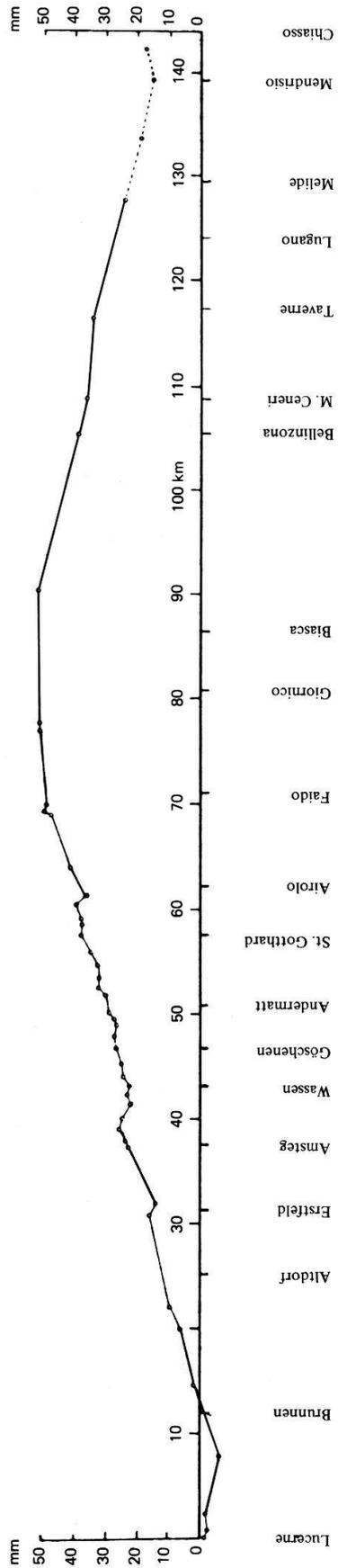


Fig. 4 Différences d'altitudes obtenues entre 1918 et 1969/70 par comparaison des repères scellés dans la roche en place entre Lucerne et Chiasso. En pointillé les résultats de la région de Chiasso où les repères ne sont pas dans des roches en place.

D'après SCHAER et JEANRICHARD (1974)

nal, modifié en partie par les conditions géologiques de leur plan d'écoulement et par le jeu des captages dans l'évolution du drainage. (Tel nous paraît être par exemple le cas du fleuve Ticino, qui devait probablement continuer son cours en direction méridionale par l'encoche du Ceneri, avant la modification tardive de son cours à l'ouest, vers le Lac Maggiore: un problème que nous discuterons plus loin).

2.3 Le creusement des vallées tessinoises

Si le concept du soulèvement de l'ancienne surface d'érosion tertiaire, et de l'action *synchrone* des rivières primaires, est valable, il est intéressant d'en vérifier les effets à la lumière des données nouvelles sur la vitesse de l'érosion actuelle dans cette zone des Alpes. Ce sont les études de JÄCKLI (1957), qui représentent un très grand progrès dans les méthodes de quantification des phénomènes érosifs dans les Alpes, et partant de leur vitesse, de leur *modus operandi*, de leur datation.

Au terme de son travail sur la «géologie actuelle dans la zone du Rhin des Grisons» JÄCKLI conclut que «*l'ensemble des agents érosifs (Abtragungsvorgänge) – l'érosion fluviale en premier lieu –, cause aujourd'hui un abaissement moyen (du relief) d'un peu plus de 1 mm par an, dans la zone qui n'est pas sujette à remblaiement. Cela correspond à 600 m pour la durée du Quaternaire*».

L'auteur admettait donc, à l'époque de son ouvrage, une durée de 500 000 ans environ pour les temps quaternaires. De fait, pour la durée du Quaternaire proposée aujourd'hui et acceptée dans cette note, l'abaissement moyen du relief serait 2500 m!

Mais la notion d'abaissement moyen (*mittlere Erniedrigung*), utile et nécessaire dans l'appréciation d'ensemble, doit être naturellement modifiée, lorsqu'on l'applique (en première approximation) au calcul de la vitesse du creusement des vallées. En effet l'érosion, et l'érosion fluviale spécialement, agit de manière différentielle. Et même que l'évolution des versants, dans le processus d'approfondissement des vallées, sont un chapitre encore peu connu dans la morphologie, il est toutefois clair que la vitesse de creusement des vallées est très supérieure à l'abaissement moyen du relief, pour une région donnée.

De fait, alors que les rivières primaires tessinoises montrent sur tout leur parcours des approfondissements très marqués, on retrouve dans les hauteurs des larges étendues d'anciennes surfaces d'érosion qui ont été presque épargnées par l'érosion fluviale pendant des centaines de milliers d'années. Telles sont, par exemple, les lignes des crêtes du Tessin: l'une d'elles, qui forme la frontière suisse-italienne entre P. Tambo et Monte Boglia, se développe sans interruption de cours d'eau sur une centaine de km. De même les grandes terrasses supérieures (*hochgelegene Verflachungen*) représentent un relief très ancien, en grande partie préglaciaire (ou plutôt pré-rissien).

Ainsi pouvons-nous dire que la *vitesse de creusement des rivières primaires* est sans doute très supérieure à la *vitesse d'abaissement réel moyen d'1 mm* par an. Nous ne sommes probablement pas loin de la réalité en disant que le creusement des vallées tessinoises aurait atteint 5000 m au cours du Quaternaire, si le soulèvement avait été du même ordre de grandeur. De fait, la *vitesse de creusement des rivières primaires tessinoises a été supérieure à la vitesse de soulèvement*: ce qui nous amène à la conclusion que ces rivières ont maintenu, sur presque tout leur parcours, leur niveau initial. Au fur

et à mesure que la région s'élevait tectoniquement, les fleuves érodaient leur lit. Les deux phénomènes étaient synchrones, suivant les vues que nous avons énoncées plus haut. Les paléoprofils de la fig. 5 illustrent cette conclusion. Ils montrent la même vallée (Val Colla), dans son évolution tectono-morphologique.

2.4 Les terrasses tessinoises et leur signification

Les vallées tessinoises sont connues, depuis les premiers travaux morphologiques régionaux, par leur terrasses en escalier, dont la plupart témoignent de l'action du creusement fluvial, là où l'érosion glaciaire ne les a pas tout à fait oblitérées.

Elles sont particulièrement bien conservées le long de la vallée du Cassarate de Lugano, jusqu'au crêtes du haut Val Colla, où ANNAHEIM (1936) en représenta cartographiquement 16, d'une manière fort précise. Il a pu raccorder ces 16 niveaux avec ceux de la Vallée du Vedeggio et du Malcantone, et essayer plus tard (1946) la parallélisation des trois niveaux principaux avec ceux établis par GYGAX (1934, 1935) dans les vallées alpines du Sopraceneri.

Dans le cadre de cette note, nous ne discuterons pas les beaux résultats que ces auteurs ont atteint: mais nous remarquerons toutefois que nos études de terrain ont montré toute la validité des méthodes suivies par ANNAHEIM et par GYGAX et ses élèves. Il est en effet possible de lever en détails les principales terrasses dans plusieurs régions avoisinantes, et partant de les relier (de proche en proche) comme des éléments morphologiques de même âge et origine. Cela est particulièrement fructueux au Tessin, grâce au grand nombre de terrasses, à une certaine uniformité pétrologique des terrains sculptés par l'érosion fluviale (d'où l'absence, comme au Val Colla, de terrasses structurales), et grâce aussi à la présence de formes glaciaires et de formes préglaciaires (pré-ris-siennes) nettement distinctes (fig. 5).

Il est intéressant, dans une étude morphogénétique, d'examiner l'allure des versants d'une vallée tessinoise «moyenne»: par exemple le Val d'Onsernone, dans sa partie supérieure, entre les villages di Russo et de Comologno — Spluga (fig. 6).

On y reconnaît sans peine, même dans une vue générale, les terrasses principales de la vallée. Elles se montrent comme dans un grand escalier, depuis la fond de la vallée jusqu'à l'ancienne surface plane tertiaire, à environ 2000 m d'altitude (fig. 6, en bas). Mais si l'on examine le versant en détail, on reconnaît souvent, entre les principales «marches» de l'immense escalier, des niveaux secondaires, à 30 - 40 m d'hauteur l'un de l'autre (fig. 6, en haut).

A notre avis, on ne peut interpréter ce système morphologique qu'en fonction du *soulèvement et du creusement synchrones de la vallée*. A une hauteur de soulèvement donnée, correspondait un creusement égal du fond de la vallée, qui restait ainsi toujours près du même niveau de base (*base level*). Une vitesse très réduite de soulèvement par rapport à la vitesse d'approfondissement de la vallée, amenait un élargissement du fond de la vallée: la rivière ayant atteint son niveau de base, (et ne pouvant donc plus creuser), dépensait son énergie cinétique dans l'élargissement de son fond. Un *nouveau palier* venait ainsi se former: une *nouvelle marche*, que le soulèvement régional, renouvelé ensuite, élevait par rapport au cours de la rivière. . . L'image d'un escalier roulant, avec la rivière restant toujours à la nouvelle marche qui surgit, reflète assez bien ce processus.

