



COMMUNAUTÉS EUROPÉENNES DE L'ÉNERGIE ATOMIQUE
COMMISSION DES COMMUNAUTÉS EUROPÉENNES
Direction Générale de la Science, de la Recherche et du Développement
200, rue de la Loi - B 1049 - BRUXELLES (Belgique)

non public

contrat n° FI 1 WT-0048-F (CD)

**géoprospective
développement de la modélisation**

**évaluation des vitesses d'altération et d'érosion
dans divers contextes**

H. Afzali
Département Géologie

mai 1989
89 SGN 431 STO

BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Département Stockages
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - France - Tél.: (33) 38.64.34.34

RESUME

Il existe en permanence une érosion des sols ou des roches produisant des matériaux qui sont transportés par l'écoulement d'eau. L'érosion dont le principal agent est l'écoulement des fluides, est plus ou moins active selon l'agressivité du climat, la vigueur du relief, la lithologie des roches affleurantes, l'activité tectonique régionale et biogéographiques (couvert végétal, action de l'homme).

L'altération chimique des roches évacue en solution un certain nombre d'éléments et laisse sur place des matériaux ameublés qui peuvent être évacués par érosion mécanique dans l'eau. L'étude des transports solides des rivières permet de remonter l'érosion mécanique et celles des transports dissous, moyennant certaines corrections, à l'érosion chimique. Au niveau mondial, l'érosion chimique est estimée à 24 t/km²/an et l'érosion mécanique à 150-200 t/km²/an ce qui fait un taux de dénudation moyen de **5 à 8 cm en 1000 ans** (M.D. LOYE-PILOT, 1981). Il est évident que le rapport transport dissous - transport solide varie énormément en fonction des rapports érosion chimique - érosion mécanique. Il est difficile selon le même auteur, de remonter des chiffres d'érosion chimiques exprimés en t/km²/an aux vitesses de descente des profils d'altération. Les différentes méthodes donnent des vitesses de l'ordre de cm pour 1000 ans. Les chiffres les plus faibles obtenus pour la progression du front d'altération sur les **roches cristallines sont de 0,3 à 3 cm pour 1000 ans en zone tempérée et de 4 à 7 cm pour 1000 ans en zone tropicale** (M.D. LOYE-PILOT, 1981).

En règle générale, les vitesses d'érosion, se répartissent entre deux ensembles de valeurs associées à des morphologies de plaines et de collines d'une part de montagnes d'autre part. Sous tous les climats autres que péri-glaciaires, ces deux ensembles sont respectivement centrés selon les données bibliographiques de P. LAVILLE et J.P. LAJOINIE (1983) sur les valeurs

médianes de 50 mm à 500 mm pour 1000 ans pour les roches indurées et pour les domaines pleines-collines et montagnes, alors que pour les roches meubles ou climats périglaciaires, il convient de multiplier ces valeurs par un **facteurs de 10.**

L'érosion est généralement donnée en $m^3/km^2/an$. Cette unité équivaut exactement à une "ablation" de 0,001 mm/an ou 1 mm/1000 ans ou 1 m/1 000 000 années.

SOMMAIRE

Page

RESUME

1 - GENERALITE	1
2 - ALTERATION - EROSION - TRANSPORT	3
2.1 - Transport par les rivières	5
2.2 - Variations de Td et Ts avec le relief et le climat	6
2.3 - Variations de Ts et Td avec la lithologie	7
2.4 - Ordre de grandeur de variation des transports dissous et solides	8
2.4.1 - Transport mécanique	9
2.4.2 - Transports de fond	9
3 - EROSION DES ROCHES CALCAIRES ET CILICEUSES	15
4 - LA VITESSE MOYENNE D'EROSION SELON LES FACTEURS CLIMATIQUES	19
5 - VITESSE ET LES RYTHMES DE L'EROSION MEDITERRANEENNE	22
6 - QUELQUES DONNEES DE L'EROSION A TRAVERS LE MONDE	23
7 - LA VITESSE D'EROSION GLACIAIRE	25
8 - CONCLUSION	26

BIBLIOGRAPHIE

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Figure 1 - Variations du transport solide spécifique T_s et du transport dissous spécifique T_d dans le Rhône au cours de l'année.

Figure 2 - Influence de la lithologie sur les variations du transport ionique T_{di} en fonction du débit spécifique.

Figure 3 - Erosion mécanique et dissolution.

Figure 4 - Distribution de l'érosion pour différents bassins versants.

Figure 5 - Type de paysages

Tableau 1 - Les valeurs des transports à l'océan

Tableau 2 - Rapports T_s/T_d , transports et hauteurs enlevées en mm/1000 ans selon les reliefs et les climats.

Tableau 3 - Ordre de grandeur de variation des T_d et T_s .

Tableau 4 - Exportation de matière en suspension des grandes rivières du monde et équivalent en hauteur enlevés en mm/1000 ans.

Tableau 5 - Conditions climatiques, hydrologiques et ses conséquences sur les érosions chimiques.

Tableau 6 - Le bilan moyen de l'érosion en $m^3/km^2/an$ pour le calcaire et gneiss-granite selon la morphologie du terrain.

Tableau 7 - Vitesse moyenne d'érosion pour chaque catégorie du climat. Il s'agit de l'érosion emmenant les produits jusqu'à la mer et non de déplacements locaux.

Tableau 8 - L'érosion totale en montagne et dans la plaine en millions de m^3 .

Tableau 9 - Erosion moyenne par la méthode des grands bassins.

Tableau 10 - Erosion à travers des données dans le monde.

Tableau 11 - Récapitulation des données sur les vitesses d'érosion dans un certain nombre de bassins versants.

1 - GENERALITE

Les vitesses d'érosion de quelques dixièmes ou centièmes de millimètres par an sont rarement étudiables sauf dans de cas très particuliers et à partir de points de repères permettant de suivre la dégradation du rocher ou du sol. Une méthode déjà ancienne consiste à étudier la quantité de matière amenée chaque année aux mers et aux océans par les fleuves et à répartir par le calcul cette masse sur l'ensemble du ou des bassins versants pour en déduire une valeur moyenne de l'érosion ou "ablation à l'ha ou au km² en supposant que la couche enlevée soit uniforme.

L'analyse des facteurs intervenant dans l'érosion des bassins versants à conduit divers auteurs à proposer des équations faisant intervenir divers paramètres comme la pluie, la nature du sol (ou des roches), la pente, la végétation... etc. Parmi les plus connues, on peut citer celle de FOURNIER et celle de WISCHMEIR et SMITH.

$$E = R . K . LS . C . P .$$

ou

E : est l'érosion spécifique par unité de surface,

R : indice d'agressivité climatique,

K : Indice d'érodibilité des sols,

LS : facteurs topographiques (longueur du bassin versant, pente)

C : facteur du couvert végétal

P : facteur des pratiques anti-érosives ou des ouvrages protecteurs.

Ces équations permettent d'aborder les problèmes d'érosion à une grande échelle spatiale, mais il est nécessaire de réaliser un travail important pour déterminer les coefficients de l'équation avec une précision satisfaisante (B. BELLESORT, 1982). Selon M. ALQUIER (1982), un tel modèle, même modifié, ne peut rendre compte de la production que de façon moyenne et ce d'autant plus que l'altération chimique peut faire changer l'état d'érodibilité d'un sol et que cette altération est, elle-même fonction de la hauteur de pluie et de l'hydrologie sur le bassin versant.

L'altération chimique des roches, mis à part le fait qu'elle prépare l'érosion mécanique du sol, évacue par elle-même une certaine quantité de matériaux. Il semble que cette approche au niveau du bassin versant puisse donner des résultats intéressants (LOYE-PILLOT, 1981). Par contre l'analyse de l'origine des sédiments retrouvés dans le lit de la rivière ne permet d'obtenir que des informations partielles et qualitatives qui, si elles peuvent être utiles à l'interprétation d'autres modèles, ne peuvent en fait donner que peu de résultats quantitatifs, hormis certains cas particuliers où l'on peut conclure, lorsqu'il n'y a pas de façon claire, approvisionnement en matériaux d'une certaine classe (M. ALQUIER, 1982).

2 - ALTERATION - EROSION - TRANSPORT

L'altération chimique des roches évacue en solution un certain nombre d'éléments et laisse sur place des matériaux ameublés (altérites) qui peuvent être évacués par érosion mécanique.

Les transports dissous (T_d) à l'océan sont de $4,5 \cdot 10^9$ t.an dont la moitié c'est-à-dire $2,3 \cdot 10^9$ t.an revient à l'érosion chimique. Les transports solides (T_s) sont de $15,5 \cdot 10^9$ t.an. Au niveau mondial, l'érosion chimique est estimée à 24 t.km^2 .an et l'érosion mécanique est de 150 à 200 t.km^2 .an, ce qui fait un taux de dénudation moyen de **5 à 8 cm en 1000 ans** (M.D. LOYE-PILLOT, 1981). Le rapport transport dissous, transport solide varie en fonction des rapports érosions chimiques, érosions mécaniques. Par ailleurs, LOYE-PILLOT, indique des relations entre les érosions et les reliefs avec les valeurs extrêmes suivantes :

- zone montagneuse à précipitations importantes :
transport total : $250-2000 \text{ t.km}^2$.an, avec $T_s/T_d = 2-10$
- relief bas climat tropical :
transport total : $4-30 \text{ t/km}^2$ /an avec $T_s/T_d = 0,1 - 1$.

Enfin les vitesses de descente des profils d'altération varient avec des roches **crystallines de 0,3 à 3 cm pour 1000 ans en zone tempérée et 4 à 7 cm pour 1000 ans en zone tropicale.**

L'importance et les vitesses relatives d'altération chimique et de l'érosion mécanique dépend évidemment des facteurs lithologiques, climatiques (pluviométrie, gel, température, etc.), de la topographie et de la biogéographie du terrain (couverture végétal, action de l'homme).

Les vitesses d'altération calculées par les exportations rapportées aux roches altérées et pour un stade d'altération défini, consistent à rapporter les exportations d'éléments chimiques par les eaux à la différence de composition entre roche saine et roche altérée.

LENEUF (1959), estime de **50 000 à 120 000 ans** le temps nécessaire à la ferrallitisation complète de **1 m de granite calco-alcalin** (élimination complète de la silice et des cations alcalins et alcalino ferreux) en milieu tropical. Les vitesses correspondantes sont de **0,8 à 2 cm/1 000 ans**.

TARDY (1969), donne pour différentes roches sous différents climats, les vitesses d'altération pour transformation soit en Kaolinite, soit en gibbsite. Il détermine le taux de silice combinée qui doit-être éliminée par m^3 de roche et connaissant le taux d'élimination de la silice dans les eaux. Il calcule les vitesses d'altération qui vont de **0,4 à 2,5 cm en 1000 ans**.

GAC et PINTA (1973), utilisent la même méthode que TARDY et évaluent la vitesse de transformation de granite en kaolinite dans la région tchadienne à **1 cm en 1000 ans**.

Selon les **méthodes de simulation**, de nombreux auteurs, ont proposé à partir des données thermodynamiques des modèles des réactions de dissolution des minéraux au cours de phénomènes d'altération. En reliant les bilans de dissolution obtenus par calcul de drainage par unité de surface, on obtient la quantité de roche altérée par unité de surface et par année. Connaissant la densité de la roche de départ, on peut calculer la vitesse de progression de l'altération.

