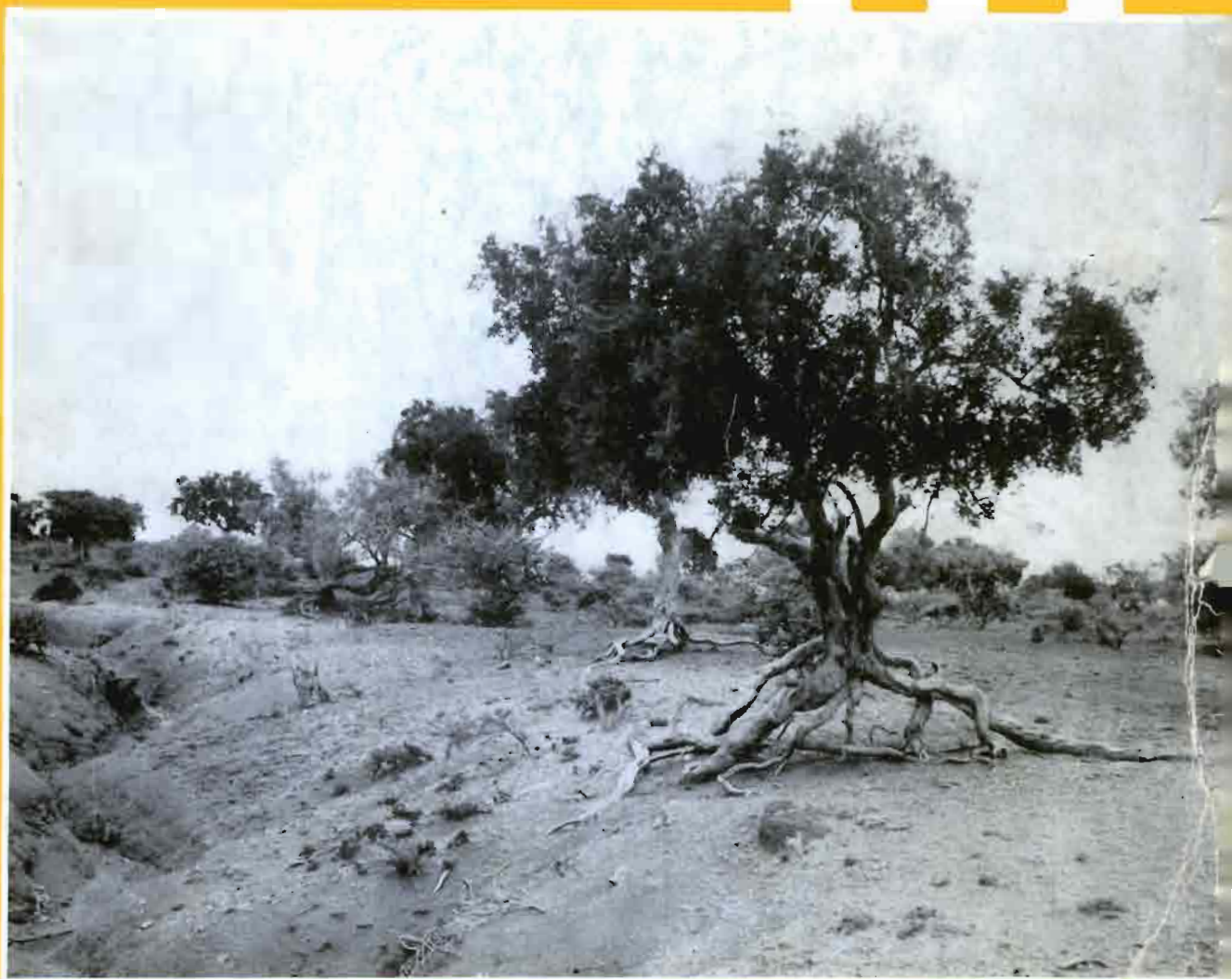


CLIMAT et ÉROSION

PAR
**FRÉDÉRIC
FOURNIER**



PRESSES UNIVERSITAIRES DE FRANCE

CLIMAT ET ÉROSION

*LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL PAR L'EAU
ET LES PRÉCIPITATIONS ATMOSPHÉRIQUES*

par

Frédéric FOURNIER

*Maître de Recherches
à l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
Docteur ès Lettres*



PRESSES UNIVERSITAIRES DE FRANCE

108, BOULEVARD SAINT-GERMAIN, PARIS

—
1960

DÉPOT LÉGAL

1^{re} édition 3^e trimestre 1960

TOUS DROITS

**de traduction, de reproduction et d'adaptation
réservés pour tous pays**

© 1960, *Presses Universitaires de France*

CLIMAT ET ÉROSION

La relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques

Le cliché publié sur la couverture représente un arbre dont les racines ont été dénudées par l'érosion du sol, en Afrique du Sud (Natal).

*(Photo Department of Agriculture,
Division of Publicity, Pretoria.)*

AVANT-PROPOS

Je veux exprimer tout d'abord à celui qui m'a formé à la discipline géographique, M. le doyen A. CHOLLEY, ma profonde reconnaissance d'avoir bien voulu se souvenir d'un de ses élèves de l'Institut de Géographie de Paris, et de l'honneur qu'il m'a fait en acceptant d'être le rapporteur de cette thèse.

Le sujet de celle-ci m'a été suggéré par M. S. HENIN, directeur du Laboratoire des Sols de l'Institut National de la Recherche Agronomique, à qui je ne redirai jamais trop ma dette de reconnaissance. Non seulement je lui dois le sujet de cette thèse, mais il en a suivi au jour le jour le développement avec une inlassable bienveillance. Me faisant largement bénéficier de son expérience magistrale, il m'a inculqué mes principes de recherche. Qu'il me permette de lui exprimer ici l'expression de mon admiration et de ma très sincère gratitude.

M. le Professeur COMBES, lorsqu'il était directeur de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer m'a toujours fait confiance et m'a encouragé dans l'élaboration de ce travail. M. le Ministre JUGLAS, lorsqu'il lui a succédé à la Direction de cet Office, a bien voulu reprendre à son compte cette confiance et ses encouragements ont été d'autant plus vifs qu'il retrouvait ici un domaine qui lui est cher. Je les prie respectueusement tous deux de croire à l'expression de mes sentiments reconnaissants.

J'associe dans ces remerciements MM. ROSSIN, ancien secrétaire général de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, et TRINTIGNAC, secrétaire général actuel, qui, de leur côté, m'ont toujours donné leur bienveillant appui.

Je tiens à faire une place particulière à M. G. AUBERT, chef du Service des Sols de l'O.R.S.T.O.M., parmi tous ceux qui m'ont aidé. La formation qu'il m'a donnée, complétant celle de géographe, a orienté profondément mes recherches vers le sujet que j'ai essayé de traiter et son appui constant m'a permis d'atteindre le but que je m'étais proposé. Je veux lui dire ici mon sincère attachement et ma très vive reconnaissance.

Je désire également que M. le Professeur PARDE sache combien je lui sais gré de m'avoir accueilli à l'Institut de Géographie alpine de Grenoble et de m'avoir donné le plus large accès à sa documentation qui est d'une exceptionnelle richesse.

Je me fais aussi un devoir de souligner le concours éclairé que j'ai trouvé auprès des services de l'O.N.M.

Enfin, je dois une particulière reconnaissance à M. J. ARNOULT, chef du Service de Biométrie de l'I.N.R.A. pour le précieux secours qu'il m'a apporté dans une partie de mes calculs statistiques, à mon Service cartographique de l'O.R.S.T.O.M. pour sa généreuse participation à mes travaux graphiques, et à l'une de mes plus anciennes collaboratrices, Mlle D. LAIDET, pour l'aide précieuse et assidue qu'elle n'a jamais hésité à m'apporter.

INTRODUCTION

Depuis longtemps déjà les méfaits de l'érosion ont été signalés et l'on se réfère souvent à un texte de Platon rattachant l'érosion du sol de la Grèce à l'exploitation intensive des forêts qui devaient fournir le bois de mine et le combustible nécessaires à l'exploitation des mines d'argile. Depuis ce temps, sporadiquement, divers auteurs ont attiré l'attention sur les dégâts provoqués par ce phénomène, mais c'est probablement à la suite de la publication du « Soil Conservation Act » aux États-Unis que le monde moderne a pris conscience de l'immense danger que constituait pour lui ce fléau.

De nombreux ouvrages ont été publiés, qui fournissent des informations sur l'érosion du sol. Les divers aspects de ce phénomène ont été étudiés. Il a fait l'objet de mesures. Il nous a semblé toutefois que l'on manquait encore d'un élément permettant de coordonner les observations effectuées dans les différentes parties du globe, surtout celles effectuées au sujet de l'érosion du sol par l'eau, forme la plus répandue et la plus dangereuse du phénomène. L'étude de la relation entre l'érosion hydrique et les facteurs qui la provoquent et l'établissement de corrélations entre des données chiffrées se rapportant au phénomène et des données chiffrées exprimant l'action de ses facteurs nous ont semblé devoir permettre la création de cet élément.

Son existence peut entraîner ensuite la possibilité de prévoir l'ordre de grandeur de l'érosion dans un lieu où il est ignoré. Il est possible, certes, de multiplier les mesures aussi bien en champs expérimentaux qu'en bassins fluviaux, mais il s'agit là de techniques coûteuses et il faut d'autre part attendre une dizaine d'années pour que le résultat moyen obtenu ait un véritable sens. De toute façon, ceci ne permet d'obtenir qu'une collection de données expérimentales qui peuvent se trouver affectées localement ou dans leur ensemble d'erreurs systématiques. Ces mesures ne supprimeraient donc pas la nécessité d'une coordination. Elles en imposeraient même l'existence.

Quels étaient alors les facteurs de l'érosion du sol que l'on pouvait prendre en considération pour comparer les situations dans ces différentes régions du globe ? L'étude du mécanisme de l'érosion montre que ce phénomène a de très nombreux facteurs mais que la plupart d'entre eux, nature du sol, végétation, relief, exercent leur influence à une échelle locale. Par contre, le climat, du moins en ce qui concerne ses phénomènes essentiels, présente une homogénéité suffisante pour composer une base de comparaison de régions à régions. D'autre part, la nature du sol, la végétation et le relief ne font que conditionner l'érosion hydrique tandis que les précipitations atmosphériques, par leurs effets multiples, choc sur le sol puis ruissellement, en sont la cause au sens fondamental du terme. Il était donc normal de prendre en considération ce dernier facteur. Il était très possible que les autres transparaissent au cours de notre recherche, et effectivement nous avons constaté l'influence de l'un d'entre eux. Mais étant donné son caractère causal, le climat devait être *a priori* seul retenu.

Une mesure de l'érosion était d'autre part nécessaire. Nous nous sommes adressés, pour l'obtenir, aux transports solides effectués par les cours d'eau parce qu'ils constituent également un phénomène homogène et parce que les hydrologues ont accumulé déjà à leur sujet un certain nombre d'informations valables. Ils ne constituent sans doute pas une mesure exacte de l'érosion totale puisque l'on ne retrouve dans les cours d'eau que les éléments terreux qui ont pu dévaler les pentes et parcourir les vallées pour se retrouver ensuite dans les cours d'eau eux-mêmes et y être entraînés loin de leur point de départ, souvent jusqu'à l'océan. Mais, de ce fait même, ils constituaient une base de comparaison

beaucoup plus sûre que celle fondée sur des mesures se rapportant à des masses de matériaux entraînés à un moment donné et dans un lieu donné et dont le déplacement, plus ou moins réduit, dépend essentiellement du paroxysme des pluies, des caprices de la topographie ou de la répartition des peuplements végétaux.

Au demeurant, nous avons estimé qu'il fallait rechercher l'élément de coordination désiré en étudiant la relation entre le climat et les transports solides effectués par les cours d'eau et qu'il serait toujours temps, une fois l'étude effectuée, de juger de son résultat. La méthode de recherche adoptée a été celle de l'analyse graphique et nous avons tout d'abord tenté de rattacher la dégradation spécifique des bassins fluviaux à l'abondance pluviale puis à d'autres données faisant ressortir le mode de distribution des pluies dans l'année. Nous avons pu, par une série d'analyses graphiques successives, constater que les données expérimentales se rapportant à la dégradation spécifique s'ordonnaient de mieux en mieux. Nous nous sommes enfin arrêtés lorsqu'une combinaison de termes climatiques a eu pour conséquence la meilleure coordination entre les points expérimentaux.

On pouvait déjà, à partir de cette représentation du phénomène, traiter de cas aberrants et montrer qu'ils reprenaient une place normale dans l'ensemble du résultat en utilisant des données que l'analyse même de ce résultat imposait. C'était déjà là un fait encourageant mais qui était insuffisant pour porter un jugement sur la valeur générale de notre tentative. C'est en appliquant nos résultats à des études locales, puis à une étude du phénomène à l'échelle du globe, que nous pensons avoir démontré la prédominance du climat en tant qu'agent d'érosion et la valeur représentative de l'expression créée pour traduire son action.

Le plan que nous avons suivi pour exposer nos recherches découle de ces considérations. La Première Partie de notre ouvrage fournit un bref rappel de notions sur l'érosion du sol par l'eau, l'exposé de la méthode de recherche adoptée et l'étude critique des deux séries de valeurs réunies. La Seconde Partie a trait aux recherches systématiques de corrélations. La Troisième Partie expose le résultat de nos recherches. Nous nous sommes efforcés de replacer ce résultat dans un cadre géographique et d'en démontrer la valeur. Enfin, débordant le cadre d'une vérification, nous n'avons pas hésité à tenter de caractériser les régions mal connues à l'aide des formules que nous avons établies et à évaluer ce que représente la masse totale de terre perdue annuellement par le globe puisque c'est à cette échelle que se pose aujourd'hui le problème de l'érosion.

PREMIÈRE PARTIE

LES BASES DE LA RECHERCHE

CHAPITRE PREMIER

L'ÉROSION DU SOL PAR L'EAU : MÉCANISMES, FACTEURS ET FORMES

I

L'ÉROSION DU SOL

Le mot « érosion » vient du verbe latin *erodere* qui signifie ronger. Il évoque donc l'usure de la surface terrestre sous l'action des éléments météorologiques. Cette action a toujours existé. Elle débute dès que les roches émergent.

Les roches se décomposent sous l'action d'agents atmosphériques : la température et la pluie. Les variations de température et d'humidité provoquent en elles des dilatations et des contractions dues à des alternances de gel et de dégel ou à des variations de la teneur en eau. Elles déterminent ainsi leur désagrégation mécanique. L'eau de pluie, plus ou moins chargée de gaz carbonique et d'autres éléments en traversant l'atmosphère et la couche superficielle du sol, dissout une partie de leurs éléments minéraux. Elle provoque leur altération chimique. Le résultat de ces deux phénomènes, désagrégation mécanique et altération chimique, est le morcellement des éléments rocheux. Ils sont réduits de volume jusqu'à la taille des sables, limons ou argiles.

De la matière organique, issue de la décomposition des végétaux, vient se mêler aux produits nés de la décomposition des roches. L'action de microorganismes s'exerce en eux. Ainsi naît le sol, couche la plus externe de l'écorce terrestre, située entre la roche non altérée et l'atmosphère.

Mais, tout en se formant, le sol s'expose inévitablement à l'action des agents atmosphériques doués de puissance érosive : le vent et l'eau de pluie. Celle-ci en particulier, lorsqu'elle tombe et ruisselle après sa chute, déplace, entraîne des éléments terreux et provoque leur transport à des distances plus ou moins grandes, souvent jusqu'à la mer.

Ce phénomène constitue la phase première du processus par lequel se façonnent et s'abaissent les versants et les formes du terrain, processus dont le résultat dans le temps géologique est l'évolution des reliefs.

Lorsque le phénomène est normal, un équilibre s'établit. La vitesse d'usure du sol est assez lente pour que sa vitesse de formation par décomposition des roches compense les pertes subies. Le sol se maintient. On a affaire alors à une érosion lente, à une érosion que l'on peut qualifier de géologique.

Mais lorsqu'il existe une rupture d'équilibre en faveur des actions érosives, le phénomène décrit prend une forme accélérée. L'érosion accélérée peut survenir déjà dès le début de la décomposition de roches peu résistantes, se désagrégeant vite en éléments fins facilement entraînaables. Elles sont rapidement affouillées sans formation complète d'un sol sur elles (Pl. I a, hors texte).

L'accroissement de la vitesse du ruissellement et l'effet de la gravité en régions de fortes pentes peut provoquer l'entraînement rapide d'éléments rocheux de toutes tailles. En ce cas encore, il ne subsiste constamment à la surface topographique qu'un « horizon de début de formation d'un sol » (horizon C des profils pédologiques).

Mais l'érosion accélérée prend surtout toute son ampleur sur les sols en pente lorsqu'ils sont laissés nus et sans protection végétale ou lorsqu'ils sont mal exploités. Dans ces conditions, l'usure dépasse la vitesse de formation. Le sol s'amincit puis disparaît et la terre est ruinée.

C'est ce phénomène accéléré, dont la gravité est d'autant plus grande que l'action des facteurs qui le provoquent est plus intense, qui constitue l'érosion catastrophique à laquelle il faut attribuer la destruction au moins partielle d'un cinquième des terres cultivables du monde.

II

LES MÉCANISMES ET LES FACTEURS DE L'ÉROSION DU SOL PAR L'EAU

Le phénomène d'érosion du sol par l'eau s'extériorise sous deux formes essentielles dont le mécanisme diffère :

Dans un cas, l'eau attaque le sol en sa zone superficielle et les éléments terreux entraînés le sont séparément les uns des autres.

Dans l'autre cas, l'eau attaque le sol non pas en surface seulement mais sur toute une épaisseur de son profil. En ce cas, une masse entière de terre est susceptible d'être entraînée et non pas des particules séparées.

A) L'attaque du sol en surface

Le mécanisme de cette forme d'érosion quasi générale à la surface du globe comporte deux actions :

- l'action des précipitations ;
- l'action du ruissellement.

1. L'action des précipitations

C'est un fait presque intuitif, écrit S. Henin [15, p. 2] (1) que les éléments solides sont d'autant plus facilement entraînés par les fluides, par l'eau en particulier, qu'ils sont de plus petite taille. Ceci n'implique nullement que l'eau ne soit pas capable d'entraîner des éléments très grossiers, mais ce phénomène se produit surtout lorsque le courant d'eau possède une capacité de transport très élevée, c'est-à-dire dans des circonstances plus exceptionnelles.

Les éléments entraînés par l'érosion hydrique sont donc par excellence des éléments fins.

Mais les sols, exception faite du cas où leur structure est monoparticulaire, se présentent en général sous la forme d'un assemblage d'éléments de taille et de forme variables (agrégats, mottes), tous constitués de particules sableuses et limoneuses cimentées par l'argile et l'humus. Ces éléments sont de dimensions assez grandes pour être difficilement entraînés par l'eau lorsqu'elle ruisselle. C'est alors qu'apparaît l'une des actions essentielles exercées par les précipitations dans le phénomène d'érosion hydrique : elles président à la formation des éléments fins susceptibles d'être entraînés par l'eau en désagrégeant les agrégats et les mottes et en en détachant des particules fines.

Lorsqu'en effet les gouttes de pluie viennent s'écraser au sol, elles possèdent une énergie cinétique. Celle-ci est d'autant plus élevée que la taille des gouttes, et par conséquent leur vitesse de chute, sont elles-mêmes plus grandes. Elles exercent donc à leur point d'impact un effet mécanique qui se complètera ultérieurement par un effet physico-chimique.

(1) Les chiffres gras entre crochets renvoient aux numéros de la *Bibliographie, infra*, p. 195-198.

Si les gouttes sont petites et le sol relativement sec, il ne se produit qu'un choc mou : la pluie s'agglomère aussitôt au sol sans le détruire mécaniquement.

Mais si de grosses gouttes ayant une vitesse de chute élevée tombent sur des mottes ou des agrégats déjà disloqués dans une certaine mesure par humectation, elles rebondissent sous forme de multiples gouttelettes qui entraînent en elles des particules fines. Il se produit le rejaillissement d'un mélange d'eau et d'éléments terreux arrachés aux mottes et aux agrégats. Ceux-ci sont « burinés » et une certaine quantité de terre se trouve déplacée (Pl. I *b, c, d*, hors texte).

L'étude de l'action des gouttes d'eau a été entreprise tant en France qu'aux États-Unis. Les connaissances les plus approfondies sur cette question résultent des travaux de W. D. Ellison [11]. Ce chercheur américain a établi la relation suivante :

$$E = kV^{4,33} d^{1,07} I^{0,85}$$

E : poids (grammes) de terre déplacé en 30 min ;

k : coefficient dépendant du sol ;

V : vitesse de chute des gouttes en pieds-seconde ;

d : diamètre des gouttes en millimètres ;

I : intensité de la précipitation en pouces par heure.

Elle montre, dans une condition donnée, l'influence prépondérante qu'exercent la vitesse de chute et la taille des gouttes d'eau sur la dispersion mécanique du sol. Ce sont les pluies violentes qui sont douées d'un pouvoir destructeur. Les pluies fines et lentes sont très peu érosives.

→ L'intensité des précipitations est donc un facteur de l'érosion du sol d'une importance primordiale. Elle est à l'origine de la formation du matériau entraînable en priorité par le ruissellement (1).

La quantité de terre déplacée par la pluie ne dépend cependant pas uniquement de l'intensité de chute de celle-ci. Le sol exerce une influence qui est traduite dans la relation d'Ellison par le coefficient k .

Ce coefficient exprime la détachabilité du sol, c'est-à-dire sa sensibilité à l'action des gouttes de pluie. Il existe de grandes différences entre les sols en ce qui concerne leur comportement sous cette action. La quantité de terre déplacée par la pluie sera d'autant plus grande que les mottes et les agrégats seront plus susceptibles de se disloquer.

→ La détachabilité des sols va à l'inverse de leur cohésion. Elle dépend de leur texture et de la stabilité de leur structure.

→ La détachabilité est très forte lorsque la cohésion des mottes ou des agrégats est très faible. Les sols à structure monoparticulaire, dans lesquels toutes les particules sont séparées les unes des autres (cas des sols très sableux par exemple) présentent une détachabilité élevée. Il en est de même, autre exemple, dans le cas des marnes contenant une grande proportion de calcaire fin : elles « fondent » littéralement sous l'action de l'eau. Au contraire, l'argile conférant au sol une cohésion très grande, les sols très argileux présentent une détachabilité très faible.

→ La nature même du sol apparaît donc comme un second facteur de son érosion par l'eau.

Dans la lutte qui se produit entre lui et la pluie, la pente et la végétation interviennent également.

Si le terrain est horizontal, les transports qui s'effectuent en tous sens sous l'action des gouttes d'eau se compensent mutuellement. Si, au contraire, le terrain est incliné, on conçoit aisément que le

(1) Nous avons particulièrement insisté ici, à ce sujet, sur l'action des précipitations, mais celle-ci n'est pas la seule à produire cet effet. Nous verrons ultérieurement l'action du ruissellement en ce domaine. Il faut signaler en outre, pour ne rien omettre, l'action du gel et du dégel (Pl. II *a, b, c*, hors texte).

En période de froid, une certaine épaisseur de sol gèle. A ce moment, l'eau qu'elle contient est extraite des petits agrégats et vient cristalliser en glace autour d'eux. De plus, une notable quantité d'eau est appelée des horizons inférieurs du sol vers la zone de gel. En se développant les cristaux de glace disloquent plus ou moins les agrégats, si bien qu'au dégel une masse d'éléments fins se trouve libérée. Le terrain dégélé présente un aspect boueux, d'autant plus qu'il est gorgé par l'excès d'eau venue du sous-sol.

Le matériau ainsi constitué est évidemment très susceptible d'être entraîné par le ruissellement.

parcours de l'eau qui rebondit est plus grand dans le sens de la pente qu'en sens inverse. Il s'ensuit un transport de terre vers le bas.

La végétation de son côté joue vis-à-vis du sol un rôle protecteur en interceptant les gouttes d'eau. Celles-ci ne touchent plus le sol avec leur force vive primitive. Elles s'égouttent seulement d'une faible hauteur sans produire un effet mécanique marqué.

Ainsi, en résumé, l'action de la pluie crée une importante modification du milieu. La pluie « bat » le sol et provoque un premier déplacement de terre. Ceci s'inscrit dans l'aspect du terrain : terre battue, mottes aux contours arrondis recouvertes sur leurs flancs de lames de boue, colonnettes de terre nées de la protection du sol par une pierre ou un petit végétal, etc. (Pl. I *b, c, d*, hors texte).

Si la violence des précipitations est le facteur qui détermine le phénomène décrit, le sol, par sa détachabilité, la pente et la végétation interviennent dans son développement et son déroulement.

2. L'action du ruissellement

Après sa chute, l'eau des précipitations ne peut qu'être évaporée, s'infiltrer ou rester à la surface du sol. Abstraction faite de l'eau évaporée, l'état de perméabilité du sol règle à tout moment la répartition entre eau qui s'infiltré et eau qui s'écoule.

La loi fondamentale de l'infiltration de l'eau dans le sol fournit la clé de cette répartition. Brièvement résumée, elle est la suivante :

Soit une colonne de terre de hauteur L sur laquelle est maintenue en permanence une épaisseur d'eau H . Après un certain temps, le débit de la colonne est constant et la vitesse V de pénétration de l'eau peut s'écrire :

$$V = K \frac{(H + L)}{L}$$

Lorsqu'une précipitation tombe sur un sol sec, il n'y a au début du phénomène qu'une très faible hauteur de terre mouillée surmontée d'une certaine hauteur d'eau. Le rapport

$$\frac{(H + L)}{L}$$

est alors grand. Mais très rapidement l'eau pénètre dans le sol et L croît. Comme H varie peu, le rapport

$$\frac{(H + L)}{L}$$

tend vers 1 et V tend vers K .

K est donc la caractéristique hydrodynamique du sol qui conditionne la répartition des pluies en eau d'infiltration et eau de ruissellement.

Si, en effet, K permet à tout moment l'infiltration d'une quantité d'eau supérieure ou égale à celle apportée par la pluie, aucun écoulement ne se produit sur le sol. Dans le cas contraire, une lame d'eau se constitue à la surface de celui-ci. L'eau non infiltrée s'écoule alors sur les moindres pentes. Ainsi naît le ruissellement, agent d'attaque du sol et agent transporteur des éléments terreux arrachés.

Il est agent d'attaque en burinant les agrégats et les mottes à l'aide de la charge solide qu'il possède. Les particules terreuses qu'il transporte heurtent ceux-ci avec une force vive. Elles exercent sur eux un effet mécanique capable de produire le détachement d'autres particules, voire même une forte usure. Il existe d'autre part une action non négligeable du ruissellement lorsqu'un écoulement d'eau est organisé. C'est l'attaque des berges d'un courant d'eau, que ces berges limitent un cours d'eau, un simple ravin dans lequel existe un écoulement soit intermittent soit continu, ou même une simple rigole inscrite dans un champ. Outre évidemment l'ablation de terre qui s'inscrit dans la topographie par l'apparition de marmites, le sapement à la base des berges peut provoquer des éboulements, sources d'éléments transportables par l'eau (Pl. II *d*, III *a, b*, hors texte).

Cette action du ruissellement s'ajoute à celles de la pluie et du gel pour constituer la phase première du mécanisme d'attaque du sol en surface : la formation d'éléments susceptibles d'être entraînés.

La seconde phase du phénomène d'érosion du sol, le transport des éléments, relève entièrement du ruissellement.

Lorsque l'eau ruisselle à la surface du sol, il est rare que ce soit sous la forme d'une lame continue. Ce n'est qu'en certaines conditions pédologiques ou climatiques, pluies torrentielles en particulier, que cette forme d'écoulement apparaît. En général, les plus minimes aspérités du terrain provoquent la formation d'une multitude de filets d'eau s'écoulant plus ou moins suivant la ligne de plus grande pente. Ces filets sont des veines liquides ayant en tous points une densité, une épaisseur et une pente, ces deux derniers facteurs déterminant une vitesse. Ils possèdent donc une capacité d'entraînement et une puissance brute de transport d'éléments solides (1). Les particules détachées du sol vont subir par excellence leur action. Cette action s'effectue selon le processus suivant.

✕ Le ruissellement se faisant sur un matériau rugueux et avec une certaine vitesse, des frottements se produisent qui donnent naissance dans les filets d'eau à de petits tourbillons. Ceux-ci, grâce à leur vitesse ascensionnelle, mettent en suspension les particules terreuses.

Les plus fines restent en suspension et sont inexorablement entraînées. D'autres, plus grosses, ne sont mises en suspension que lorsque la vitesse ascensionnelle des tourbillons, elle-même sous la dépendance étroite de la vélocité de l'eau, atteint une certaine valeur. Elles ont tendance à se déposer lors d'un abaissement de celle-ci mais peuvent être ultérieurement reprises par d'autres tourbillons : elles sont déplacées en saltation. Enfin de plus grosses encore, parce qu'elles sont relativement trop lourdes, ne sont que tractées sur le fond du lit du filet d'eau. Leur traction cesse également pour toute diminution de la force tractrice créant leur déplacement.

~ Ainsi, comme dans les cours d'eau, les éléments terreux transportés par le ruissellement sont 7 déplacés selon trois modes : en suspension, en saltation et par traction sur le sol.

Il est facile de concevoir à nouveau, après cet exposé de la naissance et de l'action du ruissellement, quels sont les facteurs de l'érosion du sol par l'eau.

1. En ce qui concerne le climat, les précipitations interviennent tout d'abord par leur intensité dans la formation du ruissellement. Lorsqu'en effet les précipitations sont très intenses, il tombe dans un temps très bref une hauteur d'eau élevée. La vitesse de pénétration de l'eau dans le sol est presque toujours insuffisante dans cette circonstance pour assurer son infiltration. Le ruissellement apparaît en 7 un temps extrêmement court.

7 La durée et l'intensité de la pluie agissent d'autre part conjointement en réglant l'abondance pluviale. De celle-ci dépend l'engorgement du sol. Mais surtout elle commande l'importance du ruissellement une fois que celui-ci est établi. Il sera en effet d'autant plus abondant qu'il sera plus alimenté. Or l'épaisseur des filets d'eau qui s'écoulent est un facteur de leur vitesse qui, elle-même, est facteur de leur capacité d'entraînement et de leur puissance brute de transport.

Un troisième caractère des précipitations peut enfin exercer son influence : c'est le caractère de fréquence. Mais l'action exercée alors s'apparente somme toute à celle de la durée des pluies. Lorsque deux pluies se succèdent avant que le sol ne se soit ressuyé, la seconde ne peut s'infiltrer et ruisselle. Ce phénomène est analogue à celui qui se produit lorsqu'une pluie de longue durée sature le sol : l'annihilation de l'infiltration provoque le ruissellement.

2. En ce qui concerne le sol, c'est le coefficient K qui conditionne le ruissellement. Il est une conséquence de la structure du sol. Plus celui-ci est poreux, c'est-à-dire plus il possède d'espaces pénétrables par l'eau, plus la valeur de K est grande. Il faut, dans ces conditions, que les pluies aient un niveau d'action très élevé pour que le ruissellement se produise. Lorsqu'au contraire la structure et la porosité 7 du sol sont mauvaises, la valeur de K est faible et le ruissellement se produit facilement.

L'état de la partie supérieure du sol n'est pas seulement à considérer. Il est évident que l'eau

(1) On peut très utilement se reporter à ce sujet à PARDÉ [31, p. 10 à 29].

pénètre dans la totalité du profil de celui-ci et que la valeur de K pour le sous-sol a également une importance. Si, en effet, sous une couche arable en parfait état se trouve un horizon présentant une mauvaise structure et une faible perméabilité, l'eau qui filtre sera ralentie ou arrêtée dans son mouvement descendant. La partie supérieure du sol va se saturer et le ruissellement débutera malgré tout.

Il a été signalé d'autre part que l'entraînement des particules dépendait de leur taille. La composition granulométrique et les propriétés physico-chimiques du sol jouent donc également un rôle certain. En effet, lorsque les colloïdes argileux et humiques maintiennent agglomérées les particules sableuses et limoneuses, ils président à la formation d'aggrégats de taille très supérieure à celle de leurs constituants. Si ces aggrégats sont très stables, c'est-à-dire s'ils ne se détruisent pas, ils ne sont pas entraînables ou du moins faut-il pour les entraîner que le ruissellement possède des capacités d'entraînement et de transport très exceptionnelles.

3. La puissance érosive de l'eau en mouvement et sa capacité de transport dépendent, suivant une fonction assez complexe, de la densité et de la vitesse de l'écoulement, celle-ci étant réglée par l'épaisseur et surtout la pente des veines liquides. Ce dernier point amène à préciser l'action primordiale d'un troisième facteur de l'érosion du sol : le relief.

La vitesse du ruissellement est en effet étroitement liée au degré de pente. Lorsque celui-ci augmente, l'érosion s'accroît toujours.

La pente intervient d'autre part dans le déroulement du phénomène de ruissellement de la manière suivante. Si l'on considère une surface située au bas d'un versant, on s'aperçoit qu'elle voit ruisseler sur elle non seulement la quantité d'eau qu'elle refuse mais également celle refusée par toute la surface située à son amont jusqu'en haut du versant. La hauteur de la lame d'eau qui s'écoule s'accroît donc vers l'aval des pentes. Comme cette hauteur est facteur de la vitesse d'écoulement, on conçoit qu'il se forme à la partie inférieure des versants des ruissellements dont le pouvoir érosif est considérable.

Il découle de cette considération que la longueur de pente est également facteur de l'érosion du sol par l'eau car plus elle est grande, plus la quantité d'eau qui peut parvenir de l'amont est importante.

4. Déjà en étudiant l'action de la pluie, la végétation était apparue comme un élément intervenant dans la lutte entre l'eau et le sol. Ici encore son action protectrice doit être signalée : lorsqu'elle est présente, elle retarde la concentration du ruissellement et diminue par freinage sa vitesse d'écoulement.

En résumé, les brèves notions fournies sur l'attaque de la surface du sol par l'eau mettent en évidence les facteurs de son érosion.

Les précipitations atmosphériques en sont le facteur créateur. Leur intensité et leur abondance déterminent d'une part la formation des éléments susceptibles d'être entraînés et d'autre part la formation du ruissellement.

Le sol règle le phénomène par sa nature même. Sa résistance à l'attaque pluviale dépend de sa détachabilité. Sa résistance à l'action du ruissellement dépend de sa structure. Sa perméabilité en surface ou en profondeur influe sur la naissance du ruissellement.

La pente et la végétation interviennent dans la lutte entre l'eau et le sol. La première, par son inclinaison et sa longueur, est facteur de la puissance érosive de l'eau en mouvement et de sa capacité de transport. La seconde contrecarre l'action de l'eau et aide le sol à se défendre.

Les six tableaux suivants, dressés à l'aide de données fournies par les Stations de Recherche du Service de la Conservation du Sol des États-Unis, démontrent bien l'influence exercée par :

- l'intensité des précipitations : tableau 1 ;
- l'abondance des précipitations : tableau 2 ;
- la fréquence des précipitations : tableau 3 ;
- l'inclinaison de la pente : tableau 4 ;
- la longueur de pente : tableau 5 ;
- la végétation : tableau 6.

Tableau 1 : Il est très significatif : l'érosion du sol croît nettement avec l'intensité des précipitations.

TABLEAU 1

INFLUENCE DE L'INTENSITÉ DES PRÉCIPITATIONS SUR L'ÉROSION DU SOL

Classification de 183 pluies érosives en fonction de leur intensité de chute et érosion moyenne par pluie pour chaque classe d'intensité pluviale (Zanesville, Ohio, U.S.A., 1934-1942) [4]

Classes d'intensité pluviale (mm/h pendant les 5 min recevant le plus d'eau)	Nombre de pluies	Érosion moyenne par pluie (t/km ²)
0 à 25,4	40	375
25,4 à 50,8	61	595
50,8 à 76,2	40	1 178
76,2 à 101,6	19	1 944
101,6 à 127	13	3 424
127 à 152,4	4	3 632
152,4 à 177,8	5	3 872
228,6 à 254	1	4 793

TABLEAU 2

INFLUENCE DE L'ABONDANCE DES PRÉCIPITATIONS SUR L'ÉROSION DU SOL

Classification de 274 pluies érosives en fonction de leur abondance et de leur intensité de chute et érosion moyenne par pluie pour chaque classe d'abondance pluviale (Statesville, Caroline du Nord, U.S.A., 1931-1938) [8]

A : nombre de pluies ;

B : érosion moyenne par pluie en tonnes par kilomètre carré.

Classes d'abondance pluviale (mm)	Classes d'intensité pluviale (mm/h pendant les 5 min recevant le plus d'eau)							
	0 à 38,1		38,1 à 76,2		76,2 à 114,3		Plus de 114,3	
	A	B	A	B	A	B	A	B
0 à 25,4	108	49	38	323	16	973	5	1 114
25,4 à 50,8	27	202	26	951	9	1 477	6	1 420
50,8 à 76,2	15	212	12	840	4	2 532	3	3 098
Plus de 76,2			1	1 485	3	1 603		

Tableau 2 : Ce tableau montre tout d'abord une nouvelle fois le rôle primordial de l'intensité des précipitations puisque, dans chaque classe d'abondance pluviale, l'érosion croît avec l'intensité de la pluie. Il révèle également l'influence de l'abondance pluviale puisque, pour un même ordre d'intensité, l'érosion du sol croît fréquemment avec elle. Mais ceci n'est pas règle générale et cette dernière observation prouve que les précipitations agissent plus par leur intensité que par leur abondance.

D'autre part, l'étude des facteurs de l'érosion du sol a été entreprise en les exposant séparément

les uns des autres. Mais il ne faut pas oublier qu'ils agissent tous simultanément, et le tableau 2 le rappelle. Il montre en effet que deux séries de pluies, les unes plus volumineuses que les autres mais ces dernières plus intenses que les premières, peuvent provoquer une même érosion : 951 et 973 t/km² par exemple.

Tableau 3 : L'action d'une série de pluies successives y est retracée. On voit que la première pluie, malgré son abondance, s'est infiltrée plus qu'elle n'a ruisselé parce qu'elle est tombée sur un sol peu humide. Elle n'a provoqué que peu d'érosion. Par contre, la seconde pluie, bien que moins abondante, a ruisselé le lendemain à 66 % parce que les conditions d'humidité du sol s'étaient modifiées. Elle a presque triplé la perte en terre du champ.

TABLEAU 3

INFLUENCE DE LA FRÉQUENCE DES PRÉCIPITATIONS SUR L'ÉROSION DU SOL

Ruissellements et érosions provoqués par 5 pluies successives à Zanesville (Ohio, U.S.A.)
sur un champ de 200 m² en juin 1940 [4]

	Hauteur d'eau tombée (mm)	Hauteur d'eau ruisselée (% des précipitations)	Érosion (t)
9 juin	19,3	25	1,5
10 —	13,7	66	4
11 —	23,8	69	8,9
15 —	14	65	4,2
17-18 —	13	50	4,6

TABLEAU 4

INFLUENCE DE L'INCLINAISON DE LA PENTE SUR LA VALEUR MOYENNE ANNUELLE DU RUISSELLEMENT ET DE L'ÉROSION DU SOL PAR L'EAU

Études faites en parcelles expérimentales

dans cinq Stations expérimentales de Conservation du Sol des États-Unis

1. Spur, Texas, 1926-1937 ; 2. Zanesville, Ohio, 1934-1936 ; 3. Temple, Texas, 1933-1936

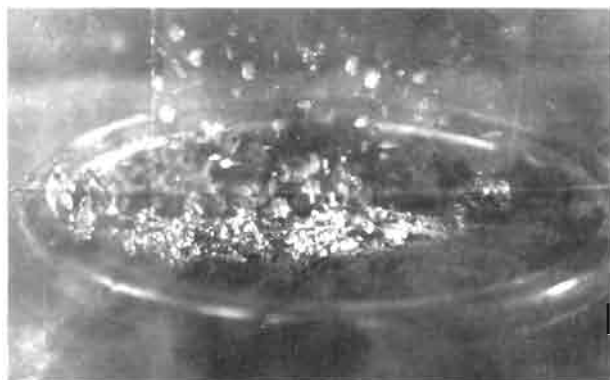
4. Tyler, Texas, 1933-1936 ; 5. Bethany, Missouri, 1931-1935 [3, 4, 3, 33, 39]

Type de sol	Pluie moyenne annuelle (mm)	Longueur de pente (m)	Inclinaison de pente (%)	Culture	Erosion moyenne annuelle (t/km ²)	Ruissellement moyen annuel (% des pluies)
1. Limon argileux de Miles (Texas).....	526	30	0 1 2	Coton	543 1 284 1 729	6,4 15,1 15,5
2. Limon fin de Muskingum (Ohio).....	926	22	8 12	Maïs	14 825 18 087	30,4 42
3. Argile de Houston (Texas)	889	22	2 4	Maïs	2 618 7 511	13,4 16,6
4. Limon finement sableux de Kirvin (Texas)	1 041	22	8,75 16,5	Coton	6 894 17 790	20,9 14,6
5. Limon de Shelby (Missouri)	940	27,5	3,7 8	Maïs	4 867 17 000	29,4 28,3

a) Erosion intense sur marnes dans l'Est du Transvaal. →



(Photo Dép. de l'Agriculture de l'Union Sud-Africaine.)



(Photo Henny.)

b) Effet de la chute et du rebondissement des gouttes d'eau. Les particules terreuses sont fixées sur la plaque de verre verticale. ←



(Photo Henny.)

c) Formation de colonnettes de terre grâce à la protection du sol par des pierres. L'effet des gouttes de pluie sur le sol est visible. →



(Photo Henny.)

← d) Motte de terre burinée par l'action de la pluie.

a) Soulèvement du sol sous l'effet du gel. →



(Photo Henin.)



(Photo Henin.)

← b) Déchaussement de la végétation sous l'effet du gel.



(Photo Henin.)

c) Filets d'eau boueuse provenant de la fonte des neiges. →



(Photo Fournier.)

← d) Sêta, Sénégal. Effet de la concentration de l'eau ruisselée dans un thalweg. Nappe ravinante.

TABLEAU 5

INFLUENCE DE LA LONGUEUR DE LA PENTE SUR L'ÉROSION DU SOL
Ruissellements et érosions provoqués par 5 pluies de grande intensité
sur trois parcelles différant en longueur (Clarinda, Iowa, U.S.A.) [27]

Longueur de la pente (m)	Ruissellement (% de la hauteur d'eau tombée)	Érosion (t/km ²)
48	10,8	2 134
96	18	4 511
192	20,3	8 119

TABLEAU 6

INFLUENCE DE LA VÉGÉTATION SUR L'ÉROSION DU SOL
Érosion comparée sous deux types de végétation, le milieu étant identique par ailleurs

Station	Végétation	Érosion moyenne annuelle (t/km ²)
Tyler, Texas, U.S.A., 1933-1936 [33]	Coton Pâturage	6 894 8,89
Zanesville, Ohio, U.S.A., 1934-1936 [4]	Maïs Pâturage	18 087 7,65

La volumineuse pluie du troisième jour a évidemment ruisselé encore plus et a exacerbé le phénomène d'érosion. Ensuite, malgré un arrêt de trois jours, insuffisant pour le ressuyage du sol, une nouvelle pluie de 14 mm seulement n'a pu s'infiltrer que très peu et a maintenu une érosion de 4,2 t, érosion qui s'est poursuivie deux jours plus tard malgré la diminution de la pluie (13 mm en deux jours).

Tableau 4 : L'influence du degré de pente sur l'érosion du sol y apparaît très nettement. En chaque cas d'identité de milieu naturel, l'érosion moyenne annuelle croît en effet lorsqu'il augmente.

Il est remarquable de noter ici qu'il n'en est pas de même pour le ruissellement : celui-ci peut ne pas varier (exemple 5) ou même décroître (exemple 4). Ceci est probablement dû au fait qu'un sol, s'il peut devenir battant, le devient plus facilement en faible pente qu'en forte pente. En cette circonstance, la perméabilité du sol diminue dans le premier cas et le ruissellement augmente en quantité. Dans le second cas, au contraire, la perméabilité originelle du sol subsiste et on enregistre un ruissellement moindre.

Il n'en reste pas moins que le degré de pente accroît la vitesse du ruissellement et que ce seul accroissement suffit pour provoquer une augmentation de l'érosion du sol.

Tableau 5 : Il montre bien l'effet de la longueur de la pente sur l'érosion.

Tableau 6 : Les deux données simples qu'il présente illustrent l'action de l'une des végétations les plus protectrices du sol.

B) L'attaque du sol sur une épaisseur de son profil

Dans la première forme d'érosion étudiée, des particules terreuses séparées les unes des autres sont entraînées par l'eau de ruissellement. Ce cas est le plus fréquent à la surface du globe.

Mais il existe des circonstances dans lesquelles le sol peut être déplacé suivant un mouvement d'ensemble : il se produit alors un mouvement de masse.

L'eau est encore à l'origine de cette seconde forme d'érosion mais l'entraînement de terre qui survient s'effectue selon des mécanismes différents.

Une première circonstance dans laquelle se réalise un mouvement de masse est le sapement du sol. Sa partie supérieure est mise en déséquilibre : il se produit un éboulement. Ce sapement est effectué le plus souvent à la surface du terrain par l'eau de ruissellement. Cependant, il peut être interne. Il se forme alors à l'intérieur du terrain un chenal ou une cavité dont le toit peut s'effondrer par soutirage au vide.

La seconde circonstance non moins importante dans laquelle un mouvement de masse se déclenche est celle qui voit, dans un milieu caractérisé par un relief accentué, la saturation d'un horizon, celle-ci étant due à la présence d'un horizon imperméable plus ou moins profond.

Lorsqu'en effet une certaine épaisseur de sol se trouve reposer sur un horizon imperméable (horizon B du sol fortement argileux, roche-mère argileuse, marneuse, etc.), elle est maintenue en place, même sur une pente forte, par sa cohésion due tant à sa cohésion propre qu'au tissu de racines qui constitue une véritable armature.

Mais à la suite de pluies abondantes et prolongées, le sol peut se trouver gorgé d'eau. Imbibés, les colloïdes qui lui confèrent sa résistance prennent une consistance presque liquide. L'horizon imperméable du sous-sol devient un plan réellement « lubrifié ». Il est malheureusement très fréquent d'autre part que le sous-sol imperméable, par conséquent compact, ne permette pas de ce fait l'installation des racines. Celles-ci fixent alors très mal l'épaisseur du sol surmontant l'horizon imperméable. En ces conditions, aucune force ne vient s'opposer au poids de la masse de terre qui, gorgée d'eau, se met à glisser en un mouvement d'ensemble.

Ce mouvement revêt des formes différentes selon la conjoncture réalisée. Il peut y avoir saturation complète de toute l'épaisseur du sol située au-dessus de l'horizon imperméable. Cette saturation peut ne se produire qu'au niveau de cet horizon. Elle peut même exister sans sa présence, par exemple lors d'un engorgement de surface dû à une pluie extrêmement violente, à la fonte de la neige, etc. La seule condition de relief accentué est susceptible de provoquer en ce dernier cas un déplacement de terre en masse. En ces différents cas, la zone du profil du sol affectée et les mouvements qui en résultent ne sont pas les mêmes.

Tous les mécanismes dont il a été question ici sont différents de celui qui préside à l'existence de la première des deux formes d'érosion étudiées, mais ils n'en sont pas moins liés aux mêmes causes : intensité et abondance des précipitations, nature du sol, pente, végétation.

III

LES FORMES DE L'ÉROSION DU SOL PAR L'EAU

Le phénomène d'érosion du sol prend donc naissance suivant les mécanismes analysés succinctement ci-dessus et sous l'action des facteurs cités. Il se manifeste alors dans la nature en créant divers aspects du terrain. Ceux-ci sont dus aux divers degrés et modes d'action des facteurs ainsi qu'aux diverses combinaisons qui peuvent survenir entre ces derniers.

Deux formes fondamentales d'érosion du sol par l'eau existent, dues aux deux modes d'action de l'eau sur le sol.

A) Le détachement des particules constitutives du sol et leur entraînement par l'eau qui ruisselle. Cette forme est due à l'action des précipitations et du ruissellement ;

B) Le mouvement du sol en masse. Cette forme est due à l'attaque du sol par l'eau sur une épaisseur de son profil, à la mise en déséquilibre du sol et à l'action de la pesanteur.

Chacune de ces deux formes fondamentales englobe plusieurs formes d'érosion.

**A) Le détachement des particules constitutives du sol
et leur entraînement par l'eau qui ruisselle**

1. L'érosion en nappes (Pl. III c, d, IV a, b, c, hors texte)

L'érosion en nappes résulte d'un détachement d'éléments constitutifs du sol par la pluie et le ruissellement et d'un écoulement superficiel, relativement homogène dans l'espace, de l'eau tenant en suspension ou tractant les éléments terreux arrachés.

Le mélange d'eau et de terre s'écoule le long des pentes comme une nappe et le sol se trouve découpé par couches successives. Il est évident qu'en ce type d'érosion ce sont surtout les particules fines du sol qui sont entraînées.

Dans la condition pédologique particulière qu'est la présence d'un horizon imperméable à très faible profondeur (quelques centimètres) et en milieu caractérisé par un relief très peu accentué, une phase terminale de ce phénomène mérite d'être signalée. Elle est la suivante :

Lorsqu'au cours de l'érosion en nappes une lame d'eau s'écoule à la surface du sol, elle se dirige vers les moindres petites dépressions. Elle se rassemble dans les thalwegs, aussi peu marqués soient-ils. Si le sol est imperméable à très faible profondeur, il ne permet pas l'infiltration de l'eau en ces points bas. Celle-ci s'étale, en cas de pentes très peu marquées, en une nappe peu profonde (quelques centimètres) mais souvent large. Cette nappe s'écoule vers l'aval en s'incrétant dans la surface topographique. Elle n'affouille pas la zone imperméable mais s'installe dans l'horizon qui la surmonte. Elle est limitée alors par deux petits abrupts hauts de quelques centimètres, des « microberges ». Dans cette condition, elle attaque latéralement la partie superficielle du sol. Le frottement des filets d'eau sur les parois latérales rugueuses du lit de la nappe engendre en celle-ci des mouvements tourbillonnaires à puissance érosive certaine. On peut observer des « micromarmites » et l'ablation de terre s'inscrit sur le sol par un festonnement des « microberges ». Il se produit d'autre part un phénomène beaucoup plus ample. Au cours de l'écoulement de la nappe d'eau, on peut observer un sapement à la base des « microberges ». A un certain moment, il se produit un déséquilibre des éléments en surplomb. Une longue fente se forme alors dans le sol à quelques centimètres du bord de la nappe et toute la partie comprise entre celle-ci et la fente s'effondre pour être immédiatement entraînée. Les « microberges » reculent et la nappe s'étend en largeur. Elle érode donc le sol par mouvement d'extension latérale. La partie superficielle du sol est littéralement tranchée sur une surface forcément limitée mais sur une hauteur déjà importante qui peut atteindre quelques centimètres.

On peut qualifier ce phénomène d'érosion en nappes ravinentes.

2. L'érosion en rigoles (Pl. IV d, hors texte)

L'érosion en nappes est souvent qualifiée de pernicieuse car elle est difficile à déceler avant qu'elle ne laisse sur le sol des traces manifestes de son existence. Or, à ce moment, elle a déjà accompli une œuvre destructrice importante.

Il n'en est pas de même pour les deux formes d'érosion par l'eau que sont l'érosion en rigoles et l'érosion en ravins : elles laissent des traces visibles dès leur existence.

L'érosion en rigoles consiste essentiellement en l'entraînement des particules du sol par l'eau suivant de petits sillons qui s'inscrivent sur la surface topographique perpendiculairement aux isohypses.

Le fait générateur de ce phénomène est un écoulement de l'eau, non pas d'une manière uniforme sur toute une surface, mais par concentration en filets liquides dont le débit et la vitesse sont aptes à engendrer une action érosive. C'est à l'action de ces filets d'eau qu'est dû le creusement d'incisions dans le sol.

La naissance des filets liquides est essentiellement fonction du microrelief du terrain. J. Pouquet [37] signale très clairement ce fait quand il insiste sur le rôle joué par de petits obstacles telles des pierres, des touffes de végétation isolées, etc. Un tel obstacle divise le courant d'eau et provoque

à son aval un petit tourbillon qui creuse une cavité. L'extension de celle-ci amène un déchaussement de l'obstacle et une incision naît, qui progresse vers l'amont et vers l'aval.

On comprend mieux alors comment l'érosion en rigoles peut succéder à une érosion en nappes. Cette dernière présidant à l'ablation d'éléments fins, il en résulte une augmentation relative d'éléments grossiers sur le sol. Ceux-ci provoquent alors la naissance de rigoles.

Il faut signaler cependant qu'un même résultat peut naître de l'action de précipitations violentes sur un horizon supérieur de sol constitué d'éléments très hétérogènes.

3. *L'érosion en ravins* (Pl. V a, b, c, hors texte)

L'érosion en rigoles est une forme d'érosion que l'on peut qualifier de transitoire ou d'instable. Sur terres cultivées, où elle apparaît le plus fréquemment, le passage d'un instrument aratoire supprime en effet sa trace.

Mais si rien n'est entrepris, la rigole s'approfondit et donne naissance à un ravin.

Il faut préciser cependant qu'il n'est pas rare de voir, en zones climatiques à saisons bien tranchées, des ravins s'installer de prime abord à cause de la violence des précipitations.

Dans tous les cas, la forme d'érosion est la même. L'eau creuse dans le sol un canal d'écoulement. Ce canal n'est fonctionnel que par intermittence mais alors son thalweg s'abaisse, atteint d'abord les horizons inférieurs du sol puis la roche-mère. Pendant le même temps, ses versants reculent. Un ravin est constitué.

Sa forme originelle est en V car il s'établit dans un matériau dont la résistance est relativement homogène. Si les horizons inférieurs du sol atteints sont plus résistants que les horizons supérieurs, le V s'élargit. Si, au contraire, ils sont moins résistants, le ravin est caractérisé par des parois verticales : celles-ci reculent par sapements à la base et éboulements. Le ravin prend une forme en U. La lavaka relève de ce genre de phénomène. Cette même forme en U se développe en tout cas lorsque le thalweg se situe au niveau supérieur de la roche-mère car la roche est, comparativement au sol, beaucoup plus résistante : l'attaque des versants l'emporte alors sur l'enfoncement.

Ultérieurement, le ravin continue d'évoluer en fonction des roches dans lesquelles il s'installe. Mais bientôt il ne s'apparente plus à une forme d'érosion du sol : il devient une forme d'érosion géologique.

L'érosion en ravins est une forme culminante des processus de destruction du sol.

B) **Les mouvements de masse**

Les formes d'érosion du sol étudiées ci-dessus sont dues à une action de l'eau sur la partie externe du sol. Les mouvements de masse causés par cet agent érosif résultent, eux, d'une action qui s'étend à la partie interne. Cette action peut s'exercer à différents niveaux et de différentes manières. Cela détermine différentes formes de mouvements de masse.

1. *Les coulées boueuses*

L'action la plus simple que puisse exercer l'eau à l'intérieur du sol est la saturation d'un horizon supérieur lorsque surviennent des pluies très abondantes. Si le sol est dénudé ou si la végétation qu'il porte n'a aucune propriété cohésive, une masse terreuse est susceptible de se transformer en un véritable fluide visqueux. Si la topographie est inclinée, cette masse, en cet état, s'écoule lentement vers l'aval suivant les impératifs de la valeur de la pente : il existe alors une coulée boueuse.

Le cas d'une saturation du sol par l'eau de pluie a été envisagé. Mais il est d'autres phénomènes capables de l'amener en un même état boueux : la fonte des neiges et surtout son dégel, après une période de gel. Ce dernier phénomène a été succinctement décrit en tant que facteur de désagrégation du sol. Il prend une ampleur particulière sous les climats froids lorsque la température oscille autour de 0° et est à l'origine de cette coulée boueuse qu'est la solifluction.

2. Les glissements de terrain (Pl. V d, VI a, b, hors texte)

L'eau, quand elle s'infiltré, peut exercer une action plus complexe. Lorsqu'il existe en effet un niveau imperméable soit à l'intérieur du sol, soit au niveau de la roche-mère, soit même dans la masse rocheuse mais à faible profondeur, l'eau qui percole est arrêtée. En cas de percolation d'un volume d'eau important, il s'établit à ce niveau un plan sursaturé, un plan en quelque sorte « lubrifié ». La masse de matériaux qui le surmonte peut alors glisser sur lui si les forces qui la retiennent sur la pente disparaissent : il se produit un glissement de terrain, autre forme de mouvement de masse.

Elle résulte de la mise en mouvement d'une masse terreuse qui s'affaisse vers l'aval et se décolle d'une masse stable située en amont selon une surface de séparation et de glissement, la niche de décollement. Celle-ci est concave dans les deux sens, sens vertical et sens horizontal.

Les glissements de terrain se présentent donc de la manière suivante. Le plan topographique est brusquement interrompu par un abrupt (niche de décollement) qui peut avoir de quelques centimètres à plusieurs mètres de hauteur. En contrebas de celui-ci, l'un ou l'autre de deux aspects peut être observé sur une surface relativement restreinte. Il existe au pied de la niche :

- soit des blocs individualisés, séparés par des fissures et presque tous basculés par rapport à l'inclinaison de l'ancienne surface topographique ;
- soit une masse informe d'éléments terreux accumulés après le décollement et l'affaissement.

On a voulu voir à l'origine de cette différence la valeur de la pente. Il semble en réalité, d'après les observations de J. Pouquet en Algérie [37], que l'existence ou l'absence de blocs individualisés et basculés soit simplement due à la présence ou l'absence d'une végétation ayant un pouvoir cohésif et empêchant les paquets de terre de s'émietter au cours de leurs mouvements de glissement et de bascule.

A tous les glissements de terrain s'associe un phénomène résultant de la pression exercée sur les masses terreuses situées en aval de la zone de glissement par les masses terreuses mises en mouvement dans cette zone. Le sol subit une poussée latérale dans ses horizons profonds. A la limite inférieure de la zone de glissement proprement dite une zone parfois très réduite s'observe, qui paraît peu affectée : elle est pourtant écrasée vers l'aval. Mais ensuite apparaît une topographie moutonnée constituée de loupes de glissement qui sont en surélévation par rapport à la surface topographique primitive. Elle est la conséquence de déplacements internes dus aux pressions exercées. Elle forme la partie terminale du mouvement de masse qu'est le glissement de terrain.

3. La reptation du sol

La reptation du sol est un mouvement par saccades, lent et imperceptible, d'une mince pellicule superficielle du sol vers l'aval des pentes. Cette forme de mouvement de masse est universellement répandue. Ses causes sont extrêmement variables : le piétinement du bétail, la croissance des racines ou le creusement de trous par les animaux peuvent par exemple imprimer une série de mouvements minuscules à des particules terreuses. Mais l'eau peut être également responsable de ce type de mouvement. En effet, la variation de sa quantité dans la partie superficielle du sol peut provoquer le phénomène suivant : une expansion du volume de la masse terreuse pendant les périodes d'humidification et une rétraction pendant les périodes de dessèchement. Ces deux mouvements inverses amènent une élévation et un abaissement des particules. Or le premier mouvement se fait dans un sens grossièrement perpendiculaire à la surface topographique mais le second se fait verticalement.

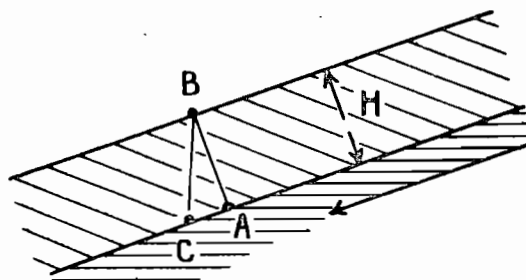


FIGURE 1. — H, Epaisseur de sol, affectée d'une expansion et d'une rétraction ; ABC, Déplacement d'une particule lors de l'expansion (AB) et de la rétraction (BC) ; ← sens de déplacement.

Ceci réalise un déplacement des particules intéressées vers l'aval. C'est par un processus exactement identique que des éléments terreux peuvent progresser sous l'effet du gel et du dégel. La dilatation glaciaire provoque leur élévation dans le sens déjà indiqué. Leur retombée verticale au moment du dégel réalise une progression (cf. figure 1).

4. *L'érosion en tunnel* (Pl. VI c, d, hors texte)

En dehors de la saturation du sol qui peut se produire à différents niveaux et détermine les coulées boueuses et les glissements de terrain, l'eau peut exercer une action érosive interne. Celle-ci est bien illustrée par les observations que l'on peut faire en zone tropicale en milieu cuirassé.

Sans fournir de détails, rappelons que les surfaces horizontales ou subhorizontales (pentes inférieures à 7 ou 8 %) sont favorables à la mise en place des cuirasses. Cette mise en place est intimement liée au drainage du sol et plus précisément au mouvement latéral de la nappe phréatique. On observe, en règle générale, un épaississement et un durcissement des cuirasses au fur et à mesure que l'on va vers la bordure des zones planes sur lesquelles elles se sont formées. Au centre de ces zones, au contraire, elles sont beaucoup moins épaisses et indurées : il existe là un milieu très humide où l'eau s'infiltre et percole. Après ce mouvement descendant, elle tend à s'accumuler au-dessus de la roche-mère car celle-ci est relativement moins perméable que le sol lui-même. Elle s'écoule alors latéralement. Ce faisant, elle circule dans l'horizon de départ. La cuirasse par contre, lorsqu'elle s'épaissit et se durcit nettement, joue le rôle d'un toit imperméable.

Dans ces conditions, l'eau, vraisemblablement en fonction de la topographie, emprunte une voie souterraine de circulation préférentielle où elle se rassemble. Un courant d'eau puis un petit cours d'eau s'établissent par attaque et déblayement de la partie inférieure du sol (zone de départ). Le cours d'eau va déboucher dans une vallée dont il devient tributaire.

Il se produit alors un soutirage au vide de la cuirasse, toit du cours d'eau qui s'effondre d'abord localement puis totalement avec le temps et la complicité d'éboulements à partir des points mis à jour. Le cours d'eau, d'abord souterrain, apparaît en surface dans une vallée dont l'origine est une érosion interne qui provoque un mouvement de masse.

Le phénomène cité ici s'observe très nettement sur les hauts plateaux du Fouta-Djallon. Il a été signalé également aux États-Unis dans certaines alluvions durcies en surface.

La formation d'un ruisseau souterrain n'est évidemment pas une nécessité absolue. En d'autres cas, par exemple lorsque le sous-sol renferme une forte quantité de constituants solubles, il peut se former par dissolution des cavernes dont l'existence aboutit au même résultat, c'est-à-dire à un éboulement.

5. *Les éboulements* (Pl. VI e, hors texte)

Après ce qui vient d'être indiqué, il est inutile de s'étendre sur cette forme de mouvement de masse très connue et due à la mise en déséquilibre d'une masse terreuse par suite d'un sapement. La Pl. VI e, hors texte, fournit un exemple de ce phénomène en milieu cuirassé en Afrique Occidentale.

IV

CONCLUSION

Dans ce premier chapitre, les différents facteurs de l'érosion du sol ont été mis en évidence, en particulier par le rappel d'un certain nombre d'expériences effectuées en parcelles expérimentales. L'influence du climat, exprimée par celle de l'intensité et de l'abondance des précipitations, l'influence de la pente, de la nature du sol et de la végétation ont été successivement étudiées.

Si l'on met sur un pied d'égalité ces différents facteurs, c'est-à-dire si l'on attribue une égale importance aux influences exercées par eux, il faut inévitablement admettre que le phénomène qu'ils

a) Séfa, Sénégal. Action du ruissellement. →



(Photo Fournier.)



(Photo Fournier.)

← b) Séfa, Sénégal. Action du ruissellement.



(Photo Fournier.)

c) Séfa, Sénégal. Erosion en nappes. →



(Photo Fournier.)

← d) Séfa, Sénégal. Erosion en nappes.

a) Séfa, Sénégal. Aspect d'un champ après deux années d'érosion en nappes. →



(Photo Fourrier.)



(Photo Fourrier.)

b) Environs de Mamou, Guinée Fr. Résultat de l'érosion en nappes : augmentation du pourcentage de pierres à la surface du sol. ←



(Photo Fourrier.)

c) Route Mamou-Pita, Guinée Fr. Champ abandonné après érosion en nappes. On distingue les tas de pierres construits au fur et à mesure de l'augmentation du nombre de celles-ci à la surface du sol. →



(Photo Heulin.)

← d) Erosion en rigoles dans un vignoble.

a) Séfa, Sénégal. Ravin d'érosion dans l'horizon B argileux d'un sol ferrugineux tropical. →



(Photo U.S.D.A., S.C.S.)

c) Georgie, U.S.A. Attaque d'un versant par érosion en ravins. →



(Photo Henin.)



(Photo Fournier.)

← b) Alabama, U.S.A. Ravin creusé par l'eau à partir d'un fossé abandonné.



(Photo U.S.D.A., S.C.S.)

← d) Vue d'ensemble d'un glissement de terrain avec niche de décollement. On distingue de haut en bas : la niche de décollement, les blocs basculés, la topographie « moutonnée ».

- a) Début d'un glissement de terrain. On distingue, à la partie supérieure, la zone de décrochement. →



(Photo Henin.)



(Photo Henin.)

- ← b) Blocs basculés en contrebas d'une niche de décollement.

- c) Fello-Bantan, Fouta-Djallon, Guinée Fr. Erosion en tunnel sous une cuirasse. Celle-ci s'effondre localement par soulèvement du vide. →



(Photo Fournier.)



(Photo Fournier.)

- ← d) Fello-Bantan, Fouta-Djallon, Guinée Fr. Résultat de l'érosion en tunnel. En aval du lieu montré ci-contre, disparition totale du « toit » du « tunnel ».

- e) Korhogo, Côte-d'Ivoire. Éboulement d'une cuirasse. →



(Photo Fournier.)

régissent doit apparaître dès que l'un quelconque d'entre eux se manifeste de façon notable. Ceci entraîne alors à affirmer l'existence d'une érosion du sol marquée presque partout à la surface du globe. Or, en fait, les régions réalisant une conjoncture permettant à ce phénomène d'apparaître nettement sont limitées. Si l'on se place à une certaine échelle, il faut convenir qu'il existe des contrées où l'érosion du sol est négligeable et d'autres dans lesquelles ce phénomène est très important. En d'autres termes, il existe à la surface du globe des contrées dans lesquelles la conjoncture réalisée est telle qu'elle implique l'existence du phénomène d'érosion du sol dans un très grand nombre de conditions topographiques, pédologiques ou de couvert végétal.

Cette constatation est particulièrement sensible lorsque l'on compare les dégradations spécifiques des bassins fluviaux établies grâce à la connaissance du débit solide des cours d'eau. Elle amène à conclure qu'en dépit de la multiplicité des facteurs énumérés, certains ont une influence dominante sur le phénomène. Et il est logique d'attribuer cette influence dominante aux facteurs climatiques.

En effet, seul le climat présente assez d'homogénéité dans une région donnée pour pouvoir imprimer au milieu un comportement homogène. D'autre part, si l'on considère le phénomène d'érosion du sol lui-même à la lumière de son analyse effectuée précédemment, il est évident que sa cause première est la formation d'un ruissellement lié à l'abondance et à l'intensité des pluies. Les autres facteurs, nature du sol et pente, n'agissent que par intervention dans la lutte entre l'eau et le sol : ils aident ou combattent l'action des facteurs météoriques.

Le problème de la végétation a été jusqu'à présent négligé. Pourtant son influence est capitale. Le couvert végétal protège le sol de plusieurs manières. Mais sa densité et sa continuité sont également liées au problème de l'eau, facteur des plus-essentiels de sa croissance. Il s'ensuit que si l'on est amené à étudier l'érosion du sol à une grande échelle, il est très difficile de dissocier le facteur climat du facteur végétation, car ils se trouvent liés par une relation presque causale.

En résumé, si les différents facteurs de l'érosion du sol sont bien ceux qui ont été mis en évidence par l'analyse de ce phénomène, il n'en reste pas moins que l'on peut établir une hiérarchie parmi eux et que les précipitations atmosphériques exercent certainement une influence prédominante.

Ceci est la raison pour laquelle nous avons arrêté notre choix à l'étude de ce facteur et plus précisément à une tentative d'évaluation de son influence sur le phénomène qu'il crée, ce à l'aide de données chiffrées.

Pour ce faire, la méthode de travail retenue a été celle de l'analyse graphique.

CHAPITRE II

LA MÉTHODE DE TRAVAIL

La méthode de l'analyse graphique consiste à établir un graphique en portant en coordonnées des valeurs exprimant l'intensité d'un facteur d'un phénomène et les mesures caractérisant celui-ci.

S'il existe une relation étroite entre les deux séries de valeurs, les points expérimentaux doivent se grouper le long d'une courbe moyenne. La qualité du groupement des points expérimentaux autour de cette courbe mesure le caractère de dominance du facteur considéré.

La distance d'un point à la courbe moyenne est fonction, d'une part de l'influence exercée par les facteurs dont il n'a pas été tenu compte, d'autre part de toutes les erreurs survenues dans la mesure du phénomène et du facteur étudié, ces erreurs étant liées aux insuffisances de la technique.

Cette dernière remarque permet de dégager la signification qu'aura l'apparition d'un groupement net de points sur un graphique de notre étude :

- elle signifiera qu'il existe une relation étroite entre l'érosion du sol et son facteur climatique étudié, quelle que soit l'importance que l'on puisse attacher à l'un quelconque des facteurs nature du sol, pente ou végétation ;
- elle signifiera que les méthodes utilisées pour mesurer l'érosion du sol et les caractères des précipitations atmosphériques fournissent, quelles que soient leur imperfection et les critiques que l'on puisse formuler à leur sujet, des données chiffrées suffisamment proches de la réalité pour conserver aux phénomènes leur ordre de grandeur.

L'importance qui s'attache au groupement des points nous a conduit à utiliser les méthodes de la statistique pour évaluer le degré de dépendance des données étudiées.

Comme les courbes moyennes finalement établies sont sensiblement des droites, nous avons choisi comme moyen d'appréciation le coefficient de corrélation qui mesure justement le groupement de points expérimentaux autour de la droite moyenne, c'est-à-dire l'intensité de la liaison existant entre deux séries de valeurs. Ce coefficient r se détermine par la formule :

$$r = \frac{\Sigma[(x - \bar{x})(y - \bar{y})]}{\sqrt{\Sigma[(x - \bar{x})^2] \Sigma[(y - \bar{y})^2]}}$$

$(x - \bar{x})$ et $(y - \bar{y})$ étant les écarts des deux variables x et y par rapport à leurs moyennes respectives $\bar{x}$ et $\bar{y}$. Lorsque le nuage de points d'une corrélation tend à s'aplatir sur une droite, le coefficient de corrélation r tend vers 1. Il atteint cette valeur lorsque tous les points sont situés sur la droite.

D'autre part la relation moyenne existant entre les deux séries de données s'exprime par une équation du type :

$$y = a + bx$$

qui prend la forme suivante, connue sous le nom d'équation de régression linéaire :

$$Y = \bar{y} + b_{yx} (x - \bar{x})$$

Elle permet de déterminer l'influence de la variable indépendante x sur la variable dépendante y .

Le coefficient b_{yx} qui entre dans cette équation est le coefficient de régression d' y en x . On le calcule par la formule :

$$b_{yx} = \frac{\sum[(y - \bar{y})(x - \bar{x})]}{\sum[(x - \bar{x})^2]}$$

Cet ensemble de calculs permet d'établir l'efficacité d'une variable indépendante x sur une variable dépendante y , c'est-à-dire, en ce qui nous concerne, l'efficacité du facteur climatique de l'érosion du sol sur ce phénomène.

D'autre part, nous avons choisi, à l'inverse, d'apprécier également la signification des différences pouvant apparaître dans les groupements susceptibles d'être déterminés. Pour ce faire, la probabilité de la régression linéaire a été calculée. Elle s'obtient par le calcul du critérium t , qui est le rapport du coefficient de régression b_{yx} à son erreur type σb_{yx} , c'est-à-dire :

$$t = \frac{b_{yx}}{\sigma b_{yx}}$$

Ce calcul conduit à évaluer la probabilité pour qu'un résultat trouvé soit l'effet du hasard.

Il n'y a pas de certitude pour des valeurs de probabilité voisines de 1 (0,99 par exemple laisse au hasard 99 chances sur 100 d'intervenir). C'est au chercheur qu'il appartient de choisir arbitrairement le niveau de probabilité qu'il considère comme une certitude. L'usage est de prendre en considération les probabilités de 0,05, 0,01 et 0,001. Elles laissent respectivement au hasard une chance sur vingt, une chance sur cent et une chance sur mille d'intervenir. Un résultat ayant la première de ces trois probabilités est dit significatif, il est hautement significatif dans le second cas et très hautement significatif dans le troisième.

Le critérium t a été étudié par Fischer qui en a établi une table. Celle-ci fournit la valeur de t pour une probabilité donnée en fonction du nombre n de degrés indépendants réalisés au cours de l'étude. Un résultat est jugé en comparant la valeur de t calculée à celles de la table de Fischer.

Ces différentes opérations permettent donc de faire ressortir la réalité des relations entre deux groupes de mesures.

Lorsque la relation graphique entre les mesures caractérisant l'érosion du sol et les valeurs choisies pour caractériser un phénomène pluvial ne sera pas apparente au simple examen visuel, il n'en sera pas tenu compte car, en essayant d'évaluer l'influence du climat sur l'érosion du sol, nous cherchons à établir une relation suffisamment précise pour arriver à la prévision de ce phénomène. Mais lorsqu'un résultat apparaîtra satisfaisant, la méthode statistique sera utilisée pour établir sa valeur réelle.

Après avoir confirmé par ce moyen l'existence d'une relation entre deux séries de données, l'une se rapportant à l'érosion du sol, l'autre aux précipitations atmosphériques, il restera à préciser le sens que l'on peut y attacher. Nous avons déjà fait remarquer que l'existence d'une relation implique une certaine liaison entre deux séries de valeurs. Cette liaison est cependant entachée d'une incertitude due à des variations qui dépendent tant du déroulement du phénomène que de sa mesure. Mais c'est seulement au cas où aucune relation n'apparaîtrait que l'on serait en droit de se demander si cet échec provient de la négligence d'un facteur important du phénomène ou si celui-ci a été mal mesuré. Si, au contraire, une relation apparaît, on est en droit de considérer que le facteur étudié exerce une influence dominante.

Ceci ne signifie pas que cette méthode d'analyse conduise nécessairement et directement au vrai facteur causal.

Pour ne pas anticiper sur la discussion finale, choisissons pour illustrer cette remarque un exemple dans un domaine autre que celui abordé ici.

On a établi des corrélations entre l'évaporation et la température, en particulier avec la température moyenne. Or la température moyenne est un élément climatique qui n'apparaît pas,

a priori, comme le véritable facteur causal de l'évaporation. Celui-ci relève thermodynamiquement de la quantité d'énergie reçue par le milieu, donc de l'intensité de la radiation, puisque l'évaporation d'une certaine quantité d'eau implique l'absorption d'une certaine quantité d'énergie. Si, à une certaine échelle, on a pu établir une relation entre l'évaporation et la température moyenne de l'air, c'est que celle-ci est étroitement liée à la quantité d'énergie reçue par le milieu. Autrement dit, en ce cas, l'existence d'une corrélation implique seulement un certain degré de cohésion entre un phénomène second et un phénomène lié à la cause de celui-ci. Ceci permet de saisir deux aspects de la méthode de l'analyse graphique. L'un consiste en ce qu'à partir des éléments d'une corrélation on n'est pas nécessairement amené à développer de manière sûre des déductions, étant donné que l'on ne connaît pas toujours le caractère des liens qui unissent deux séries de valeurs. L'autre consiste en ce que la recherche d'éléments, en vue d'établir des corrélations, n'implique pas pour le chercheur une limitation à un seul type de valeur. Pour de multiples raisons, en particulier si l'on considère la nature des données disponibles, on peut être amené à choisir soit des mesures de la cause elle-même, soit une autre valeur exprimant plus ou moins directement l'intensité de cette cause. Cette liberté de choix est cependant limitée : il faut nécessairement utiliser des valeurs exprimant le plus fidèlement possible l'intensité du facteur causal intéressé. Mais c'est l'observation seule qui peut permettre d'établir ce degré de liaison.

Aussi, en nous attachant à l'étude des facteurs climatiques de l'érosion du sol, serons-nous donc obligés d'effectuer une série de tâtonnements pour trouver des expressions valables, liées le plus étroitement possible à l'abondance et à l'intensité des précipitations.

Nous opérerons d'une manière systématique et nous étudierons successivement les relations entre les mesures caractérisant l'érosion du sol et des valeurs exprimant les caractères des précipitations. Fidèles au principe de la méthode exposée, nous nous arrêterons à la relation qui permettra l'analyse la plus fine du phénomène, cette qualité étant déterminée par la valeur du coefficient de corrélation des deux séries de données utilisées.

CHAPITRE III

RECHERCHE DES DONNÉES CHIFFRÉES NÉCESSAIRES POUR ÉVALUER L'INFLUENCE QU'EXERCENT SUR L'ÉROSION DU SOL SES FACTEURS CLIMATIQUES

La méthode choisie pour établir les relations qui peuvent exister entre l'érosion du sol par l'eau et le facteur de ce phénomène que nous croyons prépondérant, les précipitations atmosphériques, commande la possession de deux séries de données chiffrées :

- des mesures d'érosion du sol ;
- des données chiffrées se rapportant aux caractères des précipitations survenues lors de l'obtention de ces mesures.

Leur recherche s'impose donc tout d'abord. Plus précisément, il est nécessaire de réunir en premier lieu les données chiffrées valables et utilisables, actuellement connues sur l'érosion du sol.

Cette nécessité se conçoit aisément. La nature même des mesures d'érosion du sol retenues va déterminer en effet le calcul des données pluviométriques à mettre en relation avec elles. Ce calcul sera différent selon que l'on utilisera, par exemple, une valeur d'érosion moyenne ou non, se rapportant à un jour ou à une année, concernant un champ ou une région géographique étendue, etc. Cette simple énumération de quelques-uns des multiples ordres de faits auxquels peut se rapporter une mesure d'érosion montre d'autre part, et ceci est capital, que la nature des mesures d'érosion susceptibles d'être utilisées va orienter toute l'étude projetée et surtout fixer l'étendue de son résultat final.