Les versants des vallées tessinoises, à des degrés divers, ont été en ce sens des escaliers roulants. Ils continuent à l'être, puisque la région se soulève toujours, et les rivières approfondissent toujours les vallées.

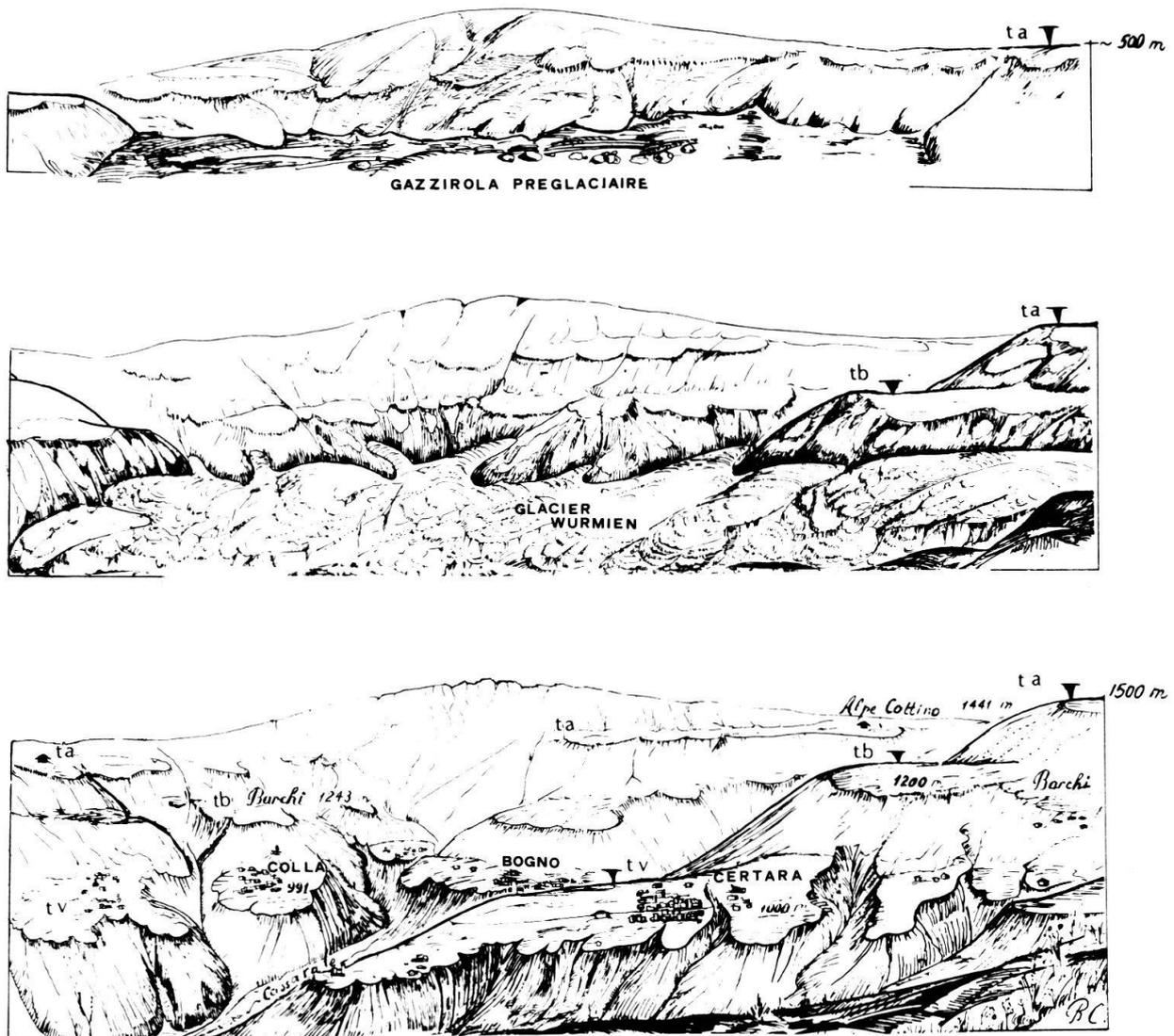


Fig. 5 Trois stades d'approfondissement de Val Colla - Val Lugano, Tessin

1. L'ancien relief préglaciaire (pré-rissien):
un paysage de collines allongées, qui ne dépassaient probablement pas 600-700 m d'altitude, représenté aujourd'hui par le système de terrasses supérieures (ta), vers 1400-1500 m. Ce sont les terrasses de l'alpage, sur lesquelles s'étendaient les pâturages d'été, jusqu'il y a 50 ans.
2. Stade d'approfondissement:
pré-würmien (tb) et «montée» des glaciers würmiens (Glacier du Tessin) vers le Val Colla. Un important stade préglaciaire est représenté par un système de terrasses à 1200 m environ, sur lesquelles surgissent les barchi (étables et refuges pour le bétail au cours de l'été).
3. Vue de Val Colla, actuellement:
sont bien conservés les trois principaux systèmes de terrasses. Tv est les système des terrasses sur lesquelles surgissent tous les villages de la vallée (terrasse du village), couvertes de moraines würmiennes, et formant les sols les plus fertiles.

Il faut se représenter les processus de soulèvement et de creusement de la vallée comme synchrones, à partir d'un ancien relief tertiaire assez proche d'une pénéplaine.

2.5 Le creusement glaciaire au Tessin méridional

Il n'est pas nécessaire de rappeler ici la question très discutée de l'importance quantitative du creusement glaciaire. Il importe surtout de mentionner les données, encore peu considérées dans la littérature géologique, sur l'effet érosif réel d'un glacier sur son plan d'avancement.

L'estimation de l'érosion d'une surface sub-glaciaire, par le glacier qu'elle porte, a été faite par différents procédés, depuis une quarantaine d'années.

En 1939 déjà, THORARINSSON montra que les eaux de fusion du Hoffellsjokul, en Islande, transportaient des sédiments correspondants à une érosion du socle rocheux de 2,8 mm par an en moyenne. Depuis 1950 plusieurs auteurs ont abordé ce problème: l'importance du creusement glaciaire a été reconnue par chacun d'eux. Les recherches les plus importantes, en relation avec les conditions alpines, ont été faites par CORBEL (1962), dans les Alpes françaises, pendant plusieurs années. Il pouvait ainsi conclure que le fond rocheux du glacier de St. Sorlin était abaissé par l'érosion glaciaire et subglaciaire à une vitesse de 2,2 mm par an. En comparant d'autre part cette vitesse d'érosion dans Vallée de St. Sorlin avec celle des vallées avoisinantes sans glaciers, CORBEL pouvait montrer que la Vallée de St. Sorlin est creusée à une vitesse plusieurs fois supérieure.

Des expériences faits sur le fond rocheux même de certains glaciers, soit vers son front soit dans des tunnels, ont également montré la grande puissance érosive de la glace. Par exemple, une croix profonde de 3 mm a été taillée dans la roche saine à la marge frontale du glacier de Dachstein, en Autriche. Après une brève couverture par le glacier la croix été totalement effacée, et à sa place se montrait la roche fraîchement polie.

Rappelons encore l'expérience décrite par BOULTON et VIVIAN (1973): des dalles de marbre et de basalt ont été solidement fixées sur le fond rocheux du glacier, près du front d'avancement de longues galeries sous-glaciales. Au cours des trois mois suivants, le glacier passa sur ces dalles, en avançant 9,5 m par rapport à la position qu'il occupait au moment de la pose des dalles. On constata, après cette période, une abrasion d'1 mm pour la dalle de marbre, et de 3 mm pour la dalle de basalt.

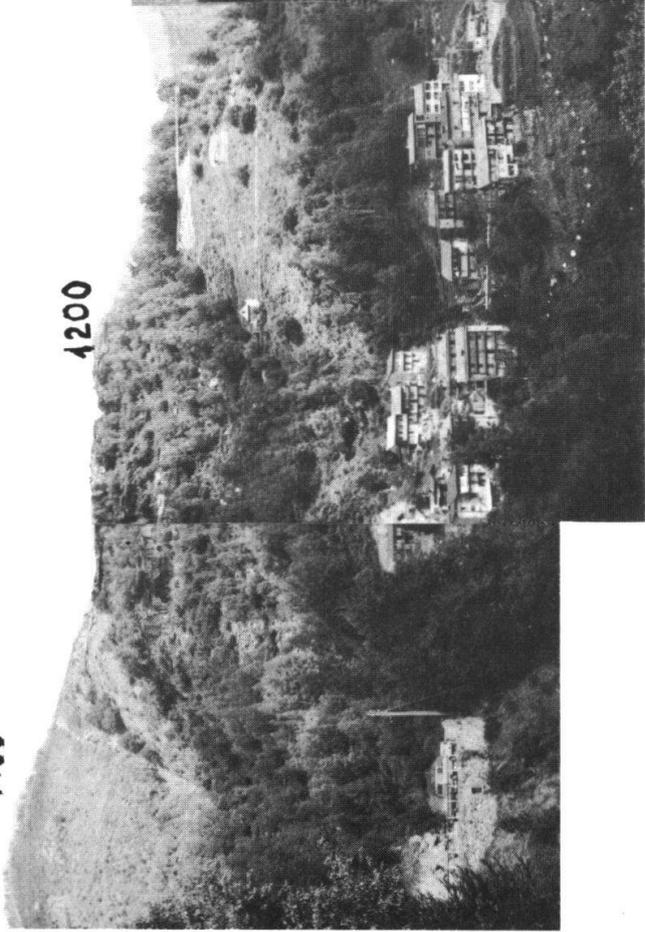
Il y aurait lieu de mentionner aussi la rapidité avec laquelle les eaux de fusion marginales attaquent les versants rocheux. FLINT (1971) indique qu'une petite rivière de fusion glaciaire, amenée à s'écouler sur la roche en place, y tailla une gorge de 15 m de largeur et de 8 m de profondeur en 6 ans. RICE (1977), en commentant ces données, écrit que «dans des circonstances favorables une vitesse de creusement (downcutting) d'1 m par an ne semble pas exceptionnelle, et elle fournit un témoignage adéquat de la puissance des eaux de fusion à écoulement rapide. Il ne semble pas qu'il y ait des raisons pour ne pas admettre une comparable vitesse d'érosion sous-glaciaire par les eaux de fusion, même qu'on ne dispose que de peu d'observations à ce sujet».