FRITZ et TARDY (1973), considèrent différents points d'aboutissement de l'altération caractérisés par la disparition complète d'un minéral. Pour un granite soumis à une percolation annuelle de 1 m d'eau, ils calculent la vitesse theorique de migration du front de dissolution du quartz à **0,5 cm en 1000 ans**, de transformation totale d'un horizon kaolinique en horizon gibbsitique de **0,35 cm en 1000 ans**, et pour une roche basique transformée totalement en gibbsite, le front de migration de l'horizon gibbsitique est de **0,5 cm en 1000 ans**.

BOURRIE (1978), applique les modèles de simulation au milieu naturel (Margeride et Vosges) et en partant de la composition des roches-mères, des eaux de source et de la valeur de drainage, il obtient dans les Vosges selon le type de sol, les vitesses d'approfondissement des profils sur granite de **0,3 à 3 cm pour 1000 ans**.

Les vitesses d'altération chimique calculées par les méthodes du déséquilibre radio-actif uranium-thorium, donnent des valeurs variables de 3 mm à 7 cm pour 1000 ans (LOYE-PILOT, 1981). Selon le même auteur, si on cherche à évaluer le rôle de l'altération chimique comme pourvoyeur de matériaux meubles, c'est la vitesse de descente du front d'altération qu'il faut considérer. Dans cette optique, les meilleurs résultats sont ceux de la méthode isovolume avec l'uranium comme traceur, les méthodes de simulation appliquées au milieu naturel et les méthodes de déséquilibre radio-actif. Elles donnent comme nous avons déjà vu, des vitesses de 4 à 7 cm pour 1000 ans dans les zones tropicales, de 0,3 à 3 cm pour 1000 ans dans les zones tempérées (LOYE-PILOT, 1981).

2.1 - Transport par les rivières

Selon MEYBECK (1977), le transport par les rivières à l'océan constitue 86 % des apports totaux des continents à l'océan comme indique le tableau suivant :

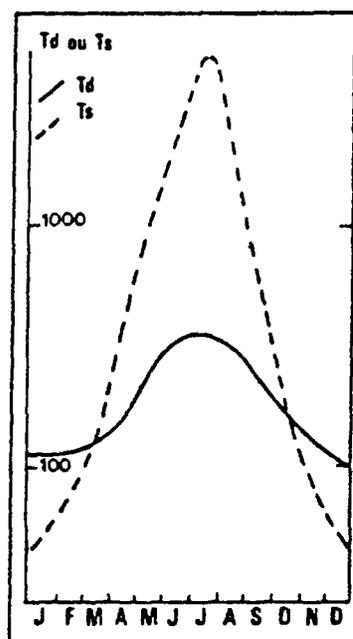
	Apports à l'océan	
	10 t/an	%
Rivières :		
Transport dissous	4,5	20
Transport en suspension	15,5	66
Transport total	20	86
Glaciers	3,0	13
Poussières atmosphériques	0,1	< 1
TOTAL	22,6	100

Tableau 1 - Les valeurs des transports à l'océan

Le transport dissous (Td) représente 20 % du transport total à l'océan.

Le rapport du transport solide (T_s), transport dissous (T_d), varie avec le débit. La figure 1, montre que pour le Rhône le transport dissous l'emporte sur le transport en suspension en hiver, quand les précipitations sont bloquées sous forme de neige et les débits plus faible. Les zones aux plus forts débits spécifiques (zones très arrosées, à fort relief) sont les zones qui ont le plus grand transport solide et dissous.

Fig. 1 : Variations du transport solide spécifique T_s et du transport dissous spécifique T_d dans le Rhône au cours de l'année (MEYBECK 1977).



2.2 - Variations de T_d et T_s avec le relief et le climat

Le transport solide est très dépendant du relief, car ces reliefs qui règlent en partie le débit et l'intensité de la mobilisation des débris.

Quant au climat, il règle en partie les vitesses des processus d'altération chimique et des processus d'érosion mécanique. Les zones soumises au gel, les zones où les pluies sont très érosives (forte pluie, absence de végétation, forte pente etc.) fournissent plus de débris. Les couvertures végétales jouent aussi un rôle important dans ces processus. S'il n'y a pas de végétation pour protéger le sol et les roches de l'altération mécanique, l'érosion et le transport solide sont beaucoup plus importante comme dans les zones semi-arides.

En considérant les facteurs débit, relief, climat, il est possible de donner une classification par régions les rapports Ts/Td, les transports totaux (en t. km⁻² an⁻¹) ainsi que l'équivalent en hauteur enlevée en 1000 ans en considérant que la densité moyenne est égale à 2.5 (Tableau 2).

	Ts/Td	Transport total en t. km ⁻² an ⁻¹	Equivalent en hauteur enlevée en mm/1000ans (densité = 2,5)
Zones montagneuses, précipitations importantes	2 - 10	250 - 200	100 - 800
Zones montagneuses, précipitations faibles	5 - 30	120 - 1000	48 - 400
Relief moyen, climat tempéré ou tropical	1 - 5	80 - 300	32 - 120
Relief bas, climat sec	2 - 10	15 - 100	6 - 40
Relief bas, climat tempéré	0,1 - 1	40 - 80	16 - 32
Relief bas, climat sub-arctique	0,1 - 1	15 - 40	6 - 16
Relief bas, climat tropical	0,1 - 1	4 - 30	1,6 - 12

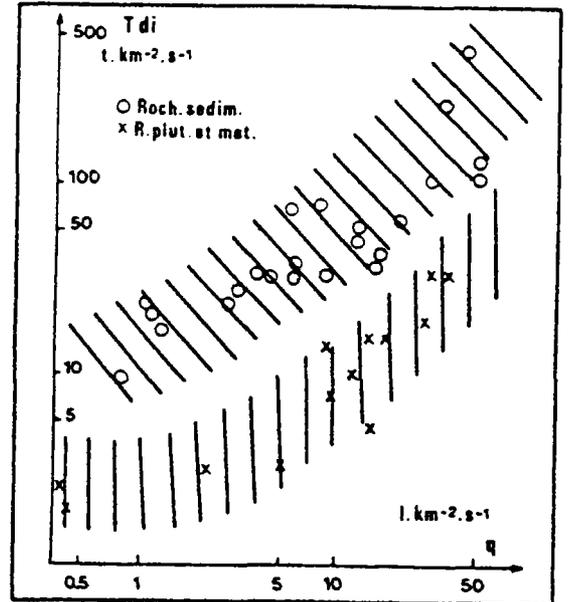
Tableau 2 - Rapports Ts/Td, transports et hauteurs enlevées en mm/1000 ans selon les reliefs et les climats.

D'après MEYBECK, 1976, modifié par AFZALI

2.3 - Variations de Ts et Td avec la lithologie

Il est clair que le transport solide est plus important dans une zone de roches détritiques meubles, où l'érosion mécanique est très facile, que dans les zones de roches dures. Quant au transport dissous, il est plus important pour les zones de roches facilement solubles (évaporites, carbonates) que dans des zones de roches silicatée. D'une façon générale, pour un drainage égal, les transports dissous sont plus importants en roches sédimentaires qu'en roche cristallines. La figures 2 montre l'influence de la lithologie sur les variations du transport ionique Tdi en fonction du débit spécifique (MEYBECK, 1980).

Fig. 2 - Influence de la lithologie sur les variations du transport ionique Tdi en fonction du débit spécifique (MEYBECK 1980)



2.4 - Ordre de grandeur de variation des transports dissous et solides

Selon LOYE-PILOT (1981), les transports dissous varient beaucoup à l'échelle locale (de 3 à 400 t.km⁻².an⁻¹), mais beaucoup moins à l'échelle régionale (de 3 à 80 t.km⁻².an⁻¹) ou du continent (de 2 à 42 t.km⁻².an⁻¹). Si l'on excepte l'Australie, les transports dissous spécifiques varient peu d'un continent à l'autre (tableau 3), alors que les transports solides varient beaucoup non seulement à l'échelle locale, mais aussi à l'échelle régionale et continentale.

Continent	Apport dissous à l'océan 10 ⁹ t.an ⁻¹	Transport dissous spécifique t.km ⁻² .an ⁻¹	Apport solide à l'océan 10 ⁹ t.an ⁻¹	Transport solide spécifique t.km ⁻² .an ⁻¹	Ts/Td
Amérique du Nord	0,70	33	1,78	86	2,6
Amérique du Sud	0,55	28	1,1	56	2,0
Asie	1,49	32	14,5	310	9,7
Afrique	0,71	24	0,49	17	0,7
Europe	0,46	42	0,25	27	0,54
Australie	0,02	2	0,21	27	10,00
TOTAL	3,93		18,33		4,7

Tableau 3 - Ordre de grandeur de variation des Td et Ts d'après GARRELS et MACKENZIE, 1971

2.4.1 - Transport mécanique

Les transports mécaniques ont des variations beaucoup plus grandes. Ces transports peuvent se faire en suspension ou par charriage de fond. Il est évident qu'il existe les relations entre la vitesse des cours d'eau et la taille des éléments. Les chiffres ci-après indiquent les relations entre la taille des éléments arrachés et transportés et la vitesse de l'eau (J. CORBEL, 1964) :

Argile, limon (jusqu'à 0,02 mm)	0,30 m/s
Sable (0,02 à 2 mm)	0,40 m/s
Gravier (2 à 20 mm)	1,00 m/s
Galets (20 à 200 mm)	4 à 5 m/s
Blocs (plus de 200 mm)	plus de 5 m/s

Au-dessus de 0,20 m/s selon le même auteur, existent de grandes différences entre la vitesse d'arrachement au fond (érosion) et les vitesses de transport. Au-delà de 0,40 m/s et de 3 mm de taille, les différences sont très faibles.

2.4.2 - Transports de fond

Les transports au fond se réduisent à quelques suspensions de fond. Il n'y a pas de charriage proprement dit. Dans les rivières de montagne, à grande vitesse de crue, les charriages vrais sont très importants. Selon J. CORBEL, (1964), les valeurs de transports de fond en $m^3/km^2/an$ de quelques cas bien étudiés sont les suivants :

Plaine : de 0,10 (Klare Elu suédois) à 0,8 (Rhin hollandais), maximum connu, de 3,0 dans les régions de loess en Hongrie ;

Montagne : Le Rhône à Donzère donne 10,6 (charriages vrais et quelques suspensions de fond). Les transports moyens de pierres pour les rivières des Alpes ou de l'Apennin dans leurs cours moyen pourraient dépasser 50 à 100 m³/km²/an. Les valeurs record enregistrées par les barrages et en haute montagne sont de l'ordre de 400 m³/km²/an.

Il est évident que le rapport entre la crue et le débit moyen varie avec le climat et que l'érosion torrentielle et l'érosion fluviale sont de nature et d'importance très différentes. La figure 3 indique l'importance du climat (la précipitation, les végétations) sur l'érosion (Erosion en m³/km²/an et précipitation en mm).