I

RECHERCHE DES DONNÉES CHIFFRÉES SUR L'ÉROSION DU SOL PAR L'EAU

A) L'évaluation directe de l'érosion du sol : la mesure du phénomène en parcelles expérimentales

Lorsque l'on prend connaissance de l'ensemble des recherches effectuées jusqu'à présent sur l'érosion du sol, on s'aperçoit tout d'abord que des mesures directes de ce phénomène ont été faites dans un passé récent en différentes régions du globe : aux États-Unis, dans les Stations de Recherches expérimentales sur la Conservation des Sols ; en Australie ; en Asie, en Chine et aux Indes en particulier à l'instigation de missions américaines ; en Afrique, dans les Territoires britanniques et français ; en Europe enfin, en Allemagne, en Pologne, en Roumanie et en U.R.S.S. (1).

(1) Nous ne citons ici que les pays au sujet desquels nous avons eu en mains une documentation, aussi fragmentaire soit-elle. Il n'est pas exclu qu'il en soit d'autres où de telles mesures aient été faites.

Elles répondent au désir des agronomes et des pédologues de connaître la perte en eau et la perte en terre subies par différents milieux ayant des caractères précis, caractères naturels ou caractères cultureux. Elles doivent permettre de juger du danger d'érosion et des nécessités d'une conservation du sol.

Elles ont été faites presque partout, et ceci est intéressant, à l'aide d'une même méthode d'investigation : celle des parcelles expérimentales (1). Une parcelle expérimentale pour mesurer le ruissellement et l'érosion est composée de deux éléments : un champ expérimental de quelques centaines de mètres carrés de superficie, fonctionnant comme un véritable bassin hydrologique, et un système récepteur situé en aval. Ce dernier collecte et permet d'évaluer le volume d'eau et la quantité de terre issus du champ après chaque pluie.

On peut se faire une idée précise de la nature de ces mesures en se reportant aux exemples choisis pour illustrer, dans le premier chapitre, l'influence exercée par certains facteurs de l'érosion du sol. En résumé, elles fournissent le poids de terre érodé pendant un temps donné sur des champs expérimentaux, poids de terre toujours exprimé par rapport à une même surface unitaire en vue de comparaisons. Chaque champ est représentatif d'une condition bien définie du milieu naturel : association d'un degré de pente, d'une nature de sol et d'un état de surface soit naturel, soit créé par l'Homme. Ces mesures, associées à celles de la pluviosité et du ruissellement pendant le même temps, expriment la grandeur de l'érosion créée par ces deux facteurs dans un milieu naturel donné. Elles permettent de tirer des conclusions agronomiques.

On conçoit immédiatement tout l'intérêt que revêtent des données chiffrées tirées de cette investigation scientifique : elles doivent permettre de serrer de très près le problème posé.

Mais, malheureusement, un insurmontable obstacle à leur emploi apparaît très vite lorsque l'on essaye de les utiliser : leur trop petit nombre.

B) Impossibilité d'emploi des données fournies par les parcelles expérimentales

Le besoin d'un très grand nombre de ces données pour établir une relation entre l'érosion du sol et ses facteurs climatiques résulte des conditions mêmes dans lesquelles elles sont obtenues. Lorsque l'on mesure en effet le résultat de l'action de la pluie et du ruissellement sur un champ de quelques centaines de mètres carrés, on étudie le phénomène d'érosion du sol sur une petite surface seulement. Or, sur une petite surface, le milieu naturel ne varie pas. Les éléments qui le composent, degré de pente, nature du sol, végétation, ont un caractère très précis. Ils possèdent de ce fait une capacité d'intervention bien déterminée dans le phénomène d'érosion du sol. Ils deviennent alors des facteurs locaux capables de perturber à un haut degré l'effet de facteurs plus généraux. Ce sont eux qui régissent d'une manière prépondérante le phénomène et c'est le résultat de l'influence précise qu'ils exercent, combinée à celle de la pluie, que reflètent les mesures effectuées. C'est d'ailleurs à la connaissance de ce résultat que tendent les expérimentateurs.

Mais le milieu naturel est essentiellement variable et les climats sont nombreux.

Dans ces conditions, une relation générale significative entre l'érosion du sol et ses facteurs climatiques ne peut être trouvée qu'à l'aide d'innombrables mesures. L'influence des précipitations ne peut en effet être mise en lumière, en ce cas, que par la répétition, sous des régimes pluviaux très divers, de multiples milieux combinant le plus complètement possible non seulement les facteurs de l'érosion du sol mais aussi tous les caractères que ceux-ci peuvent prendre. La comparaison de l'effet des précipitations sur des milieux ayant une capacité d'intervention à peu près semblable dans la lutte entre l'eau et le sol peut alors permettre d'évaluer l'influence exercée par elles.

Malheureusement rien de tel ne peut être entrepris à l'aide des mesures effectuées jusqu'à présent

(1) Consulter à ce sujet : F. FOURNIER, *Études sur l'érosion et la conservation des sols*, dans F. FOURNIER, H. MOULINIER et Cl. MOUREAUX, *Quelques aspects de la science du sol aux États-Unis, Rapport de mission 1950-1951, S.T.A.T., Bulletin scientifique*, n° 6, Nogent-sur-Marne, août 1955.

en parcelles expérimentales à la surface du globe. Les stations de recherches dont les travaux fournissent des résultats valables parce qu'ils ont été systématiquement poursuivis pendant plusieurs années sont peu nombreuses au regard de la complexité du phénomène qu'elles étudient. Leur nombre avoisine la trentaine. Elles se situent en majorité aux États-Unis. Elles se répartissent sous un petit nombre de climats. Elles ne s'attachent enfin, et c'est le fait le plus grave, qu'à l'étude du problème de conservation du sol de leur lieu d'établissement. Elles ne songent nullement à répéter des conditions d'expériences faites ailleurs. Elles ne fournissent pour toutes ces raisons que des données très fragmentaires, non comparables entre elles en ce qui concerne l'action du climat et insuffisantes en nombre pour l'objet de notre recherche (1).

Les données nécessaires doivent donc être recherchées ailleurs. Malheureusement encore, il n'existe pas, dans nos connaissances actuelles, de valeurs d'érosion du sol résultant de l'évaluation directe de ce phénomène, autres que celles dont il vient d'être question.

Devant cette carence, force est d'abandonner l'idée d'utiliser des valeurs de ce genre et de rechercher dans un autre domaine scientifique des valeurs susceptibles de chiffrer l'érosion du sol par l'eau.

C'est alors que la Potamologie offre la possibilité de réaliser la recherche entreprise car elle permet l'évaluation indirecte de l'érosion du sol par la mesure d'un phénomène qui en résulte en droite ligne : les transports solides effectués par les cours d'eau.

C) L'évaluation indirecte de l'érosion du sol : la mesure des transports solides effectués par les cours d'eau

Il est maintenant bien connu que l'érosion du sol qui s'effectue à la surface d'un bassin fluvial est génératrice des substances solides transportées par le cours d'eau qui le draine.

Quelle que soit en effet la forme qu'affecte l'érosion hydrique, érosion en nappes, érosion en rigoles, érosion en ravins, mouvements de masse même, un seul et même phénomène se produit finalement : l'eau entraîne, en suspension, en saltation ou par traction, les matériaux arrachés au sol. Elle ruisselle, chargée d'éléments terreux, vers le bas des moindres pentes où elle se concentre. Puis elle s'écoule des moindres dépressions où elle s'est concentrée pour s'intégrer bientôt à un réseau hydrographique. Ce faisant elle y apporte les matériaux qu'elle a gardés après l'ablation qu'elle a effectuée.

Bien des auteurs ont déjà insisté sur ce fait. K. B. Mickey [24] le résume ainsi : les particules terreuses sont transportées par l'eau ruisselant et passant de filets d'eau en ruisselets, de ruisselets en ruisseaux, de ruisseaux en rivières, de rivières en fleuves et des fleuves à la mer. Au cours de ce voyage, certaines ne sont déplacées qu'à courte distance : elles s'accumulent au bas des pentes, d'autres vont jusqu'aux cours d'eau mais sont déposées : elles forment les alluvions, mais la plupart, parce qu'elles sont petites, restent en suspension et vont jusqu'à la mer.

C. B. Brown, dans le chapitre qu'il a consacré à cette question dans l'ouvrage *Applied Sedimentation* [6, p. 380 à 406], cite toutes les formes d'érosion du sol comme seules sources des substances solides transportées par les cours d'eau et apporte même plus de précisions. Selon cet auteur, la majeure partie de ces substances provient de l'érosion en nappes et en rigoles dans les régions agricoles étendues dont la pluviométrie annuelle est supérieure à 500 mm, de l'érosion en ravins sous prairie, sous forêt et en zones semi-arides. Dans ces trois derniers milieux, l'attaque des berges des cours d'eau participe à fournir une partie des matériaux, mais non la plus grande.

M. Pardé enfin, dans un récent article [32], s'est attaché à l'étude des facteurs des quantités d'éléments solides transportés par les cours d'eau. Ils sont, selon lui, le climat, la nature du sol, le

(1) Il n'en reste pas moins que l'existence de ces mesures est à retenir. Si, en effet, la relation cherchée peut être établie par une autre voie, leur utilisation permettra la comparaison en un milieu donné, d'une mesure théorique et d'une mesure expérimentale de l'érosion. Par elle sera ainsi faite une certaine vérification du résultat obtenu. Par elle également, seront peut-être dégagés des faits relatifs à la conservation des sols.

relief, la végétation, c'est-à-dire tous les facteurs de l'érosion du sol. Ceci indique clairement que ce dernier phénomène est responsable de ces quantités.

L'évaluation du débit solide des cours d'eau apparaît donc tout à fait apte à être prise en considération pour mesurer l'érosion du sol.

Deux méthodes sont actuellement employées pour effectuer cette évaluation :

L'une consiste à étudier les cours d'eau eux-mêmes. Les transports de substances solides effectués par eux affectent deux formes radicalement différentes :

- le transport par mise en suspension, qui a trait aux éléments fins ou relativement fins (argiles, limons, sables fins) et qui est l'œuvre de la turbulence ;
- le transport par charriage de fond, qui a trait aux éléments grossiers que le courant ne peut soulever à cause de leur poids mais qu'il est cependant capable de tracter (1).

Deux mesures sont donc faites :

- la mesure de la quantité de matériaux transportée en suspension ;
- la mesure de la quantité de matériaux charriée sur le fond du lit.

La combinaison de ces deux mesures fournit une expression du débit solide total des cours d'eau.

L'autre consiste à mesurer périodiquement le volume de terre déposé dans les lacs, lacs naturels ou lacs artificiels derrière les barrages. Cette évaluation, jointe à celle des éléments non déposés, peut amener également la connaissance de la quantité totale de substances solides transportées pendant une période déterminée par les cours d'eau tributaires des lacs.

Et c'est précisément une expression du débit solide total dont il est normal d'envisager l'emploi comme mesure de l'érosion du sol. Mais l'évaluation des transports solides des cours d'eau est chose assez délicate pour qu'il soit nécessaire de déterminer le degré de confiance que l'on peut accorder aux données chiffrées qui en résultent avant de décider de leur utilisation. Ceci est permis par l'étude critique des méthodes de mesure employées. Or il ressort d'une telle étude qu'il est difficile de prendre en considération, pour notre recherche, des données concernant le débit solide total des cours d'eau. Trois raisons sont à la base de cette impossibilité :

- les faibles connaissances sur les charriages de fond, dues à la difficulté extrême de leur mesure ;
- les défauts qui entachent la mesure du volume des matériaux déposés dans les lacs ;
- la difficulté de lier les résultats de cette estimation à ceux obtenus par l'examen des cours d'eau eux-mêmes.

Mais, par contre, cette même étude fait apparaître que l'évaluation des transports solides effectués en suspension fournit des données chiffrées non seulement valables et utilisables mais encore à elles seules suffisantes.

D) Impossibilité d'emploi des données chiffrées concernant le débit solide total des cours d'eau

1. Défauts des valeurs obtenues par la mesure du volume des matériaux déposés dans les lacs

La mesure du volume des matériaux dans les lacs pendant un temps donné semble *a priori* pouvoir conduire, si l'on peut par ailleurs estimer les éléments non déposés, à une connaissance de l'ablation totale subie pendant ce temps par le bassin des cours d'eau tributaires.

L'emploi de données chiffrées issues de cette investigation se révèle cependant plein d'aléas.

L'application de la méthode de mesure couramment employée est une première source d'erreurs (2).

(1) Pour être plus précis, il faudrait signaler en outre un troisième type de transport : le transport par saltation. Mais la saltation n'est, tout bien réfléchi, qu'une mise en suspension temporaire. Aussi les éléments solides intéressés par ce mouvement sont-ils évalués soit avec les éléments en suspension lorsqu'ils sont en surrection, soit avec les éléments de fond lorsqu'ils ne le sont pas.

(2) Cf. à ce sujet : PARDÉ [31, p. 17].

Cette méthode consiste en l'évaluation périodique du volume du cône de déjection sous-lacustre. La différence volumétrique entre chaque mesure correspond au volume de terre déposé pendant l'intervalle de temps compris entre deux mesures. Mais il faut éviter l'opération qui consiste à ne mesurer que le volume de la partie la plus saillante du cône de sédiments immergé. Des éléments fins se déposent en effet au delà de ce cône sur une surface bien plus grande que la sienne. Ces dépôts représentent fréquemment des volumes imposants. S'ils ne sont pas mesurés, il en résulte une sous-estimation du volume total des éléments sédimentés.

Or, pour diverses raisons, et surtout pour éviter des dépenses financières excessives, un tel fait est souvent plus ou moins négligé. Le degré d'attention qui lui est porté varie largement selon les pays et aussi selon les points d'étude. L'exactitude des valeurs de débit solide ainsi obtenues est donc très variable : comparer celles-ci entre elles engendre des comparaisons absolument fausses. Il est difficile, dans ces conditions, de les retenir pour la recherche entreprise ici.

2. Difficultés de liaison entre les valeurs de débit solide résultant de l'étude des dépôts dans les lacs et celles résultant de l'étude des cours d'eau

Si l'on admet cependant la véracité d'un certain nombre de données sur le volume des matériaux déposés dans les lacs, il reste encore le fait qu'une fraction des éléments transportés par l'eau peut s'échapper au delà de ceux-ci. Or la grandeur de cette fraction est très variable selon les cas. Il n'est donc pas possible de la négliger si l'on veut évaluer avec exactitude l'érosion survenue sur les bassins fluviaux et éviter ainsi des inexactitudes de comparaison entre ceux-ci. Son estimation se fait dans les cours d'eau eux-mêmes, à l'aval des lacs. Mais alors apparaît une seconde source d'erreurs dangereuses : elle est due à la différence de nature des mesures réalisées dans les deux cas.

Si, en effet, les dépôts dans les lacs sont mesurés en volume, le débit solide est au contraire mesuré dans les cours d'eau en poids. Pour calculer, dans cette condition, un débit solide total, il faut transformer l'une ou l'autre mesure au moyen de la densité apparente des éléments. Or, et ceci est le fait important, la densité apparente d'une masse d'éléments, surtout s'ils sont fins, varie avec le dépôt et le tassement de cette masse sous l'eau. Il a été observé que dans certains ensembles terreux, elle passe de moins de 1,5 à plus de 2,5 après tassement complet. Et il ne semble pas que des connaissances certaines soient déjà acquises sur l'augmentation de la densité apparente d'un ensemble de matériaux de taille donnée en fonction du temps et de la profondeur de son dépôt, en fonction de la pression exercée par de nouveaux dépôts, etc. A plus forte raison, l'ignorance à ce sujet est plus grande encore en ce qui concerne un ensemble aussi hétérogène qu'un cône de déjection.

Une estimation du poids des éléments composant un cône de déjection sous-lacustre d'après son volume est donc sujette à erreurs très graves.

A l'inverse, il est hasardeux de déterminer le volume occupé après son dépôt par un poids donné d'éléments prélevés pendant leur transport. On peut calculer le volume occupé par des éléments prélevés en phase de transport et évalués en poids mais seulement lorsqu'ils sont à l'état sec, ce qui est fort différent.

Il est donc très difficile, sinon impossible, d'évaluer des débits solides totaux en associant des valeurs extraites de l'étude volumétrique des dépôts dans les lacs et des valeurs de débit solide calculées par prélèvement dans les cours d'eau.

Il faut abandonner définitivement l'idée d'utiliser les premières de ces données.

3. Absence de données sur les charriages de fond

L'impossibilité d'emploi des données concernant les matériaux déposés dans les lacs conduit à prendre en considération l'autre source de données sur le débit solide des cours d'eau ; la mesure de la quantité de matériaux transportée en suspension, la mesure de la quantité de matériaux charriée sur le fond du lit des cours d'eau.

Et si l'on veut encore utiliser des valeurs de débit solide total, il faut prendre en considération la somme des résultats de ces deux mesures.

Mais ici intervient un nouvel obstacle. Il est dû à l'absence de données certaines sur les charriages de fond pour des raisons que Pardé résume dans son récent article déjà cité (1) en écrivant :

« La mesure directe des matériaux de fond charriés par les rivières est très difficile. Elle devient même pratiquement impossible dans les circonstances capitales, à savoir lors des grosses crues, pour des courants très rapides et chargés de cailloux. Circonstances capitales disons-nous car, lors de ces phénomènes violents, certaines rivières charrient en quelques heures ou en quelques jours des quantités de matériaux de fond qui peuvent égaler une fois, deux fois, cent fois peut-être les transports moyens annuels. Or, en cas de tels transports paroxysmaux, n'importe quel instrument actuel, destiné à capter les graviers et les sables, risque d'être détérioré, tordu, et même broyé, et d'abord de ne point pouvoir être immergé jusqu'au voisinage du fond en raison de la violence et de la turbulence des courants, des épaves charriées et des chocs effectués par les matériaux eux-mêmes. En outre, ainsi qu'on vient de le dire, lors des crues, de très gros matériaux, voire des blocs dans les tronçons fluviaux montagneux, sont emportés par les composantes ascendantes des tourbillons à des hauteurs plus ou moins considérables au-dessus des lits et donc ne peuvent être captés par les trappes mobiles faute de hauteurs suffisantes pour celles-ci. On ne peut donc espérer obtenir d'elles un bon rendement que dans les cas où les transports de fond sont modérés, et elles ne donnent aucune notion, même pauvrement approximative, sur les valeurs paroxysmales possibles. Il est vrai que la connaissance des volumes ou des poids de sables et de petits graviers charriés par certaines rivières point trop violentes ni turbulentes offrirait à elle seule un gros intérêt. Et l'on peut avoir l'espérance qu'un jour ou l'autre on invente le matériel de capture adéquat. »

Ce matériel n'est pas encore mis au point malgré de nombreux essais, et tout ceci n'amène qu'une seule conclusion : les quantités de matériaux de fond charriés par les cours d'eau sont très mal connues car on ne sait encore les mesurer. Celles qui sont parfois citées sont sujettes à caution, aussi est-il impossible d'en tenir compte.

Aucun essai de calcul du débit solide total des cours d'eau n'aboutit donc à un résultat satisfaisant.

Seules les données chiffrées sur les transports solides effectués en suspension par les cours d'eau subsistent pour traduire l'érosion du sol.

Mais leur étude critique conduit à juger très valable leur emploi pour mesurer ce phénomène. Elle amène en effet à conclure d'une part qu'elles possèdent à elles seules une valeur représentative très suffisante, d'autre part que leur méthode de mesure, assez simple et mise au point depuis assez longtemps, fournit dans la plupart des cas des approximations très convenables.

E) Possibilités de l'emploi des données chiffrées sur les transports solides effectués en suspension par les cours d'eau pour mesurer l'érosion du sol

1. Valeur représentative des données chiffrées sur les transports solides effectués en suspension par les cours d'eau

L'étendue de cette valeur apparaît lorsque l'on examine les déplacements qui s'opèrent au cours du phénomène d'érosion du sol par l'eau.

Une première certitude existe tout d'abord à leur sujet : la grande majorité des éléments détachés puis entraînés au cours de phénomènes d'intensité courante est composée d'éléments fins (argiles, limons, sables fins). Les éléments grossiers (sables, graviers, fragments rocheux, etc.) ne sont généralement entraînés que lors de phénomènes plus violents car il faut que le courant d'eau possède une capacité de transport très élevée pour les déplacer.

(1) PARDÉ [31, p. 16].

Mais un examen plus approfondi de ces deux premiers points amène plusieurs remarques d'importance primordiale. Une étude chiffrée faite aux États-Unis les impose clairement [1].

Le 28 février 1938, un orage s'est abattu sur six arrondissements de la Californie méridionale, accompagné de précipitations ininterrompues pendant trois jours. En ce laps de temps, une hauteur d'eau de 208 mm est tombée. Elle a provoqué une érosion spectaculaire qui a été évaluée par le Service de la Conservation du Sol dans le bassin fluvial de « Las Posas Creek » (161 km²). Son relief est caractérisé par une série de collines séparées par des vallées étroites aux versants abrupts. Les 2/3 de sa superficie étaient cultivés au moment où s'est produit le phénomène.

L'érosion s'est traduite par l'apparition d'un nombre extrêmement élevé de rigoles et de ravins et d'une centaine de glissements de terrain.

Les mesures faites alors ont fourni les résultats suivants :

— Volume total de terre érodé		3 520 000 m ³
— Volume entraîné hors du bassin		3 200 000 —
— Volume déplacé et subsistant à l'intérieur du bassin sous forme de dépôts		320 000 —
— Composition granulométrique des dépôts :		
Éléments de taille supérieure à 20 μ	94 %	(300 800 —)
Éléments de taille inférieure à 20 μ	6 %	(19 200 —)
— Composition granulométrique des éléments entraînés hors du bassin :		
Éléments de taille supérieure à 20 μ	13 %	(416 000 —)
Éléments de taille inférieure à 20 μ	87 %	(2 784 000 —)
— Composition granulométrique du volume total de terre érodé :		
Éléments de taille supérieure à 20 μ	20 %	(716 800 —)
Éléments de taille inférieure à 20 μ	80 %	(2 803 200 —)

Ces chiffres sont significatifs et appellent plusieurs conclusions :

Ils montrent tout d'abord que ces phénomènes violents d'érosion hydrique, capables de présider à l'entraînement d'une certaine quantité d'éléments grossiers, amènent simultanément l'entraînement d'une quantité considérablement plus grande d'éléments fins. Celle-ci est quatre fois supérieure à celle-là pour l'exemple fourni par le bassin de « Las Posas Creek ».

Étant donné ce qui a été dit au début de ce paragraphe au sujet des phénomènes d'intensité courante, il ressort que l'on peut considérer la très large prédominance des éléments fins dans les produits de l'érosion comme un fait caractérisant généralement le phénomène d'érosion du sol, quelle que soit son intensité (ceci appelle quelques restrictions en certains cas précis, mais elles seront faites dans un développement ultérieur).

Il apparaît d'autre part que cette prédominance s'accroît davantage encore lorsque l'on considère les produits de l'ablation définitive. Le volume global de terre mis en mouvement dans le bassin de « Las Posas Creek » comprend 80 % d'éléments fins mais le volume de terre entraîné hors du bassin en comprend 87 %.

Ceci provient de ce que les éléments fins entraînés au cours de l'érosion hydrique ne se déposent qu'en très faible proportion parce que leur taille les rend éminemment susceptibles d'être déplacés par mise en suspension (dans l'exemple fourni, la quantité de particules de taille inférieure à 20 μ parvenue au cours d'eau est 145 fois supérieure à celle qui s'est déposée ; elle représente 99,3 % de l'ensemble de ces éléments). Les éléments grossiers tendent au contraire à se déposer chaque fois qu'existe une atténuation du relief dont la conséquence est la diminution de la vitesse du courant d'eau qui les entraîne (ceci est montré par le fait que 94 % des dépôts qui se sont produits dans le bassin de « Las Posas Creek » sont constitués d'éléments de taille supérieure à 20 μ ; ils représentent presque la moitié, 42 %, du volume de ces éléments mis en mouvement). Leur infériorité quantitative s'accroît donc nettement si l'on considère la perte définitive en terre.

Comme la totalité des éléments fins qui parviennent jusqu'aux cours d'eau est ultérieurement transportée en suspension, on peut conclure de cet ensemble de considérations que la quantité de matériaux transportée de cette manière par les cours d'eau est tout à fait indicatrice de l'intensité des phénomènes d'érosion survenus sur les bassins fluviaux et apte à traduire le résultat des influences qui se sont exercées.

Les matériaux grossiers définitivement entraînés sont, eux, plutôt déplacés par charriage de fond. Mais on peut négliger leur quantité puisqu'elle ne compose certainement qu'une faible partie du débit solide total, attendue la nette infériorité quantitative des éléments grossiers dans les produits de l'érosion. Signalons à ce sujet des estimations faites aux États-Unis : les charriages de fond ne composeraient, selon les circonstances, que 1 à 15 % du débit solide total du Mississippi et du Colorado (à Grand Canyon). On peut tout autant négliger cette quantité lorsque celle des éléments fins dans les cours d'eau apparaît aussi expressive, sinon plus, du résultat du phénomène d'érosion du sol par l'eau, quelle que soit son intensité. Un fait enfin est digne d'être pris en considération. Lorsque surviennent des crues, conséquences de fortes pluviosités, une partie des matériaux déplacés par charriage de fond, les sables en particulier, passent souvent en suspension dans les cours d'eau. La mesure de la quantité de matériaux ainsi transportée prend alors une signification encore plus grande.

Ce qui vient d'être établi n'est cependant pas valable partout. Dans ces régions bien définies que sont les bassins torrentiels de haute montagne, les éléments grossiers prédominent souvent pour diverses raisons dans les produits de l'érosion, surtout si les sols sont squelettiques. En ce milieu, en effet, les mouvements de masse, glissements de terrain, éboulements, etc., sont des formes d'érosion très répandues ; la roche elle-même est fréquemment attaquée ; des éléments rocheux en voie d'altération ou des fragments rocheux de toutes tailles constituent souvent l'essentiel des matériaux soumis à l'ablation. Ceci se répercute sur les transports solides effectués dans les tronçons montagneux des cours d'eau.

Mais, en ce milieu, ce ne sont pas les facteurs habituels de l'érosion du sol qui entrent seuls en jeu pour régler ce phénomène. La constitution géologique du bassin, la taille des blocs rocheux détachés, la puissance brute des courants d'eau susceptibles de les entraîner ultérieurement sont, entre autres, des facteurs capables de faire varier considérablement, d'un bassin à un autre, la quantité d'éléments érodés. Ils perturbent alors à un haut degré l'action des facteurs généraux de l'érosion du sol. Il est malaisé, dans ces conditions, de déterminer dans quelle mesure ces derniers ont exercé leur influence.

Les quantités de matériaux entraînées dans ce milieu ne traduisent d'autre part que le résultat de phénomènes locaux et limités dans l'espace au regard de l'étendue totale des bassins fluviaux.

Tout ceci amène à nouveau à ne retenir pour mesurer l'érosion que les quantités de matériaux transportées en suspension par les cours d'eau. Elles possèdent à elles seules une valeur représentative suffisante pour constituer la première des deux séries de données chiffrées nécessaires à l'étude projetée.

2. Degré d'exactitude des données chiffrées sur les transports solides effectués en suspension par les cours d'eau

La possibilité de l'emploi de ces données pour mesurer l'érosion du sol ne dépend cependant pas de leur seule valeur représentative. Un autre point doit être nécessairement examiné avant leur adoption définitive : leur degré d'exactitude.

Or l'étude de cette seconde question aboutit également à des conclusions satisfaisantes.

La mesure des transports solides effectués en suspension par les cours d'eau s'opère en effet depuis plus d'un siècle à la surface du globe et un caractère capital de ces transports a été connu dès l'époque des premières mesures : la distribution inégale des substances solides dans une section mouillée. La teneur de l'eau en substances solides augmente dans le sens vertical vers le fond du lit et dans le sens latéral des berges vers le milieu du lit. Avant 1850, Baumgarten, Surell, Ridell, Andrew Brown et Marr indiquaient cela, bien qu'étudiant la Garonne, le Rhône et le Mississippi en un seul point d'une section. Aussi les méthodes de mesure ont-elles voulu très tôt tenir compte de ce caractère des transports solides

effectués en suspension. Dès 1851, le P^r Forshey recueillait 9 échantillons en 9 points d'une section mouillée pour évaluer le débit solide du Mississippi à Carrollton (Louisiane).

Les mises au point successives et le perfectionnement au cours des années de l'appareillage nécessaire au prélèvement des échantillons ont eu finalement pour conséquence l'établissement de plusieurs méthodes de mesure couramment employées maintenant.

Il serait hors de propos de les exposer complètement mais, en résumé, elles sont les suivantes :

a) La mesure du débit solide en suspension est effectuée dans une section mouillée. Un certain nombre de verticales sont déterminées dans la section d'une berge à l'autre et, sur chaque verticale, des points de prélèvement sont choisis à diverses profondeurs. A chaque mesure, un prélèvement est exécuté en chaque point au moyen d'un appareil perturbant le moins possible le régime préexistant en ce point et susceptible de capter instantanément un certain volume d'eau (1 ou 2 l). Simultanément, la vitesse d'écoulement est enregistrée. La turbidité, c'est-à-dire la teneur en substances solides, est calculée pour chaque échantillon d'eau prélevé. Elle est exprimée en poids par unité de volume. Au moyen de la vitesse d'écoulement, le débit liquide est calculé en chaque point pour une petite surface unitaire. En multipliant ce débit (exprimé en volume d'eau par unité de temps pour une petite surface unitaire) par cette turbidité (exprimée en poids par unité de volume) on obtient la valeur du débit solide en chaque point, exprimée en poids par unité de temps et se rapportant à la petite surface unitaire. A ce moment, deux voies peuvent être suivies :

1. Chaque détermination de ce genre peut être considérée comme représentative du débit solide moyen à travers une portion de section mouillée. La taille de cette portion dépend de la rapidité de variation, de la vitesse d'écoulement et de la turbidité dans la section. Le débit solide est calculé alors pour chaque portion (surface de la portion $\times$ débit solide pour une petite surface unitaire s'y rapportant). La somme des résultats obtenus fournit le débit solide en suspension du cours d'eau au lieu d'étude et au moment de la mesure. Il s'exprime naturellement en poids par unité de temps.

2. Au lieu de cela, on peut au contraire déduire des débits solides observés aux différents points d'une même verticale le débit solide moyen pour cette verticale et pour une petite surface unitaire. La moyenne arithmétique des deux débits solides moyens calculés pour deux verticales voisines est considérée comme représentative de la décharge en éléments solides à travers la surface comprise entre les deux verticales. L'évaluation du débit solide en suspension du cours d'eau au lieu d'étude s'obtient ensuite par un calcul identique à celui fait dans le cas précédent : somme des débits solides calculés pour toutes les surfaces comprises entre les verticales.

b) La première méthode de mesure exposée nécessite des prélèvements en différents points d'une section mouillée. La mise au point d'un échantillonneur spécial a permis l'emploi d'une autre méthode, théoriquement plus simple mais plus délicate. Cet échantillonneur réalise un prélèvement intégré lorsqu'on lui imprime, à une vitesse uniforme, un mouvement de va-et-vient de haut en bas et de bas en haut le long d'une verticale dans un cours d'eau. La turbidité de l'échantillon d'eau ainsi prélevé est calculée. La moyenne arithmétique des turbidités observées en plusieurs verticales dans une section est considérée représenter la turbidité moyenne dans cette section. Il suffit de multiplier cette valeur (exprimée en poids par unité de volume) par le débit liquide pour obtenir le débit solide en suspension du cours d'eau.

c) Mais l'application intégrale de ces méthodes de mesure nécessite un personnel nombreux, un matériel important et entraîne des frais souvent élevés. Aussi une méthode simplifiée est-elle très fréquemment utilisée. Elle consiste à déterminer pendant une période assez longue, un an sinon plus, le rapport pouvant exister, pour différents états des eaux d'un cours d'eau, entre la valeur du débit solide en suspension calculée à l'aide d'une des méthodes citées ci-dessus et celle calculée d'après la seule analyse d'échantillons prélevés en un petit nombre de points précis ou même en un seul point. Il est possible ainsi de déterminer soit un ou deux points fournissant une valeur de turbidité applicable à l'ensemble de la section mouillée, soit un coefficient de correction applicable à une valeur de débit solide calculée de manière assez simple.

Cette opération est d'autant plus valable que l'écoulement d'un cours d'eau est plus turbulent. Dans ce cas, en effet, le brassage des eaux en tous sens est violent et les différences de turbidité sont, de ce fait, atténuées à l'intérieur d'une section mouillée.

Toutes ces méthodes de mesure répondent au caractère capital des transports solides effectués en suspension par les cours d'eau : la variation de la turbidité à l'intérieur d'une section mouillée. On peut donc attendre de leur mise en œuvre un résultat satisfaisant.

Lorsque le choix s'est fixé sur l'une d'entre elles pour mesurer le débit solide d'un cours d'eau, il reste à étudier préalablement le régime hydrométrique de celui-ci afin de déterminer le moment le plus favorable pour prélever les échantillons.

Les prélèvements doivent être quotidiens car le débit solide est un phénomène soumis à de rapides variations dans le temps. Leur fréquence dépend plus précisément de l'état des eaux. Durant la montée d'une crue, il peut être nécessaire de les effectuer à intervalles très rapprochés, toutes les heures par exemple. En périodes de basses eaux, un prélèvement journalier est plus que suffisant. Mais la règle d'une observation toutes les 24 heures est en général adoptée. Elle est une garantie de la qualité des valeurs de débit solide se rapportant à des périodes plus longues : semaine, mois, année.

Celles-ci sont obtenues par l'addition des valeurs quotidiennes calculées à l'aide de la donnée en poids par unité de temps résultant de chaque opération de mesure.

Les spécialistes de cette question, Pardé en particulier, estiment que l'adoption d'une méthode et d'une fréquence de mesure valables entraîne une bonne connaissance des transports solides en suspension : par exemple des valeurs exactes à 10 ou 15 % près pour les transports annuels moyens, ce qui est très acceptable lorsque l'on constate que des comparaisons entre eux conduisent à comparer des chiffres pouvant varier entre 1 et 5000 et peut-être 10 000.

II

ADOPTION DES DONNÉES CHIFFRÉES SUR LES TRANSPORTS SOLIDES EFFECTUÉS EN SUSPENSION PAR LES COURS D'EAU POUR MESURER L'ÉROSION DU SOL

L'examen des données chiffrées actuellement possédées sur l'érosion du sol conduit en définitive à adopter, pour mesurer ce phénomène, les valeurs de débit solide en suspension des cours d'eau.

Il est regrettable, évidemment, de ne pouvoir utiliser des mesures directes, mais leur nombre est réellement trop peu élevé pour tenter de dégager, comme nous envisageons de le faire, une ou des relations générales entre l'érosion du sol et les précipitations atmosphériques, facteur présumé prépondérant de ce phénomène. Elles ne peuvent servir qu'à des études dont la portée est purement locale.

Deux faits rendent utilisables les quantités de matériaux transportées en suspension par les cours d'eau :

- leur valeur représentative ;
- leur bon degré d'exactitude quand la méthode employée pour les évaluer est sûre. La connaissance des conditions de mesure requises pour cette exactitude est d'un grand intérêt car elle permet de juger de la valeur des données susceptibles d'être retenues. Ceci est un facteur de certitude d'un résultat atteint.

Un troisième fait est favorable à leur emploi. Il résulte de ce que leur mesure s'opère depuis longtemps dans des régions extrêmement diverses du globe. Aussi commence-t-on à les connaître pour de nombreux cours d'eau situés sous des climats très différents. Ceci ouvre la perspective d'une étude étendue et de portée générale.

Étant donné tous ces motifs d'adoption, une dernière question reste à être examinée : celle de la nature des données fournies par les hydrologues au sujet des transports solides effectués en

suspension par les cours d'eau. Dans presque tous les cas, elles se rapportent à l'année : donnée annuelle ou donnée moyenne annuelle. Ce sont :

- la turbidité spécifique (1), c'est-à-dire le poids de terre transporté par mètre cube ou mille kilos de terre et d'eau réunies ;
- la dégradation spécifique (1), c'est-à-dire le poids de terre transporté par kilomètre carré de bassin.

C'est donc l'une de ces deux données qu'il a fallu choisir et la seconde a été retenue. Elle convient parfaitement à l'étude projetée.

Obtenue en divisant le poids total de terre transporté annuellement (ou en moyenne annuellement) par un cours d'eau par la superficie de son bassin en kilomètres carrés, la dégradation spécifique, exprimée en « tonnes par kilomètre carré et par an », traduit bien l'érosion subie par le bassin récepteur en amont du point d'étude.

Calculée pour tous les bassins pour une même unité de surface, elle permet toutes comparaisons entre eux.

Ce choix précise l'orientation de la recherche des relations possibles entre l'érosion du sol et ses facteurs climatiques en vue d'évaluer l'influence exercée par ces derniers.

Les mesures d'érosion du sol prises en considération seront des valeurs se rapportant :

- 1° A l'année ;
- 2° A des bassins fluviaux.

Elles traduiront, du fait de leur nature, des pertes définitives en terre. Elles ne pourront en aucun cas rendre compte des déplacements qui surviennent d'un point à un autre de la surface topographique.

Les données chiffrées se rapportant aux caractères des précipitations survenues lors de l'obtention de ces mesures se rapporteront également, en conséquence, à une période annuelle (année ou année moyenne) et aux bassins fluviaux : abondance des précipitations, différents caractères du régime pluvial, etc.

Si une relation est établie en les utilisant, elle aura bien une portée générale puisqu'elle le sera grâce à des données relatives à des régions réparties sur toute la surface terrestre.

Si un indice d'érosion peut être créé, il pourra permettre l'évaluation de la perte définitive en terre. Il ne pourra pas permettre celle de l'érosion globale : déplacements locaux + ablation définitive. La connaissance de ce second fait a peut-être plus d'importance du point de vue agronomique, mais la connaissance du premier a déjà une très grande valeur indicatrice pour qui veut évaluer l'évolution du milieu naturel.

(1) Définitions de M. Pardé.

CHAPITRE IV

LES VALEURS DE DÉGRADATION SPÉCIFIQUE DES BASSINS FLUVIAUX

BASES DU CHOIX EFFECTUÉ POUR LA PRÉSENTE ÉTUDE

Plusieurs principes ont présidé à la réunion et au choix des valeurs de dégradation spécifique destinées à composer la série de valeurs d'érosion du sol nécessaire à l'étude des relations entre ce phénomène et les précipitations atmosphériques au moyen d'analyses graphiques.

1. Les valeurs de dégradation spécifique n'ont été retenues qu'après examen de la méthode de mesure du débit solide employée en chaque cas. Celle-ci est le facteur de leur degré d'exactitude.

2. Si le débit solide a été mesuré en plusieurs points le long d'un cours d'eau, la valeur de dégradation spécifique choisie pour celui-ci a été celle se rapportant à la surface située en amont du dernier point où se manifeste un accroissement du débit solide. La décroissance de celui-ci en aval de ce point correspond en effet à un alluvionnement.

3. La répétition d'un trop grand nombre de valeurs identiques a été évitée. Au contraire, on a essayé de réunir la gamme la plus étendue possible de valeurs différentes afin de dégager plus nettement les corrélations.

4. On s'est efforcé également de trouver des valeurs de dégradation spécifique pour des climats nombreux et différents.

5. Enfin les valeurs de dégradation spécifique connues pour des cours d'eau dont le bassin est extrêmement étendu (Mississippi, Rhône, Nil à leur embouchure par exemple) ou au contraire très petit n'ont pas été retenues, du moins pour la recherche elle-même. Dans le premier cas en effet, elles sont le résultat final d'une série de phénomènes trop complexes. Dans le second cas, l'inconvénient signalé pour les parcelles expérimentales peut exister : sur une petite surface, un facteur local peut exercer une action trop prépondérante pour que celle du climat soit évaluable (1). Mais l'existence de ces valeurs a été notée car leur emploi peut permettre de vérifier l'étendue d'un résultat obtenu.

Les valeurs de dégradation spécifique finalement réunies après examen des publications scientifiques qui les fournissent sont indiquées ci-après. Elles sont citées tout d'abord par pays mais elles seront classées en second lieu dans un ordre différent.

Il est en effet d'une part plus logique, d'autre part plus utile à la recherche entreprise de classer

(1) Après réunion des valeurs de dégradation spécifique, l'examen de la superficie des bassins fluviaux retenus impose comme petits ceux dont la superficie est inférieure à 2 000 km². Cette limite est évidemment arbitraire et est due seulement à l'ensemble du choix effectué.

les bassins fluviaux dont la dégradation spécifique a été prise en considération en fonction de leur climat en mettant l'accent sur les régimes pluviaux.

Cela est plus logique parce que notre recherche concerne l'influence du climat sur l'érosion du sol et plus précisément celle des précipitations atmosphériques.

Cela est plus utile à la recherche entreprise car, après ce classement, il sera facile d'attribuer à chaque bassin ou groupe de bassins un symbole géométrique (carré, cercle, triangle, etc.) lié au climat ou à la combinaison de climats qui le caractérise. Il est possible alors que des groupements de symboles obtenus au cours d'analyses graphiques puissent permettre d'orienter les recherches ou de tirer des conclusions.

Ce second classement des dégradations spécifiques employées fera l'objet du prochain chapitre et servira de légende générale pour les analyses graphiques qui seront effectuées.

I

LES VALEURS DE DÉGRADATION SPÉCIFIQUE DES BASSINS FLUVIAUX

Cours d'eau	Lieu d'étude	Superficie du bassin (km ²)	Période d'étude	Dégradation spécifique (t/km ² /an)
Etats-Unis				
Tributaires de l'Atlantique :				
Saint-Johns [48]	Près de l'embouchure.	19 425	Valeur moyenne annuelle calculée d'après des mesures faites antérieurement à 1907	2,5
Penobscot [48]		22 015		2,8
Kennebec [48]		15 462		2,4
Merrimac [48]		13 000		2,4
Connecticut [48]		28 749		2,8
Hudson [48]		36 216		10
Delaware [48]		34 300		19
Passaic [48]		2 460		26
Raritan [48]		2 875		25,4
Susquehanna [48]		71 100		12,2
Potomac [48]		37 000		33,3
James [48]		26 936		33,1
Savannah [48]		28 749		81,2
Altamaha [48]		36 519		75,2
Tributaires du Golfe du Mexique :				
Apalachicola [48]	Logansport (Louisiane). Rockland (Texas). Richmond (Texas). San Saba (Texas). San Marcial (Nouveau-Mexique).	48 692	1932-1950 1930-1950 1924-1950 1930-1950 1897-1941	55,6
Mobile [48]		109 000		52,8
Sabine [40]		12 582		52,6
Neches [40]		9 166		46
Brazos [40]		90 157		350
Colorado du Texas [40]		48 433		85
Rio Grande [5]		64 128		293
Bassin du Mississippi :				
Haut Bassin :				
Minnesota [7]	Shakopee (Minnesota).	41 103	1932-1933	10
Sainte-Croix [7]	Prescott (Wisconsin).	19 813	1932-1933	1
Chippewa [7]	Durand (Wisconsin).	23 336	1932-1933	27
Black [7]	Galesville (Wisconsin).	5 490	1932-1933	56,2
Root [7]	Houston (Minnesota).	3 315	1932-1933	249,5
Upper Iowa [7]	New Albin (Iowa).	2 737	1932-1933	329
Iowa [48]	Iowa City (Iowa).	8 598	Valeur moyenne annuelle calculée d'après mesures faites avant 1907	26
Illinois [48]	Kampsville (Illinois).	69 230		45

Cours d'eau	Lieu d'étude	Superficie du bassin (km ²)	Période d'étude	Dégradation spécifique (t/km ² /an)
<i>Etats-Unis (suite)</i>				
<i>Bassin du Mississippi: Bas- sin du Missouri :</i>				
Marias [41]	Loma (Montana).	23 724	1929-1930 1930-1931	14,3 10,6
Yellowstone [41]	Glendive (Montana).	173 271	1929-1930 1930-1931	130 187,4
Cannonbal [41]	Timmer (Dakota du Nord).	9 479	1929-1930 1930-1931	73 4,5
Grand [41]	Wakpala (Dakota du Sud).	14 669	1929-1930 1930-1931	50,8 13,4
Niobrara [41]	Verdel (Nebraska).	31 857	1929-1930 1930-1931	27 17,2
James [41]	Scotland (Dakota du Sud).	55 814	1929-1930 1930-1931	41 12
Little Sioux [41]	Correctionville (Iowa).	11 033	1929-1930 1930-1931	36 0,88
Elkorn [41]	Waterloo (Nébraska).	16 990	1929-1930 1930-1931	177,2 280
Loup [41]	Genoa (Nébraska).	35 224	1929-1930 1930-1931	200 127,7
Smoky Hill [41]	Solomon (Kansas).	49 728	1929-1930 1930-1931	49,6 22,4
Saline [41]	Tescott (Kansas)	7 459	1929-1930 1930-1931	23,2 46,3
Solomon [41]	Nile (Kansas).	17 871	1929-1930 1930-1931	54,8 40,8
Republican..... [41]	Wakefield (Kansas).	65 527	1929-1930 1930-1931	76,1 49,5
Big Blue [41]	Randolf (Kansas).	24 242	1929-1930 1930-1931	216 75,6
Grand [41]	Gallatin (Missouri).	5 825	1929-1930 1930-1931	508 82
Thompson [41]	Trenton (Missouri).	4 351	1929-1930 1930-1931	907 181,4
<i>Bassin du Mississippi: Bas- sin de l'Ohio :</i>				
Allegheny [48]	Brillant (Pennsylvanie).	28 749	Valeur moyenne annuelle calculée d'après des mesures faites antérieurement à 1907	23
Youghiogeny [48]	Mc. Keesport (Pennsylvanie).	4 584		142
Monongahela [48]	Au confluent avec l'Ohio.	19 735		78,3
Kanawha [48]		28 490		69,5
Big Sandy [48]		10 360		77,2
Scioto [48]		16 576		26,2
Linking [48]		8 547		85
Kentucky [48]		20 383		85
<i>Bassin du Mississippi: Bas- sin de l'Arkansas :</i>				
Cimarron [41]	Guthrie (Oklaoma).	41 440	1930-1931	127
<i>Bassin du Colorado :</i>				
Colorado [17]	Cisco (Utah).	62 419	1930-1931	257
Green [17]	Green River (Utah).	105 154	1930-1941	243
San Juan [17]	Bluff (Utah).	61 901	1928-1941	853

Cours d'eau		Lieu d'étude	Superficie du bassin (km ²)	Période d'étude	Dégradation spécifique (t/km ² /an)
<i>Mexique</i>					
Rio San Juan	[18]	Santa Rosalia (Tamaulipas).	31 113	1934-1941	156
<i>France</i>					
Seine	[29]	Paris.	44 400	1863-1866	17
Isère	[28]	Grenoble.	5 380	Etudes	615
Drac	[28]	Grenoble.	3 590	annuelles discontinues	780
Garonne	[7]	Toulouse.	10 000	1839-1846	250
<i>Italie</i>					
Pô	[26]	Casalmaggiore.	53 460	1928-1935	300
Adige	[26]	Trente.	9 763	1932-1935	160
X Tibre	[26]	Rome.	16 545	1930-1935	473
<i>Suisse</i>					
Rhin alpestre	[30]	Lustenau.	5 800	1893-1912	843
Rhône alpestre	[30]	Porte de Scex.	5 220	1904-1905	853
<i>Hongrie</i>					
Tisza	[29]	Au confluent avec le Danube (?).	156 250	Valeur moyenne annuelle pour une période non citée	64
<i>Irak</i>					
Tigre	[20]	Bagdad.	80 000	1918-1919	654
<i>Inde</i>					
Indus	[41]	Kotri.	960 000	1902-1925	455
Gange	[9]	A la tête du delta.	1 060 000	1874-1879	1 400
Irrawady	[29]	A la tête du delta.	373 000	1869-1879	700
<i>Chine</i>					
Hoang-ho	[44]	Sanchow.	715 630	1934 1935	2 490 2 163
Lo-ho	[44]	Loyang.	10 600	1934 1935	1 127 6 068
Whei-ho	[44]	Huachow.	145 000	1935	3 369
Hai-ho	[25]	Pengpu (?).	250 000	Valeur moyenne annuelle pour une période non citée	
Yang-tsé-kiang	[25]	Chikiang.	1 025 000	1912-1922 (?)	420
Si-kiang	[25]	Wuchow.	400 000	Valeur moyenne annuelle pour une période non citée	660

II

ÉTUDE CRITIQUE DES VALEURS DE DÉGRADATION SPÉCIFIQUE RETENUES

La majorité des dégradations spécifiques citées ci-dessus découle de débits solides mesurés de manière valable. Certaines échappent cependant à cette règle, mais elles n'ont été adoptées qu'en fonction d'une étude critique montrant la possibilité de les retenir.

1. Cours d'eau étudiés au moyen de la méthode de mesure du débit solide exposée au paragraphe E), 2, a), du chapitre précédent (prélèvements à plusieurs profondeurs le long de plusieurs verticales)

a) États-Unis : affluents du Missouri

— Le nombre de verticales a été variable selon l'état des eaux. Comme elles doivent être toujours équidistantes, c'est leur écart qui a changé : il a varié entre 1,20 m et 45 m. Sur chaque verticale, deux prélèvements ont été faits aux 2/10 et aux 8/10 de la profondeur. La somme des 5/8 de la turbidité observée aux 2/10 de la profondeur et des 3/8 de celle observée aux 8/10 de la profondeur fournissait la turbidité moyenne sur une verticale. Ensuite, le calcul s'est achevé comme indiqué au précédent chapitre (E), 2, a), 2). Cette méthode est la méthode Straub.

— Mesures faites par L. G. Straub [42]. Durée des mesures : 1^{er} juillet 1929 au 30 juin 1931. Prélèvements journaliers. Méthode de mesure mise au point après études préliminaires précises.

b) États-Unis : Cimarron

— Nombre de verticales : 8. Profondeur des prélèvements sur chaque verticale : surface, milieu, fond. Les trois turbidités observées sur chaque verticale ont été multipliées respectivement par 0,25, 0,50 et 0,25 puis additionnées pour fournir la turbidité moyenne sur la verticale.

— Mesures faites par les ingénieurs fédéraux des États-Unis [49]. Durée des mesures : 15 octobre 1930 au 8 septembre 1931. Prélèvements journaliers. Méthode de mesure mise au point après études préliminaires précises.

c) Inde : Indus

— Nombre de verticales : 4. Profondeur des prélèvements sur les deux verticales extérieures : milieu. Profondeur des prélèvements sur les deux verticales intérieures : surface, milieu et fond.

— Mesures faites par la « Indus River Commission » [38]. Durée des mesures : 1902 à 1925. Prélèvements journaliers.

2. Cours d'eau étudiés au moyen de la méthode de mesure du débit solide exposée au paragraphe E), 2, b), du chapitre précédent (prélèvements intégrés)

a) États-Unis : Rio Grande

— Les prélèvements intégrés ont été effectués en période normale le long d'une seule verticale, mais reconnue comme fournissant une valeur de turbidité égale à la turbidité moyenne de la section mouillée. Le nombre de verticales a été multiplié au moment des crues.

— Mesures faites par le Service géologique des États-Unis de 1897 à 1912 et par la Commission internationale d'Hydrologie américano-mexicaine de 1912 à nos jours [12, 18]. Prélèvements irréguliers avant 1905, espacés de trois jours entre 1905 et 1912, quotidiens depuis 1912.

— Il n'a été tenu compte, pour le Rio Grande, que de la dégradation spécifique calculée pour le bassin en amont de San Marcial, avant le barrage de « Elephant Butte », parce que le débit solide augmente régulièrement jusqu'à ce lieu (Cochiti : 4 000 000 t/an ; Angostura : 5 986 200 t/an, San Marcial : 18 789 504 t/an). En aval, le barrage retient une partie des substances solides transportées.

b) *Mexique : Rio San Juan*

— Cours d'eau étudié de la même manière que le Rio Grande à San Marcial, et par le même organisme. Durée des mesures : 1934 à 1941 [18].

c) *États-Unis : Colorado et ses affluents*

— Les prélèvements intégrés ont été effectués le long de trois verticales situées au 1/4, à la moitié et aux 3/4 de la largeur du cours d'eau.

— Mesures faites par le Service géologique des États-Unis [17]. Durée des mesures : 1928 ou 1930 à 1941. Prélèvements quotidiens en temps normal, tri-quotidiens en périodes de crues.

— La valeur de dégradation spécifique évaluée à Yuma pour l'ensemble du bassin du Colorado a été négligée et les valeurs indiquées pour le Colorado avant les confluent de la Green et de la San Juan et pour ces deux cours d'eau lui ont été préférées.



d) *Inde : Gange*

— Prélèvements intégrés effectués le long de neuf verticales également espacées.

— Mesures faites par A. Cunningham [9]. Durée des mesures : 1874 à 1879. Prélèvements le plus fréquemment journaliers.

3. Cours d'eau étudiés au moyen de la méthode de mesure du débit solide exposée au paragraphe E), 2, c), du précédent chapitre (liaison de la turbidité moyenne d'une section mouillée à la turbidité en un ou plusieurs points de la section)

a) *États-Unis : Sabine, Neches, Brazos, Colorado du Texas*

— Après des études préliminaires précises, il a été déterminé que la turbidité moyenne de la section choisie était égale à la moyenne des turbidités enregistrées en trois points situés aux 6/10 de la profondeur de trois verticales localisées au 1/6, à la moitié et aux 5/6 de la largeur du cours d'eau.

— Mesures faites par les ingénieurs hydrologues du Texas et le Service de la Conservation du Sol des États-Unis [40]. Durée des mesures : 25 à 30 ans environ. Prélèvements quotidiens et plus fréquents au moment des crues.

— La dégradation spécifique calculée pour le bassin du Brazos en amont de Richmond (Texas) a été choisie parce que le débit solide augmente régulièrement jusqu'à ce point : 3 690 000 t de substances solides passent en moyenne annuellement à South Bend, 8 297 000 t à Mineral Wells, 14 277 000 t à Waco et 31 554 950 t à Richmond.

— Pour le Colorado du Texas, il n'a été tenu compte que de la dégradation spécifique se rapportant au haut bassin car le débit solide diminue considérablement en aval de San Saba. En ce lieu, il se monte en moyenne annuellement à 4 116 805 t. A Austin, il tombe à 921 512 t alors que la superficie du bassin passe de 48 433 km² à 68 000 km².

b) *États-Unis : Minnesota, Sainte-Croix, Chippewa, Black, Root, Upper Iowa*

— Une étude très précise a permis de lier la turbidité de ces cours d'eau en surface en un point à la turbidité moyenne d'une section mouillée. Le coefficient de correction est 1,15 pour la Minnesota, la Sainte-Croix, la Root, et l'Upper Iowa, 4 pour la Black et 5 pour la Chippewa.

— Mesures faites par les ingénieurs fédéraux des États-Unis [47]. Durée des mesures : 1^{er} juin 1932 au 31 mai 1933. Prélèvements journaliers.

c) *Italie : Pô, Adige, Tibre*

En Italie également des études préliminaires très précises ont permis de relier la turbidité moyenne d'une section mouillée à la moyenne des turbidités observées en un petit nombre de points seulement. Les dégradations spécifiques des bassins fluviaux italiens sont considérées comme d'excellentes approximations, mais nous n'avons trouvé de renseignements que sur la méthode de mesure du débit solide du Pô : évaluation par la moyenne des turbidités observées en trois points au milieu et près de chaque berge à 1 m de profondeur.

— Mesures faites par le Service hydrographique [50]. Durée des mesures : Pô : 1928 à 1935, Adige : 1932 à 1935, Tibre : 1930 à 1935. Prélèvements quotidiens.

— La dégradation spécifique prise en considération pour le bassin du Pô a été celle calculée en amont de Casalmaggiore parce que le débit solide augmente jusqu'à cette ville puis diminue après (Pô à Meirano : 245 000 t/an, à Plaisance : 9 770 000 t/an, à Casalmaggiore : 12 672 000 t/an, mais en aval de Casalmaggiore, à Rencocorrente : 3 700 000 t/an seulement).

— C'est pour un même motif qu'a été choisie pour l'Adige la dégradation spécifique calculée à Trente et non pas celle calculée à Boara-Pisani (Trente : 1 558 000 t/an tandis qu'en aval, à Boara-Pisani : 1 056 000 t/an seulement).

d) *Chine : Si-kiang, Yang-tsé-kiang, Hai-ho, Hoang-ho, Whei-ho, Lo-ho*

Les notes concernant la mesure du débit solide des cours d'eau chinois sont fournies à cette place parce qu'il semble que la turbidité moyenne d'une section mouillée ait été reliée, après des études préliminaires par prélèvements à toutes profondeurs, à la turbidité enregistrée en un seul point ou à la moyenne des turbidités enregistrées en un petit nombre de points de la section. Malheureusement, il nous est difficile de donner à ce sujet des renseignements précis parce que nous ne possédons pas la revue *Journal of the Association of Chinese and American Engineers* qui doit les indiquer. Force est donc de s'en tenir aux seuls commentaires des auteurs qui rapportent les valeurs de dégradation spécifique.

T. Min Tieh indique les évaluations moyennes concernant le Si-kiang, le Hai-ho et le Yang-tsé-kiang [25]. Elles ont été calculées à l'aide des données fournies par la revue *China Economic Yearbook*, n° B 53-54, et contrôlées par des informations tirées d'autres sources. Elles sont vraisemblablement assez proches de la réalité.

Pour le Yang-tsé-kiang, les informations sont sans doute basées sur les mesures faites par L. Brandl et surtout Chatley qui a étudié le fleuve entre 1912 et 1922. En aval du lieu de mesure retenu des dépôts se produiraient.

Les dégradations spécifiques des bassins du Hoang-ho et de ses affluents sont celles indiquées par les auteurs des mesures eux-mêmes, Todd et Eliassen [44]. Les prélèvements ont été journaliers. Les évaluations ont été tout d'abord volumétriques puis pondérées après étude de la densité des matériaux recueillis. Les valeurs citées sont considérées comme de bonnes approximations.

**4. Cours d'eau étudiés au moyen d'une méthode de mesure du débit solide
insuffisamment rigoureuse, mais pour lesquels la dégradation spécifique calculée
est suffisamment exacte**

a) *États-Unis : cours d'eau tributaires de l'Atlantique, Apalachicola, Mobile, Iowa, Illinois
affluents de l'Ohio*

Les dégradations spécifiques moyennes annuelles indiquées pour tous ces cours d'eau par R. B. Dole et H. Stabler en 1909 dans le n° 234 de la publication américaine *Water Supply Paper* ont été retenues malgré l'imprécision des renseignements sur la période d'étude des cours d'eau et la méthode de mesure du débit solide employée.

Elles résultent de la compilation de documents fournis par différents organismes : Bureau de

Santé (Bureau of Health) analysant les eaux dans les États, Corps des Ingénieurs fédéraux (U.S. Corps of Engineers), Service géologique (U.S. Geological Survey).

Il semble que les prélèvements aient été journaliers mais effectués seulement en un point d'une section mouillée.

Cependant deux raisons autorisent à conserver ces dégradations spécifiques. L'une réside en ce qu'elles ont été ultérieurement toujours considérées exactes à 10 ou 15 % près par les hydrologues américains et les spécialistes européens lorsqu'elles ont été jugées à la lumière de connaissances nouvelles sur le débit solide des cours d'eau. H. H. Bennett [3], M. Pardé [29], C. B. Brown [6] les ont citées dans leurs ouvrages comme étant suffisamment exactes. Les ingénieurs de l'Institut de Recherches hydrauliques de l'Université de l'État d'Iowa ont indiqué en 1940 à leur sujet que, « malgré des moyens d'investigation insuffisants pour assurer une détermination de première classe, les résultats obtenus ne présentent probablement pas de grandes erreurs » [43, p. 22].

L'autre raison provient de recoupements faits lors de l'analyse des substances dissoutes transportées par certains de ces cours d'eau entre 1941 et 1946. Des sondages sur la turbidité confirment les valeurs établies dès 1909 et justifient leur adoption.

b) France : Seine

Le débit solide des cours d'eau français n'a été que peu mesuré. Quelques valeurs de dégradation spécifique sont cependant connues pour notre pays. Elles résultent pour la plupart de mesures maintenant anciennes et sans doute entachées d'une certaine imprécision. Mais quelques-unes semblent assez conformes à la réalité, aussi ont-elles été malgré tout utilisées.

C'est le cas pour la Seine, dont la turbidité a été évaluée de novembre 1863 à octobre 1866 au moyen d'un prélèvement journalier en surface, méthode de mesure insuffisante [29]. Mais la valeur de dégradation spécifique de 17 t/km²/an déduite de cette évaluation est conforme avec le fait que les cours d'eau de plaine d'Europe occidentale transportent moins de 50, sinon moins de 25 t/km²/an.

c) France : Garonne

L'étude de la Garonne à Toulouse a été également faite au moyen d'un seul prélèvement journalier en surface au milieu du fleuve. Mais cette méthode a été adoptée à la suite de mesures préliminaires qui ont montré sa suffisance.

— Mesures effectuées par Baumgarten [2]. Durée des mesures : 1839 à 1846.

d) France : Isère, Drac

Pour ces deux derniers bassins français, les valeurs de dégradation spécifique retenues sont celles jugées par Pardé comme assez véridiques après l'examen critique qu'il a fait des mesures fragmentaires de débit solide effectuées par divers organismes, examen que l'on trouve dans l'article « Quelques nouveautés sur le régime du Rhône » [28].

e) Suisse : Rhône alpestre, Rhin alpestre

La mesure du débit solide a été effectuée pour le Rhin de 1893 à 1912 à Lustenau, avant le lac de Constance. La méthode employée a été celle qui a prédominé lors des premières études de ce phénomène : prélèvement d'eau journalier mais unique, en surface, au milieu du fleuve.

La mesure du débit solide du Rhône à la Porte de Scex, avant le Léman, a été effectuée au contraire une année seulement, du 1^{er} avril 1904 au 30 mars 1905, mais de manière plus précise : prélèvements à toutes profondeurs.

Or, dans les deux cas, une même valeur de dégradation spécifique a été calculée. Ce fait incite à les conserver toutes deux car il est bien possible qu'il constitue une vérification mutuelle des deux valeurs.

Les très grandes ressemblances qui existent entre les deux bassins considérés (partie alpestre

du Rhin et du Rhône) rendent plausible tout d'abord l'existence, là, d'une érosion d'égale intensité. D'autre part le climat qui règne sur ces deux bassins reste assez égal à lui-même d'une année à l'autre : il ne doit sans doute pas permettre de grandes variations annuelles de l'érosion. Enfin, la turbulence du courant dans la section montagneuse des cours d'eau doit provoquer un brassage en tous sens qui atténue les différences de turbidité dans une section mouillée.

Il ne serait pas étonnant dans ces conditions qu'il y ait tout d'abord peu d'écart entre une valeur annuelle de dégradation spécifique et une valeur moyenne annuelle et ensuite peu d'écart entre une valeur calculée par prélèvements à toutes profondeurs et prélèvements en surface seulement.

Les dégradations spécifiques indiquées [30] pour la partie alpestre du Rhin et du Rhône ont donc été adoptées.

f) *Hongrie : Tisza*

La dégradation spécifique moyenne annuelle indiquée par Pardé pour la Tisza [29] a été conservée parce qu'il est intéressant d'inclure dans l'étude projetée des valeurs se rapportant à des régions extrêmement différentes du globe. Mais on trouve peu d'indications sur la méthode de mesure du débit solide employée pour ce cours d'eau. Il est fort probable qu'il a été étudié par la « Commission internationale d'Étude du Danube », auquel cas on peut considérer comme sérieuse la donnée retenue.

g) *Irak : Tigre*

Le débit solide du Tigre a été mesuré un an seulement (1918-1919) par Lewis [20] au moyen de la méthode simple du prélèvement journalier d'un seul échantillon d'eau au milieu du fleuve. Aussi la dégradation spécifique est-elle sans doute sujette à caution. Elle est cependant vraisemblable. Comme les données sont rares sur les transports solides en suspension qui s'effectuent dans les régions du globe analogues au bassin du Tigre, nous l'avons malgré tout utilisée à titre indicatif.

h) *Inde : Irrawady*

Le débit solide de l'Irrawady a été mesuré de 1869 à 1879 par Gordon [29] à l'aide toujours de la méthode simple signalée pour le Tigre, le Rhône, la Seine, etc. La dégradation spécifique calculée pour cette période pourrait donc être jugée douteuse. Mais Saunderson, en 1914, a fait une série d'observations montrant que la turbidité de l'Irrawady à mi-profondeur d'une section d'une part et près du fond du lit d'autre part est à peu près égale en moyenne à 96 % de la turbidité de surface dans le premier cas, à 112 % dans le second cas [43]. Il apparaît alors que la valeur de dégradation spécifique retenue pour ce fleuve doit être assez peu inférieure à la réalité.

CHAPITRE V

CLASSIFICATION CLIMATIQUE DES BASSINS FLUVIAUX FOURNISSANT LES VALEURS DE DÉGRADATION SPÉCIFIQUE CHOISIES

Elle a été réalisée à l'aide d'une classification des climats du globe choisie parmi celles les plus couramment admises. Les bases de ce choix ont été les suivantes :

1° Il était nécessaire, mais également suffisant pour nos besoins, que la classification fasse intervenir ces deux éléments météorologiques fondamentaux que sont la température et les précipitations.

2° Il y a deux moyens de dresser une nomenclature des climats une fois qu'un principe de classification est retenu. On peut, comme l'a fait Martonne [22], donner aux types de climat des noms qui rappellent certaines particularités climatiques ou certaines régions caractéristiques. Cela nécessite une description détaillée de chacun des types, mais on a l'avantage d'en avoir une idée exacte. On peut utiliser au contraire, comme l'a fait Köppen [19], des « formules climatiques » établies d'une manière conventionnelle. Une lettre majuscule peut, par exemple, indiquer la zone à laquelle appartient le type de climat étudié ; une minuscule peut indiquer le caractère essentiel de ce type de climat, puis d'autres minuscules les subdivisions, sous-types de climat, qu'il peut être nécessaire de distinguer. Ces lettres peuvent aussi être affectées d'indices également conventionnels pour représenter les modalités de variation de chaque facteur.

Ce second système est en somme un mode de notation abrégé. Il ne dispense évidemment pas d'une description plus longue lorsqu'une étude climatologique poussée est nécessaire, mais, lors d'une étude faite dans un but défini, il permet d'indiquer de façon commode les variations d'un élément climatique qui peuvent présenter un intérêt certain pour une recherche donnée. Ceci est le cas pour nous, qui entreprenons une étude sur les facteurs climatiques de l'érosion du sol et plus précisément sur l'influence exercée par les précipitations atmosphériques.

Si l'on indique enfin la position des bassins fluviaux retenus sous les différents climats du globe en définissant ceux-ci par des « formules climatiques », ces formules peuvent systématiquement s'appliquer aux bassins eux-mêmes. Ce moyen d'expression peut alors être fort utile, autant par la simplification qu'il entraîne, tout en permettant l'indication de détails jugés nécessaires, que pour les possibilités qu'il offre quand il s'agit d'effectuer des analyses graphiques.

Une classification des climats du globe du type de celle de Köppen étant tout aussi valable qu'une autre, le choix s'est donc porté sur une classification de ce genre pour réaliser, en fonction du climat, celle des bassins fluviaux fournissant les valeurs de dégradation spécifique.

La classification des climats du globe établie puis progressivement remaniée et perfectionnée par Köppen lui-même pendant une cinquantaine d'années n'a pas été prise en considération ici. Nous lui

avons préféré l'une de ses plus récentes formes modifiées, réalisée par G. T. Trewartha et exposée dans la troisième édition de l'ouvrage de cet auteur *An Introduction to Climate* parue en 1954 [45].

Cette classification ne modifie celle de Köppen que sur certains points (1), mais elle la rend par cela mieux adaptée à l'Amérique du Nord (2) tout en gardant une valeur pour le monde entier.

I

LA CLASSIFICATION DES CLIMATS DU GLOBE DE G.T. TREWARTHA

(Classification de Köppen modifiée)

Elle comprend des groupes, des types et des sous-types de climat définis par des valeurs numériques relatives à la température et aux précipitations et par le régime pluvial.

Une lettre-symbole est attribuée à chaque critère de classification. Chaque groupe de climats est représenté par une lettre ; chaque type ou sous-type par une formule qui est un groupe de lettres.

A) Les groupes de climats

Six groupes de climats sont distingués, définis par un critère thermique fondamental.

	<i>Symboles</i>
1. <i>Les climats tropicaux pluvieux</i> (Tropical rainy climates) dans lesquels la température moyenne du mois le moins chaud est supérieure à 18°	A
2. <i>Les climats arides</i> (Dry climates) dans lesquels l'évapotranspiration excède la précipitation	B
3. <i>Les climats mésothermiques humides</i> (Humid mesothermal climates) dans lesquels la température moyenne du mois le plus froid est comprise entre 18° et 0°	C
4. <i>Les climats microthermiques humides</i> (Humid microthermal climates) dans lesquels la température moyenne du mois le plus froid est inférieure à 0° et celle du mois le plus chaud supérieure à 10°	D
5. <i>Les climats polaires</i> (Polar climates) dans lesquels la température moyenne du mois le plus chaud est inférieure à 10°	E
6. <i>Les climats de montagne</i> (Highlands climates)	H

B) Les critères de subdivision des groupes de climats

Chacun des six groupes de climats se subdivise en types de climat qui, eux-mêmes, comprennent des sous-types. Les critères de subdivision à ces deux stades sont les suivants :

1. Pour les climats A

Symbole f	: pas de saison sèche, le mois le moins arrosé reçoit en moyenne plus de 60 mm d'eau ;
— s	: saison sèche en été (très rare en climats A) ;
— w	: saison sèche en hiver ; le mois le plus sec reçoit en moyenne moins de 60 mm d'eau ;
— m	: influence des pluies de mousson.

(1) Ces modifications sont indiquées en détail aux p. 233 à 237 de l'ouvrage de G. T. TREWARTHA [45].

(2) Ceci est important car la majeure partie des dégradations spécifiques connues à l'époque actuelle sont celles des cours d'eau des États-Unis.

2. Pour les climats B

- Symbole BS : climat semi-aride ;
 — BW : climat aride ;
 — h : température moyenne du mois le plus froid supérieure à 0° ;
 — k : température moyenne du mois le plus froid inférieure à 0° ;
 — s : aridité d'été ; il tombe au moins trois fois plus d'eau dans le mois le plus arrosé d'hiver que dans le mois le plus sec d'été ;
 — w : aridité d'hiver ; il tombe au moins dix fois plus d'eau dans le mois le plus arrosé d'été que dans le mois le plus sec d'hiver ;
 — n : brouillard fréquent.

3. Pour les climats C et D

- Symbole a : température moyenne du mois le plus chaud supérieure à 22° ;
 — b : température moyenne du mois le plus chaud inférieure à 22° ;
 — c : température moyenne du mois le plus chaud inférieure à 22° et moins de quatre mois ayant une température moyenne supérieure à 10° ;
 — d : température moyenne du mois le plus froid inférieure à — 38° ;
 — f : pas de saison sèche ; le mois le moins arrosé d'été reçoit plus de 30 mm d'eau ;
 — s : été sec ; il tombe au moins trois fois plus d'eau dans le mois le plus arrosé d'hiver que dans le mois le plus sec d'été ; le mois le plus sec reçoit moins de 30 mm d'eau ;
 — w : hiver sec ; il tombe au moins dix fois plus d'eau dans le mois le plus arrosé d'été que dans le mois le plus sec d'hiver ;
 — x : maximum pluvial à la fin du printemps ou au début de l'été ; diminution des précipitations dès le milieu de l'été ;
 — n : brouillard fréquent.

4. Pour les climats E

- Symbole ET : climat de la Toundra. La température moyenne du mois le plus chaud est inférieure à 10° mais supérieure à 0° ;
 — EF : climat à gel perpétuel. La température moyenne de tous les mois est inférieure à 0°.

C) Les principaux types et sous-types de climat du globe

Les principaux types et sous-types de climat du globe définis par G. T. Trewartha à la suite de Köppen sont les suivants (1) :

1. Climats tropicaux pluvieux : A

- Type A.f : Climat tropical constamment humide ;
 — A.w : Climat tropical à saison sèche et saison humide ;
 — A.m.w : Climat tropical à pluies de mousson.

2. Climats arides : B

Type BSh : Climat semi-aride tropical et subtropical :

- Sous-type BSh.s : Climat semi-aride subtropical à aridité d'été (caractère méditerranéen) ;
 — BSh.w : Climat semi-aride tropical et subtropical à aridité d'hiver.

(1) Nous ne donnons pas ici la description que l'on en peut faire. Elle sera faite pour les climats qui nous intéressent lors de la classification des bassins fluviaux.

Type BSk : *Climat semi-aride des moyennes latitudes* :

Sous-type BSk.s : Climat semi-aride des moyennes latitudes à aridité d'été (caractère méditerranéen) ;

— BSk.w : Climat semi-aride des moyennes latitudes à aridité d'hiver.

Type BWh : *Climat aride tropical et subtropical* : Selon que des pluies occasionnelles peuvent survenir en été ou en hiver, les sous-types BWh.w et BWh.s peuvent être notés.

Type BWk : *Climat aride des moyennes latitudes* : Selon que des pluies occasionnelles peuvent survenir en été ou en hiver, les sous-types BWk.w et BWk.s peuvent être notés.

Type Bn : *Climat aride ou semi-aride à brouillard fréquent*.

3. Climats mésothermiques humides : C

Type Ca : *Climat subtropical humide* :

Sous-type Ca.f : Climat subtropical humide à pluies de toutes saisons ;

— Ca.w : Climat subtropical humide à hiver sec.

Type Cs : *Climat subtropical à été sec (climat méditerranéen)* :

Sous-type Csa : Climat méditerranéen continental ;

— Csb : Climat méditerranéen océanique.

Type Cb, Cc : *Climat océanique* : Le sous-type Cb.f est le seul digne d'être pris en considération.

4. Climats microthermiques humides : D

Type Da : *Climat continental humide à été chaud* :

Sous-type Da.f : Climat continental humide à été chaud et pluies de toutes saisons ;

— Da.w : Climat continental humide à été chaud et hiver sec.

Type Db : *Climat continental humide à été tempéré* :

Sous-type Db.f : Climat continental humide à été tempéré ;

— Db.w : Climat continental humide à été tempéré et hiver sec.

Type Dc (Dd) : *Climat subarctique* :

Sous-type Dc.f (Dd.f) : Climat subarctique à hiver humide ;

— Dc.w (Dd.w) : Climat subarctique à hiver sec.

5. Climats polaires : E

Type ET : *Climat de la Toundra*.

— EF : *Climat à gel perpétuel*.

6. Climats de montagne : H

II

CLASSIFICATION CLIMATIQUE DES BASSINS FLUVIAUX FOURNISSANT LES VALEURS DE DÉGRADATION SPÉCIFIQUE CHOISIES

Elle a été effectuée en prenant pour base de classification les types et les sous-types de climat distingués par G. T. Trewartha. La liste qui en est fournie ci-dessus montre clairement qu'un assez grand souci de simplification a présidé à leur détermination. Aussi ont-ils été parfois insuffisants pour atteindre le but recherché. Nous avons été amenés à faire des additions aux symboles utilisés ou à les combiner entre eux dans les conditions suivantes :

a) Plusieurs bassins fluviaux peuvent se situer sous un même sous-type de climat caractérisé par un régime pluvial répondant d'une manière générale à la définition donnée à l'une des quatre lettres f, s, w, ou x. Mais ce régime peut présenter d'un bassin à l'autre des variations suffisamment importantes pour qu'il soit nécessaire de les noter. Nous avons alors défini des variétés climatiques basées sur ces variations. Elles sont indiquées en affectant d'un chiffre la lettre symbole du régime pluvial : exemple : f1, f2, f3, etc.

b) Un régime pluvial marquant nettement la transition entre deux autres régimes est indiqué par les symboles de ceux-ci séparés par un tiret : exemple : f2-f.

c) Pour certains régimes pluviaux, il est difficile de ne s'en tenir qu'aux quatre définitions adoptées par Köppen et Trewartha. Un régime pluvial peut par exemple être qualifié par la lettre f parce que des pluies surviennent en toutes saisons. Mais l'été peut être considérablement arrosé et l'hiver beaucoup moins pluvieux sans qu'il puisse être considéré comme sec. Nous avons alors combiné les lettres entre elles sous la forme : fw, etc.

d) Il est nécessaire également de tenir compte des climats de transition. Ils ont été indiqués de deux manières. D'une part une formule telle que Da → BSK ou Ca → A a été employée quand il s'agit de la dégradation d'un climat ou quand il s'agit d'un climat fondamentalement très proche d'un autre (Da → BSK signifie par exemple : dégradation du climat continental humide avec apparition d'une certaine sécheresse, c'est-à-dire climat subhumide annonçant un climat semi-aride. Ca → A peut s'employer pour un climat subtropical humide thermiquement très proche d'un climat tropical). D'autre part, une formule telle que Db Da ou Ca Da a été utilisée soit pour indiquer un climat dont les caractères sont intermédiaires entre ceux de deux climats, soit pour indiquer un mélange de caractères appartenant à deux climats.

La lettre H a été conservée pour les climats de montagne. Pour les variétés d'altitude de climats de la zone tropicale ou subtropicale, elle a été adjointe à la formule du climat lui-même. Ceci semble préférable à la recherche d'une formule en accord avec la diminution de la température.

f) Enfin, nous avons utilisé dans la description des climats les termes suivants pour caractériser la pluviosité moyenne annuelle.

0- 200 mm :	extrêmement faible
200- 400 mm :	très faible
400- 600 mm :	faible
600-1 000 mm :	modérée
1 000-1 400 mm :	moyennement élevée
1 400-1 800 mm :	élevée
1 800-2 500 mm :	très élevée
Plus de 2 500 mm :	considérable

La classification climatique des bassins fluviaux fournissant les valeurs de dégradation spécifique choisies est exposée ci-après.

Un certain nombre de planches montrent les diagrammes climatiques de stations retenues dans les bassins eux-mêmes pour illustrer les climats. Ils portent la courbe des précipitations moyennes mensuelles, celle des températures moyennes mensuelles, l'indication de la pluviosité moyenne annuelle et celle de la température moyenne annuelle. Pour chaque classe déterminée, les noms des stations suivent entre parenthèses ceux des cours d'eau.

