Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 75 (1982)
Heft: 2

Artikel: L'érosion dans les Alpes au Plio-Quaternaire et au Miocène
Autor: Guillaume, André / Guillaume, Solange
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165230

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

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

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

Download PDF: 12.07.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 75/2	Pages 247–268	5 figures et 6 tableaux dans le texte	Bâle, juillet 1982

L'érosion dans les Alpes au Plio-Quaternaire et au Miocène

Par ANDRÉ GUILLAUME et SOLANGE GUILLAUME[1])

RÉSUMÉ

Le volume des sédiments piégés dans les bassins péri-alpins (Méditerranée, Adriatique, mer Noire occidentale, plaine du Pô, bassin pannonique occidental, Bavière et Suisse) est estimé à $3{,}3 \times 10^5$ km^3 pour le Plio-Quaternaire et à $6{,}5 \times 10^5$ km^3 pour le Miocène (volume rapporté à la densité 2,7).

L'épaisseur de la tranche de roche située sur les Alpes était vraisemblablement de 1,2 km au début du Pliocène. Le taux d'érosion moyen était d'environ 0,2 mm/an pour l'ensemble du Plio-Quaternaire, mais de 0,35 à 0,40 mm/an pour le seul Quaternaire. L'hypothèse admettant l'existence d'une surface d'érosion pliocène disséquée ensuite au Quaternaire est compatible avec nos résultats.

Si on admet une réduction de surface de 30% à la fin du Miocène, l'épaisseur de roche enlevée pendant cette période a été d'environ 2,1 km (taux d'érosion de 0,12 mm/an) en moyenne sur les Alpes.

Les données connues sur les zones externes et les zones sud-alpines permettent d'évaluer le volume enlevé de ces zones depuis le début du Miocène, et d'estimer (après différence sur les volumes) à 4,8 km l'épaisseur de la tranche de roche située sur le reste des Alpes au début du Miocène. L'hypothèse, appuyée sur d'autres données, admettant la présence d'une épaisseur moyenne de 15 km au dessus des zones simplo-tessinoises et des Tauern est compatible avec nos estimations. Mais l'épaisseur devait alors être faible sur d'autres zones des Alpes. Quelques considérations morphotectoniques sont tirées de ces résultats: l'importance de la Valtelline est soulignée, ainsi que la morphologie particulière de la zone du Cervin qui paraît liée à un bombement mantellique récent. Il est enfin montré que le volume de l'ensemble: détritique péri-alpin, relief alpin (altitude >0) et racines crustales alpines (matériel crustal situé à des profondeurs >30 km) correspond à une bande crustale ($d = 2{,}84$) de 30 km d'épaisseur, de 87 km de largeur et s'étendant sur toute la longueur des Alpes. En première approximation, en admettant en particulier que le relief et les racines sont nés depuis le Miocène, la contraction crustale transversale depuis le Miocène est d'environ 37%. On montre que cette hypothèse est admissible aux points de vue cinématique et énergétique.

ABSTRACT

The volume of the sediments filling the peri-alpine basins (Mediterranean, Adriatic, western Black Sea, Po plain, western Pannonian basin, Bavaria and Switzerland) is estimated to 3.3×10^5 km^3 for the Plio-Quaternary and to 6.5×10^5 km^3 for the Miocene (density $= 2.7$).

The thickness of the rock slice situated on the Alps was probably 1.2 km at the beginning of the Pliocene. The mean erosion rate was around 0.2 mm/y for the Plio-Quaternary period, but 0.35 to 0.40 mm/y for the Quaternary alone. The hypothesis of a pliocenic erosion surface dissected by the Quaternary erosion is compatible with our results. If the Alpine surface was reduced (30%) at the end of the Miocene, then the thickness of the slice eroded during this period was around 2.1 km (erosion rate 0.12 mm/y) in mean on the Alps.

The data known on the external zones and on the south-alpine zones allow us to compute the volume eroded on these zones from the beginning of the Miocene. So, it is possible to estimate to 4.8 km the thickness of the slice on the other parts of the Alps. The hypothesis, based on other considerations, of the

[1]) Laboratoire de Tectonophysique, Université Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, F-75005 Paris.

presence of a mean thickness of 15 km on the simplo-tessinoise and the Tauern zones is compatible with our estimations. But, in this case, the thickness was small in some other parts of the Alps.

Some morphotectonic considerations concern the importance of the Valtelline valley and the particular morphology of the Matterhorn zone which seems connected with a recent mantle convexity. It is finally shown that the volume of the whole: peri-alpine detrital rocks, alpine topography (altitude >0) and alpine crustal roots (crustal material situated at depth >30 km) is equivalent to a crustal ribbon ($d=2.84$) having the following dimensions: thickness 30 km, width 87 km, length 900 km (mean length of the Alps). In a first approximation (particularly: relief and roots born since the Miocene), the transversal crustal reduction is around 37% since the Miocene. It is shown that this hypothesis is admissible from the kinematic and energetic points of view.

Introduction

De nouvelles données ont été acquises récemment sur les bassins sédimentaires péri-alpins, essentiellement en mer (Méditerranée, Adriatique, mer Noire). Le dossier des bassins terrestres (zone padane, Suisse, Bavière, régions pannoniques) s'est d'autre part enrichi de nombreuses observations nouvelles. Toutes ces données permettent d'estimer de manière relativement précise et plus complète que précédemment (GUILLAUME & GUILLAUME 1980) le volume de sédiments miocènes et plio-quaternaires piégés dans les bassins péri-alpins. Associés aux recherches sur l'érosion actuelle et sur les mouvements verticaux (JÄCKLI 1958, SCHAER 1979, et bibliographie), ces travaux permettent d'aborder sous un nouvel angle l'analyse de plusieurs problèmes géodynamiques: relations entre tectonique, métamorphisme et flux de chaleur, cylindrisme structural, évolution morphotectonique.

Le présent travail donne les résultats détaillés de l'estimation du volume (rapporté à la densité 2,7) des sédiments contenus dans chaque bassin et du volume des vallées alpines calculé selon plusieurs modèles d'érosion. Les taux d'abrasion correspondants sont calculés dans chaque cas et diverses hypothèses morphogénétiques et tectoniques sont testées. Quelques conséquences morphologiques et structurales sont également évoquées.

1. Plio-Quaternaire

1.1 *Estimation des volumes de sédiments détritiques*

Cette estimation a été faite (tabl. 1) pour les bassins suivants: plaines padane et vénitienne, Adriatique, mer Noire, Méditerranée occidentale, bassin pannonique. Les volumes ont été estimés pour des tranches de terrains de 250 m d'épaisseur et rapportés ensuite à ceux de roches de densité 2,7. Le modèle choisi pour décrire l'augmentation de la densité avec la profondeur est semblable à celui classiquement admis (voir par exemple AGIP 1957): voisine de 1,7 en surface, la densité atteint 2,5 vers 4 km de profondeur puis tend progressivement vers 2,6 à 6 km de profondeur.

1.11 *Plaine du Pô, Vénétie, Adriatique*

Les profondeurs moyennes de la base du Pliocène proviennent de la carte au 1:500000 publiée par l'AGIP (1957, tome II). Dans la partie occidentale de la plaine

Zone		N° de le zone (fig.1 et 2)	Volume en km^3					
			d variable			d = 2.7		
PLAINE DU PÔ et ADRIATIQUE	Nord des collines de Turin	I	21954	17911	97975	16697	13835	75973
	Sud des Collines de Turin	II		4043			2862	
	Plaine du Pô orientale	III	162545	59679		127498	47707	59276
	Vénétie	IV		16342			11569	
	Adriatique	V		86524			68222	
	TOTAL		184499			144195		
BASSIN PANNONIQUE			74904			54934		
MER NOIRE OCCIDENTALE			220506 (au total)			30000 (Alpes)		
MEDITERRANEE OCCIDENTALE	Bordure des Pyrénées	1	1122			756		
	Masse principale du delta	2	79342			63621		
	Zone provençale	3	477			344		
	Zone ligure	4	6414			4939		
	Vallées Génoises et delta	5	10406			8289		
	TOTAL		97761			77949		
DIVERS QUATERNAIRE						20000		
TOTAL GENERAL			357164 (Hors Mer Noire)			327078		

Tableau 1: *Volume des sédiments plio-quaternaires péri-alpins.*

du Pô, elles ont été estimées pour des zones élémentaires d'environ 4 km de côté, les altitudes moyennes correspondantes étant lues sur la carte des altitudes moyennes de France et des régions limitrophes au 1:600000 (Bureau Gravimétrique International). Pour le reste de la plaine, les profondeurs moyennes concernent des zones élémentaires d'environ 10 km de côté; les altitudes sont tirées des cartes géographiques au 1:500000. Pour la partie orientale de la plaine vénitienne et l'Adriatique jusqu'au parallèle 42° N, les estimations ont été faites pour des zones élémentaires de 12′×20′, d'après la carte structurale de la base du Pliocène publiée au 1:1000000 par le CNR (1973). Les limites des différents secteurs individualisés dans le tableau 1 sont reportées sur la figure 1.