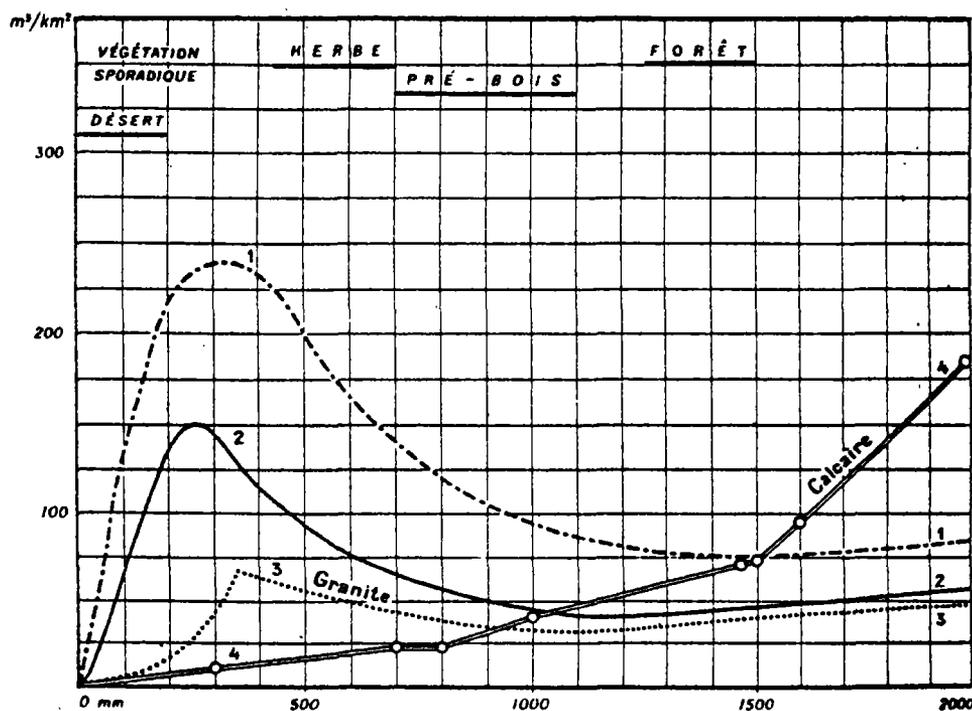


Fig. 3 - Erosion mécanique et dissolution (d'après J. CORBEL)

Les courbes 1 et 2 sont les moyennes pour une centaine d'exemples pris au Etats-Unis :

1. Remplissage de réservoirs (suspension et charriage) torrents de montagne, petits bassin.

2. Erosion mécanique (suspension) pour des bassins plus vastes à pente plus faible.
3. Courbe générale de l'érosion totale des gneiss-granites pour ces climats (pentes moyennes plus faibles que pour 1 et 2).
4. Erosion par dissolution dans des bassins ayant de 60 à 80 % de calcaire en France, Autriche et Tunisie (conditions climatiques similaires à celles des Etats-Unis) : les cercles indiquent les exemples sur : Mellègue, Seine, Garonne, Danube (Vienne) Rhône (Lyon) Isère, Albarine, moyenne Arve-Bourne.

On admet en général que le décapage annuel d'un bassin versant dépend de ses caractéristiques lithologiques, de l'agressivité de son climat et varie en raison inverse de son étendue. Les quelques valeurs montrent que la variabilité est grande :

Barrage d'Assois	150 km ²	0,05 mm/an (B. LEFEBVRE, 1981)
Romanche au Chambon	220 km ²	0,1 mm/an (" ")
Eau d'Olle	200 km ²	0,4 mm/an (" ")
Drac au Sautet	990 km ²	0,4 mm/an (H. VIVIAN, 1981)
Durance à Serre-Ponçon	3700 km ²	0,8 mm/an (F. Combes, 1981)

Le classement à première vue, semble refléter plutôt des facteurs climatiques, voir l'altitude moyenne du bassin versant. En réalité cette variabilité est plus importante dans le temps, puisque, en deux crues survenues en moins de un mois (28 septembre 1928 et 22 octobre 1928), le Haut Drac aurait été décapé de 1 mm soit plus de deux fois la moyenne annuelle (H. VIVIAN, 1981). Un autre exemple c'est dans les Pyrénées orientale où la Têt en octobre 1940, déposa **plusieurs mètres** d'alluvions dans le lit majeur du cours d'eau. Il est bien évident que plus la surface des bassins versants diminue plus on observe des activités érosives exacerbées surtout lorsqu'on se trouve sur les roches tendres. Sur le bassin du Seignon dans les terres noires du Callovo-oxfordien, F. COMBES (1981) a calculé qu'il était parti **6,77 mm/an sur les 360 ha** du bassin, presque entièrement constitué des célèbres "robinés" de Haute-Provence. Dans le bassin versant du Vallauria à Théus, sur des dépôts morainiques, on cite des décapages moyens annuels de **10 à 13 mm**.

A l'échelle des parcelles, S. HENIN (1954), à propos du Haut Drac et de la Haute Durance, estimait que le décapage annuel pourrait aller de **0,15 mm/an** (sous forêt) à des maximums de l'ordre de **25 mm/an**. C'est un chiffre équivalent à ce maximum de **20 à 30 mm/an** qu'admet B. LEFEBVRE (1981), pour 100 ha de la zone des Aiguillettes dans le bassin du Flumet, affluent de l'Eau d'Olle. De ce 100 ha proviennent à peu près la moitié des apports annuels d'un bassin versant deux cents fois plus étendu (200 km²).

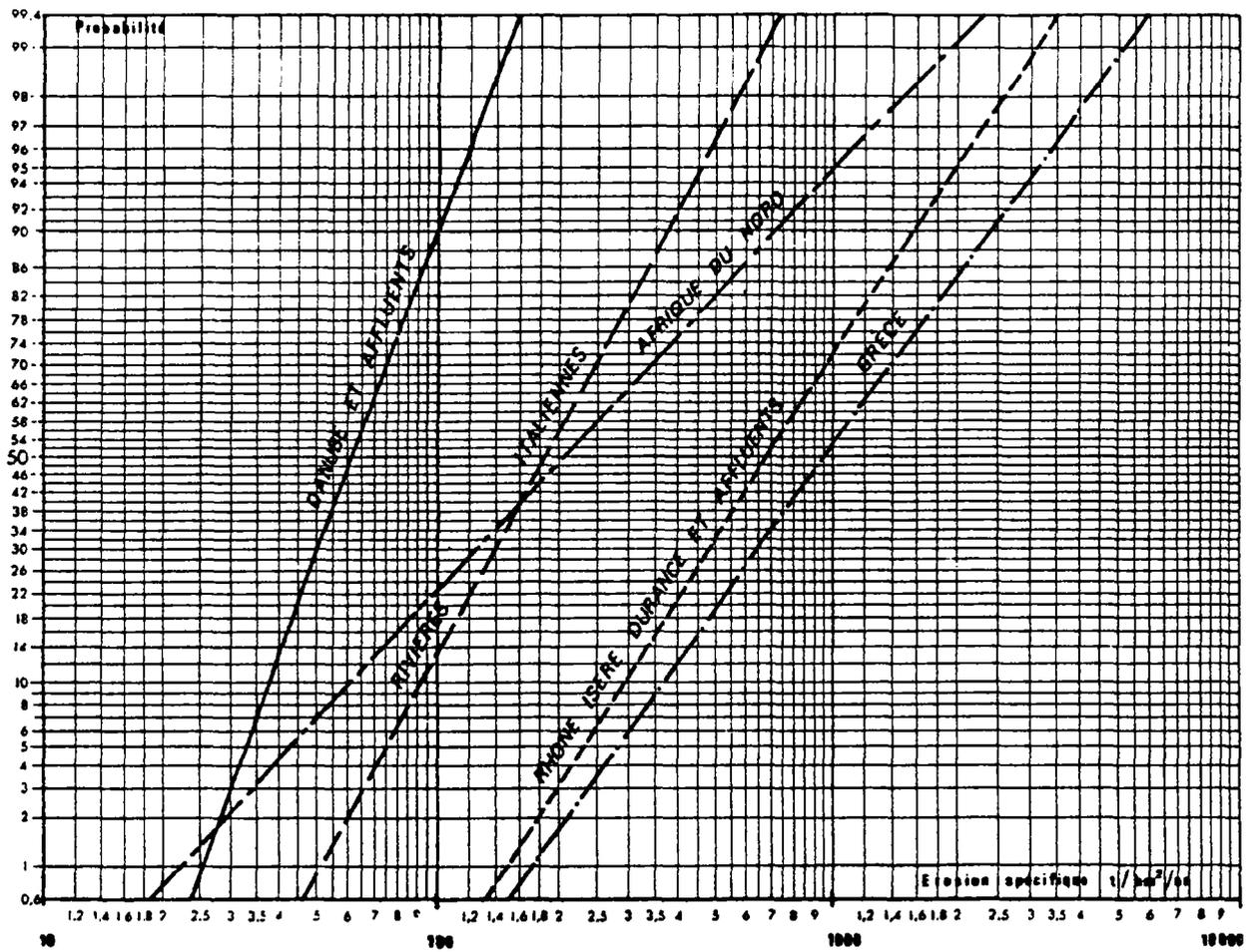


Fig. 4 - Distribution de l'érosion pour différents bassins versants (d'après B. BELLESORT (1982))

Tableau 4 - Exportation de matière en suspension des grandes rivières du monde et équivalent en hauteur enlevés en mm/1000 ans (d'après PROBST, 1983 ; modifié par AFZALI)