La formule se rapportant à chaque bassin ou groupe de bassins est constituée par l'ensemble des formules des climats qui y règnent, le climat prépondérant étant placé en tête et les climats secondaires à la suite entre parenthèses. Elle se résout à une seule indication si le bassin est situé tout entier sous un seul climat.

A) Bassin où prédomine le climat tropical à saison sèche et saison humide (A.w)

Irrawady (Prome, Mandalay) (Figure 2). — La plus grande partie du bassin de l'Irrawady se situe sous le climat tropical à saison sèche et saison humide A.w. La saison sèche est assez courte :

4 mois (décembre à mars). Le régime pluvial est en général tropical (Prome), mais il présente localement en Birmanie centrale (Mandalay) deux maximums pluviométriques séparés par un minimum secondaire. La pluviosité moyenne annuelle est en général moyennement élevée à élevée. Elle est par exemple à Prome de 1 206 mm, mais elle devient seulement modérée en Birmanie centrale : Mandalay ne reçoit en moyenne annuellement que 843,2 mm d'eau.

Les variations thermiques s'accroissent déjà. L'amplitude thermique annuelle est de l'ordre d'un peu plus de 10° : 11° 1 à Mandalay (température moyenne de décembre et janvier : 20° 6, d'avril et mai : 31° 7).

Lorsqu'on s'élève sur les versants montagneux, une variété d'altitude du climat A.w apparaît (symbole donné : A.w.H1). Elle se caractérise par une augmentation générale des précipitations, un abaissement général des températures, qui prennent un caractère tempéré, et une limitation de la saison sèche. L'exemple de Darjeeling, fourni pour le bassin du Gange, illustre bien ces caractères.

Sur les chaînes élevées du bassin de l'Irrawady règne enfin un climat de haute altitude (H), type de climat de montagne sur lequel on ne possède encore que peu d'indications chiffrées mais dont on sait la rigueur : c'est un domaine de neige et de grands froids.

Symbole : A.w (A.w.H1) (H).

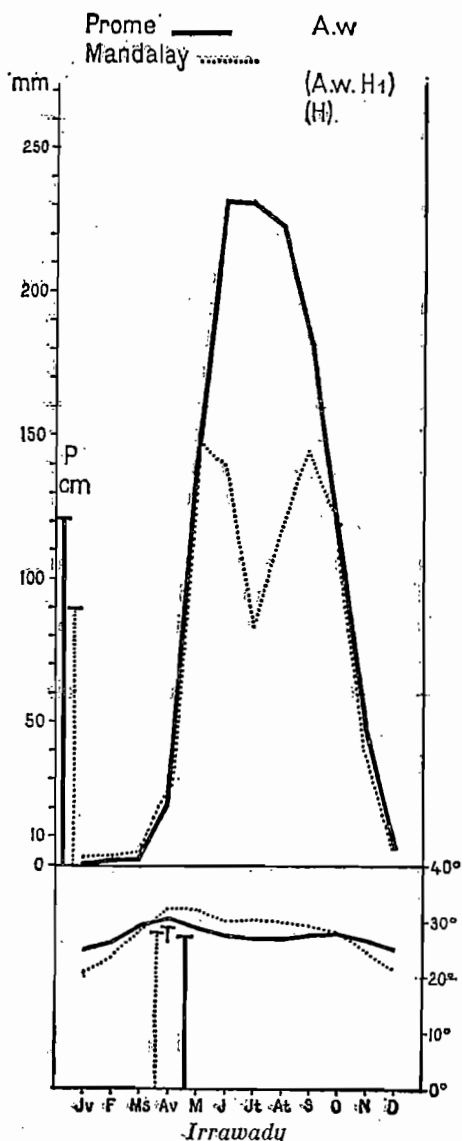


FIGURE 2

B) Bassins où prédomine un climat subtropical humide (Ca)

1. Bassin où prédomine le climat subtropical humide à hiver sec (Ca.w)

Gange (Allahabad, Darjeeling, Calcutta) (Figure 3 A). — Le climat prédominant du bassin du Gange est le sous-type Ca.w du climat subtropical humide Ca. Il est proche ici par certains caractères du climat tropical à saison sèche et saison humide (A.w.). A Allahabad, en effet, la température moyenne du mois le plus froid n'est guère inférieure à 18° : 16° 5 en décembre et 16° 3 en janvier. L'amplitude thermique annuelle est par contre nettement plus forte qu'en climat A : à Allahabad, elle est de 17° 8 (la température

moyenne du mois le plus chaud, mai, est de 33° 9).

Le régime pluvial est tropical. La saison sèche est assez longue : 6 à 7 mois (novembre à avril ou mai). La pluviosité moyenne annuelle est modérée à moyennement élevée : Allahabad : 954,6 mm.

Sur les versants himalayens, une variété d'altitude du climat Ca.w (symbole donné : Ca.w.H1) règne (Darjeeling). Les modifications sont celles signalées pour la variété d'altitude du climat A.w. La

pluviosité moyenne annuelle passe de 954,6 à 3 033 mm et la température moyenne annuelle de 25° 6 à 11° 7 entre Allahabad (94 m d'altitude) et Darjeeling (2 250 m d'altitude).

Sur les chaînes élevées de l'Himalaya règne le climat de haute altitude (H) déjà indiqué à propos de l'Irrawady.

Enfin, sur la partie tout à fait inférieure du bassin du Gange apparaît le climat tropical à pluies de mousson (A.m.w.) comme le prouvent les courbes tracées pour Calcutta.

Symbole : (Ca → A.w) (Ca.w.H1) (H) (A.m.w).

2. Bassins où prédomine le climat subtropical humide à maximum pluvial d'été et hiver faiblement pluvieux (Ca.wf)

a) *Hai-ho* (Pengpu) (Figure 3 A). — Le bassin de Hai-ho se situe tout entier sous le sous-type de climat Ca.wf du climat subtropical humide Ca. Les précipitations, assez abondantes, surviennent en été mais il n'existe pas de saison sèche hivernale. En hiver, en effet, des pluies sont provoquées par le passage de dépressions cyclonales. Il tombe en moyenne de décembre à mars à Pengpu comme à Chunking presque 100 mm de pluie (98 mm et 95,8 mm). La pluviosité moyenne annuelle est modérée à moyennement élevée (Pengpu : 654,4 mm, Chunking : 1 097,7 mm). Les variations thermiques sont fortes. L'hiver est frais (Pengpu ; température moyenne de décembre : 4° 4, de janvier : 2° 2, de février : 3° 9) ou doux (Chunking : température moyenne de janvier : 9° 2, de février : 9° 9) mais traversé de coups de froid sévères. L'été est très chaud (moyenne d'août à Pengpu : 27° 2, à Chunking : 29° 1). L'amplitude thermique annuelle atteint 20° à 25° (Pengpu : 25°, Chunking : 19° 9).

Symbole : Ca.wf.

b) *Yang-tsé-kiang* (Chunking, Tungchwan) (Figure 3 A). — Sur le Bassin Rouge se retrouve le climat subtropical humide à maximum pluvial d'été et hiver faiblement pluvieux (Ca.wf) (Chunking).

Mais la majeure partie du bassin du Yang-tsé-kiang en amont de Ichang est située sous une variété d'altitude de ce climat (symbole donné : Ca.wf.H1) (Tungchwan). Les précipitations et le régime pluvial du climat Ca.wf n'y subissent que peu de changements, mais la température s'abaisse, surtout en été. Le mois le plus chaud à Tungchwan, juillet, présente une température moyenne de 20° 7 seulement. Le mois le plus froid, janvier, garde encore une température moyenne de 6° 8.

Sur les chaînes élevées s'installe encore le climat de haute altitude (H) déjà signalé ailleurs.

Symbole : Ca.wf.H1 (Ca.wf) (H).

3. Bassins où prédomine le climat subtropical humide à pluies de toutes saisons (Ca.f)

De nombreux bassins fluviaux retenus pour l'étude entreprise se placent en totalité ou en majeure partie sous le sous-type Ca.f du climat subtropical humide Ca. Mais les régions où ils se situent présentent entre elles des différences suffisamment sensibles dans le régime thermique comme dans le régime pluvial pour qu'il soit nécessaire de distinguer des variétés de climats à l'intérieur du climat Ca.f.

a) *Si kiang* (Nanning) (Figure 3 A). — Le bassin entier de Si kiang se situe sous une première variété du climat Ca.f. Celle-ci est caractérisée par un régime pluvial qui rappelle celui du climat Ca.wf, mais l'hiver est nettement plus arrosé : il tombe de décembre à mars à Nanning 184 mm d'eau en moyenne, soit le double de la chute enregistrée à la même époque à Pengpu ou à Chunking. D'une manière générale, les valeurs pluviométriques se rapportant à cette première variété du climat Ca.f sont plus élevées que celles du climat Ca.wf. La pluviosité moyenne annuelle est moyennement élevée à élevée (Nanning : 1 349,8 mm) (symbole attribué à ce régime pluvial : fw).

Les températures, d'autre part, se rapprochent en valeur de celles des climats tropicaux. La température moyenne de janvier à Nanning est à peine inférieure à 15° : 14° 4. En juillet, la valeur thermométrique moyenne s'élève à 29° 9. L'amplitude thermique annuelle est de 15° 5.

Symbole : Ca → A.fw.

b) *Savannah, Altamaha* (Augusta, Georgie) (Figure 3 B). — Les bassins de ces deux cours d'eau du sud-est des États-Unis présentent un climat à hiver doux, mais traversé de coups de froid rigoureux,

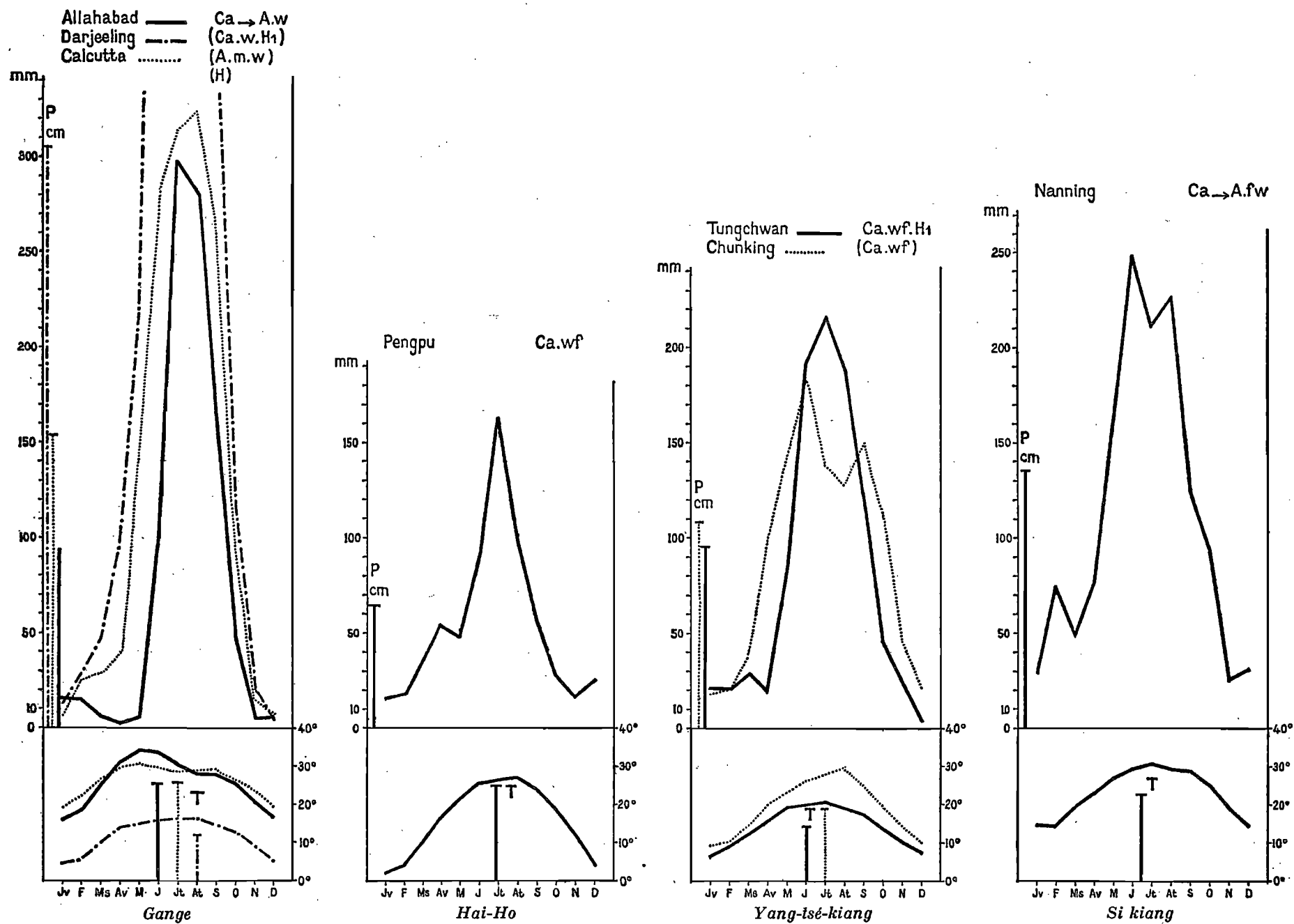


FIGURE 3 A

et à été très chaud. A Augusta, la température moyenne de janvier, mois le plus froid de l'année, est encore de $8^{\circ} 9$ et celle de juillet s'élève à $27^{\circ} 7$. L'amplitude thermique annuelle approche 20° , mais n'atteint pas cette valeur : elle est de $18^{\circ} 8$ à Augusta. On retrouve donc ici, du point de vue thermique, une analogie avec le climat du Bassin Rouge (vallée du Yang-tsé-kiang).

Le régime pluvial, par contre, est original. Des pluies abondantes surviennent en toutes saisons et aucun mois ne reçoit en moyenne moins de 50 mm d'eau. Le maximum pluvial se place en été,

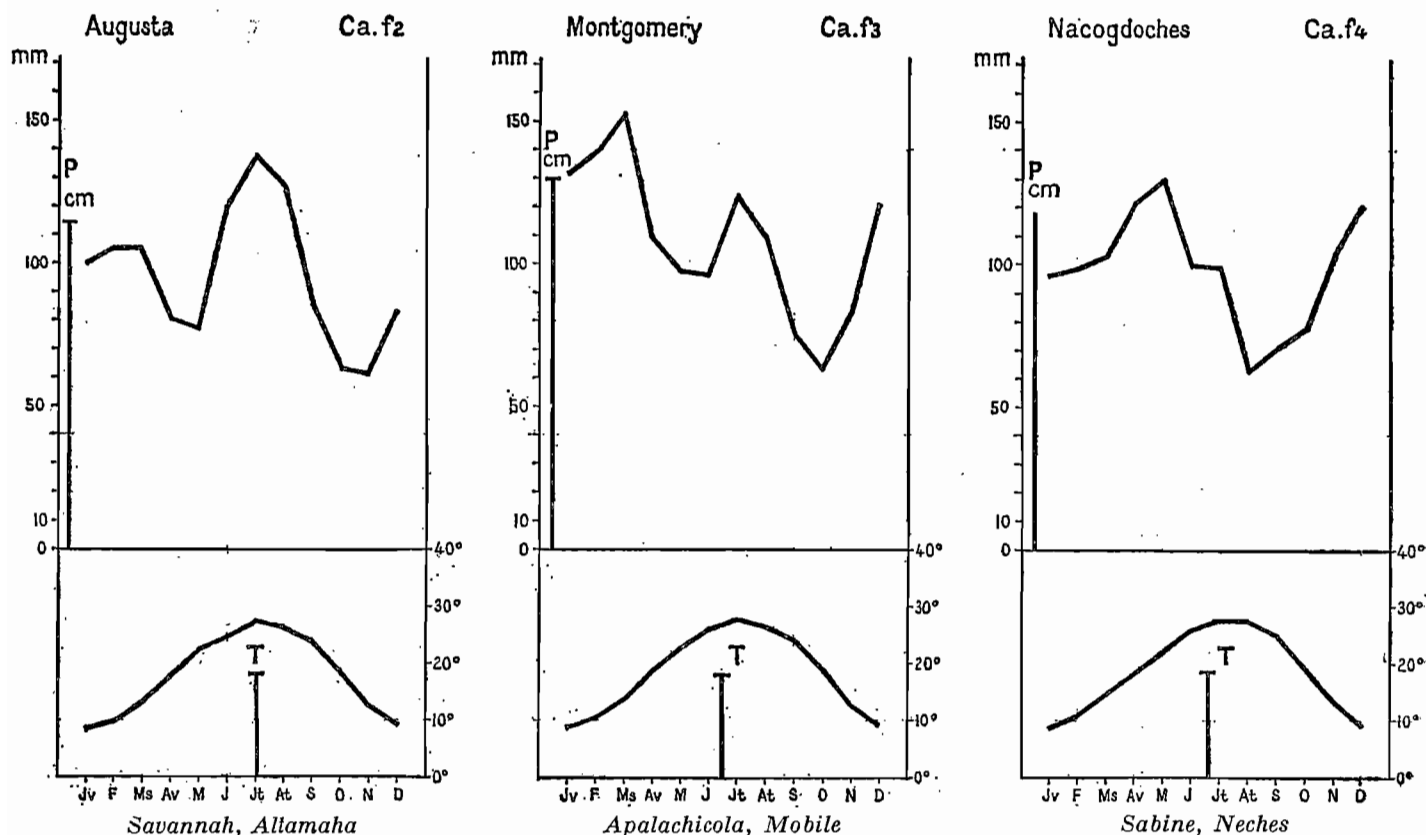


FIGURE 3 B

dû aux vents humides venant du golfe du Mexique : juillet est le mois le plus arrosé de l'année (pluviosité moyenne à Augusta : 137 mm). Mais un maximum pluvial secondaire existe en hiver, dû au passage de dépressions cycloniques : il tombe en moyenne chaque mois, de janvier à mars inclus, entre 100 et 104,4 mm de pluie à Augusta. Le minimum pluvial est automnal. La pluviosité moyenne annuelle est moyennement élevée (Augusta : 1 140,5 mm) (symbole pour ce régime pluvial : f2).

Symbole : Ca.f2.

c) *Apalachicola, Mobile* (Montgomery, Alabama) (Figure 3 B). — Ces deux autres cours d'eau du sud-est des États-Unis, tributaires, eux, du golfe du Mexique (les deux précédents se jettent dans l'Atlantique), ont leur bassin situé sous une variété du climat Ca.f presque identique à la précédente. Aucun changement ne survient en ce qui concerne la température. Mais le régime des pluies est légèrement différent. Le maximum pluvial principal se place en hiver et le maximum secondaire en été,

à l'inverse du cas de la Savannah et de l'Altamaha. Le minimum pluvial se place toujours en automne (symbole pour ce régime pluvial : f3).

Symbole : Ca.f3.

d) *Sabine, Neches* (Nacogdoches, Texas) (Figure 3 B). — A l'ouest de sa zone d'extension, la variété du climat Ca.f3 se modifie et se dégrade légèrement. Tout d'abord, les précipitations diminuent faiblement : il tombe en moyenne annuellement 1 184,1 mm d'eau à Nacogdoches au lieu de 1 300 mm à Montgomery. Le régime pluvial, d'autre part, présente à côté d'un maximum hivernal un second maximum aussi important de fin de printemps. Les deux mois de pluviosité maximum sont, à Nacogdoches, décembre et mai qui reçoivent en moyenne 123 et 129,8 mm d'eau (symbole pour ce régime : f4). Des modifications thermiques n'interviennent pas par rapport à Ca.f2 et Ca.f3.

Symbole : Ca.f4.

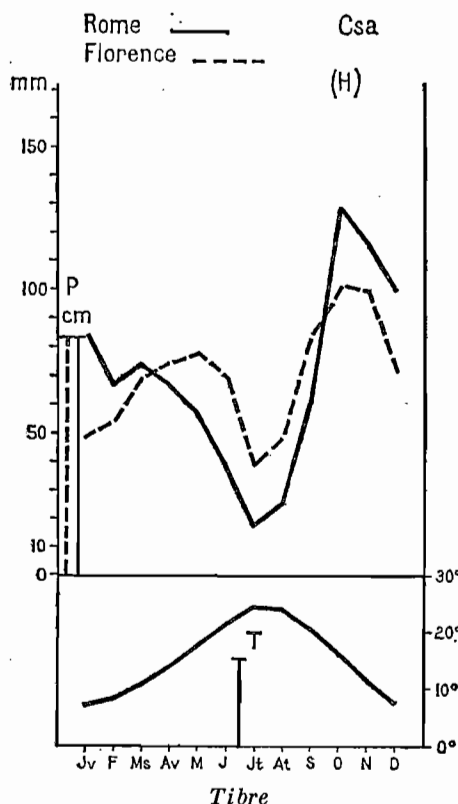


FIGURE 4

marqué qu'en climat typiquement méditerranéen et un minimum d'hiver tend à se développer. La pluviosité annuelle est modérée : moyenne à Florence, 830,7 mm.

En allant vers le sud du bassin, ce régime disparaît pour faire place à un régime typiquement méditerranéen (Rome). Les pluies tombent en automne et en hiver. Elles décroissent dès avril et le minimum d'été est net. La pluviosité annuelle reste modérée : moyenne à Rome, 830 mm.

Un autre climat règne secondairement sur le bassin du Tibre. Après l'apparition de caractère d'altitude dans le climat Csa, le climat des montagnes de la zone tempérée, climat alpin (H), s'étend sur les régions les plus élevées de ce bassin.

Symbole : Csa (H).

D) Bassin où prédomine le climat océanique (Cb.f)

— *Seine* (Paris) (Figure 5). — A l'échelle des climats du globe, le climat qui règne sur la très grande partie du bassin de la Seine est un climat océanique à été tempéré Cb.f. Juillet, mois le plus chaud de l'année à Paris, présente une température moyenne de 19°. Le froid n'est pas encore très sensible en

C) Bassin où prédomine un climat méditerranéen (Cs) Bassin où prédomine le climat méditerranéen continental (Csa)

— *Tibre* (Rome, Florence) (Figure 4). — La majeure partie du bassin du Tibre se situe sous le sous-type continental Csa du climat méditerranéen Cs. L'hiver y est doux, l'été chaud et l'amplitude thermique annuelle assez forte puisqu'elle est de l'ordre de 15 à 20°. Les températures moyennes mensuelles enregistrées à Rome et Florence montrent bien ces caractères. En janvier, on y enregistre respectivement 7° 2 et 5° 7, en juillet 24° 4 et 23° 6. L'amplitude thermique annuelle est de 17° 2 et 17° 9.

Du nord au sud du bassin, le régime pluvial se modifie. Dans les régions septentrionales, il est un régime de transition continental-méditerranéen à tendance méditerranéenne. La courbe pluviométrique mensuelle tracée pour Florence le fait apparaître. L'automne et le printemps sont les saisons de pluviosité maximum, mais le minimum pluvial d'été est moins

hiver : la moyenne de janvier, mois le plus froid à Paris, est encore de $3^{\circ}4$. L'amplitude thermique annuelle est de $15^{\circ}6$ à cette station.

Les précipitations s'étalent sur toute l'année sans répartition nettement inégale comme le montre la courbe des précipitations mensuelles à Paris : il tombe en moyenne 39 mm d'eau en février, mois le moins pluvieux, et 62 mm en octobre, mois le plus arrosé. Un maximum pluvial de saison chaude s'esquisse. La pluviosité moyenne annuelle est modérée (Paris : 607 mm).

Symbole : Cb.f.

E) Bassins où prédomine un climat de transition entre le climat subtropical humide (Ca) et le climat continental humide à été chaud (Da)
Bassins où prédomine le climat de transition Ca Da avec pluies de toutes saisons (Ca Da.f)

a) *Kentucky, Linking, Big Sandy, Kanawha, Polomac, James (Virginie)* (Richmond, Virginie) (Figure 6). — Les bassins de ces six cours d'eau se situent aux États-Unis dans les États du Kentucky, de Virginie et de Virginie de l'Ouest. Leur climat est encore par maints côtés le climat subtropical humide Ca. Mais leur position plus septentrionale que celle des bassins où règnent les variétés climatiques Ca.f2 et Ca.f3 fait que s'annonce déjà là le climat microthermique humide D et plus précisément le climat continental humide a été chaud et pluies de toutes saisons Da.f.

A Richmond, station très représentative de ces six bassins, l'hiver est frais. La température moyenne de janvier est supérieure à 0° : elle est de $3^{\circ}3$. Cette valeur est inférieure de 5° environ à celle enregistrée pour le même mois à Augusta (Georgie) et supérieure de plus de 8° à celle qui survient à Albany (New York). Un fait analogue s'observe en été malgré des écarts moindres. Celui-ci est encore chaud : la moyenne de juillet est plus élevée à Richmond qu'à Albany ($25^{\circ}8$ contre $22^{\circ}5$) mais moins élevée qu'à Augusta ($25^{\circ}8$ contre $27^{\circ}7$).

Le régime pluvial présente une analogie certaine avec celui auquel a été attribué le symbole f2 à l'intérieur du sous-type de climat Ca.f (maximum pluvial d'été et minimum d'automne), mais l'écart entre les pluviosités mensuelles maximum et minimum diminue et ceci annonce le régime f qui caractérise le nord-est des États-Unis.

Symbole : Ca Da.f2-f.

b) *Cimarron* (Guthrie, Oklaoma et Liberal, Kansas) (Figure 6). — Au nord des bassins de la Sabine et de la Neches, le climat subtropical humide Ca s'étend encore, mais la température hivernale est moins élevée. A Guthrie, la température moyenne de janvier n'est que de 3° : le climat continental humide à été chaud Da s'annonce. Il s'annonce également dans la pluviométrie annuelle et le régime pluvial. La pluviosité moyenne annuelle n'est que modérée (840,6 mm à Guthrie) au lieu d'être moyennement élevée comme plus au sud. Un minimum pluvial principal d'hiver se creuse : janvier est le mois le moins arrosé de l'année (Guthrie reçoit en ce mois en moyenne 32 mm d'eau). Mais un minimum secondaire d'été et le net maximum pluvial de printemps (mai est le mois le plus arrosé en moyenne à Guthrie : 128,3 mm) rattachent encore ce régime à celui qui règne sur les bassins de la Sabine et de la Neches. Il marque le passage entre les régimes dénommés ci-dessus et ci-dessous f4 et fx.

Ce climat intéresse toute la partie inférieure du bassin de la Cimarron.

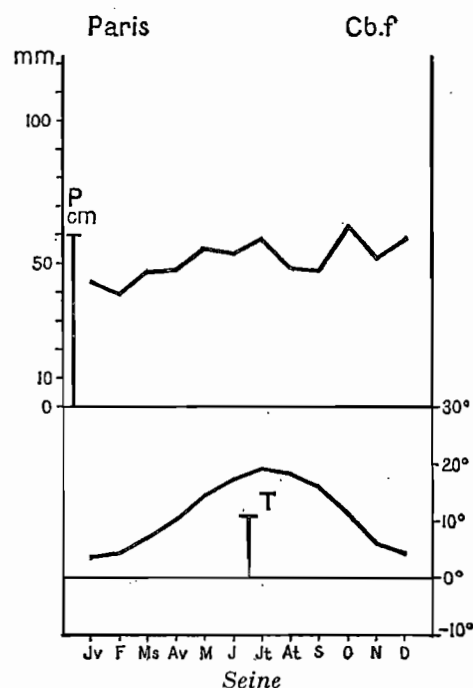


FIGURE 5

Dans les parties moyenne et supérieure, c'est-à-dire vers l'ouest, vers les Rocheuses, il se transforme progressivement par suite surtout de la diminution des précipitations. A Liberal (bassin moyen), un climat Ca Da subhumide (Ca Da $\rightarrow$ BS.k-h), est déjà installé : la pluviosité moyenne annuelle n'est plus que de 509 mm. En même temps le régime pluvial est devenu continental : janvier ne reçoit que 6,6 mm d'eau en moyenne et juillet est le mois le plus pluvieux de l'année (moyenne : 83,8 mm) (symbole pour ce régime : w).

Plus à l'ouest encore, le caractère d'aridité se renforce et le climat subhumide dont il vient d'être

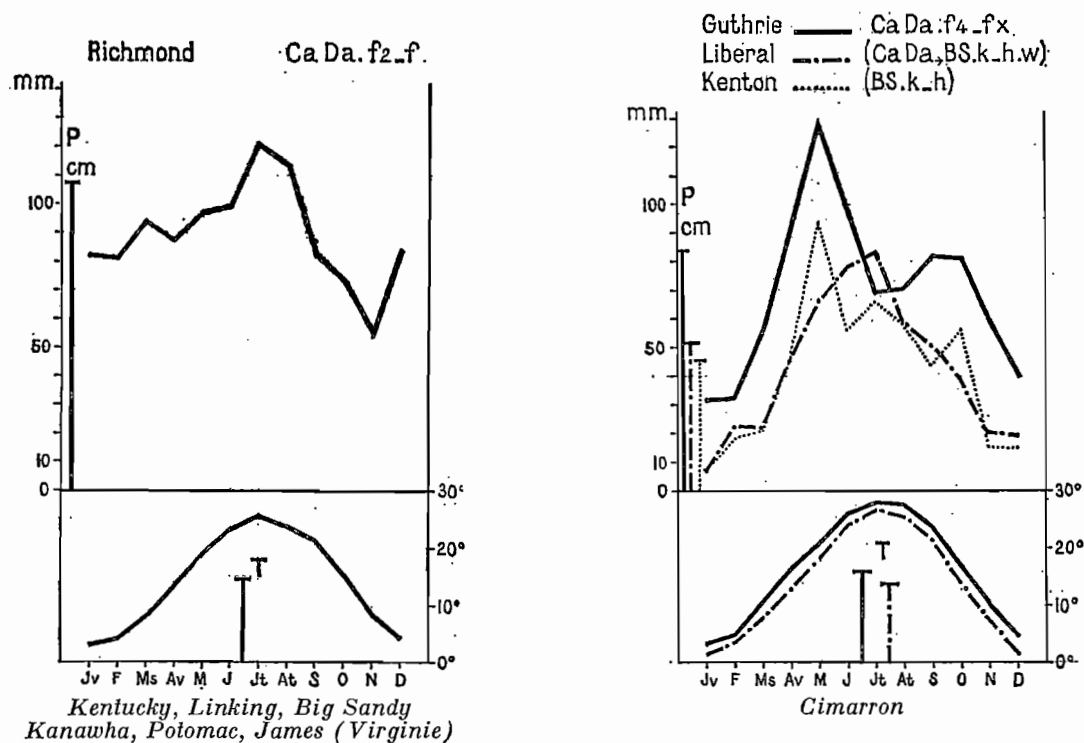


FIGURE 6

question fait place à un climat semi-aride qui, thermiquement, fait transition entre le climat semi-aride des moyennes latitudes et le climat semi-aride subtropical (symbole donné : BS.k-h). A Kenton (haut bassin), la pluviosité moyenne annuelle, 409 mm, est inférieure à la limite de la semi-aridité en ce lieu, 463 mm (1).

Symbole : Ca Da.f4.fx (Ca Da $\rightarrow$ BS.k-h.w) (BS.k-h).

F) Bassins où prédomine un climat continental humide à été tempéré (Db)

Bassins où prédomine le climat continental humide à été tempéré et pluies de toutes saisons (Db.f)

Saint-Johns, Penobscot, Kennebec, Merrimac (Concord, New Hampshire) (Figure 7 A). — Les bassins de ces quatre cours d'eau du nord-est des États-Unis se situent en totalité sous le sous-type Db.f du climat continental humide à été tempéré Db. Ce sous-type de climat se caractérise ici par des pluies également réparties tout au long de l'année avec un léger maximum estival. A Concord, la pluviosité moyenne de juillet, mois le plus arrosé de l'année, et celle d'avril, mois le moins pluvieux, ne diffèrent

(1) A ce sujet, se reporter ci-dessous à la question des climats arides.

que de 20 mm : la première s'élève à 90,4 mm, la seconde à 70,6 mm. La pluviosité moyenne annuelle avoisine 1 000 mm (Concord : 952,7 mm).

L'hiver est très froid (température moyenne de janvier à Concord : — 5° 8). L'été est tempéré : la température moyenne du mois le plus chaud de l'année, juillet, excède à peine 20° (20° 8 à Concord). L'amplitude thermique annuelle est très forte : 25 à 30°.

Symbole : Db.f.

**G) Bassins où prédomine un climat de transition
entre le climat continental humide à été tempéré (Db) et celui à été chaud (Da)**

Trois groupes de bassins fluviaux des États-Unis se situent entièrement sous un climat qui, thermiquement, fait transition entre les climats Db et Da. Dans les trois cas, la température moyenne de juillet, mois le plus chaud de l'année, est de l'ordre de 22°, valeur limite pour la distinction entre a et b. A Albany (premier groupe), elle est de 22° 5, à Winona (second groupe) de 23°, à Mitchell (troisième groupe) de 22° 9. En ces trois points, l'hiver est très froid : la moyenne thermométrique de janvier à Albany est — 5°, à Winona — 10° et à Mitchell — 8° 6. L'amplitude thermique annuelle est considérable : elle peut dépasser 30° (33° à Winona, 31° 5 à Mitchell).

Ces trois groupes de bassins se distribuent sous deux sous-types de climat.

1. Bassins où prédomine le climat de transition Db Da avec pluies de toutes saisons (Db Da.f)

Deux groupes de bassins fluviaux se situent en totalité sous ce climat de transition mais une variété de climat doit être distinguée pour chacun d'eux en fonction du régime pluvial.

a) *Connecticut, Hudson, Delaware, Passaic, Raritan, Susquehanna, Allegheny, Youghiogheny, Monongahela* (Albany, New York) (Figure 7 A). — Les bassins de tous ces cours d'eau reçoivent, comme ceux du nord-est des États-Unis, des précipitations assez abondantes en toutes saisons. La pluviométrie moyenne mensuelle est toujours supérieure à 30 mm et il n'y a pas d'inégalité marquante dans la répartition des pluies au cours de l'année. A Albany, le mois le plus pluvieux, août, reçoit en moyenne 94,2 mm d'eau et le mois le moins pluvieux, janvier, 61 mm.

Symbole : Db Da.f.

b) *Minnesota, Sainte-Croix, Chippewa, Black, Root, Upper Iowa, Iowa* (Winona, Minnesota) (Figure 7 A). — Les bassins de ces sept affluents du Haut Mississippi reçoivent également des pluies en toutes saisons mais un maximum pluvial de fin de printemps et d'été et un minimum pluvial d'hiver apparaissent nettement. A Winona, il tombe en moyenne 119,4 mm de pluie en juin et 25,6 mm en février (symbole attribué à ce régime pluvial : fw).

Dans ce cas comme dans le précédent, la pluviosité moyenne annuelle est modérée (Albany, 878,2 mm ; Winona, 787,2 mm).

Symbole : Db Da.fw.

2. Bassins où prédomine le climat de transition Db Da à caractère subhumide (Db Da → BSk)

James (Dakotas du Nord et du Sud), *Niobrara, Cannonball, Grand* (Dakota du Sud) (Mitchell, Dakota du Sud) (Figure 7 A). — Localisés à la même latitude mais à l'ouest du groupe de cours d'eau précédent, ces quatre cours d'eau voient débiter une dégradation du climat Db Da.fw. Celle-ci aboutit encore plus à l'ouest au climat semi-aride des moyennes latitudes BSk.

L'abaissement de la pluviosité est général. La pluviosité moyenne annuelle devient faible au lieu d'être modérée (Mitchell : 587,1 mm au lieu de 787,2 mm à Winona). Ce climat peut être qualifié de subhumide. Le maximum pluvial se place nettement en juin et est moins élevé que celui enregistré en climat Db Da.fw. La pluviosité moyenne de ce mois est à Mitchell de 107,2 mm (Winona : 119,4 mm). La diminution des précipitations se marque surtout en hiver. Janvier reçoit en moyenne une hauteur d'eau presque dix fois plus petite que celle qui tombe en juin : elle est à Mitchell de 12,4 mm, c'est-à-dire la moitié de celle qui tombe à Winona en ce même mois de janvier.

Symbole : Db Da → BSk.fw.

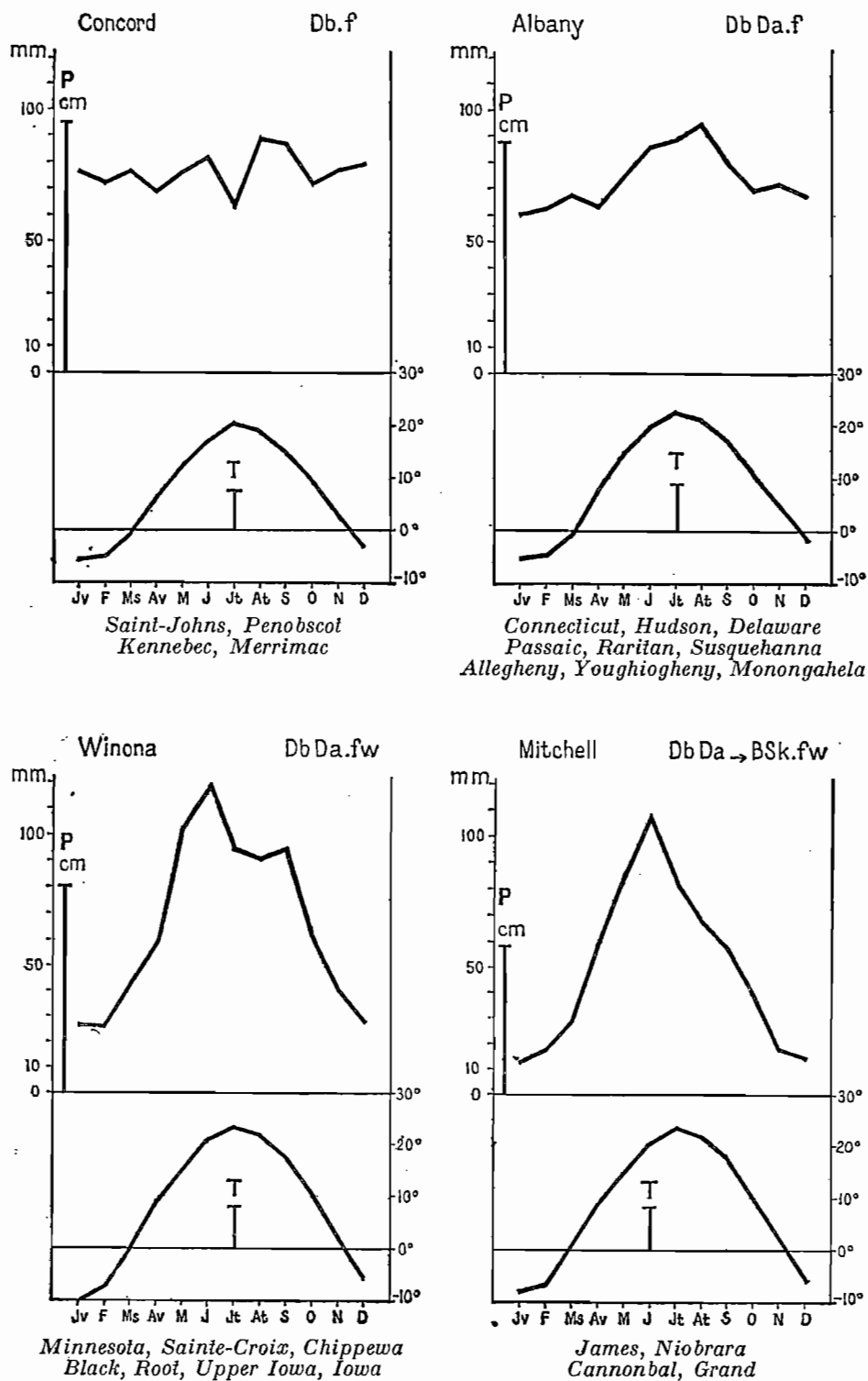


FIGURE 7 A

H) Bassins où prédomine un climat continental humide à été chaud (Da)

Bassins où prédomine le climat continental humide à été chaud
et pluies de toutes saisons (Da.f)

De nombreux bassins fluviaux choisis pour la recherche entreprise, bassins situés aux États-Unis et en outre bassin de la Tisza, se placent en totalité ou en majeure partie sous le sous-type Da.f du climat continental humide à été chaud Da.

Plusieurs stations s'y rapportent (cf. ci-dessous) qui, toutes, montrent la chaleur de l'été. Que ce soit à Colombus (Ohio), à Springfield (Illinois), à Trenton (Iowa), à Topeka (Kansas) ou à Szeged en Hongrie, la température moyenne de juillet, mois le plus chaud de l'année, dépasse nettement 22°. Elle s'élève respectivement à 23° 8, 24° 7, 24° 9, 25° 5 et 25°. L'hiver est froid. En janvier, mois le plus froid de l'année, on enregistre en moyenne dans les stations citées une température comprise entre 0 et — 3°. L'amplitude thermique annuelle est très forte : elle est partout de l'ordre de 25 à 30°.

Cependant, et bien que le régime pluvial réponde à la définition du symbole f, des nuances interviennent dans la répartition des pluies au cours de l'année. Elles déterminent des variétés climatiques dans le sous-type de climat Da.f.

a) *Scioto* (Colombus, Ohio) (Figure 7 B). — Il tombe sur le bassin de ce cours d'eau des États-Unis des précipitations assez abondantes en toutes saisons et il n'existe pas d'inégalité marquante dans la répartition des pluies au cours de l'année. Du mois le moins arrosé, octobre, au mois le plus arrosé de l'année, mai, la pluviosité moyenne mensuelle ne varie que de 62,5 mm à 91,2 mm à Colombus. Le maximum pluvial se place en fin de printemps et le minimum en automne. La pluviosité moyenne annuelle est modérée : elle est légèrement inférieure à 1 000 mm (Colombus : 923,4 mm).

Cette variété du climat Da.f se caractérise donc par un régime pluvial qui annonce celui du nord-est des États-Unis (Db.f) (Db Da.f).

Symbole : Da.f.

b) *Illinois* (Springfield, Illinois) (Figure 7 B). — A la même latitude que le bassin de la Scioto mais plus à l'ouest, le bassin de l'Illinois, fleuve tributaire du Haut Mississippi, reçoit des précipitations également assez abondantes en toutes saisons. Cependant le régime pluvial, là, n'est plus le même. Un minimum pluvial d'hiver se dessine. Janvier est le mois le moins arrosé à Springfield avec une pluviosité moyenne de 53,3 mm. Un maximum pluvial de fin de printemps-début d'été s'affirme. Mai et juin sont les mois les plus pluvieux de l'année : 111,2 et 111,7 mm d'eau tombent en moyenne en ces mois à la station-type choisie.

La pluviosité moyenne annuelle reste modérée et légèrement inférieure au mètre (Springfield : 959,5 mm).

Le symbole f-fx peut être attribué à ce régime pluvial parce qu'il rappelle par certains côtés le régime f (la pluviosité moyenne mensuelle ne s'abaisse guère au-dessous de 50 mm), mais annonce nettement celui qui caractérise le bassin central du Mississippi et que nous appellerons fx.

Symbole : Da.f-fx.

c) *Grand* (Iowa, Missouri), *Thompson* (Trenton, Iowa) (Figure 7 B). — Encore plus à l'ouest aux États-Unis, entre le Missouri et le Haut Mississippi, le régime pluvial à minimum hivernal s'affirme. Décembre, janvier et février sont nettement les mois les moins pluvieux de l'année, mais on y enregistre encore, comme à Trenton, une pluviosité moyenne comprise entre 30 et 40 mm. La fin du printemps et l'été voient tomber les plus hautes précipitations. La pluviosité moyenne mensuelle est la plus élevée en juin (128 mm à Trenton) et septembre reçoit autant d'eau que mai (Trenton : 120,6 mm et 119,4 mm).

Ce régime pluvial rappelle celui des affluents du Haut Mississippi (Db Da.fw) et règne partout sur les bassins de la Grand et de la Thompson.

Symbole : Da.fw.

d) *Little Sioux*, *Elkorn*, *Big Blue*, *Tisza* (Topeka, Kansas et Szeged, Hongrie) (Figure 7 B). — Ces trois cours d'eau des États-Unis et ce cours d'eau européen se situent entièrement sous un climat Da.f

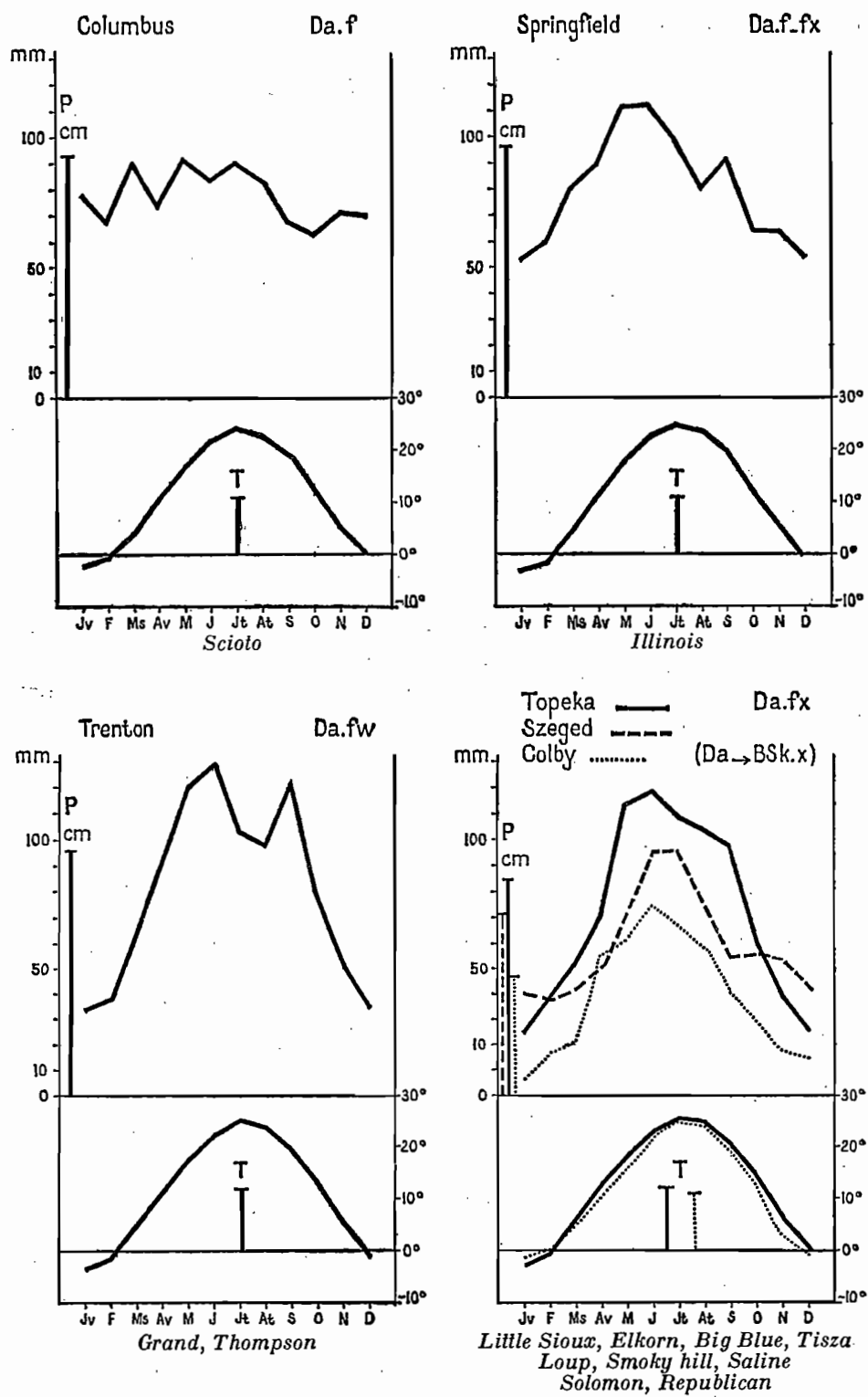


FIGURE 7 B

caractérisé par un régime pluvial typique montré par les stations de Topeka et Szeged. Le minimum pluvial est hivernal. Il tombe en moyenne mensuellement en décembre et janvier 20 à 30 mm d'eau seulement à Topeka et environ 40 mm à Szeged. Le maximum pluvial se place en fin de printemps-début d'été. Les mois de pluviosité maximum sont mai et juin à Topeka (113,8 et 118,1 mm en moyenne), juin et juillet à Szeged (95 mm en moyenne). Dès août, les précipitations diminuent nettement (symbole pour ce régime pluvial : fx).

La pluviosité moyenne annuelle est modérée (Topeka : 852,4 mm ; Szeged : 710 mm).

Symbole : Da.fx.

e) *Loup, Smoky hill, Saline, Solomon, Republican* (Topeka et Colby, Kansas) (Figure 7 B). — La variété Da.fx du sous-type de climat Da.f s'étend également sur les bassins de ces cinq cours d'eau américains, mais elle n'y règne pas partout.

Sur les hauts bassins, c'est-à-dire vers l'ouest, en remontant le glacis des hautes plaines vers les Rocheuses, elle se dégrade peu à peu sans qu'existe cependant une modification des températures. Les précipitations diminuent et un climat continental subhumide à été chaud apparaît (Da → BSk).

La station de Colby illustre bien cette dégradation. L'hiver y est froid (moyenne de janvier : — 1° 6), l'été chaud (moyenne de juillet : 24° 7), l'amplitude thermique annuelle très forte : 26° 3. La pluviosité moyenne annuelle n'est plus modérée mais faible : 466,8 mm. Elle excède la limite de la semi-aridité : 405,4 mm (1). Juin est toujours le mois le plus pluvieux de l'année mais il tombe sensiblement moins d'eau qu'à Topeka : 74,4 mm en moyenne au lieu de 118,1 mm. Janvier ne reçoit plus que 6,3 mm de pluie (symbole pour ce régime pluvial : x).

Ce climat subhumide est une forme de transition qui annonce le climat semi-aride des moyennes latitudes (BSk).

Symbole : Da.fx (Da → BSk.x).

I) Bassin où prédomine un climat semi-aride (BS)

Le caractère essentiel du climat aride BW réside en ce que l'évapotranspiration surpasse toujours ou presque toujours au cours de l'année la précipitation. Le drainage est nul ou extrêmement faible.

Sur le pourtour des zones arides se situent les zones de climat semi-aride BS. Elles forment la transition vers les zones humides. Elles sont caractérisées également par un important déficit en eau mais un drainage faible survient cependant.

Étant donné que la déficience en eau d'une région ne dépend pas seulement de la quantité de pluie tombée mais également de la hauteur d'eau perdue par évapotranspiration, il est clair qu'il est impossible de s'en tenir à une quantité de précipitation pour déterminer les zones arides et semi-arides. C'est pour cela que divers indices permettant d'évaluer le degré d'aridité ont été créés. Ils font entrer en ligne de compte non seulement les précipitations mais aussi la température à laquelle l'évapotranspiration est liée.

Ils ont dans la plupart des cas la forme :

$$\text{Indice I} = \frac{P}{f(T)}$$

P étant une hauteur d'eau tombée et $f(T)$ une fonction de la température. Ils diffèrent uniquement par la forme de cette dernière fonction. Le « facteur de pluie » de Lang est par exemple :

$$I = \frac{P}{T}$$

P étant la pluviosité moyenne annuelle et T la température moyenne annuelle.

(1) A ce sujet se reporter ci-dessous à la question des climats arides.

L'indice d'aridité de de Martonne [21] :

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

modifie l'indice de Lang. G. T. Trewartha admet, dans son système de classification des climats du globe, les trois indices de Köppen [45] :

$$I = \frac{P}{T} \quad I = \frac{P}{T + 7} \quad I = \frac{P}{T + 14}$$

dont la valeur 20 indique la limite entre les climats humides d'une part et les climats arides et semi-arides d'autre part, et la valeur 10 la limite entre ces deux derniers climats. Le premier s'applique aux régions dans lesquelles les précipitations se concentrent en saison froide, le second aux régions à pluies de toutes saisons, le troisième aux régions dans lesquelles les précipitations se concentrent en saison chaude. P et T ont toujours la même signification (1).

Tous les indices dont il vient d'être question sont évidemment empiriques. Ayant adopté une certaine classification des climats du globe, il aurait été logique d'adopter également les indices pris en considération dans cette classification pour caractériser certains bassins fluviaux situés en majeure partie ou en totalité sous climat semi-aride.

Mais un travail récent de L. Turc sur les relations entre les précipitations, l'évapotranspiration et l'écoulement [46] a abouti à l'établissement d'une formule permettant d'évaluer l'évapotranspiration E en fonction de la pluviosité moyenne annuelle P et de la température moyenne annuelle T. Elle a été établie par l'étude de 254 bilans d'eau connus pour 254 cours d'eau situés sous tous les climats du globe. Elle n'est donc pas empirique. Cette formule est :

$$E = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

L étant une fonction croissante de T : $L = 300 + 25 T + 0,05 T^3$.

Lorsque :

$$\frac{P^2}{L^2} = 0,1$$

$E = P$ et ceci correspond à l'areisme. Ceci se produit lorsque :

$$P = 0,316 L$$

Cette dernière formule fournit donc, en fonction de la température moyenne annuelle, la pluviosité moyenne annuelle limite d'un climat aride proprement dit.

Comme tous les auteurs s'accordent, et Köppen et de Martonne en particulier, pour doubler cette dernière hauteur d'eau afin de déterminer la limite d'un climat semi-aride, la formule :

$$P = 0,632 L$$

peut être prise en considération pour calculer la pluviosité moyenne annuelle marquant, en fonction de la température, le début de l'aridité.

Ce sont donc ces indices de L. Turc que nous avons préféré adopter, étant donné leur base d'établissement, pour caractériser le climat de certains bassins fluviaux utilisés pour notre étude.

(1) Les indices de Köppen ne représentent qu'une modification de celui de Lang légèrement différente de celle réalisée par de Martonne. Elle veut tenir compte du fait que la pluviosité moyenne annuelle limite au-dessous de laquelle l'aridité commence est probablement plus élevée lorsque les pluies se concentrent en saison chaude et moins élevée lorsqu'elles surviennent en saison froide. Les valeurs 10 et 20 fournissent la même indication pour les indices de Köppen et de de Martonne.

1. Bassins où prédomine un climat semi-aride subtropical (BSh)

a) *Indus* (Lahore, Hyderabad, Muzzafarabad, Leh) (Figure 8 A). — Le climat qui prédomine sur le bassin de l'Indus est un climat semi-aride subtropical BSh.w né de la dégradation du climat subtropical humide à hiver sec Ca.w qui règne sur la majeure partie du bassin du Gange.

La température du mois le plus chaud, juin, dépasse 30° : elle est de 33° 3 à Lahore. Un hiver s'esquisse : la moyenne de janvier à Lahore est de 12° 8. L'amplitude thermique annuelle est déjà forte : elle avoisine 20°.

Le régime pluvial tropical du bassin du Gange subsiste encore mais les précipitations sont peu abondantes. La pluviosité moyenne annuelle devient faible à très faible. Elle est inférieure à la limite de la semi-aridité. Pour Lahore, qui reçoit en moyenne annuellement 510,2 mm d'eau, $P = 0,632 L = 544,4$ mm. Un caractère particulier de ce climat est que l'hiver n'est plus absolument sec : le passage de dépressions cyclonales provoque des précipitations ; il tombe en moyenne, de janvier à mars, 72,6 mm de pluie à Lahore.

Sur le bas Indus, ce climat se dégrade et un climat franchement aride apparaît (BWh.w). A Hyderabad (Sind), il ne tombe plus en moyenne que 193 mm d'eau annuellement, la limite de l'aridité étant là de 523 mm.

En altitude, une modification analogue à celle signalée pour le Gange et l'Irrawady dans leur section montagneuse intervient. Le climat BSh fait place à un climat humide. L'accroissement des précipitations est général et la pluviosité moyenne annuelle devient moyennement élevée à élevée : 1 346 mm à Muzzafarabad (symbole donné à ce climat : Ca.w.H1).

Le climat de haute altitude (H) des chaînes élevées lui fait suite.

Enfin, un dernier climat s'étend sur le bassin de l'Indus, plus précisément sur sa partie tout à fait supérieure : c'est un climat désertique froid d'altitude BWk.H. Il est illustré par la station de Leh. L'hiver est rigoureux (moyenne de janvier à Leh : — 6° 5), l'été tempéré (moyenne de juillet à Leh : 17° 6) et les précipitations extrêmement faibles en toutes saisons. La limite de l'aridité calculée pour Leh se chiffre à 143 mm et il ne tombe à cette station que 82,6 mm d'eau en moyenne annuellement.

Symbole : BSh.w (Ca.w.H1) (BWh.w) (H) (BWk.H).

b) *Rio San Juan* (Mexique) (Général Bravo, Saltillo) (Figure 8 A). — Le bassin du Rio San Juan, affluent mexicain du Rio Grande, se situe tout entier sous climat semi-aride subtropical. On y enregistre en moyenne une pluviosité annuelle faible et très faible. Elle est de 529 mm à Général Bravo et de 370 mm à Saltillo. Or la limite de la semi-aridité pour ces deux stations est 950,4 mm et celle de l'aridité 475,2 mm. La seconde est donc même franchement aride.

Les pluies présentent une variation saisonnière nette. Elles surviennent surtout en saison chaude, entre mai et septembre, mais l'hiver n'est pas dépourvu d'eau.

L'amplitude thermique annuelle est assez forte : elle avoisine 15°. La température atteint son maximum en août : la moyenne de ce mois est d'environ 30° (30° 1 à Général Bravo). La moyenne de janvier n'est guère inférieure à 15° (14° 6 à Général Bravo).

Symbole : BSh.

c) *Brazos, Colorado du Texas* (Lubbock, Waco, San Angelo, Texas) (Figure 8 A). — Le climat subtropical humide à pluies de toutes saisons Ca.f qui règne sur le sud-est des États-Unis se dégrade à l'ouest de sa zone d'extension. Avec la diminution des précipitations, il fait place à un climat semi-aride subtropical BSh qui règne sur la plus grande partie des bassins du Brazos et du Colorado du Texas.

A Lubbock et à San Angelo, stations bien représentatives du climat du haut bassin du Brazos et du bassin du Colorado du Texas en amont de San Saba, la limite de la semi-aridité s'élève respectivement à 544,4 et 676,8 mm. La pluviosité moyenne annuelle lui est inférieure : 496 et 538,7 mm. Celle-ci égale cette limite dans le bassin moyen du Brazos : à Abilène, la pluviosité moyenne annuelle



est de 640 mm et la limite de semi-aridité 633 mm. Il faut atteindre Waco et le bassin inférieur du Brazos pour voir apparaître un climat subhumide (Ca → BSh) annonçant le climat Ca.f4 des bassins de la Sabine et de la Neches.

Le régime pluvial du climat BSh est caractérisé ici par l'irrégularité des pluies : leur répartition dans l'année varie d'une année à l'autre.

Le régime thermique est celui du sud des Grandes Plaines des U.S.A. L'hiver est frais (moyenne de janvier à Lubbock : 4° 4), l'été est très chaud (moyenne de juillet à Lubbock : 26° 1) et l'amplitude thermique annuelle dépasse 20° (21° 7 à Lubbock).

Symbole : BSh (Ca → BSh.f4).

d) *Tigre* (Mossoul, Bagdad, Erzeroum) (Figure 8 A). — Le climat qui prédomine sur le bassin du Tigre en amont de Bagdad est un climat semi-aride subtropical de type méditerranéen (BSh.s). Il marque le passage du climat méditerranéen au climat aride. La pluviosité moyenne annuelle est très faible. Elle avoisine en général la limite de l'aridité. Cette dernière à Mossoul est de 363 mm et il tombe en moyenne à cette station 330,2 mm d'eau par an. Presque toutes les pluies tombent de novembre à avril. Les mois de juin, juillet, août et septembre sont absolument secs. L'été est brûlant (moyenne de juillet et août à Mossoul : 32° 8), l'hiver doux (moyenne de janvier à Mossoul : 6° 7) et l'amplitude thermique annuelle très forte : elle dépasse 25°.

Dans la région de Bagdad, le climat aride BWh.s apparaît nettement. Les variations thermiques sont très fortes, les pluies extrêmement faibles et concentrées de novembre à février. La pluviosité moyenne annuelle est nettement au-dessous de la limite de l'aridité : à Bagdad, elle est de 139,7 mm pour une limite égale à 462 mm.

Sur le haut Tigre et les hauts bassins de ses affluents de gauche, dans les montagnes du Taurus arménien et du Zagros, règne un climat différent. Sous l'effet du relief, un climat continental humide à été tempéré Db apparaît (Erzeroum). L'hiver est froid ou rigoureux, l'amplitude thermique annuelle est toujours très forte. Le régime pluvial indique une transition entre le régime méditerranéen et le régime continental. Le maximum pluvial se place nettement au printemps ; le minimum pluvial d'été subsiste encore mais un minimum aussi important se dessine en hiver (le symbole s a été gardé pour ce régime).

Symbole : BSh.s (BWh.s) (Db.s).

2. Bassins où prédomine un climat semi-aride des moyennes latitudes (BSk)

a) *Yellowstone, Marias, Colorado, Green, San Juan, Rio Grande* (Miles City, Q. Aspen Creek, Lyman, Great Junction, Pitkin, Albuquerque, Aspen Grove) (Figure 8 B). — Tous ces cours d'eau des États-Unis sont issus des Rocheuses. Les deux premiers sont affluents du Missouri, la Green et la San Juan sont affluents du Colorado, qui s'écoule vers le Pacifique, et le Rio Grande est tributaire du golfe du Mexique.

En amont du point de mesure du débit solide, la plus grande partie de leur bassin se situe sous un climat des moyennes latitudes que l'on peut qualifier de semi-aride. En effet, on constate que la pluviosité moyenne annuelle, en général très faible, ne surpasse la limite de semi-aridité qu'en stations de haute altitude seulement. Les bassins de la Yellowstone et de la Marias présentent dans leur partie moyenne et inférieure une température moyenne annuelle de 7 à 8°, ce qui fixe ici la limite de la semi-aridité, entre 311 et 332 mm. Or ils ne reçoivent guère en moyenne annuellement plus de 300 à 320 mm d'eau. Great Junction (bassin du Colorado), Lyman (bassin de la Green), Farmington (bassin de la San Juan) et Albuquerque (bassin du Rio Grande) reçoivent des précipitations moyennes annuelles qui se chiffrent respectivement à 214 mm, 286,6 mm, 269,5 mm et 271,2 mm. Ces valeurs sont nettement inférieures à la limite de la semi-aridité en chaque point : 408, 299, 380 et 467,6 mm.

Les précipitations sont très irrégulières et leur répartition dans l'année varie beaucoup d'une

Yellowstone, Marias, Colorado, Green, San Juan, Rio Grande

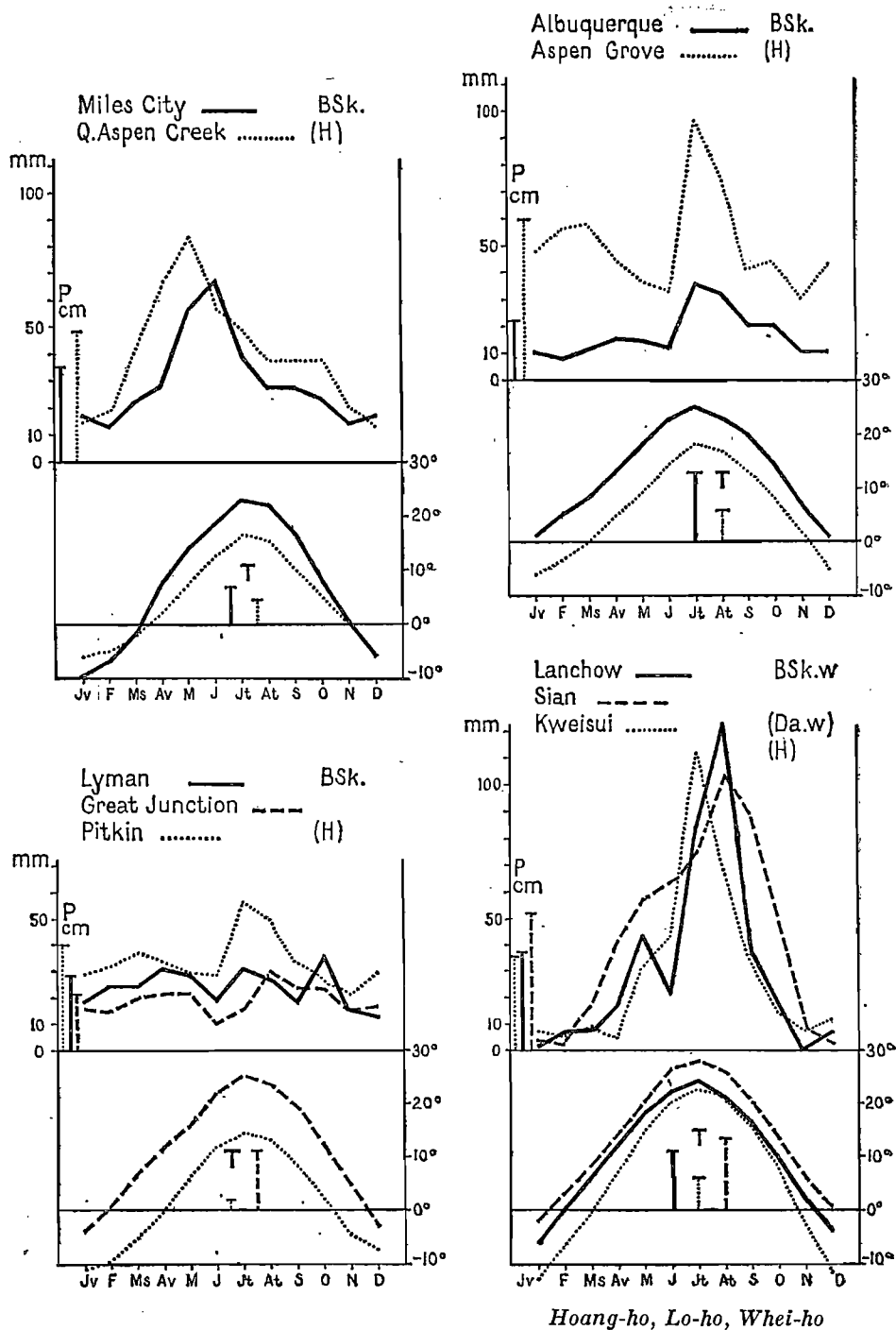


FIGURE 8 B

année à l'autre. On note cependant une plus grande fréquence de pluies d'été dans les bassins de la Yellowstone et de la Marias.

L'hiver est froid ou rigoureux : la moyenne de janvier est de $-4^{\circ}4$ à Grand Junction (bassin du Colorado) et de $-9^{\circ}7$ à Miles City (bassin de la Yellowstone). L'été est chaud : la moyenne de juillet dépasse 22° (Miles City, $22^{\circ}8$) et même 25° (Grand Junction, $25^{\circ}3$). L'amplitude thermique annuelle est toujours très forte : 25° à plus de 30° .

Avec l'altitude, ce climat BSk se modifie et fait place à un climat de montagne de la zone tempérée (H) (Q. Aspen Creek, Pitkin, Aspen Grove). Les précipitations mensuelles et annuelles s'accroissent. La pluviosité moyenne annuelle passe de très faible à faible (Q. Aspen Creek : 478,5 mm ; Pitkin : 403,4 mm ; Aspen Grove : 489,6 mm), et devient modérée seulement sur les hauts sommets. L'hiver est long et rigoureux : 4 à 6 mois de l'année ont une température moyenne comprise entre 0 et -10° . L'été chaud fait place à un été tempéré (moyenne de juillet à Q. Aspen Creek : $16^{\circ}7$ et à Pitkin : $13^{\circ}8$). L'amplitude thermique annuelle reste toujours très forte : 25 à 30° .

Symbole : BSk (H).

b) *Hoang-ho, Lo-ho, Whei-ho* (Sian, Kweisui, Lanchow) (Figure 8 B). — Sur la majeure partie du bassin du Hoang-ho en amont de Sanchow règne également un climat semi-aride des moyennes latitudes. A Lanchow par exemple la pluviosité moyenne annuelle, qui s'élève à 350 mm, est inférieure à la limite de la semi-aridité, 402,6 mm. L'hiver est aussi rigoureux que celui des plateaux et montagnes où coulent le Colorado, la Yellowstone ou la Marias. La moyenne thermique de janvier à Lanchow s'abaisse à -6° . L'été est chaud (moyenne de juillet à Lanchow : $22^{\circ}8$) et l'amplitude thermique annuelle est considérable : elle dépasse 30° .

Mais l'originalité du climat BSk du Hoang-ho est la concentration très nette des pluies en été (influence de mousson) alors qu'elles sont presque nulles en hiver (symbole pour ce régime : w).

A la limite nord-est du bassin, le climat semi-aride s'estompe et un climat continental subhumide à été chaud et pluvieux Da.w s'installe. Les courbes tracées par la station de Kweisui le montrent. La pluviosité moyenne annuelle surpasse la limite de semi-aridité : 350 mm pour 285 mm.

Vers Sanchow, lieu de mesure du débit solide du Hoang-ho, les valeurs de ces deux données s'équivalent à peu près : elles sont respectivement de 510,4 mm et 487,2 mm à Sian (bassin de Lo-ho). L'hiver est là moins rigoureux (moyenne de janvier à Sian : -2°) et l'été plus chaud (moyenne de juillet à Sian : 28°). Comme l'aridité s'accroît vers l'ouest, les bassins du Lo-ho et du Whei-ho sont à classer parmi ceux où règne un climat semi-aride.

La partie supérieure du bassin du Hoang-ho, enfin, se situe dans la zone du climat de haute altitude H des chaînes qui encerclent le plateau Thibétain. Ce climat a déjà été signalé pour le Yang-tsé-kiang, le Gange, l'Irrawady, etc.

Symbole pour le Lo-ho et le Whei-ho : BSk.w.

Symbole pour le Hoang-ho : BSk.w (H) (Da.w).

J) Bassins où prédomine le climat des montagnes de la zone tempérée (H)

Rhône alpestre, Rhin alpestre, Isère, Adige, Pô, Drac, Garonne (Sargans, Pralognan, Albertville, Milan, Gap, Arreau) (Figure 9). — La Garonne et tous ces cours d'eau des Alpes ont, en amont de leur lieu de mesure du débit solide, la totalité ou la majeure partie de leur bassin située sous le climat des montagnes de la zone tempérée (climat alpin) (H). La seule distinction faite entre eux relève du régime pluvial qui y prédomine. Pour le Rhin et le Rhône en amont de Lustenau et de la Porte de Scex, il est continental ; la saison la plus pluvieuse est l'été et la moins pluvieuse l'hiver (Sargans, bassin du Rhin) (symbole Hc). Ce régime existe encore dans le bassin de l'Isère (Pralognan), mais ici les vallées présentent un régime de transition continental-méditerranéen à tendance continentale : par ordre de pluviosité,

l'automne se place avant l'été et celui-ci avant le printemps (Albertville) (le symbole Hc a été gardé pour l'Isère). Les bassins de l'Adige, du Pô (Milan), du Drac (Gap) et de la Garonne (Arreau) ont enfin un régime pluvial de transition continental-méditerranéen à tendance méditerranéenne ; les

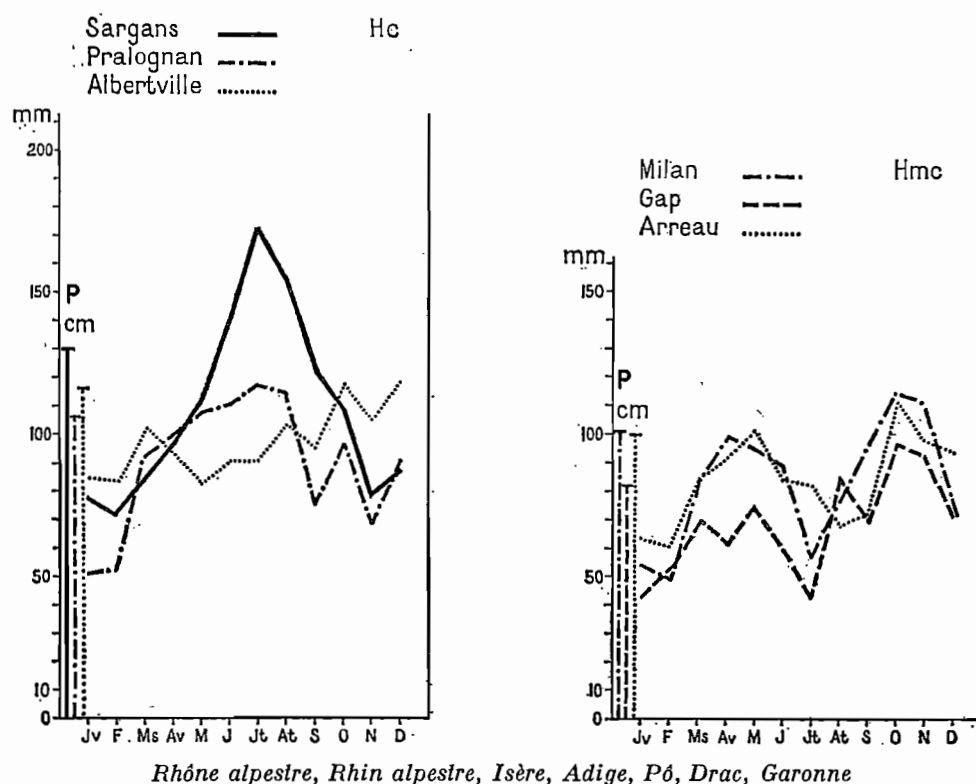


FIGURE 9

saisons les plus arrosées sont dans l'ordre l'automne et le printemps, et l'été est plus pluvieux que l'hiver (symbole Hmc).

Symbole : Hc, Hmc.

* *

La classification climatique des bassins fluviaux ainsi réalisée est résumée par le tableau 7. Celui-ci va constituer la légende générale des graphiques dressés pour tenter de dégager les relations existant entre l'érosion du sol et son facteur prépondérant, les précipitations atmosphériques. A cet effet, il porte deux indications :

- chaque donnée est affectée d'un numéro ;
- chaque classe de bassin est affectée d'un symbole géométrique.

Ce sont l'un et l'autre qui seront portés sur les graphiques, éléments essentiels de la recherche débutant maintenant. Les bassins fluviaux, lorsqu'ils seront cités dans le texte, seront suivis de leurs numéros entre parenthèses.

TABLEAU 7

CLASSIFICATION CLIMATIQUE DES BASSINS FLUVIAUX
FOURNISSANT LES VALEURS DE DÉGRADATION SPÉCIFIQUE CHOISIES

Légende générale des analyses graphiques

	Cours d'eau	Climat	Symbole	
1	Irrawady.....	A.w (A.w.H1) (H)		
2	Gange	Ca → A.w (Ca.w.H1) (H) (A.m.w)		
3	Hai-ho	Ca.wf		
4	Yang-tsé-kiang	Ca.wf.H1 (Ca.wf) (H)		
5	Si-kiang.....	Ca → A.fw		
6	Savannah	Ca.f2		
7	Altamaha	Ca.f2		
8	Apalachicola.....	Ca.f3		
9	Mobile	Ca.f3		
10	Sabine	Ca.f4		
11	Neches.....	Ca.f4		
12	Tibre	Csa (H)		
13	Seine	Cb.f		
14	Kentucky	Ca Da.f2-f		
15	Linking	Ca Da.f2-f		
16	Big Sandy	Ca Da.f2-f		
17	Kanawha	Ca Da.f2-f		
18	Potomac	Ca Da.f2-f		
19	James (Virginie)	Ca Da.f2-f		
20	Cimarron.....	Ca Da.f4-fx (Ca Da → BSk-h.w) (BS.k-h)		
21	Saint-Johns	Db.f		
22	Penobscot	Db.f		
23	Kennebec	Db.f		
24	Merrimac	Db.f		
25	Connecticut	Db Da.f		
26	Hudson	Db Da.f		
27	Delaware.....	Db Da.f		
28	Passaic	Db Da.f		
29	Raritan	Db Da.f		
30	Susquehanna	Db Da.f		
31	Allegheny	Db Da.f		
32	Youghiogeny	Db Da.f		
33	Monongahela	Db Da.f		
34	Minnesota	Db Da.fw		
35	Sainte-Croix	Db Da.fw		
36	Chippewa	Db Da.fw		
37	Black	Db Da.fw		
38	Root	Db Da.fw		
39	Upper Iowa	Db Da.fw		
40	Iowa	Db Da.fw		
41	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw		
42				
43	Niobrara	Db Da → BSk.fw		
44				

	Cours d'eau	Climat	Symbole
45 46 47 48	Cannonbal Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw Db Da → BSk.fw	
49 50 51 52 53 54 55 56 57 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71	Scioto Illinois Grand (Iowa. Miss.) Thompson..... Little Sioux Elkorn Big blue Tisza Loup Smoky hill Saline Solomon Republican	Da.f Da.f-fx Da.fw Da.fw Da.fx Da.fx Da.fx Da.fx (Da → BSk.x) Da.fx (Da → BSk.x) Da.fx (Da → BSk.x) Da.fx (Da → BSk.x) Da.fx (Da → BSk.x) Da.fx (Da → BSk.x)	
72 73 74 75 76	Indus Rio San Juan Brazos Colorado du Texas Tigre	BSh.w(Ca.w.H1) (BWh.w) (H) (BWk.H) BSh BSh (Ca → BSh.f4) BSh (Ca → BSh.f4) BSh.s (BWh.s) (Db.s)	
77 78 79 80 81 82 83 84 85 86 87 88 89	Yellowstone Marias Colorado Green..... San Juan (U.S.A.) Rio Grande Hoang-ho Lo-ho..... Whei-ho	BSk (H) BSk (H) BSk (H) BSk (H) BSk (H) BSk (H) BSk.w (H) (Da.w) BSk.w BSk.w	
90 91 92 93 94 95 96	Rhône alpestre Rhin alpestre..... Isère Adige Pô Drac Garonne	Hc Hc Hc Hmc Hmc Hmc Hmc	

DEUXIÈME PARTIE

L'APPROCHE DU RÉSULTAT FINAL

NOTE

Les données que l'on peut réunir à l'heure actuelle sur les transports solides effectués en suspension par les cours d'eau sont de deux types.

Certains cours d'eau n'ont été étudiés qu'une année seulement ou pendant deux années consécutives, d'autres pendant beaucoup plus longtemps. La liste des données réunies (chap. IV) reflète d'ailleurs ce caractère des mesures effectuées à la surface du globe. Aussi possède-t-on des valeurs de dégradation spécifique se rapportant soit à une année déterminée, soit à l'année moyenne. En ce second cas, il est malheureusement fréquent que le détail des mesures soit impublié ou qu'il existe sous une forme telle qu'il est difficile, sinon impossible, d'en obtenir la communication. Aussi est-on finalement obligé d'utiliser les données telles qu'elles peuvent être recueillies.