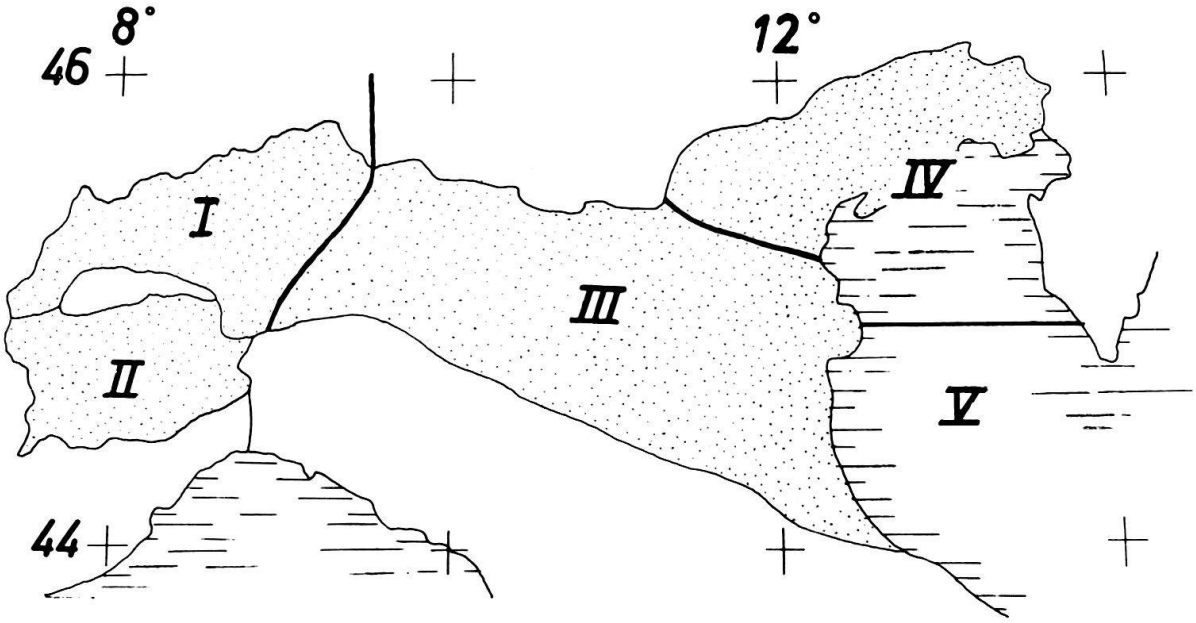


Fig. 1. Zones de la plaine du Pô et de l'Adriatique pour lesquelles les volumes de sédiments ont été estimés (résultats: tabl. 1).

1.12 *Delta du Rhône et mer ligure*

Les épaisseurs moyennes par secteurs de 12′×20′ de côté (soit une surface moyenne de 607 km² environ) ont été évaluées pour la région située au nord de 40°12′ N à partir de la carte des bassins méditerranéens (IFP-CNEXO 1974) et de documents pétroliers. La région a été subdivisée en zones, dont les contours sont représentés figure 2. La zone principale (n° 2, fig. 2) correspond à la plus grande partie du secteur intéressé par le delta du Rhône. Sur la base d'études sédimentologiques (Van Andel 1956) il a été admis que quatre cinquièmes des sédiments constituant le delta proviennent du bassin alpin du Rhône. Pour la partie axiale de la mer ligure (zones 5 de la figure 2 et du tableau 1) les valeurs indiquées dans le tableau 1 correspondent à 60% du volume total (les 40% restants sont considérés comme d'origine provençale et apennine). Les zones 6 et 7 de la figure 2 ont été considérées comme alimentées uniquement par les Apennins et l'ensemble Corse-Sardaigne.

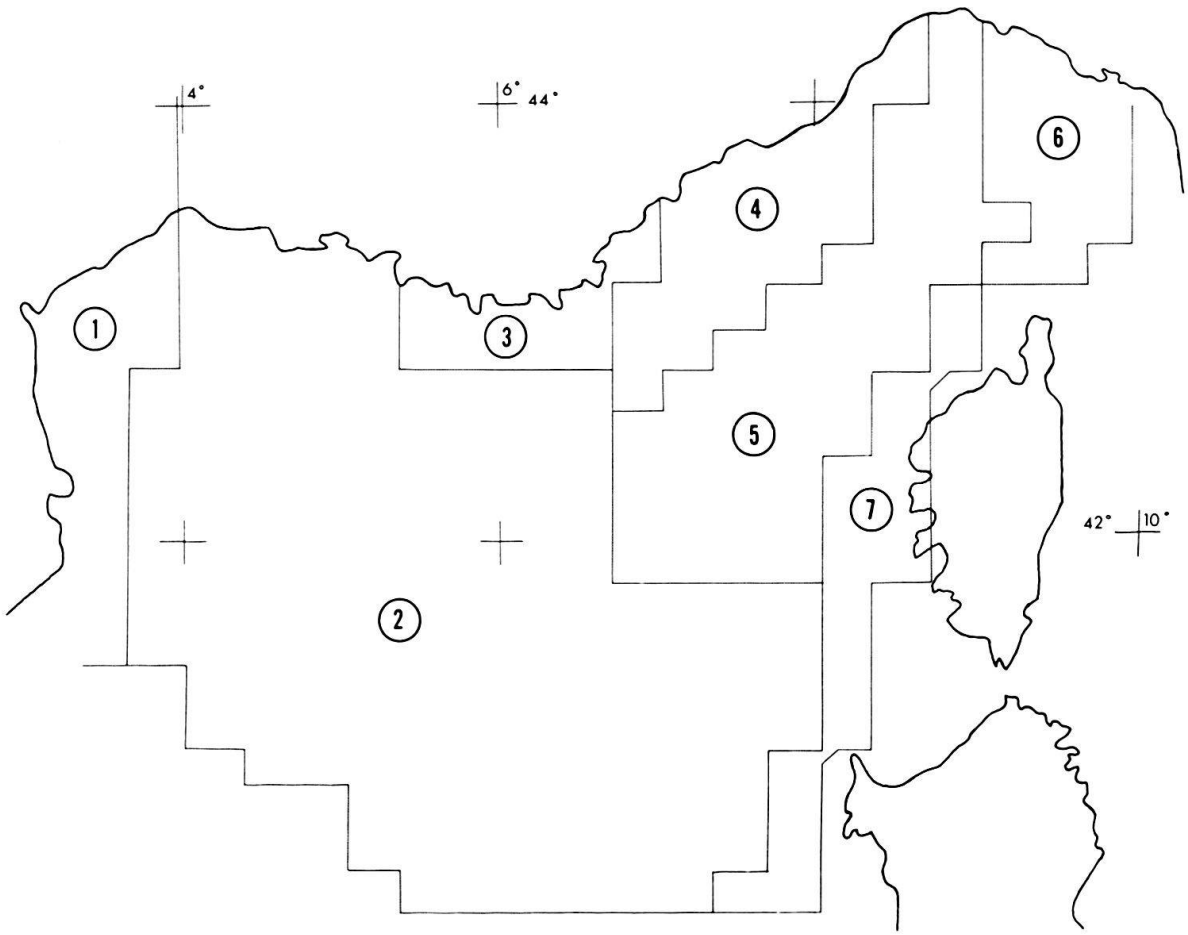


Fig. 2. Zones de Méditerranée occidentale pour lesquelles les volumes de sédiments ont été estimés (résultats: tabl. 1).

1.13 *Bassin pannonique*

Les épaisseurs moyennes ont été estimées pour des zones de 12′ × 20′ à partir de la carte de Körössy (1970, fig. 5) et de documents pétroliers. L'estimation des volumes a été faite uniquement pour la région située à l'ouest du méridien 19°40′ EG. Les données géologiques et sédimentologiques (Molnar 1970, Körössy 1970) montrent en effet qu'à l'est de cette limite, l'essentiel des sédiments a été apporté par la Tisza.

1.14 *Mer Noire*

L'estimation des volumes a été faite à partir de la carte des épaisseurs du Plio-Quaternaire du delta du Danube dans la mer Noire (Letouzey et al. 1978). Le volume total trouvé est de 176000 km³ (d = 2,7) pour les sédiments apportés essentiellement par le Danube (les rapports du Dniepr sont négligés). Parmi ces sédiments, la part de ceux provenant des Alpes, inconnue précisément, a été estimée au prorata de la surface alpine drainée par le fleuve. Pour tenir compte du fait que l'érosion a été vraisemblablement plus forte dans les Alpes que dans les autres parties du bassin danubien, la valeur trouvée ainsi (15000 km³) a été doublée (tabl. 1).

1.2 *Estimation du volume des vallées*

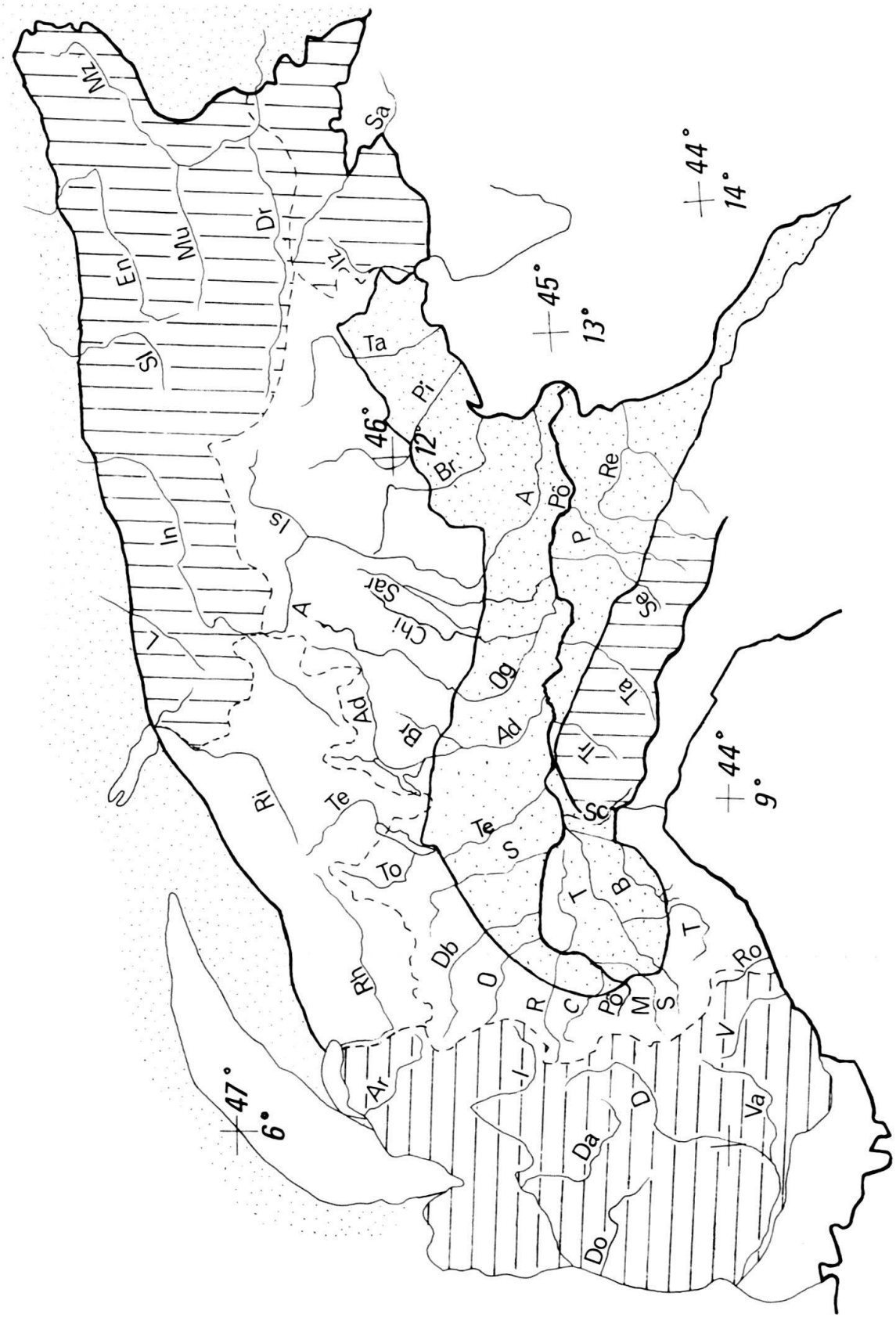
Cette estimation peut être faite à partir des données hypsographiques ou des cartes d'altitudes moyennes. Les deux méthodes n'ont pu être utilisées ici que pour les Alpes occidentales.