Rivières	B.V. 10 ⁶ km ²	Q.m.a. en m ³ /s	Erosion t/km ² /an	Equivalent en hauteur enlevée en mm/1000ans (densité 2.5)	Ref.	Rivières	B.V. 10 ⁶ km ²	Q.m.a. en m ³ /s	Erosion t/km ² /an	Equivalent en hauteur enlevée en mm/1000ans (densité 2.5)	Ref.
Europe - U.R.S.S. :						Amérique du Sud :					
Iénisseï	2,470	17390	5,0	2,0	12	Amazone	6,300	175000	79	316	10
Volga	1,350	8000	16,0	6,4	12	Madeira	1,380	31450	157	62,8	10
Ob	2,975	12700	5,4	2,16	13	Tapajós	0,500	72000	1,2	0,48	10
L'Ana	2,490	16200	6,2	2,48	13	Kingu	0,340	7800	0,9	0,36	10
Amour	1,843	11100	13,5	5,4	13	Ucayoli	0,400	9700	307	22,8	10
Vistule	0,193	950	14,9	5,96	6	Maranon	0,407	11000	250	100	10
Danube	0,817	6300	82,6	33	13	Negro	0,755	45300	10,1	4	10
Elbe	0,132	1500	8,0	3,2	2	Orénoque	0,950	14000	91,1	36,4	12
Main	0,027	120	20,0	8	12	Parana	2,783	18000	40	16,8	7
Weser	0,038	430	7,0	2,8	2	Iwaï	0,033	700	77	30,8	1
Rhin	0,252	2170	1,8	0,72	13	La Plata	3,100	23000	41	16,4	7
Rhône	0,099	1670	318	127	13	Uruguay	0,350	5000	48	19,2	7
Seine	0,044	4	4	1,6	3						
Loire	0,121	850	7,5	3	5	Afrique :					
Garonne	0,052	630	20,7	8,2	16	Chari et Logone	0,330	1270	10,5	4,2	9
Tamise			2,5	1	5	Congo	4,012	39700	18,0	7	12
						Niger	2,092	9300	32	12,8	13
Méditerranée :						Nil	2,977	2830	39	15,6	12
Firat	0,064	630	517	206	12	Sénégal	0,270	760	5,2	2	9
Tigre	0,080	940	722	288	12	Sanaga	0,077	1180	28	11,2	9
Rhézala			150	60	5	Zambèze	1,330	16000	75	30	13
Po	0,075	1540	240	96	12	Orange	1,010	2900	150	60	13
Tibre	0,016	280	352	141	12						
Reno			1100	440	10	Asie :					
Secchia			387	154,8	10	Bhémapoutre	0,690	16200	865	346	15
Amérique du Nord :						Ganges	0,970	14500	591	236	15
Yukon	0,855	5900	103	41,2	13	Indus	1,165	6600	450	180	13
St. Laurent	1,289	9600	2,8	1,12	13	Irrawady	0,429	13600	697	278	13
Saskatchewan	0,324	670	12	4,8	12	Mahanadi	0,132	2100	514	205,5	12
Meckenzie	1,750	13950	8,6	3,4	13	Mékong	0,795	18300	435	174	14
Colorado	0,637	640	212	84,8	13	Toné	0,012	475	273	109,2	8
Columbia	0,772	5500	46,6	18,6	13	Yang-Tsé-Kiang	1,950	22000	490	196	14
Ohio	0,198	7300	76	30,4	12	Huang Ho	0,745	1480	2150	860	14
Rio Grande	0,069	77	123	49	13						
Mississippi	3,267	18400	94	37,6	4						

Références : 1 - BITENCOURT (1978) ; 2 - BREMER (1960) ; 3 - CHARTIER (1959) ; 4 - CLARKE (1924) ; 5 - CORBEL (1959 et 1964) ; 6 - DEBSKI (1957) ; 7 - DEPETRIS et GRIFFIN (1968) ; 8 - FRECAUT (1975) ; 9 - GAC (1979) ; 10 - GAZZOLO et BASSI (1963) ; 11 - GIBBS (1967) ; 12 - JANSEN et PAINTER (1974) ; 13 - LISITZIN (1972) ; 14 - MEYBECK (1976) ; 15 - SUBRAMANIAN (1979) ; 16 - PROBST (1983).

B.V. : Superficie du bassin versant ;
Q.m.a. : Module moyen annuel ;
Er : Erosion mécanique

3 - EROSION DES ROCHES CALCAIRES ET SILICEUSES

Le CO₂ et par conséquent le calcaire est plus soluble en climat froid et l'évaporation est beaucoup moins forte d'où l'importance de l'écoulement. A égalité de précipitation et de relief, la dissolution des calcaires est dix fois plus forte dans les régions froides et neigeuses que dans les régions chaudes. La dissolution varie surtout avec l'humidité.

Une étude sur l'érosion de la silice au Côte d'Ivoire (bassin de Mé) a montré que la Mé transporte en moyenne 30 mg/l en suspension et 89 mg/l en dissolution. L'ablation est en **moyenne de 0,009 mm/an** dont 16 % pour la silice (J. CORBEL, 1964). En tenant compte des facteurs climatiques et des conditions hydrologiques, des études ont montré aussi bien sous les climats des Tropiques qu'en Alaska, que les teneurs en SiO₂ sont très fortes. Le tableau 5 montre un certain nombre d'analyses détaillées des cours d'eau, au bassin, en roches cristallines ou formations dérivées situés sous différents climats. :

- En climat froid non glaciaire, quatre cours d'eau qui représentent divers types de précipitation ;
- Pour les régions tempérées à température annuelle de l'ordre de 10°C, deux exemples Montagnards sont représentés : l'un océanique (La Loire du Massif Central), l'autre très continental sec (La Gunnisson dans l'Ouest américain).
- Deux exemples en climats chaud et sec (sans écoulement et avec écoulement et les rivières de la Côte d'Ivoire).

D'après les résultats des analyses chimiques, on constate que dans les régions froides, la dissolution de Ca + Mg est beaucoup plus importante (Probablement en liaison avec les grandes quantités de CO₂ agressif), alors que sous un climat chaud, la situation est complètement inversée.

Il est évident que l'importance du couvert végétal ou forestier paralise l'érosion mécanique en climat humide et surtout en zone chaude ou tempérée dans les régions à relief marqué. En plaine, l'érosion mécanique serait beaucoup plus faible. Dans les régions cristallines, les érosions les plus fortes

BASSINS	Nombre d'années d'observations	Précipitations moyennes annuelles en mm	Température moyenne annuelle	Moyenne du mois le plus froid	Moyenne du mois le plus chaud	Nombre de mois à moyenne négative	Superficie du bassin (en km ²)	Hauteur d'eau écoulée (en mm)	Débit moyen (en m ³ /s)	Écoulements mensuels extrêmes et leur rapport	Rapport de la crue maximale à la moyenne
Sawmill Creek (Sitka, SE Alaska)	28	4 600	0°	- 6°	+ 7°	7	100	4 340	14	Sept. Mars = 10	143
Kenai River (à Cooper Landing) 60°30 N Alaska	11	1 900	- 1°5	- 10°	+ 8°	7	164	1 800	92	Août Mars = 20	7
Anchor River (59°5 N Alaska)	5	600	1°	- 7°5	+ 10°	6	580	450	8,5	Mai Fév. = 10	8
Chena (près de Fairbanks)	10	150	- 5°	- 24°	+ 15°	7	5 015	95	20	Mai Mars = 20	17
Loire (Gien)	?	800	10°	+ 1°	+ 18°	0	30 000	300	?	Avril Août = 5	30
Gunnisson River (Ouest É.-U. 39° N)	10 ?	500	10°	- 2°	+ 23°	2	21 000	81	6	Mai Août = 8	600
Rio Mohave Désert Mohave	Int. endo. 1	100	23°	+ 10°	+ 35°	0	?	30 mm dans la nappe phréatique			
Gila (Arizona)	10	200	21°	+ 9°	+ 32°	0	46 600	20	Faible	Aout Déc. = 40	500
Mé (Côte d'Ivoire)	3	1 500 1 900	26°	+ 24°	+ 28°	0	4 000	393	50	Juin Fév. = 16	6
Agneby (Côte d'Ivoire)	4	1 500 1 900	26°	+ 24°	+ 28°	0	8 700	180	50	Juin Fév. = 16	5

1. Intermittent endoréique.

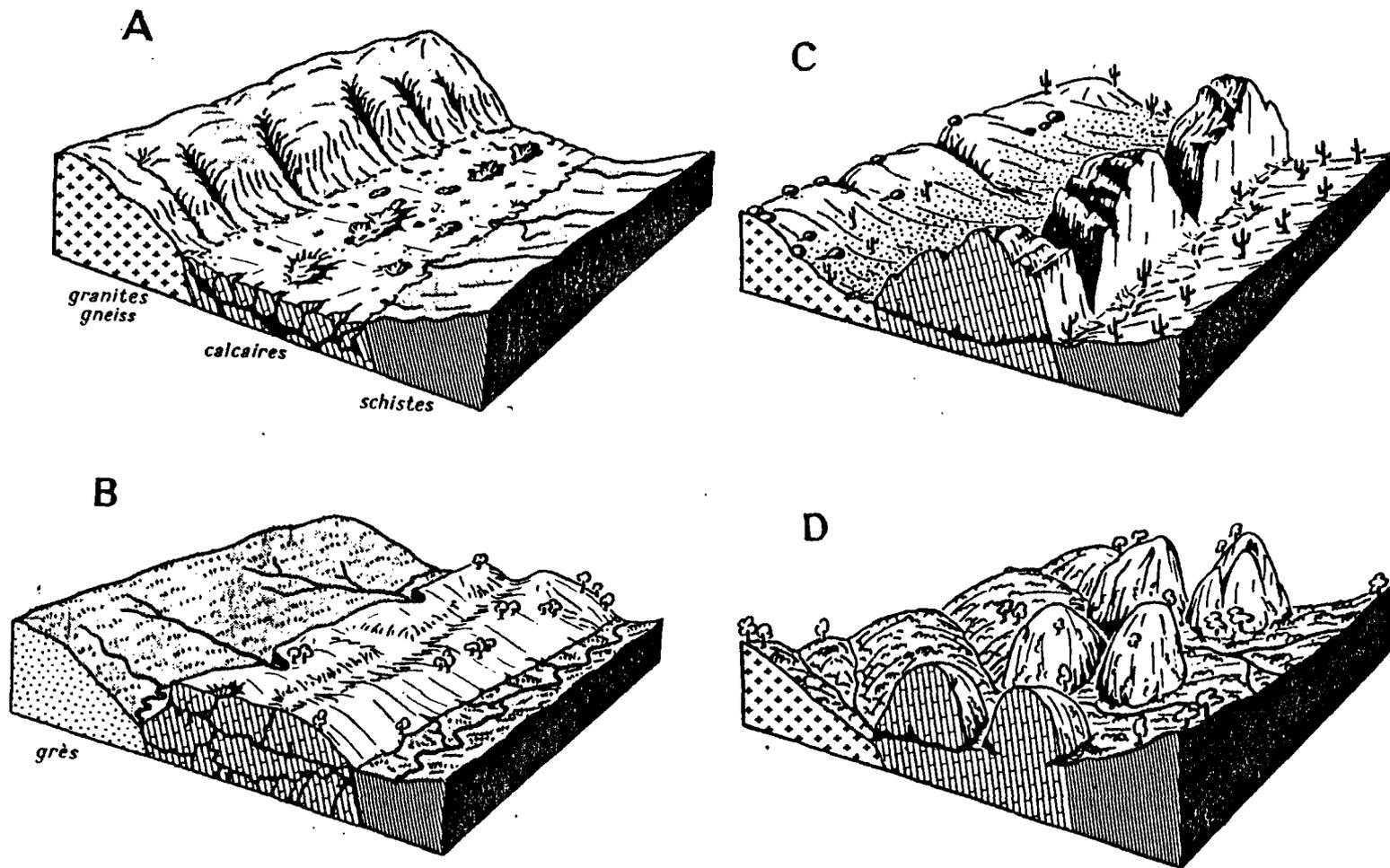
	Années	Analyses chimiques en mg ^l												Érosion chimique en m ³ /km ² /an			
		SiO ₂	Na	K	SO ₄	Cl	NO ₃	CO ₂ Ca	Ca + Mg	Fe	HCO ₃	Solides dissous	pH	Total	CO ₂ Ca	SiO ₂	Na + K
Sawmill C	1957 1958	2,0	1,4	0,3	3,1	2,0	0,2	14,0	5,3	0,01	12,1	21,0	6,4	37	26	3,5	3,0
Kenai R	1956 1957	4,8	1,2	0,8	8,0	1,1	1,1	34,0	12,6	0,4	31,0	46,0	7,6	33	24	3,3	2,0
Anchor R.	1957 1958	27,0	6,1	1,4	1,2	5,0	0,6	28,0	8,7	0,4	40,0	70,0	6,6	14	5,6	0,54	1,5
Chena	1957 1958	14,2	3,7	1,8	1,7	1,8	1,0	104,0	36,4	0,1	111,0	134,0	7,2	5,4	4,2	0,54	0,2
Loire	?	31,6	6,9	1,7	1,7	2,2	4,0	?	15,5	0,1	31,0	134,0	7	16	8 ?	1,8	1
Gunnisson R	1949 1950	15	50	256	8	3	122	101	?	149	506	7,8	18,2	3,9	0,5	1,8	
R. Mohave	?	47	150	180	211	1,5	110	116	0,5	163	802	8	9,6	1,3	0,5	1,8	
Gila	1950 1951	29	82	192	102	12	?	138	0,2	145	896	7,7	7,1	1,9	0,24	0,7	
Mé	?	15,0	7,1	2,9	?	?	?	3,5	?	?	85	5,7	13,6	?	2,4	1,6	
Agneby	?	14,0	3,8	2,6	?	?	?	4,9	?	?	92	6,0	6,6	?	1,0	0,5	