Les valeurs pluviométriques calculées pour essayer d'établir une relation entre climat et érosion du sol l'ont donc été en chaque cas pour la période de mesure du débit solide. Elles ont toujours été exprimées en millimètres.

Les analyses graphiques de relation ont été d'autre part réalisées à l'aide des données possédées, quel que soit leur type. Nous leur avons laissé le soin de faire apparaître si cette double nature des données méritait une attention particulière. En tout état de cause, celles se rapportant à l'année moyenne ont été affectées d'un très gros chiffre sur les graphiques lorsqu'il a été nécessaire d'en discuter séparément.

CHAPITRE VI

RECHERCHE DES RELATIONS POSSIBLES ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET L'ABONDANCE DES PRÉCIPITATIONS

Lorsque l'on essaye d'évaluer à l'aide de données chiffrées l'influence que les facteurs d'un phénomène du milieu naturel exercent sur ce phénomène lui-même, il s'impose en premier lieu de rechercher s'il existe une relation entre l'intensité du phénomène et l'importance des facteurs qui le provoquent.

Aussi, la première étude faite pour tenter d'évaluer à l'aide de données chiffrées l'influence qu'exercent sur l'érosion du sol ses facteurs climatiques a-t-elle concerné les relations possibles entre l'intensité de ce phénomène et l'importance de ces facteurs.

Et si l'on estime que les précipitations atmosphériques constituent le facteur dominant de l'érosion du sol, une première question vient tout naturellement à l'esprit :

Existe-t-il une relation entre l'érosion du sol et l'abondance pluviale ?

Une analyse graphique a été tentée pour y répondre, conformément à la méthode d'investigation adoptée.

Deux séries de valeurs étaient nécessaires pour l'entreprendre : l'une se rapportant à l'érosion du sol, l'autre à l'abondance pluviale.

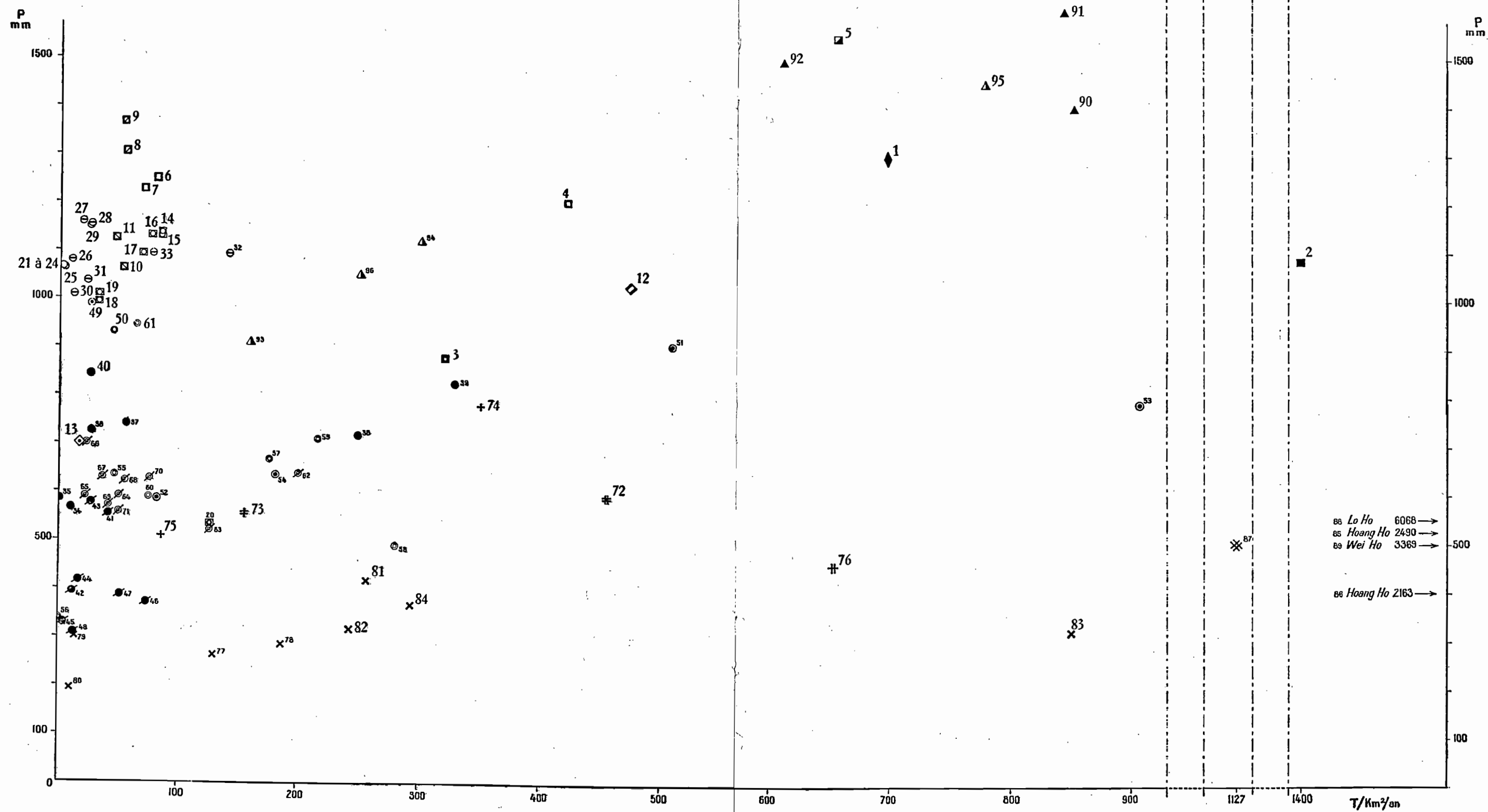
Puisque la dégradation spécifique annuelle des bassins fluviaux a été choisie comme mesure de l'érosion du sol, l'abondance pluviale à laquelle cette valeur d'érosion peut être liée n'est autre que la hauteur annuelle des pluies tombées sur les bassins fluviaux pendant, bien entendu, la période de mesure de leur dégradation spécifique.

L'analyse graphique réalisée en vue d'apporter une réponse à la première question posée a donc concerné la relation entre la pluviosité annuelle et l'érosion du sol à la surface des bassins fluviaux.

I

ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LA PLUVIOSITÉ ANNUELLE

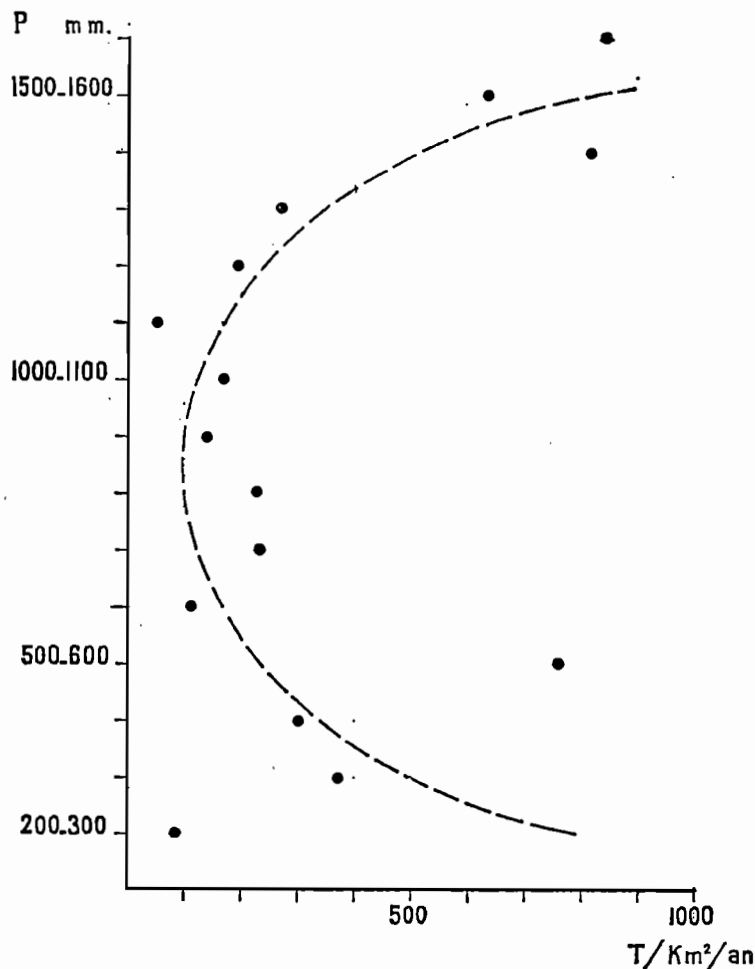
Dans le graphique I les valeurs de pluviosité annuelle (P) ont été portées en ordonnée et les valeurs d'érosion du sol correspondantes, exprimées par des dégradations spécifiques (D.S.) en abscisse. Le tableau I indique les valeurs de P et de D.S.



GRAPHIQUE I. — Analyse graphique de la relation entre la pluviométrie annuelle (P) et l'érosion du sol (D.S.)

A) Étude de la relation entre l'érosion du sol et la pluviosité annuelle

Le résultat de cette analyse est une distribution dispersée des bassins fluviaux sur laquelle il est difficile de porter un jugement. Des érosions de l'ordre de 0 à 60 t/km²/an (1) existent pour des pluviosités annuelles fort diverses : 194,5 mm (80 : Marias, D.S. = 10,6 t/km²/an) à 1 368 mm (9 : Mobile,



GRAPHIQUE I bis. — Analyse graphique de la relation entre P et D.S.
Relation entre des classes de P et la valeur moyenne de D.S. par classe

D.S. = 52,8 t/km²/an). Pour une même pluviosité annuelle d'autre part, des érosions d'intensités très différentes surviennent : la dégradation spécifique varie de 1 (35 : Sainte-Croix) à 6 068 t/km²/an (88 : Lo-ho) entre 500 et 600 mm.

Le graphique I (2) permet cependant de faire une constatation. Elle a trait aux plus fortes dégradations spécifiques. Il est nettement visible en effet que les bassins fluviaux où elles se produisent se

(1) Nous utiliserons systématiquement cette abréviation pour « tonnes par km² et par an ».

(2) Les graphiques numérotés en chiffres romains et les tableaux numérotés en chiffres romains se correspondent.

TABLEAU I

VALEURS UTILISÉES POUR L'ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION
ENTRE LA PLUVIOSITÉ ANNUELLE ET L'ÉROSION DU SOL

P. : Pluviosité annuelle en millimètres ;

D.S. : Dégénération spécifique en tonnes par km² par an.

	Cours d'eau	Climat	D.S.	P
1	Irrawady	A.w (A.w.H1) (H)	700	1 300
2	Gange	Ca. → A.w (Ca.w.H1) (H) (A.m.w)	1 400	1 086
3	Hai-ho	Ca.wf	320	880
4	Yang-tsé-kiang	Ca.wf.H1 (Ca.wf) (H)	420	1 203,5
5	Si-kiang	Ca. → A.fw	660	1 550
6	Savannah	Ca.f2	81,2	1 250
7	Altamaha	Ca.f2	75,2	1 227
8	Apalachicola	Ca.f3	55,6	1 304,8
9	Mobile	Ca.f3	52,8	1 368
10	Sabine	Ca.f4	52,6	1 061,7
11	Neches	Ca.f4	46	1 126
12	Tibre	Csa (H)	473	1 029
13	Seine	Cb.f	17	700
14	Kentucky	Ca Da.f2-f	85	1 134
15	Linking	Ca Da.f2-f	85	1 129,2
16	Big Sandy	Ca Da.f2-f	77,2	1 129,2
17	Kanawha	Ca Da.f2-f	69,5	1 093,7
18	Potomac	Ca Da.f2-f	33,3	992
19	James (Virginie)	Ca Da.f2-f	33,1	1 008
20	Cimarron	Ca Da.f4-fx (Ca Da → BS.k-h.w) (BS.k-h)	127	533,4
21	Saint-Johns	Db.f	2,5	1 065
22	Penobscot	Db.f	2,8	1 065
23	Kennebec	Db.f	2,4	1 065
24	Merrimac	Db.f	2,4	1 065
25	Connecticut	Db Da.f	2,8	1 065
26	Hudson	Db Da.f	10	1 078
27	Delaware	Db Da.f	19	1 158
28	Passaic	Db Da.f	26	1 152
29	Raritan	Db Da.f	25,4	1 152
30	Susquehanna	Db Da.f	12,2	1 007
31	Allegheny	Db Da.f	23	1 035
32	Youghiogheny	Db Da.f	142	1 092
33	Monongahela	Db Da.f	78,3	1 092
34	Minnesota	Db Da.fw	10	566,6
35	Sainte-Croix	Db Da.fw	1	584
36	Chippewa	Db Da.fw	27	725
37	Black	Db Da.fw	56,2	741,7
38	Root	Db Da.fw	249,5	718,8
39	Upper Iowa	Db Da.fw	329	824
40	Iowa	Db Da.fw	26	843

	Cours d'eau	Climat	D.S.	P
41	James (Dak. N. et S.) .	Db Da → BSk.fw	41	553,7
42	James (Dak. N. et S.) .	Db Da → BSk.fw	12	392
43	Niobrara.....	Db Da → BSk.fw	27	576,6
44	Niobrara.....	Db Da → BSk.fw	17,2	416,6
45	Cannonbal.....	Db Da → BSk.fw	73	371,6
46	Cannonbal.....	Db Da → BSk.fw	4,5	330
47	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	50,8	385
48	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	13,4	309,4
49	Scioto	Da.f	26,2	985,5
50	Illinois	Da.f-fx	45	929
51	Grand (Iowa, Miss.) ...	Da.fw	508	906,7
52	Grand (Iowa, Miss.)	Da.fw	82	584,7
53	Thompson	Da.fw	907	787
54	Thompson	Da.fw	181,4	635
55	Little Sioux.....	Da.fx	36	629
56	Little Sioux.....	Da.fx	0,88	338
57	Elkorn	Da.fx	177,2	667,7
58	Elkorn	Da.fx	280	490,7
59	Big Blue.....	Da.fx	216	711,2
60	Big Blue.....	Da.fx	75,6	589
61	Tisza	Da.fx	64	942
62	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	200	639,6
63	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	127,7	525,5
64	Smoky hill.....	Da.fx (Da → BSk.x)	49,6	590
65	Smoky hill.....	Da.fx (Da → BSk.x)	22,4	590
66	Saline	Da.fx (Da → BSk.x)	23,2	700
67	Saline	Da.fx (Da → BSk.x)	46,3	635
68	Solomon	Da.fx (Da → BSk.x)	54,8	622,3
69	Solomon	Da.fx (Da → BSk.x)	40,8	571,5
70	Republican	Da.fx (Da → BSk.x)	76,1	628,6
71	Republican	Da.fx (Da → BSk.x)	49,5	558
72	Indus	BSh.w (Ca.w.H1) (BWh.w) (H) (BWk.H)	455	591
73	Rio San Juan.....	BSh	156	555
74	Brazos.....	BSh (Ca → BSh.f4)	350	781
75	Colorado du Texas	BSh (Ca → BSh.f4)	85	507,5
76	Tigre	BSh.s (BWh.s) (Db.s)	654	456
77	Yellowstone	BSk (H)	130	264
78	Yellowstone	BSk (H)	187,4	284,5
79	Marias.....	BSk (H)	14,3	299,7
80	Marias.....	BSk (H)	10,6	194,5
81	Colorado	BSk (H)	257	418,8
82	Green	BSk (H)	243	317
83	San Juan (U.S.A.)	BSk (H)	853	318,7
84	Rio Grande	BSk (H)	293	367
85	Hoang-ho	BSk.w (H) (Da.w)	2 490	531,7
86	Hoang-ho	BSk.w (H) (Da.w)	2 163	394
87	Lo-ho	BSk.w	1 127	500
88	Lo-ho	BSk.w	6 068	550
89	Whei-ho	BSk.w	3 369	500
90	Rhône alpestre	Hc	853	1 400
91	Rhin alpestre	Hc	843	1 600
92	Isère	Hc	615	1 500
93	Adige	Hmc	160	908
94	Pô	Hmc	300	1 117
95	Drac	Hmc	780	1 449
96	Garonne	Hmc	250	1 050

situent presque uniquement à la partie inférieure ou supérieure du graphique. Ceci indique que les plus fortes érosions annuelles se produisent fréquemment dans les régions dont les pluies sont médiocres ou volumineuses.

Les valeurs élevées de dégradation spécifique enregistrées pour le Hoang-ho et ses affluents [85 à 89] : 1 127, 6 068, 3 369, 2 490 et 2 163 t/km²/an, sont liées à de faibles pluviosités annuelles, c'est-à-dire respectivement 500, 550, 500, 531,7 et 394 mm. Il en est de même pour le Colorado et ses affluents [81 à 83] : 257, 243, 853 t/km²/an pour 418,8, 317 et 318,7 mm ; pour le Rio Grande [84] : 293 t/km²/an pour 367 mm ; pour l'Indus [72] : 455 t/km²/an pour 591 mm ; pour le Tigre [76] : 654 t/km²/an pour 456 mm.

Les valeurs élevées ou très élevées enregistrées pour le Si-kiang [5], l'Irrawady [1], le Rhin alpestre [91], le Rhône alpestre [90], l'Isère [92] et le Drac [95], 660, 700, 843, 853, 615 et 780 t/km²/an, correspondent au contraire à des pluviosités annuelles jamais inférieures à 1 250 mm : 1 550, 1 300, 1 600, 1 400, 1 500 et 1 449 mm.

Ce fait est encore plus manifeste si l'on calcule la valeur moyenne de dégradation spécifique pour des classes de pluviosité annuelle et si l'on effectue l'analyse graphique de la relation entre ces deux nouvelles séries de valeurs. Dans le graphique I bis, chaque classe pluviale placée en ordonnée est définie entre des hauteurs de précipitations de h et $h + 100$ mm. Les valeurs moyennes d'érosion correspondantes sont en abscisse. Les points obtenus se répartissent autour d'une parabole à axe horizontal traduisant bien l'existence d'érosions plus intenses lors de fortes ou de faibles pluviosités annuelles.

Le premier cas est logique et confirme ce qui a été maintes fois écrit sur la puissance érosive des climats abondamment pluvieux. Mais le graphique I montre que tous les climats très pluvieux ne sont pas forcément doués de puissance érosive. Pour s'en rendre compte, il n'y a qu'à comparer entre elles les dégradations spécifiques moyennes subies par les bassins fluviaux où prédomine un climat subtropical humide Ca ou un climat tropical à saison sèche et saison humide A.w. Celles de la Savannah [6], de l'Altamaha [7], de l'Apalachicola [8] et de la Mobile [9], comprises entre 50 et 80 t/km²/an, sont faibles par rapport à celles du Si-kiang [5] et de l'Irrawady [1] : 660 et 700 t/km²/an. Pourtant, la pluviosité moyenne annuelle enregistrée pendant la période d'étude de tous ces bassins est élevée et de même ordre : 1 250 à 1 550 mm.

Le second cas, par contre, est difficile à concevoir si l'on admet l'abondance pluviale comme facteur de l'érosion du sol. Ce sont pourtant bien des bassins réputés pour la faible quantité de précipitations qu'ils reçoivent annuellement qui présentent souvent d'intenses dégradations : Hoang-ho et ses affluents [85 à 89], Rio Grande [84], Colorado et ses affluents [81 à 83], Indus [72], Tigre [76], etc.

B) Conclusion

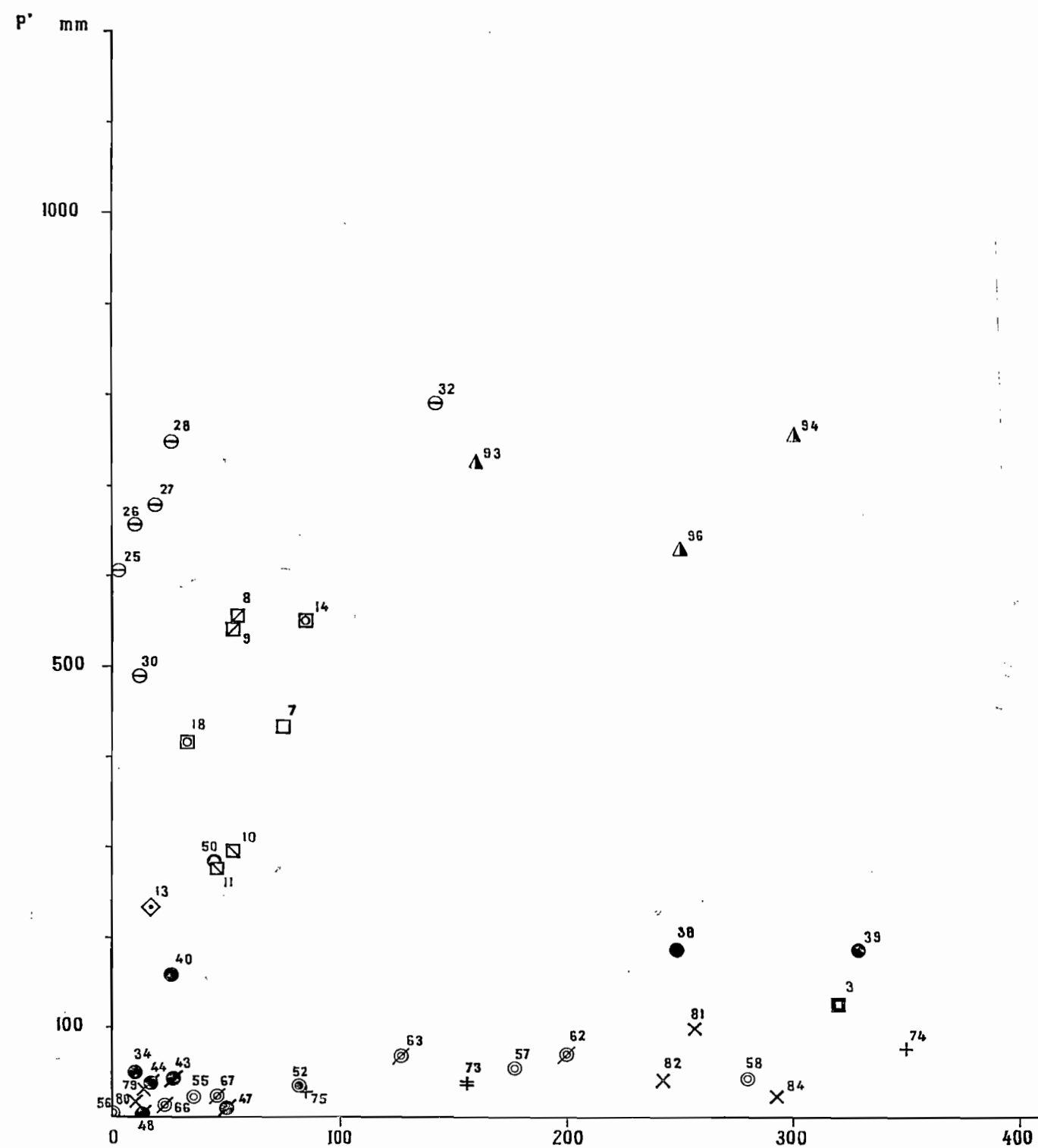
La première recherche de relation effectuée se solde donc par un échec. Elle montre que l'on ne peut s'en tenir à la notion d'abondance pluviale pour expliquer l'érosion du sol, bien que, dans certains cas, ce phénomène soit en relation avec la pluviosité annuelle. D'autres facteurs doivent être recherchés.

En premier lieu se pose alors la question suivante : si l'abondance du facteur climatique qui joue le rôle prépondérant dans la formation des éléments terreux susceptibles d'ablation ne rend pas compte de l'intensité de l'érosion du sol, peut-être est-ce parce que celle-ci est plus étroitement liée à l'abondance de l'agent d'entraînement des éléments érodés. Seule en effet une fraction de l'eau tombée, puisqu'une partie s'évapore ou s'infiltre, s'écoule pour former le ruissellement dont l'abondance joue peut-être un rôle plus déterminant.

Une nouvelle analyse graphique de relation a donc été tentée pour vérifier ce second point.

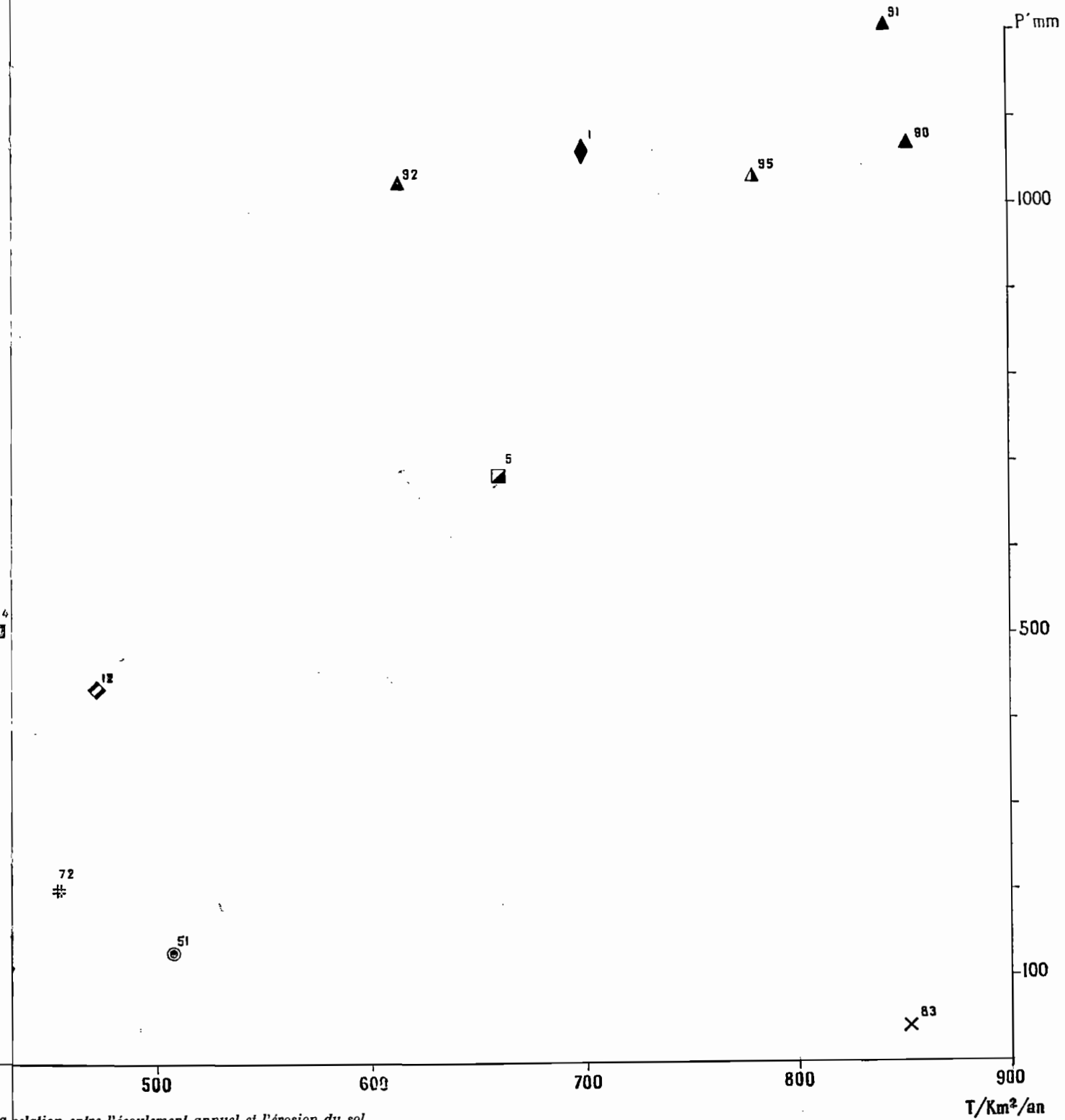
76

L'APPROCHE DU RÉSULTAT FINAL



ÉROSION DU SOL ET PRÉCIPITATIONS

77



GRAPHIQUE II. — Analyse graphique de la relation entre l'écoulement annuel et l'érosion du sol

II

**ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION
ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET L'ÉCOULEMENT ANNUEL**

Étant donnée l'expression de l'érosion du sol employée, la hauteur d'eau écoulée annuellement à la surface des bassins fluviaux (P') a été choisie pour exprimer l'abondance de l'écoulement avec laquelle une relation peut être cherchée. Issue du module relatif des cours d'eau (q) calculé en volume d'eau (litres) écoulé à la seconde par kilomètre carré de bassin, elle est une estimation approximative du ruissellement annuel et permet toutes comparaisons.

Les valeurs de P' ont été portées en ordonnée dans le graphique II, les valeurs d'érosion correspondantes étant en abscisse. Le tableau II fournit les valeurs de P' et D.S. utilisées.

TABLEAU II

VALEURS UTILISÉES POUR L'ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION
ENTRE L'ÉCOULEMENT ANNUEL ET L'ÉROSION DU SOL

P' : Écoulement annuel en millimètres ;

D.S. : Dégradation spécifique en tonnes par km² par an.

	Cours d'eau	D.S.	P'		Cours d'eau	D.S.	P'
1	Irrawady	700	1 060	50	Illinois	45	284
3	Hai-ho	320	126	51	Grand (Iowa, Miss.) .	508	129
4	Yang-tsé-kiang	420	505	52	Grand (Iowa, Miss.) .	82	35
5	Si-kiang	660	686	55	Little Sioux	36	22
7	Altamaha	75,2	432	56	Little Sioux	0,88	4
8	Apalachicola	55,6	552	57	Elkorn	177,2	54
9	Mobile	52,8	539	58	Elkorn	280	42
10	Sabine	52,6	296	62	Loup	200	69
11	Neches	46	274	63	Loup	127,7	67
				66	Saline	23,2	13
12	Tibre	473	435	67	Saline	46,3	23
13	Seine	17	233	72	Indus	455	205
14	Kentucky	85	549	73	Rio San Juan	156	38
18	Potomac	33,3	416	74	Brazos	350	75
				75	Colorado du Texas ..	85	28
25	Connecticut	2,8	605	79	Marias	14,3	31
26	Hudson	10	656	80	Marias	10,6	18
27	Delaware	19	678	81	Colorado	257	97
28	Passaic	26	748	82	Green	243	41
30	Susquehanna	12,2	489	83	San Juan (U.S.A.) ..	853	39
32	Youghiogheny	142	789	84	Rio Grande	293	22
34	Minnesota	10	50				
38	Root	249,5	186	90	Rhône alpestre	853	1 069
39	Upper Iowa	329	186	91	Rhin alpestre	843	1 208
40	Iowa	26	157	92	Isère	615	1 025
43	Niobrara	27	43	93	Adige	160	725
44	Niobrara	17,2	37	94	Pô	300	754
47	Grand (Dak. du Sud).	50,8	9	95	Drac	780	1 033
48	Grand (Dak. du Sud).	13,4	3	96	Garonne	250	680

A) Étude de la relation entre l'érosion du sol et l'écoulement annuel

Le résultat obtenu n'est nullement satisfaisant, les bassins fluviaux se répartissant dans le graphique d'une façon très lâche. Des faits analogues à ceux observés dans le graphique I sont constatés :

- Une même érosion peut survenir lors d'écoulements fort différents : par exemple une érosion de 0 à 20 t/km²/an se produit pour des valeurs de P' s'échelonnant entre 3 mm (48 : Grand, D.S. = 13,4 t/km²/an) et 678 mm (27 : Delaware, D.S. = 19 t/km²/an) ;
- Pour un même écoulement annuel, l'intensité de l'érosion peut varier largement : il n'est, pour s'en rendre compte, que d'observer la diversité des dégradations spécifiques enregistrées en bassins fluviaux écoulant annuellement moins de 100 mm ;
- Une fréquence plus grande d'érosions intenses et les valeurs les plus élevées de dégradation spécifique existent lors d'écoulements annuels médiocres ou volumineux : c'est en effet pour les valeurs de P' inférieures à 200 mm ou supérieures à 700 mm et surtout 1 000 mm que les bassins fluviaux prennent dans le graphique une position indiquant un accroissement de l'érosion du sol.

En tout ceci aucune relation ne se manifeste. Mais si l'on se reporte à ce qui vient d'être indiqué à propos de l'abondance pluviale, et, d'autre part, à l'étude du mécanisme de l'érosion du sol par l'eau, ce résultat négatif n'apparaît pas surprenant.

1. Malgré la variation de grandeur, à la surface du globe, du déficit d'écoulement dû à l'évaporation, à l'infiltration ou au relief, il s'écoule d'une manière générale d'autant plus d'eau qu'il en tombe plus. Dans ces conditions, et puisque les érosions les plus intenses se produisent lors de précipitations annuelles faibles ou élevées, il n'est pas étonnant qu'elles correspondent également à des écoulements annuels médiocres ou volumineux. Elles ne sont donc pas liées à leur abondance et le graphique II le montre bien.

2. Il est d'autre part un fait non négligeable sur lequel insiste particulièrement Pardé [31]. Il est le suivant : tout courant d'eau possède une puissance brute de transport à laquelle correspond une quantité maximum d'éléments solides susceptible d'être transportée, c'est-à-dire une charge limite en éléments solides. Celle-ci n'est pas immuable mais variable : elle est d'autant plus élevée pour un courant donné que les matériaux entraînés par lui sont plus fins.

Or, lors du phénomène d'érosion, les éléments terreux arrachés au sol et transportés par l'eau ruisselant sur lui, puis par des cours d'eau de toutes grandeurs sont, en forte majorité, de très petite taille (ce sont des argiles, des limons, des sables), alors que la puissance brute de transport des courants qui les entraînent est fréquemment très élevée. Dans ces conditions, les charges-limites des courants sont très grandes et les matériaux, dans l'immense majorité des cas, ne se trouvent pas en assez grande abondance à la disposition des eaux qui les attaquent et les transportent pour fournir les quantités d'éléments solides correspondant à ces charges-limites. Il existe donc entre celles-ci et les charges effectives une marge. Par conséquent, la charge effective en éléments terreux de l'eau qui s'écoule à la surface de bassins fluviaux a la possibilité de varier pour des débits égaux lorsque le jeu des facteurs de l'érosion fait varier la quantité d'éléments susceptibles d'ablation. Ceci se produit couramment et explique probablement la diversité des dégradations spécifiques observées en bassins fluviaux drainés par des cours d'eau ayant un même module relatif (valeurs de P' identiques).

Il est évident, d'autre part, qu'une même quantité d'éléments terreux peut être entraînée par des écoulements dont le débit diffère.

B) Conclusion

L'abondance de l'écoulement, pas plus que l'abondance pluviale, n'est donc un facteur dominant de l'érosion du sol. Il apparaît même, étant donné ce qui vient d'être indiqué (A, 2), qu'il ne pourra, dans le développement ultérieur des recherches, être tenu compte du ruissellement pour essayer de trouver, à l'échelle mondiale, une relation chiffrée entre l'érosion du sol et ses facteurs climatiques.

III

RECHERCHE DE NOUVELLES RELATIONS

Devant ces premiers résultats, il était nécessaire de rechercher d'autres caractères des précipitations et d'étudier leur relation possible avec l'érosion du sol. Dans ce but, le résultat obtenu lors de la première analyse graphique a été de nouveau examiné, mais avec une nouvelle optique. Il a été porté attention, cette fois, non pas à l'aspect quantitatif mais à l'aspect qualitatif du résultat. L'attribution de symboles aux bassins fluviaux en fonction de la combinaison de climats qui règne à leur surface rendait en effet ceci facile.

Les constatations faites sous ce nouvel angle sur la répartition des bassins fluviaux font apparaître alors ces nouveaux caractères recherchés.

A) Étude de la répartition dans le graphique I des bassins fluviaux pour lesquels des valeurs moyennes annuelles de pluviométrie et d'érosion sont connues

Toutes les valeurs réunies pour notre recherche sont de deux ordres : les unes sont des valeurs moyennes, les autres se rapportent à une année seulement. Les premières caractérisent généralement mieux un climat, les secondes au contraire peuvent refléter parfois un phénomène exceptionnel, inhabituel sous un climat donné. C'est pour cette raison que les unes et les autres ont été étudiées séparément.

L'étude des bassins fluviaux pour lesquels sont connues des valeurs moyennes annuelles de pluviométrie et d'érosion permet immédiatement de constater qu'à la surface des bassins présentant une dégradation spécifique élevée ou relativement élevée (1) prédominent les climats suivants :

- Irrawady [1] (700 t/km²/an) : climat tropical à saison sèche et saison humide (A.w.) ;
- Gange [2] (1 400 t/km²/an) : climat subtropical humide à hiver sec (Ca.w) ;
- Hai-ho [3] (320 t/km²/an) et Yang-tsé-kiang [4] (420 t/km²/an) : climat subtropical humide à maximum pluvial d'été et hiver faiblement pluvieux (Ca.wf). Variété d'altitude pour le Yang-tsé-kiang (Ca.wf.H1) ;
- Si-kiang [5] (660 t/km²/an) : climat subtropical humide à pluies de toutes saisons, variété à minimum pluvial d'hiver (Ca.fw) ;
- Tibre [12] (473 t/km²/an) : climat méditerranéen continental (Csa.) ;
- Indus [72] (455 t/km²/an) : climat semi-aride subtropical à hiver sec (BSh.w) ;
- Brazos [74] (350 t/km²/an) : climat semi-aride subtropical (BSh.) ;
- Tigre [76] (654 t/km²/an) : climat semi-aride subtropical à été sec (climat semi-aride méditerranéen) (BSh.s) ;
- Colorado [81] (257 t/km²/an) ; Green [82] (243 t/km²/an) ; San Juan [83] (853 t/km²/an) ; Rio Grande [84] (293 t/km²/an) : climat semi-aride des moyennes latitudes (BSk) ;
- Rhône alpestre [90] (853 t/km²/an) ; Rhin alpestre [91] (843 t/km²/an) ; Isère [92] (615 t/km²/an) ; Pô [94] (300 t/km²/an) ; Drac [95] (780 t/km²/an) ; Garonne [96] (250 t/km²/an) : climat alpin (H).

Or il est remarquable de noter que presque tous ces climats possèdent une particularité commune essentielle : une répartition très inégale des pluies dans l'année, une concentration des précipitations dans une période de l'année parfois courte.

Les diagrammes climatiques caractérisant sept d'entre eux : A.w, Ca.w, Ca.wf, Ca.wf.H1, Ca.fw, BSh.w, BSh.s font particulièrement bien apparaître cette particularité (cf. Figures 2, 3, 8, chap. V).

(1) Nous avons choisi ici arbitrairement des valeurs supérieures à 200 t/km²/an.

Les valeurs pluviométriques suivantes (1) :

- pluviosité moyenne annuelle (P) ;
- hauteur moyenne d'eau tombée pendant le trimestre de pluviosité maximum (S) ;
- pourcentage de la pluviosité moyenne annuelle tombé en ce trimestre,

fournies par le tableau 8 pour l'Irrawady, le Gange, le Hai-ho, le Yang-tsé-kiang, le Si-kiang et l'Indus la démontrent aussi bien puisqu'elles révèlent que tous ces cours d'eau voient en moyenne 40 à 65 % de leur alimentation pluviale annuelle tomber en trois mois seulement.

TABLEAU 8

Cours d'eau	P (mm)	S (mm)	Pourcentage de P tombé en trois mois
Irrawady	1 300	677 (juin-juillet-août)	52
Gange	1 086	706,9 (juillet-août-septembre)	65
Hai-ho	880	418,5 (juin-juillet-août)	57,5
Yang-tsé-kiang	1 203,5	415,4 (juin-juillet-août)	38,1
Si-Kiang	1 550	544 (mai-juin-juillet)	41,5
Indus	591	323,6 (juillet-août-septembre)	54,7

Les diagrammes climatiques caractérisant le climat semi-aride subtropical qui prédomine sur le bassin du Brazos (BSH) et le climat semi-aride des moyennes latitudes (BSK) montrent moins nettement une inégalité de répartition des pluies dans l'année (Figure 8, chap. V). Mais il est remarquable de noter à leur sujet, d'abord qu'ils se rapportent à des climats semi-arides, ensuite qu'ils ont été établis à l'aide de valeurs pluviométriques moyennes. Or, en de tels milieux, la notion de moyenne n'a que peu de signification. Elle n'en a plus particulièrement aucune en ce qui concerne le régime pluvial car la localisation des pluies dans l'année varie largement d'une année à l'autre.

Une comparaison entre la valeur que prend chaque année le pourcentage de la pluviosité annuelle tombé pendant le trimestre de pluviosité maximum et la valeur du même pourcentage calculé à l'aide de données pluviométriques moyennes est très significative à cet égard. Effectuée pour l'une quelconque des stations utilisées pour caractériser ces climats semi-arides, Lubbock par exemple (tableau 9), elle permet les constatations suivantes :

- Le pourcentage de la pluviosité annuelle tombé pendant le trimestre le plus arrosé de l'année, calculé à l'aide des valeurs pluviométriques moyennes, est de 38 %. Or, chaque année, ce pourcentage est dépassé, et souvent même largement. Pendant une période de référence de dix années consécutives, il a été cinq fois compris entre 40 et 45 %, trois fois entre 45 et 60 %, et une fois égal à 71 %. La répartition des pluies dans l'année est donc nettement inégale à Lubbock, ce que des données pluviométriques moyennes indiquent mal ;
- La faible signification de ces données moyennes, en ce cas, se comprend aisément lorsque l'on étudie chaque année la localisation du trimestre de pluviosité maximum. La colonne « Mois servant au calcul de S » du tableau 9 montre qu'elle est si variable qu'à Lubbock, en dix ans, dix des douze mois de l'année ont été inclus dans ce trimestre. Évaluer dans ces conditions la pluviosité moyenne de chaque mois, puis déterminer le trimestre recevant en moyenne le plus d'eau ne peut que cacher la réalité de chaque année.

Il faut donc, en climats semi-arides comme en climats arides, s'attacher toujours à une étude pluviométrique simplement annuelle.

(1) Elles ont été calculées pour la période d'étude pendant laquelle la dégradation spécifique des bassins fluviaux étudiés ici a été mesurée.

TABLEAU 9

PLUVIOSITÉ ANNUELLE (P), PLUVIOSITÉ TRIMESTRIELLE MAXIMUM (S)
ET POURCENTAGE DE LA PLUVIOSITÉ ANNUELLE
TOMBÉ PENDANT LE TRIMESTRE LE PLUS ARROSÉ DE L'ANNÉE
ENREGISTRÉS A LUBBOCK (TEXAS, BASSIN DU BRAZOS, CLIMAT BSh)
EN MOYENNE ET PENDANT DIX ANNÉES CONSÉCUTIVES

	P (mm)	S (mm)	Mois servant au calcul de S	Pourcentage de P tombé en trois mois
1929	473,2	230,8	Mars-avril-mai.	48
1930	340,3	159,7	Octobre-novembre-décembre.	46
1931	491,7	168,4	Août-septembre-octobre.	34
1932	613,6	272	Juin-juillet-août.	44
1933	261,8	115,3	Mai-juin-juillet.	44
1934	246,8	109,7	Mars-avril-mai.	44
1935	439	185,6	Mai-juin-juillet.	42
1936	685	395,7	Août-septembre-octobre.	57
1937	565	231,9	Avril-mai-juin.	41
1938	419,6	302	Mai-juin-juillet.	71
Moyenne 1880-1938.	496	192,2	Mai-juin-juillet.	38

Une telle étude faite pour le Brazos, le Colorado, la Green, la San Juan et le Rio Grande permet alors de constater que ces cours d'eau, dont les bassins sont situés en majeure partie sous les climats BSh et BSk, reçoivent en général chaque année un notable pourcentage de leurs précipitations en trois mois seulement.

Le tableau 10 expose à titre d'exemple l'étude faite pour le Colorado.

TABLEAU 10

POURCENTAGE DE LA PLUVIOSITÉ ANNUELLE
TOMBÉ PENDANT LE TRIMESTRE DE PLUVIOSITÉ MAXIMUM
A LA SURFACE DU BASSIN DU COLORADO (ÉTATS-UNIS) :
VALEURS POUR DIX ANNÉES CONSÉCUTIVES
ET VALEUR CALCULÉE D'APRÈS DES DONNÉES PLUVIOMÉTRIQUES MOYENNES

1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936	1937	1938	Moyenne
48	44	31	41	39	35	43	40	35	34	33

Ceci confirme le rapprochement fait entre l'intensité élevée de l'érosion du sol et la répartition très inégale des pluies dans l'année.

Tout au contraire, il apparaît qu'à la surface des bassins fluviaux présentant des dégradations spécifiques moyennes faibles ou relativement faibles prédominent des climats dont les précipitations se répartissent dans l'année d'une manière moins inégale.

- Seine [13] (17 t/km²/an) : climat océanique à été tempéré (Cb.f) ;
- Bassins 21 à 24 (2,4 à 28 t/km²/an) : climat continental humide à été tempéré et pluies de toutes saisons (Db.f) ;
- Bassins 25 à 31 (2,8 à 26 t/km²/an) : climat de transition Db Da à pluies de toutes saisons (Db Da.f) ;
- Scioto [49] (26,2 t/km²/an) : climat continental humide à été chaud et pluies de toutes saisons (Da.f) ;

- Illinois [50] (45 t/km²/an) : climat continental humide à été chaud et pluies de toutes saisons (Da.f-fx) ;
- Savannah [6], Altamaha [7], Apalachicola [8], Mobile [9], Sabine [10] et Neches [11] (46 à 81,2 t/km²/an) : climat subtropical humide à pluies de toutes saisons (Ca.f) ;
- Bassins 14 à 19 (35 à 85 t/km²/an) : climat de transition Ca Da à pluies de toutes saisons (Ca Da.f2-f).

Leurs diagrammes climatiques (Figures 3, 5, 6, 7, chap. V) rendent bien compte de cette particularité. Les bassins des rivières Saint-Johns, Penobscot, Kennebec, Merrimac [21 à 24] aux États-Unis fournissent un exemple frappant de cette constatation. L'ablation moyenne qu'ils subissent est très faible, 2,4 à 2,8 t/km²/an, or la pluviosité moyenne mensuelle de l'État de New-England, dans lequel ils sont tous situés, est la suivante (valeurs en mm) :

Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Octobre	Nov.	Déc.
89,6	79	85,3	84,5	85	87,8	95,2	98	97,5	89,6	87,8	84,8

Elle ne varie qu'entre 79 et 98 mm.

B) Étude de la répartition dans le graphique I des bassins fluviaux pour lesquels la mesure de la dégradation spécifique n'a été faite que certaines années

Cette seconde étude de répartition de bassins fluviaux dans le graphique I amène également à faire un rapprochement entre l'intensité de l'érosion du sol et le mode de répartition des pluies dans l'année.

Ce sont en effet, ici encore, les bassins situés en majeure partie, sous des climats caractérisés par une répartition nettement inégale des précipitations dans l'année qui présentent les érosions les plus considérables :

Hoang-ho, Lo-ho et Whei-ho : climat semi-aride des moyennes latitudes à hiver sec (BSk.w).

A Sian, Kweisui et Lanchow (Figure 8, chap. V), situés dans ces bassins, on enregistre en moyenne la chute en trois mois de 51, 63 et 66 % des précipitations annuelles.

Le calcul du pourcentage de la pluviosité annuelle tombée pendant le trimestre de pluviosité maximum à la surface des bassins du Hoang-ho et du Lo-ho en 1934 et 1935, années de mesure du débit solide, révèle d'autre part une répartition fort inégale des pluies au cours de ces années. Ces pourcentages sont en effet,

Hoang-ho (1934) :	60 %
Hoang-ho (1935) :	67 %
Lo-ho (1934) :	41 %
Lo-ho (1935) :	70 %

Or en ces années et dans ces bassins, la dégradation spécifique a atteint des valeurs fort considérables : 2 490, 2 613, 1 127 et 6 068 t/km².

Et ici encore, les climats tempérés à précipitations mieux réparties (climats Db Da.fw, Da.fw, Da.fx, Figure 7, chap. V) dominent lorsqu'une érosion du sol faible ou relativement faible se manifeste. Mais il apparaît que certaines années, sous de tels climats, celle-ci peut s'accroître et atteindre même des valeurs élevées : 508 t/km² dans le bassin de la Grand (Iowa, Missouri) en 1929-1930 [51] ; 907 t/km² dans le bassin de la Thompson en 1929-1930 [53]. Après ce qui vient d'être dit, on peut soupçonner ce fait d'être lié à une concentration de la pluviosité annuelle en un petit nombre de mois. Un examen des conditions climatiques qui ont régné sur les deux bassins cités pendant leur période d'étude confirme cette hypothèse : 46 % de la pluviosité annuelle dans le premier cas et 42 % dans le second cas sont tombés en un seul trimestre.

C) Remarque sur la relation entre la dégradation spécifique des bassins fluviaux et leur relief

L'examen de l'aspect qualitatif de la répartition des bassins fluviaux dans le graphique I fait immédiatement porter attention au régime pluvial des climats.

Mais il permet en outre une seconde constatation. Elle a trait aux bassins du Rhône alpestre, du Rhin alpestre, de l'Isère, du Pô, du Drac et de la Garonne. Ceux-ci se placent parmi ceux qui présentent des dégradations spécifiques fort élevées. Leur cas, bien que cité, a été négligé dans l'étude précédente. C'est que le fait essentiel qui les caractérise est moins un fait climatique qu'un fait de relief : en amont de leur lieu de mesure du débit solide, tous ces bassins présentent en effet un relief de montagne, un relief « accentué ». C'est ce relief qui est très probablement le facteur de la forte érosion qu'on y observe.

Il est bien probable également qu'il participe à accroître la dégradation spécifique des bassins du Yang-tsé-kiang (considéré en amont de Chikiang) ; du Rio Grande ; du Colorado, de la Green et de la San Juan (situés dans les Rocheuses) ; du Hoang-ho, du Lo-ho et du Whei-ho ; du Tigre (considéré en amont de Bagdad) enfin.

Ceci confirme qu'une influence de la pente se combine à celle du climat lors de l'existence du phénomène d'érosion du sol et indique qu'il sera peut-être nécessaire de tenir compte de ce fait lors de nos recherches.

Dans cette éventualité, une distinction très simple peut être effectuée *a priori* parmi les bassins fluviaux. On peut distinguer :

- Les bassins fluviaux à relief accentué, situés en totalité ou en majeure partie en région montagneuse ;
- Les bassins fluviaux qui, considérés dans leur ensemble en amont du lieu de mesure du débit solide, présentent des surfaces de plaine très étendues ou tout au moins suffisamment étendues pour que leur pente moyenne soit faible : leur relief peut alors être considéré dans son ensemble comme peu accentué.

Parmi les bassins réunis pour cette recherche, ceux des cours d'eau suivants font certainement partie du premier groupe :

- Cours d'eau descendant des Hauts Plateaux du Thibet et des systèmes montagneux qui les encadrent : Yang-tsé-kiang en amont de Chikiang, Hoang-ho en amont de Sanchow, Lo-ho, Whei-ho ;
- Affluents de gauche de l'Ohio (États-Unis), descendant sur une courte distance de plus de 1 000 m à moins de 100 m : Kentucky, Linking, Big Sandy, Kanawha, Youghiogheny, Monongahela ;
- Cours d'eau des Rocheuses : Yellowstone, Marias, Colorado, Green, San Juan, Rio Grande ;
- Cours d'eau des Apennins : Tibre ;
- Cours d'eau des Alpes et des Pyrénées : Rhin, Rhône, Isère, Adige, Pô, Drac, Garonne ;
- Tigre qui, considéré en amont de Bagdad, a la majeure partie de son bassin situé dans le Taurus arménien et les monts du Kurdistan.

Les autres peuvent être catalogués *a priori* comme bassins à relief peu accentué (1).

D) Conclusion

Il n'est pas nécessaire de pousser plus avant cette analyse du graphique I.

Le mode de répartition des pluies dans l'année, qu'elle indique comme facteur très important de l'ampleur de l'érosion annuelle, mérite en effet attention avant toute autre recherche.

Il n'est pas question, en cela, de négliger le facteur pente dont l'action s'affirme également importante. Mais, étant donné le but poursuivi, son étude peut être réservée pour être reprise ultérieurement si besoin est.

(1) Afin de faciliter la lecture des analyses graphiques, les bassins fluviaux à relief accentué (ou des groupes de tels bassins) seront systématiquement encadrés.

CHAPITRE VII

RECHERCHE DES RELATIONS POSSIBLES ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE MODE DE RÉPARTITION DES PLUIES DANS L'ANNÉE

La recherche, au moyen d'analyses graphiques, des relations possibles entre l'érosion du sol et le mode de répartition des pluies dans l'année commandait l'établissement d'une expression mathématique qui permette de traduire et de comparer les différents modes de répartition pluviale. La meilleure est un coefficient exprimant la concentration pluviale en un temps donné. C'est donc un tel coefficient que nous avons cherché à établir pour poursuivre cette étude sur les facteurs climatiques de l'érosion du sol.

Cependant il n'en est pas qu'un seul. Il en est de nombreux possibles et plusieurs ont été pris en considération avant l'obtention d'un résultat.

Mais, presque immédiatement, il s'est avéré que l'érosion du sol, tout en dépendant effectivement de la concentration pluviale, ne dépend pas d'elle seule. L'examen des différentes analyses graphiques faites conformément à la méthode d'investigation adoptée a fait apparaître la nécessité de tenir compte d'autres facteurs climatiques. Cet examen permettait d'ailleurs de déterminer ces derniers. Aussi était-on poussé à créer de nouveaux coefficients exprimant plus complètement l'action du climat. Il était nécessaire chaque fois, avant d'aller plus avant, de vérifier si un nouveau coefficient créé n'était pas celui qui permettait d'atteindre le but poursuivi. En cas contraire, sa valeur expressive étant insuffisante, il fallait vérifier s'il ne faisait pas apparaître des faits nouveaux susceptibles d'amener une nouvelle orientation de la recherche et peut-être enfin un résultat positif.

Il est préférable, dans ces conditions, d'exposer les recherches dans l'ordre dans lequel elles ont été faites car elles s'enchaînent. Aussi trouve-t-on incluses à leur place logique dans le présent chapitre, bien que celui-ci ait pour objet la recherche d'une relation entre l'intensité de l'érosion du sol et le mode de répartition des pluies dans l'année, des études de relation entre l'érosion du sol et des coefficients exprimant plus complètement l'action du climat.

I

ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{P}{n}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

Le premier coefficient pris en considération pour exprimer le degré d'inégalité de la répartition des pluies dans l'année est fourni par le rapport : $\frac{P}{n}$, P étant la hauteur des précipitations annuelles et n le nombre de jours pluvieux dans l'année.

A) Valeur expressive du rapport $\frac{P}{n}$

La valeur du rapport $\frac{P}{n}$ est fonction directe de la pluviosité annuelle et fonction inverse du nombre de jours pluvieux dans l'année. Elle devient très grande lorsque des précipitations annuelles très élevées se répartissent sur un petit nombre de jours. Elle devient très petite lorsque des précipitations annuelles faibles se répartissent dans l'année sur un grand nombre de jours.

Le rapport $\frac{P}{n}$ fournit donc bien un coefficient de concentration pluviale. Il offre l'intérêt supplémentaire de prendre une valeur fonction de l'abondance des précipitations.

Deux faits entachent cependant sa valeur représentative :

1^o Les connaissances en ce qui concerne le nombre de jours pluvieux sont imparfaites en de nombreuses régions du globe ;

2^o La hauteur d'eau tombée à partir de laquelle un jour est considéré comme pluvieux varie selon les pays. Elle est, par exemple, 0,01 inch (0,25 mm) aux États-Unis et 0,1 inch (2,5 mm) aux Indes. Il existe donc une inexactitude de comparaison entre les valeurs de n qui se répercute sur la comparaison

entre les valeurs de $\frac{P}{n}$.

L'intérêt que présente ce coefficient commandait malgré tout son emploi pour essayer d'établir une relation entre climat et érosion du sol. Aussi l'analyse graphique de sa relation avec la dégradation spécifique annuelle des bassins fluviaux a-t-elle été effectuée, mais à l'aide d'abord des données fournies par un seul pays, les États-Unis, afin d'éliminer toute erreur due au deuxième fait signalé ci-dessus.

Le graphique III la montre (en ordonnée, les valeurs de $\frac{P}{n}$; en abscisse, celles de dégradation spécifique (D.S.) correspondantes). Son extension était subordonnée à la qualité du résultat obtenu.

B) Étude de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{P}{n}$

Le résultat de cette analyse n'est pas satisfaisant : la distribution des bassins fluviaux dans le graphique ne fait apparaître aucune relation entre l'érosion du sol et l'expression choisie pour traduire la concentration pluviale.

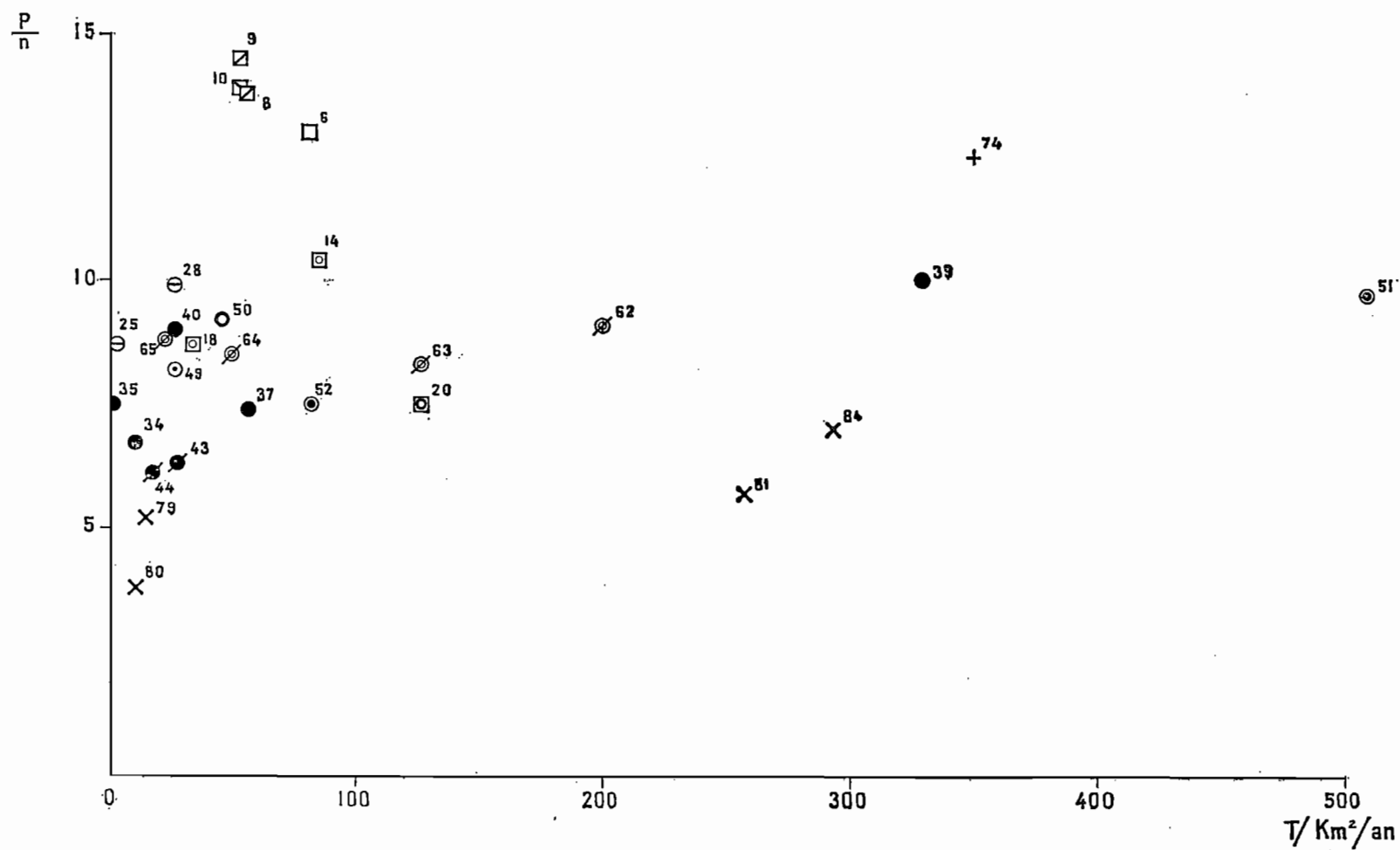
Cette analyse se solde donc par un échec. Celui-ci pourrait laisser supposer que le mode de répartition des pluies dans l'année n'est pas un facteur de l'érosion aussi prépondérant que l'on pourrait le croire.

Mais un examen du tableau III, exposant les valeurs employées, et quelques données supplémentaires montrent plutôt que le coefficient choisi ici pour l'exprimer n'est pas d'une exactitude suffisante.

Elles indiquent en effet que le rapport $\frac{P}{n}$ présente le grave inconvénient de ne prendre des valeurs tranchées que lorsqu'on le calcule pour des climats fondamentalement différents. Il garde au contraire fréquemment à peu près la même valeur lorsqu'on le calcule pour les différents sous-types d'un même type climat. Or, sous ces sous-types, l'érosion du sol revêt souvent des intensités fort diverses.

Quelques séries de valeurs de $\frac{P}{n}$ extraites du tableau III, avec la donnée supplémentaire fournie par le Si-kiang, sont significatifs à cet égard (tableau III bis).

Chacune des deux premières séries de valeurs [1 et 2] groupe des bassins fluviaux situés sous différents sous-types et variétés d'un même climat : le climat continental humide à été chaud. En chaque cas, une augmentation parallèle du nombre de jours pluvieux et de la pluviosité annuelle



GRAPHIQUE III. — Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{P}{n}$ exprimant l'action du climat

TABLEAU III

VALEURS UTILISÉES POUR L'ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION
ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{P}{n}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

P : Pluviosité annuelle en millimètres ;
n : Nombre de jours pluvieux dans l'année ;
D.S. : Dégradation spécifique en tonnes par km² par an.

	Cours d'eau	Climat	D.S.	P.	n	$\frac{P}{n}$
6	Savannah	Ca.f2	81,2	1 250	96	13
8	Apalachicola	Ca.f3	55,6	1 304,8	94	13,8
9	Mobile	Ca.f3	52,8	1 368	94	14,5
10	Sabine	Ca.f4	52,6	1 061,7	76	13,9
14	Kentucky	Ca Da.f2-f	85	1 134	109	10,4
18	Potomac	Ca Da.f2-f	33,3	992	113	8,7
20	Cimarron	Ca Da.f4-fx Ca (Da → BSk-h.w) (BS.k-h)	127	533,4	71	7,5
25	Connecticut	Db Da.f	2,8	1 065	122	8,7
28	Passaic	Db Da.f	26	1 152	116	9,9
34	Minnesota	Db Da.fw	10	566,6	84	6,7
35	Sainte-Croix	Db Da.fw	1	584	77	7,5
37	Black	Db Da.fw	56,2	741,7	100	7,4
39	Upper Iowa	Db Da.fw	329	824	82	10
40	Iowa	Db Da.fw	26	843	93	9
43	Niobrara	Db Da → BSk.fw	27	576,6	81	6,3
44	Niobrara	Db Da → BSk.fw	17,2	416,6	68	6,1
49	Scioto	Da.f	26,2	985,5	120	8,2
50	Illinois	Da.f-fx	45	929	100	9,2
51	Grand (Iowa, Miss.)	Da.fw	508	906,7	93	9,7
52	Grand (Iowa, Miss.)	Da.fw	82	584,7	77	7,5
62	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	200	639,6	70	9,1
63	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	127,7	525,5	63	8,3
64	Smoky hill	Da.fx (Da → BSk.x)	49,6	590	69	8,5
65	Smoky hill	Da.fx (Da → BSk.x)	22,4	590	67	8,8
74	Brazos	BSk (Ca → BSk.f4)	350	781	62	12,5
79	Marias	BSk (H)	14,3	299,7	57	5,2
80	Marias	BSk (H)	10,6	194,5	51	3,8
81	Colorado	BSk (H)	257	418,8	73	5,7
84	Rio Grande	BSk (H)	293	367	52	7

s'enregistre d'un type à un autre. Ceci n'est aucunement étonnant, mais il est remarquable de noter que cette augmentation se fait à peu près dans la même proportion. Le rapport $\frac{P}{n}$ prend alors des valeurs de même ordre tandis que les conditions pluviales ne sont pas les mêmes et que des érosions d'intensités différentes surviennent.

La troisième série de valeurs démontre tout aussi nettement un fait identique. La Savannah et le Si-kiang se situent sous deux variétés très différentes du sous-groupe de climat subtropical humide à pluies de toutes saisons. La dégradation spécifique subie par le bassin du premier de ces deux cours

TABLEAU III bis
EXTRAITS DU TABLEAU III

		Cours d'eau	Climat	P (mm)	n	$\frac{P}{n}$	D.S. (t/km ² /an)
1	52	Grand (Iowa, Miss.) 1930-1931	Da.fw	584,7	77	7,5	82
	35	Sainte-Croix	Db Da.fw	584	77	7,5	1
	37	Black	Db Da.fw	741,7	100	7,4	56,2
2	39	Upper Iowa	Db Da.fw	824	82	10	329
	51	Grand (Iowa, Miss.) 1929-1930.	Da.fw	906,7	93	9,7	508
	28	Passaic	Db Da.f	1 152	116	9,9	26
3	6	Savannah	Ca.f2	1 250	96	13	81,2
	5	Si-kiang	Ca → A.fw	1 550	120	12,9	660

d'eau est huit fois plus faible que celle subie par le bassin du second. Pourtant le rapport $\frac{P}{n}$ prend la même valeur.

Comme cela a été indiqué, il ne prend des valeurs nettement différentes que lorsqu'on le calcule pour des climats fondamentalement différents.

En effet, on peut voir dans le tableau III qu'il a une valeur comprise entre 6 et 10 lorsqu'il se rapporte au climat continental humide à été chaud (Da) et à un climat de transition qui s'y rattache (Db Da), une valeur comprise entre 13 et 14,5 lorsqu'il se rapporte au climat subtropical humide à pluies de toutes saisons (Ca.f).

Calculé pour le bassin de l'Indus, où prédomine le climat semi-aride subtropical à hiver sec (BSh.w), il prend la valeur 18.

Calculé pour le bassin du Gange, situé en majeure partie sous climat subtropical humide à hiver sec (Ca.w), il prend la valeur 24.

Mais une telle variation ne suffit pas à notre recherche, étant donné que l'érosion du sol peut varier, elle, sous un même climat et parfois même largement.

Il faut donc rechercher une autre expression mathématique permettant de faire ressortir et de comparer des degrés d'inégalité de répartition des pluies dans l'année.

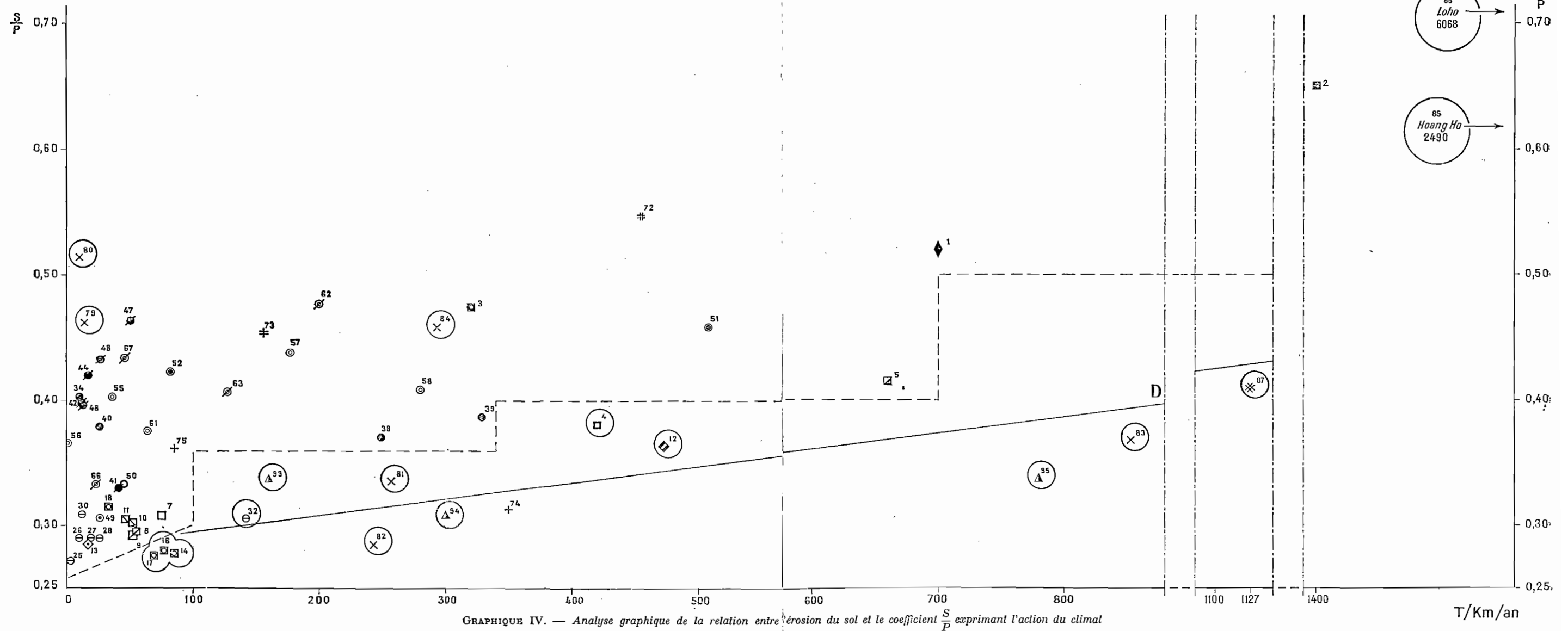
II

ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{S}{P}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

La première recherche d'une relation entre l'érosion du sol et la concentration de la pluviosité, facteur climatique présumé du phénomène, n'a pas été satisfaisante. Mais le mauvais résultat obtenu est certainement imputable à l'imperfection du coefficient employé pour exprimer ce facteur. Aussi était-on autorisé à poursuivre cette recherche encore dans le même sens, mais en essayant de faire ressortir d'une autre manière le mode de répartition des pluies dans l'année.

Pour ce faire, le rapport $\frac{S}{P}$ a été employé tout d'abord. P est la pluviosité annuelle et S la hauteur d'eau tombée pendant la saison de pluviosité maximum.

La saison de pluviosité maximum est la période constituée par les trois mois consécutifs dont les précipitations additionnées fournissent la plus grande hauteur d'eau tombée trimestriellement.

GRAPHIQUE IV. — Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{S}{P}$ exprimant l'action du climatA) Valeur expressive du rapport $\frac{S}{P}$

La valeur du rapport $\frac{S}{P}$ varie entre 1, valeur qu'il prend si toutes les pluies de l'année tombent en une seule saison, et 0,25, valeur qu'il prend si la pluviosité des quatre trimestres est égale. Ce rapport fournit un coefficient de concentration pluviale en saison de pluviosité maximum. Il est donc bien apte à traduire le mode de répartition des pluies dans l'année.

Il exprime bien, d'autre part, une action climatique. Lorsqu'en effet les précipitations atmosphériques se concentrent en une seule saison, elles se produisent souvent sous forme d'averses violentes, affectées de caractères torrentiels et douées d'une forte puissance érosive. Elles sont

au contraire lentes et peu érosives lorsqu'elles se distribuent également tout au long de l'année.

Ce rapport offre enfin l'avantage de permettre une comparaison à l'échelle mondiale sans risque d'erreurs trop grandes, les données concernant la pluie étant plus sûres et plus complètes que celles relatives au nombre de jours pluvieux.

B) Étude de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{S}{P}$

L'analyse graphique de la relation entre des valeurs de ce nouveau coefficient et des valeurs d'érosion du sol fournit le graphique IV. Elle n'a été faite qu'à l'aide d'un nombre réduit de bassins fluviaux offrant une gamme étendue de dégradations spécifiques et de climats (tableau IV). Son

TABLEAU IV

VALEURS UTILISÉES POUR L'ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION
ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{S}{P}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

P. : Pluviosité annuelle en millimètres ;
S. : Hauteur d'eau tombée pendant la saison de pluviosité maximum, en millimètres ;
D.S. : Dégradation spécifique en tonnes par km² par an.

	Cours d'eau	Climat	D.S.	S	P	$\frac{S}{P}$
1	Irrawady	A.w(A.w.H1) (H)	700	677 (juin-juill.-août)	1 300	0,520
2	Gange	Ca → A.w (Ca.w.H1) (H) (A.m.w)	1 400	706,9 (juill.-août-sept.)	1 086	0,650
3	Hai-ho	Ca.wf	320	418,5 (juin-juill.-août)	880	0,475
4	Yang-tsé-kiang	Ca.wf.H1 (Ca.wf) (H)	420	415,4 (juin-juill.-août)	1 203,5	0,381
5	Si-kiang	Ca → A.fw	660	644 (mai-juin-juill.)	1 550	0,415
7	Altamaha	Ca.f2	75,2	378,5 (juin-juill.-août)	1 227	0,308
8	Apalachicola	Ca.f3	55,6	385,7 (juin-juill.-août)	1 304,8	0,295
9	Mobile	Ca.f3	52,8	401,3 (janv.-févr.-mars)	1 368	0,292
10	Sabine	Ca.f4	52,6	321 (avril-mai-juin)	1 061,7	0,302
11	Neches	Ca.f4	46	343,4 (avril-mai-juin)	1 126	0,305
12	Tibre	Csa (H)	473	377 (oct.-nov.-déc.)	1 029	0,364
13	Seine	Cb.f	17	199,8 (mai-juin-juill.)	700	0,285
14	Kentucky	Ca Da.f2-f	85	315,8 (juin-juill.-août)	1 134	0,278
16	Big Sandy	Ca Da.f2-f	77,2	317 (juin-juill.-août)	1 129,2	0,280
17	Kanawha	Ca Da.f2-f	69,5	302,2 (juin-juill.-août)	1 093,7	0,276
18	Potomac	Ca Da.f2-f	33,3	313 (juin-juill.-août)	992	0,315
25	Connecticut	Db Da.f	2,8	291 (juill.-août-sept.)	1 065	0,272
26	Hudson	Db Da.f	10	313,5 (juin-juill.-août)	1 078	0,290
27	Delaware	Db Da.f	19	338,5 (juin-juill.-août)	1 158	0,290
28	Passaic	Db Da.f	26	336,5 (juin-juill.-août)	1 152	0,290
30	Susquehanna	Db Da.f	12,2	311,5 (juin-juill.-août)	1 007	0,309
32	Youghiogheny	Db Da.f	142	334,2 (juin-juill.-août)	1 092	0,306
34	Minnesota	Db Da.fw	10	228,8 (juin-juill.-août)	566,6	0,403
38	Root	Db Da.fw	249,5	267,2 (mars-avril-mai)	718,8	0,371
39	Upper Iowa	Db Da.fw	329	329 (juin-juill.-août)	824	0,387
40	Iowa	Db Da.fw	26	320,5 (mai-juin-juill.)	843	0,379
41	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	41	183 (avril-mai-juin)	553,7	0,330
42	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	12	156,3 (août-sept.-oct.)	392	0,398
43	Niobrara	Db Da → BSk.fw	27	250 (avril-mai-juin)	576,6	0,433
44	Niobrara	Db Da → BSk.fw	17,2	175,2 (août-sept.-oct.)	416,6	0,420
47	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	50,8	178,8 (avril-mai-juin)	385	0,464
48	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	13,4	122,9 (août-sept.-oct.)	309,4	0,396
49	Scioto	Da.f	26,2	302 (mai-juin-juill.)	985,5	0,306
50	Illinois	Da.f-fx	45	309,7 (mai-juin-juill.)	929	0,333
51	Grand (Iowa, Miss.)	Da.fw	508	416,8 (nov.-déc.-janv.)	906,7	0,459
52	Grand (Iowa, Miss.)	Da.fw	82	247,4 (août-sept.-oct.)	584,7	0,423
55	Little Sioux	Da.fx	36	253,7 (avril-mai-juin)	629	0,403
56	Little Sioux	Da.fx	0,88	124 (août-sept.-oct.)	338	0,366
57	Elkorn	Da.fx	177,2	292,8 (avril-mai-juin)	667,7	0,438

	Cours d'eau	Climat	D.S.	S	P	$\frac{S}{P}$
58	Elkorn	Da.fx	280	200,6 (août-sept.-oct.)	490,7	0,409
61	Tisza	Da.fx	64	355 (mai-juin-juill.)	942	0,376
62	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	200	304,8 (avril-mai-juin)	639,6	0,476
63	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	127,7	214 (août-sept.-oct.)	525,5	0,407
66	Saline	Da.fx (Da → BSk.x)	23,2	233 (avril-mai-juin)	700	0,333
67	Saline	Da.fx (Da → BSk.x)	46,3	275,6 (août-sept.-oct.)	635	0,434
72	Indus	BSh.w (Ca.w.H1) BWh.w (H) (BWk.H)	455	323,6 (juill.-août-sept.)	591	0,547
73	Rio San Juan	BSh	156	252,2 (juill.-août-sept.)	555	0,454
74	Brazos	BSh (Ca → BSh.f4)	350	244,6 (avril-mai-juin)	781	0,313
75	Colorado du Texas ..	BSh (Ca → BSh.f4)	85	183,8 (mai-juin-juill.)	507,5	0,362
79	Marias	BSk (H)	14,3	138,6 (avril-mai-juin)	299,7	0,462
80	Marias	BSk (H)	10,6	100 (sept.-oct.-nov.)	194,5	0,514
81	Colorado	BSk (H)	257	141 (juin-juill.-août)	418,8	0,336
82	Green	BSk (H)	243	90,4 (août-sept.-oct.)	317	0,285
83	San Juan (U.S.A.) ..	BSk (H)	853	117,4 (juill.-août-sept.)	318,7	0,368
84	Rio Grande	BSk (H)	293	168,6 (juill.-août-sept.)	367	0,459
85	Hoang-ho	BSk.w (H) (Da.w)	2 490	323,5 (juill.-août-sept.)	531,7	0,608
87	Lo-ho	BSk.w	1 127	205 (juill.-août-sept.)	500	0,410
88	Lo-ho	BSk.w	6 068	390 (juill.-août-sept.)	550	0,709
93	Adige	Hmc	160	307 (juin-juill.-août)	908	0,338
94	Pô	Hmc	300	346 (sept.-oct.-nov.)	1 117	0,309
95	Drac	Hmc	780	490 (sept.-oct.-nov.)	1 449	0,338

extension n'était envisagée qu'en cas de résultat satisfaisant. Mais celui-ci ne l'est encore pas : il n'apparaît aucun groupement homogène de points autour de courbes quelconques.