1.21 *Estimation à partir des données hypsographiques*

La carte de la figure 3 donne les contours schématiques des régions concernées. Pour chaque bassin versant, les surfaces d'affleurement correspondant à des tranches d'altitudes déterminées, ont été publiées par les services hydrographiques. Pour l'Italie et la Suisse, ces tranches sont de 300 m; pour la France, elles sont de 500 m. Pour l'Allemagne, l'Autriche et la Yougoslavie, on disposait seulement des surfaces totales de bassin ou de parties de bassin. Pour ces pays, l'estimation des surfaces partielles a été faite pour des tranches d'altitudes de 500 m, à partir de la carte orohydrographique au 1:250000. Le même travail a été réalisé pour certaines régions marginales de la plaine du Pô (en particulier les bassins du Brembo et du Serio pour lesquels des données détaillées manquaient). Pour les Apennins, l'estimation des volumes a été faite pour la Scrivia et pour les affleurements de rive droite du Pô (donc en excluant le bassin du Reno). Au total c'est environ 1500 secteurs élémentaires composés chacun par un bassin ou une partie de bassin qui ont été répertoriés. Un code a été affecté à chaque secteur en fonction de l'érodabilité des roches affleurant: roches peu érodables, assez érodables, très érodables. Dans la première catégorie sont rangés les terrains cristallins, dans la dernière les flyschs. Le calcul du volume des roches actuellement situées au dessus du niveau de la mer a été réalisé par intégration de la courbe hypsographique (fig. 4a). Celui du volume des roches érodées doit s'appuyer sur une hypothèse concernant la morphologie antérieure à l'érosion. Plusieurs modèles peuvent être utilisés pour cela: l'hypothèse extrême, souvent retenue, admet que ce volume initial était celui d'un cylindre droit dont la hauteur était la différence D entre les altitudes maximale et minimale actuelles (hypothèse H3, fig. 4); ceci implique que si le nombre de bassins retenus est petit, le volume de l'ensemble de la chaîne était, avant érosion, celui d'un parallélépipède rectangle (fig. 4a), ou que l'altitude était relativement très grande (fig. 4b). Ceci paraît peu réaliste dans certains cas. Le calcul des volumes érodés pour creuser les vallées a donc été également fait en supposant que la différence de niveau initiale

---

Fig. 3. Régions pour lesquelles les volumes des vallées ont été estimés (résultats: tabl. 2).
Alpes occidentales françaises (hachures horizontales): Ar = Arve, I = Isère, Da = Drac, Do = Drôme, D = Durance, Va = Verdon, V = Var, R = Roya. *Versant nord des Alpes suisses:* Rh = Rhône, Ri = Rhin. *Ligurie et Alpes occidentales italiennes:* Sc = Scrivia, B = Bormida, T = Tanaro, S = Stura, M = Maira, C = Chisone, R = Dora Ripaira, O = Orco, Db = Dora Baltea, S = Sesia, To = Toce. *Alpes centrales et orientales italiennes:* Te = Tessin, Ad = Adda, Br = Brembo, Og = Oglio, Chi = Chiese, Sar = Sarca, A = Adige, I = Isarco, Br = Brenta, Pi = Piave, Ta = Tagliamento. *Alpes autrichiennes et Yougoslavie* (hacures verticales): L = Lech, In = Inn, Sl = Salzach, En = Enn, Mu = Mur, Mz = Mürz, Dr = Drau, Sa = Save, Iz = Izonso. *Versant nord des Apennins* (hachures verticales): P = Panaro, Se = Secchia, Ta = Taro, Tr = Trebbia; R = Reno.
Les volumes des vallées n'ont pas été estimés pour les bassins ou parties de bassins situés dans les plaines padane, vénitienne et suisse (pointillés), dans le Jura et en Provence.


Mz
Sa
Dr
Mu
En
Sl
Ta
Pi
Br
A
Pô
Re
P
Is
In
Sar
Chi
Se
Og
Ta
Ad
Br
Ad
Tr
Ri
Te
Te
Sc
S
To
T
B
T
Db
O
Ro
Rh
R
C
Pô
M
S
V
Ar
I
D
Va
Da
Do
44°
14°
45°
13°
46°
12°
44°
9°
47°
6°

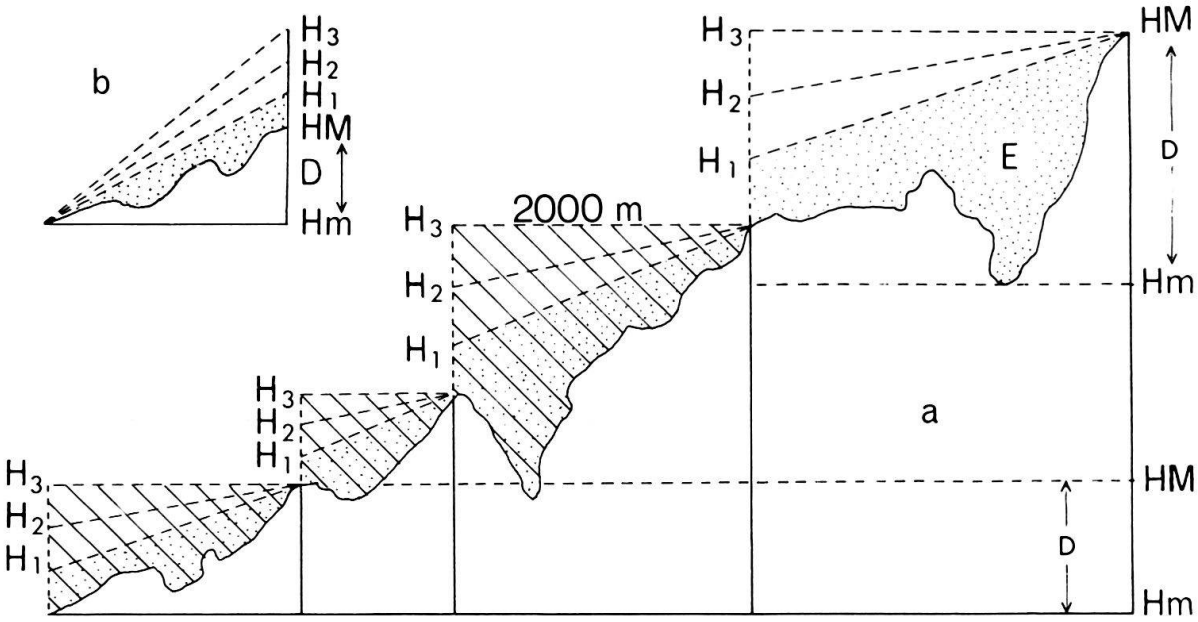


Fig. 4. Hypothèses morphogénétiques retenues pour le calcul des volumes des vallées (HM et Hm = altitudes maximale et minimale du compartiment étudié).

avait été réduite de ¼ ou de ⅖ (hypothèses H1 et H2, fig. 4). Dans ces cas, la forme générale de la montagne avant érosion est grossièrement hémi-cylindrique, ce qui correspond souvent à la réalité (voir par exemple ANHERT 1970). Les volumes déterminés à partir de moulages des vallées suisses (relief de la Suisse au 1/100000 du Museum de Genève) sont voisins de ceux obtenus ici dans l'hypothèse H1.

Dans chacune des hypothèses ci-dessus, les volumes des vallées jusqu'à 2000 m et jusqu'à 2500 m ont également été calculés (zones hachurées, fig. 4a), certains auteurs ayant envisagé l'existence de surfaces d'érosion vers ces altitudes.

Le tableau 2 donne les résultats obtenus pour chacune des grandes régions recensées; le volume des vallées varie de 76000 km³ à 187000 km³ environ, suivant l'hypothèse retenue sur la forme de la montagne avant érosion. Pour les Alpes elles-mêmes, donc abstraction faite des Apennins et de certaines zones de Vénétie orientale, le volume varie de 71000 à 180000 km³.