Tableau 5 - Conditions climatiques, hydrologiques et ses conséquences sur les érosions chimiques selon J. CORBEL (1964).

ne sont pas liées systématiquement aux écoulements les plus forts (comme pour les calcaires). Il peut avoir un véritable maximum de l'érosion sous les climats sec (de 300 à 600 mm de précipitation par an) à une température moyenne annuelle de 11 à 20°C. L'érosion anthropique contribuant à la disparition du couverture végétale ou forestier aggrave encore l'érosion. Sous ces climats, l'érosion est nettement plus rapide dans les ensembles cristallins que dans les calcaires. En climat froid et humide où les calcaires sont le plus attaqués, ils sont en creux, occupent les fonds de vallée. Le tableau 6, présente le bilan moyen de l'érosion en m³/km²/an et les aspects des paysages correspondants pour calcaire et gneiss-granit en divers zones climatiques :

ZONE	CALCAIRE	GNEISS-GRANIT
Zone froide très humide (les calcaires sont en creux)	100 et plus (ou 100mm/1000ans)	50 (50mm/1000ans)
Zone froide sèche (calcaire et gneiss-granit sont de même niveau)	10 (ou 10mm/1000ans)	10 (10mm/1000ans)
Zone tempérée humide (calcaire légèrement en creux)	40 (40mm/1000ans)	30 (30mm/1000ans)
Zone tempérée sèche (granite et gneiss en creux)	30 (30mm/1000ans)	70 (70mm/1000 ans)
Zone chaude sèche ou aride (écart maximum, calcaire très en relief)	2 (2mm/1000ans)	30 (30mm/1000ans)
Zone chaude humide (calcaire légèrement en creux)	16 (16mm/1000ans)	13 (13mm/1000ans)

Tableau 6 - Le bilan moyen de l'érosion en m³km²/an pour le calcaire et gneiss-granite selon la morphologie du terrain (d'après les données de J. CORBEL, 1964)



A, Subarctique humide, de gauche à droite : granites-gneiss, calcaires, schistes. Les calcaires sont en creux, karstification souterraine intense. Exemple pris en Laponie norvégienne (65° lat. N), marais et toundra. — B, Tempéré humide, même structure que dans A, mais, de gauche à droite : grès, calcaire, schistes. Les grès sont plus résistants que les calcaires, ceux-ci dominent les schistes, karstification profonde moyenne. Exemple pris dans les Ardennes belges (vers le 50° lat. N), pâturages et cultures sur les grès et les schistes, prés et bois sur les calcaires. — C, Chaud et aride, mêmes roches, même structure que dans A. Les calcaires sont en relief très marqué, quelques rares grottes-tunnels et canyons hérités des périodes plus froides du Quaternaire. Les granites se décomposent en boules et donnent de beaux pédiments. Les cours d'eau sont des oueds temporaires. Exemple pris dans les déserts Arizona-Sonora (vers le 32° lat. N), végétation sporadique de cactées. — D, Chaud et humide, mêmes roches, même structure que dans A. Les parties hautes des calcaires dominent les granites et les schistes. Les calcaires sont découpés par les cours d'eau exogènes. Ils sont très résistants à l'érosion par les eaux indigènes. La karstification souterraine est médiocre (rares grottes-tunnels et quelques grottes de bas-de-falaise). Exemple pris dans les Caraïbes entre 20 et 15° lat. N, forêt assez dense et cultures.

Figure 5 - Types de paysages

4 - LA VITESSE MOYENNE D'EROSION SELON LES FACTEURS CLIMATIQUES

Selon des différents facteurs climatiques, la vitesse moyenne d'érosion sont les suivantes :

Climat	Aride.Eau <200 mm	Normal 200-1500 mm	Humide plus de 1500mm	S.Total par zone
Chaud Subéquatorial 15°N - 15°S	S 0,5 1,0	4,0 20,0	1,0 3,5	30,0
	Er 1,0 0,5	25 10	30 15	
Intertropical 23°5-15°N 23°5-15°S	S 1,5 5,5	2,5 10,0	0,5 1	20,0
	Er 1,0 0,5	30 15	40 20	
Extra-tropical T.Sup.à 15°C	S 2,5 9,0	2,0 8,0	0,5 1,0	23,0
	Er 4 1	100 20	100 30	
Frais du tropique au Cercle Polaire T.de 0°à13°C	S 1,5 10,0	4,5 20	1,5 2,5	40,0
	Er 50 10	100 30	150 40	
Froid T.inf.à 0°C Zone extrapo- laire	S 0,5 3,0	2,5 10	0,5	16,0
	Er 50 15	100 30	180	
Zone Polaire du Pôle au C.P	Er 50 15	100 30	150	6,0
Total zone déglacée	S 38,5	87,0	11,5	135,0
Glaciers extra-Polaires	S		0,1	0,1
	Er		2000	
Polaires	S 11,0	4,0	0,0	14,0
	Er 50	1000	2000	
Grand Total	49,5	91,0	11,6	150,1

S = Surface en millions de km²
Er = Erosion moyenne en m³/km²/an

Tableau 7 - Vitesse moyenne d'érosion pour chaque catégorie du climat. Il s'agit de l'érosion emmenant les produits jusqu'à la mer et non de déplacements locaux (document J. CORBEL, 1964).

CLIMAT	ARIDE	NORMAL	HUMIDE	TOTAL
Chaud				
Subéquatorial	1	300	52,5	353,5
Intertropical	3,7	225	20,0	248,7
Extra-tropical	19,0	360	80,0	459,0
Total zone chaude	23,7	885	152,5	1061,2
Frais	175	1050	325,0	1550
Froid				
Extra-Polaire	70	550	90	710
Polaire	77,5	350	75	502,5
Total zone froide	147,5	900	165	1212,5
Total zone déglacée	346,2	2835	642,5	3823,7

Tableau 8 - L'érosion totale en montagne et dans la plaine en millions de m³
(d'après J. Corbel, 1964)

Pour l'ensemble des terres déglacées, l'érosion moyenne est de l'ordre de $28,3 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$; chiffre comparable à celui obtenu par la méthode des grands bassins ($27,2 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$) :

Bassin	S	Ed	Em	Total
	(en millions de km^2)	(en millions de m^3)		
Amazone	7,0	56	168	224
La Plata	4,1	45	41	86
Congo	3,7	55	26	81
Mississippi	3,3	50	135	185
Nil	2,8	6	31	37
Iénisseï	2,5	32	10	42
Ob	2,5	68	5	73
Léna	1,9	28	15	43
Amour	1,7	20	20	40
Mackensie	1,0	20	10	30
Saint-Laurent	1,0	20	2	22
Yukon	0,5	5	3	8
Total	32,0	405	466	871
Erosion moyenne au km^2		12,65	14,56	<u>27,21</u>
Erosion mondiale terrestre pour 135 000 000 km^2		1707,75	1965,60	3673,35

Densité des roches : la valeur moyenne de 2,5 est adoptée

Ed = Erosion par dissolution

Em = Erosion mécanique

Tableau 9 - (d'après J. Corbel, 1964)

5 - VITESSE ET LES RYTHMES DE L'ÉROSION MEDITERRANEENNE

Les valeurs numériques permettent d'avancer des ordres de grandeur de la vitesse de l'érosion, pour les bassins versants petits ou moyens. Il s'agit parfois d'estimations du matériel piégé dans des retenues artificielles. D'autres ont été calculés à partir de la seule charge en suspension. Leur hétérogénéité les rend difficiles à comparer et les vitesses de l'érosion déduites sont que des approximations.

Pour la France méditerranéenne, le taux de **0,51 mm** est donné comme taux moyen annuel de l'ablation dans le bassin de Var, d'après la mesure des transports solides du fleuve. En Italie du Sud, V. COTECCHIA (1962), a calculé la vitesse de l'érosion pour les bassins de la Fiumara di Venosa et du Bradano, d'après les atterrissement des deux retenues (barrage d'Abate Aliona et Digua San Giuliano) : **1,1 et 1,4 mm/an**, pour les périodes très brèves (1957-1961). Si l'on prend le Bradano près de son embouchure (Tavole Palatine) et sur une période plus longue (1933-1959), le taux de dégradation spécifique publié par le Service Hydrologique italien est de 1117 t/km²/an soit une vitesse de **0,44 mm/an** (avec la conversion du poids en volume selon la densité standard de 2,5). Les taux de dégradation spécifique et les vitesses de l'érosion recensés par M. GUIGO (1979) dans l'Apennin septentrional sont du même ordre que ceux qui ont été relevés dans le Sud de la Péninsule pour des bassins comparables : elle cite des vitesses de l'érosion de plusieurs dixièmes de mm par an. Le record appartiendrait au Savio avec **0,62 mm/an (1690 t/km²/an)**, suivi par le Reno avec plus de **0,4 mm/an (1090 t/km²/an)**. Des calculs menés à partir de la sédimentation des réservoirs artificiels donnent des valeurs de **1,12 mm/an** pour le Val Tindone (Rev. Géogr. des Pyr. et du S.O., 1984).

On enregistre en Afrique du Nord des taux de dégradation spécifiques extraordinaires : 3000 à 4000 tonnes à l'Oued Fodda, dans le Telloranais.

On peut considérer que **0,5 mm par an** constitue une valeur acceptable de vitesse de l'érosion pour des bassins de quelques centaines à quelques milliers de km², dans des secteurs de montagnes ou de collines. Mais en tout état de cause il faut noter que la vitesse de l'érosion est une donnée moyenne, qui intègre de prodigieuses disparités interannuelles et des variations saisonnières énormes.

6 - QUELQUES DONNEES DE L'EROSION A TRAVERS LE MONDE

Dans le tableau 10 sont classés selon les données concernant les types de climat et de relief, les valeurs de l'érosion. E : Ecoulement en dm, l'érosion par dissolution ; D, et M l'érosion mécanique, pour les montagnes et l'érosion totale.

Les chiffres entre parenthèses indiquent l'érosion due aux seuls charriages.

Les valeurs de l'érosion sont en $m^3/km^2/an$ pour une roche en place de densité 2,5.