Il faut ainsi accepter, aujourd'hui, la grande puissance érosive des glaciers et de leur eaux de fusion: une valeur minimale moyenne de 2 mm par an est sans doute réaliste.

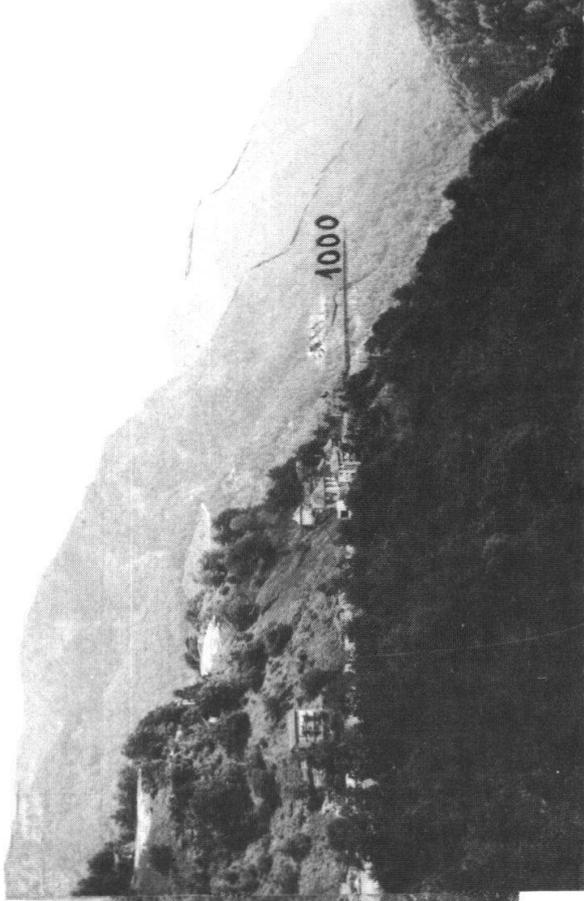
En appliquant ce paramètre aux glaciations quaternaires alpines, on trouve des valeurs étonnantes. Puisque les glaciations du Würm, du Riss et du Mindel, à l'exclusion des temps interglaciaires, auraient duré ensemble 300 000 ans (HOLMES 1965), à une vitesse de creusement de 2 mm par an (auquel d'ajoute l'action des eaux de fusion), un grand glacier des vallées primaires tessinoises aurait ainsi creusé pendant ces périodes glaciaires une auge de 600 m de profondeur!

En y ajoutant le creusement de la glaciation de Gunz, d'une durée de 250 000, ont atteint un creusement glaciaire total de 1100 m: *ce que nous croyons réaliste dans les grandes vallées primaires tessinoises du Ticino de l'Adda.*

1400



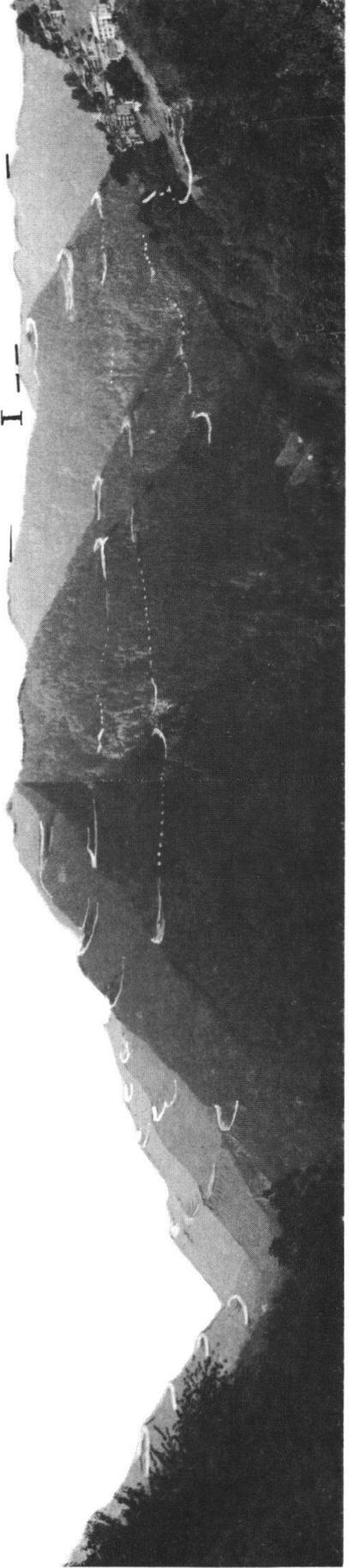
4200



1000

Comologno-Spruga, Val Onsernone, Tessin

2004



2085

I

- ◀ Fig. 6 La grande vallée «en escalier» de Val Onsernone, dans le Sopraceneri du Canton Tessin. Elle représente un système de terrasses coupées par l'érosion fluviale et glaciaire au cours du soulèvement tectonique de la zone (des Alpes). Le niveau I représente l'ancienne surface plane soulevée (env. 2100 m dans cette partie des Alpes). Entre les principales terrasses (photo inférieure) s'intercalent des terrassements moins marqués (en haut). Le processus de creusement est synchronique avec le soulèvement. Les terrasses découpées reflètent des stades d'arrêt tectonique, pendant lesquels la rivière a élargi le fond de la vallée.

2.6 Sur la genèse des grands canyons glaciaires des lacs lombardo-tessinois: un problème très discuté

Un grand problème restait pendant longtemps sans réponse valable, au cours de nos études du relief tessinois: l'origine du système des lacs appartenant au présent et à l'ancien régime hydrologique de l'Adda. Il s'agit du Lac de Lecco, du Lac de Como proprement dit, et du Lac de Lugano, représentés par la fig. 10.

De toute évidence ces trois grands éléments morphologiques de la région tessinois-lombarde ont des relations génétiques très étroites: ils font partie d'un même système de drainage qui, dans le passé, devait se partager en trois branches. Cela est encore le cas pour le *Lac de Como* et le *Lac de Lecco*, qui forment un même lac jusqu'à la latitude de Bellagio, se divisant ensuite en deux tronçons en aval. Mais à notre avis *on doit aussi rattacher au système du Lac de Como la branche du Lac de Lugano entre Porlezza et Porte Ceresio*, car dans une vue génétique il est tout à fait impossible que le petit torrent de Civagno, entre Porlezza et Menaggio, ait creusé sur plus de 1000 m de profondeur la grande encoche transversale entre les deux lacs, qui est parcourue actuellement par ce torrent. Ces trois branches (auxquelles on peut encore ajouter l'appendice de Maroggia-Capolago) appartiennent à un même appareil génétique, responsable du creusement des grandes vallées qui contiennent les trois lacs et qui en dirigent les cours.

La question est de savoir la nature de ce même appareil génétique, son *modus operandi*, qui a permis le creusement de trois grandes vallées *en aval* d'un même fleuve: l'Adda en amont de Menaggio.

Pour montrer la difficulté d'explication d'une si grande anomalie morphologique, nous résumons les vues de ANNAHEIM (1936) et de LEHNER (1952), en notant que BERNOULLI n'a pas traité ce problème dans sa remarquable monographie sur la géologie du Mt. Generoso (1964).

Pour ANNAHEIM le relief de la zone de Lugano, et en particulier le fond des vallées des lacs locaux, serait essentiellement l'oeuvre d'un système érosif fluviale *d'âge préglaciaire*: plus précisément d'âge pré-Pliocène moyen (p. 135). A cette lointaine époque le niveau du fond du Lac de Lugano, entre Lugano et Porlezza, se trouvait déjà, suivant ANNAHEIM, à 400 m environ d'altitude, alors que le relief autour était aussi très marqué («Steilrelief in der Talregion», p. 140). En somme, les versants des vallées étaient déjà formés au Pliocène moyen, et ont été peu modifiés ensuite. L'influence des glaciers a été essentiellement limitée à l'élargissement des vallées préexistantes qu'ils suivaient dès le début des périodes glaciaires.