1.22 *Estimation à partir des cartes d'altitude moyenne (Alpes occidentales)*

Pour les Alpes occidentales, le volume trouvé par la méthode précédente varie de 24000 (hypothèse H1) à 60000 km³ (hypothèse H3). Les altitudes moyennes sont connues pour cette région (cartes au 1:600000 du Bureau Gravimétrique International); il est donc possible d'ajuster une surface polynomiale du deuxième ou du troisième degré sur la surface actuelle et, après une translation appropriée vers le haut de rendre minimal le volume des roches (D sur la fig. 5) situées au-dessus de la surface lissée. Le volume érodé est ensuite obtenu par simple différence (E sur la fig. 5).

Les résultats trouvés (tabl. 3) sont voisins de ceux obtenus après intégration des courbes hypsographiques dans l'hypothèse de l'érosion la plus faible (H1 sur le tableau 2: Alpes françaises et Alpes italiennes). Il faut remarquer que le volume des

		TOUTES ALTITUDES			ALTITUDES < 2500 M			ALTITUDES < 2000 M		
		H1	H2	H3	H1	H2	H3	H1	H2	H3
		PE AE TE	PE AE TE	PE AE TE	PE AE TE	PE AE TE	PE AE TE	PE AE TE	PE AE TE	PE AE TE
FRANCE ALPES	S		40143			37676			33666	
	V	16588	27773	39000	13856	23269	32708	10946	18213	25494
	%	13 52 35	14 51 35	15 50 35	7 57 36	10 55 35	10 55 35	5 57 38	7 56 37	7 56 37
SUISSE RHONE	S		5882			4043			2846	
	V	1894	4185	6475	961	2133	3306	646	1293	1939
	%	32 35 33	43 28 29	47 25 28	10 44 46	26 36 38	31 33 36	8 41 51	19 36 45	22 34 44
RHIN	S		17141			15622			12666	
	V	7155	12726	18298	5068	9407	13747	3322	6145	8969
	%	9 31 60	13 32 55	14 33 53	1 25 74	6 28 66	8 29 63	1 21 78	4 24 72	5 25 70
ITALIE ALPES W.	S		14615			12780			10440	
	V	5283	9775	14268	3504	6667	9826	2375	4393	6410
	%	54 29 17	54 28 18	54 27 19	57 29 14	55 28 17	55 28 17	56 31 13	55 30 15	54 30 16
DONT DOIRE B.	S		3329			2282			1401	
	V	1046	2433	3820	334	1038	1742	188	522	856
	%	43 49 8	48 43 9	50 41 9	36 54 10	45 46 9	47 44 9	36 58 6	44 49 7	46 47 7
ITALIE N. ET TESSIN	S		38666			36035			30724	
	V	18466	32075	45685	12842	23580	34318	8851	16412	23974
	%	54 43 3	57 40 3	58 39 3	40 55 5	46 50 4	48 48 4	33 60 7	38 56 6	40 54 6
DONT OGLIO-ADIGE	S		14407			12945			10336	
	V	7548	12963	18378	4406	8259	12112	2882	5370	7859
	%	60 40 0	62 38 0	63 37 0	39 61 0	46 54 0	48 52 0	28 72 0	34 66 0	36 64 0
ET VENETIE	S		9862			9792			9252	
	V	4482	7462	10442	3967	6768	9568	2932	5246	7559
	%	3 83 14	4 83 13	4 83 13	3 81 16	4 81 15	4 82 14	2 78 20	3 80 17	3 81 16
DANUBE	S		63265			59177			52927	
	V	23279	39368	55468	20392	34041	47700	15835	26228	36631
	%	50 37 13	50 37 13	50 36 14	47 40 13	47 40 13	47 40 13	45 41 14	45 42 13	45 42 13
APENNINS	S		7071			7071			7066	
	V	2560	4194	5829	2560	4194	5829	2517	4139	5760
	%	0 0100	0 0100	0 0100	0 0100	0 0100	0 0100	0 0100	0 0100	0 0100
FLEUVES COTIERS RIVIERA	S		2140			2140			2138	
	V	797	1252	1707	797	1252	1707	798	1252	1707
	%	0 42 58	0 41 59	0 41 59	0 42 58	0 41 59	0 41 59	0 42 58	0 41 59	0 41 59
TOTAL	S		188023			174544			152473	
	V	76022	131348	186730	59980	104543	149141	45290	78075	110884
	%	37 39 24	39 38 23	39 37 24	30 44 26	32 43 25	33 42 25	27 44 29	28 44 28	29 43 28

Tableau 2: *Volumes érodés selon trois hypothèses morphogénétiques (H1, H2 et H3, fig. 4).*
S = surface (km²); V = volume érodé (km³); % = pourcentages du volume érodé pour creuser les vallées, concernant les terrains peu érodables (PE), assez érodables (AE), très érodables (TE).

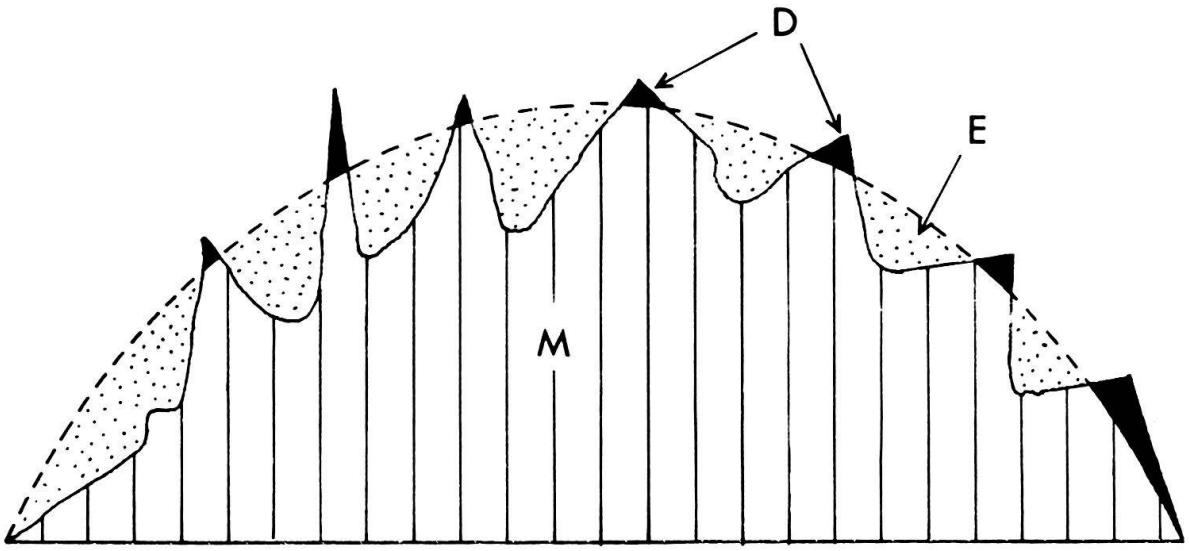


Fig. 5. Estimation du volume érodé (E) après lissage de cartes d'altitudes moyennes (résultats: tabl. 3).

Degré de la Surface	Volume en km^3	
	E	D
2	23739	3379
3	20552	2808

Tableau 3: *Volume érodé pour creuser les vallées des Alpes occidentales, calculé après lissages de la carte des altitudes moyennes au deuxième degré (2) et au troisième degré (3). E = volume érodé; D = résidus situés au dessus de la surface lisse de la figure 5.*

roches situées au-dessus de la surface lisse est relativement petit (environ 14% des vides), mais n'est pas négligeable. Cependant, le calcul de la surface enveloppe des sommets actuels conduit à des volumes relativement importants qu'il est difficile de prendre en compte autrement qu'en les moyennant, pour l'estimation des taux d'érosion.

1.3 *Taux d'érosion au Plio-Quaternaire*

Le rapprochement des tableaux 1 et 2 permet quelques déductions sur l'épaisseur de la tranche de roche située, avant l'érosion, au-dessus de la surface alpine actuelle, supposée lisse, et sur les taux d'érosion moyens (tabl. 4).

1.31 *Valeurs moyennes pour l'ensemble du Plio-Quaternaire*

En première approximation, il est possible de remettre en place les roches uniformément sur les Alpes et les Apennins (façade adriatique jusqu'à 42° N, soit environ 22000 km^2) après remplissage des vallées. Suivant l'hypothèse retenue (H3,

			Volume des vallées (km³)	Hauteur moyenne des vallées (km)	Surface concernée (km²)	Volume dans les bassins (km³; d=2.7)	Epaisseur moyenne en km au dessus de la surface lisse		Taux d'érosion mm/an	
							brute	corr.	sans vallées	avec vallées
Valeurs moyennes	Plio Quaternaire 5,5 MA	H1	76022	0.36	210000	327078 (dont 35000 de Miocène remanié)	1.19	1.03	0.19	0.25
		H2	131348	0.62			0.93	0.76	0.14	
		H3	186730	0.89			0.67	0.50	0.09	
Vallées creusées au Pliocène ou au (Quaternaire)	Quaternaire 1,9 MA	H1	76022	0.37	203000	157000 (dont 25000 de Pliocène remanié)	0.77 (0.40)	0.65 (0.27)	0.34 (0.14)	(0.34)
		H2	131348	0.65			0.77 (0.13)	0.65 (0.00)	0.34 (—)	
		H3	186730	0.92			0.77 (—)	0.65 (—)	0.34 (—)	
	Pliocène 3,6 MA	H1	76022	0.35	215000	170000 (dont 35000 de Miocène remanié) + 25000 repris au Quaternaire.	0.44 (0.79)	0.39 (0.74)	0.11 (0.20)	0.20
		H2	131348	0.61			0.18 (0.79)	0.13 (0.74)	0.04 (0.20)	
		H3	186730	0.87			— (0.79)	— (0.74)	— (0.20)	
Surface d'érosion tarde-pliocène : vallées creusées au Quaternaire	Quaternaire 1,9 MA	H3	186730 dont 110884 sous la surface d'érosion	0.68	203000 dont 163603 sous la surface	157000 (dont 25000 de Pliocène remanié)	0.23	0.10	0.05	0.41
	Pliocène 3,6 MA				215000	170000 (dont 35000 de Miocène remanié) + 25000 repris au Quaternaire	0.79	0.74	0.20	—

Tableau 4: *Volumes des vallées et des sédiments, épaisseurs de roche au dessus de la surface lisse et taux d'érosion annuel dans les Alpes. Les épaisseurs et taux placés entre parenthèses correspondent à l'hypothèse du creusement quaternaire des vallées.*

H2 ou H1) l'épaisseur varie de 0,67 à 1,19 km, si l'on admet que les vallées ont toutes été creusées au Plio-Quaternaire. Ces valeurs représentent des maximums pour les Alpes car:

— Les Apennins ont certainement fourni au Plio-Quaternaire plus de matériel que les Alpes. En effet, les mesures de l'Office Hydrographique du Pô (CANALI & ALLODI 1963, CANALI 1964), montrent qu'avec leur taux d'érosion actuel moyen dans les Apennins (0,36 mm/an environ) les affluents de rive droite du Pô peuvent déplacer en suspension 43 000 km³ environ de roches en 5,5 MA, soit un volume du même ordre de grandeur que celui des roches actuellement piégées dans la plaine du Pô orientale. Il faut toutefois noter qu'une partie du Plio-Quaternaire supportant le front des Apennins a peut-être été sous-estimée ici, ce qui compense en partie l'erreur par excès commise pour les Alpes.