PLAINES	E	D	M	TOTAL	MONTAGNES	E	D	M (dont charriage)	TOTAL
<i>Climat froid et sec (sans glaciers)</i>					<i>Climat froid et tempéré</i>				
Port-Radium River (Canada Nord)	1,7	13	2	15	Chandalar (Nord Alaska)	2,0	12	158 (28)	170
Kongsfjord (Spitsberg)	2,8	16	3	19	Glamaa (Nord Norvège)	25,0	200	150 (75)	350
Kärkevagge (Laponie, Suède)	7,0	10	3	15	Bôvra (Norvège, 14 p. 100 glaciers)	28,0	20	400 (200)	420
Abiskojoek (Laponie, Suède)	2,0	12	8	15	Sawmill (Alaska)	43,4	37	15	52
Kläre Elf (Suède)	3,5	4	1	5	Gold Creek (Sud Alaska)	48,2	195	205 (100)	400
Fyris (Suède centrale)	3,0	20	2	22	Arve (8 p. 100 glacier)	15,0	240	400 (200)	640
Iénisseï (U.R.S.S. Nord)	2,4	14	1	15	Haut-Rhône (18 p. 100 glacier))	19,0	80	338 (250)	418
Ob (U.R.S.S. Nord)	1,5	27	2	29	Drance (Valais, 20 p. 100 glacier)	20,0	4	846 (200)	850
Léna (U.R.S.S. Nord)	2,5	15	3	18	Rhin à Constance	10,0	44	277 (100)	321
Amour (U.R.S.S.)	2,0	12	12	24	Sarine (Suisse)	15,0	80	130 (30)	210
Slave River (Canada Nord)	2,0	11	1	12	Durance (Serre-Ponçon)	9,0	160	280 (50)	440
Saint-Laurent (Canada)	2,8	16	2	18	Drac (Motty)	14,0	84	620 (200)	704
Saint John (Canada)	7,5	27	2	29	Drac (Sautel)	15,0	90	152 (100)	242
Dvina (U.R.S.S. Nord)	3,0	14	4	18	Isère (Grenoble)	10,0	75	212 (?)	287
Mackensie (Canada Nord)	3,0	20	10	30	<i>Climat tempéré</i>				
Yukon (Alaska)	1,5	10	6	16	Tamise	2,5	16	1	17
<i>Climat tempéré</i>					Rhin (Hollande)	5,0	30	2	32
Tamise	2,5	16	1	17	Seine	2,4	16	2	18
Rhin (Hollande)	5,0	30	2	32	Marne	2,5	23	2	25
Seine	2,4	16	2	18	Loire	2,5	16	3	19
Marne	2,5	23	2	25	Cabarieu (SO, France)	4,0	12	13	25
Loire	2,5	16	3	19	Garonne-Dordogne	3,8	21	7	28
Cabarieu (SO, France)	4,0	12	13	25	Elbe	1,5	15	2	17
Garonne-Dordogne	3,8	21	7	28	Meuse	2,7	22	5	27
Elbe	1,5	15	2	17	Savannah (États-Unis)	5,0	14	36	50
Meuse	2,7	22	5	27	Potomac (États-Unis)	3,2	20	14	34
Savannah (États-Unis)	5,0	14	36	50	Hudson (États-Unis)	5,0	29	4	33
Potomac (États-Unis)	3,2	20	14	34	White River (États-Unis)	2,5	55	4	59
Hudson (États-Unis)	5,0	29	4	33	Missouri (États-Unis)	4,4	6	48	55
White River (États-Unis)	2,5	55	4	59	Ohio (États-Unis)	4,4	29	56	85
Missouri (États-Unis)	4,4	6	48	55	Mississippi (États-Unis)	1,9	15	44	59
Ohio (États-Unis)	4,4	29	56	85	Danube (Hongrie) loess	5,0	30	43	73
Mississippi (États-Unis)	1,9	15	44	59	Escaut (érosion anthropique)	2,0	73	67	140
Danube (Hongrie) loess	5,0	30	43	73	<i>Climat chaud et sec</i>				
Escaut (érosion anthropique)	2,0	73	67	140	Rio Grande (S. Marcial)	0,7	1	11	12
<i>Climat chaud et sec</i>					Rio Pecos (Artesia)	0,1	10	11	21
Rio Grande (S. Marcial)	0,7	1	11	12	Nil (Ouadi Halfa)	0,3	2	11	13
Rio Pecos (Artesia)	0,1	10	11	21	Nil Bleu	0,6	3	12	15
Nil (Ouadi Halfa)	0,3	2	11	13	Euphrate (Deir-es Zor)	0,01	1	5	6
Nil Bleu	0,6	3	12	15	Tigre (Bagdad)	0,01	0,01	0,01	0,05
Euphrate (Deir-es Zor)	0,01	1	5	6	<i>Climat chaud et humide</i>				
Tigre (Bagdad)	0,01	0,01	0,01	0,05	Congo	3,8	15	7	22
<i>Climat chaud et humide</i>					Agneby (Côte d'Ivoire)	1,8	7	2	9
Congo	3,8	15	7	22	Mé (Côte d'Ivoire)	4,0	14	6	20
Agneby (Côte d'Ivoire)	1,8	7	2	9	Dave (Côte d'Ivoire)	2,5	10	2	12
Mé (Côte d'Ivoire)	4,0	14	6	20	Amazona	5,0	8	50	58
Dave (Côte d'Ivoire)	2,5	10	2	12	Parana (Corrientes)	0,3	11	21	32
Amazona	5,0	8	50	58	Chari (Goulfeï)	0,8	2	1	3
Parana (Corrientes)	0,3	11	21	32	Logone (Tchad)	1,7	7	7	14
Chari (Goulfeï)	0,8	2	1	3	<i>Climat chaud et humide</i>				
Logone (Tchad)	1,7	7	7	14	Usumacinta	7,6	30	62	92

Tableau 10 - Erosion à travers des données dans le monde (doc. J. CORBEL, 1964)

7 - LA VITESSE D'ÉROSION GLACIAIRE

La vitesse d'érosion glaciaire, est très supérieure à celle de tous les cours d'eau non glaciaire. Elle atteint son paroxysme pour les glaciers en crue. On a alors des valeurs entre 10 000 et 50 000 m³/km²/an. Non seulement la turbidité est très forte, mais les charriages de blocs atteignent des valeurs énormes. Pour les Alpes (glaciers stationnaires ou en déclin), l'érosion atteint encore 2000 m³/km²/an (J. CORBEL, 1964). De nombreuses recherches ont été faites pour connaître les vitesses d'érosion des glaciers alpin. D'après G. MONJUVENT (1978), le Drac, depuis le retrait des glaciers s'est enfoncé de 450 m. Il eut à déblayer 80 m de formation argileuse meuble et 370 m de calcaires et de calc-schistes résistants.

En combien de temps ? D'après F. BOURDIER (dans Monjuvent), l'estimation est de 10 ou 12000 ans. Si nous prenons ce chiffre de 12000 ans, nous obtenons une vitesse de creusement moyenne de 37,5 mm/an ou 37,5 m par millénaire. Selon la datation d'un bois trouvé dans une moraine locale (âgé de plus de 35000 ans), G. MONJUVENT (1978), indique qu'au Wurm III, le glacier alpin avait abandonné la basse vallée de la Gresse et l'ombilic de Grenoble, par conséquent loin de Rouen. L'auteur conclut (avec d'autres données), que l'époque du maximum d'extension des glaciers dans cette région était non plus de Wurm III, mais un Wurme ancien (vraisemblablement Wurm II). Si cela était vrai, le creusement de la vallée du Drac aurait pu débuter dès la fin de l'extension glaciaire du Wurm II, il y a 40 ou 45000 ans ce qui revient à multiplier par quatre la durée du creusement et à ramener la vitesse d'incision verticale à moins de 10 mm/an ou 10 m/millénaire, chiffré à priori beaucoup plus acceptable.

8 - CONCLUSION

Les méthodes d'approche d'évaluation de la vitesse d'érosion sont multiples. Chacune d'elles apporte un ou des éléments de connaissance des phénomènes mais aucune d'elles ne peut résoudre à elle seule le problème et ce n'est que par l'association des diverses méthodes que l'on peut espérer atteindre une compréhension correcte :

- l'érosion des bassins versants à partir de laquelle on peut estimer les quantités d'apports, est complexe de la part de la multiplicité de la variabilité des facteurs en jeu. Donc par conséquent, l'imprécision des estimations est grande (deux à trois fois ne semble pas excessif) ;
- les mesures classiques de transport solide sous l'action des courants permettent d'aborder en général, correctement les transports en suspension (10 à 20 % d'erreur), mais les transports par charriage sont difficiles à appréhender. Un problème important et difficile à résoudre existe bien souvent pour estimer les apports solides lors des conditions exceptionnelles telles que les crues (en particulier en zone montagnaise). Or une grande partie des apports se fait dans ces occasions ;
- l'utilisation des formules de transport sous l'action des courants ou autres, doit tenir compte des domaines d'application de chacune des formules. L'imprécision existant le plus souvent dans la détermination des valeurs des facteurs à prendre en compte n'autorise généralement qu'à donner des ordres de grandeur des transports solides ;
- les évolutions des cours des rivières, des fonds qui sont liées soit à des phénomènes naturels, soit à des actions humaines sont particulièrement intéressantes et comme souligne B. BELLESSERT (1982), traduisent des actions "in situ" aux quelles l'on doit attacher une importance fondamentale à ces études.

Chaque méthode conduit donc à donner des résultats dans un ou des domaines avec une précision dépendant des éléments d'études disponibles. La confrontation de l'ensemble des données doit permettre d'établir une interprétation correcte du problème étudié résultant de la cohérence et de la convergence des résultats vers un même point.

Il est bon de noter que les modèles sédimentologiques physiques et mathématiques sont aussi des moyens d'investigations particuliers qui le plus souvent sont utilisés pour prévoir des évolutions ultérieures à partir de l'analyse des phénomènes naturels.

Quoi qu'il en soit la compilation des données élémentaires sur les vitesses d'érosion montre que ces vitesses, se répartissent entre deux ensembles de valeurs associées à des morphologies de plaines et de collines d'une part ainsi qu'à des montagnes d'autre part. Les valeurs médianes de ces deux ensembles, sous tous les climats autres que périglaciaires, sont respectivement centrés de 50 mm pour 1000 ans pour les roches indurés, alors que pour les roches meubles ou sous climats périglaciaires, ces valeurs peuvent être multipliées par un facteur de 10.

Le tableau 11 présente une récapitulation des données sur les vitesses d'érosion dans un certain nombre de bassins versants.