Cette version nous semble erronée. La datation des événements est profondément changée aujourd'hui par les nouvelles vues sur la durée du Quaternaire. Les vues de ANNAHEIM ne peuvent d'autre part rendre compte du creusement (pour ainsi dire dans le même temps) des trois grandes vallées glaciaires qui contiennent les trois lacs de Lecco, de Como et de Lugano. On ne voit pas comment l'Adda, aurait réussi à tailler ces vallées en aval de Menaggio. Il faudrait imaginer un processus de changements plus au moins ra-

pides de son lit: ce qui est à notre avis une impossibilité matérielle. Toute rivière ne peut que persister dans son cours initial, sauf dans les rares cas de phénomènes de captage par une autre rivière: ce qui n'est certainement pas arrivé à l'Adda.

LEHNER (1952, p. 157), qui doute de quelques divisions et corrélations des terrasses du Cassarate établies par ANNAHEIM, rappelle le problème très discuté de la formation des bassins lacustres profonds dans la région lombarde-tessinoises. Pour le lac de Lugano il remarque que «la région de Lugano était à côté des grands glaciers des Alpes pendant la période glaciaire. Les masses de glace qui ont couvert la région de Lugano, d'une épaisseur maximale de 1200 m, se nourrissaient du surplus du glacier de l'Adda qui pouvait passer sur les encoches de Croce, à l'ouest de Menaggio, et du surplus du glacier du Ticino, qui débordait par le col du Ceneri.

A travers ces hauts cols (continue LEHNER) il ne pouvait s'écouler des grandes masses de glace que dans les périodes de grande croissance des glaciers. Dans les autres périodes il restait dans la région de Lugano une grande couverture de glace, avec faible puissance érosive. . .»

Ces considérations l'amène à rejeter l'origine glaciaire du Lac de Lugano, en faveur d'une origine essentiellement tectonique: la signification de la morphologie de la région de Lugano comme un paysage affaissé («eine versunkene Landschaft») lui semble plus simple et plus directe.

Les remarques de LEHNER (qui sont d'ailleurs marginales à sa belle étude de la géologie régionale) n'apportent vraiment pas la solution du problème. D'une part, il a négligé de traiter la morphogenèse de la région dans le cadre morphogénétique général de toute la zone des lacs lombarde-suisse: qui offrent des traits incontestablement similaires et dépendants de conditions d'érosion très étroitement liées dans l'espace, dans le temps, et aussi par leur *modus operandi*. A notre avis, aucun morphologue moderne saurait méconnaître la parenté morphogénétique des lacs de Lugano, de Como, de Lecco, et aussi du Lac Maggiore.

Le territoire luganais est partie intégrante de ce cadre, et son histoire morphologique ne peut-être séparée et traitée à soi.

Les considérations spécifiques de LEHNER sur la nature des langues glaciaires qui ont envahi la région de Lugano, n'ont pas à vrai dire de validité réelle, surtout si on les considère à la lumière des données modernes sur la puissance érosive des glaciers et de leurs eaux de fusion, que nous avons rappelé plus haut.

La région de Lugano n'était pas vraiment «à côté des grands glaciers des Alpes pendant la période glaciaire»: au contraire, elle était envahie à plusieurs reprises par deux grands glaciers, celui de l'Adda et celui du Ticino. Et il ne s'agissaient certainement pas de surplus de glace débordant par les «hauts cols» de Croce et du Ceneri, ainsi que LEHNER écrit. En effet, le col de Croce est à moins de 200 m au dessus du niveau du Lac de Como: et puisque la hauteur des glaciers au dessus du niveau du lac atteignait 1200 m et plus (ANNAHEIM 1936, BERNOULLI 1964, p. 130), on voit que la plus grande masse du glacier de l'Adda avait libre passage par le col de Croce. Sur une hauteur de 1000 m dans les périodes de crue maximale, et jusqu'à 200 m d'élévation dans les périodes de décroissance, la masse de glace passait le dit col pour envahir la région de Lugano.

Cela vaut aussi pour le glacier du Ticino, à son passage du Ceneri. Le col se situe actuellement à 500 - 600 m d'altitude, près de Cadenazzo. En tenant compte du fait que les glaciers atteignaient ici 1500 m d'épaisseur, on voit bien qu'une grande portion du

glacier du Ticino a pu librement passer le col du Ceneri pour se déverser dans le Sottoceneri et y exercer à plusieurs reprises une grande puissance érosive. Ce n'est de fait que pendant les périodes de décroissance avancée qu'il restait dans le Sottoceneri des langues de glace morte.

2.7 Relief glaciaire et relief préglaciaire (pré-rissien) du Tessin méridional

Le creusement (et le surcreusement) des canyons qui contiennent les lacs lombardo-tessinois doit, à notre avis, être étudié à la lumière des *différents facteurs érosifs* et des paramètres sur leur *vitesse et puissance*, que nous avons brièvement exposés plus haut. On doit en outre tenir compte de la durée et du *nombre des glaciations* ayant contribué au modelé régional, des érosions fluviales interglaciaires et interstadiales, de l'action des eaux de fusion, et des *soulèvements tectoniques* plus ou moins synchrones avec l'action érosive, ou s'alternant avec elle. On doit enfin considérer avec grande attention le fait que tous ces facteurs du modelé se sont alternés dans le temps, ou combinés dans des conditions géomorphologiques, climatiques et hydrologiques qui ne restaient pas stables: qui étaient en tous cas bien différentes de celles d'aujourd'hui.

Essayons donc de tracer, en première approximation, un récit de l'évolution du relief du Tessin méridional, dès le début des périodes glaciaires.

Notre récit postule, au départ (c'est à dire vers le début de l'interglaciaire Riss-Mindel) un relief modéré, où les rivières primaires avaient déjà tracé leur cours *conséquents* (conséquents à l'inclinaison méridionale de la surface plane d'érosion tertiaire, alors déjà en voie de soulèvement). Il est permis de postuler que ces rivières primaires, le Ticino et l'Adda d'il y a plus d'un demi million d'années, suivaient un cours normal dirigé au sud: le premier passant par la zone du Vedeggio actuelle, la deuxième suivant une branche du Lac de Como, probablement celle de Lecco.

Si nous prenons comme point de départ le début du *grand interglaciaire Riss-Mindel*, c'est que nous ne connaissons pas des témoignages morphologiques locaux des glaciations précédentes (du Mindel, du Gunz ou du Donau). En revanche, le relief actuel du Tessin méridional au dessus de 1100 - 1200 m d'altitude témoigne d'une phase d'érosion fluviale prolongée, donnant lieu à des larges fonds de vallées (soulevés ensuite), qui sont admirablement conservés dans le haut Val Colla (fig. 5). Les longues terrasses planes au dessus de Cimadara, facilement reliables sur le terrain avec celles de la Costa di Sella et de Cima al Fronte, au dessus de Certara, sont à notre avis des fonds de vallée *pré-rissiens*. Leur origine fluviale nous paraît incontestable. Mentionnons encore la belle terrasse du Mataron, près du Pairolo, encore plus ancienne (fig. 7).

De même, les grandes terrasses supérieures du Sopraceneri (fig. 8) et les formes du relief du Sottoceneri au dessus de 1100 - 1200 m, sont essentiellement des formes pré-rissiennes (fig. 9). Vers la fin du grand interglaciaire Riss-Mindel, dont la durée est calculée 310 000 années, ce relief était sans doute assez accentué. Le Tessin méridional devait s'approcher d'un «Mittelgebirge», avec des dénivellations pouvant atteindre 1000 m.

À côté des grandes rivières primaires de l'Adda et peut-être du Ticino, se développa le drainage secondaire, marqué par des courtes vallées latérale assez profondes, qui débouchaient dans les vallées primaires (fig. 11). Telle devait être le Val Colla, parcouru par le Cassarate, aux crues violentes encore aujourd'hui. Son creusement profond (environ 1500 m sur une distance de 20 km), indique la présence d'une rivière primaire, qui créa au Cassarate le nécessaire niveau de base: l'ancien Ticino, qui devait probablement passer à une quinzaine de km à peine de la source du Cassarate, répondait à cette condition.



Fig. 8 Le relief préglaciaire (pré-rissien) et le creusement glaciaire (würmien-rissien) dans la zone alpine de l'Aargrat, vu du Pas de Nufenen. On notera en particulier les grandes terrasses préglaciaires (grosse Verflachungen) au dessus de environ 2100 m. Photo: Ziethen, Stalden.



Fig. 9 Le relief préglaciaire (pré-rissien), au dessus de 1100 m, et le creusement glaciaire du Lac de Lugano (würmien-rissien), vu du sommet du San Salvatore. Photo: Engelberg, Stansstad.