— Tous les sédiments, y compris ceux d'origine exotique, sont mis en place uniquement sur les Alpes et les Apennins du Nord. Or les apports en provenance de Franche-Comté, des plaines suisses et bavaroises, et surtout ceux apportés par les affluents de rive gauche du Danube (bassin pannonique) ne sont pas négligeables.
Pour mettre en évidence l'importance de ces apports, il faut noter que, d'après les données de PARDE (1964), le tonnage annuel moyen de matériaux déplacés par le Danube (suspension, solution, transport sur le fond) augmente d'environ 17% entre Vienne et Budapest, essentiellement grâce aux apports d'affluents de rive gauche. Quant au matériel provenant de Franche Comté, il suffit de remarquer que la Saône apporte à Lyon environ $1{,}5 \times 10^6$ t de boues par an (PARDE 1925) soit environ 3000 km³ en 5,5 MA, et que dans le Haut-Jura l'abrasion actuelle est d'environ 0,05 mm/an (AUBERT 1969), soit environ 2800 km³ en 5,5 MA, si ce taux peut être étendu à la durée du Plio-Quaternaire et à l'ensemble du Jura.

— Le volume de sédiments miocènes remaniés ultérieurement n'est pas connu. Ceci est un handicap pour le calcul des taux d'érosion sur la chaîne au Plio-Quaternaire, car ce volume n'est pas négligeable. Par exemple, sur la base des données de l'Office Hydrographique du Pô, le taux d'érosion actuel peut être estimé à environ 0,15–0,17 mm/an dans les Langhe. De même, dans le Plio-Quaternaire de la rive droite du Pô, le taux d'érosion dépasse 1 mm/an (0,9–1,8). Compte tenu des surfaces des bassins miocènes, on peut estimer qu'au taux d'érosion (minimal) de 0,15 mm/an, c'est un volume d'environ 35 000 km³, soit 11% de celui contenu dans tous les bassins, qui a pu, pendant le Pliocène, être prélevé dans les sédiments miocènes. En corrigeant le volume à répartir en conséquence, l'épaisseur de la tranche de roche passe à 0,50–1,03 km. Le taux d'érosion linéaire moyen, calculé sur une durée de 5,5 MA, est donc de 0,09 à 0,19 mm/an, soit, en tenant compte de la hauteur moyenne des vallées, un taux moyen de 0,25 mm/an au Plio-Quaternaire. Ces résultats peuvent être comparés au taux d'érosion moyen actuellement observé aux Etats-Unis soit 0,038 mm/an selon les données du CURTIS et al. (1973; suspensions: 0,024 mm/an) et de LEIFESTE (1974; solutions: 0,014 mm/an).

— Les sédiments pannoniens sont ici globalement attribués au Pliocène, d'après les données d'auteurs hongrois (KÖRÖSSY 1970, STEGENA et al. 1975). Cependant, si l'âge de ces sédiments est en fait miocène (supérieur à 5,5 MA; STEININGER et al. 1979), il faut corriger en baisse le taux d'érosion ci-dessus: l'épaisseur moyenne passe alors à 1,12 km, vallées comprises, et le taux d'érosion à 0,20 mm/an.

— Il n'est pas tenu compte ici de la quantité de matériel emporté en solution par la circulation générale en dehors des bassins recensés ici. Cependant, ce départ a été compensé, en partie au moins, par des apports de matériel exotique. Si on estime toutefois que 25% de matériel a disparu, le volume total (corrigé du remaniement) passe à 340097 km³, et le taux d'érosion moyen global à 0,29 mm/an (0,23 mm/an si tous les sédiments pannoniens sont miocènes).

— Les transferts de matériel par les vents et les organismes vivants ont été négligés.

1.32 *Valeurs moyennes pour le Pliocène et pour le Quaternaire*

S'il est vraisemblable que l'épaisseur moyenne sur les Alpes au début du Pliocène était voisine de 1,2 km et le taux d'érosion au Plio-Quaternaire d'environ 0,2 mm/an, il est plus difficile de déterminer la part revenant à chacune des périodes, car le volume de Quaternaire n'a été estimé que pour la plaine du Pô (AGIP 1957; 40000 km³ environ sur un total de 81000 km³). De plus, une indétermination est dûe au remaniement de terrains pliocènes à l'époque quaternaire.

L'extrapolation à l'Adriatique, à la Méditerranée et à la mer Noire des résultats obtenus pour la plaine du Pô et la considération des taux de sédimentation actuels permet d'estimer grossièrement le volume de sédiments quaternaires. Celui-ci s'élève à environ 157000 km³ (d = 2,7) soit: plaine du Pô: 32000 km³; Méditerranée: 40000 km³; Adriatique dans son ensemble: 50000 km³; mer Noire: 15000 km³; delta du Rhin (Quaternaire) et vallées du Rhin et du Rhône: 20000 km³.

Le volume du matériel pliocène remanié au Quaternaire peut être estimé à 25000 km³. Ceci ramène celui érodé sur les montagnes au Quaternaire à 132000 km³ environ. Les sédiments pliocènes (170000 + 25000 soit 195000 km³) proviennent de l'érosion des montagnes (160000 km³) et du remaniement de sédiments des bassins miocènes (35000 km³; voir plus haut).

Mis à part les indéterminations précédentes, le calcul de l'épaisseur de roche érodée sur la montagne et de la vitesse de l'érosion pendant chacune des périodes se heurte au problème de l'âge du creusement des vallées. Toutes les vallées n'ont pas été creusées au Quaternaire puisque certaines sont fossilisées par du Pliocène (GABERT 1962); il est de plus vraisemblable que certaines grandes vallées existaient au Miocène, et même à l'Oligocène, sur leurs emplacements actuels ou non loin de là. Le tableau 4 donne donc les résultats obtenus pour le Pliocène et pour le Quaternaire dans deux hypothèses extrêmes: vallées creusées pendant le Pliocène ou pendant le Quaternaire (épaisseurs et taux entre parenthèses). Il faut remarquer que l'ensemble des sédiments ne suffit pas à remplir complètement les vallées suivant le modèle H3. La valeur de 0,20 mm/an trouvée pour le Pliocène peut être considérée comme maximale: elle tombe en effet à 0,14 mm/an si l'ensemble du Pannonien est d'âge miocène. Il faut noter aussi que le taux d'érosion quaternaire de 0,41 mm/an sans correction de remaniement (0,34 mm/an après correction) est nettement plus

élevé que celui du Pliocène (presque 2,5 fois si le Pannonien est miocène). Les taux trouvés ici sont donc voisins de ceux observés actuellement dans certaines parties de la chaîne (JÄCKLI 1958).

L'hypothèse d'une surface d'abrasion pliocène disséquée au Quaternaire méritait d'être testée: le tableau 4 donne les résultats des calculs dans le cas de l'érosion maximale (hypothèse H3). Le volume des vallées est donc ici maximalisé (fig. 4a); la forme générale de la montagne est alors proche de celle que certains auteurs supposent exister à la fin du Pliocène: aplanissement sous un climat à tendance biostasique, altitude relativement basse, paliers d'érosion surélevés à la fin du Pliocène et érosion renforcée au Quaternaire. Dans cette hypothèse, les bases du calcul ont été les suivantes: surface d'érosion fini-pliocène à l'altitude actuelle de 2000 m dans les Alpes franco-italiennes, les Apennins, la Riviera, et de 2500 m en Italie du Nord, Tessin et Autriche, soit un volume de vallées (hypothèse H3) de 110884 km^3 pour une surface de 163603 km^2 (hauteur moyenne des vallées: 0,68 km). Le volume de roches restant à répartir après remplissage des vallées quaternaires est donc de 21116 km^3, soit environ 100 m d'épaisseur pour une répartition uniforme sur l'ensemble de la surface disponible (203000 km^2; taux d'érosion, vallées comprises: 0,41 mm/an), et 0,54 km pour une répartition uniforme faite uniquement sur les affleurements dont l'altitude actuelle dépasse celle de la surface d'érosion (soit 39397 km^2). Sur ces bases, nous constatons donc qu'il est possible qu'une surface d'érosion tarde-pliocène ait pu être conservée par endroits dans les Alpes, d'autant plus qu'un exhaussement de 2 km a pu se produire par endroits depuis la fin du Pliocène. Sans voir là des preuves formelles en faveur de l'existence de surface d'érosion vers 2000 à 2500 m d'altitude, il faut noter que cette hypothèse n'est pas infirmée par nos résultats, pour certaines régions au moins (cf. pour le Tessin les travaux de CAMPANA 1979). Cependant, dans chaque cas des analyses détaillées seraient nécessaires pour faire la part de l'érosion pliocène, et même antérieure, dans le creusement des vallées (par exemple: vallée du Rhône en aval de Lyon, Valtelline) et dans l'établissement de surfaces d'aplanissement, particulièrement en Styrie et dans les Alpes Calcaires Septentrionales (problème des Augensteine du Dachstein-Totes Gebirge-Rax). Mais les données précises de base manquent généralement; nous remarquons seulement ici qu'au Plio-Quaternaire l'érosion a dû être plus forte dans les Alpes occidentales et centrales que dans les Alpes orientales, où des sédiments miocènes sont encore conservés localement (Mur, Mürz, Lavanthal, Styrie).