RECAPITULATION DES DONNÉES SUR LES VITESSES D'ÉROSION

TABLEAU -11-

	Climat	Relief	Lithologie		Période	Surface (km ²)	Méthodes de calcul	Vitesses / mm/ 10 ³ ans		Réf. Biblio.
	Précipitations (mm/an) P<1500 = sec P>1500 = humide	Pentes α°, %	Roche indurée	Roche meuble				Dimutation	Avancement du front d'altération	
Drac au Sautet	1500	>10%			1930-1965	990	Charges rivière	400		76
Durance amont serre Ponçon	900	fort			Actuelle	3750	"	800		76
Durance Suisse	2000	fort			Actuelle		"	850		24
Drac (Motty)	1400	>10%			Actuelle	500	"	704		24
Rhône amont Lémon	1900	>10%			1930-1965		"	418		22
Isère amont Grenoble	1000	>10%			1930-1965	5720	"	287		22
L'Avre-france	1500	>10%			1930-1965		"	640		22
Rhin lac Constance	1000	>10%			1930-1965		"	321		20
Reuss amont Lucerne		20°			1930-1965		"	300		1
Rhône amont de Genève		21°			1930-1965		"	418		1
Drac amont Pont Guinguette		fort			1952	511	"	≥110		41
Drac amont Pont Guinguette		fort			1953	511	"	≥60		41
Durance amont Archidiacre		fort			1951-1953	3884	"	≥180		41
Severaisse amont Séchier		fort			1952	200	"	≥160		41
Severaisse amont Séchier		fort			1953	200	"	≥40		41
Drac		fort			1951-1953	511	"	≥220		41
Orte	1300	fort			1951-1953	161	"	781		55
Barrage d'Assois		fort			Actuelle	150	"	50		53
Barrage Romanche au Chambon		fort			Actuelle	220	"	100		53
Barrage Eau d'Olle		fort			"	200	"	400		53
Barrage d'Abate Aliona (Italie)					1957-1961		Transport solide	1100		25
Barrage Digua San Giuliono (Italie)					1957-1961		"	1400		25
Barrage Bradanot (Italie)					1933-1959		"	440		48
Savio (Italie)							"	620		48
Reno (Italie)							"	400		48

TABLEAU -11-

	Climat		Relief		Lithologie		Période	Surface (km ²)	Méthodes de calcul	Vitesses / mm/ 10 ³ ans		Réf. Biblio.
	Précipitations (mm/an) P<1500 = sec P>1500 = humide		Pentes α°, %		Roche indurée	Roche meuble				Dimutation	Avancement du front d'altération	
Kandar (Suisse)			24°				1930-1965		charges rivières	430		1
Spitzberg					Calcaire		1930-1965		"	27		23
Spitzberg					Calcaire		1930-1965		"	5-20		67
Gothard (Suisse)							1930-1965		Géothermie	400		18
Simplon (Suisse)							1930-1965		Géothermie	à 700		18
Spitzberg aval			faible				Actuelle		Charges rivière	15,9		24
Spitzberg Abisko-Aval			faible				Actuelle		Charges rivière	15		24
Monde	4400				calcaire		"		"	≥100		24
Monde	4400				Granite		"		"	-50		24
Monde	150				gneiss		"		"			24
Alpes Suisse versant Nord			fort		Calcaire		"		"	-10		24
Seignon	800				Granite		1962-1979	4	"	500-1000		78
Tamise amont Londres			1°		Marnes callovien		1950-1957		"	>2708		21
El Lil (Tunisie)	545						1951-1957		"	16		50
Rhezala (Tunisie)	330						1951-1957	140	"	<146		5
Medjerdah (Tunisie)	43						1951-1957	21800	"	<190		5
Kébir (Tunisie)	50						1930-1953	270	"	364		5
Melléque (Tunisie)	112						1950-1952	8800	"	526		5
Danube (Vienne)	600		fort				Actuelle		"	314		5
Glacier des Bossons			fort				Actuelle		"	70		22
									"	>1800		22

TABLEAU -11--

	Climat	Relief	Lithologie		Période	Surface (km ²)	Méthodes de calcul	Vitesses / mm/ 10 ³ ans		Réf. Biblio.
	Précipitations (mm/an) P<1500 = sec P>1500 = humide	Pentes α°, %	Roche indurée	Roche meuble				Dimutation	Avancement du front d'altération	
Tibre amont Rome					1933-1964	16545	charges rivières	130		49
Tibre amont Corbaro					1949-1961		"	90		49
Ombrone amont Sasso					1954-1964	2657	"	290		49
Ogia amont Mt Amiata					1953-1964	580	"	730		49
Baccano Lac Nord Rome					6600 à 200 av. J.C.		sédimentation	30		49
Lac Monterosi Nord Rome					avant 250 av. J.C.		"	20-30		49
Lac Monterosi Nord Rome					après 250 av. J.C.		"	200		49
Veii Rome		3-7°		Tuf	800-600 av. J.C.	Ponctuelle	Archéologie	300		49
Villa Formello Rome		4°		Sable + gravier	0 à Actuel	Ponctuelle	"	300		49
Casentile Rome		7°		Tuf	+100 à actuelle	Ponctuelle	"	500		49
Casalicia Rome		7°		Tuf	0 à actuel	Ponctuelle	"	300		49
Sambucco Rome		7°	calcaire		100 à actuel	Ponctuelle	"	400		49
Via Prenestia Rome		7°		Tuf	-300 à actuel	Ponctuelle	"	300		49
Treia Rome		2-90°		Tuf, gravier argile	-1000 à actuel	Ponctuelle	"	1000		49
Pecos amont de Puerto de luna		faible			1948-1957	10282	Charges rivière dissout et solide	91		50
Alpes					-20 MA+0		Géomorphologie	500-900		72
Congo	380				Actuelle	3,7x10 ⁶	Charges rivière	22		22
Danube amont Bratislava (Tchécoslovaquie)	500				"		"	73		22
Cabarieu (S.O. France)	400				"		"	25		24

TABLEAU -11-

Climat	Relief	Lithologie		Période	Surface (km ²)	Méthodes de calcul	Vitesses / mm/ 10 ³ ans		Réf. Biblio.
		Précipitations (mm/an) P<1500 = sec P>1500 = humide	Pentes x°, %				Roche indurée	Roche meuble	
France Méditerranéenne (Var)						Transport solide	510		48
Bassin de Mé (côte d'Ivoire)			Silice			Charges rivière	9		24
Flumet amont du Vernay		fort			30	"	660		53
Seine amont de Bercy	240			1850-1860		"	33		22
Marne amont confluent	250			1850		"	56		22
Loire amont Orléans	250			Actuelle	30000	"	28		22
Loire amont Nantes	250			"	121000	"	19		22
Loire amont Gien	300			"		"	28		24
Garonne (Dordogne)	1000			"	79000	"	28		22
Cabarieu (Quercy)	400			"		"	25		22
Petite Rhue (Dordogne)	1000			"	182	"	35		22
Albarine (Jura Sud)	1110	fort		"	182	"	200		22
Rhône amont de Lonzève		fort		"		"	103		22
Mont Blanc		fort		"		"	1600		22
Meuse	270	fort		"		"	27		24
Garonne	400	fort		"		"	178		24
Rhône total	620	fort		"		"	120		24
Fontaine d'Eure (Languedoc)		fort	Calcaire	1976-1978		"	40		31
Versant alpin plaine Pô		fort		Pliocène actuel		sédiments	>146		35
Alpes		fort		Pliocène		Géomorphologie	-160		44
Alpes		fort		Quaternaire		Géomorphologie	-470		44
Sarine (Suisse)		17°		1930-1965		charges rivière	210		1

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- (1) AHNERT F. (1970).- Functional relationships between denudation relief and uplift in large midlatitude drainage basins. *Amer. Jour. Sc.*, 268., pp. 243-263.
- (2) ALQUIER (1982).- La gestion régionale des sédiments. Séminaire national PROPRIANO (Corse du Sud). Mai 1981. *Bull. B.R.G.M.* (2) III. n° 1.
- (3) ANDRIES J. (1980).- Les éboulis ordonnés de Haut-Pays Niçois. Thèse 3ème cycle. Univer. de Nice.
- (4) BELLESORT B. (1982).- Problèmes méthodologiques d'évaluation et de représentation des phénomènes d'érosion-sédimentation dans les milieux continentaux et littoraux. *Bull., B.R.G.M., Sec. III.* n° 1. pp. 13-19.
- (5) BERKALOFF F., TIXERONT J. (1954).- Méthode d'étude et d'évaluation de l'érosion en Tunisie. *Ass. Int. Hydrol. Sc. Rome*, t, pp. 172-177.
- (6) BIROT P. (1968).- Les développements des théories de l'érosion glaciaire. *Ann. Géogr.*, n° 419, pp. 1-13.
- (7) BLACHE J. (1928).- Volume montagneux et érosion fluviale. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 16, pp. 455-496.
- (8) BLANCHARD R. (1934).- Le prétendu niveau d'érosion du Haut-Grésivaudan. *Rev. Géogr. Alpine*. t. 22, pp. 637-647.
- (9) BORNAND M. (1978).- Altération des matériaux fluvio-glaciaires. Genèse et évolution des sols sur terrasses Quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. Thèse Doct. D'Etat. Univ. Sci. et tech. du Languedoc.
- (10) BOURRIER G. (1978).- Acquisition de la composition chimique des eaux en climat tempéré. Application aux granites des Vosges et de la Margeride. *Sci. Géol. Mém.* 52., 1974 p.
- (11) BROSSE (1978).- La Loire en Anjou. Etude sédimentologie. *Bull. soc. et sci. Anjou. B.R.G.M.*, t. 132, vol. 10.
- (12) BRUNET R., SOUTADE G. (1953).- Erosion glaciaire au Selh de la Baque. *Bull. Sec. Géogr.* vol. 66., pp. 1 à 49.
- (13) BRUNET R. (1957).- L'érosion accélérée dans le Terrefont Toulousain. *Rev. Géomorph. Dyn.* vol. 8, n° 0003-0004, pp. 33-40.
- (14) BOYE M. (1952).- Nevers et érosion glaciaire. *Rev. Géomorph. Dyn.* Vol. 3, N° 1.
- (15) CAVAILLE A. (1953).- L'érosion actuelle en Quercy. *Rev. Géomorph. Dyn.* vol. 4 n° 0002.