Elle permet cependant d'intéressantes constatations :

1° Il est tout d'abord remarquable de voir les bassins fluviaux se grouper en deux ensembles distincts.

En effet, la presque totalité des bassins fluviaux classés *a priori* à relief accentué (seuls font exception la Marias, 79 et 80, et le Rio Grande, 84) se groupe en un seul ensemble à la partie inférieure du graphique IV :

Ces bassins, énumérés ci-dessous, se séparent nettement de ceux à relief peu accentué.

17 : Kanawha	4 : Yang-tsé-kiang
16 : Big Sandy	12 : Tibre
14 : Kentucky	95 : Drac
32 : Youghiogeny	83 : San Juan (U.S.A.)
93 : Adige	87 : Lo-ho (1934)
81 : Colorado	88 : Lo-ho (1935)
82 : Green	85 : Hoang-ho
94 : Pô	

2° Les bassins fluviaux à relief accentué tendent, malgré une certaine dispersion, à se situer autour d'une droite (droite D).

Celle-ci fournit deux indications intéressantes pour ce groupe de bassins. Elle montre d'une part qu'un certain accroissement de l'érosion se manifeste pour des valeurs croissantes du coefficient $\frac{S}{P}$. Elle possède, d'autre part, une pente faible. Ceci indique qu'en condition de relief accentué il se produit

un accroissement rapide de l'érosion du sol pour un faible accroissement du coefficient exprimant ici l'action du climat. Bien que l'équation de la droite D n'ait pas été déterminée, on peut cependant estimer qu'à un accroissement du coefficient de l'ordre de 0,02 correspond un accroissement d'environ 150 t/km² de l'érosion annuelle, ce qui est considérable.

3° La position sur le graphique IV des deux groupes de bassins fluviaux correspondant aux deux types de relief distingués montre que pour un même coefficient de concentration pluviale en saison de pluviosité maximum, l'érosion du sol est généralement plus forte en bassins à relief accentué qu'en bassins peu accidentés.

Ainsi, avec un coefficient 0,285, le bassin de la Seine [13] présente une dégradation spécifique de 17 t/km²/an alors que, pour des valeurs du coefficient comprises entre 0,276 et 0,280, celle-ci s'élève à plus de 70 et même plus de 80 t/km²/an dans les bassins plus accidentés du versant appalachien du bassin de l'Ohio (14 : Kentucky ; 16 : Big Sandy ; 17 : Kanawha).

De même, pour les coefficients 0,364 et 0,368, le bassin du Tibre [12], situé en grande partie dans les Apennins, et celui de la rivière San Juan [83], situé aux États-Unis dans les Rocheuses, présentent respectivement des dégradations spécifiques de 473 et 853 t/km²/an, alors que le bassin du Colorado du Texas [75], qui s'étend du Llano Estacado et du plateau Edwards à la plaine côtière du golfe du Mexique, n'en présente qu'une de 85 t/km²/an pour un coefficient de même ordre : 0,362.

De tels exemples peuvent être multipliés.

Ces trois premières observations confirment l'action combinée du relief et du climat sur l'érosion du sol, action déjà supposée lors du commentaire du graphique I.

4° Les bassins fluviaux à relief peu accentué se groupent de manière différente. Malgré le résultat peu satisfaisant de l'analyse graphique, ils laissent cependant apparaître une certaine relation de grandeur entre l'érosion du sol et le coefficient employé ici pour exprimer l'action du climat.

Une série de symboles liés à la présence de climats tempérés ou subtropicaux à la surface des bassins fluviaux se situe parallèlement à l'axe portant les valeurs du coefficient de concentration pluviale et près de lui. Elle montre la possibilité d'érosions inférieures à 100 t/km²/an pour des valeurs très différentes du coefficient : 0,272 à 0,464. En ceci, aucune relation n'apparaît.

Mais si l'on parcourt le graphique IV de bas en haut, on peut faire l'observation suivante :

Abstraction faite du bassin du Brazos [74], aberrant au groupe, aucun autre bassin fluvial à relief peu accentué dont le régime des pluies se traduit par un coefficient $\frac{S}{P}$ compris entre 0,272 et 0,360 ne présente une dégradation spécifique supérieure à 100 t/km²/an.

La plus élevée est celle de l'Altamaha [7] : 75,2 t/km²/an.

Pour des valeurs légèrement supérieures du rapport, 0,360 à 0,400, une extension de valeurs croissantes de dégradation spécifique se manifeste. Celle-ci atteint même 329 t/km²/an avec le bassin de l'Upper Iowa [39].

Cette extension est plus marquée encore entre les valeurs 0,400 et 0,500 du coefficient. Pour de telles valeurs, la dégradation spécifique s'élève jusqu'à 508 t/km²/an (Grand : 51) et 660 t/km²/an (Sikang : 5).

Enfin, pour les valeurs du coefficient supérieures à 0,500 les plus fortes dégradations spécifiques s'observent : 700 t/km²/an (Irrawady : 1) et 1 400 t/km²/an (Gange : 2).

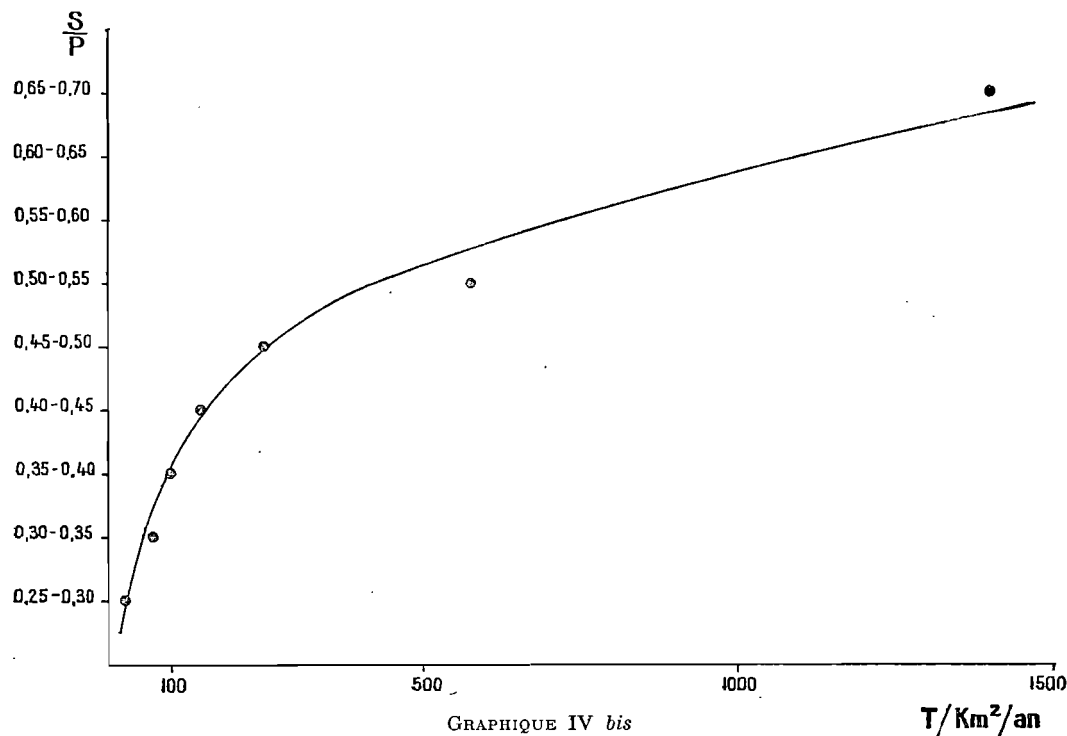
Cette observation conduit donc à noter l'existence d'un fait analogue à celui signalé au sujet des bassins fluviaux à relief accentué : l'existence d'une fréquence plus grande d'érosions de plus en plus fortes dans les bassins fluviaux à relief peu accentué lorsque la concentration pluviale en saison de pluviosité maximum croît. Au-dessus d'un certain degré de concentration l'érosion reste élevée.

Il est un moyen de contrôler la véracité de ce fait et de le mettre plus nettement en lumière. Il consiste à calculer la valeur moyenne de dégradation spécifique pour des classes du coefficient de concentration pluviale en saison de pluviosité maximum et à établir un graphique à l'aide des deux séries de valeurs ainsi obtenues : valeurs moyennes de dégradation spécifique et classes de coefficient.

Les premières doivent croître avec les secondes en cas de fréquence plus grande d'érosions de plus en plus fortes lorsque la concentration de la pluviosité croît.

L'analyse graphique de cette relation a été établie en définissant chaque classe de coefficient entre deux valeurs différant de 0,05 à partir de 0,25 et le résultat obtenu est exprimé par le graphique IV *bis*. Les points se distribuent le long d'une courbe traduisant et confirmant bien l'observation faite.

5° Mais si l'érosion du sol tend à s'accroître en régions à relief peu accentué lorsque la concentration pluviale en saison de pluviosité maximum croît, il n'en reste pas moins que de faibles érosions, 0 à 50 t/km²/an, peuvent subsister dans la même circonstance.



Lorsqu'en effet une dégradation spécifique de 249,5 t/km²/an se produit à la surface du bassin de la Root [38], correspondant à un coefficient 0,371, elle reste infime, 0,88 t/km²/an, dans le bassin de la Little Sioux [56] pour un coefficient à peu près identique : 0,366.

Une même constatation peut être faite avec une comparaison entre l'Upper Iowa [39] : 329 t/km²/an pour le coefficient 0,387, et la Grand [48] : 13,4 t/km²/an pour le coefficient 0,396 ; entre le Si-kiang [5] : 660 t/km²/an pour le coefficient 0,415, et la Niobrara [44] : 17,2 t/km²/an pour le coefficient 0,420, etc.

C) Conclusion

Malgré donc la faible corrélation existant entre l'érosion du sol et la concentration pluviale exprimée par le rapport $\frac{S}{P}$ plusieurs conclusions naissent de l'examen du graphique IV et des constatations faites à son sujet :

1° Malgré son imperfection, le coefficient $\frac{S}{P}$, employé pour exprimer l'action du climat, présente un intérêt certain parce qu'il met en évidence l'influence du relief sur l'érosion du sol, influence

évidemment indéniable. Ceci n'est pas à oublier lors de la poursuite de cette recherche car il n'est point absurde de supposer qu'un coefficient de même type, exprimant mieux l'action du climat, puisse amener un même résultat.

2° Il existe, tant en régions à relief peu accentué qu'en régions à relief accidenté, une tendance à l'accroissement de l'érosion du sol lorsque croît la concentration pluviale en saison de pluviosité maximum. Cet accroissement est plus marqué dans les secondes que dans les premières.

3° Mais, malgré l'existence de cette tendance, il subsiste en chacune de ces régions des érosions d'intensités différentes pour une même concentration pluviale en saison de pluviosité maximum. Ceci conduit à penser qu'il existe, en ce cas, l'action d'un autre facteur, et c'est lui qu'il convient alors de rechercher.

**D) Recherche, dans le cadre des résultats présentés par le graphique IV
d'un facteur de l'érosion du sol autre que la concentration pluviale
en saison de pluviosité maximum et le relief**

Dans ce but, un examen du tableau IV a été tout d'abord entrepris et il a fait immédiatement soupçonner que ce facteur recherché pourrait bien être encore d'ordre climatique.

Reprenons en effet, en les extrayant du tableau IV, un certain nombre de comparaisons illustrant l'existence, en régions à relief peu accentué, d'érosions d'intensités différentes pour une même concentration pluviale :

TABLEAU IV bis

EXTRAITS DU TABLEAU IV

Comparaisons entre bassins fluviaux présentant un coefficient $\frac{S}{P}$ de même ordre

	Cours d'eau	S (mm)	P (mm)	$\frac{S}{P}$	D.S. (t/km ² /an)
30	Susquehanna	311,5	1 007	0,309	12,2
7	Altamaha	378,5	1 227	0,308	75,2
56	Little Sioux	124	388	0,366	0,88
38	Root	267,2	718,8	0,371	249,5
48	Grand (Dak. S.)	122,9	309,4	0,396	13,4
39	Upper Iowa	329	824	0,387	329
44	Niobrara	175,2	416,6	0,420	17,2
5	Si-kiang	644	1 550	0,415	660
47	Grand (Dak. S.)	178,8	385	0,464	50,8
51	Grand (Iowa, Miss.)	416,8	906,7	0,459	508
62	Loup	304,8	639,6	0,476	200
34	Hai-ho	418,5	880	0,475	320

Toutes ces comparaisons font apparaître que la nette augmentation de l'érosion du sol enregistrée en chaque cas, malgré l'identité de concentration pluviale, correspond chaque fois à un accroissement très net des valeurs pluviométriques S et P, c'est-à-dire de la hauteur d'eau tombée en saison de pluviosité maximum et de la pluviosité annuelle. Les bassins de l'Altamaha, de la Root, de l'Upper Iowa, du Si-kiang, de la Grand (Iowa, Miss.) et du Hai-ho, comparés respectivement à ceux de la Susquehanna, de la Little Sioux, de la Grand (Dak. S.) (1929-1930), de la Niobrara, de la Grand

(Dak. S.) (1930-1931) et du Loup, ont reçu, tant dans l'année que pendant la saison de pluviosité maximum, une hauteur de précipitations nettement plus élevée lorsqu'ils ont subi une érosion très supérieure.

Si l'on étudie d'autre part dans le tableau IV, les bassins fluviaux à relief accentué, un fait identique est constaté.

Les bassins du Drac [95] et de l'Adige [93], par exemple, présentent le même coefficient de concentration pluviale en saison de pluviosité maximum, 0,338 ; le premier est pourtant beaucoup plus érodé que le second : il présente une dégradation spécifique moyenne de 780 t/km²/an au lieu de celle de 160 t/km²/an qui se rapporte à l'Adige. Or, ici également, ceci correspond à un net accroissement de l'abondance pluviale : le bassin du Drac est beaucoup plus arrosé que celui de l'Adige : il reçoit en moyenne dans l'année 1 449 mm d'eau au lieu de 908 mm et pendant la saison la plus pluvieuse 490 mm d'eau au lieu de 307 mm.

Toutes ces comparaisons, et l'on peut en trouver d'autres semblables dans le graphique IV, amènent donc à constater un accroissement parallèle de l'abondance pluviale et de l'érosion du sol en condition de similitude de concentration pluviale en saison de pluviosité maximum. La fréquence de cette constatation (1) conduit très logiquement à penser qu'elle indique une relation de cause à effet. Ceci amène alors à estimer que l'abondance pluviale est un facteur de l'érosion du sol, et plus précisément un facteur dont l'action ne s'exerce pas solitairement mais s'associe à celle du mode de répartition des pluies dans l'année.

Il faut préciser, à propos de ceci, que le fait d'avoir constaté l'action de l'abondance pluviale en étudiant des cas de similitude de concentration pluviale ne signifie nullement que cette action s'exerce seulement en ces cas. Une poursuite de l'examen du tableau IV montre en effet que les plus fortes dégradations spécifiques signalées en ce tableau pour les bassins à relief peu accentué : 660 t/km²/an pour le Si-kiang [5], 700 t/km²/an pour l'Irrawady [1] et 1 400 t/km²/an pour le Gange [2], correspondent aux plus fortes pluviosités enregistrées en saison de pluviosité maximum : respectivement 644 mm, 677 mm et 706,9 mm. Il y a là indubitablement liaison nette entre abondance pluviale et érosion du sol. D'autre part, une comparaison entre le Si-kiang [5] et l'Indus [72] montre que de fortes précipitations associées à un degré donné de concentration pluviale peuvent provoquer une érosion égale et même supérieure à celle qui se produit lors d'une concentration pluviale nettement plus élevée mais liée à des précipitations beaucoup moins abondantes.

Ces nouvelles observations imposent encore l'abondance pluviale comme facteur de l'érosion du sol, mais l'effet du mode de répartition des pluies dans l'année n'est pas négligeable pour cela. Les constatations faites avec le coefficient $\frac{S}{P}$ le prouvent (2).

Il faut donc rechercher, pour exprimer l'action du climat sur l'érosion du sol et poursuivre cette investigation, un coefficient dont les valeurs dépendent du caractère de ces deux facteurs.

(1) Il existe cependant dans le tableau IV quelques valeurs numériques qui infirment cette constatation. Ce fait n'interdit pourtant pas de conclure comme nous allons le faire. Si, en effet, l'abondance pluviale devient immédiatement pôle d'intérêt, lorsque l'on étudie le tableau IV, cela n'exclut nullement l'action que peuvent exercer d'autres facteurs de l'érosion du sol : nature du sol et végétation. Cette action peut, en certains cas, être prépondérante et être, de ce fait, cause d'aberrances à une règle fréquente. Il n'en reste pas moins que cette règle subsiste. Il est logique ici de croire à l'action manifeste de l'abondance pluviale, en réservant à plus tard, si besoin est, l'étude de faits annexes.

(2) Il est intéressant, à ce stade, de se reporter à la première recherche de relation effectuée. Son objet était l'étude de la relation entre l'abondance pluviale et l'érosion du sol. Son résultat a montré : 1° Que ce phénomène ne relève pas de ce seul facteur. Ceci se confirme ici puisque l'abondance pluviale n'intervient qu'associée au mode de répartition des pluies dans l'année. 2° Que l'on peut faire cependant un rapprochement entre la pluviosité élevée de certains climats et la forte érosion qui s'y manifeste. Ceci se confirme également ici par l'examen du Si-kiang, de l'Irrawady et du Gange. L'étude de son résultat, enfin, a fait apparaître le mode de répartition des pluies dans l'année comme étant un facteur de l'érosion du sol. L'étude de ce facteur provoque maintenant un retour vers l'abondance pluviale. Ceci incite à croire à l'action combinée de ces deux facteurs et amène une unique conclusion : la nécessité de rechercher un coefficient tenant compte de ces deux facteurs climatiques.

III

**ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL
ET LE COEFFICIENT $\frac{S^2}{P}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT**

Après les conclusions tirées de l'analyse graphique précédente, il est tout indiqué de conserver le rapport $\frac{S}{P}$ comme expression de la concentration pluviale et de choisir comme expression de l'abondance pluviale soit la pluviosité annuelle (P), soit la hauteur d'eau tombée en saison de pluviosité maximum (S).

Le coefficient recherché pour exprimer l'action du climat sur l'érosion du sol sera alors fourni par la combinaison de ces deux facteurs.

Le coefficient $\frac{S}{P} \times P$ est à éliminer immédiatement car mathématiquement il équivaut à S.

Si l'on veut employer P comme expression de l'abondance pluviale, il faut élever au carré l'un des deux facteurs. Élever P au carré est sans intérêt car :

$$\frac{S}{P} \times P^2 = SP$$

On élimine en ce cas l'expression de la concentration pluviale. Élever $\frac{S}{P}$ au carré donne au contraire pleine satisfaction. Le coefficient obtenu alors :

$$\left(\frac{S}{P}\right)^2 \times P$$

donne d'autant plus satisfaction qu'il équivaut à $\frac{S^2}{P}$, c'est-à-dire $\frac{S}{P} \times S$. Autrement dit, un coefficient créé à l'aide de la concentration pluviale en saison de pluviosité maximum et de la hauteur d'eau tombée en cette saison prend la même valeur.

Le choix du coefficient $\frac{S^2}{P}$ est, dans ces conditions, tout indiqué.

A) Valeur expressive du rapport $\frac{S^2}{P}$

Le rapport $\frac{S^2}{P}$ choisi pour exprimer l'action du climat exprime l'action combinée de l'abondance et de la concentration pluviale.

B) Étude de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{S^2}{P}$

L'analyse graphique faite pour rechercher s'il existe une relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{S^2}{P}$, expression de l'action du climat, déçoit l'attente mise en elle. Le graphique V la concrétise. Il ne révèle pas un groupement des bassins fluviaux plus satisfaisant que celui obtenu lors de l'analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et la concentration pluviale exprimée par $\frac{S}{P}$.

Sur un point, il est même moins satisfaisant. Le groupement des bassins en deux ensembles distincts en fonction de leur relief est en effet beaucoup moins net que dans le graphique IV.

Il survient cependant deux modifications du résultat obtenu en analysant graphiquement la relation entre l'érosion du sol et la seule concentration pluviale. Ces modifications méritent attention.

1° L'examen des bassins fluviaux à relief accentué ne montre pas seulement que ceux-ci ne se séparent plus nettement des bassins à relief peu accentué. Il permet également de constater que le mode de groupement de ces bassins apparu dans le graphique IV disparaît lui aussi.

En effet, si dans le graphique V les bassins des cours d'eau suivants :

17 : Kanawha	94 : Pô
16 : Big Sandy	4 : Yang-tsé-kiang
14 : Kentucky	12 : Tibre
32 : Youghiogeny	95 : Drac
93 : Adige	

restent groupés de façon assez homogène autour d'une courbe (droite D), les bassins du Colorado [81], de la Green [82], de la San Juan [83], du Lo-ho [87] (1934), [88] (1935) et du Hoang-ho [85] deviennent aberrants à ce groupement et se dispersent.

La première de ces deux séries de bassins fluviaux à relief accentué fait paraître possible l'existence, en cette condition de relief, d'une certaine relation entre le coefficient $\frac{S^2}{P}$ et l'érosion du sol. La dégradation spécifique croît en effet pour cette série lorsque le coefficient prend lui-même des valeurs croissantes et les bassins fluviaux se situent assez bien autour de la droite D.

La distribution des bassins composant la seconde série ne traduit au contraire aucune relation entre l'érosion du sol et le coefficient choisi pour exprimer l'action du climat, bien que l'on soit toujours en même condition de relief. Les valeurs du coefficient $\frac{S^2}{P}$ calculées pour eux sont parmi les plus faibles. Pourtant des dégradations spécifiques élevées y sont liées.

Il y a là une contradiction.

Mais si l'on examine plus attentivement les bassins fluviaux impliqués dans la présente observation et si l'on porte plus particulièrement attention à la nature des climats qui prédominent à leur surface, une explication possible de ce fait observé apparaît.

Les deux remarques suivantes l'introduisent.

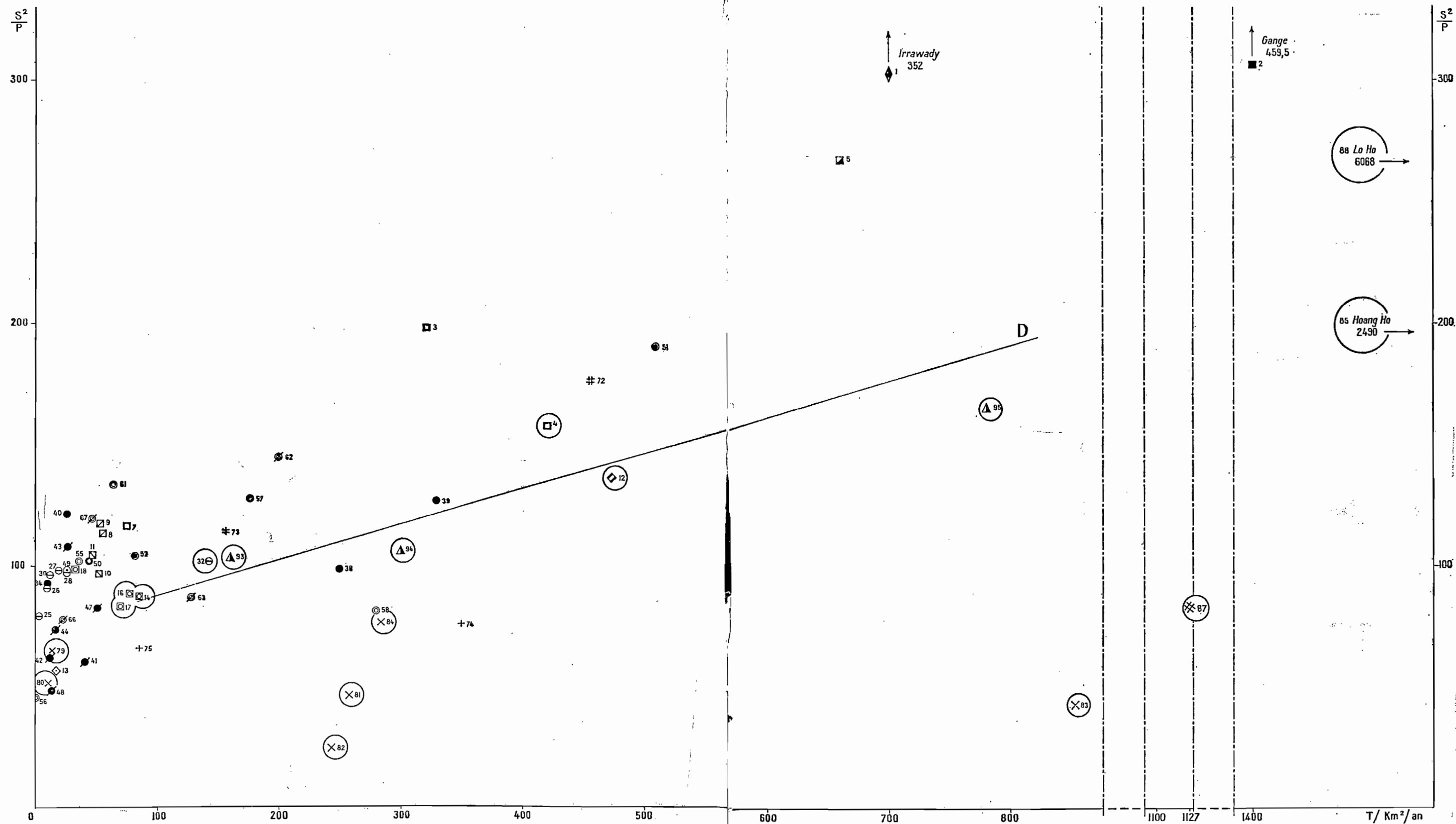
a) Les bassins fluviaux à relief accentué infirmant ici la relation entre climat et érosion du sol, dont la possibilité est montrée par d'autres bassins de même type topographique, sont tous sans exception situés en majeure partie ou en totalité sous climat semi-aride. Le climat semi-aride des moyennes latitudes (BSk) prédomine à la surface des bassins du Colorado, de la Green, de la San Juan, du Hoang-ho et du Lo-ho.

b) Aucun bassin à relief accentué situé sous un tel climat ne participe au groupement qui fait paraître possible une relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{S^2}{P}$.

L'aridité du climat semble donc être, dans ces conditions, le facteur de dissociation du groupe des bassins fluviaux à relief accentué dans le graphique V.

La susceptibilité du milieu à l'érosion est excessivement élevée en cette condition climatique. Il est donc fort possible que le coefficient choisi pour exprimer l'action du climat soit insuffisant pour rendre compte de l'effet produit par celui-ci en milieu aride ou semi-aride alors qu'il peut rendre compte dans une certaine mesure de l'effet produit en régions humides.

2° La seconde modification de la distribution des bassins fluviaux apparue dans le graphique IV concerne la Marias [79 et 80] et le Rio Grande [84]. Ces bassins sont les seuls dans ce graphique à être



GRAPHIQUE V. — Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{S^2}{P}$ exprimant l'action du climat

TABLEAU V

VALEURS UTILISÉES POUR L'ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION
ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{S^2}{P}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

P : Pluviosité annuelle en millimètres ;

S : Hauteur d'eau tombée pendant la saison de pluviosité maximum, en millimètres ;

D.S. : Dégradation spécifique en tonnes par km² par an.

	Cours d'eau	Climat	D.S.	S	$\frac{S}{P}$	$\frac{S^2}{P}$
1	Irrawady	A.w (A.w.H1) (H)	700	677	0,520	352
2	Gange	Ca → A.w (Ca.w.H1) (H) (A.m.w)	1 400	706,9	0,650	459,5
3	Hai-ho	Ca.wf	320	418,5	0,475	198,7
4	Yang-tsé-kiang	Ca.wf.H1 (Ca.wf) (H)	420	415,4	0,381	158,2
5	Si-kiang	Ca → A.fw	660	644	0,415	267,2
7	Altamaha	Ca.f2	75,2	378,5	0,308	116,5
8	Apalachicola	Ca.f3	55,6	385,7	0,295	113,7
9	Mobile	Ca.f3	52,8	401,3	0,292	117,2
10	Sabine	Ca.f4	52,6	321	0,302	96,9
11	Neches	Ca.f4	46	343,4	0,305	104,7
12	Tibre	Csa (H)	473	377	0,364	137,2
13	Seine	Cb.f	17	199,8	0,285	56,9
14	Kentucky	Ca.Da.f2-f	85	315,8	0,278	87,8
16	Big Sandy	Ca.Da.f2-f	77,2	317	0,280	88,8
17	Kanawha	Ca.Da.f2-f	69,5	302,2	0,276	83,4
18	Potomac	Ca.Da.f2-f	33,3	313	0,315	98,6
25	Connecticut	Db Da.f	2,8	291	0,272	79,1
26	Hudson	Db Da.f	10	313,5	0,290	90,9
27	Delaware	Db Da.f	19	338,5	0,290	98,2
28	Passaic	Db Da.f	26	336,5	0,290	97,6
30	Susquehanna	Db Da.f	12,2	311,5	0,309	96,2
32	Youghiogheny	Db Da.f	142	334,2	0,306	102,2
34	Minnesota	Db Da.fw	10	228,8	0,403	92,2
38	Root	Db Da.fw	249,5	267,2	0,371	99,1
39	Upper Iowa	Db Da.fw	329	329	0,387	127,3
40	Iowa	Db Da.fw	26	320,5	0,379	121,4
41	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	41	183	0,330	60,4
42	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	12	156,3	0,398	62,2
43	Niobrara	Db Da → BSk.fw	27	250	0,433	108,2
44	Niobrara	Db Da → BSk.fw	17,2	175,2	0,420	73,6
47	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	50,8	178,8	0,464	82,9
48	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	13,4	122,9	0,396	48,7
49	Scioto	Da.f	26,2	302	0,306	97,9
50	Illinois	Da.f-fx	45	309,7	0,333	103,1
51	Grand (Iowa, Miss.) .	Da.fw	508	416,8	0,459	191,3
52	Grand (Iowa, Miss.) .	Da.fw	82	247,4	0,423	104,6
55	Little Sioux	Da.fx	36	253,7	0,403	102,2
56	Little Sioux	Da.fx	0,88	124	0,366	45,4

	Cours d'eau	Climat	D.S.	S	$\frac{S}{P}$	$\frac{S^2}{P}$
57	Elkorn	Da.fx	177,2	292,8	0,438	128,2
58	Elkorn	Da.fx	280	200,6	0,409	82
61	Tisza	Da.fx	64	355	0,376	133,5
62	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	200	304,8	0,476	145
63	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	127,7	214	0,407	87,1
66	Saline	Da.fx (Da → BSk.x)	23,2	233	0,333	77,5
67	Saline	Da.fx (Da → BSk.x)	46,3	275,6	0,434	119,6
72	Indus	BSh.w (Ca.w.H1) (BWh.w) (H) (BWk.w)	455	323,6	0,547	177
73	Rio San Juan	BSh	156	252,2	0,454	114,5
74	Brazos	BSh (Ca → BSh.f4)	350	244,6	0,313	76,5
75	Colorado du Texas ..	BSh (Ca → BSh.f4)	85	183,8	0,362	66,5
79	Marias	BSk (H)	14,3	138,6	0,462	64
80	Marias	BSk (H)	10,6	100	0,514	51,4
81	Colorado	BSk (H)	257	141	0,336	47,4
82	Green	BSk (H)	243	90,4	0,285	25,8
83	San Juan (U.S.A.) ..	BSk (H)	853	117,4	0,368	43,2
84	Rio Grande	BSk (H)	293	168,6	0,459	77,3
85	Hoang-ho	BSk.w (H) (Da.w)	2 490	323,5	0,608	196,7
87	Lo-ho	BSk.w	1 127	205	0,410	84
88	Lo-ho	BSk.w	6 068	390	0,709	276,5
93	Adige	Hmc	160	307	0,338	103,7
94	Pô	Hmc	300	346	0,309	106,9
95	Drac	Hmc	780	490	0,338	165,6

aberrants au groupement des bassins fluviaux à relief accentué. Ils sont pourtant de ce type topographique. Ceci est dû à ce que la concentration des pluies qu'ils reçoivent est élevée pour la faible ou relativement faible dégradation spécifique qu'ils présentent : 46 % de la hauteur moyenne des précipitations reçues annuellement par le Rio Grande tombent en trois mois ; 46 % de la hauteur d'eau tombée sur le bassin de la Marias pendant une année d'étude, 51 % de celle tombée pendant une seconde année d'étude, se concentrent également en trois mois.

Or l'emploi du coefficient $\frac{S^2}{P}$, c'est-à-dire d'un coefficient tenant compte non seulement de la concentration mais aussi de l'abondance pluviale, amène un résultat beaucoup plus logique. Sur le graphique V en effet, les trois symboles se rapportant à ces deux bassins prennent une position analogue à ceux des bassins ayant le même caractère topographique (relief accentué) et situés sous le même climat (climat semi-aride).

Ceci confirme le rôle de l'abondance pluviale. Malgré un degré élevé de concentration des pluies dans une courte période de l'année, une médiocrité excessive de celles-ci peut n'entraîner qu'une faible érosion hydrique.

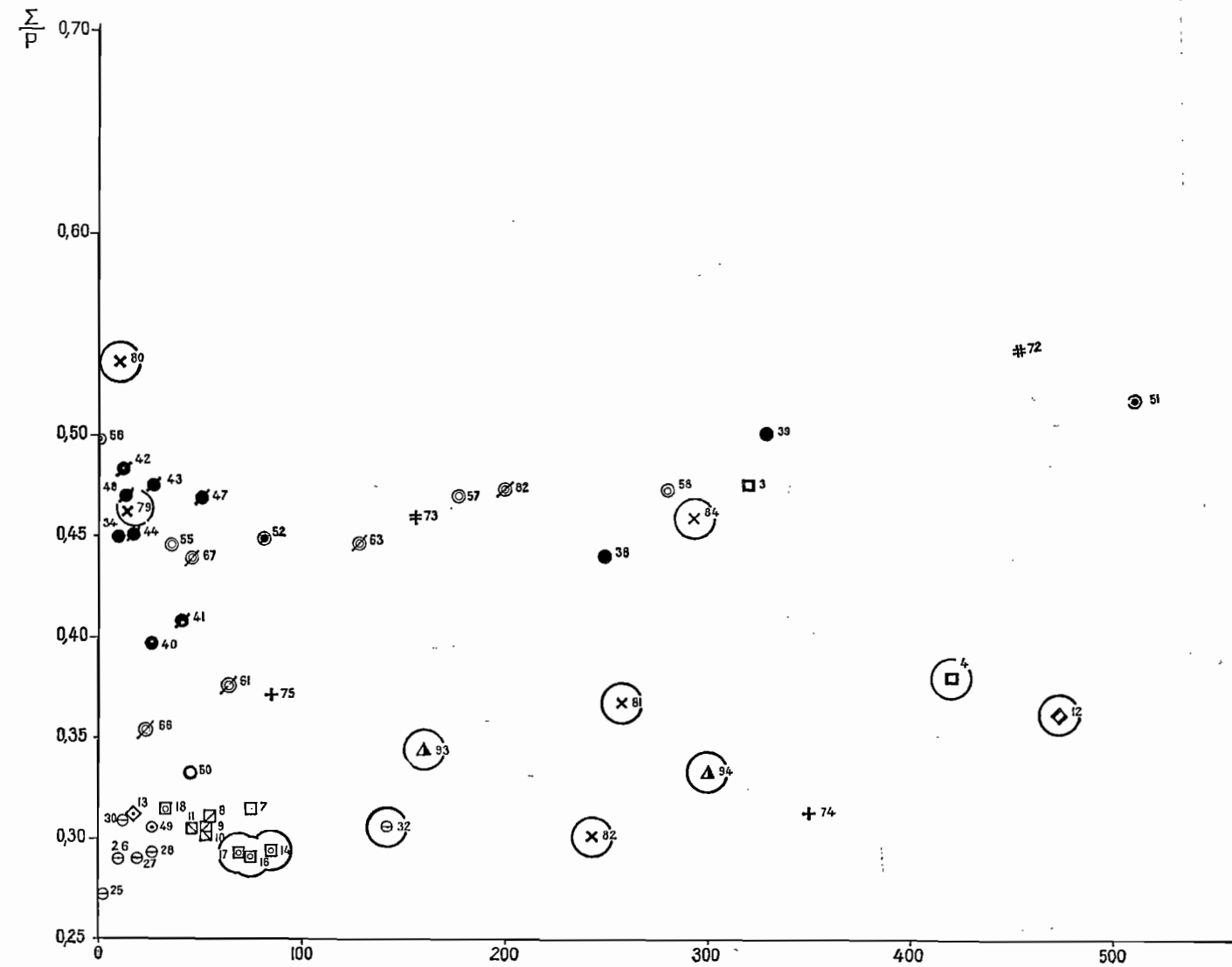
Les valeurs peu élevées de S et de P dans le cas de la Marias et du Rio Grande ont pour conséquence des coefficients $\frac{S^2}{P}$ faibles qui sont mieux en relation avec les valeurs de D.S. enregistrées pour ces bassins.

Les deux remarques précédentes se rapportent aux bassins fluviaux à relief accentué. Si l'on examine maintenant sur le graphique V les bassins à relief peu accentué, on s'aperçoit que l'on peut tirer de leur distribution une conclusion identique à celle résultant de l'étude du graphique IV. Il existe une fréquence plus grande d'érosions de plus en plus fortes lorsque le coefficient $\frac{S^2}{P}$ prend des valeurs croissantes.

Abstraction faite du bassin du Brazos [74], toujours aberrant au groupe comme il l'était déjà lors de la précédente analyse graphique, aucun bassin fluvial à relief peu accentué ne présente une dégradation spécifique supérieure à 100 t/km²/an pour des valeurs de $\frac{S^2}{P}$ comprises entre 45 et 80. La plus élevée est celle du Colorado du Texas [75] : 85 t/km²/an.

Entre les valeurs 80 et 100 du coefficient $\frac{S^2}{P}$, la dégradation spécifique reste souvent faible mais peut s'élever jusqu'à 280 t/km²/an (Elkorn, 58).

Entre les valeurs 100 et 150 du coefficient, une extension de valeurs croissantes de dégradation spécifique se manifeste. Celle-ci atteint la valeur de 329 t/km²/an avec l'Upper Iowa [39].



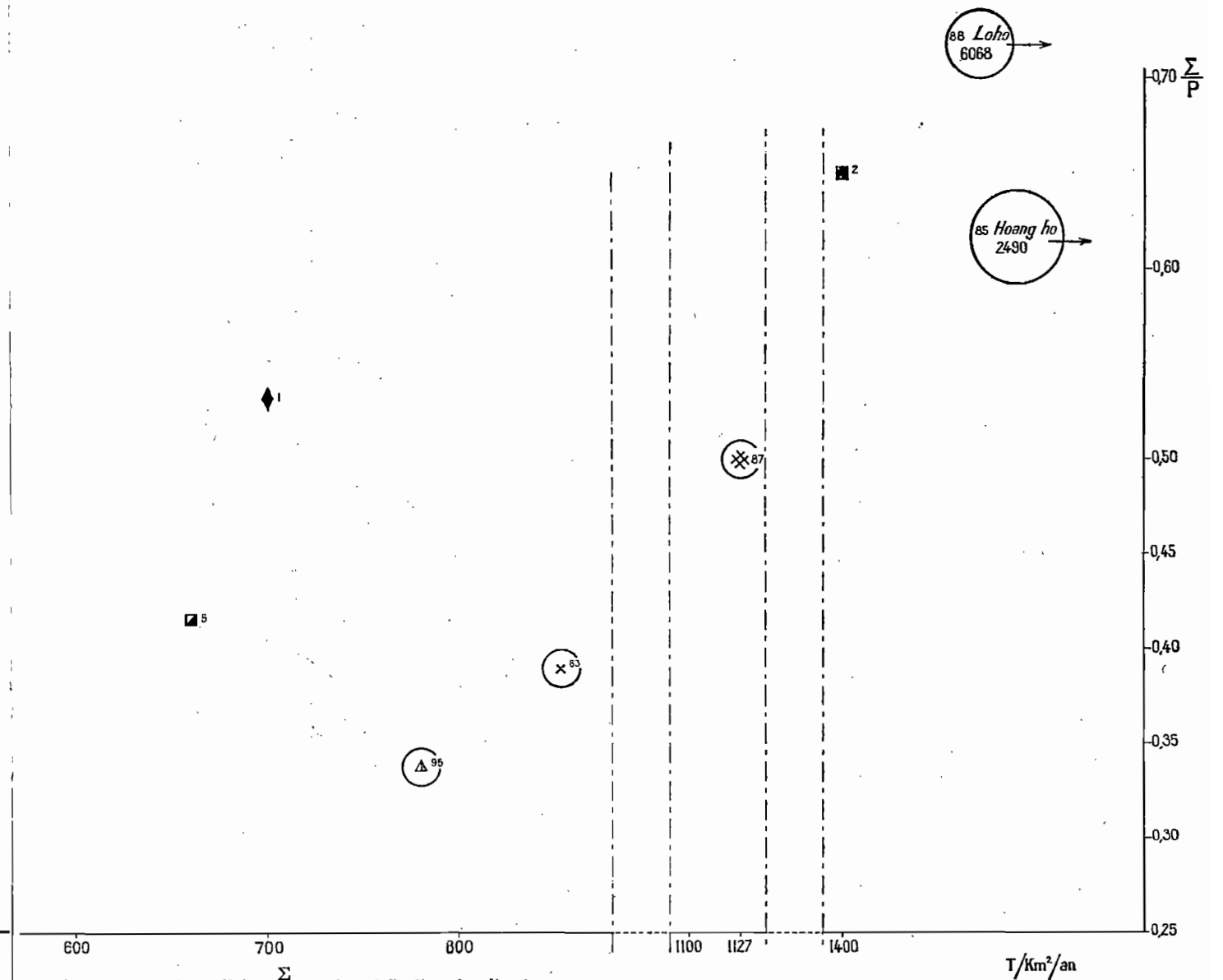
GRAPHIQUE VI. — Analyse graphique de la relation entre

Entre les valeurs 150 et 200 du coefficient, la dégradation spécifique est comprise entre 320 et 508 t/km²/an.

Au-dessus de la valeur 200 enfin, elle n'est pas inférieure à 680 t/km²/an.

C) Conclusion

L'emploi du coefficient $\frac{S^2}{P}$ pour traduire l'action du climat en tenant compte à la fois de la concentration et de l'abondance pluviale n'améliore pas sensiblement le résultat obtenu en analy-



l'érosion du sol et le coefficient $\frac{S^2}{P}$ exprimant l'action du climat

TABLEAU VI

VALEURS UTILISÉES POUR L'ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION
ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{\Sigma}{P}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

P : Pluviosité annuelle en millimètres ;

Σ : Hauteur totale d'eau tombée pendant les trois mois de pluviosité maximum, en millimètres ;

D.S. : Dégradation spécifique en tonnes par km² par an.

	Cours d'eau	Climat	D.S.	Σ	P	$\frac{\Sigma}{P}$
1	Irrawady	Aw (A.w.H1) (H)	700	690,6 (juin-août-oct.)	1 300	0,531
2	Gange	Ca → A.w (Ca.wH1) (H) (A.m.w)	1 400	706,9 (juill.-août-sept.)	1 086	0,650
3	Hai-ho	Ca.wf	320	418,5 (juin-juill.-août)	880	0,475
4	Yan-tsé-kiang	Ca.wf.H1 (Ca.wf) (H)	420	415,4 (juin-juill.-août)	1 203,5	0,381
5	Si-kiang	Ca → A.fw	660	644 (mai-juin-juill.)	1 550	0,415
7	Altamaha	Ca.f2	75,2	387,2 (mars-juill.-août)	1 227	0,315
8	Apalachicola	Ca.f3	55,6	406 (mars-juill.-août)	1 304,8	0,311
9	Mobile	Ca.f3	52,8	419,6 (mars-juill.-déc.)	1 368	0,306
10	Sabine	Ca.f4	52,6	321 (avril-mai-juin)	1 061,7	0,302
11	Neches	Ca.f4	46	343,4 (avril-mai-juin)	1 126	0,305
12	Tibre	Csa (H)	473	377 (oct.-nov.-déc.)	1 029	0,364
13	Seine	Cb.f	17	218,7 (juin-juill.-oct.)	700	0,312
14	Kentucky	Ca Da.f2-f	85	333,4 (mars-juin-juill.)	1 134	0,294
16	Big Sandy	Ca Da.f2-f	77,2	328,6 (mars-juill.-août)	1 129,2	0,291
17	Kanawha	Ca Da.f2-f	69,5	321,3 (mars-juill.-août)	1 093,7	0,293
18	Potomac	Ca Da.f2-f	33,3	313 (juin-juill.-août)	992	0,315
25	Connecticut	Db Da.f	2,8	291 (juill.-août-sept.)	1 065	0,272
26	Hudson	Db Da.f	10	313,5 (juin-juill.-août)	1 078	0,290
27	Delaware	Db Da.f	19	338,5 (juin-juill.-août)	1 158	0,290
28	Passaic	Db Da.f	26	338,3 (mars-juill.-août)	1 152	0,293
30	Susquehanna	Db Da.f	12,2	311,5 (juin-juill.-août)	1 007	0,309
32	Youghiogheny	Db Da.f	142	334,2 (juin-juill.-août)	1 092	0,306
34	Minnesota	Db Da.fw	10	255,5 (juill.-août-mai)	566,6	0,450
38	Root	Db Da.fw	249,5	317,5 (août-mars-mai)	718,8	0,441
39	Upper Iowa	Db Da.fw	329	414 (août-mars-mai)	824	0,502
40	Iowa	Db Da.fw	26	335,2 (mai-juin-sept.)	843	0,397
41	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	41	226,3 (sept.-oct.-mai)	553,7	0,408
42	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	12	189,4 (août-oct.-mai)	392	0,483
43	Niobrara	Db Da → BSk.fw	27	274 (juill.-avril-mai)	576,6	0,475
44	Niobrara	Db Da → BSk.fw	17,2	188 (août-oct.-juin)	416,6	0,451
47	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	50,8	180,6 (sept.-mai-juin)	385	0,469
48	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	13,4	145,5 (août-oct.-mai)	309,4	0,470
49	Scioto	Da.f	26,2	302 (mai-juin-juill.)	985,5	0,306
50	Illinois	Da.f-fx	45	309,7 (mai-juin-juill.)	929	0,333
51	Grand (Iowa, Miss.)	Da.fw	508	468 (déc.-janv.-avril)	906,7	0,516
52	Grand (Iowa, Miss.)	Da.fw	82	262,9 (août-oct.-juin)	584,7	0,449
55	Little Sioux	Da.fx	36	280,9 (juill.-sept.-mai)	629	0,446
56	Little Sioux	Da.fx	0,88	168,6 (sept.-mai-juin)	338	0,498
57	Elkorn	Da.fx	177,2	314,2 (juill.-avril-mai)	667,7	0,470

	Cours d'eau	Climat	D.S.	Σ	P	$\frac{\Sigma}{P}$
58	Elkorn	Da.fx	280	233,2 (août-mai-juin)	490,7	0,475
61	Tisza	Da.fx	64	355 (mai-juin-juill.)	942	0,376
62	Loup	Da.fx (Da $\rightarrow$ BSk.x)	200	304,8 (avril-mai-juin)	639,6	0,476
63	Loup	Da.fx (Da $\rightarrow$ BSk.x)	127,7	235 (août-oct.-juin)	525,5	0,447
66	Saline	Da.fx (Da $\rightarrow$ BSk.x)	23,2	248,3 (oct.-mai-juin)	700	0,354
67	Saline	Da.fx (Da $\rightarrow$ BSk.x)	46,3	279,2 (août-oct.-mars)	635	0,439
72	Indus	BSh.w (Ca.w.H1) (BWh.w) (H) (BWk.H)	455	323,6 (juill.-août-sept.)	591	0,547
73	Rio San Juan	BSh	156	255,2 (juin-août-sept.)	555	0,459
74	Brazos	BSh (Ca $\rightarrow$ BSh.f4)	350	244,6 (avril-mai-juin)	781	0,313
75	Colorado du Texas ..	BSh (Ca $\rightarrow$ BSh.f4)	85	188,4 (mai-juin-août)	507,5	0,371
79	Marias	BSk (H)	14,3	138,6 (avril-mai-juin)	299,7	0,462
80	Marias	BSk (H)	10,6	104,4 (sept.-mai-juin)	194,5	0,536
81	Colorado	BSk (H)	257	153,5 (mai-juill.-août)	418,8	0,366
82	Green	BSk (H)	243	95,7 (mai-sept.-oct.)	317	0,301
83	San Juan (U.S.A.) ..	BSk (H)	853	124,2 (mars-juill.-août)	318,7	0,389
84	Rio Grande	BSk (H)	293	168,6 (juill.-août-sept.)	367	0,459
85	Hoang-ho	BSk.w (H) (Da.w)	2 490	323,5 (juill.-août-sept.)	531,7	0,608
87	Lo-ho	BSk.w	1 127	250 (juill.-sept.-oct.)	500	0,500
88	Lo-ho	BSk.w	6 068	390 (juill.-août-sept.)	550	0,709
93	Adige	Hmc	160	313 (juill.-août-oct.)	908	0,344
94	Pô	Hmc	300	375 (avril-oct.-nov.)	1 117	0,335
95	Drac	Hmc	780	490 (sept.-oct.-nov.)	1 449	0,338

sant la relation entre l'érosion du sol et la seule concentration pluviale exprimée par le rapport $\frac{S}{P}$.

Le précédent résultat est peu modifié. En particulier, une même conclusion peut être tirée de la distribution des bassins fluviaux à relief peu accentué dans les graphiques IV et V.

Cependant, une distribution plus logique des bassins à relief accentué est obtenue par l'emploi du coefficient $\frac{S^a}{P}$. Mais ce dernier s'avère insuffisant pour rendre compte de l'intensité du phénomène d'érosion en milieu semi-aride.

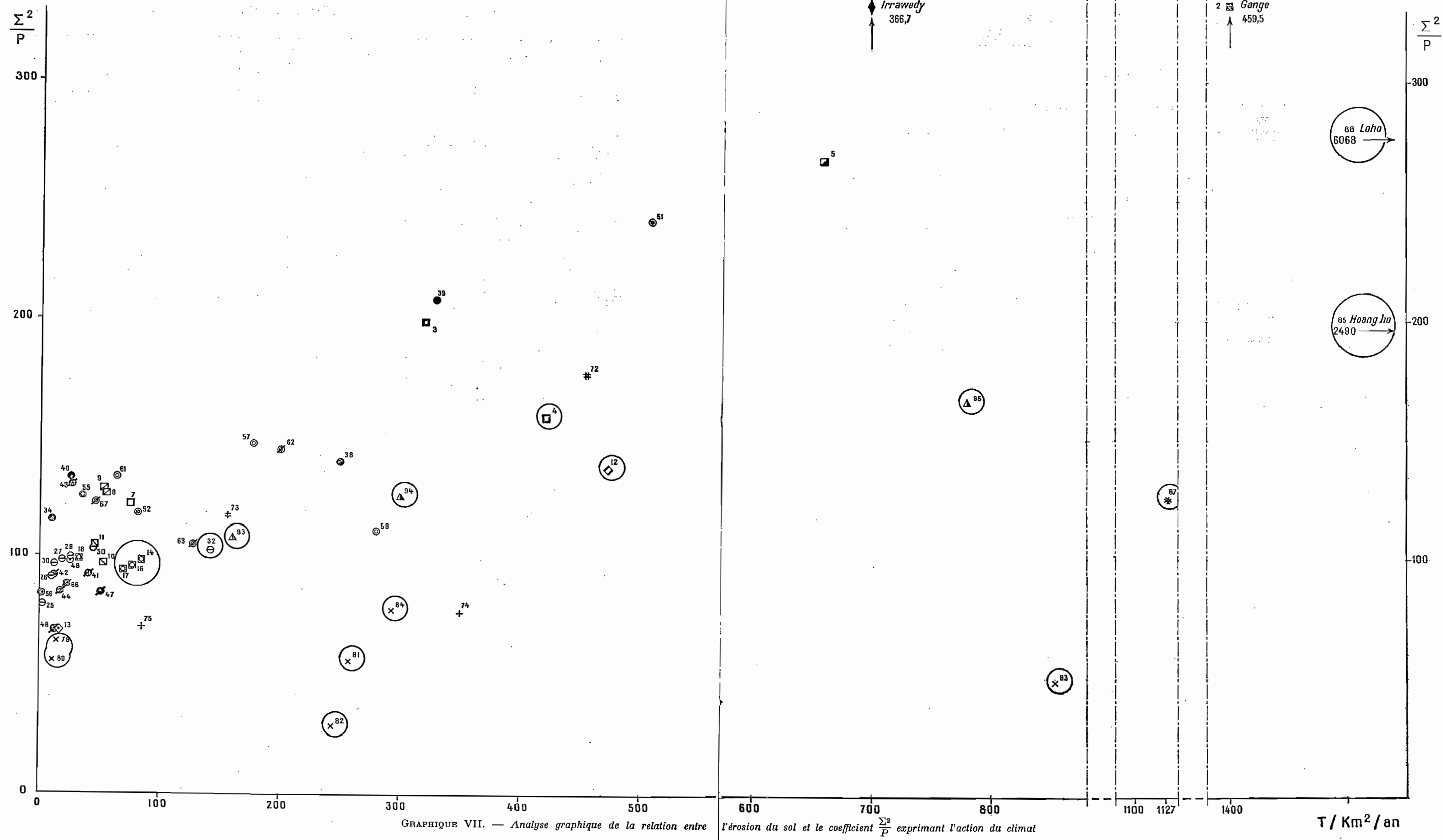
Tout ceci amène à rechercher une autre expression pour traduire l'action du climat, mais une expression du même genre encore car les résultats obtenus au cours des deux dernières analyses graphiques ont, malgré tout, un sens valable.

IV

ANALYSE GRAPHIQUE DES RELATIONS ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LES COEFFICIENTS $\frac{\Sigma}{P}$ ET $\frac{\Sigma^a}{P}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

Le rapport $\frac{S}{P}$, établi pour traduire le mode de répartition des pluies dans l'année, introduit la notion de « hauteur d'eau tombée pendant la saison de pluviosité maximum ». Cette dernière est constituée des trois mois consécutifs dont les précipitations additionnées fournissent la plus grande hauteur d'eau tombée trimestriellement au cours de l'année.

Lorsqu'un régime pluvial est simple, c'est-à-dire lorsqu'il ne comporte qu'un maximum et un minimum, le rapport $\frac{S}{P}$ est tout indiqué pour exprimer la concentration pluviale dans une période



GRAPHIQUE VII. — Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{\Sigma^2}{P}$ exprimant l'action du climat

TABLEAU VII

VALEURS UTILISÉES POUR L'ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION
 ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{\Sigma^2}{P}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

P : Pluviosité annuelle en millimètres ;

Σ : Hauteur totale d'eau tombée pendant les trois mois de pluviosité maximum, en millimètres ;

D.S. : Dégradation spécifique en tonnes par km² par an.

	Cours d'eau	Climat	D.S.	Σ	$\frac{\Sigma}{P}$	$\frac{\Sigma^2}{P}$
1	Irrawady	A.w (A.w.H1) (H)	700	690,6	0,531	366,7
2	Gange	Ca → A.w (Ca.w.H1) (H) (A.m.w.)	1 400	706,9	0,650	459,5
3	Hai-ho	Ca.wf	320	418,5	0,475	198,7
4	Yang-tsé-kiang	Ca.wf.H1 (Ca.wf) (H)	420	415,4	0,381	158,2
5	Si-kiang	Ca → A.fw	660	644	0,415	267,2
7	Altamaha	Ca.f2	75,2	387,2	0,315	122
8	Apalachicola	Ca.f3	55,6	406	0,311	126,2
9	Mobile	Ca.f3	52,8	419,6	0,306	128,4
10	Sabine	Ca.f4	52,6	321	0,302	96,9
11	Neches	Ca.f4	46	343,4	0,305	104,7
12	Tibre	Gsa (H)	473	377	0,364	137,2
13	Seine	Cb.f	17	218,7	0,312	68,2
14	Kentucky	Ca Da.f2-f	85	333,4	0,294	98
16	Big Sandy	Ca Da.f2-f	77,2	328,6	0,291	95,5
17	Kanawha	Ca Da.f2-f	69,5	321,3	0,293	94,1
18	Potomac	Ca Da.f2-f	33,3	313	0,315	98,6
25	Connecticut	Db Da.f	2,8	291	0,272	79,1
26	Hudson	Db Da.f	10	313,5	0,290	90,9
27	Delaware	Db Da.f	19	338,5	0,290	98,2
28	Passaic	Db Da.f	26	338,3	0,293	99,1
30	Susquehanna	Db Da.f	12,2	311,5	0,309	96,2
32	Youghiogheny	Db Da.f	142	334,2	0,306	102,2
34	Minnesota	Db Da.fw	10	255,5	0,450	115
38	Root	Db Da.fw	249,5	317,5	0,441	140
39	Upper Iowa	Db Da.fw	329	414	0,502	207,8
40	Iowa	Db Da.fw	26	335,2	0,397	133,1
41	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	41	226,3	0,408	92,3
42	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	12	189,4	0,483	91,5
43	Niobrara	Db Da → BSk.fw	27	274	0,475	130,1
44	Niobrara	Db Da → BSk.fw	17,2	188	0,451	84,8
47	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	50,8	180,6	0,469	84,7
48	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	13,4	145,5	0,470	68,4
49	Scioto	Da.f	26,2	302	0,306	97,9
50	Illinois	Da.f-fx	45	309,7	0,333	103,1
51	Grand (Iowa, Miss.)	Da.fw	508	468	0,516	241,5
52	Grand (Iowa, Miss.)	Da.fw	82	262,9	0,449	118
55	Little Sioux	Da.fx	36	280,9	0,446	125,3
56	Little Sioux	Da.fx	0,88	168,6	0,498	84
57	Elkorn	Da.fx	177,2	314,2	0,470	147,7

	Cours d'eau	Climat	D.S.	Σ	$\frac{\Sigma}{P}$	$\frac{\Sigma^2}{P}$
58	Elkorn	Da.fx	280	233,2	0,475	110,8
61	Tisza	Da.fx	64	355	0,376	133,5
62	Loup	Da.fx (Da $\rightarrow$ BSk.x)	200	304,8	0,476	145
63	Loup	Da.fx (Da $\rightarrow$ BSk.x)	127,7	235	0,447	105
66	Saline	Da.fx (Da $\rightarrow$ BSk.x)	23,2	248,3	0,354	87,9
67	Saline	Da.fx (Da $\rightarrow$ BSk.x)	46,3	279,2	0,439	122,5
72	Indus	BSh.w (Ca.w.H1) (BWh.w) (H) (BWk.H)	455	323,6	0,547	177
73	Rio San Juan	BSh	156	255,2	0,459	117,1
74	Brazos	BSh (Ca $\rightarrow$ BSh.f4)	350	244,6	0,313	76,5
75	Colorado du Texas ..	BSh (Ca $\rightarrow$ BSh.f4)	85	188,4	0,371	69,9
79	Marias	BSk (H)	14,3	138,6	0,462	64
80	Marias	BSk (H)	10,6	104,4	0,536	55,9
81	Colorado	BSk (H)	257	153,5	0,366	56,2
82	Green	BSk (H)	243	95,7	0,301	28,8
83	San Juan (U.S.A.) ..	BSk (H)	853	124,2	0,389	48,3
84	Rio Grande	BSk (H)	293	168,6	0,459	77,3
85	Hoang-ho	BSk.w (H) (Da.w)	2 490	323,5	0,608	196,7
87	Lo-ho	BSk.w	1 127	250	0,500	125
88	Lo-ho	BSk.w	6 068	390	0,709	276,5
93	Adige	Hmc	160	313	0,344	107,7
94	Pô	Hmc	300	375	0,335	125,6
95	Drac	Hmc	780	490	0,338	165,6

de l'année chiffrée à trois mois. Mais lorsqu'il comporte deux maximums espacés de deux mois ou plus, le calcul de S laisse échapper un des deux mois de pluviosité maximum. En ce cas, le rapport $\frac{S}{P}$ traduit mal la concentration pluviale dans le laps de temps fixé. Cette concentration est plus élevée si l'on tient compte des trois mois les plus pluvieux de l'année au lieu des trois mois consécutifs formant la saison de pluviosité maximum.

C'est pour cette raison qu'une nouvelle étude de relation entre érosion du sol et concentration pluviale a été effectuée en substituant au rapport $\frac{S}{P}$ le rapport $\frac{\Sigma}{P}$, Σ étant la hauteur totale d'eau tombée pendant les trois mois les plus arrosés de l'année.

Il était logique ensuite de poursuivre par l'étude de la relation entre les valeurs de dégradation spécifique et celles du coefficient $\frac{\Sigma^2}{P}$. La hauteur d'eau Σ considérée en ce cas comme facteur de l'érosion du sol est en effet plus grande que la hauteur d'eau S sous certains climats.

Les analyses graphiques réalisées se traduisent par les graphiques VI et VII (valeurs utilisées : tableaux VI et VII).

Malgré quelques modifications dans la position des bassins fluviaux, les deux résultats obtenus sont absolument identiques à ceux qui ont découlé de l'emploi des coefficients $\frac{S}{P}$ et $\frac{S^2}{P}$ pour exprimer l'action du climat.

Le graphique VI (relation entre D.S. et $\frac{\Sigma}{P}$) montre comme le graphique IV (relation entre D.S. et $\frac{S}{P}$) :

— un groupement des bassins fluviaux en deux ensembles distincts en fonction de leur relief. On peut cependant noter une séparation plus nette ;

- un certain accroissement de l'érosion en bassins à relief accentué pour des valeurs croissantes du coefficient $\frac{\Sigma}{P}$;
- une fréquence plus grande d'érosions de plus en plus fortes dans les bassins à relief peu accentué lorsque le coefficient $\frac{\Sigma}{P}$ croît. Ceci est particulièrement visible pour les valeurs du coefficient supérieures à 0,43 ;
- l'existence, pour un même coefficient de concentration pluviale, d'une érosion plus forte en bassins à relief accentué qu'en bassins peu accidentés. Ainsi, avec un coefficient $\frac{\Sigma}{P}$ de 0,290, les bassins de l'Hudson [26] et de la Delaware [27] présentent des dégradations spécifiques de 10 et 19 t/km²/an alors que, pour des valeurs identiques du coefficient, 0,291 et 0,293, la dégradation spécifique s'élève à 77,2 et 69,5 t/km²/an dans les bassins de la Big Sandy [16] et de la Kanawha [17]. Ceci est un exemple parmi d'autres ;
- la subsistance enfin, en milieu à relief peu accentué, de faibles érosions malgré des coefficients $\frac{\Sigma}{P}$ élevés. Ici encore, ce fait semble lié à l'infériorité des valeurs pluviométriques Σ et P . Ainsi, par exemple, les bassins de la Susquehanna [30] et de la Mobile [9] présentent presque le même coefficient (0,309 et 0,306). Le premier est moins érodé que le second : 12,2 contre 52,8 t/km²/an. Or, il est nettement moins arrosé : P ne s'élève qu'à 1 007 mm au lieu de 1 368 mm et Σ à 311,5 mm seulement au lieu de 419,6 mm. Ceci n'est encore qu'un exemple parmi d'autres.

Il justifie l'emploi du coefficient $\frac{\Sigma^2}{P}$ pour exprimer l'action du climat. Mais le graphique VII (relation entre D.S. et $\frac{\Sigma^2}{P}$) montre que le résultat obtenu est très semblable à celui qui est apparu sur le graphique V (relation entre $\frac{S^2}{P}$ et D.S.).

La séparation nette entre bassins fluviaux à relief peu accentué et bassins fluviaux à relief accentué s'estompe.

Le mode de groupement des bassins fluviaux à relief accentué remarqué sur le graphique VI et dû à la seule concentration pluviale exprimée par le rapport $\frac{\Sigma}{P}$ disparaît également. L'hypothèse faite à ce sujet au cours de l'analyse de la relation entre $\frac{S^2}{P}$ et D.S. reste valable. C'est l'aridité du climat qui semble le facteur de la dissociation observée puisque ce sont le Colorado [81], la Green [82], la San Juan [83], le Lo-ho [87 et 88] et le Hoang-ho [85] qui s'écartent d'une certaine distribution des autres bassins fluviaux à relief accentué.

On remarque enfin que la Marias [79 et 80] et le Rio Grande [84] prennent une position beaucoup plus logique que celle qu'ils avaient prise sur le graphique VI (relation entre $\frac{\Sigma}{P}$ et D.S.). L'explication donnée après l'observation de ce même fait sur le graphique V (relation entre $\frac{S^2}{P}$ et D.S.) reste tout aussi valable ici.

En conclusion, l'emploi des coefficients $\frac{\Sigma}{P}$ et $\frac{\Sigma^2}{P}$ pour exprimer l'action du climat n'apporte aucune amélioration aux relations apparues avec l'emploi des coefficients $\frac{S}{P}$ et $\frac{S^2}{P}$.

V

ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{P}{P}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

Les résultats obtenus en adoptant successivement les coefficients $\frac{S}{P}$, $\frac{S^2}{P}$, $\frac{\Sigma}{P}$ et $\frac{\Sigma^2}{P}$ pour caractériser les précipitations atmosphériques, facteur prédominant de l'érosion du sol, ont été imparfaits. Pourtant chaque analyse graphique effectuée s'est traduite par une distribution des bassins fluviaux assez logique. Aussi était-il fondé de croire qu'un coefficient du genre de ceux déjà employés devait permettre d'atteindre le but recherché.

L'une des critiques que l'on peut faire au sujet des coefficients utilisés pour exprimer la concentration pluviale est qu'ils présentent malgré tout une variation assez faible : ils varient entre les valeurs 1 et 0,25. On peut se demander, en cette circonstance, si un coefficient ayant une variation beaucoup plus grande ne permettrait pas de serrer le problème de plus près. Il en est un qui se présente alors, si l'on veut qu'il soit toujours du genre de ceux déjà utilisés. Il est constitué par le rapport : $\frac{P}{P}$, p étant la hauteur d'eau tombée pendant le mois de pluviosité maximum et P la pluviosité annuelle.

A) Valeur expressive du rapport $\frac{P}{P}$

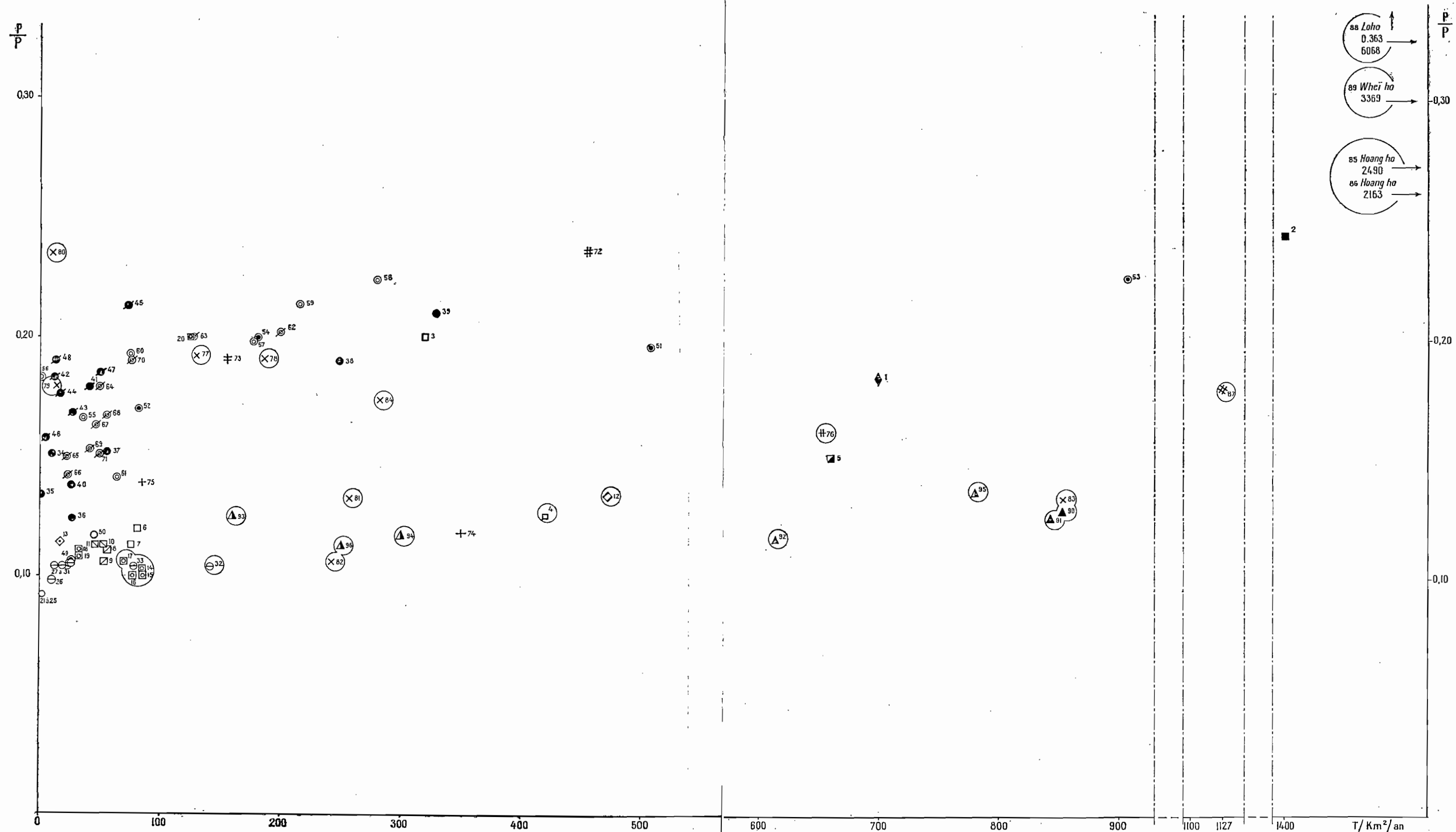
La valeur du rapport $\frac{P}{P}$ ne varie plus entre 1 et 0,25 mais entre 1 et 1/12, c'est-à-dire entre 1 et 0,083. Sa valeur est égale à 1 lorsque toutes les pluies de l'année tombent en un seul mois. Elle est égale à 0,083 si, chaque mois, de l'année reçoit la même hauteur d'eau. Ce rapport fournit donc un coefficient de concentration pluviale dans le mois de pluviosité maximum. Il est tout aussi apte que les rapports $\frac{S}{P}$ et $\frac{\Sigma}{P}$ à traduire le mode de répartition des pluies dans l'année.

D'autre part, ce qui a été indiqué au sujet du rapport $\frac{S}{P}$ reste tout aussi vrai pour lui ; il exprime bien une action climatique car, lorsque les pluies se concentrent en une courte période de l'année, elles se produisent fréquemment sous forme d'averses violentes douées d'une forte puissance érosive.

B) Étude de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{P}{P}$

L'analyse graphique de la relation entre les valeurs de ce nouveau coefficient calculées pour les bassins fluviaux et les valeurs de dégradation spécifique correspondantes (tableau VIII) se traduit par le graphique VIII. Ce dernier n'a pas été établi à l'aide de la seule sélection de bassins adoptée pour effectuer les précédentes analyses mais à l'aide de leur totalité. En effet, la nature du résultat qui est apparu poussait à les utiliser tous. Ce résultat est le suivant :

1. Bien plus nettement que lors des analyses graphiques de relation entre l'érosion du sol et les coefficients exprimant, comme $\frac{P}{P}$, le mode de répartition des pluies dans l'année (coefficient $\frac{S}{P}$ et $\frac{\Sigma}{P}$), les bassins fluviaux se groupent en deux ensembles distincts. Le facteur de cette dissociation est toujours leur relief. En effet, la presque totalité des bassins fluviaux classés *a priori* « à relief accentué » se groupe en un seul ensemble à la partie inférieure du graphique VIII. La surcharge adoptée pour ces



GRAPHIQUE VIII. — Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{P}{P}$ exprimant l'action du climat

TABLEAU VIII

VALEURS UTILISÉES POUR L'ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION
ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{P}{p}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

p : Hauteur d'eau tombée pendant le mois de pluviosité maximum, en millimètres ;

P : Pluviosité annuelle, en millimètres ;

D.S. : Dégradation spécifique en tonnes par km² et par an.

	Cours d'eau	Climat	D.S.	p	P	$\frac{P}{p}$
1	Irrawady	A.w (A.w.H1) (H)	700	239,5 (juin)	1 300	0,184
2	Gange	Ca → A.w (Ca.w.H1) (H) (A.m.w.)	1 400	267 (juillet)	1 086	0,245
3	Hai-ho	Ca.wf	320	175 (juillet)	880	0,200
4	Yang-tsé-kiang	Ca.wf.H1 (Ca.wf) (H)	420	151,4 (juillet)	1 203,5	0,125
5	Si-kiang	Ca → A.fw	660	235 (juin)	1 550	0,151
6	Savannah	Ca.f2	81,2	150 (juillet)	1 250	0,120
7	Altamaha	Ca.f2	75,2	139 (juillet)	1 227	0,113
8	Apalachicola	Ca.f3	55,6	146 (juillet)	1 304,8	0,111
9	Mobile	Ca.f3	52,8	146 (mars)	1 368	0,106
10	Sabine	Ca.f4	52,6	120,6 (mai)	1 061,7	0,113
11	Neches	Ca.f4	46	127,5 (mai)	1 126	0,113
12	Tibre	Csa (H)	473	138 (nov.)	1 029	0,134
13	Seine	Cb.f	17	80 (oct.)	700	0,114
14	Kentucky	Ca Da.f2-f	85	117,6 (mars)	1 134	0,103
15	Linking	Ca Da.f2-f	85	113 (mars)	1 129,2	0,100
16	Big Sandy	Ca Da.f2-f	77,2	113 (mars)	1 129,2	0,100
17	Kanawha	Ca Da.f2-f	69,5	116,6 (juillet)	1 093,7	0,106
18	Potomac	Ca Da.f2-f	33,3	110,2 (juin)	992	0,111
19	James (Virginie)	Ca Da.f2-f	33,1	109 (juillet)	1 008	0,108
20	Cimarron	Ca Da.f4-fx (Ca Da → BSk-h.w) (BSk-h)	127	106,7 (oct.)	533,4	0,200
21	Saint-Johns	Db.f	2,5	98 (août)	1 065	0,092
22	Penobscot	Db.f	2,8	98 (août)	1 065	0,092
23	Kennebec	Db.f	2,4	98 (août)	1 065	0,092
24	Merrimac	Db.f	2,4	98 (août)	1 065	0,092
25	Connecticut	Db Da.f	2,8	98 (août)	1 065	0,092
26	Hudson	Db Da.f	10	106 (juillet)	1 078	0,098
27	Delaware	Db Da.f	19	120,6 (juillet)	1 158	0,104
28	Passaic	Db Da.f	26	121,6 (juillet)	1 152	0,105
29	Raritan	Db Da.f	25,4	121,6 (juillet)	1 152	0,105
30	Susquehanna	Db Da.f	12,2	105 (août)	1 007	0,104
31	Allegheny	Db Da.f	23	108 (juillet)	1 035	0,104
32	Youghiogheny	Db Da.f	142	114,3 (juillet)	1 092	0,104
33	Monongahela	Db Da.f	78,3	114,3 (juillet)	1 092	0,104
34	Minnesota	Db Da.fw	10	85,8 (août)	566,6	0,151
35	Sainte-Croix	Db Da.fw	1	78,7 (août)	584	0,134
36	Chippewa	Db Da.fw	27	90 (août)	725	0,124
37	Black	Db Da.fw	56,2	113,3 (mai)	741,7	0,152
38	Root	Db Da.fw	249,5	137 (mai)	718,8	0,190
39	Upper Iowa	Db Da.fw	329	173,7 (août)	824	0,210

	Cours d'eau	Climat	D.S.	<i>p</i>	P	$\frac{p}{P}$
40	Iowa	Db Da.fw	26	116,8 (juin)	843	0,138
41	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	41	99,3 (mai)	553,7	0,179
42	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	12	72,1 (oct.)	392	0,183
43	Niobrara	Db Da → BSk.fw	27	97 (mai)	576,6	0,168
44	Niobrara	Db Da → BSk.fw	17,2	73,5 (oct.)	416,6	0,176
45	Cannonbal	Db Da → BSk.fw	73	79,2 (mai)	371,6	0,213
46	Cannonbal	Db Da → BSk.fw	4,5	52 (sept.)	330	0,157
47	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	50,8	71,3 (juin)	385	0,185
48	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	13,4	58,8 (août)	309,4	0,190
49	Scioto	Da.f	26,2	104,4 (juin)	985,5	0,106
50	Illinois	Da.f-fx	45	109,2 (juin)	929	0,117
51	Grand (Iowa, Miss.)	Da.fw	508	177,8 (avril)	906,7	0,196
52	Grand (Iowa, Miss.)	Da.fw	82	99,5 (août)	584,7	0,170
53	Thompson	Da.fw	907	178 (juin)	787	0,226
54	Thompson	Da.fw	181,4	127 (juin)	635	0,200
55	Little Sioux	Da.fx	36	104,6 (mai)	629	0,166
56	Little Sioux	Da.fx	0,88	62 (sept.)	338	0,183
57	Elkorn	Da.fx	177,2	132,6 (mai)	667,7	0,198
58	Elkorn	Da.fx	280	110 (août)	490,7	0,224
59	Big blue	Da.fx	216	152,4 (mai)	711,2	0,214
60	Big blue	Da.fx	75,6	114 (août)	589	0,193
61	Tisza	Da.fx	64	133,5 (juin)	942	0,141
62	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	200	129,5 (mai)	639,6	0,202
63	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	127,7	105,4 (août)	525,5	0,200
64	Smoky hill	Da.fx (Da → BSk.x)	49,6	106 (mai)	590	0,179
65	Smoky hill	Da.fx (Da → BSk.x)	22,4	89 (août)	590	0,150
66	Saline	Da.fx (Da → BSk.x)	23,2	100 (mai)	700	0,142
67	Saline	Da.fx (Da → BSk.x)	46,3	104 (oct.)	635	0,163
68	Solomon	Da.fx (Da → BSk.x)	54,8	104 (mai)	622,3	0,167
69	Solomon	Da.fx (Da → BSk.x)	40,8	87,6 (août)	571,5	0,153
70	Republican	Da.fx (Da → BSk.x)	76,1	120 (mai)	628,6	0,190
71	Republican	Da.fx (Da → BSk.x)	49,5	84,3 (août)	558	0,151
72	Indus	BSh.w (Ca.w.H1) (BWh.w) (H) (BSk.H)	455	139,7 (août)	591	0,236
73	Rio San Juan	BSh	156	106,4 (sept.)	555	0,191
74	Brazos	BSh (Ca → BSh.f4)	350	92,4 (mai)	781	0,118
75	Colorado du Texas ..	BSh (Ca → BSh.f4)	85	70,6 (mai)	507,5	0,139
76	Tigre	BSh.s (BWh.s) (Db.s)	654	75 (févr.)	456	0,164
77	Yellowstone	BSk (H)	130	50,8 (mai)	264	0,192
78	Yellowstone	BSk (H)	187,4	54,3 (août)	284,5	0,191
79	Marias	BSk (H)	14,3	53,8 (juin)	299,7	0,179
80	Marias	BSk (H)	10,6	45,7 (sept.)	194,5	0,235
81	Colorado	BSk (H)	257	55,8 (juillet)	418,8	0,133
82	Green	BSk (H)	243	33,8 (sept.)	317	0,106
83	San Juan (U.S.A.) ..	BSk (H)	853	42,4 (août)	318,7	0,133
84	Rio Grande	BSk (H)	293	64 (juillet)	367	0,174
85	Hoang-ho	BSk.w (H) (Da.w)	2 490	144,7 (août)	531,7	0,272
86	Hoang-ho	BSk.w (H) (Da.w)	2 163	103 (juillet)	394	0,261
87	Lo-ho	BSk.w	1 127	90 (juillet)	500	0,180
88	Lo-ho	BSk.w	6 068	200 (juillet)	550	0,363
89	Whei-ho	BSk.w	3 369	150 (juillet)	500	0,300
90	Rhône alpestre	Hc	853	180 (oct.)	1 400	0,128
91	Rhône alpestre	Hc	843	200 (oct.)	1 600	0,125
92	Isère	Hc	615	175 (oct.)	1 500	0,116
93	Adige	Hmc	160	114 (août)	908	0,125
94	Pô	Hmc	300	131 (nov.)	1 117	0,117
95	Drac	Hmc	780	198 (oct.)	1 449	0,136
96	Garonne	Hmc	250	119 (mai)	1 050	0,113

bassins rend très visible ce fait. Seuls font exception à ce groupement les bassins de la Marias [79 et 80] et du Rio Grande [84]. Ils ont déjà été l'objet de la même observation lors des deux précédentes analyses graphiques de relation entre l'érosion du sol et la concentration pluviale. En outre, le bassin de la Yellowstone [77 et 78], identique à celui de la Marias en ce qui concerne le climat et le relief, prend une position analogue. La cause de cette aberrance déjà observée a déjà été indiquée lors de l'analyse graphique de la relation entre D.S. et $\frac{S^2}{P}$ (même chapitre, III, B), 2^o).