2. Miocène et Oligocène

Les données sur les épaisseurs des *sédiments miocènes* sont moins précises que celles concernant le Plio-Quaternaire. Des estimations ont été cependant possibles grâce en particulier à des documents pétroliers, pour la Méditerranée (au nord du parallèle de Minorque), les plaines du Pô, suisse et bavaroise, et le bassin pannonique (tabl. 5). Le volume total trouvé est d'environ 655000 km^3. Dans le tableau 5, le volume indiqué pour le bassin pannonique est un maximum pour ce qui concerne l'érosion sur les Alpes, les sédiments piégés dans les gouttières de la Drave et de la Save (40000 km^3 environ) ayant certainement en partie une origine méridionale (Yougoslavie). On sait d'autre part qu'une quantité importante de sédiments d'âge

REGION		Volume en Km^3 ; d = 2,7
MEDITERRANEE		436000
SUISSE-BAVIERE		40000
BASSIN PANNONIQUE		92000
PLAINE DU PÔ	OCCIDENTALE	4200
	LOMBARDIE	13500
	FRONT DES APENNINS	30900
	VENETIE	8400
	SUBSTRATUM des APENNINS	30000 ?
TOTAL		655000

Tableau 5: *Volume des sédiments miocènes péri-alpins.*

miocène moyen de Styrie est venue de l'est (KOLLMANN 1965) et qu'au Miocène une bonne partie des débris arrachés aux Alpes du Nord est restée sur place (Molasse d'eau douce) ou a été entraînée vers le sud-ouest (travaux de LINIGER 1966 et HOFMANN 1975). Pour les calculs des épaisseurs et de taux d'érosion dans les Alpes nous considérons, en première approximation et arbitrairement, qu'il y a compensation entre les volumes des sédiments miocènes d'origine exotique des bassins de la Save et de la Drave et ceux des sédiments des bassins miocènes remaniés dans le Pliocène (35000 km^3). Par ailleurs, il est possible que le volume des sédiments de la Méditerranée (436000 km^3) prenne en compte une quantité non négligeable d'Oligocène. Cette erreur par excès, peut cependant être compensée par celle due à l'absence de données précises sur la quantité de sédiments d'origine alpine emportés en Galicie jusqu'à l'Aquitanien. Le calcul de l'épaisseur de la tranche de roche érodée au Miocène doit tenir compte du rétrécissement dû à la tectonique fini-miocène. Pour une réduction de la surface totale de 30%, l'épaisseur enlevée pendant le Miocène était donc de 2,13 km; d'où un taux d'érosion moyen de cette tranche de terrain d'environ 0,12 mm/an; ce taux passerait à 0,14 mm/an si on considérait que la base des sédiments miocènes est d'âge 20,5 MA dans tous les bassins comme elle l'est en Vénétie (SAVELLI & LIPPARINI 1979).

Pour montrer l'influence d'une erreur par défaut commise dans l'estimation du volume de sédiments, il suffit de remarquer que le taux de l'érosion miocène passe à 0,14 mm/an environ (surface réduite de 30%) si les 55000 km^3 de Pannonien (8% du volume total du Miocène) sont rangés dans le Miocène.

Le volume actuel des *sédiments oligocènes* est relativement faible, à moins qu'une grande quantité de ces terrains n'ait été remaniée postérieurement. Si le volume total était de 60000 km^3, la tranche de roche enlevée à l'Oligocène était d'environ 220 m (surface équivalente à celle du Miocène) et le taux d'érosion très faible (0,016 mm/an pour une durée de 15 MA).

3. Epaisseur de roche sur les Alpes au début du Miocène

Les volumes de sédiments détritiques indiqués plus haut nous paraissent dans l'ensemble corrects à environ 15% près, la cause d'erreur la plus importante (par excès) pouvant être la prise en compte de sédiments antérieurs au Néogène en Méditerranée. Les épaisseurs et les taux d'érosion qui en sont déduits concernent l'ensemble des Alpes et sont donc des valeurs moyennes; la précision affichée[2]) sur ces quantités est illusoire, en particulier celle concernant les valeurs calculées par différence. Il est de plus évident que ces moyennes n'ont qu'une valeur locale relative: les épaisseurs n'étaient pas partout les mêmes, les roches n'avaient pas toutes une densité de 2,7 et le taux d'érosion a certainement changé au cours d'une même période. Ainsi, ce taux était certainement plus élevé au Miocène dans les régions où affleurait du flysch. Il est cependant possible d'estimer grossièrement le volume de roche arraché aux couvertures externes des Alpes françaises et suisses et aux unités sud-alpines. L'épaisseur moyenne de la tranche de roche dans le reste des zones alpines (zones qualifiées plus loin d'intermédiaires) peut donc être évaluée par différence; mais le calcul ne peut être fait séparément pour le Miocène et pour le Plio-Quaternaire, la distinction entre les érosions tertiaire et plio-quaternaire dans les zones externes et méridionales n'étant pas réalisable avec suffisamment de précision.

Le tableau 6 donne les résultats obtenus dans l'hypothèse où la surface initiale a été réduite de 30% à la fin du Miocène et d'environ 5,5% à la fin du Pliocène. Pour construire ce tableau, il a été admis qu'il manque une tranche de roche de 1,5 km d'épaisseur ($d = 2{,}7$) sur la zone apennine définie plus haut (22000 km^2). On remarquera que les massifs cristallins externes ont été placés ici dans les zones intermédiaires; certains d'entre eux ayant été dénudés tectoniquement, une erreur par défaut (de quelques pourcents seulement car la surface concernée est relativement petite) affecte donc l'épaisseur trouvée pour les zones penniques.

D'autre part, il n'a pas été tenu compte ici du remaniement de terrains oligocènes situés dès le Miocène en dehors de la chaîne; les épaisseurs indiquées sont de ce fait entachées d'une erreur par excès. Enfin, pour tenir compte d'une sous-évaluation possible du volume de détritique, les résultats sont donnés aussi pour un volume disponible égal à 125% du volume trouvé (valeurs placées entre parenthèses). L'épaisseur moyenne sur la chaîne au début du Miocène était d'environ 2,75 km, mais elle passe à 4,84 km si le volume «réellement» manquant sur les zones externes et sud-alpines est comptabilisé.

---

[2]) Les résultats donnés par le calculateur sont reproduits tels quels dans tous les tableaux de cet article.

	A Volume disponible	B Volume des vallées	V=A-B	C Surface pliocène	S Surface initiale	E=V/S
Toutes zones	982078 (1 227 597)	137348	844730 (1 090 249)	215000	307143	2.75 (3.55)
Zones intermédiaires	980278 (1 227 597) -155847	70619	755612 (1 001 131)	215000 -105742	156084	4.84 (6.41)
Zones intermédiaires sauf Tessin et Tauern	980278 (1 227 597) - (155847 +184483)	70619 -8846	579975 (825494)	215000 -117465	139336	4.16 (5.92)

Tableau 6: *Volumes (km³) des sédiments et des vallées, surfaces concernées (km²) et épaisseur de roche (E en km) sur les Alpes, au début du Miocène. Les valeurs placées entre parenthèses correspondent à (ou sont) des volumes équivalents à 125% des volumes estimés.*

L'hypothèse admettant la présence d'une tranche de roche de 15 km d'épaisseur moyenne sur la zone tessinoise et sur les Tauern a été envisagée. Dans ce cas, l'épaisseur sur le reste de la zone intermédiaire alpine était de 4,16 km (au début du Miocène), si la surface des zones tessinoise et des Tauern a été réduite de 10% à la fin du Miocène (3,75 km si cette réduction a été de 30%). Cette épaisseur (essentiellement sur les Alpes occidentales) est donc relativement faible. Même si l'on considère qu'une erreur par défaut de 25% a été commise dans l'estimation des volumes elle ne dépasse pas 6 km; ceci paraît difficilement compatible avec certaines hypothèses reposant sur l'étude d'équilibres chimiques (GUILLAUME 1979). D'autres types de répartition peuvent évidemment être envisagés (les tableaux 1 et 2 permettent de le faire), mais il reste toujours des secteurs où les épaisseurs trouvées sont plus faibles qu'attendu. Faut-il déduire de cela que les volumes estimés ici sont vraiment trop faibles ou/et que certaines hypothèses de base sur l'évolution des systèmes minéralogiques et sur le flux thermique méritent d'être revues? Quoiqu'il en soit, il faut souligner que nos résultats, obtenus par une méthode indépendante de celles utilisées habituellement (géophysique, pétrologie) n'infirment pas l'hypothèse classique sur la constitution ancienne de la zone tessinoise (doublement de l'épaisseur de croûte, sans admettre forcément l'hypothèse du cylindrisme). Il faut également remarquer que le domaine intéressé est relativement petit (Tessin et Tauern ne représentent que 6% environ de la surface totale); ceci pose quelques problèmes sur la genèse des structures dans un secteur relativement ponctuel et sur les conditions sans doute exceptionnelles de température et de pression qui ont pu règner là au Tertiaire.