- (16) CHAMLEY H. (1971).- Recherches sur la sédimentation argileuse en méditerranée. Thèse Es. Sciences. Univ. D'Aix, Marseille.
- (17) CLAUZON G. (1971).- Ruissellement, transports solides. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. vol. 13., N° 0005, pp. 489-503.
- (18) CLARK S.P., JAEGER E. (1969).- Dénudation rate in the Alps from geochronologie and heat flowdata. Am. Jour. Sc., 267, pp. 1143.
- (19) COINCON R., TARDY Y., BODARD A. (1976).- Les enseignements d'ordre morphogénique et paléoclimatique apportés par l'étude des bassins de l'Ouest et de la Margeride. Rev. Géomorph. Dyn. Vol. 25, n° 0003, pp. 81-91.
- (20) COLLET L.W. (1925).- Les lac, XI, 320 P. Paris, Douin.
- (21) COMBES F. (1981).- Le barrage de Seigon (Sisteron). Un exemple de sédimentation. Docum. B.R.G.M. n° 30. pp. 101-104.
- (22) CORBEL J. (1959).- Vitesse de l'érosion. Zeitschr. Géomorph., Göttin. Band. 3. Hoft. 1., pp. 1-28.
- (23) CORBEL J. (1959).- Karsts du Yucatan et de la Floride. Bull. Ass. Géogr. Fr., n° 282-283, pp. 2-14.
- (24) CORBEL J. (1964).- L'érosion terrestre, étude quantitative. Ann. Géogr. n° 398, pp. 385-412.
- (25) COTECCHIA V., LONOCE R. (1962).- Le dérangement hydro-géologique dans la vallée du torrent de Venosa et de l'Arcidicaconata. Coll. Bari., AZHS., 59, p. 367-390.
- (26) COURBOULEIX S. (1983).- Etude géoprospective d'un site de stockage. Climatologie. B.R.G.M., 83 SGN 143 GEO.
- (27) DERRUAU M. (1944).- Technique et érosion sur le substratum cristallin des Monts Dômes. Rev. Géogr. Alp. Vol. 32., n° 0003, pp. 447-463.
- (28) DEWOLF Y., JOLY F. (1978).- Heritages périglaciaires comparés (Mont Lozère -Aigoual - Ventoux). Coll. Périglaciaire Atl. Domaine méditerr. et abords, Strasbourg. Ass. Géogr. Alsace. pp. 21-30.
- (29) ETIENNE R. (1970.- Les Monts du Forez. Thèse Doct. 3ème cycle Clermont-Ferrand.
- (30) ETLICHER B. (1984).- Les massifs du Forez. Bull. Lab. Rhodan. Geomorph. n° 15-16.
- (31) FABRE G. (1980).- Quantification de l'érosion karstique actuelle dans les karsts du Bas Languedoc. Soc. Géol. Fr. éd., 8ème réun. Ann. Sc. Ter. Marseille.
- (32) FOURNIER F. (1954).- Influence des facteurs climatiques sur l'érosion des sols. Ass. Int. Hydro. Sc. Rome. t. 3, pp. 282-288.
- (33) FRITZ B., TARDY Y. (1973).- Etude thermodynamique du système gibbsite -quartz - Kaolinite - CO₂. Sci. Géol., Bull. 26. pp. 339-367.

- (34) FRECAUT R., PAGNEY P. (1983).- Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial. Edi. Masson.
- (35) GABERT P. (1960).- Une tentative d'évaluation du travail de l'érosion sur les massifs montagneux qui dominent la plaine du Pô. Rev. Géogr. Alp., t. 48, pp. 593-605.
- (36) GAC J.Y., PINTA. M. (1973).- Bilan de l'érosion et de l'altération en climat tropical humide. Estimation de la vitesse d'approfondissement des profils. Etude du bassin versant de l'Ouham (Rép. Centre Africaine). Cah. ORSTOM, ser. Géol. vol. V. n° 1. pp. 83-96.
- (37) GALIBERT G. (1962).- Recherches sur les processus d'érosion glaciaire de la Haute montagne alpine. Bull. Ass. des Géogr. Français, n° 303-304. pp. 8-46.
- (38) GARRELS R.M. MACKENZIE F.T. (1971).- Evolution of sedimentary rocks. Norton & Co, New-York. 397 p.
- (39) GAMEZ P. (1984).- Quelques valeurs relatives à l'érosion en Lorraine. Bull. Soc. Hist. Archéol. Meuse., t. 773, n°20. pp. 31-45.
- (40) GAUTIER M. (1967).- Erosion et tectonique de la bordure sud-oriental du massif armoricain. Z. Géolmorph. DTSCH. vol. 11, n° 04, pp430-458.
- (41) GOBILLOT T. HENIN S., MICHON X. (1954).- Etude de l'érosion des vallées de la Haute-Durance et du Haute-Drac. Ass. Int. Hydrog. Sc. Rome, TI, pp. 158-171.
- (42) GODARD A. (1967).- Morphologie des socles et des massifs anciens. Erosion différentielle et tectonique. Rev. Géog. Est. Fr. vol. 7., pp. 201-209.
- (43) GUIGO M. (1979).- Hydrologie et érosion dans l'Apennin septentrional. Thèse. Univ. d'Aix.
- (44) GUILLAUME A., GUILLAUME S. (1979).- L'érosion au Plio-Quaternaire dans les Alpes. Bilan quantitatif. Réun. Gén. SGG. Lausanne, pp. 326-329.
- (45) HENIN S., GOBILLOT (1950).- L'érosion par l'eau en France métropolitaine. C.R. Acad. Sci. Série D. vol. 230. pp. 128-130.
- (46) HENIN S. (1954).- Rapport sur l'établissement d'une carte d'érosion des vallées du Haut Drac et de la Haut-Durance. C.N.R.A., Versailles 1964.
- (47) HEUSCH B. (1981).- Les Lavakas du Lac Alaotra (Madagascar). Doc. B.R.G.M. n° 30, pp. 221-227.
- (48) Hommage à Pierre BIROT (1984).- La mobilité des paysages méditerranéens. Rev. Géogr. des Pyr. et du Sud-Ouest. Travaux II. Toulouse.
- (49) JUDSON S. (1968).- Erosion rates near Rome, Italy, Science. vol. 160. pp. 1444-1446.
- (50) JUDSON S., RITTER D.F. (1964).- Rates of regional denudation in the united states. Jour. Geophys. Resea., vol. 69., pp. 3395-3401.

- (51) LAGASQUIE J. (1975).- Relation entre fracturation, relief et modèle dans un massif granitique : l'exemple du Haut-Riberot (Pyrénées ariégeoises). Bull. Ass. Géogr. vol. 52, n° 0422-0423, pp. 47-49.
- (52) LAVILLE P., LAJOINIE J.P. (1983).- Etude géoprospective d'un site de stockage. Rapport B.R.G.M. 83 SGN 541 GEO.
- (53) LEFEBVRE B. (1981).- Contribution à l'étude des rapports solides dans les retenues. Exemple de l'Eau d'Olle (Isère). Doc. B.R.G.M., pp. 229-243.
- (54) LOYE-PILOT M.D. (1981).- Transports dissouts. Transport solides. Erosion chimique. Erosion mécanique. Rev. des données récentes. Doc. B.R.G.M. n° 30; pp. 253-260.
- (55) LUPETTI C. (1954).- Les transports solides dans le bassin de l'Aterno-Pescara dus à son affluent Orte. Ass. Int. Hydro. Sc. Rome, t. I, pp. 238-252.
- (56) MAIZELS J.K. (1973).- Le glacier des Bossons. Quelques aspects caractéristiques de l'environnement proglaciaire. Rev. Géogr. Alp. Vol. 61, n° 0003. pp. 427-447.
- (57) MARTIN C. (1987).- Les mesures de l'érosion chimiques dans les bassins versants de roches cristallines : Comparaison des résultats obtenus par différentes méthodes des investigations dans le massif des Maures (Var-France). Z. Geomorph. N.E. 31-1-73-84 Berlin. Stuttgart.
- (58) MASSEPORT J. (1955).- Le sillon alpin : dépression d'érosion ou déchirure structurale ? Rev. Géogr. Alp. t. 43. Fasc. 4, pp. 793-821.
- (59) MANDIER P. (1984).- Signification dynamique et climatique du système des basses et moyennes terrasses du couloir rhodanie. Bull. Assoc. Fr. Etude Quant. B.R.G.M./ t. 454. Colloque 1983. Paris. Vol. 21. N° 17., pp. 17-19.
- (60) MEYBECK M. (1977).- Dissolved and suspended matter carried by rivers: composition, time and space variations and world balance. In: "Interactions between sediments and fresh water. Amsterdam, sept. 6.10. Junk and Pudoc.
- (61) MEYBECK M. (1979).- Concentration des eaux fluviales en éléments majeurs et apports en solution aux océans. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys. t. 21., n° 3, pp. 215-246.
- (62) MEYZENQ C. (1974).- Quelques aspects de la morphologie du Devoluy. Rev. Geogr. Alp. Vol. 62., n° 0001, pp. 93-112.
- (63) MOISSENET (1962).- Les glaciis d'érosion de la combe de Die. Bull. Ass. Geog. Fr. (12) n° 376. pp. 539-548.
- (64) NICOD J. (1970).- Sur la vitesse d'évolution au cours du quaternaire de quelques formes karstiques superficielles. Ann. Géog., Fr., 228, vol. 79, n° 0433, pp. 311-324.
- (65) NIZERY A., BRAUDEAU G. et BONNIN J. (1952).- La station du Santet pour l'étude de l'alluvionnement des réservoirs. Deuxième journée de l'hydraulique ; p. 180-215, Grenoble.

- (66) PIERCE A.S. (1979).- Long-term erosion as a factor in siting and underground nuclear-waste repository. Géol. Soc. Amer. Abstr. With Progr., vol. II, n° 1, p. 48.
- (67) PULINA M. (1954).- Preliminary studies on denudation in SW Spitsberg. Bull. Ac. Poton. Sc. 22 (2). p. 83.
- (68) QUELENNEC R.E. (1985).- Bassins versants expérimentaux en région provençale. Cadre général et équipements de mesure. Rapport B.R.G.M. 85 AGI 002 PAC.
- (69) QUELENNEC R.E. (1986).- Transports solides en Loire moyenne. Analyse des résultats des campagnes de mesures réalisés en 1984 par B.R.G.M. 86 SGN MAR.
- (70) RUSSO P. (1964).- Exemple remarquable d'évolution hydrogéologique continue : Le Rhône et la Saone. Internat. Géol. Congr. 22ème sess. n° 012, pp. 211-223.
- (71) ROCIE J.P. (1962).- Aménagement de Serre-Ponçon (Hautes Alpes). Note établie à l'occasion du voyage d'étude sur l'aménagement des bassins versants en Europe (16-24 juin 1962).
- (72) SCHAER J.P. (1979).- Mouvements verticaux, érosion dans les Alpes, aujourd'hui et au cours du Miocène. Edog. Géol. Helvet. Vol. 72, n° 1, pp. 263-270.
- (73) SOUTARDE G. (1982).- Déprise pastorale et érosion en haute montagne Catalane. Semin. PROPRIANO (Corse), Mai 1981. Bull. B.R.G.M. (2) III n° 1.
- (74) TARDY Y. (1969) - Géochimie des altérations. Mémoire serv. Carte géol. Als. Lorr. 31.
- (75) VEYRET P. (1959).- L'eau, la neige, la glace, le gel et la structure dans l'évolution morphologique de la région de Chamonix. Rev. Géog. Alp. t. 47. fasc. 1, pp. 5-36.
- (76) VIVIAN H. (1981).- Erosion et transports solides dans le bassin du Drac au Sautet. Doc. B.R.G.M. n° 30, pp. 349-358.
- (77) VOISIN L. (1982).- Données et questions actuelles de géomorphologie en Ardenne occidentale. Ann. soc. géol. Nord. Fr., B.R.G.M./F 143, vol. 102, pp. 135-143.
- (78) WEGMANN E. (1957).- Tectonique vivante, dénudation et phénomènes connexes. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., n° 1, pp. 375.
- (79) WINKLER E.M. (1970).- Erosion using modern stream-load data to estimate natural rates of denudation: discussion. Géol. Soc. Amer. Bull., USA 210, vol. 81, n° 0003., pp. 983-984.
- (80) WINCKLELL A. (1971).- Role respectif de la tectonique récente et de l'érosion différentielle dans l'élaboration du relief de la retombée nord et nord-ouest de la montagne Limousine. These Doct. 3ème cycle. Univ. Clément-Ferrand.

réalisation
service
reprographie
du BRGM