D'autres courtes rivières latérales complétaient alors le réseau du drainage de la région: la Magliasina pouvait être un autre affluent du Ticino, ainsi qu'une ancienne rivière qui devait drainer le Val Cavargna, pour rejoindre la rivière primaire dans les environs de Lugano, à travers le canyon de Gandria – Porlezza: le prédécesseur du canyon d'aujourd'hui. Un col séparait alors comme maintenant cet ancien cours d'eau de la vallée de l'Adda, à l'est.

La se développait, dans la période interglaciaire pré-rissienne, le drainage secondaire local, axé sur la cours primaire de l'Adda. En particulier, une vallée latérale (parallèle à celle de Gandria – Porlezza), devait drainer la région entre Como et Bellagio, mais nous ne pouvons pas dire en quelle direction se faisait son l'écoulement.

Tout la région de lacs lombardo-tessinois se soulevait, en incitant l'érosion fluviale: les vallées primaires et secondaires étaient donc clairement établies, en partie déjà profondes, lorsque les glaciers du *Riss*, et ensuite ceux du *Würm* apparurent.

Ces glaciers, dont la première apparition daterait de 360 000 ans en arrière, suivaient naturellement les vallées primaires du Ticino et de l'Adda: celui-ci déborda à travers le col de Croce (entre Porlezza et Menaggio) pour envahir le vallée de Gandria – Porlezza dès sa zone de diffluence principale, que nous appellerons la *diffluence de Menaggio* (fig. 10). Le grand canyon du Lac de Lugano commença ainsi son histoire proprement glaciaire, car ce furent en effet les glaciers rissiens, et würmiens ensuite, qui l'approfondirent, l'élargirent, et surcreusèrent le fond rocheux, tout comme un fjord norvégien.

La disposition ramifiée insolite du Lac de Lugano s'explique ainsi par la disposition du relief de la région avant la glaciation du Riss, telle que nous le représentons par la fig. 11. La genèse des fjords de Norvège, de l'Ecosse, etc., nous en donne la clef. Les rivières préglaciaires ont taillé leur cours, dans les zones de moindre résistance, suivant des lignes tectoniques ou suivant des formations moins dures, en prédisposant les cours des glaciers: ceux-ci ont en partie élargi et creusé ces vallées, mais par place ils ont totalement modifié l'écoulement des rivières.

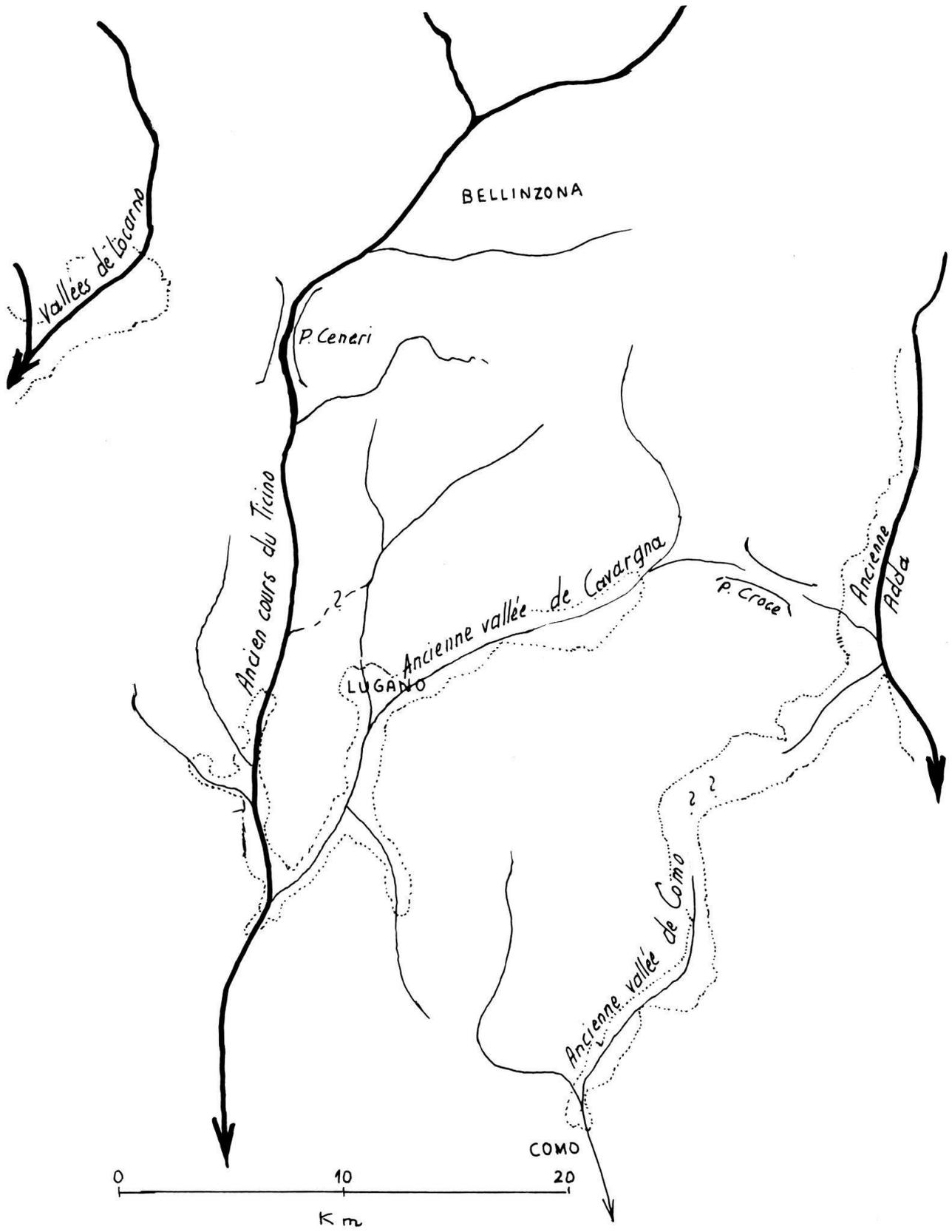
Si nous acceptons, comme nous avons fait, que la rivière du Ticino pré-rissienne s'écoulait vers Lugano, on a une ligne de drainage maîtresse pour tout le Canton, du St. Gotthard à Chiasso, qui forme un niveau de base adéquat pour la corrélation des niveaux morphologiques du Sottoceneri avec les niveaux du Sopraceneri. Et en effet on retrouve au Sopraceneri les principaux ordres de terrasses et les mêmes divisions morphologiques du Sottoceneri, comme nous indiquons brièvement plus bas.

Les glaciers du Ticino rissiens et würmiens, en surcreusant les vallées du Sopraceneri par rapport au col du Ceneri, auraient coupé le cours du Ticino dans le Piano di Magadino, pour déterminer son cours actuel vers le Lac Maggiore, c'est à dire son captage par les rivières de Verzasca et de Maggia, alors déjà très actives et profondes.

De même, nous devons admettre que l'étrange bifurcation du Lac de Como, en aval de Menaggio, est une bifurcation du type de fjord: mais il y eut sans doute, dans ce cas, l'effacement complet d'un col qui devait séparer aux temps pré-rissiens une ligne de drainage vers l'Adda d'un autre cours d'eau vers Como, comme nous indiquons schématiquement par la fig. 11. Il y aurait eu là un phénomène d'érosion glaciaire analogue à celui a qui a déterminé, en Excosse, l'effacement de l'ancien col entre Mt. Errigal et Aghla Mor.



Fig. 7 La belle terrasse préglaciaire du Materon, au Pairolo, à 1400 m. Elle représente, de haut en bas, le deuxième stade d'approfondissement de Val Colla - Val Lugano.