4. Morphologie actuelle, grands accidents, structures récentes

Il faut souligner d'abord que la présence de 3 à 5 km en moyenne de roches sur les Alpes au début du Miocène n'implique évidemment pas que l'altitude d'alors

était l'altitude actuelle augmentée de cette épaisseur. Les reconstitutions morphotectoniques doivent en effet être tentées en tenant compte du fait que la morphogénèse s'effectuait dans un cadre structural mobile horizontalement et verticalement. En particulier, l'évolution du réseau hydrographique a certainement été, en partie au moins, contrôlée par les grandes failles. Inversement, certaines grandes vallées ou surfaces d'érosion ont pu conditionner l'évolution structurale locale. La présence d'une épaisseur relativement faible de roches sur la chaîne au début du Pliocène autorise par ailleurs des reconstitutions locales de l'évolution tectonique récente, en tenant compte de l'expression morphologique des terrains.

Un des accidents qui ont joué un rôle majeur pendant l'évolution récente des Alpes est la ligne tonalitique. La moyenne vallée de l'Adda (Valtelline) coïncide avec son parcours est-ouest (ligne Tonale-Centovalli) et de nombreux auteurs se sont intéressés à l'âge de cette vallée (en particulier STAUB 1934 et GABERT 1962). Il n'est pas douteux qu'elle est ancienne et que son histoire est associée à celle de la ligne du Tonale. Un jeu de cet accident en faille à composante verticale importante, s'est produit à l'Oligocène. Ce phénomène, lié à l'enfoncement de la plaine du Pô a déclanché de fortes érosions dans les Alpes centrales alors en surrection rapide (conglomérats et molasses du Chattien de Côme). La vallée existait donc probablement dès l'Oligocène terminal, sans qu'il soit possible d'indiquer avec certitude un sens d'écoulement.

La présence de galets de granite de type Bergell dans le Chattien de Côme n'est pas un argument décisif en faveur de l'hypothèse, néanmoins probable, d'un drainage est-ouest. Il faut tenir compte en effet d'un éventuel jeu dextre de l'accident du Tonale, et/ou de l'existence possible, à l'ouest du Bergell actuel, de sources de matériel analogue (WENK 1973).

L'ancienne Valtelline s'étendait vers l'est probablement bien au delà de Sondrio, la morphologie actuelle résultant en grande partie de la déformation du «plan» de faille de la ligne du Tonale entre Vezza et le secteur de Cles, essentiellement dûe à la phase judicarienne (pliocène de SEMENZA 1974). Au point de vue des structures crustales, il faut rappeler que l'accident du Tonale affecte le Moho; il coupe les lignes judicarienne et de la Pusteria et rejoint plus au nord-est l'accident péripienninien (GUILLAUME 1978, BERANECK 1979). La vallée oligo-miocène pouvait donc se poursuivre assez loin vers l'est.

L'expression morphologique de l'extrémité nord-ouest du panneau atesin, entre Merano et Vipiteno, et la présence d'une anomalie de gravité négative étroite (d'origine relativement superficielle et pas seulement dûe au granite de Brixen) suggèrent d'ailleurs que, dans ce secteur, le sud-alpin chevauche l'austro-alpin vers le nord-ouest, par l'intermédiaire de roches relativement légères (Mésozoïque et/ou Tertiaire?). Ce chevauchement résulterait d'une déformation récente de la ligne du Tonale. Cette structure rappelle d'ailleurs morphologiquement (photographies prises par satellites; BEICIP 1978) celle située plus au nord-ouest, Ötztal/Silvretta (au nord de la fenêtre de l'Engadine), qui serait dûe à une déformation tardive (TRÜMPY 1972). Du côté tessinois de l'accident de Tonale, l'interruption de la Valtelline au niveau de Locarno-Santa Maria Maggiore peut résulter de l'obturation de la vallée (ou de celle d'un affluent) par des déversements post-oligocènes (tectonique tarde-miocène et plio-quaternaire), l'ensemble paraissant d'ailleurs cisaillé à l'occasion de rejeux récents de l'accident du Tonale.

Si la Valtelline de l'Oligocène terminal se terminait dans la région de Côme en un vaste delta, elle devait être limitée à l'ouest par la ligne de crête des montagnes qui se trouvaient alors sur l'emplacement actuel de l'ensemble Grand-Saint-Bernard-Mont-Rose; à la même époque, d'autres cours d'eau, dont un ancien «Rhône», alimentaient en effet les cônes de type Pèlerin, Rigi, Speer, à l'extérieur des Alpes.

Les faciès et la disposition des formations de l'Oligocène supérieur péri-alpin suggèrent que la phase tectonique qui a affecté les Alpes à cette époque a été accompagnée et suivie d'une érosion intense affectant des reliefs escarpés, surtout du côté de la plaine du Pô.

L'alimentation du Chattien-Helvetien des collines de Turin en galets de socle actuellement externe (Pelvoux; ROLSHOVEN 1976) a pu se faire à partir de gradins d'origine tectonique. Si certains galets proviennent bien du Pelvoux, ceci ne signifie pas forcément que la ligne de crête se trouvait alors plus à l'ouest qu'actuellement, la tectonique tarde-miocène ayant bousculé le dispositif structural antérieur. A la limite, on peut penser que les roches du Pelvoux ont été intéressées par les rétrocharriages des phases tertiaires et se trouvaient donc à l'Oligocène terminal plus proches qu'actuellement des collines de Turin (lesquelles sont probablement charriées vers le nord-est, d'après les données géophysiques).

La disposition rayonnante du réseau hydrographique autour du Cervin est unique dans les Alpes, comme le montrent bien les photographies prises par satellites artificiels (BEICIP 1978). Indépendante des grandes unités structurales du Saint-Bernard-Mont-Rose-Dent-Blanche, elle est tranchée par le moyen Val d'Aoste entre Sarre et Saint-Vincent (faille du Val d'Aoste; ARGAND 1909). Il est de plus remarquable que du côté de la plaine du Pô ce réseau soit bousculé dans le secteur intéressé par les unités Sesia. Ce bombement d'une trentaine de kilomètres de rayon est associé à une anomalie de gravité positive (GUILLAUME & GUILLAUME 1980, fig. 2). L'anomalie est voisine d'une remontée locale du Moho, situé là vers 25 km de profondeur (LABROUSTE et al. 1968); il existe donc probablement une relation de cause à effet entre le bombement régional et la sous-compensation isostatique de ce secteur, et la faille d'Aoste a dû naître ou rejouer à cette occasion, permettant ainsi une déviation de la Doire. De plus, le corps d'Ivrée est affecté, sur cette transversale, par une discontinuité sensiblement axée sur la vallée du Rhône en aval de Martigny.

L'ensemble des auteurs s'accordant à reconnaître la relative jeunesse de la ligne Rhin-Rhône, il serait donc intéressant de tenir compte de toutes ces données pour reconstituer l'évolution récente du système Grand-Saint-Bernard-Mont-Rose dans ses relations avec la zone simplo-tessinoise et l'accident du Tonale.

5. Considérations générales

Le volume de croûte (d = 2,84; épaisseur = 30 km) correspondant à celui du détritique recensé ici peut être évalué. Rapporté à la longueur des Alpes, le volume de Miocène est celui d'une bande de terrain d'environ 24 km de large; celui du Plio-Quaternaire correspond à une bande de 12 km de large. Si le volume des racines alpines et des masses topographiques est pris en compte, le volume total (racines + topographie + détritique) s'établit (sud-alpin exclu) à $2{,}36 \times 10^6$ km^3 (d = 2,84). Pour une longueur de chaîne de 900 km et une épaisseur crustale de 30 km, la largeur correspondante est donc 87 km environ. La largeur moyenne de la

chaîne actuelle étant de 150 km, la largeur initiale était donc d'environ 237 km, pour une épaisseur uniforme de 30 km. La disparition de la bande de 87 km de large correspondrait donc à une contraction transversale d'environ 37%. Bien sûr, la croûte initiale de la zone alpine n'était pas uniformément de type continental. Mais les roches d'origine océanique (croûte, manteau, sédiments constituant les schistes lustrés) ne devaient pas former une part importante du volume total: quelques dizaines de milliers de km^3, si l'on se réfère à l'extension actuelle du cortège des schistes lustrés. Toutefois, si les corps d'Ivrée et de Vérone (au sens géophysique) sont rangés dans cet ensemble océanique, le taux de contraction latérale est plus élevé.

Si les corps d'Ivrée-Vérone (volume d'environ 400000 km^3) ont constitué une croûte de 12 km d'épaisseur, la largeur moyenne du domaine équivalent devait être d'environ 37 km (longueur: 900 km). D'où une largeur moyenne totale initiale de 274 km et une contraction latérale d'environ 45%.

Dans le cadre de cette hypothèse, il est possible de calculer le volume des sédiments (essentiellement du flysch) qui ont pu se déposer dans cette zone (certainement complexe) au Crétacé supérieur. Pour un taux de sédimentation (minimal à notre avis) de 0,2 mm/an après compaction (taux actuel en mer Noire), le volume déposé là en 20 MA était d'environ 67000 km^3, si on suppose que la surface avait déjà été réduite de moitié par la tectonique crétacée. Ce volume est à rapprocher de celui des flyschs crétacés, qui est actuellement compris entre 10000 et 15000 km^3.

Nos résultats permettent également d'estimer le temps nécessaire pour réaliser la contraction, en fixant la vitesse d'après les données de la tectonique des plaques. A la vitesse de 2 à 5 cm/an, il a suffit de 4,3 à 1,7 MA pour absorber la bande de croûte continentale (6,2 à 2,5 MA en tenant compte des 37 km de lithosphère océanique éventuelle). Ces valeurs ne sont pas aberrantes au point de vue énergétique si on se place dans le cadre des bilans dressés par GOGUEL (1967). L'énergie potentielle du relief alpin actuel (Alpes européennes) et des racines compensatrices est d'environ $2{,}7 \times 10^{22}$ joules. En admettant que le travail nécessaire aux déformations a été du même ordre de grandeur que celui fourni contre la pesanteur, le travail total équivaut à environ $1{,}3 \times 10^{22}$ calories, alors que le flux géothermique moyen (supposé de $1{,}3 \times 10^{-6}$ cal/cm^{2}sec) a fourni, dans la seule zone alpine, environ $1{,}6 \times 10^{30}$ calories en 1,7 MA. A la limite, l'ensemble du relief et des racines pourrait donc être né très récemment (Mio-Pliocène), en quelques millions d'années.