Les bassins fluviaux à relief peu accentué forment de leur côté, à de rares exceptions près, un second ensemble qui se dissocie bien du premier.

Dans un cas comme dans l'autre, on observe que l'érosion du sol atteint des valeurs de plus en plus élevées lorsque la concentration pluviale dans le mois de pluviosité maximum croît.

En ce qui concerne les bassins fluviaux à relief accentué, la dégradation spécifique ne dépasse pas 243 t/km²/an (Green, 82) lorsque $\frac{P}{P}$ est compris entre 0,10 et 0,11. Elle s'élève à 615 t/km²/an (Isère, 92) lorsque ce coefficient augmente et est compris entre 0,11 et 0,12. Elle atteint 853 t/km²/an (Rhône alpestre, 90) pour des valeurs de $\frac{P}{P}$ supérieures à 0,12 et inférieures à 0,17. Lorsque la valeur de $\frac{P}{P}$ dépasse 0,17, la dégradation spécifique est toujours supérieure à 1 000 t/km²/an.

En ce qui concerne les bassins fluviaux à relief peu accentué, il est manifeste sur le graphique VIII que leur dégradation spécifique est comprise entre 0 et 100 t/km²/an lorsque le coefficient de concentration pluviale dans le mois de pluviosité maximum est inférieur à 0,19. Mais lorsqu'il est supérieur à cette valeur, la dégradation spécifique n'est presque jamais inférieure à 100 t/km²/an. Elle l'est quatre fois seulement. Au contraire, elle augmente très nettement et finalement la plus forte dégradation spécifique de ce groupe, 1 400 t/km²/an, correspond à la valeur la plus élevée du coefficient $\frac{P}{P}$: 0,245.

Ce résultat est analogue à celui de l'analyse graphique entre D.S. et $\frac{S}{P}$ mais il lui est supérieur par la plus grande netteté de la séparation des bassins fluviaux en deux groupes et par la liaison plus étroite qui existe en chacun de ces groupes entre valeurs du coefficient exprimant l'action du climat et valeurs de dégradation spécifique. Il suffit pour s'en rendre compte de comparer les graphiques IV et VIII. Il est rare sur le second, dans le cas des bassins fluviaux à relief peu accentué, de voir l'érosion s'élever lorsque $\frac{P}{P}$ est faible, et l'érosion rester faible lorsque $\frac{P}{P}$ est élevé.

2. Le résultat de l'analyse graphique de la relation entre D.S. et $\frac{S}{P}$ est analogue à celui exposé ci-dessus. Or son étude a montré que l'on ne peut s'en tenir au mode de répartition des pluies dans l'année pour expliquer l'érosion du sol. Il faut tenir également compte de l'abondance pluviale. L'examen des dégradations spécifiques correspondant à un même coefficient $\frac{S}{P}$ a fait ressortir cette nécessité : lorsqu'elles sont en effet différentes pour une valeur donnée de $\frac{S}{P}$ et en même condition de relief, elles varient fréquemment dans le même sens que S et P.

Ceci conduit à vérifier si pareil fait existe également dans la relation entre $\frac{P}{P}$ et D.S. Or l'étude des valeurs utilisées pour analyser graphiquement cette relation prouve son existence.

Le tableau VIII bis permet de comparer entre eux quelques bassins fluviaux caractérisés par un même coefficient $\frac{P}{P}$ mais présentant des dégradations spécifiques différentes.

Il montre qu'en chaque cas d'identité du coefficient $\frac{P}{P}$, l'érosion du sol est fonction de l'abondance pluviale.

Le coefficient $\frac{p}{P}$ n'est donc pas suffisant pour traduire l'effet érodant du climat. D'ailleurs, l'analyse graphique de sa relation avec la dégradation spécifique des bassins fluviaux n'est pas particulièrement satisfaisante malgré le progrès qu'elle marque.

Un raisonnement identique à celui déjà fait après l'emploi du coefficient $\frac{S}{P}$ conduit à prendre en considération le coefficient $\frac{p^2}{P}$, qui est égal à $\frac{p}{P} \times p$ ou à $\left(\frac{p}{P}\right)^2 \times P$.

C'est alors que le but recherché a été atteint.

TABLEAU VIII bis

EXTRAITS DU TABLEAU VIII

Comparaisons entre bassins fluviaux caractérisés par un coefficient $\frac{p}{P}$ identique

	Cours d'eau	$\frac{p}{P}$	D.S. (t/km ² /an)	p (mm)	P (mm)
3	Hai-ho	0,200	320	175	880
54	Thompson	0,200	181,4	127	635
63	Loup	0,200	127,7	105,4	525,5
20	Cimarron	0,200	127	106,7	533,4
38	Root	0,190	249,5	137	718,8
70	Republican	0,190	76,1	120	628,6
48	Grand (Dak. S.)	0,190	13,4	58,8	309,4
91	Rhin	0,125	843	200	1 600
4	Yan-tsé-kiang	0,125	420	151,4	1 203,5
93	Adige	0,125	160	114	908

TROISIÈME PARTIE

*L'ÉTABLISSEMENT D'UNE RELATION
ENTRE L'ÉROSION DU SOL PAR L'EAU
ET SON FACTEUR PRÉPONDÉRANT
LES PRÉCIPITATIONS ATMOSPHÉRIQUES*

CHAPITRE VIII

ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL TRADUITE PAR LA DÉGRADATION SPÉCIFIQUE DES BASSINS FLUVIAUX ET LE COEFFICIENT $\frac{p^2}{P}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

L'étude du résultat obtenu en recherchant s'il existait une relation entre l'érosion du sol et la concentration pluviale exprimée par le rapport $\frac{p}{P}$ a conduit à l'emploi du rapport $\frac{p^2}{P}$ pour exprimer l'action du climat et tenter une nouvelle analyse graphique de relation. P est la hauteur des précipitations annuelles, p celle des précipitations du mois de pluviosité maximum.

C'est alors qu'a été atteint le but recherché car il est apparu un résultat pleinement satisfaisant. Il prouve que les précipitations atmosphériques sont bien le facteur prédominant de l'érosion du sol. Il révèle la possibilité d'évaluer à l'aide de données chiffrées leur influence sur ce phénomène. Il établit que le coefficient $\frac{p^2}{P}$ est un véritable indice de la capacité érosive du climat.

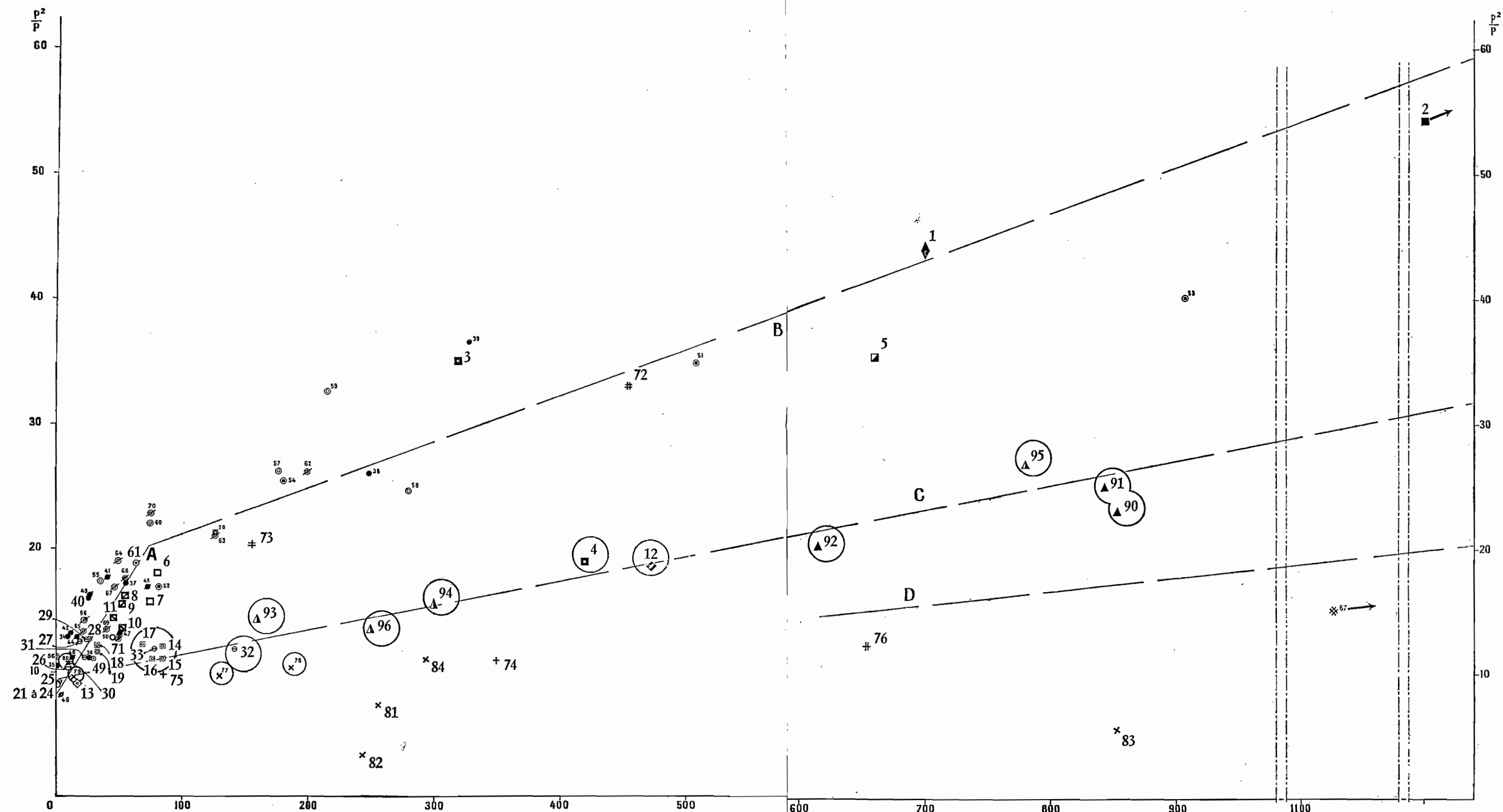
I

LE PREMIER RÉSULTAT

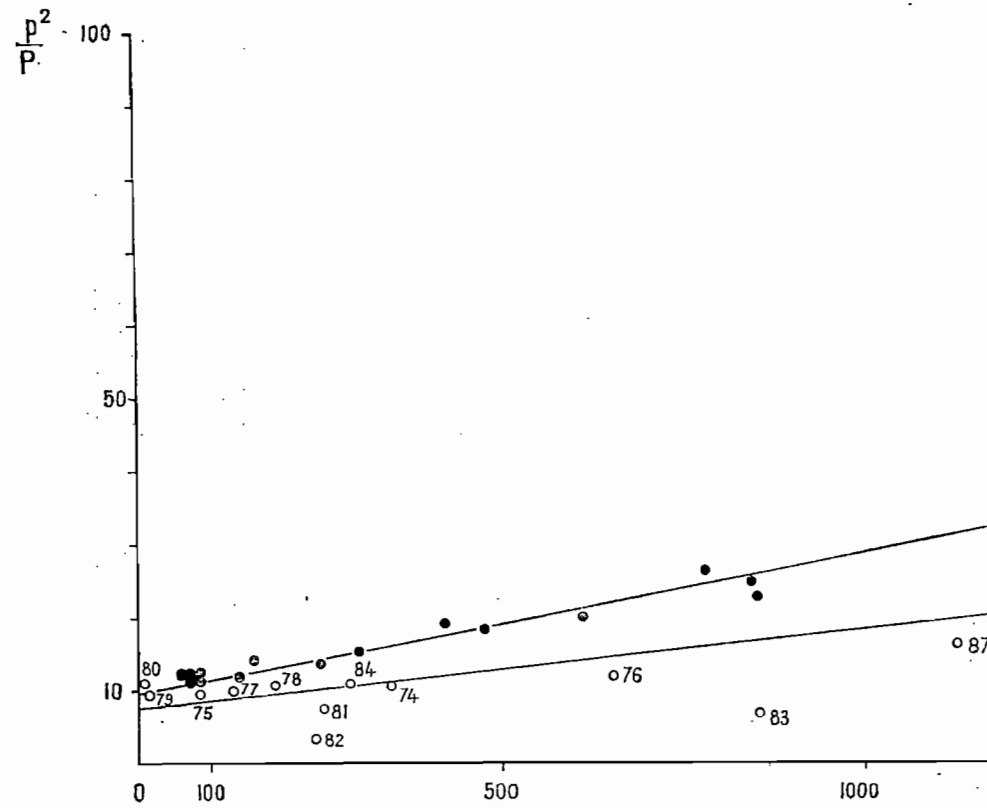
Les graphiques IX et IX *bis* montrent l'analyse graphique de la relation entre le coefficient $\frac{p^2}{P}$ et l'érosion du sol exprimée par la dégradation spécifique des bassins fluviaux. Le graphique IX *bis* est une extension du graphique IX pour les valeurs de D.S. supérieures à 1 500 t/km²/an. Les valeurs fournies par la totalité des bassins retenus pour effectuer la recherche ont été, bien entendu, utilisées pour les établir (tableau IX). Les valeurs de $\frac{p^2}{P}$ sont en ordonnée. Les valeurs correspondantes de dégradation spécifique sont en abscisse.

Le simple examen visuel des graphiques IX et IX *bis* montre immédiatement que des groupements homogènes et très satisfaisants apparaissent. Il ne s'agit plus, comme dans les précédents graphiques, d'une distribution lâche et imprécise indiquant de simples tendances. Les bassins fluviaux se groupent maintenant de façon très nette en plusieurs séries et l'on peut en distinguer trois :

1^o PREMIÈRE SÉRIE. — Une première série de bassins se situe à la partie supérieure de la distribution obtenue. La décision de cercler les bassins à relief accentué met en lumière sa composition : cette première série est uniquement constituée de bassins fluviaux classés *a priori* à relief peu accentué. Elle les comprend tous sauf deux. Le Brazos [74] et le Colorado du Texas [75] s'écartent en effet de ce premier groupement.



GRAPHIQUE IX. — Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{p^2}{P}$ exprimant l'action du climat



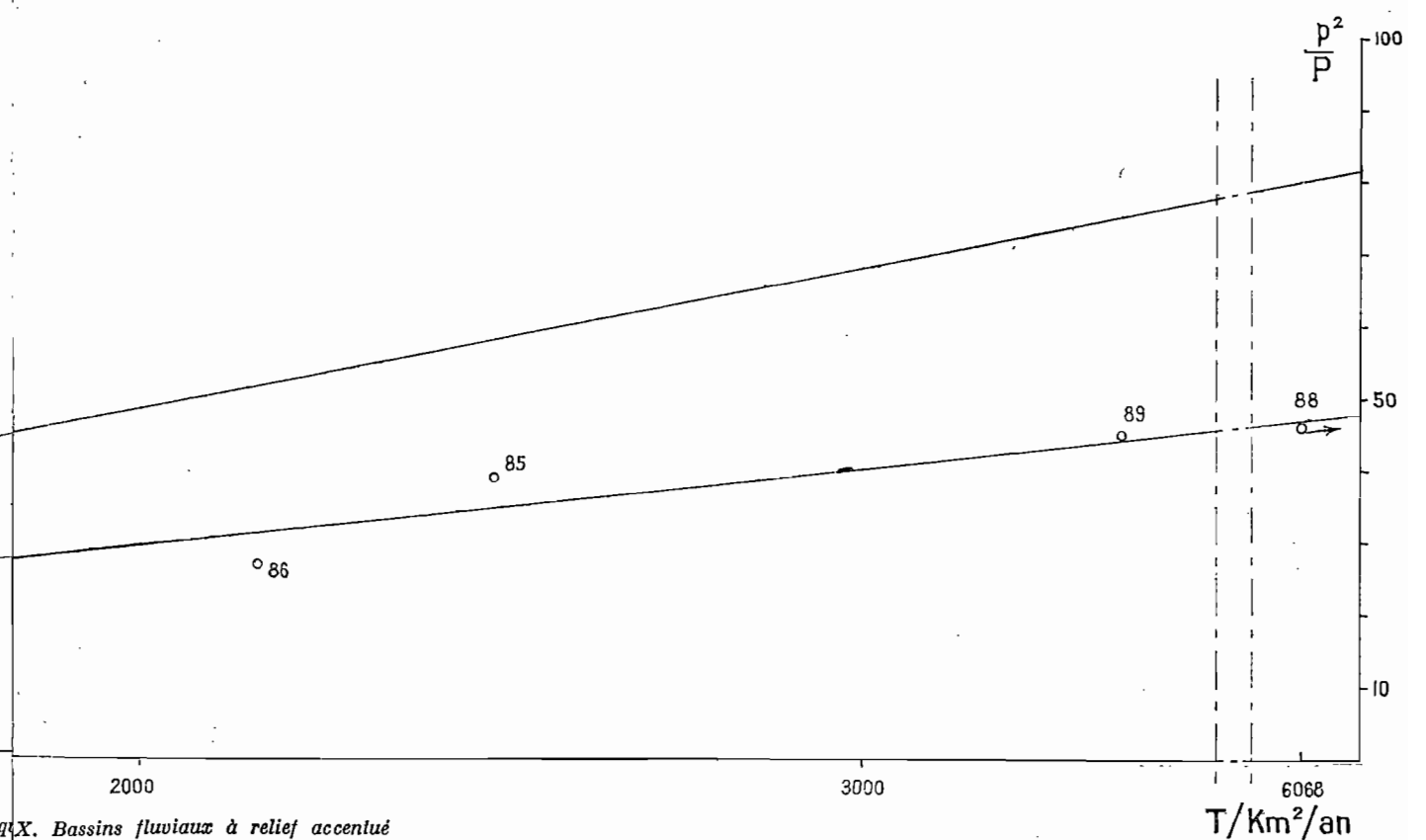
GRAPHIQUE IX bis. — Extension du graphique X. Bassins fluviaux à relief accentué

2^o DEUXIÈME SÉRIE. — Une seconde série de bassins fluviaux se situe à la partie médiane de la distribution obtenue. Elle ne comprend, elle, que des bassins fluviaux classés *a priori* à relief accentué. Mais elle ne les comprend pas tous.

3^o TROISIÈME SÉRIE. — Plusieurs bassins fluviaux à relief accentué s'écartent en effet du précédent groupement. Ce sont ceux du Tigre [76], de la Yellowstone [77 et 78], du Colorado [81], de la Green [82], de la San Juan [83], du Rio Grande [84], du Hoang-ho [85 et 86], du Lo-ho [87 et 88] et du Whei-ho [89].

Ils constituent une troisième série dans laquelle la dégradation spécifique est parfois bien indépendante du coefficient $\frac{P^2}{P}$ alors qu'au contraire deux corrélations s'établissent dans les deux précédents cas.

Malgré ceci, ce résultat est de très loin le meilleur de tous ceux obtenus jusqu'à présent. Déjà l'emploi du rapport $\frac{P}{P}$ pour exprimer le mode de répartition des pluies dans l'année avait marqué un progrès. L'analyse graphique de la relation entre ce coefficient et l'érosion du sol avait abouti en effet à une distribution des bassins fluviaux bien plus nette et plus tranchée que celles qui avaient suivi l'emploi des coefficients $\frac{S}{P}$ et $\frac{\Sigma}{P}$. L'emploi du coefficient $\frac{P^2}{P}$ pour exprimer l'action du climat aboutit, lui, à une distribution dont la qualité est très supérieure à celle des distributions observées en analysant graphiquement la relation entre l'érosion du sol et les coefficients $\frac{S^2}{P}$ et $\frac{\Sigma^2}{P}$. Les deux premières séries de bassins se distribuent ici de façon très nette autour de deux courbes.



Il subsiste cependant encore deux faits qui nécessitent attention avant toute étude des corrélations trouvées.

1^o Alors que tous les autres bassins fluviaux à relief peu accentué se groupent maintenant de façon satisfaisante, ceux du Brazos [74] et du Colorado du Texas [75] restent à l'écart, comme ils l'étaient auparavant dans les graphiques V (emploi de $\frac{S^2}{P}$) et VII (emploi de $\frac{\Sigma^2}{P}$).

2^o L'emploi des rapports $\frac{S^2}{P}$ et $\frac{\Sigma^2}{P}$ avaient eu pour effet de distribuer les bassins fluviaux à relief accentué en deux séries. L'emploi du rapport $\frac{P^2}{P}$ pour exprimer l'action du climat a encore le même effet. On est donc conduit à se demander ce que signifie cette séparation.

Ces deux faits empêchent de conclure dès à présent sur le résultat obtenu. Il est nécessaire de les étudier avant toute autre chose.

II

ÉTUDE DES BASSINS FLUVIAUX ABERRANTS AUX GROUPEMENTS OBSERVÉS

Le mode de distribution des bassins fluviaux composant les deux premières séries de bassins citées ci-dessus indique l'existence de deux corrélations entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{P^2}{P}$. L'une concerne le milieu à relief peu accentué, l'autre le milieu à relief accentué.

TABLEAU IX

VALEURS UTILISÉES POUR L'ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION
ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{p^2}{P}$ EXPRIMANT L'ACTION DU CLIMAT

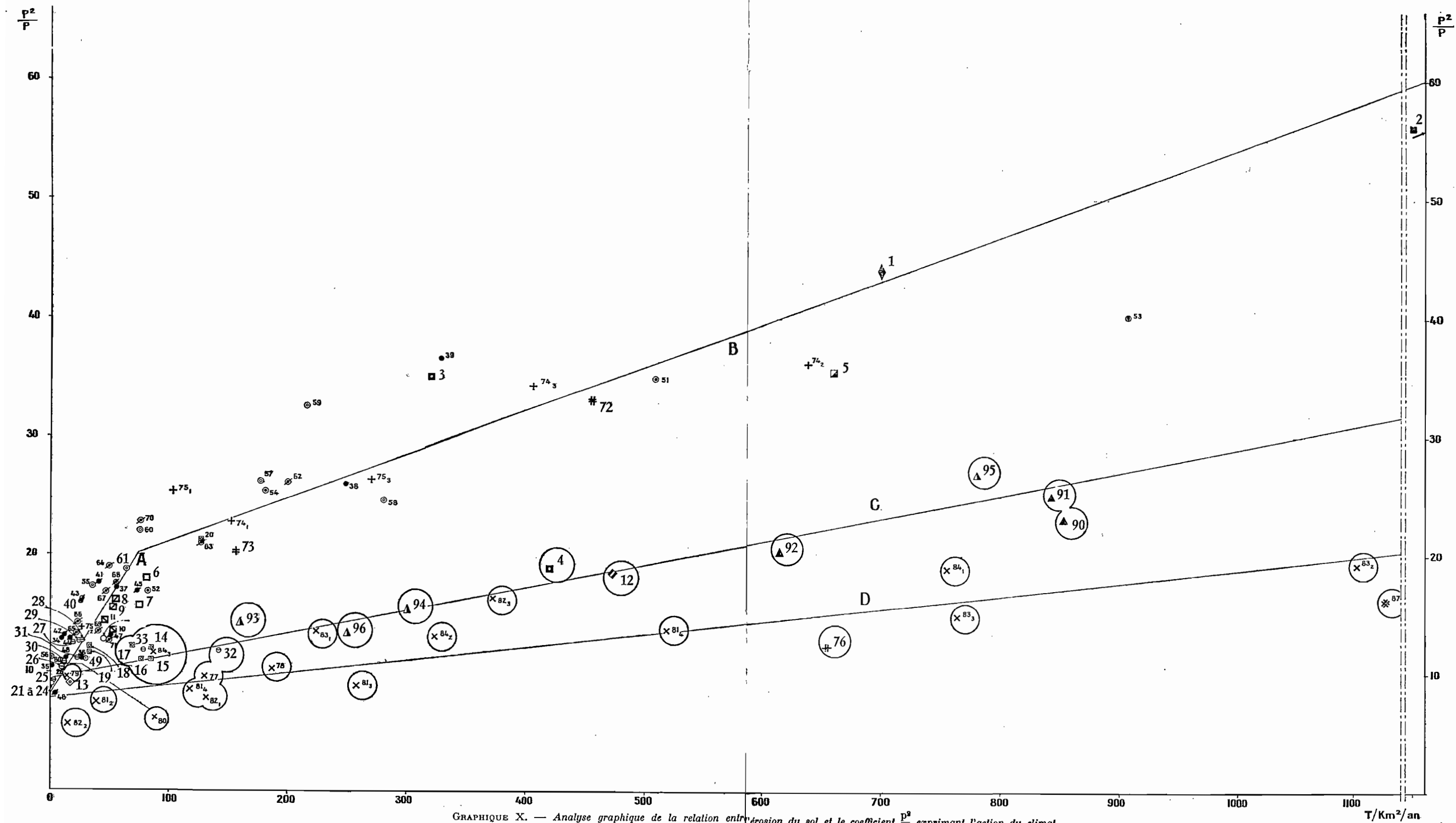
p : Hauteur d'eau tombée pendant le mois de pluviosité maximum, en millimètres ;

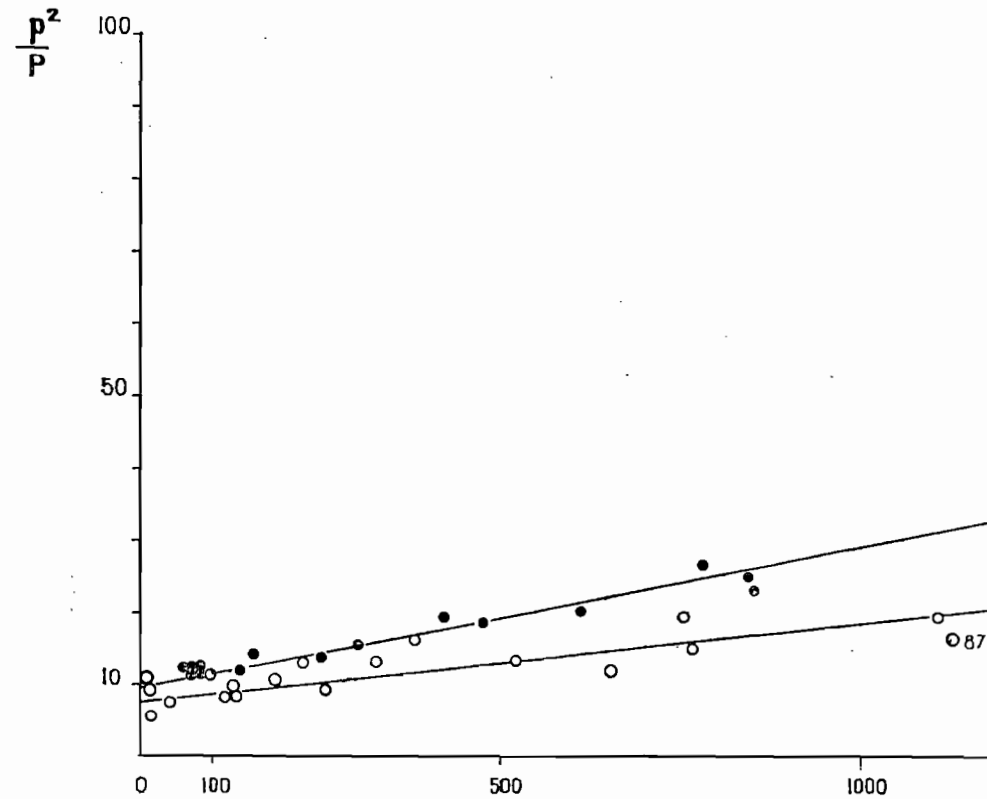
P : Pluviosité annuelle, en millimètres ;

D.S. : Dégradation spécifique en tonnes par km² et par an.

	Cours d'eau	Climat	D.S.	p	P	$\frac{p}{P}$	$\frac{p^2}{P}$
1	Irrawady	A.w (A.w.H1) (H)	700	239,5 (juin)	1 300	0,184	44
2	Gange	Ca → A.w (Ca.w.H1) (H) (A.m.w)	1 400	267 (juillet)	1 086	0,245	65,4
3	Hai-ho	Ca.wf	320	175 (juillet)	880	0,200	35
4	Yang-tsé-kiang	Ca.wf.H1 (Ca.wf) (H)	420	151,4 (juillet)	1 203,5	0,125	18,9
5	Si-kiang	Ca → A.fw	660	235 (juin)	1 550	0,151	35,5
6	Savannah	Ca.f2	81,2	150 (juillet)	1 250	0,120	18
7	Altamaha	Ca.f2	75,2	139 (juillet)	1 227	0,113	15,7
8	Apalachicola	Ca.f3	55,6	146 (juillet)	1 304,8	0,111	16,2
9	Mobile	Ca.f3	52,8	146 (mars)	1 368	0,106	15,5
10	Sabine	Ca.f4	52,6	120,6 (mai)	1 061,7	0,113	13,6
11	Neches	Ca.f4	46	127,5 (mai)	1 126	0,113	14,4
12	Tibre	Csa (H)	473	138 (nov.)	1 029	0,134	18,5
13	Seine	Cb.f	17	80 (oct.)	700	0,114	9,1
14	Kentucky	Ca Da.f2-f	85	117,6 (mars)	1 134	0,103	12,1
15	Linking	Ca Da.f2-f	85	113 (mars)	1 129,2	0,100	11,3
16	Big Sandy	Ca Da.f2-f	77,2	113 (mars)	1 129,2	0,100	11,3
17	Kanawha	Ca Da.f2-f	69,5	116,6 (juillet)	1 093,7	0,106	12,3
18	Potomac	Ca Da.f2-f	33,3	110,2 (juin)	992	0,111	12,2
19	James (Virginie)	Ca Da.f2-f	33,1	109 (juillet)	1 008	0,108	11,7
20	Cimarron	Ca Da.f4-fx (Ca Da → BSk-h.w) (BSk-h)	127	106,7 (oct.)	533,4	0,200	21,3
21	Saint-Johns	Db.f	2,5	98 (août)	1 065	0,092	9
22	Penobscot	Db.f	2,8	98 (août)	1 065	0,092	9
23	Kennebec	Db.f	2,4	98 (août)	1 065	0,092	9
24	Merrimac	Db.f	2,4	98 (août)	1 065	0,092	9
25	Connecticut	Db Da.f	2,8	98 (août)	1 065	0,092	9
26	Hudson	Db Da.f	10	106 (juillet)	1 078	0,098	10,4
27	Delaware	Db Da.f	19	120,6 (juillet)	1 158	0,104	12,5
28	Passaic	Db Da.f	26	121,6 (juillet)	1 152	0,105	12,7
29	Raritan	Db Da.f	25,4	121,6 (juillet)	1 152	0,105	12,7
30	Susquehanna	Db Da.f	12,2	105 (août)	1 007	0,104	10,9
31	Allegheny	Db Da.f	23	108 (juillet)	1 035	0,104	11,2
32	Youghiogheny	Db Da.f	142	114,3 (juillet)	1 092	0,104	11,9
33	Monongahela	Db Da.f	78,3	114,3 (juillet)	1 092	0,104	11,9
34	Minnesota	Db Da.fw	10	85,8 (août)	566,6	0,151	12,9
35	Sainte-Croix	Db Da.fw	1	78,7 (août)	584	0,134	10,5
36	Chippewa	Db Da.fw	27	90 (août)	725	0,124	11,2
37	Black	Db Da.fw	56,2	113,3 (mai)	741,7	0,152	17,2
38	Root	Db Da.fw	249,5	137 (mai)	718,8	0,190	26
39	Upper Iowa	Db Da.fw	329	173,7 (août)	824	0,210	36,5

	Cours d'eau	Climat	D.S.	<i>p</i>	P	$\frac{p}{P}$	$\frac{p^2}{P}$
40	Iowa	Db Da.fw	26	116,8 (juin)	843	0,138	16,1
41	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	41	99,3 (mai)	553,7	0,179	17,7
42	James (Dak. N. et S.)	Db Da → BSk.fw	12	72,1 (oct.)	392	0,183	13,2
43	Niobrara	Db Da → BSk.fw	27	97 (mai)	576,6	0,168	16,3
44	Niobrara	Db Da → BSk.fw	17,2	73,5 (oct.)	416,6	0,176	12,9
45	Cannonbal	Db Da → BSk.fw	73	79,2 (mai)	371,6	0,213	16,9
46	Cannonbal	Db Da → BSk.fw	4,5	52 (sept.)	330	0,157	8,2
47	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	50,8	71,3 (juin)	385	0,185	13,2
48	Grand (Dak. S.)	Db Da → BSk.fw	13,4	58,8 (août)	309,4	0,190	11,2
49	Scioto	Da.f	26,2	104,4 (juin)	985,5	0,106	11,1
50	Illinois	Da.f-fx	45	109,2 (juin)	929	0,117	12,8
51	Grand (Iowa, Miss.) .	Da.fw	508	177,8 (avril)	906,7	0,196	34,8
52	Grand (Iowa, Miss.) .	Da.fw	82	99,5 (août)	584,7	0,170	16,9
53	Thompson	Da.fw	907	178 (juin)	787	0,226	40,2
54	Thompson	Da.fw	181,4	127 (juin)	635	0,200	25,4
55	Little Sioux	Da.fx	36	104,6 (mai)	629	0,166	17,4
56	Little Sioux	Da.fx	0,88	62 (sept.)	338	0,183	11,3
57	Elkorn	Da.fx	177,2	132,6 (mai)	667,7	0,198	26,2
58	Elkorn	Da.fx	280	110 (août)	490,7	0,224	24,6
59	Big blue	Da.fx	216	152,4 (mai)	711,2	0,214	32,6
60	Big blue	Da.fx	75,6	114 (août)	589	0,193	22
61	Tisza	Da.fx	64	133,5 (juin)	942	0,141	18,8
62	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	200	129,5 (mai)	639,6	0,202	26,1
63	Loup	Da.fx (Da → BSk.x)	127,7	105,4 (août)	525,5	0,200	21,1
64	Smoky hill	Da.fx (Da → BSk.x)	49,6	106 (mai)	590	0,179	19
65	Smoky hill	Da.fx (Da → BSk.x)	22,4	89 (août)	590	0,150	13,3
66	Saline	Da.fx (Da → BSk.x)	23,2	100 (mai)	700	0,142	14,2
67	Saline	Da.fx (Da → BSk.x)	46,3	104 (oct.)	635	0,163	16,9
68	Solomon	Da.fx (Da → BSk.x)	54,8	104 (mai)	622,3	0,167	17,6
69	Solomon	Da.fx (Da → BSk.x)	40,8	87,6 (août)	571,5	0,153	13,4
70	Republican	Da.fx (Da → BSk.x)	76,1	120 (mai)	628,6	0,190	22,8
71	Republican	Da.fx (Da → BSk.x)	49,5	84,3 (août)	558	0,151	12,7
72	Indus	BSh.w (Ca.w.H1) (BWh.w) (H) (BSk.H)	455	139,7 (août)	591	0,236	33
73	Rio San Juan	BSh	156	106,4 (sept.)	555	0,191	20,3
74	Brazos	BSh (Ca → BSh.f4)	350	92,4 (mai)	781	0,118	10,9
75	Colorado du Texas ..	BSh (Ca → BSh.f4)	85	70,6 (mai)	507,5	0,139	9,8
76	Tigre	BSh.s (BWh.s) (Db.s)	654	75 (févr.)	456	0,164	12,3
77	Yellowstone	BSk (H)	130	50,8 (mars)	264	0,192	9,7
78	Yellowstone	BSk (H)	187,4	54,3 (août)	284,5	0,191	10,4
79	Marias	BSk (H)	14,3	53,8 (sept.)	299,7	0,179	9,6
80	Marias	BSk (H)	10,6	45,7 (sept.)	194,5	0,235	10,7
81	Colorado	BSk (H)	257	55,8 (juillet)	418,8	0,133	7,4
82	Green	BSk (H)	243	33,8 (sept.)	317	0,106	3,6
83	San Juan (U.S.A.) ..	BSk (H)	853	42,4 (août)	318,7	0,133	5,6
84	Rio Grande	BSk (H)	293	64 (juillet)	367	0,174	11,1
85	Hoang-ho	BSk.w (H) (Da.w)	2 490	144,7 (août)	531,7	0,272	39,3
86	Hoang-ho	BSk.w (H) (Da.w)	2 163	103 (juillet)	394	0,261	26,9
87	Lo-ho	BSk.w	1 127	90 (juillet)	500	0,180	16,2
88	Lo-ho	BSk.w	6 068	200 (juillet)	550	0,363	72,6
89	Whei-ho	BSk.w	3 369	150 (juillet)	500	0,300	15
90	Rhône alpestre	Hc	853	180 (oct.)	1 400	0,128	23
91	Rhin alpestre	Hc	843	200 (oct.)	1 600	0,125	25
92	Isère	Hc	615	175 (oct.)	1 500	0,116	20,3
93	Adige	Hmc	160	114 (août)	908	0,125	14,2
94	Pô	Hmc	300	131 (nov.)	1 117	0,117	15,3
95	Drac	Hmc	780	198 (oct.)	1 449	0,136	26,9
96	Garonne	Hmc	250	119 (mai)	1 050	0,113	13,4





GRAPHIQUE X bis. — Extension du graphique X. Bassins fluviaux à relief accentué

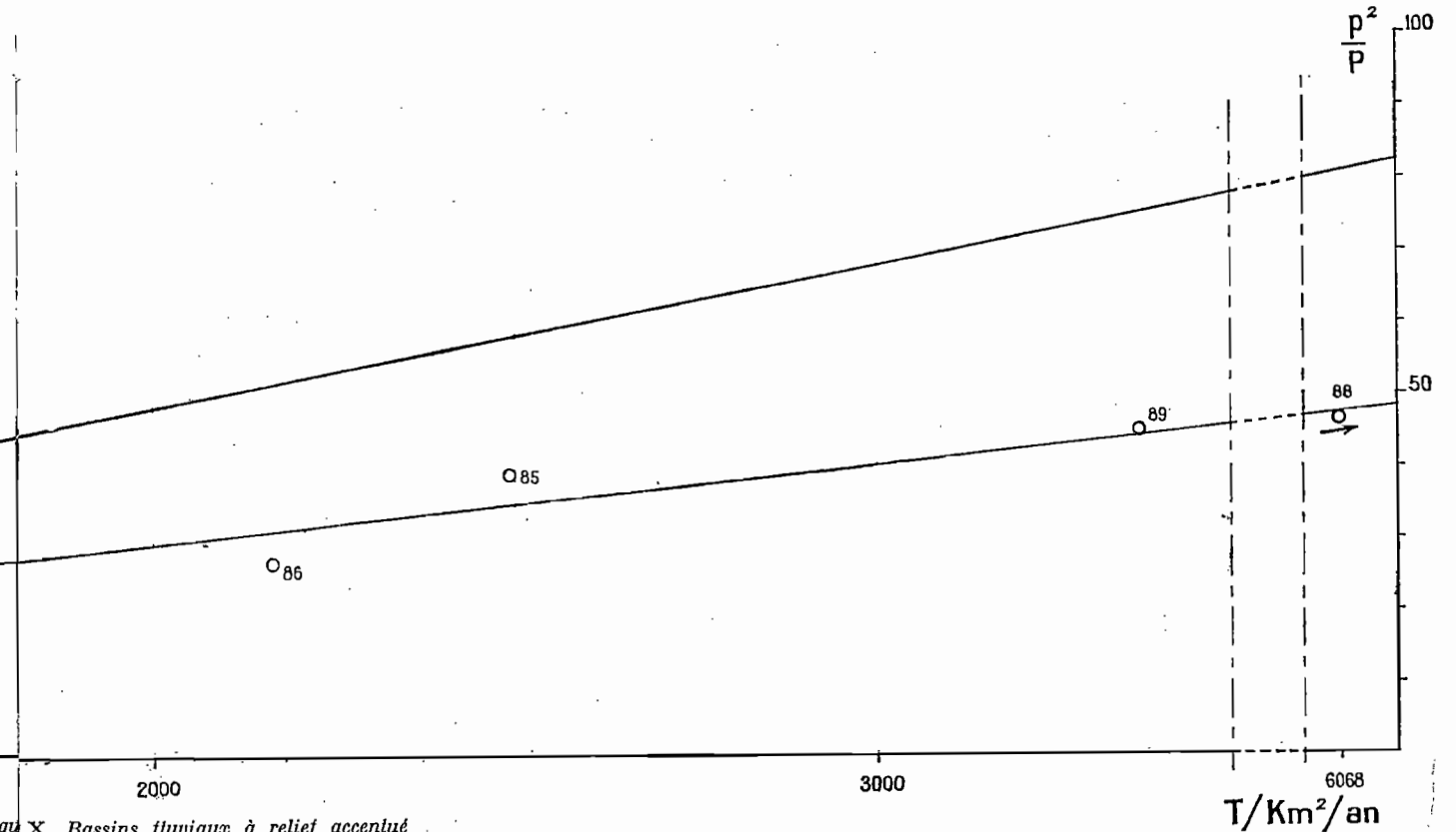
Lorsque l'on étudie systématiquement les bassins fluviaux aberrants à ces deux groupements observés sur les graphiques IX et IX bis, une constatation d'importance certaine s'impose immédiatement. Elle consiste en ce que ces bassins sont tous sans exception situés en majeure partie ou en totalité sous climat semi-aride, que celui-ci soit subtropical ou des moyennes latitudes.

Ceci ne signifie pas que tous les bassins situés sous un tel climat soient aberrants. Le Rio San Juan [73] et l'Indus [72], par exemple, prennent une position logique parmi les bassins à relief peu accentué. Il en est de même pour la Marias [79 et 80] en ce qui concerne les bassins fluviaux à relief accentué. Mais ceci pose un problème différent qui n'empêche pas d'émettre une nouvelle fois une

hypothèse déjà émise lors de l'étude de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{S^2}{P}$. Dans ce cas, l'aridité du climat se manifestait comme le facteur de dissociation du groupe des bassins fluviaux à relief accentué. Il en est exactement de même dans le cas présent puisque les bassins caractérisés par ce type de relief se dissocient en deux ensembles dont l'un est exclusivement constitué de bassins où prédomine un climat semi-aride. Ici, en outre, cette remarque s'étend au milieu à relief peu accentué comme le prouve la position prise dans le graphique IX par les bassins du Brazos [74] et du Colorado du Texas [75].

On peut donc se demander encore si la susceptibilité du milieu semi-aride à l'érosion n'est pas d'une élévation telle que le coefficient $\frac{p^2}{P}$ est insuffisant dans de nombreux cas pour rendre compte de l'effet produit par le climat en ce milieu.

Mais une deuxième constatation vient éclairer d'un jour nouveau le problème envisagé ici.



Lorsque l'on examine en effet la partie du graphique IX bis dans laquelle la dégradation spécifique dépasse 1 000 t/km²/an, on constate que les cinq points expérimentaux qui s'y trouvent, et qui se rapportent tous à des bassins fluviaux à relief accentué où prédomine un climat semi-aride, se distribuent très bien le long d'une droite. Celle-ci indique pour eux une corrélation nette entre les valeurs de dégradation spécifique et celles du coefficient $\frac{p^2}{P}$. Cette corrélation se distingue franchement de celle qui s'établit pour les bassins fluviaux à relief accentué situés sous des climats humides.

Or, si l'on étudie ces cinq points, on remarque qu'ils se rapportent :

- au Hoang-ho, année 1934 [85] ;
- au Hoang-ho, — 1935 [86] ;
- au Lo-ho, — 1934 [87] ;
- au Lo-ho, — 1935 [88] ;
- au Whei-ho, — 1935 [89].

En d'autres termes, les valeurs de D.S. et $\frac{p^2}{P}$ sont exprimées en ces cas pour des années individuelles.

Les données concernant le Tigre, le Colorado, la Green, la San Juan et le Rio Grande sont au contraire des données moyennes. On peut remarquer que trois de ces cinq cours d'eau se situent visiblement mal autour de la droite tracée pour le Hoang-ho et ses affluents. Les deux points se rapportant au bassin de la Yellowstone étudié annuellement [77 et 78] confirment au contraire cette droite.

Dans ces conditions, une conclusion s'impose : une corrélation se dégage bien pour les bassins

TABLEAU X

DÉGRADATIONS SPÉCIFIQUES ANNUELLES ET VALEURS CORRESPONDANTES DU COEFFICIENT $\frac{p^2}{P}$
EN BASSINS FLUVIAUX OU PRÉDOMINE UN CLIMAT SEMI-ARIDE

Cours d'eau	D.S. (t/km ² /an)	p (mm)	P (mm)	$\frac{p}{P}$	$\frac{p^2}{P}$	Période d'étude
Brazos :						
74 ₁	152	122 (mai)	652	0,187	22,8	1/10/1932-30/9/1933
74 ₂	639	182,9 (août)	919,7	0,198	36,2	1/10/1934-30/9/1935
74 ₃	405	165,6 (mai)	798	0,207	34,2	1/10/1935-30/9/1936
Colorado du Texas :						
75 ₁	103	127 (oct.)	635	0,200	25,4	1/10/1930-30/9/1931
75 ₂	23,5	70 (déc.)	365,7	0,191	13,3	1/10/1932-30/9/1933
75 ₃	270	132 (sept.)	660	0,200	26,4	1/10/1934-30/9/1935
Colorado :						
81 ₁	118,8	52,3 (sept.)	317,5	0,165	8,6	1933
81 ₂	39,5	50,8 (févr.)	337,8	0,150	7,5	1934
81 ₃	258,5	60 (avr.)	400	0,150	9	1935
81 ₄	518	80,7 (mars)	477,5	0,170	13,7	1938
Green :						
82 ₁	132	43,4 (mai)	236,2	0,183	7,9	1933
82 ₂	15,3	33 (févr.)	195,6	0,170	5,6	1934
82 ₃	373,7	73,6 (juillet)	330,2	0,223	16,4	1937
San Juan :						
83 ₁	224	71,9 (nov.)	378,4	0,189	13,6	1931
83 ₂	1 103	69,8 (août)	254	0,275	19,2	1932
83 ₃	764	61,5 (juillet)	254	0,242	14,9	1937
Rio Grande :						
84 ₁	755	92 (août)	444,5	0,206	18,9	1929
84 ₂	324	68,6 (juin)	353,8	0,193	13,2	1933
84 ₃	87	66 (sept.)	369	0,178	11,7	1938

fluviaux à relief accentué situés sous climat semi-aride lorsque les données fournies par eux se rapportent à l'année et non pas à l'année moyenne.

Ceci conduit à rappeler une étude effectuée à la fin du chapitre qui débute la Seconde Partie de cet ouvrage (chap. VI). En étudiant les climats des bassins fluviaux présentant les plus fortes dégradations spécifiques, l'attention s'est portée sur un de leurs caractères : la répartition très inégale des pluies dans l'année. Dans la plupart des cas, des données pluviométriques moyennes ont suffi pour faire ressortir ce mode de répartition. Mais des données de cette nature se sont avérées insuffisantes pour le faire ressortir en certains climats semi-arides. Finalement, il a été indiqué qu'en ce milieu la notion de moyenne n'a souvent aucun sens. Il faut s'attacher toujours en climat semi-aride à une étude simplement annuelle.

L'observation faite au sujet du Hoang-ho, du Lo-ho, du Whei-ho et de la Yellowstone rappelle ce principe. Aussi est-on poussé, avant toute autre étude plus approfondie, à rechercher quelles positions nouvelles peuvent prendre sur le graphique IX les bassins fluviaux aberrants aux corrélations trouvées et situés sous climat semi-aride lorsque l'on prend en considération pour eux des valeurs de D.S. calculées pour des années individuelles et les coefficients $\frac{p^2}{P}$ qui y correspondent.

Le rapport annuel du Service de la Conservation du Sol des États-Unis et du Corps des Ingénieurs

hydrologues de l'État du Texas sur le débit solide des cours d'eau de cet État [40], fournit les mesures faites sur le Brazos à Richmond et sur le Colorado du Texas à San Saba pendant respectivement 27 et 20 années consécutives.

Le n° 998 de la publication du Service géologique des États-Unis *Water Supply Paper* [17] fournit les mesures du débit solide annuel du Colorado à Cisco, de la Green à Green River et de la San Juan à Bluff de 1930 à 1941.

Les bulletins nos 2 à 8 publiés par la Commission internationale américano-mexicaine d'étude du Rio Grande indiquent enfin pour ce dernier cours d'eau les débits solides annuels des années 1926 à 1938 [18].

Rien de tel n'existe malheureusement au sujet du Tigre (cf. ce qui a été dit au sujet de ce cours d'eau au cours de l'étude critique des valeurs de dégradation spécifique retenues).

Il n'en reste pas moins que la grande majorité des données nécessaires à la vérification projetée existent. Le choix s'est fixé pour chaque cours d'eau sur trois ou quatre valeurs : la plus forte et la plus faible des dégradations spécifiques annuelles enregistrées pendant la période de mesure ainsi qu'une ou deux valeurs intermédiaires ont été systématiquement retenues.

Le tableau X indique ces valeurs ainsi que les coefficients $\frac{p^2}{P}$ qui y correspondent.

Si l'on reprend alors le tableau IX en supprimant les données moyennes concernant le Brazos, le Colorado du Texas, le Colorado, la Green, la San Juan et le Rio Grande et en leur substituant les données calculées pour ces cours d'eau pour des années individuelles (tableau X), on peut établir une nouvelle version de l'analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{p^2}{P}$. Les graphiques X et X bis la montrent.

Le résultat obtenu est capital.

Il n'existe plus d'aberrance en ce qui concerne les bassins fluviaux à relief peu accentué. Ceux du Brazos [74] et du Colorado du Texas [75] prennent maintenant position parmi eux de manière satisfaisante.

Contrairement au résultat obtenu pour cette première série de bassins, les bassins fluviaux à relief accentué situés sous un climat semi-aride ne viennent pas confirmer la corrélation qui se dégage pour les bassins de ce type topographique situés sous un climat humide. Mais, maintenant, ils se distribuent de façon très nette autour d'une courbe. Cette courbe diffère de celle qui peut être tracée pour les bassins situés sous un climat humide. Il faut donc croire à l'existence, en milieu à relief accentué, de deux corrélations distinctes en fonction du climat.

On peut résumer alors de la façon suivante le résultat de l'analyse graphique de la relation entre D.S. et $\frac{p^2}{P}$.

III

LE RÉSULTAT FINAL

L'étude du problème posé par la position de certains bassins fluviaux sur le graphique IX et son prolongement graphique IX bis a fait apparaître que ce problème relève de la nature des données originellement admises pour le milieu semi-aride. L'emploi de nouvelles données a modifié le premier résultat de l'analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol, traduite par la dégradation spécifique des bassins fluviaux, et le coefficient $\frac{p^2}{P}$, exprimant l'action du climat.

Le résultat final est montré par les graphiques X et X bis. Ce second graphique est l'extension du premier pour les valeurs de D.S. supérieures à 1 500 t/km²/an. Les valeurs utilisées pour les dresser sont fournies par les tableaux IX et X. Ce second tableau indique les données annuelles concernant

le Brazos, le Colorado du Texas, le Colorado, la Green, la San Juan et le Rio Grande. Elles se substituent aux données moyennes se rapportant à ces cours d'eau dans le tableau IX.

Les bassins fluviaux se groupent en trois séries.

1. La première se situe à la partie supérieure de la distribution obtenue. Elle comprend la totalité des bassins fluviaux classés *a priori* à relief peu accentué. Leur liste est la suivante :

1	Irrawady.	25	Connecticut.	49	Scioto.
2	Gange.	26	Hudson.	50	Illinois.
3	Hai-ho.	27	Delaware.	51-52	Grand (Iowa, Miss.).
5	Si-kiang.	28	Passaic.	53-54	Thompson.
6	Savannah.	29	Raritan.	55-56	Little Sioux.
7	Altamaha.	30	Susquehanna.	57-58	Elkorn.
8	Apalachicola.	31	Allegheny.	59-60	Big Blue.
9	Mobile.	34	Minnesota.	61	Tisza.
10	Sabine.	35	Sainte-Croix.	62-63	Loup.
11	Neches.	36	Chippewa.	64-65	Smoky Hill.
13	Seine.	37	Black.	66-67	Sabine.
18	Potomac.	38	Root.	68-69	Solomon.
19	James (Virginie)	39	Upper Iowa.	70-71	Republican.
20	Cimarron.	40	Iowa.	72	Indus.
21	Saint-Johns.	41-42	James (Dak. N. et S.).	73	Rio San Juan.
22	Penobscot.	43-44	Niobrara.	74 ₁₋₂₋₃	Brazos.
23	Kennebec.	45-46	Cannonbal.	75 ₁₋₂₋₃	Colorado du Texas.
24	Merrimac.	47-48	Grand (Dak. S.).		

2. La seconde se situe à la partie médiane de la distribution obtenue. Elle est constituée par la totalité des bassins fluviaux classés *a priori* à relief accentué et où prédomine un climat humide. Après ce qui vient d'être démontré au sujet des bassins de ce type topographique mais situés sous climat semi-aride, il est impossible d'inclure le bassin de la Marias dans ce groupement comme cela avait été fait auparavant.

La liste des bassins qui le compose est alors la suivante :

4	Yang-tsé-kiang.	15	Linking.	32	Youghiogheny.	91	Rhin alpestre.	94	Pô.
12	Tibre.	16	Big Sandy.	33	Monongahela.	92	Isère.	95	Drac.
14	Kentucky.	17	Kanawha.	90	Rhône alpestre.	93	Adige.	96	Garonne.

3. Le troisième comprend la totalité des bassins fluviaux classés *a priori* à relief accentué et où prédomine un climat semi-aride. Cette troisième série se constitue lorsque l'on étudie annuellement les bassins situés sous un tel climat. Il est remarquable de noter que le Tigre [76], bien que caractérisé par une donnée moyenne annuelle, confirme cependant la corrélation établie. Une remarque identique peut également être faite au sujet des bassins à relief peu accentué en ce qui concerne le Rio San Juan [73] et l'Indus [72]. Ceci pose un problème qui sera envisagé lors de l'étude qualitative du résultat obtenu.

La liste des bassins fluviaux composant cette troisième série est la suivante :

76	Tigre.	79-80	Marias.	82 ₁₋₂₋₃	Green.	84 ₁₋₂₋₃	Rio Grande.	87-88	Lo-ho.
77-78	Yellowstone.	81 ₁₋₂₋₃	Colorado.	83 ₁₋₂₋₃	San Juan (U.S.A.).	85-86	Hoang-ho.	89	Whei-ho.

Ces trois séries de bassins fluviaux se distribuent de façon très nette autour de trois courbes. Elles traduisent l'existence de trois corrélations.

Dans les trois cas, l'érosion du sol décroît lorsque le coefficient $\frac{p^2}{P}$ prend des valeurs décroissantes.

Si l'on considère que le coefficient $\frac{p^2}{P}$ est égal à $\frac{p}{P} \times p$ il est bien évident que sa valeur va tendre

vers 0 lorsque p va tendre lui-même vers 0. En cette circonstance, l'érosion tendra à être nulle. Ceci est bien conforme à la réalité puisqu'en cas limite il n'existe pas d'érosion hydrique lorsqu'il ne pleut jamais. Cette remarque, jointe à l'ordonnement des points sur les graphiques X et X bis, amène à conclure que les courbes traduisant les corrélations sont des courbes d'allure paraboliques ayant la même origine que les axes des coordonnées (fig. 10).

Mais il suffit d'examiner la distribution des bassins sur les graphiques X et X bis pour se rendre compte qu'il est peu fréquent de calculer des coefficients $\frac{p^2}{P}$ inférieurs à 7 ou 8. D'autre part, à ce niveau, le phénomène d'érosion est peu intense. Dans ces conditions, on peut substituer aux trois courbes d'allure parabolique les trois droites B, C, D, et une droite A de raccordement à l'origine. Ce sont elles qui sont portées sur le graphique X.

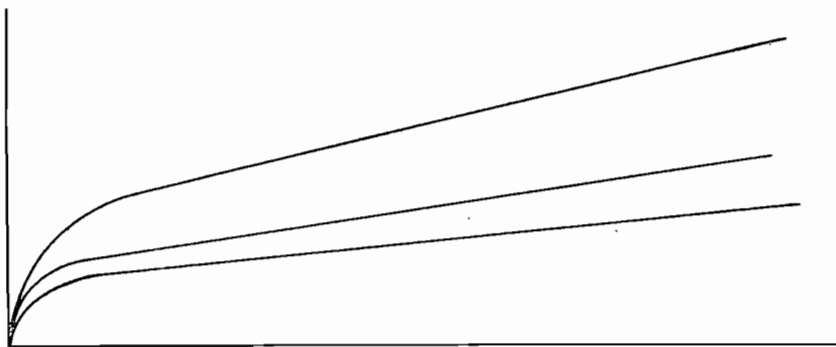


FIGURE 10

On peut donc finalement conclure que les trois séries de bassins fluviaux se distribuent autour de quatre droites qui expriment la variation du phénomène d'érosion en différentes conditions du milieu naturel :

- les bassins fluviaux à relief peu accentué se distribuent de façon homogène autour des deux droites A et B. Celles-ci se raccordent pour une valeur du coefficient $\frac{p^2}{P}$ proche de 20. On peut donc considérer que la droite A concerne le phénomène en ce milieu lorsque $\frac{p^2}{P}$ est inférieur à 20, la droite B le concernant lorsque $\frac{p^2}{P}$ est supérieur à 20 ;
- les bassins fluviaux à relief accentué se distribuent de façon homogène autour de la droite C lorsqu'ils sont situés en dehors des zones arides et semi-arides du globe ;
- les bassins fluviaux à relief accentué situés en ces zones se distribuent de façon homogène autour de la droite D.

Il existe donc une liaison étroite entre le climat et l'érosion du sol. Elle se traduit par l'apparition de corrélations très nettes entre la dégradation spécifique des bassins fluviaux et un coefficient climatique tenant compte de l'abondance des précipitations et de leur mode de répartition au cours de l'année.

Mais il apparaît qu'il est impossible de faire abstraction de ce facteur de l'érosion qu'est le relief. Il interdit l'existence d'une corrélation unique entre la mesure de l'érosion choisie et le coefficient exprimant l'action du climat. Son effet se traduit par l'apparition de plusieurs corrélations.

Elles viennent d'être établies par l'examen sommaire des graphiques X et X bis.

Mais l'existence même de corrélations conduit à mettre en question le sens de la relation existant entre les deux séries de valeurs utilisées. La relation trouvée présente une apparence *a priori* logique.

Il est néanmoins nécessaire de se livrer à un examen critique, non seulement de son caractère, mais aussi de la valeur représentative des données qui ont servi à apprécier le phénomène ou à juger du résultat obtenu.

Il est donc nécessaire :

- 1° De revenir sur la distinction purement objective effectuée au sujet du relief ;
- 2° De revenir sur la distribution climatique des bassins fluviaux autour des quatre droites A, B, C et D afin de préciser sa signification ;
- 3° De préciser quelles sont les limites jusqu'auxquelles restent valables les corrélations établies à l'aide de « grands bassins fluviaux », c'est-à-dire de bassins dont la superficie est supérieure à 2 000 km².

Si enfin ces critiques n'infirmant pas l'existence des quatre droites A, B, C et D, cette existence devra être finalement fondée sur une critique statistique. Celle-ci conduira à l'établissement de quatre équations permettant d'évaluer la dégradation spécifique des bassins fluviaux en fonction du coefficient $\frac{P^2}{P}$.

Mais s'il devient possible, à la suite de ces contrôles, de dégager des données nouvelles permettant d'expliquer l'existence des différents groupements de bassins reconnus, on pourra tenter d'établir un autre instrument de calcul de la dégradation spécifique des bassins fluviaux à partir de la totalité des facteurs mis en évidence par l'analyse en les faisant intervenir dans une corrélation multiple.

Enfin, en guise de conclusion, on pourra tenter d'estimer la perte totale en terre du globe.

CHAPITRE IX

ÉTUDE DE LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{p^2}{P}$

I. — ÉVALUATION DU RELIEF DES BASSINS FLUVIAUX

Il est évident que la distinction opérée au sujet des bassins fluviaux en les classant à relief accentué ou à relief peu accentué sur le vu simplement de cartes hypsométriques est arbitraire. L'analyse graphique de la relation entre D.S. et $\frac{p^2}{P}$ fait apparaître pourtant l'exactitude de cette distinction.

Si l'on observe en effet les deux grands ensembles de bassins qui apparaissent sur les graphiques X et X bis, l'un situé autour des droites A et B, l'autre autour des droites C et D, on est bien obligé de constater que l'un ne comprend aucun bassin classé *a priori* à relief accentué et l'autre aucun bassin classé *a priori* à relief peu accentué. Ce résultat vérifie donc déjà l'hypothèse de travail adoptée au sujet du relief. Mais cette vérification ne se suffit pas à elle-même. Une vérification supplémentaire est nécessaire. Elle réside en une évaluation du modelé du relief des bassins fluviaux et en une caractérisation de ceux-ci par une donnée numérique. La réalité de la distinction sera alors établie si tous les bassins classés à relief accentué se groupent dans une classe définie de la donnée numérique et tous les bassins classés à relief peu accentué dans une autre classe.

I

RECHERCHE D'UNE DONNÉE OU D'UN COEFFICIENT SUSCEPTIBLE DE CARACTÉRISER LE RELIEF DES BASSINS FLUVIAUX

Les méthodes de la morphométrie ont été utilisées pour évaluer le modelé du relief des bassins fluviaux.

Plusieurs possibilités se présentent pour atteindre ce but, mais il est nécessaire de choisir une donnée ou un coefficient qui dépende des caractères du relief commandant l'érosion du sol (1).

A) Pente moyenne des bassins fluviaux

La première donnée qui s'offre pour caractériser le relief des bassins fluviaux est la valeur moyenne de la pente à l'intérieur de ceux-ci.

Elle se détermine à l'aide d'une carte hypsographique indiquant les courbes de niveau.

Théoriquement, son calcul pour un bassin consiste à évaluer les pentes moyennes $p_1, p_2, p_3 \dots, p_n$ qui caractérisent les surfaces $s_1, s_2, s_3 \dots, s_n$ comprises entre les courbes de niveau. Chacune de ces

(1) Tout ce qui va être exposé sur cette question est évidemment applicable au relief en général donc à des régions qui ne sont pas forcément des bassins fluviaux. Mais, pour rester en accord avec la recherche entreprise, nous avons choisi de nous rapporter toujours à ces derniers.

pentcs moyennes s'évalue en divisant l'équidistance entre deux isohypses par leur distance moyenne horizontale.

La pente moyenne du bassin entier est égale à :

$$\frac{(p1 \times s1) + (p2 \times s2) + (p3 \times s3) \dots + (pn \times sn)}{s1 + s2 + s3 \dots + sn}$$

On voit qu'il faut connaître une série de données non directement fournies par une carte (les distances moyennes horizontales entre les courbes de niveau) pour réaliser ce calcul. Mais il a été

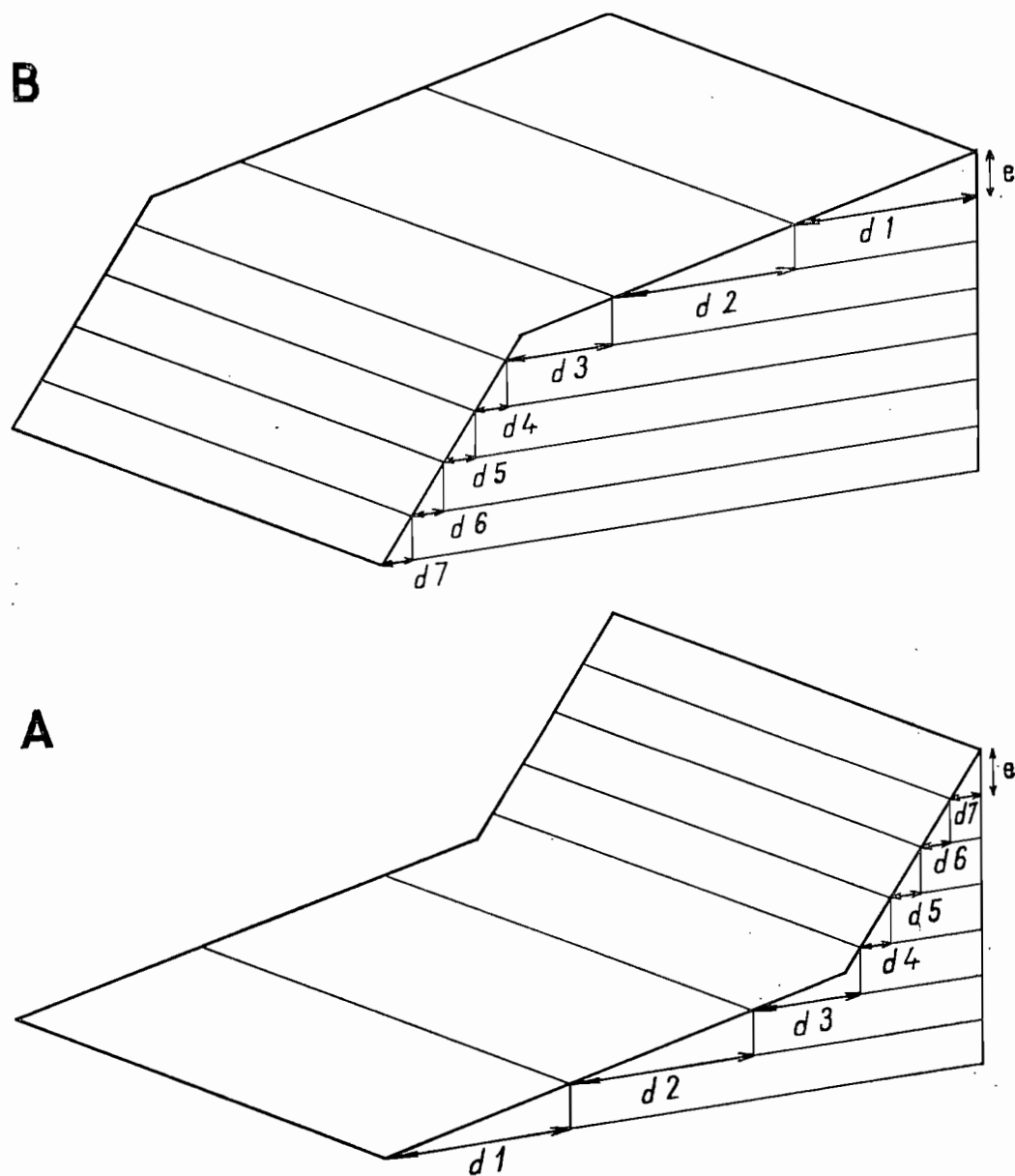


FIGURE 11

démontré qu'il équivaut mathématiquement au calcul suivant : on multiplie la longueur de chaque isohypse par l'équidistance avec l'isohypse immédiatement inférieure ; la somme des produits ainsi obtenus divisée par la surface totale du bassin mesurée sur la carte est égale à la pente moyenne du bassin.

Cette donnée caractérise le relief, mais elle ne le fait que dans une certaine mesure. Elle présente en effet, et ceci est gênant en ce qui nous concerne, l'inconvénient de pouvoir prendre une même valeur pour des bassins dont le relief diffère radicalement.

Considérons en effet les deux formes géométriques simples et exactement inverses montrées par la figure 11.

Elles sont assimilables à deux bassins versants. L'une, A, peut figurer un bassin dont la partie supérieure, montagneuse, se prolonge par une plaine alluviale étendue. L'autre, B, peut s'appliquer à un bassin situé en région de plateau : sa plus grande partie présente également des pentes faibles mais elle est élevée. Ces deux bassins ont la même superficie et présentent dans la même proportion des surfaces ayant la même pente moyenne. Dans ces conditions, la pente moyenne des deux bassins est exactement la même. Pourtant il s'agit de deux reliefs dissemblables qui, très logiquement, doivent affecter différemment les déplacements de terre.

Cet exemple, parfaitement plausible, démontre que la pente moyenne des bassins fluviaux est insuffisante pour caractériser le relief de ces derniers en vue d'une étude s'appliquant à l'érosion du sol.

B) Hauteur moyenne des bassins fluviaux

Cette seconde donnée se présente alors pour atteindre le but recherché.

Elle se calcule théoriquement en divisant le volume total du relief du bassin par la surface projetée de celui-ci. Pratiquement, on l'évalue à l'aide d'une courbe hypsographique.

La courbe hypsographique d'un bassin fluvial s'obtient en portant successivement en abscisse dans un graphique des longueurs proportionnelles aux surfaces projetées comprises entre les isohypses consécutives et en ordonnée l'altitude de chacune de celles-ci.

La figure 12 montre le principe d'établissement de cette courbe. Les longueurs mA , AB , BC , CD et DE sont proportionnelles aux surfaces comprises respectivement entre le point d'altitude minimum m et l'isohypse d'altitude a , entre les isohypses d'altitude a et b , b et c , c et d et entre l'isohypse d'altitude d et le point le plus élevé du bassin, M .

La courbe $mabcdM$ est la courbe hypsographique. La longueur totale portée en abscisse représente la surface totale projetée du bassin. La longueur de la courbe hypsographique représente sa surface réelle. Il découle de ceci que la surface du graphique comprise entre la longueur portée en abscisse et la courbe hypsographique (surface mME) représente le volume total du relief du bassin au-dessus d'un plan horizontal passant par le point d'altitude minimum.

Donc, pour calculer la hauteur moyenne d'un bassin versant, il suffit, après établissement de sa courbe hypsographique, de diviser l'une par l'autre la surface et la longueur respectivement proportionnelles au volume et à la surface projetée du bassin. Dans la figure 12 par exemple, la hauteur moyenne du bassin est Eh , résultat de la division de la surface mME par la longueur mE . C'est la différence d'altitude entre l'altitude moyenne h et l'altitude minimum du bassin enregistrée au point m .

Cette différence présente un certain intérêt pour caractériser un relief. Elle tend en effet, en général, à être d'autant plus grande que le relief s'élève plus au-dessus de l'altitude minimum car l'altitude moyenne devient elle-même plus élevée. Elle reste au contraire faible lorsque le relief ne présente que de faibles variations d'altitude.

Cependant un examen quelque peu approfondi de cette donnée montre qu'elle présente la faiblesse déjà signalée à propos de la pente moyenne des bassins fluviaux : des bassins dont le relief diffère totalement peuvent en effet avoir la même hauteur moyenne. Les exemples géométriques des figures 13 et 14 montrent clairement ce fait.

Dans la figure 13, les trois hypothénuses AC, DF et GI sont assimilables à trois courbes hypso-graphiques de bassins fluviaux dont les surfaces sont respectivement proportionnelles à AB, DE et GF. Les altitudes minima et maxima sont égales. Dans ce cas, la hauteur moyenne de chaque bassin est la

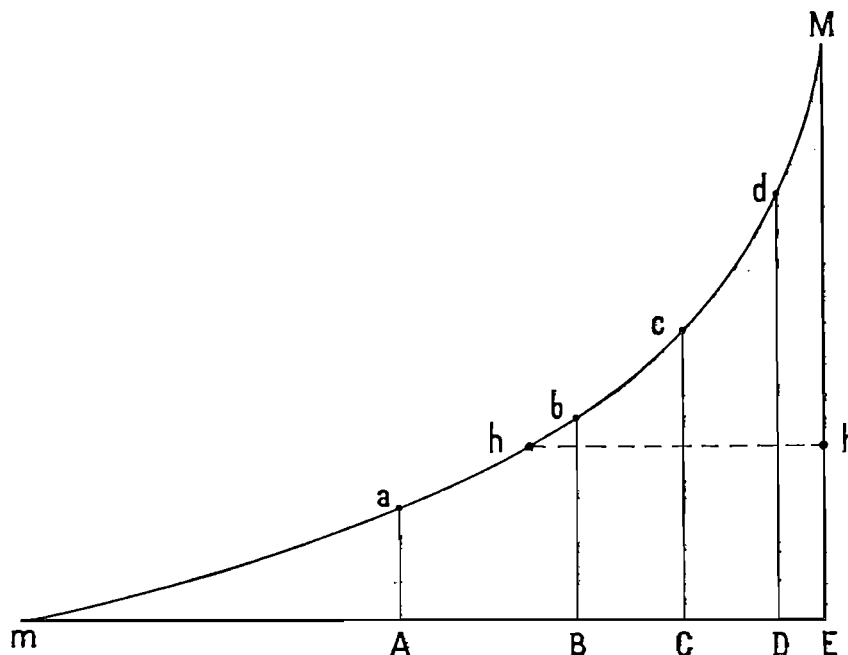


FIGURE 12

même ($Bh = Eh = Hh$). En d'autres termes, il suffit que le volume du relief et la surface projetée s'accroissent dans la même proportion dans une série de bassins ayant les mêmes altitudes minima et maxima pour que tous ces bassins aient la même hauteur moyenne. Pourtant les pentes ont toutes chances d'être beaucoup plus fortes dans le bassin le moins étendu que dans le bassin le plus étendu.

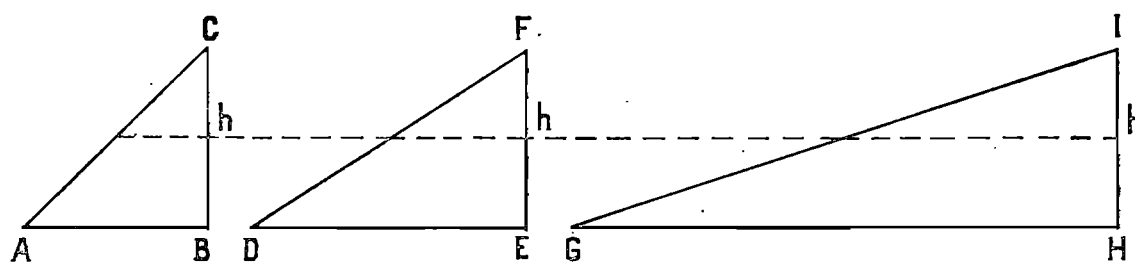


FIGURE 13

La figure 14 montre un cas différent. Les courbes hypso-graphiques AhB, ChD et EhF sont celles de trois bassins ayant la même altitude minimum. Elles ont un point commun h. Si, dans les trois bassins, le volume du relief en amont de l'isohypse d'altitude h est égal à celui du relief en aval de cette isohypse, celle-ci se situe à l'altitude moyenne qui est alors la même pour les trois bassins. Ils ont donc

la même hauteur moyenne (Oh). Pourtant, leur relief est certainement fort dissemblable et doit encore affecter différemment les déplacements de terre.

Il faut donc rechercher une autre donnée pour caractériser plus sûrement l'accentuation du relief des bassins fluviaux. Le coefficient de massivité du relief établi par E. de Martonne offre une nouvelle possibilité.