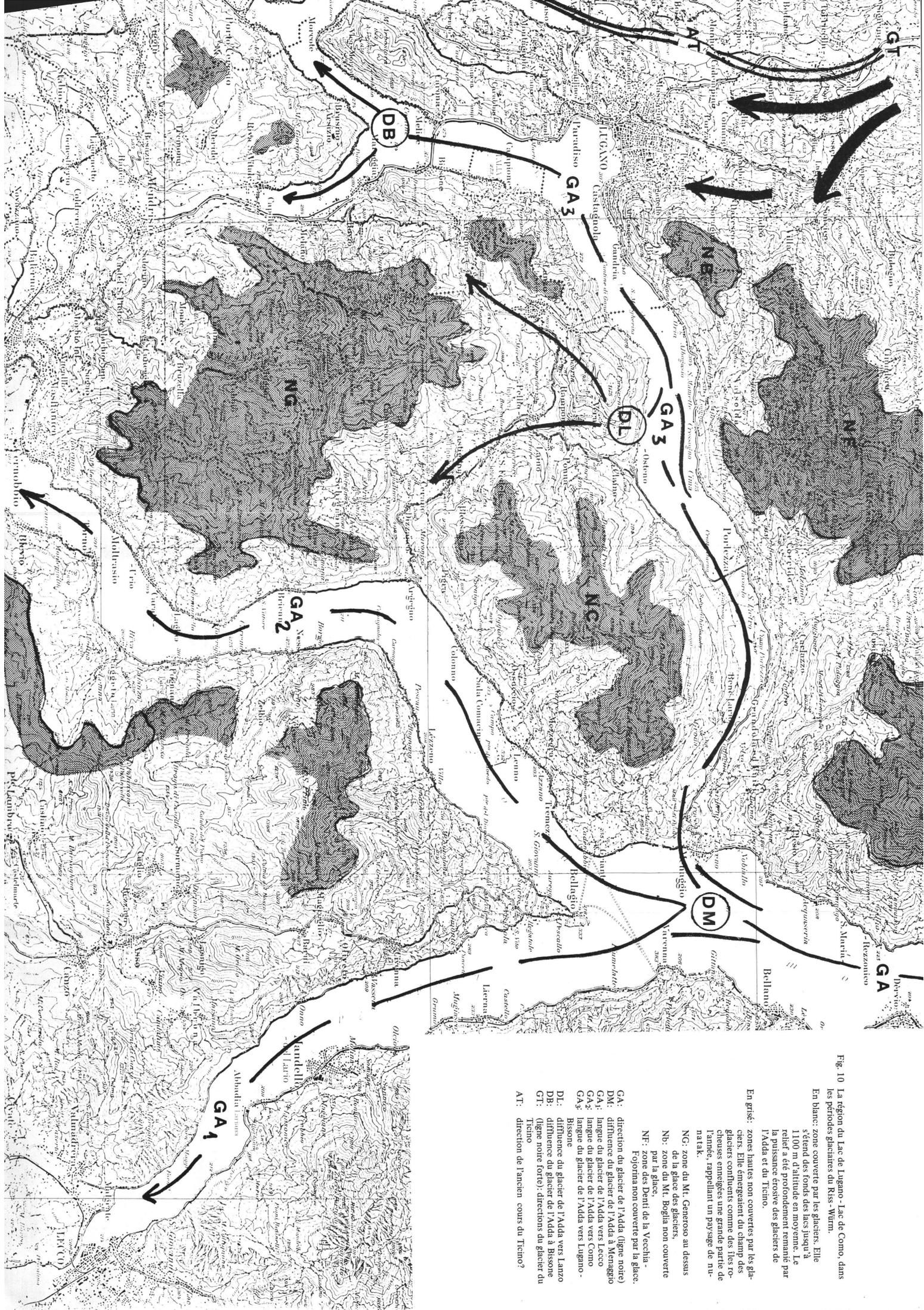


Fig. 10 La région du Lac de Lugano - Lac de Como, dans les périodes glaciaires du Riss - Würm.

En blanc: zone couverte par les glaciers. Elle s'étend des fonds des lacs jusqu'à 1100 m d'altitude en moyenne. Le relief a été profondément remanié par la puissance érosive des glaciers de l'Adda et du Tichno.

En grisé: zones hautes non couvertes par les glaciers. Elle émergeait du champ des glaciers continus comme des îles rocheuses émergeant une grande partie de l'anée, rappelant un paysage de nunatak.

NG: zone du Mt. Generoso au dessus de la glace des glaciers.
 Nb: zone du Mt. Boglia non couverte par la glace.
 NF: zone des Dent de la Vecchia - Fojotina non couverte par la glace.

GA: direction du glacier de l'Adda (ligne noire)
 DM: diffusion du glacier de l'Adda à Menaggio
 GA1: langue du glacier de l'Adda vers Lecco
 GA2: langue du glacier de l'Adda vers Como
 GA3: langue du glacier de l'Adda vers Lugano - Bissonne

DL: diffusion du glacier de l'Adda vers Lanzo
 DB: diffusion du glacier de l'Adda à Bissonne
 GT: (ligne noire forte) directions du glacier du Tichno

AT: direction de l'ancien cours du Tichno?

◀ Explication de fig. 11

Le réseau fluvial probable du Tessin méridional dans la période préglaciaire (pré-rissienne), plus de 360 000 ans en arrière. La rivière du Ticino s'écoulait, dans cette vue, par l'actuelle vallée du Vedeggio, le pas du Ceneri étant alors au niveau de base général de la rivière. Une ancienne vallée de Cavargna s'étendait vers Bissonne, par le passage de Gandria - Porlezza. Il devait aussi exister une ancienne vallée de Como, divisée de la grande vallée de l'Adda par un col situé entre Como et Menaggio.

Les glaciers rissiens et würmiens, en suivant les anciennes rivières primaires de l'Adda et du Ticino, débordèrent par les cols du Ceneri, de Croce et de la «vallée de Como», pour occuper les vallées secondaires, en les approfondissant, en les élargissant et en les surcreusant pour faire place aux lacs actuels. Le col de la «vallée de Como» a été entièrement éliminé par l'action érosive d'une branche du glacier de l'Adda et de ses eaux de fusion. Le creusement différentiel du glacier du Ticino dans le Piano di Magadino a permis le captage de cette rivière par les rivières primaires de Locarno.

L'existence du Ticino primaire s'écoulant par la région de Lugano est requise pour l'explication du drainage et du creusement profond des courtes vallées latérales, qui nécessitaient d'un niveau de base pour leur action érosive: sans une rivière primaire fournissant ce niveau, le drainage autour de l'actuel Lac de Lugano aurait été un drainage centripète, sans grand pouvoir érosif.

De même, l'existence de cet ancien Ticino et de ses vallées latérales rend compte de la disposition très ramifiées du Lac de Lugano: une disposition qui rappelle celle d'un fjord, par son allure et aussi par son origine. On doit appliquer la même vues à la formation des deux branches du Lac de Como, en aval de Menaggio.

Les glaciers provenant des Derryveagh Mountains au sud-est, en débordant à travers la puissante chaîne de quartzites d'Errigal, n'ont pas seulement arasé l'ancien col sur une hauteur de plusieurs centaines de m, et peut-être davantage: ils ont établi à sa place le lac de Altan Lough (HOLMES, 1965).

On peut également comparer avec profit l'érosion glaciaire des canyons contenant nos lacs lombardo-suisse avec celle enregistrée dans la Vallée de Yosemite, en Californie. Là MATTHES (1966) a montré que de l'érosion glaciaire pouvait atteindre 1000 m de profondeur, dont la moitié par *surcreusement*. Et nous pourrions multiplier les exemples. Ce que nous avons dit jusqu'ici suffira pour notre conclusions, que *le relief du Tessin méridional situé au dessous de 1200 m est essentiellement un relief glaciaire rissien et würmien*. Nous estimons que le relief pré-rissien a été érodé par ces glaciers sur une hauteur moyenne dépassant 200 m.

La profonde action érosive des glaciers rissiens et würminens a modifié le réseau fluvial pré-rissien. Elle est en particulier responsable (par érosion différentielle) de la déviation du fleuve Ticino de son cours pré-rissien. Avant les deux dernières glaciations le réseau fluvial du Sopraceneri s'accordait avec celui du Sottoceneri, sans la solution de continuité représentée aujourd'hui par le verrou du Ceneri.

Les vues de JÄCKLI (1957) se trouvent sans doute confirmées: *les formes du relief d'aujourd'hui sont nettement plus jeunes qu'on ne l'a cru généralement*.

Au Tessin méridional, seulement le plan (virtuel) des hauts sommets et les hautes crêtes sont des formes plus ou moins bien conservées du relief ancien: peut-être tertiaire.

Au dessous de ces éléments anciens, viennent des formes de relief qui sont *toutes quaternaires*.

Au dessus de 1100 - 1200 m on trouvent les formes essentiellement fluviales *pré-rissiennes*, en grande partie de l'interglaciaire Mindel-Riss (entre 360 000 et 670 000 années B.P.).

Entre 1100 m et le fond des lacs actuels les formes du relief ont été largement façonnées par *l'érosion des glaciers du Riss et du Würm*, entre 360 000 et 10 000 années B.P. Ce relief glaciaire a été modifié dans ses parties les plus basses par *l'érosion fluviale interglaciaire et interstadiale, par les cours d'eaux fluvio-glaciaires et par le drainage des rivières post-glaciaires*, entre 10 000 ans B.P. et aujourd'hui.

2.8 Corrélation des unités morphologiques du Sottoceneri avec celles du Sopraceneri

En 1912 déjà LAUTENSACH distinguait dans le Sopraceneri trois phases principales d'approfondissement des vallées, auxquelles il attribuait trois grands systèmes de terrasses:

- le système des grandes terrasses supérieures («die breiten Hochverflachungen») dit *Système de Pettanetto*;
- les terrasses formant les épaulements des canyons glaciaires des vallées, dit *Système de Bedretto*;
- le système de terrasses inséré dans les canyons glaciaires des vallées, dit *Système de Sobrio*.

GYGAX (1934, 1935) a reconnu la validité de ces systèmes, et ANNAHEIM (1946) les raccorda à trois niveaux principaux de terrasses qu'il avait établi dix ans auparavant dans le Sottoceneri. La corrélation de ANNAHEIM est la suivante:

Sottoceneri	Sopraceneri
Système d'Arbostora	Système de Pettanetto
Système de Barro	Système de Bedretto
Système de Pura	Système de Sobrio

Ces essais sont dans doute légitimes, mais nous estimons que les levés de terrains ne sont pas encore assez avancés, à leur actuelle, pour se prononcer avec certitude sur la validité de ces corrélations.