Remarquons que le taux de contraction latérale trouvé (37%) est une valeur moyenne, et qu'il y aurait lieu, pour des calculs plus élaborés, de séparer Alpes austro-suisses et Alpes occidentales. On peut d'autre part supposer qu'un relief, et donc des racines, existaient au Crétacé, en particulier dans les Alpes centro-orientales. La gravimétrie nous montre d'ailleurs là un Moho dont la forme peut refléter celle du Moho crétacé (GUILLAUME 1974); de plus, il a bien fallu que les bassins des flyschs soient alimentés à cette époque. L'évolution particulière des Alpes centrales doit être notée. La disparition possible, depuis le Miocène, d'une quinzaine de kilomètres de croûte dans la zone tessinoise implique une évolution particulière du manteau; les structures mantelliques sont d'ailleurs différentes sous les Alpes centrales de ce qu'elles sont sous les Alpes orientales (PANZA & MUELLER 1978, profils II et III). Dans les Alpes centrales, la contraction crétacée semble s'être effectuée avec enfouissement de la croûte à une profondeur relativement grande et avoir été suivie d'une remontée relativement tardive et rapide, à une période où le climat facilitait l'érosion (Miocène terminal et Plio-Quaternaire).

Pour les Alpes occidentales, le volume de l'ensemble (relief + racines + roches érodées) est d'environ 413000 km³. Ceci correspond à une bande de croûte continentale d'environ 51 km de large (épaisseur: 30 km), qui, à la vitesse de 2 cm/an, a pu disparaître en moins de 3 MA, donc pendant un court «instant» des temps miocènes.

Soulignons que les résultats obtenus ici pour la contraction latérale reposent sur le choix, arbitraire, d'une épaisseur moyenne (30 km) de croûte. Mais l'épaisseur n'était certainement pas partout la même, la valeur 30 km ne correspond de plus pas forcément à la réalité. Dans l'hypothèse d'une croûte continentale de 20 km d'épaisseur, la largeur moyenne du domaine disparu passe à 194 km (131 + 63) et le taux de contraction à 56%. La combinaison des résultats obtenus ici avec ceux déduits de l'analyse stratigraphique devrait donc permettre de mieux cerner la réalité sur l'évolution de la chaîne.

Pour conclure notons que les résultats donnés dans ce travail ne sont évidemment que des ordres de grandeur et n'ont pas d'autre prétention que d'apporter, par une approche bien différente de celle des méthodes habituelles, une contribution au problème de l'espace en tectonique et de placer quelques jalons en vue de reconstitutions géodynamiques objectives.

Remerciements

Nous remercions ceux qui nous ont permis d'obtenir les données nécessaires à cette étude, en particulier Messieurs G. Amberger, H. Badoux, F. Doebl, F. Hofmann, P. Kohler, K. Lemcke, E. Lanterno, H. Liniger, B. Molnar, O. Nelson, M. Pieri, J.P. Portmann, K. Stauffer, l'Office Fédéral de l'Economie Hydraulique (Berne), la Internationale Rheinregulierung (Bregenz), le Landesamt für Wasserwirtschaft (Munich), le Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft (Vienne), l'Ecole Polytechnique de Turin et l'Ecole des Eaux et Forêts (Paris).

Notre gratitude va également à Messieurs J. Goguel, J.P. Schaer et R. Trümpy pour leurs conseils et la lecture critique de notre manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

AGIP (1957): *I Giacimento gassiferi dell'Europa.* Atti del Convegno di Milano (2 vol.) - Accad. Lincei, Rome.

ANHERT, F. (1970): *Functional relationship between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins.* - Amer. J. Sci. (Arts) *268,* 243-263.

ARGAND, E. (1909): *Une vallée tectonique, la Doire Baltée en aval d'Aoste.* - Rev. geogr. Ann. III, 381-391.

AUBERT, D. (1975): *L'évolution du relief jurassien.* - Eclogae geol. Helv. *68/*1, 1-64.

BEICIP (1978): *La chaîne des Alpes vue de satellite. Photomosaïque.* - Imprim. moderne, Nantes.

BERANEK, B. (1979): *Results of deep seismic sounding measurements in Czechoslovakia and their contribution to solution of deep contact of alpine system with european platform.* - Czech. Geol. Glob. Tect. (Bratislava), p. 245-255.

CAMPANA, B. (1979): *Tectonique et morphogenèse du Tessin méridional: relations et développement.* - Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *45/*109, 57-82.

CANALI, L. (1964): *Transport de matériel en solution et en suspension du Pô.* - Bull. Assoc. int. hydrol. Sci. *11/*1, 17-26.

CANALI, L., & ALLODI, G. (1963): *Contributo di studia sul transporto solido in sospensione dei corsi d'acqua padani e sulla degradazione del suolo nel bacino del Po.* - Min. Lav. Publ., Serv. idrog., Mem. e Studi idrog. *2/*II, 165-205.

CURTIS, W.F., CULBERTSON, J.K., & CHASE, E.G. (1973): *Fluvial-Sediments Discharge to the Oceans from the Conterminous United States.* - Circ. U.S. geol. Surv. *670.*

GABERT, P. (1962): *Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts.* - Louis Jean, Gap.

GOGUEL, J. (1967): *La contraction thermique peut-elle expliquer les déformations tectoniques?* - Symp. Flux de Chaleur, Zurich, Bull. volcanol. *33*/1 (1963), 89-100.

GUILLAUME, A. (1974): *Nouvelles mesures de pesanteur dans les Alpes centro-occidentales. Conséquences géologiques.* - C.R. Acad. Sci. (Paris) *278*, 2593-2595.

— (1978): *La ligne du Tonale (Alpes centrales et orientales): sens du décrochement et prolongements.* - Tectonophysics *48*, T7-T14.

— (1979): *Tectonophysics of the western Alps.* - Eclogae geol. Helv. *73*/2, 425-436.

GUILLAUME, A., & GUILLAUME, S. (1979): *Nouvelles cartes des anomalies de la pesanteur dans les Alpes occidentales.* - C.R. Acad. Sci. (Paris) *230*/D, 163-166.

— (1980): *L'érosion au Plio-Quaternaire dans les Alpes. Bilan quantitatif.* - Eclogae geol. Helv. *73*/1, 326-329.

HOFMANN, F. (1974): *Geologische Geschichte des Bodenseegebietes.* - Schriftenr. VG Bodensee *92*, 251-273.

IFP-CNEXO (1974): *Carte géologique des bassins méditerranéens.*

JÄCKLI, H. (1958): *Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation.* - Eclogae geol. Helv. *51*/2, 354-365.

KOLLMANN, K. (1965): *Jungtertiär im Steirischen Becken.* - Mitt. Ges. Geol.- u. Bergbaustud. Wien *57*, 479-632.

KÖRÖSSY, L. (1970): *Entwicklungsgeschichte der neogenen Becken in Ungarn.* - Acta geol. Acad. Sci. hung. *14*, 421-423.

LABROUSTE, Y., BALTENBERGER, P., PERRIER, G., & RECQ, M. (1968): *Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans le Sud-Est de la France.* - C.R. Acad. Sci. (Paris) *266*/D, 663-665.

LEIFESTE, D.K. (1974): *Dissolved-Solids Discharge to the Oceans from the Conterminous United States.* - Circ. U.S. geol. Surv. *685.*

LETOUZEY, J., GONNARD, R., & MONTADERT, L. (1978): *Black sea: geological setting and recent deposit distribution from seismic data.* - Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. *42*/2, 1077-1081.

LINIGER, H. (1966): *Das Plio-Altpleistozäne Flussnetz der Nordschweiz.* - Regio basil. *7*/2, 158-177.

MOLNAR, B. (1970): *Pliocene and Pleistocene lithofacies of the great Hungarian plain.* - Acta geol. Acad. Sci. hung. *14*, 445-457.

PANZA, G.F., & MUELLER, ST. (1978): *The plate boundary between Eurasia and Africa in the alpine area.* - Mem. Sci. geol. (Padova) *33*, 43-50.

PARDE, M. (1964): *Quelques faits danubiens importants.* - La Houille Blanche *2*, 120-131.

ROLSHOVEN, M. (1976): *Jungtertiäre Talentwicklung in den hohen Einzugsgebieten von Durance, Dora Ripaira and Chisone.* - Diss. Univ. Augsburg.

SAVELLI, C., & LIPPARINI, E. (1979): *Eta K/Ar di basalti del Vicentino e la scala dei tempi del Paleogene.* - Boll. Soc. geol. ital. *98*, 375-385.

SCHAER, J.P. (1979): *Mouvements verticaux, érosion dans les Alpes, aujourd'hui et au cours du Miocène.* - Eclogae geol. Helv. *72*/1, 263-270.

SEMENZA, A. (1974): *La fase judicariense, nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area alpino dinarica.* - Mem. Soc. geol. ital. *13*/2, 187-226.

STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie.* - Denkschr. schweiz. natf. Ges. *69*/1.

STEGENA, L., GECZY, G., & HORVATH, F. (1975): *Late cenozoic evolution of the Pannonian Basin.* - Tectonophysics *26*, 71-90.

STEININGER, F.F., & RÖGL, F. (1979): *The paratethys history.* - Ann. géol. Pays hellén. t. H.S., III, 1153-1165.

TRÜMPY, R. (1977): *The Engadine line: a sinistral wrench fault in the central Alps.* - Mem. geol. Soc. China *2*, 1-12.

VAN ANDEL, TJ. (1956): *Sediments of the Rhone delta.* - Verh. k. nederl. geol. mijnbouwkd. Genoot. *45*/109, 57-82.

WENK, H.R. (1973): *The structure of the Bergell Alps.* - Eclogae geol. Helv. *66*, 255-291.