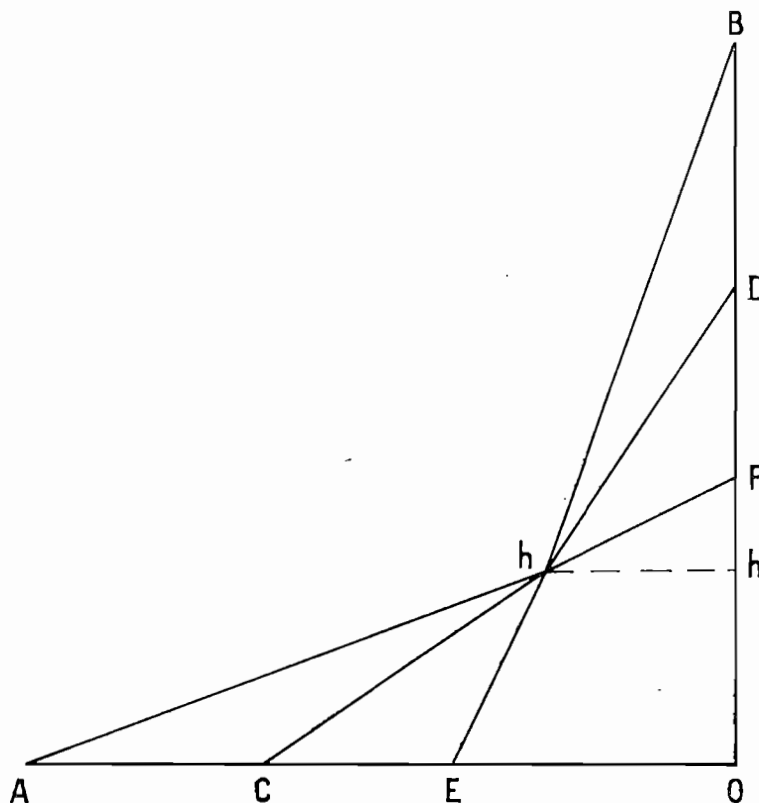


FIGURE 14

C) Coefficient de massivité du relief

Le coefficient de massivité d'un relief est le quotient de la division de la hauteur moyenne de ce relief par sa surface projetée. La première caractéristique s'évalue au moyen de la courbe hypso-graphique de la manière qui vient d'être indiquée. La seconde est obtenue par planimétrage sur une carte.

Dans un graphique établissant la courbe hypso-graphique d'un bassin versant, le coefficient de massivité est représenté par le quotient de la division de la longueur proportionnelle à la hauteur moyenne par la longueur totale portée en abscisse, proportionnelle à la surface totale projetée.

Par exemple, pour un bassin admettant comme courbe hypso-graphique la courbe mM montrée par la figure 15, le coefficient de massivité du relief est représenté par le quotient de $\frac{Oh}{Om}$.

Ce quotient fournit la valeur de la tangente de l'angle α , c'est-à-dire de l'angle opposé au côté Oh du triangle rectangle mhO , côté qui représente la hauteur moyenne du bassin versant.

La variation de ce coefficient offre un grand intérêt. Il croît en effet lorsque la hauteur moyenne

du relief des bassins fluviaux augmente et lorsque la superficie de ces derniers diminue. Il prend des valeurs très grandes pour des bassins très petits présentant de fortes dénivellations. Il devient au contraire très faible pour des bassins très étendus ayant un relief peu accentué. Il peut donc être utilisé pour mesurer le relief.

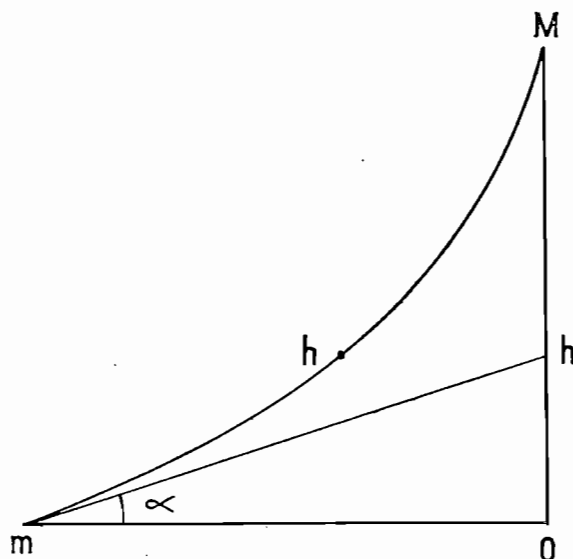


FIGURE 15

En prenant un exemple géométrique identique à celui montré précédemment par la figure 13, on met plus nettement en lumière l'existence certaine d'une relation entre le coefficient de massivité et la pente des bassins versants.

Dans la figure 16 en effet, tangente α , donc le coefficient de massivité, diminue du cas I au cas III. Or il est bien évident que le bassin qui a GI comme courbe hypsographique doit présenter en général des pentes plus faibles que celles du bassin qui a comme courbe hypsographique AC.

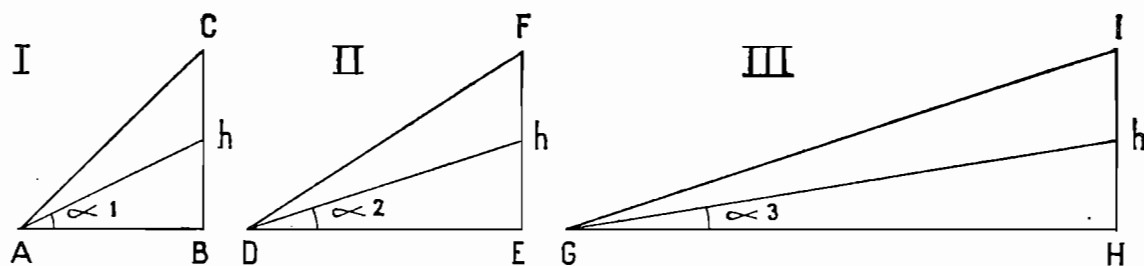


FIGURE 16

Cet exemple permet en outre d'établir, et ceci se confirme également si l'on prend un autre exemple (fig. 17) identique à celui de la figure 14, que le coefficient de massivité différencie nettement les bassins ayant, pour les raisons signalées, une même hauteur moyenne. Dans la figure 16, tangente α diminue du cas I au cas III alors que la hauteur moyenne reste constante. Dans la figure 17, elle diminue également du cas de la courbe hypsographique EhF au cas de la courbe hypsographique AhB. Ce point est important.

Le coefficient de massivité ne permet cependant pas encore d'atteindre le but recherché. Cette constatation a toujours la même cause : ce coefficient peut être le même pour des bassins très différents où le phénomène d'érosion ne doit certainement pas subir des influences comparables de la part du relief. Cela se produit en effet lorsque des bassins fluviaux présentent des superficies et des hauteurs moyennes qui augmentent les unes et les autres dans la même proportion à partir d'une valeur minimum donnée.

Si par exemple S est la superficie d'un bassin et h sa hauteur moyenne, la valeur de son coefficient

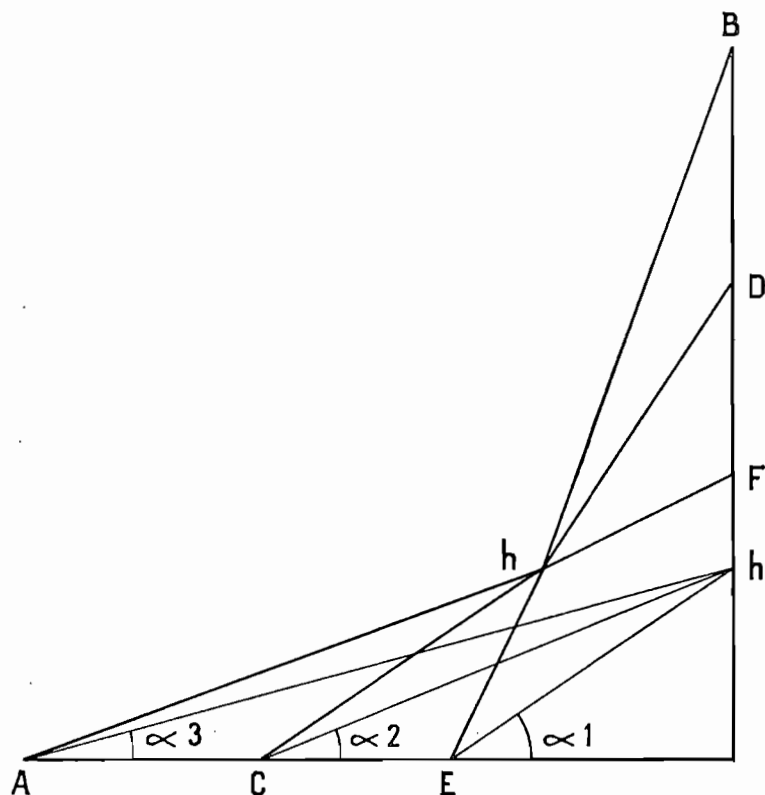


FIGURE 17

de massivité est $\frac{h}{S}$ mais cette même valeur est obtenue pour toute la série des rapports tels que $\frac{mh}{mS}$.

Or il est bien évident que dans un bassin ayant une hauteur moyenne de 100 m et une superficie de 10 000 km², le relief doit exercer sur le phénomène d'érosion du sol une influence bien différente de celle exercée par le relief d'un bassin ayant 1 000 m de hauteur moyenne et une superficie de 100 000 km².

Mais, en cette circonstance, il est remarquable de noter qu'une donnée morphométrique précédemment étudiée vient systématiquement différencier les bassins comme le montre la figure 18 : c'est leur hauteur moyenne.

En effet, si $\frac{Bh1}{AB} = \frac{Eh2}{DE}$, il reste que la hauteur $Eh2$ est supérieure à la hauteur $Bh1$.

Les points importants qui ressortent finalement des trois études faites sont :

1° Que la hauteur moyenne des bassins fluviaux peut caractériser l'élévation de leur relief ;

2° Que le coefficient de massivité est dans une certaine mesure en relation avec la pente des bassins fluviaux ;

3° Que ce coefficient différencie nettement les bassins ayant la même hauteur moyenne ;

4° Qu'à l'inverse la hauteur moyenne différencie nettement les bassins fluviaux ayant le même coefficient de massivité.

Ces constatations conduisent donc à combiner ensemble ces deux données pour obtenir un « coefficient orographique ».

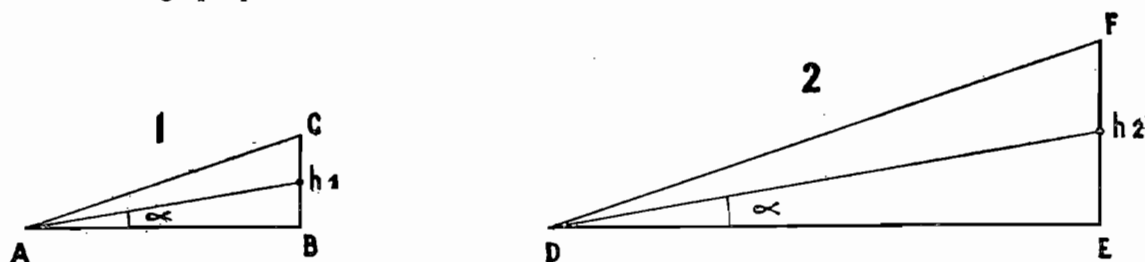


FIGURE 18

D) Création d'un coefficient orographique pour caractériser le relief des bassins fluviaux

Le coefficient orographique créé est :

$$C_M = \bar{H} \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

$\bar{H}$ étant la hauteur moyenne du relief, $\operatorname{tg} \alpha$ étant son coefficient de massivité.

Il combine les deux variables essentielles du relief : sa hauteur, qui influe sur l'énergie potentielle

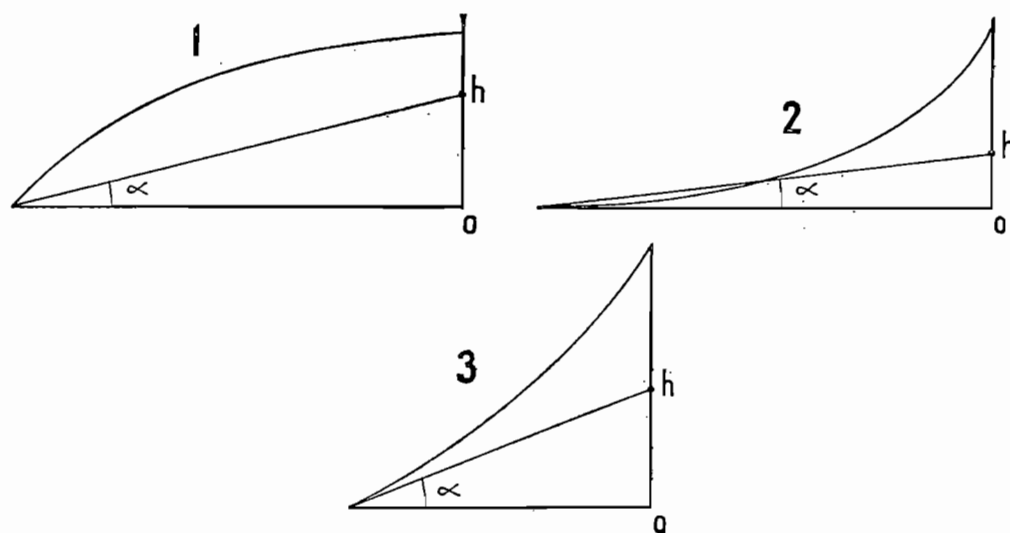


FIGURE 19

de l'eau, et sa pente, qui exerce une action sur l'écoulement dont l'effet complète les effets produits par les précipitations.

Quelques exemples simples rendent compte de ce que l'on peut en attendre (fig. 19).

Si la majeure partie d'un bassin fluvial se situe au-dessus de l'altitude moyenne et présente des

pentcs faibles (partie élevée d'un relief de plateau par exemple), la courbe hypsographique de ce bassin aura l'allure de la courbe 1, et le coefficient orographique prendra une certaine valeur.

Un bassin ayant les mêmes altitudes minimum et maximum et dont le relief n'est élevé que dans sa partie supérieure, celle-ci ayant une surface restreinte, va avoir une courbe hypsographique analogue à la courbe 2. Son coefficient de massivité comme sa hauteur moyenne seront moins grands que dans le cas précédent. Le coefficient orographique sera plus faible.

Si des bassins ont une élévation constante, leurs courbes hypsographiques auront l'allure de la courbe 3. Le coefficient orographique sera d'autant plus grand que la hauteur moyenne sera plus grande et la superficie plus petite.

Si deux bassins, enfin, ont le même coefficient orographique, dû dans un cas à la hauteur moyenne du relief et dans l'autre cas au coefficient de massivité, rien n'interdit de supposer que les caractères du relief sont capables d'exercer une action de même intensité en chacun des deux cas.

Ce coefficient orographique ayant été choisi pour caractériser le relief des bassins fluviaux, il a été calculé pour tous les bassins démontrant la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{p^2}{p}$ exprimant l'action du climat.

II

CALCUL DU COEFFICIENT OROGRAPHIQUE $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ POUR LES BASSINS FLUVIAUX

Ce calcul a été effectué en général à l'aide des cartes hypsographiques régionales publiées en 1950 sous la direction de J. Bartholomew dans *The Advanced Atlas of Modern Geography* (65).

Ces cartes sont à l'échelle du :

- 1/5 000 000 pour les États-Unis,
- 1/3 000 000 pour l'Italie et la Hongrie,
- 1/1 250 000 pour la Suisse,
- 1/10 000 000 pour l'Irak et l'Inde
- 1/6 000 000 et 1/15 000 000 pour la Chine

Pour la France l'Atlas de France (55) a été utilisé.

L'altitude minimum des bassins fluviaux pris en considération a été surtout trouvée dans les ouvrages traitant du débit solide des cours d'eau : cette altitude est celle du point de mesure du débit solide.

Pour la connaissance de l'altitude maximum, on a eu recours plus fréquemment à des atlas et à des cartes très détaillés.

Le calcul du coefficient orographique $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ conduit au tableau 11. Les bassins fluviaux y sont classés par ordre croissant du coefficient. Quatre d'entre eux manquent pour des raisons différentes. L'absence de cartes commodcs pour la Passaic et la Raritan, cours d'eau relativement petits de l'État du New Jersey aux États-Unis, les a fait négliger. Mais ceci n'a aucune importance car il suffit de considérer la position de leurs bassins pour se rendre compte que la hauteur moyenne et le coefficient de massivité de chacun d'eux sont certainement faibles : de ce fait, la valeur du coefficient orographique en chacun de ces deux cas doit être éloignée d'une valeur limite en rapport avec l'intensité du relief.

En ce qui concerne le Hoang-ho et le Rio San Juan, le problème est différent : Une zone désertique existe à l'intérieur du bassin de chacun de ces deux fleuves et il est très malaisé de fixer la limite de la surface circumdésertique faisant hydrologiquement partie du bassin. Dans cette condition, des erreurs considérables de planimétrage peuvent survenir entre certaines isohypses. Aussi il est préférable de s'abstenir. Indiquons cependant que la valeur du coefficient orographique calculé pour le Hoang-ho en considérant les parties de son bassin situées d'une part en amont de Ning-Sia, d'autre part dans le Shansi, est d'environ 30.

TABLEAU XI

COEFFICIENT OROGRAPHIQUE DES BASSINS FLUVIAUX

$$C_M = \bar{H} \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

Cours d'eau	Superficie du bassin (km ²)	Altitude minimum (m)	Altitude moyenne (m)	Coefficient de massivité	Coefficient orographique
Hai-ho	250 000	25	165	0,00056	0,078
James (Dak. N. et S.) ...	55 814	375	450	0,0013	0,097
Sainte-Croix	19 813	250	295	0,0022	0,10
Illinois	69 230	135	235	0,0014	0,14
Mobile	109 000	0	181	0,0016	0,29
Minnesota	41 103	255	369	0,00275	0,31
Saline	12 582	58	129	0,0056	0,39
Little Sioux	11 033	337	411,5	0,0067	0,50
Big blue	24 242	320	432,7	0,0046	0,51
Neches	9 166	41	112,5	0,0078	0,55
Scioto	16 576	160	260	0,0060	0,60
Apalachicola	48 692	0	175	0,0035	0,61
Altamaha	36 519	0	165	0,0045	0,74
Seine	44 400	26	210	0,0041	0,75
Gange	1 060 000	0	890	0,00089	0,79
Tisza	156 250	83	477	0,0025	0,98
Chippewa	23 336	210	365	0,0066	1,02
Si-kiang	400 000	10	690	0,0017	1,15
Elkorn	16 990	395	542	0,0080	1,17
Iowa	8 598	190	292	0,0118	1,20
Grand (Miss.)	5 825	215	302,5	0,0150	1,31
Savannah	28 749	0	200	0,0069	1,38
Irrawady	373 000	0	760	0,0020	1,52
Brazos	90 157	0	390,5	0,0043	1,67
Thompson	4 351	218	316,5	0,022	2,16
Susquehanna	71 100	0	422	0,0059	2,49
Allegheny	28 749	212	480	0,0093	2,49
Black	5 490	200	320	0,021	2,52
Loup	35 224	481	786	0,0086	2,62
Hudson	36 216	0	320	0,0088	2,81
Penobscot	22 015	0	272	0,012	3,26
Merrimac	13 000	0	208	0,016	3,32
Root	3 315	200	306	0,0319	3,38
Republican	65 527	431	920	0,0074	3,61
Colorado du Texas	48 433	334	774	0,009	3,96
Upper Iowa	2 737	200	305	0,038	3,99
James (Virginie)	26 936	0	348	0,012	4,17
Grand (Dak. S.)	14 669	500	750	0,017	4,25
Solomon	17 871	375	668	0,016	4,68
Potomac	37 000	0	418	0,0112	4,68
Delaware	34 300	0	408	0,0118	4,81
Saint-Johns	19 425	0	310	0,0159	4,92
Connecticut	28 749	0	388	0,013	5
Indus	960 000	0	2 200	0,0023	5,06
Cannonbal	9 479	508	730	0,023	5,10
Kennebec	15 462	0	290	0,0018	5,22
Kentucky	20 383	146	480	0,016	5,34
Niobrara	31 857	437	852	0,013	5,39
Smoky hill	49 728	374	878	0,011	5,54
Cimarron	41 440	285	778,5	0,0119	5,87
Yellowstone	173 271	610	1 630	0,0059	6,01

Cours d'eau	Superficie du bassin (km ²)	Altitude minimum (m)	Altitude moyenne (m)	Coefficient de massivité	Coefficient orographique
Saline.....	7 459	380	600	0,029	6,38
Monongahela	19 735	212	572	0,018	6,48
Yang-tsé-kiang.....	1 025 000	85	2 655	0,00257	6,60
Linking	8 547	151	395	0,0285	6,95
Kanawha	28 490	173	620	0,016	7,15
Marias	23 724	950	1 420	0,0198	9,30
Big Sandy	10 360	162	478	0,030	9,48
Tigre	80 000	38	960	0,0115	10,60
Green	105 154	1 242	2 400	0,011	12,73
Whei-ho	145 000	275	1 675	0,0096	13,44
San Juan (U.S.A.).....	61 901	1 220	2 140	0,015	13,80
Tibre.....	16 545	0	524	0,0315	16,50
Rio Grande	64 128	1 350	2 420	0,0166	17,76
Pô	53 460	30	1 040	0,0188	18,98
Colorado.....	62 149	1 216	2 620	0,022	30,88
Lo-ho	10 600	150	780	0,0594	37,42
Youghiogheny	4 584	212	675	0,101	46,76
Garonne	10 000	129	1 129	0,100	100
Adige	9 763	195	1 535	0,137	183,5
Isère.....	5 380	210	1 460	0,232	290
Rhin alpestre	5 800	405	1 707	0,224	291,6
Drac.....	3 590	210	1 500	0,359	463,1
Rhône alpestre	5 220	370	2 030	0,318	527,8

Mais ces quatre négligences volontaires ne peuvent interdire de conclure sur le tableau XI qui réunit 74 évaluations. Et lorsqu'on l'étudie, on est amené aux deux constatations suivantes :

1° Si l'on considère les bassins fluviaux qui se situent autour des droites A et B, il est tout à fait remarquable de constater que tous sauf un présentent une valeur du coefficient orographique inférieure à 6. Cette exception est celle du bassin de la Saline (coefficient = 6,38).

2° Au contraire tous les bassins situés autour des droites C et D présentent à une exception près également, bassin de la Kentucky, une valeur du coefficient orographique supérieure à 6 (pour la Kentucky, elle n'est que de 5,34).

Ceci confirme alors la distribution des bassins observée sur les graphiques X et X bis. La méthode de l'analyse graphique employée pour étudier la relation entre l'érosion du sol et le climat fait ressortir que l'on ne peut négliger l'influence du relief. Celle-ci se traduit par l'apparition de deux grands ensembles de bassins sur le graphique X et son prolongement. Ils sont en accord avec une distinction topographique simple effectuée *a priori* dès l'origine des recherches. Or le calcul d'un coefficient créé pour mesurer l'intensité du relief des bassins fluviaux prouve que les deux grands ensembles reconnus correspondent également à deux classes distinctes du coefficient orographique.

Ce fait établit pleinement la réalité de la distinction opérée *a priori*.

Si l'on considère d'autre part que le nombre de points expérimentaux portés sur les graphiques X et X bis s'élève à 109 et que les données concernant le débit solide et la pluviométrie sont assez exactes, on ne peut s'empêcher de conclure que le mode de distribution apparaissant sur ces graphiques prouve en sens inverse la valeur expressive du coefficient $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$.

Sa valeur 6 est bien une valeur limite au delà de laquelle le relief peut être considéré comme accentué et en deçà de laquelle il peut être qualifié de peu accentué.

Elle n'est évidemment pas d'une rigueur absolue. Lorsque l'on étudie un phénomène continu du milieu naturel, il existe toujours des « termes de passage » entre les subdivisions qu'il comprend. Ceci est vrai dans le cas présent comme le montrent les exemples de la Kentucky et de la Saline.

La Kentucky est un affluent de gauche de l'Ohio. Ce second fleuve longe d'assez près les monts Allegheny entre Pittsburg et Huntington. Il en reçoit, en cette portion de son cours, des affluents dont

les bassins sont caractérisés par des coefficients orographiques relativement élevés (Big Sandy, Kanawha) ou élevés si la superficie du bassin est petite (Youghiogheny). Mais, après Huntington, l'Ohio fait un coude, coule d'est en ouest jusqu'à Cincinnati et s'éloigne des Appalaches avant de s'écouler de nouveau vers le sud-ouest.

En conséquence, à partir d'Huntington, la proportionnalité entre la surface totale occupée par les pentes faibles et celle occupée par les pentes fortes se modifie de façon continue dans les bassins des affluents de gauche de l'Ohio. La première l'emporte de plus en plus sur la seconde au fur et à mesure que l'on se rapproche du Mississippi. Autrement dit, à surface égale de bassin, le coefficient orographique diminue.

Cette évolution fait son apparition avec le bassin de la Linking qui, malgré sa faible superficie (8,547 km²), ne présente qu'un coefficient orographique de 6,95 seulement. Quant au bassin de la Kentucky, il se situe très précisément dans une région où cette évolution se manifeste un peu plus mais où les pentes fortes gardent une extension suffisante pour que leur effet soit encore dominant. On peut noter alors que le coefficient orographique calculé pour lui devient très légèrement inférieur à 6, mais ce bassin garde encore une position parmi les bassins à relief accentué : il réagit comme eux à l'attaque hydrique. Ce n'est que plus à l'aval que les bassins deviennent franchement à relief peu accentué.

Le cas de la Saline est différent. Si l'on calcule des coefficients orographiques de bassins fluviaux dans une région à relief peu accentué, il est bien évident que ces coefficients ne vont rester inférieurs à la valeur limite 6 que dans la mesure où la taille des bassins va rester elle-même assez grande pour que leur relief soit conforme au relief général de la région. Mais si l'on considère des bassins de plus en plus petits, il survient un moment où leur relief ne se limite plus qu'à un aspect particulier du modelé. Si ce modelé est très en pente, les coefficients orographiques calculés dépasseront la valeur-limite 6. En cas limite, il existe donc des bassins encore assez grands pour qu'ils réagissent à l'attaque hydrique comme des bassins à relief peu accentué mais d'une taille telle que leurs coefficients de massivité et leurs hauteurs moyennes engendrent des coefficients orographiques un peu supérieurs à 6.

C'est précisément le cas de la Saline. Ce cours d'eau s'écoule aux États-Unis sur le glacis des Hautes Plaines descendant des Rocheuses vers l'est. Son bassin se situe entre ceux de la Solomon et de la Smoky hill. Ces deux derniers présentent respectivement des coefficients orographiques de 4,68 et 5,54 pour des superficies de 17 871 et 49 728 km². Or, le bassin de la Saline n'a que 7 459 km², ce qui a pour conséquence un coefficient orographique dépassant légèrement 6 : 6,38. Mais, dans son ensemble, son relief est identique à celui des bassins de la Solomon et de la Smoky hill. Il se classe avec eux dans les bassins à relief peu accentué. Il en serait tout autrement à coup sûr si son coefficient orographique prenait une valeur éloignée de 4,68 ou 5,54, c'est-à-dire par exemple 15, 50 ou 100 car en ce cas il existerait l'intervention de pentes exceptionnelles pour la région.

Ces cas particuliers démontrent qu'il existe un certain accord entre la variation du coefficient orographique créé et l'observation du milieu lui-même. Cela renforce la signification de la valeur limite 6 adoptée à la suite du double examen du tableau XI et des graphiques X et X bis.

Les conclusions du chapitre VIII reposent maintenant sur une base plus objective.

CHAPITRE X

ÉTUDE DE LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{p^2}{P}$

II. — DISTRIBUTION CLIMATIQUE DES BASSINS FLUVIAUX

Après l'évaluation du relief des bassins fluviaux à l'aide du coefficient orographique $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$, le résultat quantitatif de l'analyse graphique de relation entre $\frac{p^2}{P}$ et D.S. se complète ainsi :

- les droites A et B expriment la variation de l'érosion en fonction du coefficient climatique $\frac{p^2}{P}$ en milieu caractérisé par un coefficient orographique inférieur à 6 ;
- la droite C exprime la variation de l'érosion en fonction du coefficient climatique $\frac{p^2}{P}$ en milieu caractérisé par un coefficient orographique supérieur à 6, mais cette corrélation ne s'applique pas aux régions semi-arides du globe ;
- la droite D exprime la variation de l'érosion en fonction du coefficient climatique $\frac{p^2}{P}$ dans les régions semi-arides du globe lorsqu'elles sont caractérisées par un coefficient orographique supérieur à 6.

Mais à cet aspect quantitatif s'ajoute l'aspect qualitatif du résultat obtenu : il tient à la distribution climatique des bassins fluviaux le long des droites A, B, C et D.

A) Distribution climatique des bassins fluviaux le long de la droite D

Considérons tout d'abord le cas le plus simple, celui de la droite D. Comme cela a été déjà indiqué, tous les bassins fluviaux à relief accentué ($\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha > 6$) situés sous un climat semi-aride quelconque se distribuent de façon homogène autour d'elle. Il n'est guère possible de faire une constatation plus importante que celle-ci.

Signalons cependant, à propos du milieu semi-aride des moyennes latitudes, que les bassins où règne un climat à variation saisonnière nette des pluies se situent vers l'extrémité de la droite et non vers l'origine (Hoang-ho : 85 et 86, Lo-ho : 87 et 88, Whei-ho : 89). Les coefficients $\frac{p^2}{P}$ sont en ce cas les plus élevés et l'érosion la plus intense.

Rappelons qu'il est nécessaire de ne s'attacher, en milieu semi-aride, qu'à une mesure simplement annuelle du phénomène. Il faut cependant noter que les données moyennes de pluviométrie et d'érosion caractérisant le Tigre ne provoquent pas une aberrance de ce bassin à la corrélation trouvée. A ceci, une explication existe, qui est probablement la suivante : si l'on se reporte à l'étude des aberrances

observées sur le graphique IX, on constate immédiatement que celles-ci concernent surtout les bassins de la zone semi-aride des États-Unis, c'est-à-dire d'une zone semi-aride tempérée. Or c'est surtout en cette zone du globe que les centres d'action de l'atmosphère agissent très différemment d'une année à l'autre. Les variations saisonnières qui interviennent en climat semi-aride subtropical ou tropical accusent au contraire une certaine régularité et deviennent même très régulières dans le second milieu. La saison sèche et la saison des pluies se placent en effet toujours à la même époque. Dans cette condition, il est très normal qu'un coefficient $\frac{p^2}{P}$ calculé à partir de p et P moyens puisse caractériser assez bien le climat. Il est très normal, en conséquence, que l'on puisse constater une liaison avec l'érosion moyenne. Mais ceci n'est vrai qu'en ce cas. Ceci se confirme d'ailleurs si l'on s'attache à l'examen du milieu à relief peu accentué. En ce milieu, il a fallu prendre en considération des mesures annuelles pour le Brazos et le Colorado du Texas pour les voir confirmer la corrélation trouvée. Mais cela n'a pas été nécessaire pour l'Indus et le Rio San Juan du Mexique. Ceci signifie également que les coefficients $\frac{p^2}{P}$ calculés à l'aide de données pluviométriques moyennes sont suffisants pour ces deux cours d'eau. Et, en effet, leurs bassins voient régulièrement la saison des pluies survenir à la même époque et le mois de pluviosité maximum être très fréquemment le même chaque année.

Il peut donc être indiqué, en conclusion, que la droite D exprime la variation de l'érosion annuelle dans les régions semi-arides du globe à coefficient orographique $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ supérieur à 6, mais qu'elle doit probablement rester valable pour exprimer, en ce même milieu à relief accentué, la variation de l'érosion moyenne annuelle sous les climats semi-arides caractérisés par une variation saisonnière très régulière des pluies.

B) Distribution climatique des bassins fluviaux le long de la droite C

L'étude de cette distribution le long de cette droite n'amène aucune constatation nouvelle. Il est normal de constater la présence autour d'elle des bassins fluviaux situés sous climat alpin. Ils ne se localisent nullement autour d'une partie définie de la droite car la valeur de $\frac{p^2}{P}$ est assez variable pour eux.

La seule constatation que l'on puisse faire se rapporte aux bassins à coefficient orographique supérieur à 6 où règnent des climats relativement peu agressifs (14 : Kentucky ; 15 : Linking ; 16 : Big Sandy ; 17 : Kanawha ; 32 : Youghioghenny ; 33 : Monongahela) (climats Ca Da.f2-f et Db Da.f). Ils se situent effectivement vers l'origine de la droite C.

C) Distribution climatique des bassins fluviaux le long des droites A et B

Contrairement aux deux cas précédents, cette distribution est plus complexe autour de ces deux droites. Aussi, conformément à une méthode déjà employée, est-il préférable d'étudier séparément la distribution des bassins fluviaux caractérisés par des valeurs moyennes annuelles de pluviométrie et d'érosion et celle des bassins caractérisés par des valeurs simplement annuelles.

1. Étude de la distribution climatique, autour des droites A et B, des bassins fluviaux caractérisés par des valeurs moyennes annuelles de pluviométrie et d'érosion

Si l'on s'attache à cette étude, on constate que les bassins fluviaux caractérisés de cette manière et situés autour de la droite A sont ceux des cours d'eau suivants. Ils sont cités par ordre croissant du coefficient $\frac{p^2}{P}$.

Cours d'eau	$\frac{p^2}{P}$	D.S.	Cours d'eau	$\frac{p^2}{P}$	D.S.
Saint-Johns..... [21]	9	2,5	Delaware [27]	12,5	19
Penobscot..... [22]	9	2,8	Passaic..... [28]	12,7	26
Kennebec [23]	9	2,4	Raritan [29]	12,7	25,4
Merrimac [24]	9	2,4	Illinois [50]	12,8	45
Connecticut..... [25]	9	2,8	Sabine [10]	13,6	52,6
Seine [13]	9,1	17	Neches [11]	14,4	46
Hudson [26]	10,4	10	Mobile [9]	15,5	52,8
Susquehanna [30]	10,9	12,2	Altamaha [7]	15,7	75,2
Scioto..... [49]	11,1	26,2	Iowa..... [40]	16,1	26
Allegheny [31]	11,2	23	Apalachicola [8]	16,2	55,6
James (Virginie) [19]	11,7	33,1	Savannah [6]	18	81,2
Potomac [18]	12,2	33,3	Tisza [61]	18,8	64

Or, si l'on recherche quels sont les climats qui prédominent à la surface de ces bassins, on constate qu'ils sont les suivants :

- Climat océanique à été tempéré et pluies de toutes saisons (Cb.f) (Seine) ;
- Climat continental humide à été tempéré et pluies de toutes saisons (Db.f) (Saint-Johns, Penobscot, Kennebec, Merrimac) ;
- Climat de transition entre le climat continental humide à été tempéré et pluies de toutes saisons et le climat continental à été chaud et pluies de toutes saisons (Db Da.f et Db Da.fw) (Connecticut, Hudson, Delaware, Passaic, Raritan, Susquehanna, Allegheny, Iowa) ;
- Climat continental humide à été chaud et pluies de toutes saisons (Da.f, Da.f-fx, Da.fx) (Scioto, Illinois, Tisza) ;
- Climat de transition entre le climat subtropical humide à pluies de toutes saisons et le climat continental humide à été chaud et pluies de toutes saisons (Ca Da.f2-f) (Potomac, James) ;
- Climat subtropical humide à pluies de toutes saisons, variété du sud-est des États-Unis (Ca.f2, Ca.f3, Ca.f4) (Savannah, Altamaha, Apalachicola, Mobile, Sabine, Neches).

En d'autres termes, on constate tout d'abord la réunion autour de la droite A d'une série de bassins situés tous en zone tempérée humide et subhumide (1). Comme aucun bassin caractérisé par des valeurs moyennes annuelles de pluviométrie et d'érosion, et situé en cette zone, ne se place dans les graphiques X et X bis, ailleurs qu'autour de la droite A, cette première observation amène à conclure que cette droite exprime la variation de l'érosion en zone tempérée humide et subhumide.

Plus précisément, elle exprime la variation de l'érosion moyenne annuelle en cette zone et en milieu caractérisé par un coefficient orographique $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ inférieur à 6.

On constate d'autre part qu'autour de la droite A également, mais vers son extrémité et vers l'origine de la droite B, se réunit une série de bassins où règne une variété de climat subtropical caractérisée par la chute de pluies abondantes en toutes saisons. Cette variété de climat semble être moins agressive que les climats subtropicaux à variation saisonnière nette des pluies. Pour le milieu sur lequel elle s'étend, la droite A exprime encore la variation de l'érosion moyenne annuelle en fonction du $\frac{p^2}{P}$ car $\frac{p^2}{P}$ est inférieur à 20, mais c'est sans doute un cas limite.

Si l'on s'attache maintenant à l'étude des bassins fluviaux toujours caractérisés par des valeurs

(1) Nous donnons ici cette précision, et nous la donnerons également ailleurs, parce que l'ensemble des régions semi-arides du globe constitue un tout qui se révèle réagir de façon homogène.

moyennes annuelles de pluviométrie et d'érosion mais situés autour de la droite B, on constate que ce sont ceux des cours d'eau suivants :

Cours d'eau	$\frac{p^2}{P}$	D.S.	Cours d'eau	$\frac{p^2}{P}$	D.S.
Rio San Juan [73]	20,3	156	Si-kiang [5]	35,5	660
Indus [72]	33	455	Irrawady [1]	44	700
Hai-ho [3]	35	320	Gange [2]	65,4	1 400

Les climats qui prédominent à la surface de ces bassins sont :

- Le climat tropical humide à saison sèche et saison humide (A.w) (Irrawady) ;
- Le climat subtropical humide à hiver sec ou hiver faiblement pluvieux (Ca.w, Ca.wf) (Gange, Hai-ho, Si-kiang) ;
- Le climat subtropical semi-aride à aridité d'hiver ou à hiver très faiblement pluvieux (BSh.w, BSh) (Indus, Rio San Juan).

On constate donc immédiatement qu'ils appartiennent tous à trois zones climatiques dont le caractère essentiel est la variation saisonnière nette des pluies, plus précisément l'existence d'une saison sèche nettement individualisée ou d'une saison tout au plus faiblement pluvieuse.

Les climats de ces zones sont plus agressifs et ils engendrent une érosion élevée comme le montrent les dégradations spécifiques qui y sont enregistrées. Comme on constate qu'aucun bassin caractérisé par des valeurs moyennes annuelles de pluviométrie et d'érosion, et situé en ces zones, ne se place ailleurs qu'autour de la droite B dans les graphiques X et X bis, on peut conclure, malgré le faible nombre des données, que cette droite exprime la variation de l'érosion moyenne annuelle en zone tropicale humide ou subhumide et en zone subtropicale humide ou subhumide lorsque, bien entendu, le coefficient orographique $\bar{H}.tg \alpha$ est inférieur à 6. Elle exprime sans doute également la même variation en milieu semi-aride, mais seulement si celui-ci est caractérisé par une variation saisonnière très régulière des pluies (les raisons de cette hypothèse ont été exposées à propos de l'étude de la droite D). En cas d'irrégularité d'une année à l'autre dans le mode de répartition des pluies au cours de l'année, la droite B n'exprime que la variation de l'érosion annuelle en milieu semi-aride. Les cas du Brazos et du Colorado du Texas le démontrent. Et ceci amène une seconde série d'observations.

2. Étude de la distribution climatique, autour des droites A et B, des bassins fluviaux caractérisés par des valeurs simplement annuelles de pluviométrie et d'érosion

Cette seconde étude de distribution fait apparaître immédiatement que les bassins fluviaux, lorsqu'ils sont caractérisés de cette manière, ne se cantonnent plus systématiquement autour de la droite A lorsqu'ils sont situés en zone tempérée humide ou subhumide et autour de la droite B si un climat tropical humide ou subhumide, un climat subtropical humide ou subhumide ou un climat semi-aride prédomine à leur surface. Leur position est très variable et dépend essentiellement de l'intensité du phénomène qui s'est produit chaque année.

Considérons en effet l'ensemble des points expérimentaux englobés dans cette étude. Ils sont au nombre de 41.

Parmi eux, 35 se rapportent à des bassins où prédominent les climats suivants :

- Climat de transition entre le climat continental humide à été tempéré et le climat continental humide à été chaud (Db Da.fw) (bassins 34 à 39) ;
- Climat analogue au précédent, mais à caractère subhumide (Db Da → BSk.fw) (bassins 41 à 48) ;
- Climat continental humide à été chaud (Da.fw, Da.fx (Da → BSk.x), Da.fx) (bassins 51 à 60, 62 à 71).

Ces bassins se situent aux États-Unis en zone tempérée. Les régions où ils se placent sont toutes caractérisées par des coefficients $\frac{p^2}{P}$ inférieurs à 20 lorsque l'on tient compte de p moyen et de P moyen. Ainsi :

$\frac{p^2}{P} = 13,3$	pour l'État du Wisconsin	($p = 101,6$ mm, $P = 774,4$ mm) ;
$\frac{p^2}{P} = 16,1$	— Minnesota	($p = 101,6$ — $P = 638,8$ —
$\frac{p^2}{P} = 17,2$	— Dakota.N.	($p = 86,3$ — $P = 429,8$ —
$\frac{p^2}{P} = 15$	— Dakota.S.	($p = 85,3$ — $P = 481$ —
$\frac{p^2}{P} = 14,6$	— Nébraska	($p = 91,9$ — $P = 575,3$ —
$\frac{p^2}{P} = 15$	— Kansas	($p = 101$ — $P = 674,6$ —
$\frac{p^2}{P} = 17$	— Iowa	($p = 117$ — $P = 801,6$ —
$\frac{p^2}{P} = 14,3$	— Missouri	($p = 121,4$ — $P = 1\ 024$ —

Des valeurs de $\frac{p^2}{P}$ de cet ordre se retrouvent également lors de l'étude annuelle de ces bassins. Ceci se produit vingt-deux fois sur trente-cinq. Or ces vingt-deux fois, la dégradation spécifique mesurée confirme bien l'existence de la droite A. Mais treize fois le coefficient $\frac{p^2}{P}$ calculé est supérieur à 20 et parfois même largement (32,6 ; 34,8 ; 36,5 ; 40,2). Or on constate que ces coefficients, analogues à ceux qui caractérisent en moyenne des climats beaucoup plus agressifs que ceux de la zone tempérée, sont liés à des érosions aussi importantes que celles observées sous des climats agressifs. Et c'est la droite B qui se trouve alors confirmée.

A l'inverse, si l'on examine maintenant les six points se rapportant au Brazos et au Colorado du Texas, on constate le fait suivant. Un climat semi-aride prédomine sur les bassins de ces deux cours d'eau. Une étude annuelle est nécessaire pour eux et cinq fois sur six le coefficient $\frac{p^2}{P}$ est supérieur à 20. Cinq points expérimentaux se placent alors autour de la droite B. Mais en 1932-1933, les conditions pluviales qui ont régné sur le bassin du Colorado du Texas se traduisent par un coefficient $\frac{p^2}{P}$ de 13,3. Or elles n'ont entraîné qu'une dégradation spécifique de 23,5 t/km²/an. Le point correspondant se place alors sur la droite A.

On constate donc que, dans une région où la relation entre l'érosion moyenne annuelle et l'action moyenne du climat relève de la droite A, une action supérieure à cette action moyenne peut entraîner un phénomène qui relève de la droite B. La réciproque est également vraie. Une action climatique inférieure à l'action moyenne du climat dans une région où la relation entre l'érosion moyenne annuelle et cette dernière action relève de la droite B peut entraîner un phénomène qui relève de la droite A.

Finalement, les droites A et B expriment la variation de l'érosion annuelle en fonction du coeffi-

cient $\frac{p^2}{P}$ en milieu caractérisé par un coefficient orographique inférieur à 6. La première traduit cette variation lorsque $\frac{p^2}{P}$ est inférieur à 20 et la seconde lorsque $\frac{p^2}{P}$ est supérieur à 20.

Ceci nous fait retrouver l'aspect quantitatif du résultat de nos recherches et c'est cet aspect qui, seul, compte en définitive.

D) Conclusion

L'étude de la distribution climatique des bassins fluviaux le long des droites A, B, C, D montre que le résultat des recherches entreprises pour établir une relation entre l'érosion du sol et son facteur prédominant, les précipitations atmosphériques, possède une certaine signification climatique. Celui-ci tient :

1° A ce que les régions du globe à climat semi-aride et à relief accentué ($\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha > 6$) constituent un milieu dont la susceptibilité à l'érosion est excessivement élevée. Une corrélation nette existe pour ce milieu entre D.S. et $\frac{p^2}{P}$. Elle se différencie de celle qui existe pour le milieu à relief accentué sous tous les autres climats ;

2° A ce qu'en milieu à relief peu accentué, les points expérimentaux correspondant à des données moyennes se placent exclusivement autour de la droite A si les bassins étudiés se situent en zone tempérée et exclusivement autour de la droite B s'ils se situent en zone tropicale, subtropicale ou semi-aride.

Ceci était apparent et méritait d'être signalé. Mais l'examen des données annuelles rappelle qu'en définitive le résultat capital des recherches entreprises est le suivant :

Il existe une relation entre la dégradation spécifique des bassins fluviaux et le coefficient climatique $\frac{p^2}{P}$ lorsque l'on calcule celui-ci pour la période de mesure du débit solide. Cette période peut ne comprendre qu'une seule année ou s'étendre sur plusieurs années. Dans le premier cas $\frac{p^2}{P}$ se calcule pour une année, dans le second $\frac{p^2}{P}$ se calcule à partir de p moyen et P moyen. En milieu semi-aride, il ne faut s'attacher qu'à une étude annuelle. Cette relation se traduit par quatre corrélations auxquelles correspondent quatre droites :

- la droite A exprime la variation de l'érosion en milieu à relief peu accentué ($\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha < 6$) lorsque $\frac{p^2}{P}$ est inférieur à 20 ;
- la droite B exprime la variation de l'érosion en milieu à relief peu accentué ($\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha < 6$) lorsque $\frac{p^2}{P}$ est supérieur à 20 ;
- la droite C exprime la variation de l'érosion en milieu à relief accentué ($\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha > 6$) situé sous tous climats sauf sous climat semi-aride ;
- la droite D exprime la variation de l'érosion en milieu à relief accentué ($\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha > 6$) situé sous climat semi-aride.

CHAPITRE XI

ÉTUDE DE LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{p^2}{P}$ EN PETITS BASSINS FLUVIAUX ET EN CHAMPS EXPÉRIMENTAUX

L'évaluation du relief des bassins fluviaux et sa caractérisation par le coefficient orographique $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ ont permis de prouver que l'apparition de deux grands ensembles de bassins sur les graphiques X et X bis, l'un autour des droites A et B, l'autre autour des droites C et D, est conforme à une réalité topographique.

Les aspects quantitatif et qualitatif de l'analyse graphique de la relation entre la dégradation spécifique des bassins fluviaux et le coefficient climatique $\frac{P^2}{P}$ mettent, d'autre part, très nettement en lumière la valeur que possède ce coefficient pour exprimer le pouvoir érodant du climat. Les quatre corrélations établies vont conduire au calcul de quatre équations de régression linéaire et l'on possédera ainsi un instrument de mesure permettant l'estimation de l'intensité de l'érosion en fonction d'un coefficient climatique.

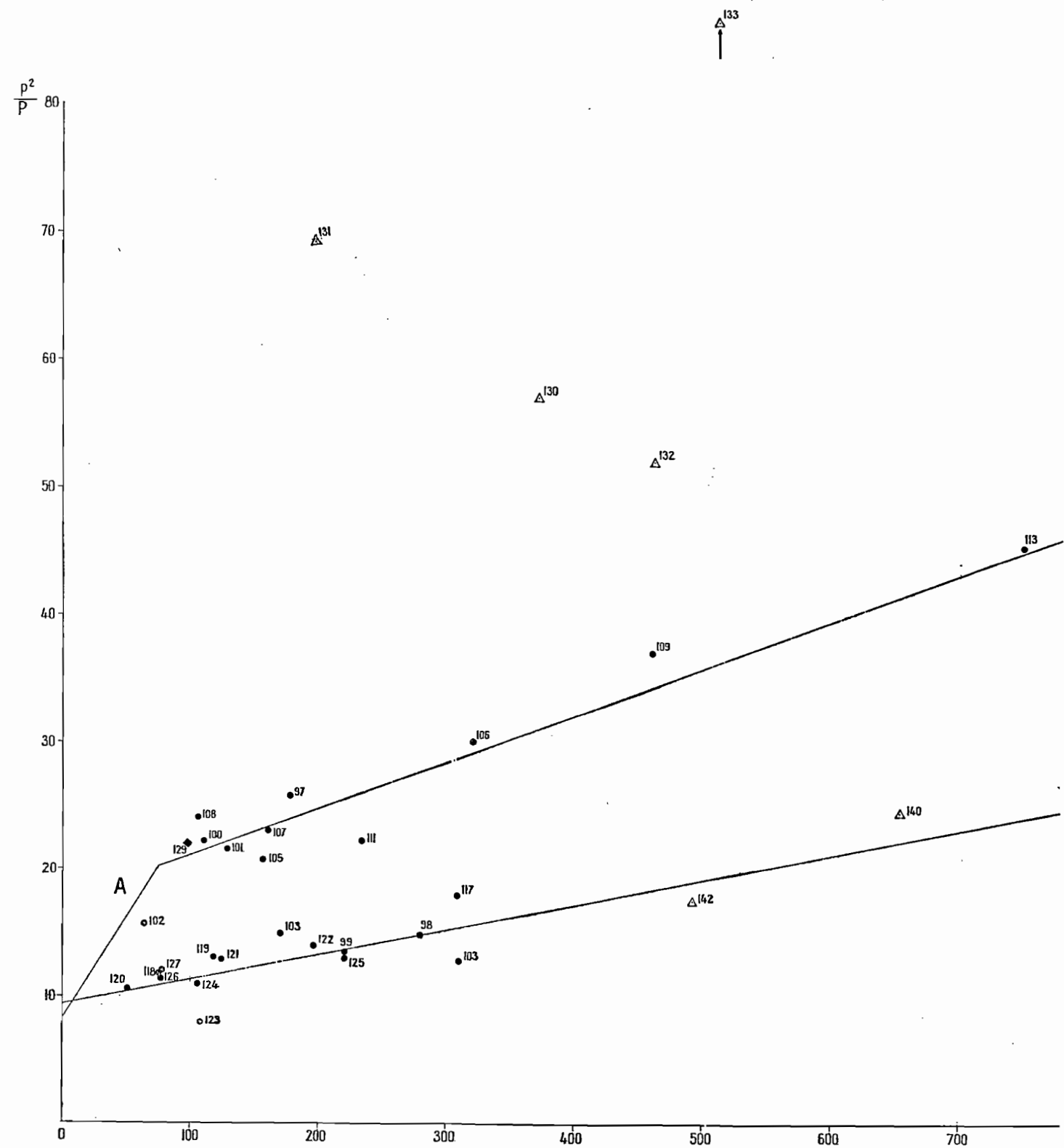
Mais l'emploi de la dégradation spécifique des bassins fluviaux comme mesure de l'érosion limite cette estimation à l'entraînement des matériaux à très longue distance.

L'étude critique des données concernant l'érosion en champs expérimentaux a montré qu'il est difficile d'établir des comparaisons entre ces données, probablement parce qu'il est difficile de mesurer en un point déterminé la part que prend chacun de tous les facteurs de l'érosion du sol dans l'action conjuguée que tous exercent. Cette remarque s'applique également à un lieu très restreint d'un bassin fluvial : c'est pour cette raison qu'il a fallu négliger les très petits bassins fluviaux.

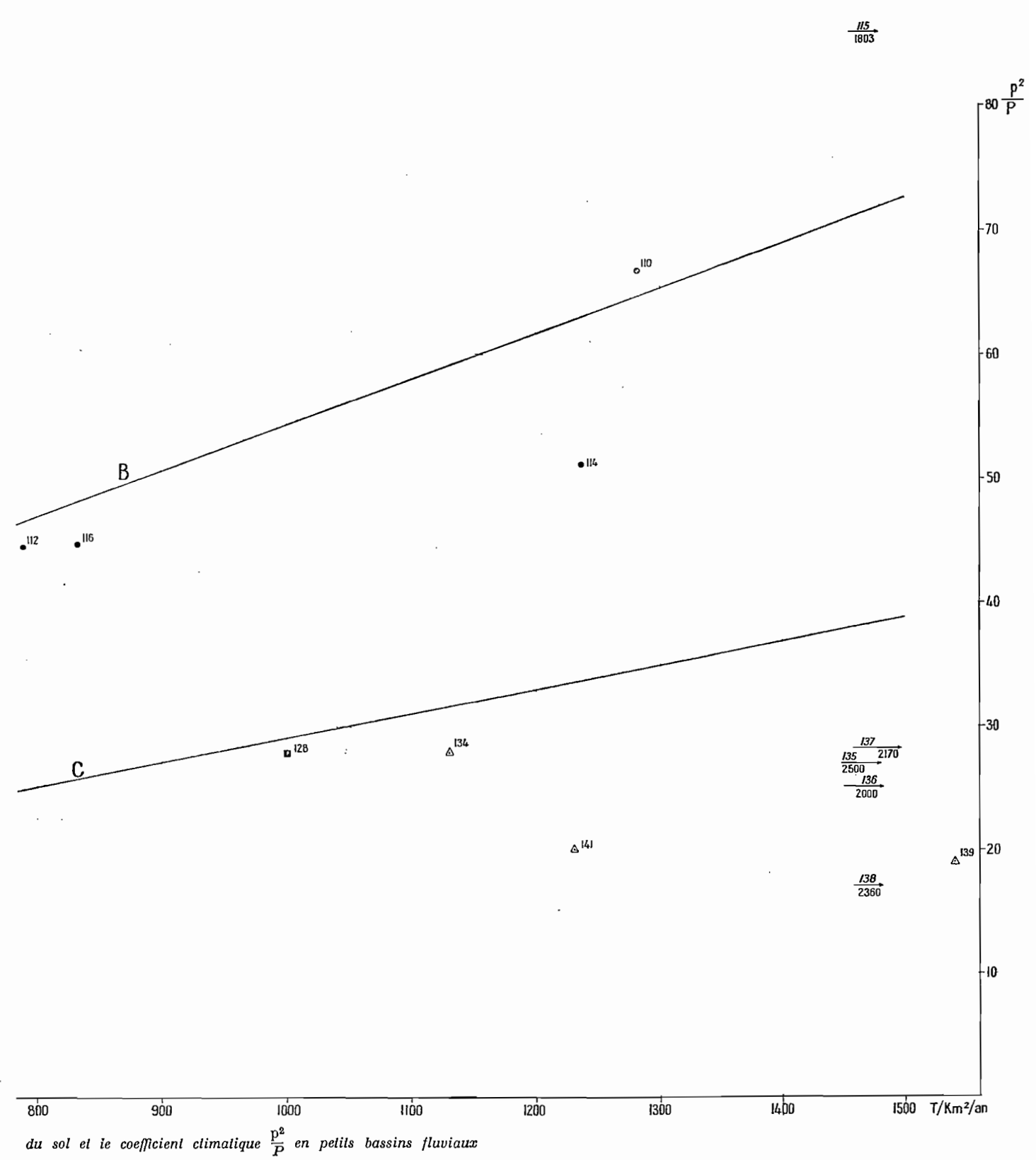
Les corrélations établies entre $\frac{P^2}{P}$ et D.S. ne permettent donc l'estimation de l'érosion que sur un plan général. Elles ne peuvent en aucun cas rendre compte des phénomènes locaux que sont les déplacements d'éléments solides à plus ou moins grande distance dans un lieu donné.

Cependant, ces phénomènes locaux existent, et il y a tout lieu de croire que les facteurs dont l'influence se manifeste sur un plan général interviennent également dans leur cas. Seulement les modalités de leur action se compliquent dans la mesure où les facteurs locaux entrent en jeu. Il était néanmoins intéressant, afin d'élargir la portée du résultat obtenu, de rechercher le niveau de responsabilité de ses facteurs généraux à l'échelle locale.

Dans ce but, des données chiffrées sur l'érosion du sol en petits bassins fluviaux (superficie inférieure à 2 000 km²) et en petites surfaces expérimentales ont été réunies et l'analyse graphique de leur relation avec les coefficients $\frac{P^2}{P}$ correspondants a été effectuée. Les graphiques XI et XII représentent ces tentatives. Cette analyse a été rendue possible par l'existence de deux campagnes de mesure des transports solides effectués en suspension annuellement par des petits cours d'eau des États-Unis.

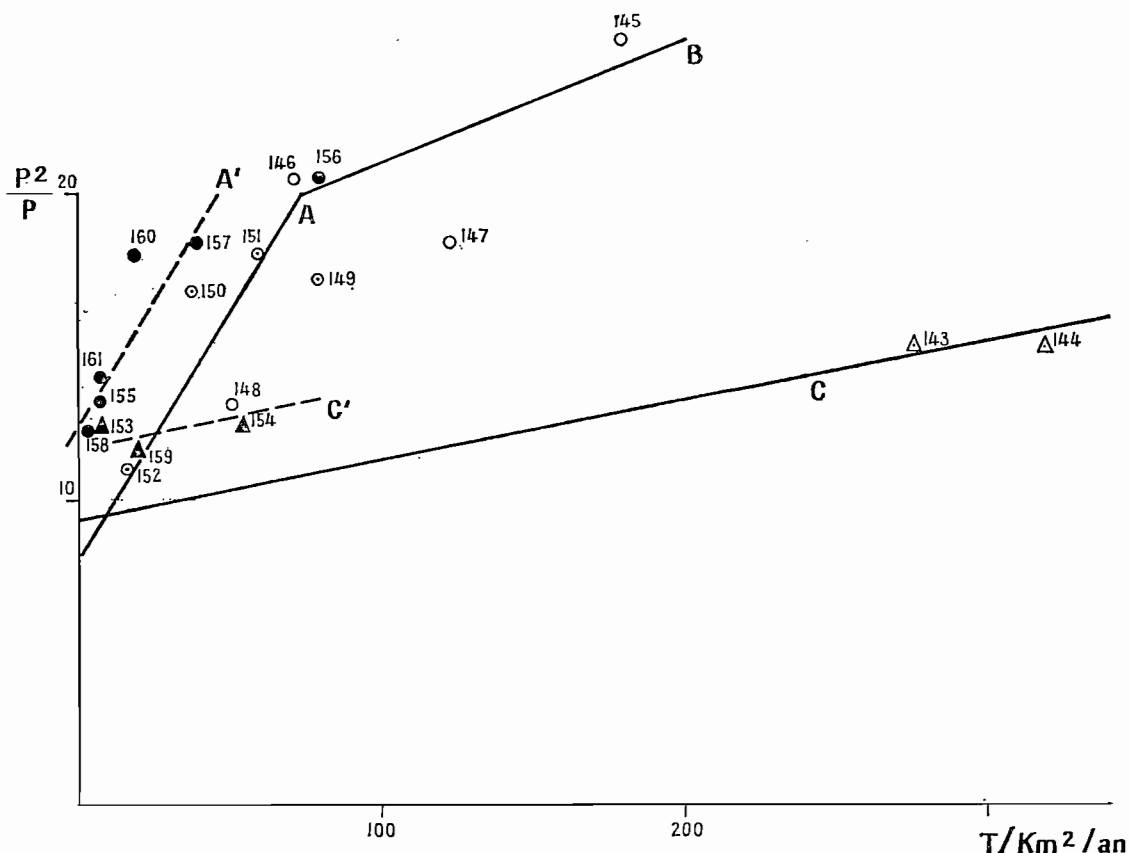


GRAPHIQUE XI. — Analyse graphique de la relation entre l'érosion



du sol et le coefficient climatique $\frac{p^2}{P}$ en petits bassins fluviaux

L'une a eu lieu dans le bassin supérieur du Mississippi (juin 1932-mai 1933) [7]. L'autre a été effectuée entre 1934 et 1940 par la Division des Recherches hydrologiques du Service de la Conservation du Sol [34, 35, 36]. D'autre part les hydrologues italiens ont effectué des mesures identiques dans des petits bassins des Alpes et des Apennins [26].



GRAPHIQUE XII. — Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient climatique $\frac{p^2}{P}$ en champs expérimentaux

En ce qui concerne les petites surfaces expérimentales, toutes les données recueillies proviennent de la même source : Stations expérimentales de Conservation du Sol du Service de la Conservation du Sol des États-Unis [4, 8, 10, 13, 16, 27, 33, 39].

I

ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT CLIMATIQUE $\frac{p^2}{P}$ EN PETITS BASSINS FLUVIAUX

(Superficie inférieure à 2 000 km²)

Les valeurs utilisées pour effectuer cette analyse graphique sont réunies dans les tableaux XII et XIII. Aux petits bassins fluviaux américains et italiens s'ajoutent ceux de l'Arve (France) et de l'Afriné (Syrie). Les premiers sont représentés par des cercles, les seconds par des triangles, l'Arve par un carré et l'Afriné par un losange.

TABLEAU XII

VALEURS DE DÉGRADATION SPÉCIFIQUE DE PETITS BASSINS FLUVIAUX
(Superficie du bassin inférieure à 2 000 km²)

Cours d'eau		Lieu d'étude	Superficie du bassin (km ²)	Période d'étude	Dégradation spécifique (t/km ² /an)
<i>Etats-Unis</i>					
Bad Axe	[7]	Victory (Wisconsin).	440	6/1932-5/1933	177
Coon Creek	[7]	Coon Valley (Wisconsin).	200	1934-1940	280
Little La Crosse	[7]	Leon (Wisconsin).	200	1934-1940	221
La Crosse	[7]	West Salem (Wisconsin).	1 067	6/1932-5/1933	110
Trempealeau	[7]	Dodge (Wisconsin).	1 575	6/1932-5/1933	128
Buffalo	[7]	Alma (Wisconsin).	1 204	6/1932-5/1933	64
Whitewater	[7]	Weaver (Minnesota).	828	6/1932-5/1933	170
Gunpowder falls	[6]	Baltimore (Maryland).	777	29 ans	311
				1935	156
West Fork of Deep River	[36]	Hight-Point (Caroline du N.).	83	1936	320
				1937	160
				1938	105,7
				1935	461
Tarkio	[34]	Blanchard (Iowa).	518	1936	1 282
				1937	234
				1938	789
				1935	750
West Tarkio Creek.....	[34]	Westboro (Missouri).	272	1936	1 237
				1937	1 803
				1938	833
Spavinaw Creek	[6]	Spavinaw (Oklahoma).	1 036	11 ans	309
				1935	75
South Fork of Palouse .	[35]	Pullman (Washington).	210	1937	118
				1938	51
				1935	124
Fourmile Creek	[35]	Shawnee (Washington).	186	1937	196
				1938	108
				1935	105
Missouri Flat Creek	[35]	Pullman (Washington).	71,2	1937	221
				1938	77
Merced	[6]	Merced (Californie).	2 000	19 ans	78,5
<i>France</i>					
Arve	[30]	Genève.	2 000	1890 et 1915	1 000
<i>Syrie</i>					
Afriné	[23]	Midanki (Syrie).	1 365		97
<i>Italie</i>					
Isonzo	[26]	Canale.	1 357	1929-1935	372
Scrivia	[26]	Isola del Cantone.	214	1931-1935	199
Trebbia	[26]	Valsigiara.	226	1930-1935	462
Taro.....	[26]	Piane di Carniglia.	90,5	1934-1935	510
Parma	[26]	Baganzola.	618	1924-1935	1 130
Enza	[26]	Sorbolo.	670	1924-1935	2 500
Secchia	[26]	Ponte Bacchello.	1 292	1924-1935	2 000

Cours d'eau	Lieu d'étude	Superficie du bassin (km ²)	Période d'étude	Dégradation spécifique (t/km ² /an)
<i>Italie (suite)</i>				
Panaro	[26] Bomporto.	1 000	1924-1935	2 170
Idice	[26] Castenaso.	397	1933-1935	2 360
Lamone	[26] Faenza.	263	1933-1935	1 540
Trigno	[26] Trivento.	544	1931-1935	653
Fortore	[26] Ponte du Littorio.	1 168	1933-1935	1 230
Ofanto	[26] Rochetta s. Antonio.	1 120	1932-1935	492

La distribution des bassins obtenue sur le graphique XI est tout à fait remarquable et une constatation s'impose dès l'abord de son examen.

Il est immédiatement visible en effet, après avoir reporté sur le graphique XI les quatre droites A, B, C et D, que tous les petits bassins fluviaux américains [97 à 127] se placent sans exception, et avec l'Arve [128] et l'Afriné [129], soit le long de la droite A, soit le long de la droite B, soit le long de la droite C. Tout au contraire les petits bassins fluviaux italiens [130 à 142] se dispersent largement dans le graphique et si certains se situent près d'une des droites, presque tous s'en éloignent nettement.

Or cette seconde série de bassins diffère de la première sur un point essentiel : le relief. Les bassins qui la composent sont tous des bassins de montagne et, qui plus est, bien souvent des bassins torrentiels. Il suffit de se reporter à une carte physique de l'Italie pour se rendre compte qu'à leur faible superficie sont associées des distances fort courtes entre les sommets et les thalwegs. Or ils présentent également des différences d'altitude énormes. On passe par exemple de 2 863 à 200 m environ dans le bassin de l'Isonzo en amont de Canale, de 1 598 à 460 m environ dans celui de la Scrivia avant Isola del Cantone, de 2 121 à environ 60 m dans celui de la Secchia avant Ponte Bacchello, de 2 163 à environ 60 m dans celui du Panaro avant Bomporto, de 2 017 à moins de 100 m dans celui de l'Enza en amont de Sorbolo, de 1 598 à moins de 500 m dans celui de la Trebbia en amont de Valsigiara, de 1 482 à moins de 500 m dans celui du Trigno avant Trivento, et l'on pourrait citer ici tous les bassins italiens à ce point de vue. Dans ces conditions, ils présentent une majorité de très fortes pentes et les phénomènes d'érosion qui s'y produisent sont plus particuliers. L'entraînement des produits d'altération des roches se fait rapidement ; le sol reste souvent squelettique et la roche nue affleure ; les mouvements de masse, glissements de terrain, éboulements, éboulis, etc., prédominent. Les hydrologues italiens ont donc étudié un milieu bien individualisé où les facteurs généraux de l'érosion du sol n'exercent pas un rôle dominant. Ce sont beaucoup plus l'intensité des mouvements de masse, les facteurs lithologiques, la dimension des matériaux entraînés, la puissance brute de transport des courants d'eau qui règlent ici la perte en terre des bassins et le débit solide des cours d'eau.

Tous ces facteurs n'apparaissent pas dans notre étude. Les relations trouvées ne sont donc pas applicables à ce milieu et les aberrances constatées ne sont nullement étonnantes.

Devant cette observation, on est amené naturellement à rechercher quels sont les caractères du milieu naturel dans les petits bassins fluviaux américains qui, eux, confirment les corrélations établies. Or, si l'on s'applique à leur étude, on constate qu'à leur surface, des sols bien développés existent partout. Les sols squelettiques et les terrains incultes n'occupent que 1 à 3 % seulement de la superficie des bassins des rivières Bad Axe, Coon Creek, Little La Crosse, La Crosse, Trempealeau, Buffalo et Whitewater [7]. Nous ne possédons pas d'informations chiffrées à ce même sujet en ce qui concerne les rivières West Fork of Deep Creek, Tarkio, West Tarkio Creek, South Fork of Palouse, Fourmile Creek, Missouri Flat Creek, mais l'observation des cartes pédologiques de l'*Atlas of American Agriculture* et le fait que les bassins de ces rivières ont été étudiés pour servir de lieu de démonstration pour des aménagements cultureux rendent certaine l'affirmation que là encore des sols existent partout.

TABLEAU XIII

VALEURS UTILISÉES POUR L'ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION
ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT $\frac{p^2}{P}$ EN PETITS BASSINS FLUVIAUX

	Cours d'eau	p (mm)	P (mm)	$\frac{p}{P}$	$\frac{p^2}{P}$	D.S. (t/km ² /an)
97	Bad Axe	151,4 (août)	884,7	0,171	25,8	177
98	Coon Creek.....	113 (sept.)	855,5	0,132	14,9	280
99	Little La Crosse	103,5 (juin)	787,5	0,131	13,55	221
100	La Crosse	127 (mai)	711	0,178	22,5	110
101	Trempealeau.....	143,2 (juin)	946	0,151	21,6	128
102	Buffalo.....	101,6 (août)	654	0,155	15,7	64
103	Whitewater.....	94,2 (mai)	591	0,160	15	170
104	Gunpowder falls	118 (juillet)	1 081	0,109	12,8	311
105		160,4 (juillet)	1 226,2	0,130	20,8	156
106	W. Fork of Deep Creek ..	214,6 (janv.)	1 512	0,142	30,5	320
107		169,6 (août)	1 214	0,139	23,5	160
108		155 (juillet)	988,5	0,156	24,2	105,7
109		179,8 (juin)	868,7	0,207	37,2	461
110	Tarkio	225 (sept.)	750	0,300	67,5	1 282
111		130 (juillet)	735	0,176	22,9	234
112		186,2 (août)	774,7	0,240	44,7	789
113		227 (juin)	941	0,241	54,5	750
114	West Tarkio Creek	191,2 (sept.)	710,7	0,269	51,6	1 237
115		263 (juillet)	798,3	0,329	86,5	1 803
116		205,5 (mai)	892,3	0,230	47,2	833
117	Spaninaw Creek	139,9 (juin)	1 141,7	0,122	18	309
118		67,3 (janv.)	382,5	0,175	11,8	75
119	Sth Fork of Palouse	92,4 (déc.)	649,8	0,142	13,1	118
120		64,6 (nov.)	390,2	0,165	10,6	51
121		67,8 (déc.)	340	0,200	13,5	124
122	Fourmile Creek	88,4 (déc.)	557,2	0,158	14	196
123		54 (févr.)	338,3	0,160	8,6	108
124		65,2 (janv.)	358,6	0,182	11,9	105
125	Missouri Flat Creek	89,6 (janv.)	621,2	0,144	13	221
126		64,5 (nov.)	362,7	0,177	11,4	77
127	Merced.....	59,7 (janv.)	289,3	0,210	12,5	78,5
128	Arve.....	221 (août)	1 750	0,126	27,8	1 000
129	Afriné	108,2 (avril)	520,8	0,207	22,3	97
130	Isonzo	386 (oct.)	2 604	0,148	57,1	372
131	Scrivia	349 (nov.)	1 741	0,200	69,8	199
132	Trebbia	320 (nov.)	1 913	0,161	51,5	462
133	Taro	482 (nov.)	2 456	0,200	96,4	510
134	Parma	180 (nov.)	1 154	0,155	27,9	1 130
135	Enza	180 (nov.)	1 187	0,151	27,1	2 500
136	Secchia	177 (nov.)	1 205	0,146	25,8	2 000
137	Panaro.....	178 (nov.)	1 157	0,153	27,2	2 170
138	Idice	135 (nov.)	1 057	0,127	17,1	2 360
139	Lamone	154 (nov.)	1 234	0,124	19	1 540
140	Trigno	157 (nov.)	1 001	0,157	24,6	653
141	Fortore	130 (déc.)	835	0,155	20,1	1 230
142	Ofanto	124 (déc.)	870	0,142	17,6	492

L'érosion hydrique peut donc revêtir son aspect le plus fréquent et le plus normal. Comme les petits bassins américains se situent alors autour des droites A, B et C, une seule conclusion s'impose : elle est qu'il faut voir dans la présence des sols la cause des positions prises dans le graphique XI par ces bassins.

Il reste à vérifier si ceux qui se situent autour de la droite C sont caractérisés par des coefficients orographiques supérieurs à 6 et ceux qui se situent autour des droites A et B par des coefficients orographiques inférieurs à 6. Cette vérification seule permettra de confirmer définitivement que les corrélations établies restent valables dans leur cas.

Malheureusement, les cartes en courbes de niveau de ces bassins ne sont pas en notre possession, mais la documentation suivante nous a été fournie à leur sujet.

Répartition des surfaces en fonction des pentes :

— Bassin de la rivière Coon Creek [98] :

Pentes de moins de 3 %	5 274 acres
— 3 à 8 %	7 792 —
— 8 à 15 %	10 480 —
— 15 à 25 %	9 507 —
— 25 à 40 %	4 877 —
— plus de 40 %	10 375 —

— Bassin de la rivière Little La Crosse [99] :

Pentes de moins de 3 %	8 675 acres
— 3 à 8 %	7 684 —
— 8 à 15 %	7 052 —
— 15 à 25 %	7 072 —
— 25 à 40 %	7 484 —
— plus de 40 %	11 224 —

— Bassin de la rivière West Fork of Deep Creek [105 à 108] :

Pentes de moins de 3 %	1 762 acres
— 3 à 7 %	10 748 —
— 7 à 12 %	6 170 —
— plus de 12 %	1 841 —

— Bassins additionnés des rivières Tarkio et West Tarkio Creek [109 à 116] :

Pentes de moins de 3 %	31 849 acres
— 3 à 7 %	22 020 —
— 7 à 12 %	44 884 —
— 12 à 15 %	1 978 —
— plus de 15 %	138 —

— Bassin de la rivière South Fork of Palouse [118 à 120] :

Pentes de moins de 3 %	4 107 acres
— 3 à 15 %	15 444 —
— 15 à 30 %	20 170 —
— 30 à 40 %	2 912 —
— plus de 40 %	4 287 —

— Bassin de la rivière Fourmile Creek [121 à 123] :

Pentes de moins de 3 %	4 633 acres
— 3 à 15 %	14 932 —
— 15 à 30 %	19 418 —
— 30 à 40 %	3 889 —
— plus de 40 %	1 285 —

— Bassin de la rivière Missouri Flat Creek [124 à 126] :

Pentes de moins de 3 %	1 907 acres
— 3 à 15 %	6 649 —
— 15 à 30 %	9 643 —
— 30 à 40 %	638 —
— plus de 40 %	149 —

Or cette documentation permet de se rendre parfaitement compte que la distribution des points expérimentaux dans le graphique XI confirme bien les corrélations établies.

Les bassins des rivières Coon Creek et Little La Crosse ont le tiers de leur surface occupé par des pentes dont les pourcentages sont supérieurs à 25 % et la moitié par des pentes dont les pourcentages sont supérieurs à 15 %. Les bassins des rivières South Fork of Palouse, Fourmile Creek et Missouri Flat Creek ont respectivement 58 %, 55 % et 55 % de leur surface occupés par des pentes dont les pourcentages sont supérieurs à 15 %. Ce sont donc des bassins à relief accentué. Or les onze points qui s'y rapportent se situent autour de la droite C. Près de cette droite vient également se placer le bassin de l'Arve [128].

Le bassin de la rivière West Fork of Deep River a, au contraire, la presque totalité de sa surface occupée par des pentes dont les pourcentages sont inférieurs à 12 % et plus de la moitié de cette surface est occupée par des pentes dont les pourcentages sont inférieurs à 7 %. Il en est exactement de même pour les bassins des rivières Tarkio et West Tarkio Creek. Ces bassins peuvent donc être considérés comme des bassins à relief peu accentué. Or les douze points qui s'y rattachent se situent autour des droites A et B.

On peut donc, en conclusion générale, affirmer que les corrélations établies restent valables à l'échelle de petits bassins fluviaux, même si ceux-ci ont seulement une superficie d'une centaine de kilomètres carrés, mais à la condition que le milieu naturel les composant permette l'entrée en jeu des facteurs généraux de l'érosion à la surface du globe. Une condition essentielle semble être la présence d'un manteau superficiel épais et continu de sols. Lorsque l'on aborde un milieu où l'action de facteurs particuliers prédomine, les corrélations ne se vérifient plus.

II

ANALYSE GRAPHIQUE DE LA RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL ET LE COEFFICIENT CLIMATIQUE $\frac{p^2}{P}$ EN CHAMPS EXPÉRIMENTAUX

L'étude précédente a démontré que les corrélations établies entre le coefficient climatique $\frac{p^2}{P}$ et la dégradation spécifique des bassins fluviaux peuvent s'appliquer encore à de petits bassins, mais dans une condition déterminée. Il était intéressant alors de rechercher quelles pouvaient être les relations entre le coefficient $\frac{p^2}{P}$ et les mesures d'érosion obtenues en champs expérimentaux de quelques dizaines à quelques centaines de mètres carrés de superficie. Dans ce but, un certain nombre de données

ont été réunies. On en trouve un assez grand nombre dans les publications qui s'y rapportent, mais malheureusement bien peu sont utilisables ici. Les raisons de ce fait ont été indiquées lors de la recherche des données chiffrées sur l'érosion du sol. Rappelons que les Stations de Recherche utilisant les champs expérimentaux ne s'attachent qu'au problème de conservation du sol de leur lieu d'établissement. Elles étudient les plantes, les sols, les pentes qui les intéressent. Elles ne songent pas à répéter une expérience faite ailleurs. Elles fournissent donc des informations non comparables entre elles. Or, l'effet des précipitations ne devient apparent, dans ce type d'étude, que si l'on compare des milieux ayant à peu près la même susceptibilité à l'érosion. Il est difficile de prendre en considération l'étude annuelle d'un même champ pendant une série d'années, car l'érosion et le coefficient $\frac{p^2}{P}$ risquent en ce cas de ne

présenter que des variations limitées puisque le climat est toujours le même. Il faut prendre en considération des champs ayant à peu près la même taille, portant la même végétation, cultivés de la même manière et situés en divers lieux.

Le réseau de Stations de Recherche du Service de la Conservation du Sol des États-Unis permet de satisfaire à ces nécessités. Ces Stations utilisent en effet fréquemment une « parcelle standard » de 40 m² (1/100 acre) de superficie ; plusieurs d'entre elles étudient la même culture ; presque toutes enfin ont comme « parcelle témoin » une parcelle en végétation naturelle herbacée. Elles fournissent ainsi les trois séries de données, malheureusement limitées, montrées par les tableaux XIV, XV et XVI.