Indépendamment des études de nos prédécesseurs, nous avons pu établir dans le Sopraceneri les unités morphologiques indiquées par les figures 12, 13 et 14. On retrouve leurs équivalents dans les régions des Alpes avoisinantes. Nous les indiquons dans cette note brièvement comme suit (fig. 12,13 et 14):

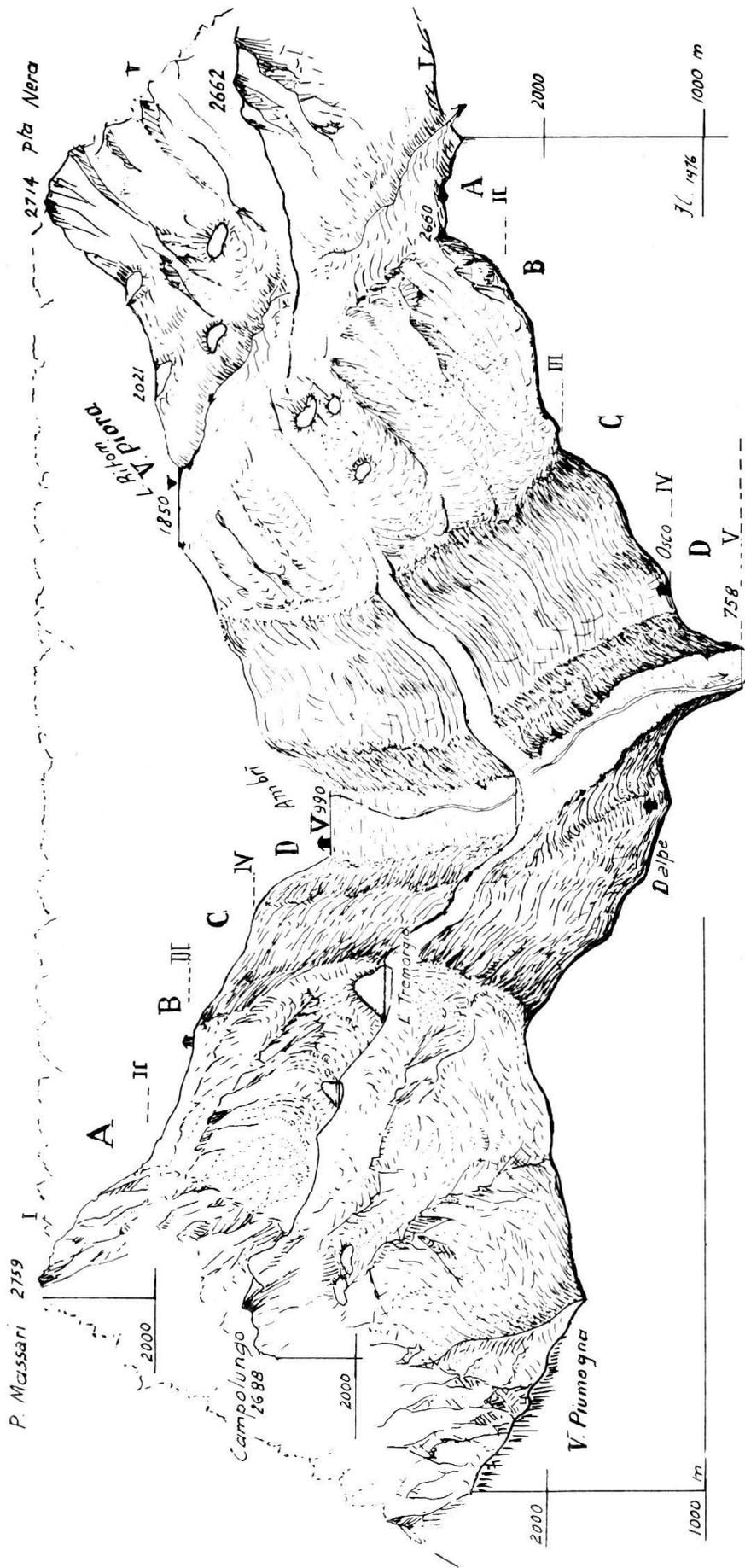


Fig. 12 Les unités morphologiques principales en Val Leventina:

- A: relief préglaciaire, peu modifié
- B: relief préglaciaire: zone des hautes terrasses (grosse Verflachungen) modifiée par les glaciers locaux (zone des cirques)
- C: vallée glaciaire supérieure
- D: auge glaciaire
- V: fond de la vallée
- I: l'ancienne surface soulevée (Gipfelflur)

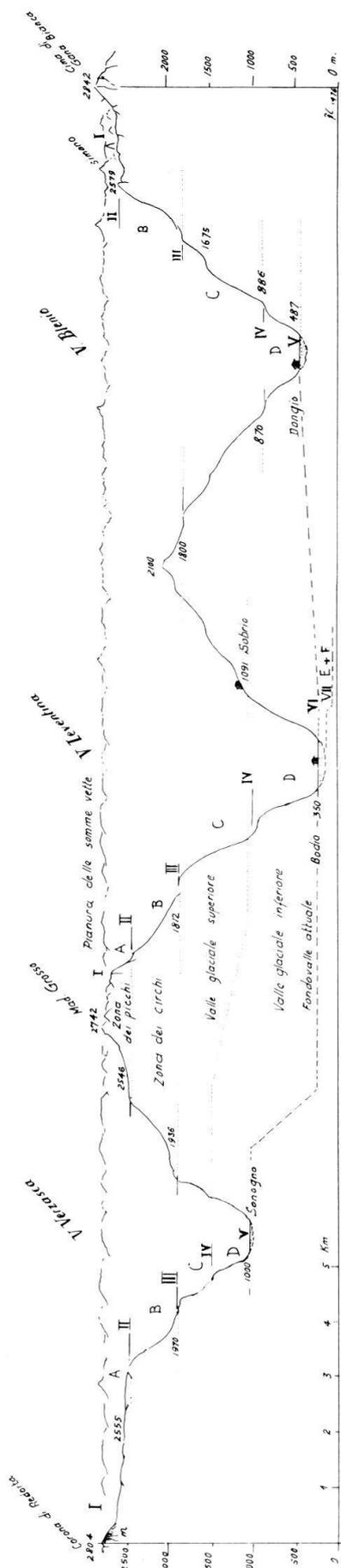


Fig. 13 Les unités morphologiques du Sopraceneri tessinois et leurs corrélations, dans les vallées de Verzasca, Leventina et Blenio. Pour la légende voir fig. 12, page 79.

Niveau I: est le niveau de l'ancienne surface plane soulevée, d'âge tertiaire probable, formant aujourd'hui le plan des hautes crêtes et des hauts sommets. Dans les sections représentées par les fig. 12 et 13, entre Ambri et Dalpe dans la haute Leventina, cette surface se situe à 2700 m d'altitude environ: 1000 m plus que la même surface des hauts sommets dans la région du Mt. Generoso,

Zone A: est la zone du relief préglaciaire (pré-rissien), peu modifié ensuite. Il forme les pics et les hautes crêtes, jusqu'au:

Niveau II

Zone B: est la zone du relief préglaciaire souvent bien conservée, (fig. 8), mais toujours plus ou moins incisée par les glaciers des cirques locaux, de leurs eaux de fusion et des torrents post-glaciaires,

Niveau III: représente le bord de l'épaule des vallées glaciaires (c'est à dire des vallées fluviales primaires, profondément modifiées par les glaciers alpins),

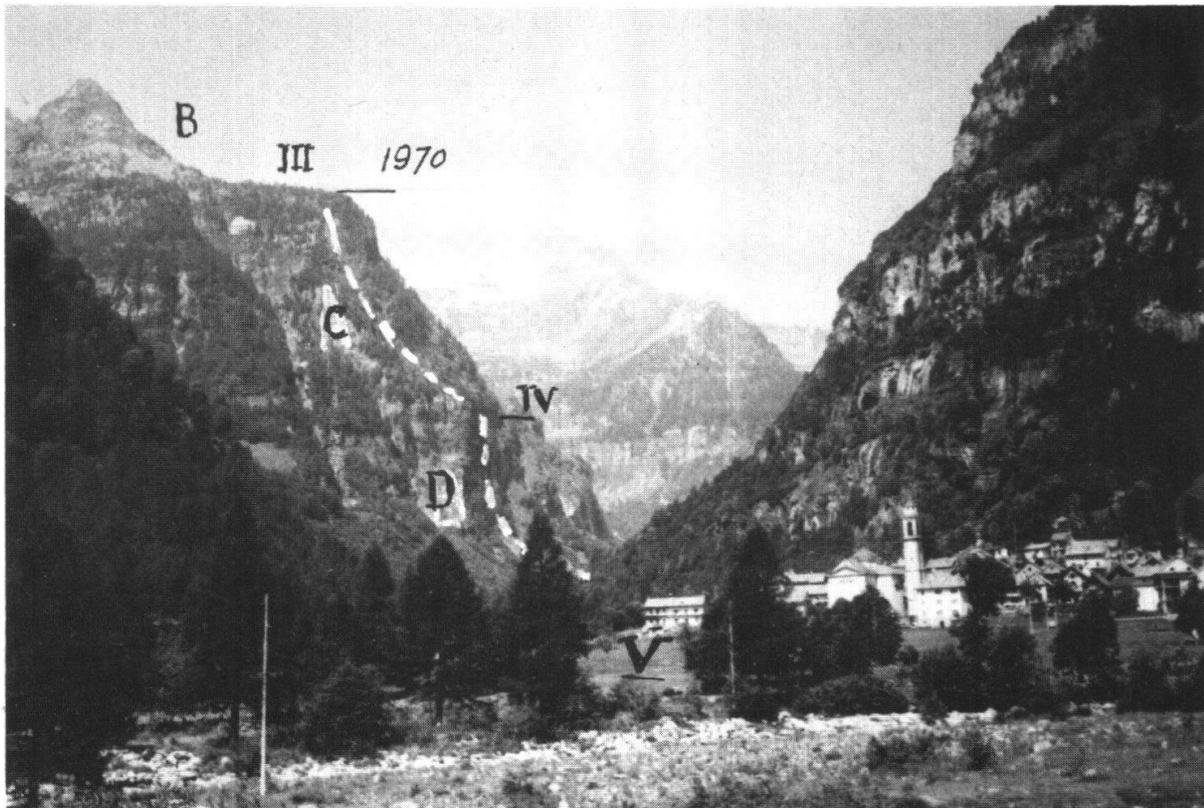
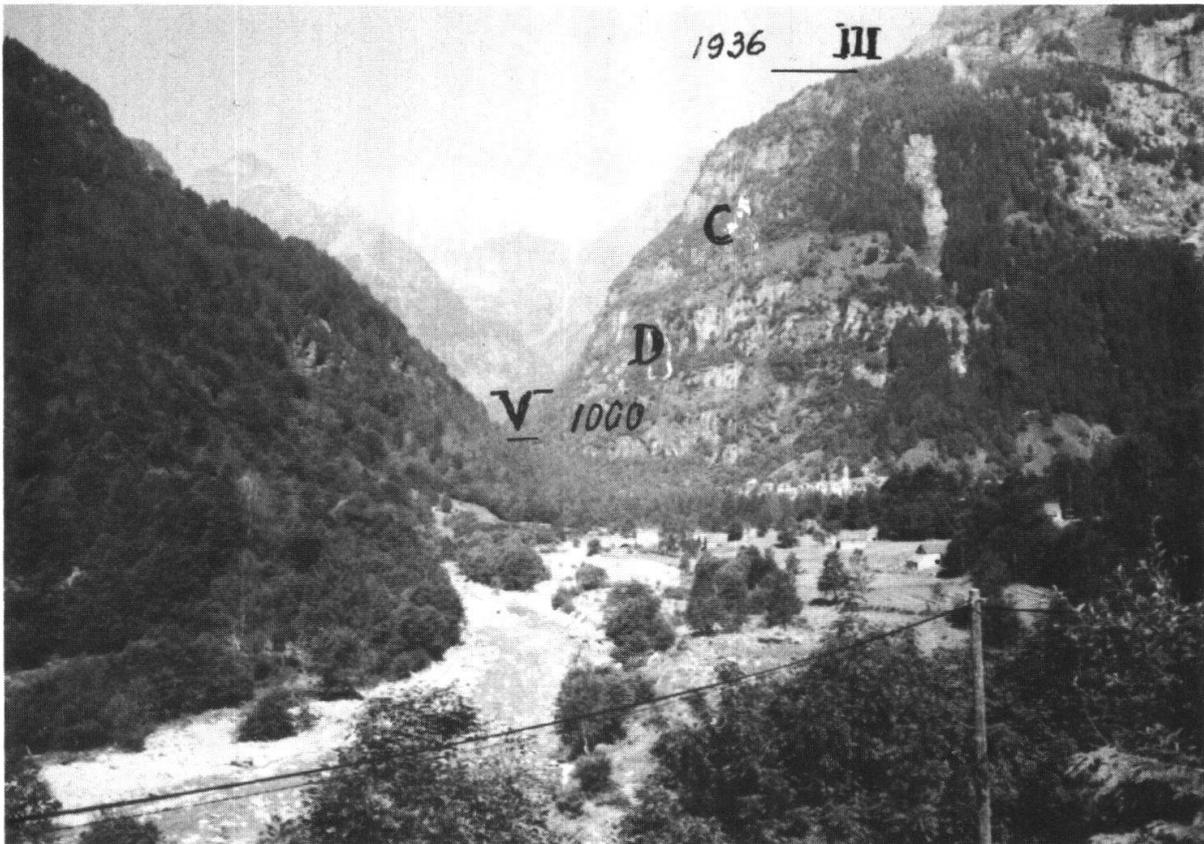
Zone C: est le versant supérieur de la vallée glaciaire,

Niveau IV: est la terrasse intermédiaire dans la vallée glaciaire,

Zone D: est le canyon glaciaire à U,

Niveau V: est le fond actuel de la vallée glaciaire.

Comme nous avons dit plus haut, les études de détails manquent encore, au Tessin, pour établir les corrélations précises entre vallée et vallée, et de proche en proche, entre les terrasses du Sottoceneri et celles du Sopraceneri.



Val Verzasca, all'atezza di Sonogno

Fig. 14 Les unités morphologiques en Val Verzasca, vers Sonogno. Pour la légende, voir fig. 12 et 13, et page 79 et 80.

Bibliographie

- ANNAHEIM, H. (1935): Die Landschaftsformen des Luganergebietes. – Inaug. Diss. Basel.
- ANNAHEIM, H. (1946): Studien zur Morphogenese der Südalpen zwischen St. Gotthard und Alpenrand. – Geogr. Helv. 1/2.
- BALTZER, A. (1892): Glazialgeologisches von der Südseite der Alpen. – Mitt. natf. Ges. Bern.
- BERNOULLI, D. (1964): Zur Geologie des Monte Generoso. – Beitr. Geol. Karte der Schweiz. Neue Folge, 118 Lief.
- BOULTON, G.S. et VIVIAN, R. (1973): Underneath the glaciers. – Geogr. Mag. 45, pp. 311 - 319.
- CAMPANA, B. (1968): La découverte des grands gisements de fer et de bauxite en Australie. – Bull. ASP-VPS, vol. 34, no. 86.
- CAMPANA, B. (1970): Découverte et mise en valeur des bauxites australiennes. – Bull. ASP-VPS, vol. 36, no. 90.
- CORBEL, J. (1962): Neiges et glaciers. – Colin Armand.
- FLINT, R.F. (1971): Glacial and Quaternary Geology. – Wiley.
- GYGAX, F. (1934, 1935): Beiträge zur Morphologie des Verzascatales. – Schweizer Ggr. 11, 12.
- GRÜTTER, E. (1967): Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Val Verzasca. – Beitr. z. Geol. d. Schw.- Hydrologie, Nr. 15.
- HANKTE, R. (1978): Eiszeitalter. – B. I, Ott Verlag AG, Thun.
- HEIM, A. (1919/21): Geologie der Schweiz.
- HOLMES, A. (1965): Principles of Physical Geology. – Nelson.
- JÄCKLI, H. (1957): Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. – Beitr. z. Geol. d. Schw., Geotechn. Serie, Lief. 36.
- LAVIZZARI, L. (1859): Escursioni nel Canton Ticino. – Lugano.
- LAUTENSACH, H. (1912): Die Übertiefung des Tessingebietes. – Geogr. Abh. N.F.H.1, Berlin.
- LEHNER, P. (1952): Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des Mt. Boglia, des Mt. Brè und des Mt. San Salvatore bei Lugano. – Eclogae geol. Helv., 45/1.
- MATTHES, F.E. (1966): The incomparable valley. – Univ. Cal. Press.
- PENK et BRÜCKNER (1909): Die Alpen im Eiszeitalter.
- PENK, W. (1924): Die morphologische Analyse. – Geogr. Abh., 2. R. 2.
- RICE, R.J. (1977): Fundamentals in Geomorphology. – Longman.
- SCHAER, J.P. et JEANRICHARD, F. (1974): Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. – Eclogae geol. Helv. 67/1.
- SCHAER, J.P. (1979): Mouvements verticaux, érosion des Alpes, aujourd'hui et au cours du Miocène. – Eclogae geol. Helv. 72/1.
- STAUB, R. (1949): Betrachtungen über den Bau der Südalpen. – Eclogae geol. Helv., 42/2.
- THÉOBALD, N. (1972): Fondements géologiques de la préhistoire. – Doin, Paris.
- THORARINSSON, S. (1953): Some new aspects of the Grimsvötn problem. – J. Glaciol. 2, 267-275.
- ZAGWIJN, W.H. (1957): Vegetation, Climate and Time - Correlations in the Early Pleistocene of Europe. – Geologie en Mijnbouw, vol. 19.
- ZELLER, G. (1964): Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. – Beitr. z. Geol. d. Schw.- Hydrologie, Nr. 13.