TABLEAU XIV

PERTES MOYENNES ANNUELLES DE TERRE
ENREGISTRÉES SUR DES CHAMPS EXPÉRIMENTAUX DE 1/100 ACRE (40 m²)
CULTIVÉS CONTINUELLEMENT EN MAÏS
ET VALEURS CORRESPONDANTES DU COEFFICIENT $\frac{p^2}{P}$

	Station	Pente du champ (%)	Erosion (t/km ² /an)	$\frac{p^2}{P}$	Période d'étude
143	La Crosse (Wisconsin) [13]	16	27 589	15	1933-1938
144		30	31 986	15	1933-1938
145	Zanesville (Ohio) [4]	12	18 088	25,3	1934-1936
146	Clarinda (Iowa) [27]	9	7 195	20,5	1932-1935
147	Bethany (Missouri) [39]	8	12 350	18,4	1931-1940
148	Temple (Texas) [3]	4	5 135	13,1	1933-1936

TABLEAU XV

PERTES MOYENNES ANNUELLES DE TERRE ENREGISTRÉES SUR DES CHAMPS EXPÉRIMENTAUX
CULTIVÉS CONTINUELLEMENT EN COTON ET VALEURS CORRESPONDANTES DU COEFFICIENT $\frac{p^2}{P}$

	Station	Surface du champ	Pente du champ (%)	Erosion (t/km ² /an)	$\frac{p^2}{P}$	Période d'étude
149	Statesville (Caroline du N.) [8]	1/100 acre (40 m ²)	10	7 953	17,2	1930-1940
150	Guthrie (Oklahoma) [10]	1/100 acre (40 m ²)	7,7	3 779	16,8	1930-1946
151	Tyler (Texas) [33]	1/100 acre (40 m ²)	8,75	5 945	18	1931-1940
152	Spur (Texas) [3]	1/75 acre (54 m ²)	2	1 584	11	1926-1928

TABLEAU XVI

PERTES MOYENNES ANNUELLES DE TERRE
ENREGISTRÉES SUR DES CHAMPS EXPÉRIMENTAUX DE 1/100 ACRE (40 m²)
RECOUVERTS DE VÉGÉTATION NATURELLE HERBACÉE
ET VALEURS CORRESPONDANTES DU COEFFICIENT $\frac{p^2}{P}$

	Station	Pente du champ (%)	Erosion (t/km ² /an)	$\frac{p^2}{P}$	Période d'étude
153	La Crosse (Wisconsin) [13]	16	7,4	12,4	1933-1943
154		30	54,3	12,4	1933-1943
155	Zanesville (Ohio) [4]	12	6,9	13,2	1934-1942
156	Clarinda (Iowa) [27]	9	80,2	20,5	1932-1935
157	Bethany (Missouri) [39]	8	39,5	18,4	1931-1940
158	Statesville (Caroline N.) ... [8]	10	3,4	12,3	1932-1935
159	Pullmann (Washington) [16]	30	19,7	11,6	1931-1942
160	Tyler (Texas) [33]	8,75	19,2	18	1931-1940
161	Temple (Texas) [3]	4	7,4	14	1933-1936

L'érosion en parcelles cultivées [143 à 152] atteint des valeurs considérables. Les points expérimentaux qui y correspondent se situeraient très loin à droite sur le graphique X s'ils y étaient portés. Mais après avoir observé que les valeurs d'érosion enregistrées en culture de maïs et de coton sont, pour les coefficients $\frac{p^2}{P}$ qui y correspondent, environ 100 fois supérieures aux valeurs théoriques résultant des corrélations établies (1), on peut essayer de vérifier quelle est la relation entre ces premières valeurs divisées par 100 et les coefficients $\frac{p^2}{P}$ auxquels elles sont liées. Le graphique XII représente cette tentative. Il apparaît alors que la pente et le coefficient choisi pour exprimer l'action du climat semblent être encore facteurs de l'érosion enregistrée. On constate en effet que les quatre points expérimentaux [149 à 152] se rapportant aux champs de coton pour lesquels $\frac{p^2}{P}$ est inférieur à 20 se placent autour de la droite A : la pente de ces champs est inférieure à 10 %. Les deux points expérimentaux [145 et 146] se rapportant aux champs de maïs pour lesquels $\frac{p^2}{P}$ est supérieur à 20 se situent autour de la droite B. Les pentes, en ce cas, sont de 9 à 12 %. Les deux points se rapportant au même milieu [147 et 148], caractérisé par des pentes de 4 et 8 % et des coefficients $\frac{p^2}{P}$ inférieurs à 20, se rapprochent de la droite A, un surtout. Mais les deux points [143 et 144] concernant toujours le même milieu, caractérisé par contre par des pentes supérieures à 16 % (16 et 30 %), se situent au contraire autour de la droite C qui, précisément, exprime la corrélation entre $\frac{p^2}{P}$ et D.S. en milieu à relief accentué (2).

(1) Signalons ici que par une voie différente nous faisons une constatation identique à celle de S. Henin, X. Michon et Th. Gobillot dans les vallées de la Haute-Durance et du Haut-Drac. Ces auteurs ont en effet expliqué certains débits solides en admettant que les terrains les plus érodibles présentent une érosion 100 fois supérieure à une érosion normale.

(2) Notons ici, sans oser tirer de conclusion, que le pourcentage de pente d'environ 15 % semble marquer un « tournant » dans le phénomène d'érosion. C'est en effet lorsque la surface des petits bassins fluviaux américains est occupée en majorité par des pentes dont le pourcentage est supérieur à 15 % qu'ils confirment la relation établie pour le milieu à relief accentué. Ce sont également les champs expérimentaux dont la pente est supérieure à 15 % qui permettent de retrouver des droites semblables à la droite C.

Il est bien évident que tous les points se situent autour de trois droites autres que les droites A, B et C, mais la constatation faite est troublante. Le trop petit nombre de données réunies ne permet pas de résoudre cette question : il permet seulement de formuler une hypothèse.

Lorsque l'on étudie par contre le cas des valeurs d'érosion enregistrées sous végétation naturelle herbacée (graphique XII également), on constate qu'elles s'éloignent peu des valeurs théoriques que l'on pourrait calculer à l'aide des coefficients $\frac{p^2}{P}$ auxquels elles sont liées. Si l'on considère le milieu caractérisé par des pentes inférieures à 12 % et des coefficients $\frac{p^2}{P}$ inférieurs à 20, on voit que les cinq points qui s'y rapportent [155, 157, 158, 160 et 161] semblent se situer autour d'une droite A' parallèle à la droite A et un peu à sa gauche. Le champ pour lequel $\frac{p^2}{P} = 20,5$ et la pente = 9 % se place vers l'origine de la droite B [156]. Quant aux trois champs dont la pente est supérieure à 16 % (16 et 30 %), ils permettent de tracer une droite C' parallèle à la droite C [153, 154 et 159].

Cet ensemble de constatations amène les réflexions suivantes :

En adoptant la dégradation spécifique des bassins fluviaux pour rechercher les relations possibles entre l'érosion du sol et son facteur prédominant, le climat, c'est la perte en terre définitive de régions étendues qui a été adoptée comme mesure de l'érosion. Cette perte est donc la conséquence finale de la somme des actions qui se sont exercées sur les régions. Il s'est produit, à coup sûr, des érosions accélérées en certains points, des atterrissements en d'autres points, mais finalement une certaine quantité de terre a été entraînée inéluctablement. Aussi y a-t-il de très grandes chances pour que les corrélations établies par nous concernent l'érosion normale du globe. Et c'est précisément ce que semble prouver la position que prennent, par rapport aux droites A, B et C, les champs expérimentaux. Comme ceux-ci sont petits, des dépôts s'y produisent difficilement. Les valeurs d'érosion enregistrées lors de la culture continue d'une plante non protectrice du sol doivent donc avoisiner des valeurs d'érosion accélérée. Les points représentatifs de ce phénomène se déplacent alors loin à droite dans le graphique X. Au contraire, les pertes en terre observées sous végétation naturelle herbacée, végétation éminemment protectrice, sont celles que l'on ne peut empêcher. Elles chiffrent donc l'érosion normale. Or, elles ne sont guère inférieures aux valeurs théoriques d'érosion qui peuvent être estimées à l'aide des corrélations mises en lumière par notre recherche.

CHAPITRE XII

CRITIQUE STATISTIQUE DES CORRÉLATIONS ÉTABLIES

Toutes les études critiques effectuées n'ont fait qu'apporter des preuves de l'existence de quatre droites, les droites A, B, C, D tracées sur les graphiques X et X bis, pour traduire la relation entre la dégradation spécifique des bassins fluviaux et le coefficient $\frac{p^a}{P}$.

Il reste cependant à faire apparaître la réalité de cette existence en utilisant les méthodes de la statistique. Celles-ci, par le coefficient de corrélation r , permettent de mesurer le groupement de points expérimentaux autour d'une droite moyenne traduisant une corrélation. L'intensité de la liaison entre ces deux séries de valeurs est d'autant plus forte que le coefficient de corrélation se rapproche de 1. D'autre part, le calcul de l'équation de régression linéaire permet de déterminer l'influence d'une variable indépendante sur une variable dépendante. Son calcul va donc permettre, dans chacun de nos quatre cas, d'évaluer l'érosion du sol en fonction du coefficient $\frac{p^a}{P}$. En troisième lieu, la probabilité des résultats trouvés évaluera leur certitude. Cette probabilité s'évalue par le calcul du critérium t . Pour que le résultat d'une étude possède une probabilité donnée, il faut que la valeur de t calculée à son sujet soit supérieure à la valeur qu'a t dans la table de Fischer pour cette probabilité et pour le nombre $n - 2$ de degrés indépendants réalisés au cours de l'étude. Rappelons qu'un résultat est dit significatif s'il a une probabilité de 0,05, c'est-à-dire qu'il laisse au hasard seulement cinq chances sur cent d'intervenir. Il est dit hautement significatif s'il a une probabilité de 0,01, c'est-à-dire s'il ne laisse au hasard qu'une chance sur cent d'intervenir. Il est dit très hautement significatif s'il a une probabilité de 0,001, c'est-à-dire s'il ne laisse au hasard qu'une chance sur mille d'intervenir.

Ces trois calculs ont été réalisés pour chacune des quatre droites A, B, C et D. Nous avons fait intervenir, pour les effectuer, la totalité des bassins fluviaux, c'est-à-dire non seulement ceux qui ont été utilisés pendant toute la recherche mais également les petits bassins fluviaux apportant la preuve que les quatre corrélations trouvées sont encore applicables à leur milieu.

Les points expérimentaux se rapportant à la droite A sont en conséquence ceux désignés dans les tableaux IX, X et XIII par les nos 6 à 11, 13, 18, 19, 21 à 31, 34 à 37, 40 à 50, 52, 55, 56, 61, 64 à 69, 71, 75₂ et 102.

Les points expérimentaux se rapportant à la droite B sont ceux désignés dans les mêmes tableaux par les nos 1 à 3, 5, 20, 38, 39, 51, 53, 54, 57 à 60, 62, 63, 70, 72, 73, 74₁, 74₂, 74₃, 75₁, 75₃, 97, 100, 101, 105 à 116 et 129.

Les points expérimentaux se rapportant à la droite C sont ceux désignés dans les mêmes tableaux par les nos 4, 12, 14 à 17, 32, 33, 90 à 96, 98, 99, 103, 104, 117 à 128.

Les points expérimentaux se rapportant à la droite D sont ceux désignés dans les mêmes tableaux par les nos 76 à 80, 81₁₋₂₋₃₋₄, 82₁₋₂₋₃, 83₁₋₂₋₃, 84₁₋₂₋₃, 85 à 89.

En outre, il nous a semblé nécessaire d'utiliser également les méthodes de la statistique pour faire apparaître la réalité d'une dualité toujours affirmée auparavant : l'existence, en milieu à relief accentué, de deux corrélations distinctes en fonction du climat. Pour ce faire, les deux coefficients de régression

linéaire des droites C et D ont été comparés et la signification de leur différence a été déterminée.

Mais il a été indiqué d'autre part, dès l'examen sommaire des résultats présentés par les graphiques X et X bis, que les contrôles qui suivent inévitablement l'apparition de corrélations peuvent faire apparaître des données nouvelles permettant d'expliquer l'existence de ces corrélations, et que, dans ces conditions, il peut être intéressant de faire intervenir dans une corrélation multiple tous les facteurs mis en lumière par l'analyse. Cela peut en effet conduire à un instrument unique de calcul d'un phénomène, ici, de l'érosion du sol. Or, effectivement, les recherches sur l'évaluation du relief ont permis de créer un coefficient orographique en fonction duquel existe une certaine distribution des bassins

fluviaux dans les graphiques X et X bis. Cela conduit alors à essayer de faire intervenir $\frac{p^2}{P}$ et $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ dans une corrélation double avec D.S. pour vérifier s'il est possible, par ce moyen, de calculer la dégradation spécifique des bassins fluviaux à l'aide d'une équation unique. Cette tentative clôturera la critique statistique du résultat de nos recherches.

I

CALCUL DES COEFFICIENTS DE CORRÉLATION

Le coefficient de corrélation r est égal à :

$$r = \frac{\Sigma[(x - \bar{x})(y - \bar{y})]}{\sqrt{\Sigma[(x - \bar{x})^2] \Sigma[(y - \bar{y})^2]}}$$

Ce qui s'écrit également :

$$r = \frac{\Sigma(xy) - \frac{\Sigma x \cdot \Sigma y}{n}}{\sqrt{\left[\Sigma(x^2) - \frac{(\Sigma x)^2}{n}\right] \left[\Sigma(y^2) - \frac{(\Sigma y)^2}{n}\right]}}$$

DROITE A :

$n =$	48	$(\Sigma x)^2 =$	414 349	$\Sigma(x^2) =$	9 055
$\Sigma x =$	643,7	$(\Sigma y)^2 =$	2 441 718	$\Sigma(y^2) =$	75 620
$\Sigma y =$	1 562,6				
$\Sigma(xy) =$	23 554				
$\Sigma x \cdot \Sigma y =$	1 005 845				

$$r = \frac{23\,554 - \frac{1\,005\,845}{48}}{\sqrt{\left(9\,055 - \frac{414\,349}{48}\right) \left(75\,620 - \frac{2\,441\,718}{48}\right)}} = \frac{2\,599}{3\,235} = 0,80$$

$r = 0,80$

— Signification du coefficient de corrélation :

Fischer a établi une table des valeurs de r pour différents degrés de signification en fonction du nombre de degrés indépendants $n - 2$ réalisés par l'expérience. Cette table indique que pour $n - 2 = 45$, la probabilité est de 0,001 lorsque $r = 0,4648$. Dans le cas présent pour $n - 2 = 46$, $r = 0,80$.

La probabilité de la corrélation est donc très hautement significative et il existe une très forte corrélation entre $\frac{p^2}{P}$ et D.S.

DROITE B :

$$\begin{array}{lll}
 n = & 40 & (\Sigma x)^2 = 1\,798\,817 \quad \Sigma(x^2) = 53\,406 \\
 \Sigma x = & 1\,341,2 & (\Sigma y)^2 = 301\,272\,391 \quad \Sigma(y^2) = 14\,226\,247 \\
 \Sigma y = & 17\,357,2 & \\
 \Sigma(xy) = & 810\,791 & \\
 \Sigma x \cdot \Sigma y = & 23\,279\,476 &
 \end{array}$$

$$r = \frac{810\,791 - \frac{23\,279\,476}{40}}{\sqrt{\left(53\,406 - \frac{1\,798\,817}{40}\right) \left(14\,226\,247 - \frac{301\,272\,391}{40}\right)}} = \frac{228\,805}{237\,643} = 0,96$$

$$r = 0,96$$

— Signification du coefficient de corrélation :

La table de r indique que pour $n - 2 = 35$, la probabilité est de 0,001 lorsque $r = 0,5189$. Dans le cas présent, $r = 0,96$ pour $n - 2 = 38$. La probabilité de la corrélation est donc très hautement significative et il existe une très forte corrélation entre $\frac{p^2}{P}$ et D.S.

DROITE C :

$$\begin{array}{lll}
 n = & 31 & (\Sigma x)^2 = 219\,492 \quad \Sigma(x^2) = 7\,797 \\
 \Sigma x = & 468,5 & (\Sigma y)^2 = 75\,299\,006 \quad \Sigma(y^2) = 4\,581\,279 \\
 \Sigma y = & 8\,677,5 & \\
 \Sigma(xy) = & 168\,781 & \\
 \Sigma x \cdot \Sigma y = & 4\,065\,408 &
 \end{array}$$

$$r = \frac{168\,781 - \frac{4\,065\,408}{31}}{\sqrt{\left(7\,797 - \frac{219\,492}{31}\right) \left(4\,581\,279 - \frac{75\,299\,006}{31}\right)}} = \frac{37\,639}{39\,283} = 0,95$$

$$r = 0,95$$

— Signification du coefficient de corrélation :

La table r de indique que pour $n - 2 = 25$, la probabilité est de 0,001 lorsque $r = 0,5974$. Dans le cas présent pour $n - 2 = 29$, $r = 0,95$. La probabilité de la corrélation est donc très hautement significative et il existe une très forte corrélation entre $\frac{p^2}{P}$ et D.S.

DROITE D :

$$\begin{array}{lll}
 n = & 23 & (\Sigma x)^2 = 170\,486 \quad \Sigma(x^2) = 12\,592 \\
 \Sigma x = & 412,9 & (\Sigma y)^2 = 437\,901\,661 \quad \Sigma(y^2) = 63\,829\,811 \\
 \Sigma y = & 20\,926,1 & \\
 \Sigma(xy) = & 851\,115 & \\
 \Sigma x \cdot \Sigma y = & 8\,640\,386 &
 \end{array}$$

$$r = \frac{851\,115 - \frac{8\,640\,386}{23}}{\sqrt{\left(12\,592 - \frac{170\,486}{23}\right) \left(63\,829\,811 - \frac{437\,901\,661}{23}\right)}} = \frac{475\,477}{481\,735} = 0,98$$

$$r = 0,98$$

— *Signification du coefficient de corrélation :*

La table de r indique que pour $n - 2 = 20$, la probabilité est de 0,001 lorsque $r = 0,6524$. Dans le cas présent pour $n - 2 = 21$, $r = 0,98$. La probabilité de la corrélation est donc très hautement significative et il existe une très forte corrélation entre $\frac{P^2}{P}$ et D.S.

II

CALCUL DES ÉQUATIONS DE RÉGRESSION LINÉAIRE

Il faut, pour calculer une équation de régression linéaire, calculer tout d'abord le coefficient de régression linéaire.

Ce coefficient est égal à :

$$b_{yx} = \frac{\Sigma [(y - \bar{y}) (x - \bar{x})]}{\Sigma [(x - \bar{x})^2]} = \frac{\Sigma (xy) - \frac{\Sigma x \cdot \Sigma y}{n}}{\Sigma (x^2) - \frac{(\Sigma x)^2}{n}}$$

Les valeurs des éléments de ce calcul ayant été déjà fournies à propos du calcul des coefficients de corrélation, elles ne seront pas données ici à nouveau.

L'équation de régression linéaire est égale à :

$$Y = \bar{y} + b_{yx} (x - \bar{x})$$

$\bar{y}$ et $\bar{x}$ étant respectivement les moyennes des deux variables y et x .

DROITE A :

— *Calcul du coefficient de régression linéaire :*

$$b_{yx} = \frac{23\,554 - \frac{1\,005\,845}{48}}{9\,055 - \frac{414\,349}{48}} = \frac{2\,599}{422} = 6,14$$

$$b_{yx} = 6,14$$

— *Calcul de l'équation de régression linéaire :*

$$\begin{aligned}\bar{y} &= 32,55 \\ \bar{x} &= 13,41 \\ Y &= 32,55 + 6,14 (x - 13,41) \\ Y &= 6,14 x - 49,78\end{aligned}$$

DROITE B :

— *Calcul du coefficient de régression linéaire :*

$$b_{yx} = \frac{810\,791 - \frac{23\,279\,476}{40}}{53\,406 - \frac{1\,798\,817}{40}} = \frac{228\,005}{8\,436} = 27,12$$

$$b_{xy} = 27,12$$

— Calcul de l'équation de régression linéaire :

$$\begin{aligned}\bar{y} &= 433,93 \\ \bar{x} &= 33,53 \\ Y &= 433,93 + 27,12 (x - 33,53) \\ Y &= 27,12 x - 475,4\end{aligned}$$

DROITE C :

— Calcul du coefficient de régression linéaire :

$$\begin{aligned}b_{yx} &= \frac{168\,781 - \frac{4\,065\,408}{31}}{7\,797 - \frac{219\,492}{31}} = \frac{37\,639}{717} = 52,49 \\ b_{yx} &= 52,49\end{aligned}$$

— Calcul de l'équation de régression linéaire :

$$\begin{aligned}\bar{y} &= 279,91 \\ \bar{x} &= 15,11 \\ Y &= 279,91 + 52,49 (x - 15,11) \\ Y &= 52,49 x - 513,21\end{aligned}$$

DROITE D :

— Calcul du coefficient de régression linéaire :

$$\begin{aligned}b_{yx} &= \frac{851\,115 - \frac{8\,640\,386}{23}}{12\,592 - \frac{170\,486}{23}} = \frac{475\,447}{5\,180} = 91,78 \\ b_{yx} &= 91,78\end{aligned}$$

— Calcul de l'équation de régression linéaire :

$$\begin{aligned}\bar{y} &= 909,83 \\ \bar{x} &= 17,95 \\ Y &= 909,83 + 91,78 (x - 17,95) \\ Y &= 91,78 x - 737,62\end{aligned}$$

III

DÉTERMINATION DE LA PROBABILITÉ DES RÉGRESSIONS LINÉAIRES

Cette détermination s'obtient par le calcul du critérium t qui est le rapport du coefficient de régression linéaire b_{yx} à son erreur type σb_{yx} , c'est-à-dire :

$$t = \frac{b_{yx}}{\sigma b_{yx}}$$

L'erreur-type du coefficient de régression linéaire est :

$$\sigma b_{yx} = \sqrt{\frac{\Sigma[(y - \bar{y})^2] - b_{yx}^2 \Sigma[(x - \bar{x})^2]}{(n - 2) \Sigma[(x - \bar{x})^2]}}$$

Il est déjà apparu, dans les calculs précédents, que

$$\Sigma[(x - \bar{x})^2] = \Sigma(x^2) - \frac{(\Sigma x)^2}{n} \quad \text{et} \quad \Sigma(y - \bar{y})^2 = \Sigma(y^2) - \frac{(\Sigma y)^2}{n}$$

Les valeurs de tous les éléments de ce calcul ont donc déjà été fournies ci-dessus.

DROITE A :

$$\sigma b_{yx} = \sqrt{\frac{24\,751 - (37,69 \times 422)}{(48 - 2) 422}} = \sqrt{\frac{8\,805}{19\,457}} = \sqrt{0,452}$$

$$\sigma b_{yx} = 0,67$$

$$t = \frac{6,14}{0,67} = 9,16$$

La table de t de Fischer indique que pour $n - 2 = 40$, la probabilité est de 0,001 lorsque $t = 3,551$. Dans le cas de la droite A, $t = 9,16$ pour $n - 2 = 46$. La probabilité de la régression linéaire est très hautement significative.

DROITE B :

$$\sigma b_{yx} = \sqrt{\frac{6\,694\,438 - (735,49 \times 8\,436)}{(40 - 2) 8\,436}} = \sqrt{\frac{489\,562}{320\,582}} = \sqrt{1,52}$$

$$\sigma b_{yx} = 1,23$$

$$t = \frac{27,12}{1,23} = 22,07$$

La table de Fischer indique que pour $n - 2 = 30$, la probabilité est de 0,001 lorsque $t = 3,646$. Pour la droite B, $n - 2 = 38$ et $t = 22,07$. La probabilité de la régression linéaire est très hautement significative.

DROITE C :

$$\sigma b_{yx} = \sqrt{\frac{2\,152\,279 - (2\,755,2 \times 717)}{(31 - 2) 717}} = \sqrt{\frac{176\,801}{20\,793}} = \sqrt{8,5}$$

$$\sigma b_{yx} = 2,9$$

$$t = \frac{52,49}{2,9} = 18,1$$

La table de Fischer indique que pour $n - 2 = 30$, la probabilité est de 0,001 lorsque $t = 3,646$. Pour la droite C, $n - 2 = 29$ et $t = 18,1$. La probabilité de la régression linéaire est très hautement significative.

DROITE D :

$$\sigma b_{yx} = \sqrt{\frac{44\,800\,609 - 8\,423,56 \times 5\,180}{(23 - 2) 5\,180}} = \sqrt{\frac{1\,166\,205}{108\,780}} = \sqrt{10,72}$$

$$\sigma b_{yx} = 3,27$$

$$t = \frac{91,78}{3,27} = 28,06$$

La table de t de Fischer indique que pour $n - 2 = 21$, la probabilité est de 0,001 lorsque $t = 3,819$. Dans le cas de la droite D pour $n - 2 = 21$, $t = 28,06$. La probabilité de la régression linéaire est très hautement significative.

IV

COMPARAISON DES COEFFICIENTS DE RÉGRESSION LINÉAIRE DES DROITES C ET D

La comparaison de deux coefficients de régression linéaire revient à déterminer la signification de leur différence par rapport à l'erreur type de cette différence. Cette erreur type, σ_d , est égale à la racine carrée de la somme des variances affectant chaque coefficient de régression considéré.

Si l'on appelle b_C et b_D les coefficients de régression linéaire b_{yx} des droites C et D, leur différence est : $b_D - b_C$.

Si l'on appelle σ_C et σ_D les erreurs types de ces coefficients, les variances affectant ces coefficients sont σ_C^2 et σ_D^2 . L'erreur type de la différence $b_D - b_C$ est alors :

$$\sigma_d = \sqrt{\sigma_C^2 + \sigma_D^2}$$

Le critérium t est égal à :

$$t = \frac{b_D - b_C}{\sqrt{\sigma_C^2 + \sigma_D^2}}$$

Le nombre de degrés indépendants caractérisant l'étude comparative est égal à la somme des deux nombres de degrés réalisés au cours des deux études individuelles diminuée de 4.

Dans le cas présent, tous les calculs se ramènent à :

$$\begin{aligned} n - 4 &= 31 + 23 - 4 = 50 \\ b_D - b_C &= 91,78 - 52,49 = 39,29 \\ \sqrt{(\sigma_C^2 + \sigma_D^2)} &= \sqrt{(8,5 + 10,72)} = \sqrt{19,22} = 4,3 \\ t &= \frac{39,29}{4,3} = 9,1 \end{aligned}$$

La table de t de Fischer indique que pour $n - 4 = 40$, la probabilité est de 0,001 lorsque $t = 3,551$. Or ici pour $n - 4 = 50$, $t = 9,1$. La différence entre les deux coefficients de régression linéaire des droites C et D est donc très hautement significative et l'on a bien affaire à deux corrélations absolument différentes.

V

CONCLUSIONS

L'ensemble des calculs effectués se résume ainsi :

Les quatre coefficients de corrélation calculés sont très hautement significatifs et il existe dans les quatre cas une très forte corrélation entre $\frac{P^a}{P}$ et D.S.

Les quatre régressions linéaires calculées sont toutes quatre également très hautement significatives.

La différence entre les deux coefficients de régression linéaire des droites C et D est très hautement significative et les deux corrélations traduites par ces deux droites sont significativement différentes.

Le résultat des recherches entreprises sur la relation entre climat et érosion du sol possède donc un très haut degré de signification et les méthodes de la statistique confirment pleinement la réalité des corrélations établies entre la dégradation spécifique des bassins fluviaux et le coefficient climatique $\frac{P^a}{P}$.

CHAPITRE XIII

ÉTABLISSEMENT D'UNE ÉQUATION UNIQUE PERMETTANT L'ÉVALUATION DE L'ÉROSION DU SOL

La critique statistique qui vient d'être effectuée a permis d'établir quatre équations rendant possible l'évaluation de la dégradation spécifique des bassins fluviaux en fonction d'un coefficient exprimant l'action érosive du climat, le coefficient $\frac{p^2}{P}$.

L'existence de ces quatre équations au lieu d'une seule pour exprimer la relation entre climat et érosion du sol ne relève pas uniquement des différences d'agressivité que l'on enregistre entre les grandes zones climatiques du globe, mais également de l'action du relief. C'est celui-ci qui est responsable de l'apparition de deux groupes de deux corrélations. Un coefficient orographique a été créé pour mesurer son intensité ; il fait intervenir sa hauteur moyenne $\bar{H}$ et son coefficient de massivité $\text{tg } \alpha$. L'emploi du coefficient $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ pour mesurer le relief des bassins fluviaux a mis en lumière que le premier groupe de corrélations (droites A et B) concerne le milieu caractérisé par des valeurs du coefficient inférieures à 6, le second groupe (droites C et D) concernant celui caractérisé par des valeurs du coefficient supérieures à 6.

L'apparition de ce résultat impose deux remarques lorsque l'on se reporte aux graphiques X et X bis et aux quatre droites qui y sont tracées.

La première est que, pour un même coefficient $\frac{p^2}{P}$, l'érosion est toujours plus forte en milieu à relief accentué qu'en milieu à relief peu accentué. Cette augmentation de l'érosion correspond systématiquement à un accroissement du coefficient $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ puisque celui-ci passe toujours d'une valeur inférieure à 6 à une valeur supérieure à 6.

La seconde est qu'une même érosion peut survenir en milieu à relief peu accentué et en milieu à relief accentué, mais, dans ce cas, l'action du climat doit être plus forte dans le premier milieu que dans le second. Autrement dit, un coefficient $\frac{p^2}{P}$ plus élevé doit s'associer à un coefficient orographique inférieur à 6 pour provoquer un effet égal à celui provoqué par un coefficient $\frac{p^2}{P}$ moins élevé mais associé à un coefficient orographique supérieur à 6.

Le coefficient $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ constitue donc une seconde donnée numérique qui, avec le coefficient $\frac{p^2}{P}$, permet d'expliquer l'existence des différents groupements de bassins fluviaux reconnus.

Cette constatation pousse alors à ne pas s'arrêter au calcul des quatre équations de régression linéaire, mais à essayer d'établir un autre instrument d'évaluation de la dégradation spécifique des bassins fluviaux à partir des deux facteurs du phénomène qui ont été mis en évidence. Cet essai, en effet, doit être tenté parce que l'on peut en attendre l'établissement d'une équation unique pour calculer l'érosion du sol en fonction des facteurs mis en lumière par l'analyse. Il revient, somme toute, à rechercher

si les valeurs d'érosion du sol adoptées sont fonctions à la fois du coefficient $\frac{P^2}{P}$ et du coefficient $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$. Ce problème se pose, en d'autres termes, de la manière suivante : existe-t-il une régression double de D.S. en fonction de $\frac{P^2}{P}$ et $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$?

Le moyen normal de résoudre ce problème consiste :

1° A rechercher s'il existe une variation de l'érosion du sol en fonction de $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ lorsque le coefficient $\frac{P^2}{P}$ reste le même et d'autre part une variation de l'érosion du sol en fonction de $\frac{P^2}{P}$ lorsque le coefficient $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ reste le même ;

2° A établir une régression double si ces recherches ont un résultat positif.

Mais ceci entraîne de longues analyses graphiques et il est un moyen plus rapide et plus direct de résoudre le problème posé. Il consiste :

1° A établir *a priori*, par le calcul, l'équation de régression double liant D.S. à $\frac{P^2}{P}$ et $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$;

2° A calculer, à l'aide de cette équation, la dégradation spécifique de chaque bassin fluvial intervenant dans notre recherche ;

3° A porter enfin en coordonnées dans un graphique, d'une part la dégradation spécifique des bassins fluviaux calculée à l'aide de l'équation de régression double et d'autre part la dégradation spécifique réellement mesurée.

Si les points se distribuent alors sur le graphique le long d'une droite à pente de 45°, c'est-à-dire le long de la droite d'équation $y = x$, cela signifiera que l'érosion calculée est égale à l'érosion mesurée. En cette circonstance, la preuve de l'existence d'une corrélation double entre l'érosion du sol et ses deux facteurs sera apportée et l'équation de régression double sera fondée sur une base solide. Un élément unique de calcul de l'érosion sera ainsi créé.

Cette seconde méthode d'investigation a été adoptée. Des considérations mathématiques qui ne seront pas fournies ici ont conduit à effectuer les calculs en utilisant les logarithmes des valeurs de D.S., $\frac{P^2}{P}$ et $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ et non pas ces valeurs elles-mêmes.

Le calcul de la régression double de $\log$ D.S. en fonction de $\log \frac{P^2}{P}$ et $\log \bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ aboutit à l'équation de régression double :

$$\log \text{D.S.} = 2,65 \log \frac{P^2}{P} + 0,46 \log \bar{H} \cdot \text{tg } \alpha - 1,56$$

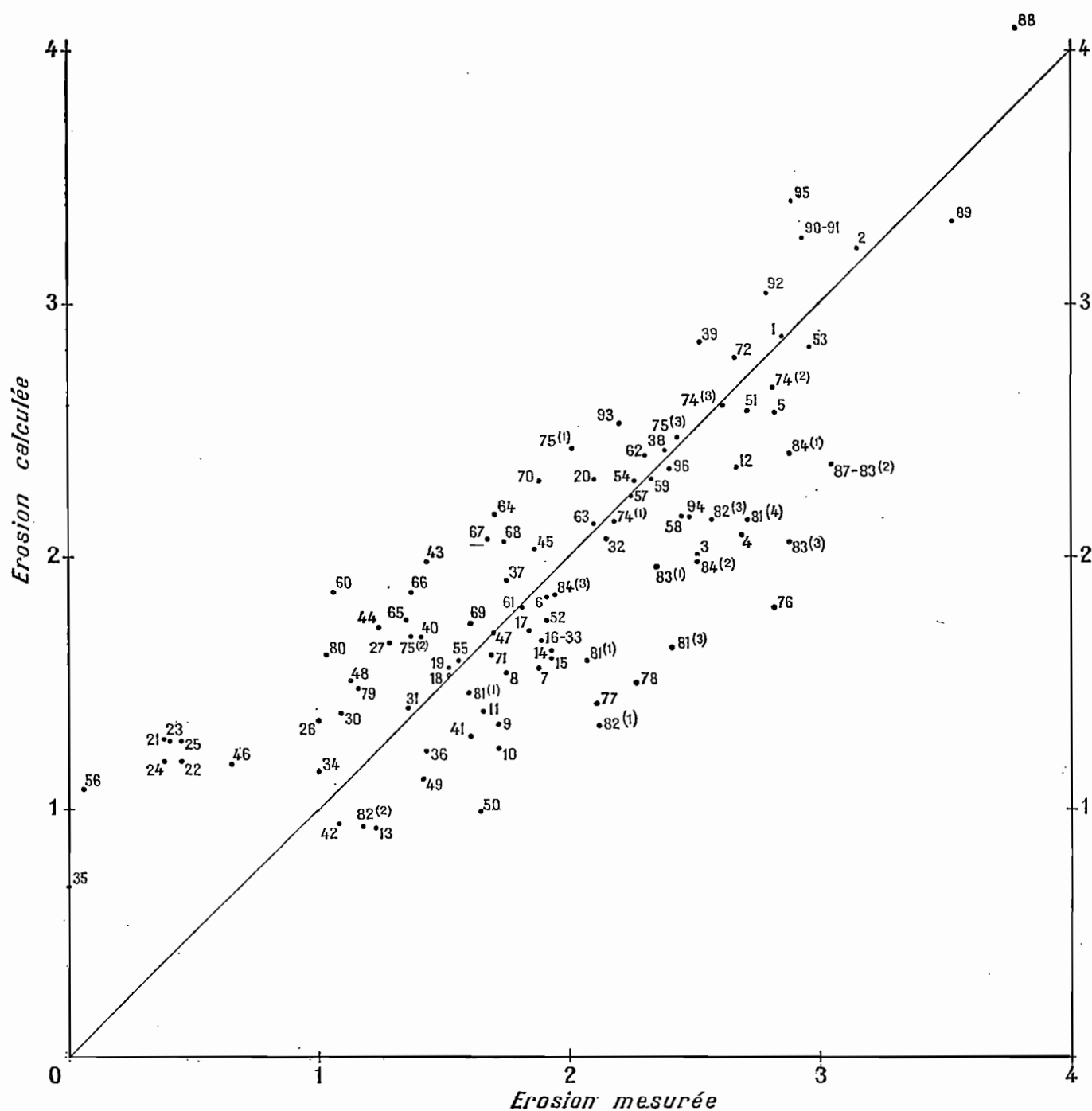
Elle peut s'écrire plus simplement :

$$E = 2,65 C + 0,46 M - 1,56$$

en remplaçant $\log$ D.S. par E, $\log \frac{P^2}{P}$ par C et $\log \bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ par M.

Le logarithme de la dégradation spécifique a été ensuite calculé pour chaque bassin fluvial à l'aide de cette équation. Quant aux dégradations spécifiques réellement mesurées, elles ont été exprimées par leurs logarithmes. Il restait à comparer ces deux séries de valeurs et le graphique XIII représente cette comparaison (le tableau XVII indique les valeurs utilisées).

Le résultat que présente ce graphique est essentiel car il montre qu'effectivement les points expérimentaux se groupent le long de la droite d'équation $y = x$. Ceci prouve que l'érosion calculée est peu différente de l'érosion mesurée. Il s'avère donc que l'équation de régression double, établie *a priori*, permet bien de rendre compte de la dégradation spécifique des bassins fluviaux. Comme, d'autre part, sa critique statistique indique qu'elle est très hautement significative, son existence est parfaitement fondée.



GRAPHIQUE XIII. — Comparaison entre l'érosion mesurée
et l'érosion calculée au moyen de l'équation $E = 2,65 C + 0,46 M - 1,56$

TABLEAU XVII

COMPARAISON DE L'ÉROSION CALCULÉE A L'AIDE DE L'ÉQUATION DE RÉGRESSION DOUBLE

$$E = 2,65 C + 0,46 M - 1,56$$

ET DE L'ÉROSION RÉELLEMENT MESURÉE

E calc. = Logarithme calculé de la dégradation spécifique ;

E mes. = Logarithme de la dégradation spécifique mesurée.

N°	E calc.	E mes.	N°	E calc.	E mes.	N°	E calc.	E mes.	N°	E calc.	E mes.
1 ...	2,87	2,85	27 ...	1,66	1,28	55 ...	1,59	1,56	78 ...	1,50	2,27
2 ...	3,22	3,15	30 ...	1,38	1,09	56 ...	1,08	0,06	79 ...	1,48	1,16
3 ...	2,01	2,51	31 ...	1,40	1,36	57 ...	2,24	2,25	80 ...	1,61	1,03
4 ...	2,09	2,69	32 ...	2,07	2,15	58 ...	2,16	2,45	81 (1)	1,59	2,07
5 ...	2,57	2,82	33 ...	1,67	1,89	59 ...	2,31	2,33	81 (2)	1,46	1,60
6 ...	1,84	1,91	34 ...	1,15	1	60 ...	1,86	1,06	81 (3)	1,64	1,41
7 ...	1,56	1,88	35 ...	0,68	0	61 ...	1,80	1,81	81 (4)	2,15	2,71
8 ...	1,54	1,75	36 ...	1,23	1,43	62 ...	2,40	2,30	82 (1)	1,33	2,12
9 ...	1,34	1,72	37 ...	1,91	1,75	63 ...	2,13	2,10	82 (2)	0,93	1,18
10 ...	1,24	1,72	38 ...	2,42	2,38	64 ...	2,17	1,70	82 (3)	2,15	2,57
11 ...	1,39	1,66	39 ...	2,85	2,52	65 ...	1,75	1,35	83 (1)	1,96	2,35
12 ...	2,36	2,67	40 ...	1,68	1,41	66 ...	1,86	1,37	83 (2)	2,36	3,04
13 ...	0,92	1,23	41 ...	1,29	1,61	67 ...	2,07	1,67	83 (3)	2,06	2,88
14 ...	1,63	1,93	42 ...	0,94	1,08	68 ...	2,06	1,74	84 (1)	2,41	2,88
15 ...	1,60	1,93	43 ...	1,98	1,43	69 ...	1,74	1,61	84 (2)	1,98	2,51
16 ...	1,67	1,89	44 ...	1,72	1,24	70 ...	2,30	1,88	84 (3)	1,85	1,94
17 ...	1,71	1,84	45 ...	2,03	1,86	71 ...	1,61	1,69	87 ...	2,37	3,05
18 ...	1,53	1,52	46 ...	1,18	0,65	72 ...	2,79	2,66	88 ...	4,09	3,78
19 ...	1,56	1,52	47 ...	1,70	1,71	74 (1)	2,14	2,18	89 ...	3,33	3,53
20 ...	2,31	2,10	48 ...	1,51	1,13	74 (2)	2,67	2,81	90 ...	3,26	2,93
21 ...	1,27	0,40	49 ...	1,12	1,42	74 (3)	2,60	2,61	91 ...	3,26	2,93
22 ...	1,19	0,45	50 ...	0,99	1,65	75 (1)	2,43	2,01	92 ...	3,04	2,79
23 ...	1,28	0,38	51 ...	2,58	2,71	75 (2)	1,68	1,37	93 ...	2,53	2,20
24 ...	1,19	0,38	52 ...	1,75	1,91	75 (3)	2,48	2,43	94 ...	2,16	2,48
25 ...	1,27	0,45	53 ...	2,83	2,96	76 ...	1,80	2,82	95 ...	3,41	2,89
26 ...	1,35	1	54 ...	2,30	2,26	77 ...	1,42	2,11	96 ...	2,35	2,40

Une double conclusion naît donc finalement de l'ensemble des études critiques effectuées.

L'une est que l'abondance pluviale et le mode de répartition des pluies dans l'année sont bien les facteurs de l'érosion normale du globe et que quatre équations sont nécessaires pour traduire leur effet. Ceci est dû en partie à l'intervention du relief dans le déroulement du phénomène.

L'autre est qu'il est possible de tenir compte de ce dernier facteur et qu'alors l'abondance pluviale, le mode de répartition des pluies dans l'année, la hauteur moyenne du relief et le coefficient de massivité de celui-ci sont les quatre facteurs de la perte en terre subie annuellement par ces régions géographiques que sont les bassins fluviaux.

Ces deux résultats ont une portée différente. Le premier a une portée beaucoup plus grande que le second. Le premier reste en effet valable à l'échelle locale dans des conditions indiquées et il est facile de calculer $\frac{p^3}{P}$ pour un lieu précis. Le second au contraire, du fait même de la nature des données utilisées pour traduire l'intensité du relief, ne peut s'appliquer qu'à des régions étendues.

Dans tout cela, on constate que ni la végétation, ni la nature du sol n'interviennent. Ce sont pourtant bien deux éléments du milieu naturel qui conditionnent l'érosion du sol par l'eau. Mais, à la réflexion, cette constatation n'est pas outre mesure surprenante. L'étude critique des résultats obtenus

a amené en effet à conclure qu'ils s'appliquent à l'érosion normale du globe. Dans ces conditions, l'accélération du phénomène, due en général à une intervention humaine qui se traduit par la transformation du sol et de la végétation dans les lieux cultivés, n'apparaît pas dans l'étude effectuée. Ce qui pourrait intervenir serait l'état moyen de la végétation et du sol. Or il est très vraisemblable que cet état moyen, du moins celui de la végétation, se trouve intégré dans l'évaluation du rapport $\frac{P}{P}$. Lorsqu'en

effet celui-ci est très voisin de 1, il caractérise les climats arides. Or sous ces climats, la végétation est très peu dense. Lorsqu'au contraire il se rapproche de 1/12 cela signifie qu'il pleut toute l'année. Il y a alors de très grandes chances pour que la végétation soit très développée, et ce d'autant plus que les précipitations sont plus élevées. Aussi est-il peu probable que les facteurs de l'érosion : végétation et sol, provoquent un écart considérable des points par rapport aux droites établies en tenant compte des facteurs climat et relief à l'échelle de notre travail. Et c'est bien ce que l'on observe.

L'examen de la corrélation entre l'érosion mesurée et l'érosion calculée en tenant compte simultanément des coefficients $\frac{P^2}{P}$ et $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ confirme d'ailleurs cette opinion. Le graphique XIV indique plusieurs détails du graphique XIII se rapportant aux États-Unis et chacun d'entre eux concerne un milieu naturel bien défini.

Les points 6 à 11 correspondent à la Savannah, l'Altamaha, l'Apalachicola, la Mobile, la Sabine et la Neches. Tous ces cours d'eau se situent dans la zone pédologique des « Red and Yellow Soils », c'est-à-dire des sols ferrugineux tropicaux ou des sols rouges méditerranéens. La végétation naturelle de cette zone est la forêt, soit de pins, soit de pins et de chênes. La culture dominante qu'on y trouve est celle du coton.

Les points 14 à 17 correspondent à la Kentucky, la Linking, la Big Sandy et la Kanawha. Les sols des bassins de ces cours d'eau appartiennent au groupe des sols lessivés, la végétation naturelle de cette zone étant l'association forestière châtaignier-chêne-peuplier et sa culture dominante celle du maïs et du blé.

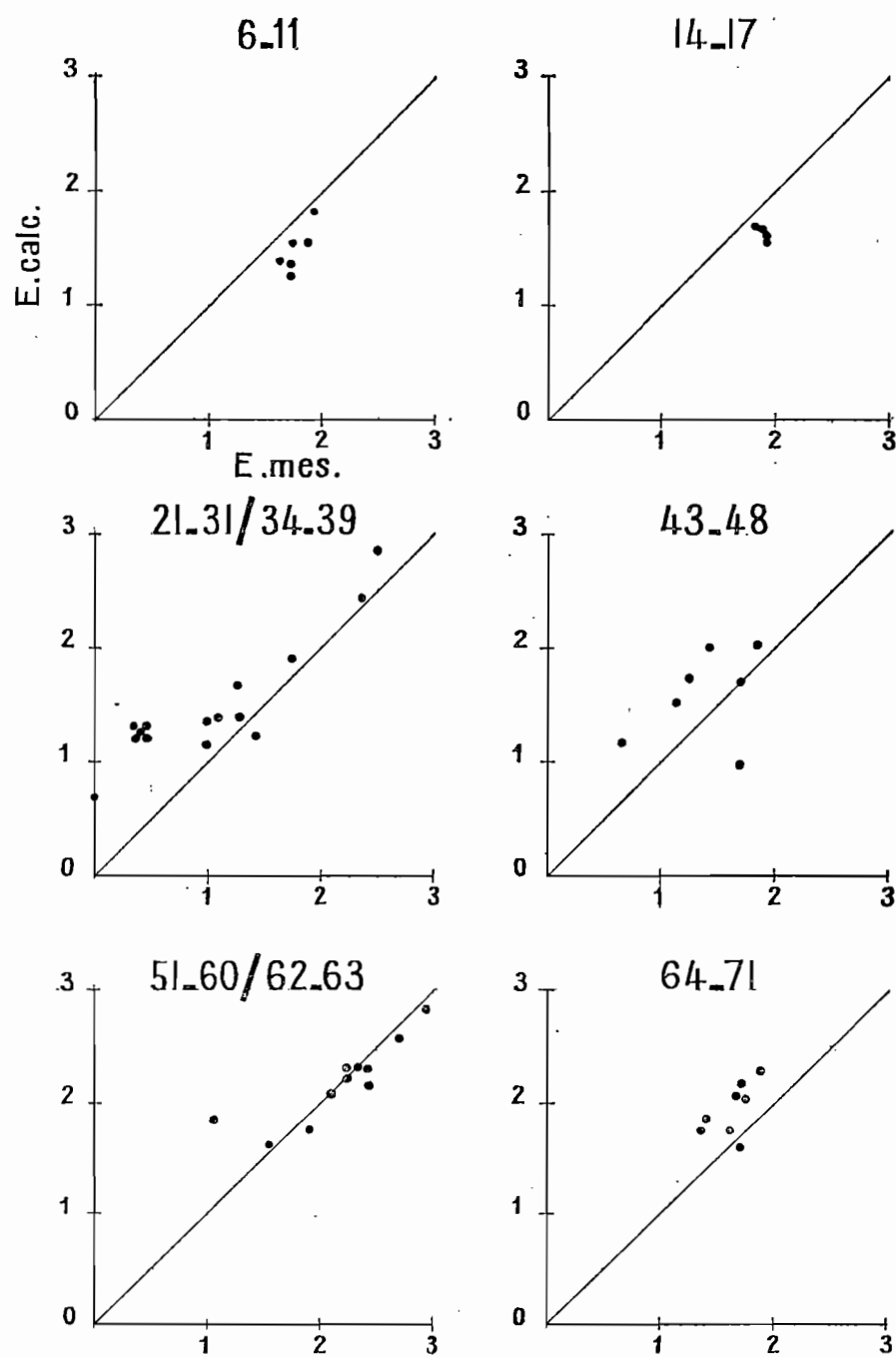
Les points 21 à 31 et 34 à 39 correspondent aux cours d'eau de la Nouvelle-Angleterre, des États de New York et de Pennsylvanie et à certains affluents du Haut-Mississippi. Tous se placent dans la zone caractérisée, en ce qui concerne les sols, par les groupes des sols lessivés et des sols podzoliques ; en ce qui concerne la végétation naturelle, par les associations forestières châtaignier-chêne-peuplier ou chêne-noyer ou bouleau-hêtre-érable ; en ce qui concerne enfin l'exploitation agricole, par l'élevage et les cultures variées.

Les points 43 à 48 se rapportent à la Niobrara, à la Cannonbal et à la Grand (Dakota du Sud) qui se situent toutes trois dans la zone pédologique des « Dark Brown Soils », c'est-à-dire des sols bruns steppiques. La végétation naturelle de cette région est la végétation herbacée de la Plaine (Short Grass) et la culture qui la caractérise est celle du blé de printemps.

Les points 51 à 60 et 62-63 se rapportent à la Grand (Iowa, Missouri), la Thompson, la Little Sioux, l'Elkorn, la Big Blue et la Loup qui se placent toutes dans la zone des sols de la Prairie, zone où la végétation naturelle est herbacée (Tall Grass) et où le maïs est surtout cultivé.

Les points 64 à 71 correspondent enfin à la Smoky Hill, la Saline, la Solomon et la Republican dont les bassins se situent en partie dans la zone des chernozems et en partie dans la zone des sols bruns steppiques, la première ayant comme végétation naturelle la végétation herbacée de la Prairie (Tall Grass) et la seconde la végétation herbacée de la Plaine (Short Grass). La culture dominante de ces régions est celle du blé d'hiver.

Il existe donc en chaque milieu un certain niveau d'identité en ce qui concerne la végétation et les sols. Or on remarque que tous les points se rapportant à un même milieu prennent tous une même position par rapport à la droite exprimant la relation entre l'érosion mesurée et l'érosion calculée à partir des facteurs climat et relief. Pour un milieu, ils se situent tous à droite, pour un autre tous à



GRAPHIQUE XIV. — Détails du graphique XIII

gauche, pour un autre encore tous près de la droite ou sur elle-même. Il existe donc en chaque milieu une certaine identité de réaction à l'attaque par l'eau.

Mais l'identité de comportement de chaque milieu à une certaine échelle résulte évidemment du climat qui le caractérise. Si, d'autre part, des différences de susceptibilité à l'érosion existent entre les milieux, elles sont dues à des différences dans la végétation et dans les sols, mais ces dernières sont liées elles-mêmes à des différences climatiques. L'exemple le plus manifeste de ceci est illustré par le milieu semi-aride, milieu des plus susceptibles pour lequel l'érosion mesurée surpasse le plus l'érosion calculée.

Aussi, bien qu'à l'échelle de la recherche faite, la végétation et les sols puissent être responsables d'un certain écart des points expérimentaux par rapport à la droite tracée sur le graphique XIII, le fait de prendre en considération, pour rendre compte de l'érosion, le facteur fondamental du comportement du milieu permet de rassembler autour d'une droite tous les milieux.

Les caractères du climat et du relief suffisent donc pour rendre compte de l'érosion normale à la surface du globe.

CHAPITRE XIV

ÉVALUATION DE L'ÉROSION SUBIE PAR L'ENSEMBLE DES TERRES ÉMERGÉES

Ayant atteint le but que nous nous étions assigné, nous n'avons pas voulu conclure sur nos recherches avant d'appliquer à une étude le système d'équations établi. Ce système d'équations concerne, rappelons-le, l'érosion normale du globe.

Or il nous a semblé qu'il permettait de répondre à une préoccupation de l'Année Géophysique Internationale, dont l'activité marque les années 1957-1958. A l'heure actuelle, en effet, et dans le cadre de cette manifestation scientifique, on s'interroge sur le volume total d'eau amené aux mers par les fleuves et les rivières, sur la quantité et la qualité des éléments dissous contenus dans cette eau, et enfin sur la masse totale de terre perdue annuellement par l'ensemble des terres émergées. C'est à cette troisième question que nous avons choisi de répondre.

L'équation :

$$E = 2,65 \log \frac{p^2}{P} + 0,46 \log \bar{H} \cdot \operatorname{tg} \alpha - 1,56$$

était d'un emploi difficile car elle nécessitait le calcul de $\frac{p^2}{P}$ et $\bar{H} \cdot \operatorname{tg} \alpha$ pour la totalité des bassins fluviaux du globe, ce qui constitue un travail considérable pour lequel d'ailleurs bien des données manqueraient.

Mais l'ensemble des quatre équations faisant intervenir seulement le coefficient $\frac{p^2}{P}$ pour estimer l'érosion rendait possible cette évaluation en l'envisageant sous l'angle suivant.

Nous venons d'indiquer qu'il est matériellement impossible de calculer les valeurs de $\frac{p^2}{P}$ pour tous les bassins fluviaux existant à la surface du globe. Si, en effet, les connaissances sur les précipitations mensuelles et annuelles sont très étendues en certaines régions, elles sont tout à fait sporadiques dans d'autres. Mais il existe une méthode d'interpolation, facile à appliquer. Elle consiste à déterminer la valeur de $\frac{p^2}{P}$ par un très grand nombre de stations réparties à la surface des terres émergées et placées en diverses situations géographiques, plus précisément :

- en milieu à relief peu accentué ;
- en milieu à relief accentué ;
- en milieu humide ou subhumide ;
- en milieu semi-aride ou aride.

Il est facile de calculer, à l'aide des quatre équations résultant de notre recherche, le tonnage de terre entraîné en chaque point par kilomètre carré et par an. En plaçant ensuite sur une carte les valeurs d'érosion ainsi obtenues, on peut établir les courbes d'égal tonnage de terre entraîné. Elles délimitent des surfaces pour lesquelles l'entraînement de la terre se trouve compris entre deux valeurs extrêmes. La

moyenne arithmétique de ces deux valeurs représente l'entraînement moyen qui se produit sur ces surfaces. Le planimétrage de ces dernières conduit finalement aux chiffres que nous allons fournir.

Six cartes ont été choisies dans l'atlas italien *Grande Atlante Geografico*, publié par l'Institut géographique de Novare (4^e édition, 1938), parce qu'elles étaient dressées en projection équivalente (projection équivalente de Lambert), ce qui était nécessaire pour l'exactitude des calculs. Elles concernent :

	Échelle
1. L'Europe (limitée au pied de l'Oural et du Caucase et au fleuve Oural)	1/12 000 000
2. L'Asie	1/30 000 000
3. L'Afrique	1/20 000 000
4. L'Amérique du Nord et l'Amérique centrale (limite : canal de Panama)	1/20 000 000
5. L'Amérique du Sud et les Antilles	1/20 000 000
6. L'Australie (1)	1/30 000 000

Les courbes d'égale perte moyenne de terre (perte exprimée en tonnes de terre par kilomètre carré et par an) ont été établies sur elles et, à ce stade, un premier fait est apparu. Il est toujours souhaitable, en établissant des cartes de ce genre, d'utiliser pour tout le globe les mêmes classes du phénomène cartographié. Mais, en ce qui concerne $\frac{P^2}{P}$, la distribution spatiale de ces valeurs a imposé de façon très nette le tracé de certaines courbes pour un continent et de courbes différentes pour un autre.

Ainsi, par exemple, il est apparu dès la réunion des données concernant l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud que la courbe 1 000 t/km²/an coïncidait très nettement avec la limite orientale des Rocheuses et des Andes. En Europe, au contraire, toutes les bordures du système montagneux sont caractérisées par des valeurs de $\frac{P^2}{P}$ s'écartant peu de la valeur 12. Cela conduit alors à tracer la courbe 115 t/km²/an. En altitude, en Europe, on constate ensuite que la courbe 600 t/km²/an se dégage très facilement alors que la courbe 1 000 t/km²/an n'a aucun intérêt. Par contre, en Amérique du Nord, ce sont les courbes 115 et 600 t/km²/an qui n'en ont aucun.

En Amérique du Sud, autre exemple, la courbe 875 t/km²/an est intéressante parce qu'elle se place loin de la courbe 600 t/km²/an et qu'il existe au contraire un passage très brusque entre elle et la courbe 1 000 t/km²/an. Par contre, partout ailleurs, elle n'offre qu'un intérêt médiocre.

Presque partout, autre exemple encore, la courbe 60 t/km²/an se dégage très facilement. Mais en Europe il est rare d'observer en milieu à relief peu accentué la valeur $\frac{P^2}{P}$ qui y correspond (valeur $\neq$ 18). Aussi est-il difficile de la déterminer dans ce continent.

D'autres exemples de ce genre pourraient être encore cités, et c'est pour cette raison que le planisphère présentant la synthèse des études faites porte parfois des indications différentes selon les continents. Ce planisphère, intitulé « Carte de l'érosion normale du globe » (graphique XV), se trouve page 186. Il résume les six cartes établies.

Lorsque ces six cartes ont été dressées, nous avons eu tout d'abord la satisfaction d'y découvrir une certaine vérification de valeurs de dégradation spécifique souvent citées comme probables dans les ouvrages spécialisés, mais non vérifiées.

En ce qui concerne la France tout d'abord, Pardé [29] indique que le Doubs, l'Ain et le Tarn transporterait en moyenne respectivement 130, 330 et 80 t de suspensions par kilomètre carré et par an. Or, effectivement, la courbe 115 t/km²/an se situe sur le bassin du premier cours d'eau nommé ; le bassin du second se situe tout entier dans la zone 115-600 t/km²/an ; quant au bassin du troisième, il

(1) Il est très hasardeux de formuler une hypothèse, dans le domaine qui nous intéresse, au sujet de la multitude des petites îles de l'Océanie. Aussi nous sommes-nous limités à l'Australie pour cette partie du Monde.

participe aux zones 10-25, 25-115 et plus de 115 t/km²/an, cette dernière étant prédominante à sa surface.

En ce qui concerne l'Afrique du Sud, on cite souvent la valeur de dégradation spécifique de 100 t/km²/an au sujet du Vaal. En ce cas également, cette valeur apparaît plausible lorsque l'on constate que le bassin de ce cours d'eau se situe en deçà et au delà de la courbe 60 t/km²/an, la surface située au delà étant la plus étendue.

En ce qui concerne l'Amérique du Sud, on indique souvent que l'Amazone transporterait en moyenne 400 à 500 t/km²/an de matières en suspension. Or cette valeur se retrouve par notre carte car on peut y voir que la zone 350-600 t/km²/an occupe en majeure partie le bassin de ce fleuve, les zones 600-1 000 t/km²/an et plus de 1 000 t/km²/an y étant beaucoup moins prédominantes. On les trouve seulement dans une partie du haut bassin et dans le bassin tout à fait inférieur. En Amérique du Sud encore, il est intéressant de constater la bonne relation entre la carte établie et deux estimations faites par Soldano, que M. Pardé nous a communiquées. Le haut bassin du Rio Pilcomayo, en Bolivie, se place le long de la courbe 1 000 t/km²/an, or c'est précisément cette dégradation spécifique qui lui est attribuée à la sortie de la montagne. Le Rio Bermejo à Puerto Expedition, en Argentine, transporterait, lui, 750 t de terre par kilomètre carré et par an, or la partie inférieure de son bassin en amont du lieu de mesure se situe dans la zone 350-600 t/km²/an, la partie moyenne dans la zone 600-1 000 t/km²/an et la partie supérieure dans la zone où la dégradation spécifique dépasse 1 000 t/km²/an. Tout ceci rend très vraisemblable le chiffre cité.

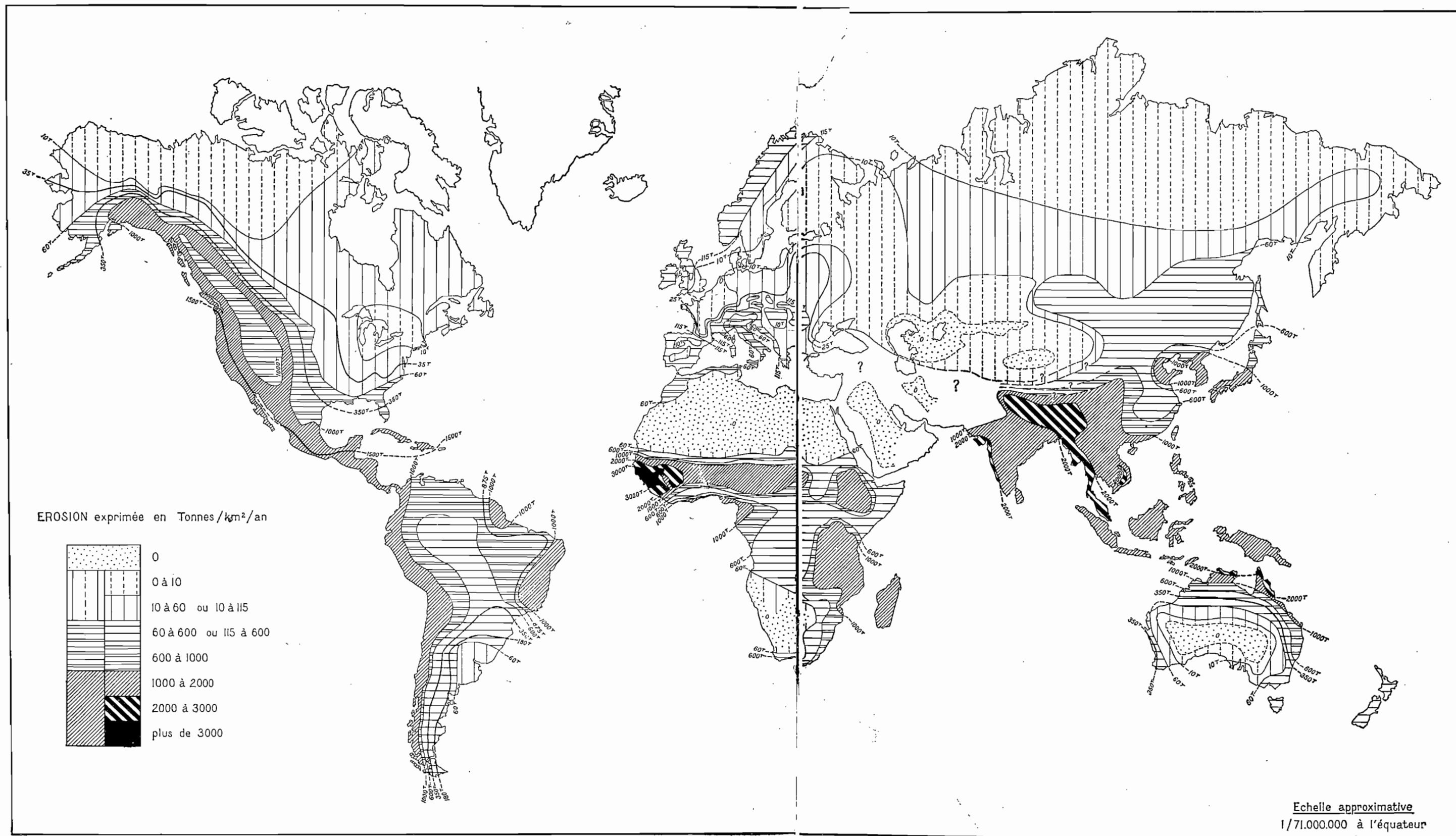
En Asie enfin, des constatations de même genre peuvent encore être faites avec la Kosi à Chatra, la Damodar à Rhondia et le Fleuve Rouge. Les deux premiers cours d'eau se situent aux Indes près du delta du Gange. La Kosi se situe dans la zone où la dégradation spécifique dépasse 2 000 t/km²/an, or elle est caractérisée par la valeur 2 820 t/km²/an. La Damodar se situe, elle, presque sous la courbe 2 000 t/km²/an, or son bassin présente une dégradation spécifique de 2 200 t/km²/an. Quant au Fleuve Rouge, qui se place dans la zone 1 000 à 2 000 t/km²/an et assez près de la courbe 1 000 t/km²/an, on lui attribue précisément un entraînement de 1 150 t/km²/an.

Outre ces vérifications, qui méritaient d'être signalées, les six cartes établies, et résumées en un planisphère, amènent à préciser d'autre part une notion qui ressort déjà du mode de distribution des bassins fluviaux dans le graphique traduisant la relation entre la dégradation spécifique de ces derniers et le coefficient $\frac{P^2}{P}$. Elle consiste en ce que l'érosion normale est un phénomène présentant, à la surface du globe, une variation dans le temps et dans l'espace.

Elle présente une variation dans le temps puisque chaque année, en un même lieu, l'entraînement de la terre à très longue distance est fonction du coefficient $\frac{P^2}{P}$. Or l'abondance pluviale comme le mode de répartition des pluies dans l'année peut varier en un même lieu d'une année à l'autre.

Mais en général, en une même zone climatique, des caractéristiques pluviales données ont une assez grande fréquence. Ces caractères pluviaux diffèrent d'autre part d'un climat à un autre. Il résulte de ces deux faits que l'agressivité climatique est variable à la surface du globe. La perte définitive en terre est alors normalement plus importante dans les régions où le niveau d'action des précipitations est lui-même plus élevé. Sur un plan différent, l'érosion normale est également plus élevée dans les montagnes que dans les régions à relief peu accentué. Il existe donc une variation spatiale de l'érosion normale à la surface du globe et c'est bien ce que montrent les cartes et le planisphère établis.

Les maximums d'érosion se localisent dans les lieux où la répartition la plus inégale des pluies se conjugue avec des précipitations importantes. Ils se localisent également dans des régions montagneuses. L'érosion calculée dépasse 1 000 t/km²/an sous climat tropical ou subtropical humide à saison sèche bien marquée (cf. Afrique, sud-est de l'Asie, extrême-nord de l'Australie et partie la plus orientale de l'Amérique du Sud). Elle dépasse également cette valeur dans les montagnes où le climat est agressif : Montagnes Rocheuses (climat semi-aride, climat excessivement pluvieux du versant occidental des



GRAPHIQUE XV. — Carte de l'érosion normale du globe

chaînes côtières) ; partie septentrionale des Andes, montagnes et plateaux du Mexique, monts de l'Ouest africain, massif éthiopien, montagnes de l'Afrique orientale, montagnes de Madagascar, montagnes des Iles de la Sonde, chaîne annamitique, Himalaya, monts du Sen Tchouan (toutes ces montagnes sont situées en zone tropicale ou subtropicale) ; montagnes à climat semi-aride en Asie.

Sous climat tropical constamment humide, l'érosion est moins forte parce que la répartition des pluies est plus régulière au cours de l'année. Sous climat tropical à saison sèche, l'érosion calculée s'abaisse également lorsque l'abondance pluviale diminue. Mais la subsistance de précipitations élevées dans le premier cas et la subsistance, dans le second cas, d'une répartition très inégale des pluies dans l'année président encore à des pertes en terre moyennement élevées à élevées. A l'approche des déserts, l'entraînement de la terre à très longue distance diminue très rapidement puis devient nul.

Sous climat méditerranéen, climat subtropical à sécheresse d'été, l'agressivité climatique engendre encore une érosion élevée. Il en est de même sous le climat subtropical à hiver faiblement pluvieux de l'Extrême-Orient.

Finalement, c'est surtout en zone tempérée et en zone froide (1) que se situent les plus grandes étendues où l'entraînement de la terre à très longue distance devient faible, les zones montagneuses faisant seules exception.

Pardé supposait dès 1933 [30] qu'« en Europe occidentale et centrale, les cours d'eau... qui drainent surtout des plaines... transportent moins de 50, sinon moins de 25 t de boues par kilomètre carré et par an ». Cette hypothèse se vérifie ici puisque l'on voit la courbe 25 t/km²/an longer d'assez près la bordure septentrionale du système montagneux européen et l'érosion décroître vers le nord. Les plaines et les bas plateaux de l'Europe orientale constituent également une zone de faible érosion qui se continue en Asie à travers toute la Sibérie jusqu'au Kamtchatka. En Amérique du Nord, avec un climat identique à celui de la Sibérie, le Bouclier canadien présente des dégradations spécifiques analogues à celles observées en Asie septentrionale : moins de 35, sinon moins de 10 t/km²/an.

Mais dans certaines parties de la zone tempérée, aux États-Unis et à l'est du continent asiatique, la perte en terre s'accroît sous l'influence de certains caractères pluviaux.

En Amérique du Nord, en allant des Grands Lacs vers le golfe du Mexique, ce dans la partie des États-Unis située à l'est du Mississippi, on atteint les valeurs d'érosion de 35 puis 60 t/km²/an pour finalement observer, sous le climat subtropical caractérisant le sud-est du pays, des pertes en terre dépassant 60 t/km²/an. Ceci correspond à une augmentation de l'abondance pluviale (il tombe en moyenne plus d'un mètre d'eau par an) et à une répartition plus inégale des pluies dans l'année au fur et à mesure que l'on va vers le sud.

Si, d'autre part, on se dirige des Grands Lacs et du Mississippi vers les Rocheuses, on atteint non seulement la valeur d'érosion de 60 t/km²/an, mais aussi celle de 350 t/km²/an. Ce second fait tient essentiellement à l'agressivité accrue du climat lorsque l'on va vers l'ouest. La hauteur d'eau qui tombe diminue mais les pluies sont plus violentes. Avec l'apparition de climats continentaux subhumides et semi-arides, la susceptibilité du milieu s'accroît. Tout ceci provoque l'augmentation de la perte en terre, qui est en général plus forte en zone tempérée d'Amérique du Nord qu'en zone tempérée d'Europe.

En Asie, l'apparition, à l'est du continent, du climat continental humide à été chaud et hiver sec (climat tempéré à influence de moussons) est responsable d'une perte en terre se classant parmi les plus fortes qui soient mesurées en zone tempérée : 60 à 600 t/km²/an. Elle est surtout liée à la répartition nettement inégale des pluies dans l'année et non à leur abondance.

Dans l'archipel japonais, ce mode de répartition se combinant avec une pluviosité plus élevée (celle-ci est d'autant plus élevée que l'on va vers le sud) et le relief exerçant son action, l'érosion dépasse 600 t/km²/an et même 1 000 t/km²/an dans la partie méridionale de Hondo et dans les îles Sikok et Kiou-Siou.

(1) Une question peut être soulevée au sujet de ces dernières régions. Il est évident qu'en climat subarctique et en climat de la Toundra, des mouvements de masse se produisent au moment du dégel. Mais ces phénomènes échappent complètement à notre étude. Si l'on se place sur le plan de celle-ci, le phénomène étudié par nous est peu développé en régions froides.

C'est également l'élévation de l'abondance pluviale par rapport à celle mesurée en Mandchourie qui est sans doute responsable de l'accroissement de la perte en terre en Corée et autour de la mer Jaune.

Revenons maintenant à l'application envisagée pour conclure nos recherches : l'évaluation de l'érosion normale du globe. Elle aboutit aux résultats suivants :

La perte moyenne en terre s'élèverait :

— pour l'Europe à	84 t par km ² et par an
— pour l'Asie (1) à	610 — —
— pour l'Afrique à	715 — —
— pour l'Amérique du Nord et l'Amérique centrale à	491 — —
— pour l'Amérique du Sud et les Antilles à	701 — —
— pour l'Australie à	273 — —

L'Afrique et l'Amérique du Sud seraient donc les deux zones du globe les plus érodées, suivies par l'Asie, l'ensemble Amérique du Nord-Amérique centrale, l'Australie et enfin l'Europe.

Si l'on attribue à la terre fine (2), la densité de 1,4 ces évaluations indiquent que le volume de terre perdu en moyenne par kilomètre carré et par an et, en conséquence, la hauteur de terre érodée en moyenne annuellement, s'élèveraient à :

— 60 m ³ soit 0,06 mm pour l'Europe ;
— 195 — 0,195 mm pour l'Australie ;
— 350 — 0,35 mm pour l'Amérique du Nord + l'Amérique centrale ;
— 435 — 0,435 mm pour l'Asie ;
— 500 — 0,5 mm pour l'Amérique du Sud ;
— 510 — 0,51 mm pour l'Afrique.

En d'autres termes, pour que la pellicule la plus externe de l'écorce terrestre subisse une ablation moyenne de 1 m, le nombre d'années nécessaire se chiffre à :

16 666 ans en Europe ;
5 128 — Australie ;
2 857 — Amérique du Nord + Amérique centrale ;
2 300 — Asie ;
2 000 — Amérique du Sud ;
2 000 — Afrique.

Si l'on considère maintenant les valeurs absolues de perte en terre des continents, l'estimation effectuée se résume ainsi :

L'Europe, avec une superficie de 10 050 000 km ² perdrait en moyenne annuellement	844 200 000 t de terre
L'Asie, superficie : 44 100 000 km ²	26 930 000 000 —
L'Afrique, superficie : 29 800 000 km ²	21 664 500 000 —
L'Amérique du Nord et l'Amérique centrale, superficie : 23 965 000 km ²	11 766 815 000 —
L'Amérique du Sud et les Antilles, superficie : 18 940 000 km ²	13 599 600 000 —
L'Australie, superficie : 7 626 000 km ²	2 081 898 000 —

(1) L'absence d'un réseau suffisamment dense de stations météorologiques dans le Proche-Orient et dans les steppes situées à l'est de la Caspienne a rendu difficile le tracé des courbes dans ces régions. C'est pourquoi nous avons laissé en blanc ces zones d'imprécision.

Pour le planimétrage effectué, nous avons cependant décidé d'attribuer aux systèmes montagneux inclus dans ces zones ou les limitant une dégradation spécifique moyenne de 500 t/km²/an, étant donné ce que l'on sait à l'heure actuelle du débit solide du Tigre, de l'Amou Daria et du Syr Daria.

(2) Rappelons, en effet, que notre étude s'adresse aux transports solides effectués en suspension par les cours d'eau, donc aux transports d'éléments fins effectués à très longue distance. Elle exclut les déplacements locaux d'éléments grossiers.

L'Asie apporterait donc le plus de terre aux mers, suivie en cela par l'Afrique, l'Amérique du Sud, l'Amérique du Nord + l'Amérique centrale, l'Australie et enfin l'Europe.

Quant à l'ensemble des terres émergées, il perdrait en moyenne annuellement un tonnage total de terre de : 76 887 213 000 t.

Ceci correspond à une érosion moyenne de : 571 t/km²/an.

Ce qui représente en volume : 407 m³/km²/an.

La hauteur de terre perdue en moyenne annuellement par l'ensemble des terres émergées se chiffrerait donc à 0,407 mm, et le nombre d'années nécessaire à l'ablation moyenne de 1 m de sol à la surface terrestre serait de : 2 500 ans.

CHAPITRE XV

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Établir un élément qui permette de coordonner les observations effectuées dans les différentes parties du globe au sujet de l'érosion du sol par l'eau, tel était le but de notre recherche et plusieurs principes l'ont guidée, que nous avons indiqués dès ses prémisses.

Il nous a semblé tout d'abord qu'une étude de relation entre l'érosion hydrique et son facteur prépondérant, étude fondée sur des données chiffrées, devait constituer le moyen d'atteindre notre but.

Une méthode de travail s'imposait en ce cas, celle de l'analyse graphique, et deux séries de valeurs étaient nécessaires pour l'appliquer : l'une devait représenter le phénomène étudié, l'autre son facteur prépondérant.

L'étude du mécanisme et des facteurs de l'érosion du sol par l'eau a imposé alors comme facteur prépondérant du phénomène son facteur causal, la pluie, et l'examen critique des données chiffrées actuellement possédées sur l'érosion hydrique a montré que les valeurs de dégradation spécifique des bassins fluviaux étaient les seules mesures du phénomène répondant aux nécessités de la recherche entreprise.

Or le résultat auquel nous sommes parvenus justifie pleinement les principes que nous avons adoptés.

Nous sommes en effet parvenus à établir un coefficient dont le calcul s'effectue à l'aide de deux données caractérisant les précipitations atmosphériques, et ce coefficient est en bonne corrélation avec la dégradation spécifique des bassins fluviaux. Ce fait apparaît lorsqu'on porte en coordonnées dans un graphique les deux séries de valeurs. Celles qui caractérisent la dégradation spécifique se groupent alors autour des droites d'équation :

$$C = aE + b$$

C étant le coefficient climatique, E la dégradation spécifique des bassins fluviaux, a et b deux constantes.

Ce coefficient climatique est : $\frac{p^2}{P}$, p étant la hauteur d'eau tombée pendant le mois de pluviosité maximum et P la pluviosité annuelle.

Il fait entrer en ligne de compte deux caractères des précipitations : leur mode de répartition dans l'année, exprimé par le rapport $\frac{p}{P}$, et leur abondance, exprimée indifféremment par p ou P puis que :

$$\frac{p^2}{P} = \frac{p}{P} \times p = \left(\frac{p}{P}\right)^2 \times P$$

Mode de répartition des pluies dans l'année et abondance pluviale sont donc les facteurs de l'érosion annuelle enregistrée à la surface des bassins fluviaux. Ce résultat établit que les précipitations atmosphériques constituent bien le facteur prépondérant de l'érosion du sol.

Nous avons constaté, à l'analyse, que les données de dégradation spécifique se groupent en

ensembles définis chacun par une droite, c'est-à-dire par des constantes a et b caractéristiques de chaque groupement. Mais ces groupements correspondent également à un caractère spécifique du milieu naturel : le relief.

Nous nous sommes attachés alors à trouver un moyen d'évaluer le modelé du relief des bassins fluviaux et les méthodes de la morphométrie ont été utilisées à cette fin. Elles ont permis, par le raisonnement, d'établir un coefficient orographique, le coefficient $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$, combinant la hauteur moyenne du relief ($\bar{H}$) et son coefficient de massivité ($\text{tg } \alpha$). L'application de cet élément d'appréciation aux bassins fluviaux montre que les deux grands ensembles reconnus correspondent à deux classes du coefficient $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$, la valeur 6 de celui-ci constituant la valeur limite entre les deux classes. Au delà de cette valeur, le relief peut être considéré comme accentué ; en deçà, il peut être qualifié de peu accentué.

S'il existe donc une liaison étroite entre climat et érosion du sol, il est cependant impossible de faire abstraction du facteur de ce phénomène qu'est le relief. L'influence exercée par celui-ci limite la valeur maximum du coefficient de corrélation entre $\frac{p^2}{P}$ et la dégradation spécifique des bassins fluviaux.

L'examen des résultats montre, en effet, que pour une même valeur du coefficient climatique l'érosion constatée dépend dans une assez large mesure du relief.

Il n'en reste pas moins que l'action du climat est prépondérante et elle se remarque déjà lorsque l'on constate que deux corrélations existent en chacun des deux milieux caractérisés à l'aide du coefficient $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$, et, qu'en chaque cas, ces deux corrélations correspondent à deux degrés d'agressivité climatique.

Mais l'influence du climat se manifeste essentiellement par l'existence de quatre corrélations qui indiquent chacune une variation de l'érosion en fonction du coefficient $\frac{p^2}{P}$. Elles mettent bien en évidence l'action des précipitations atmosphériques. Elles permettent, grâce au calcul de quatre équations de régression linéaire, l'évaluation de l'érosion hydrique en fonction de son facteur causal. Le coefficient $\frac{p^2}{P}$ devient donc un véritable indice de la capacité érosive du climat.

Y représentant la dégradation spécifique des bassins fluviaux et x le coefficient $\frac{p^2}{P}$, l'équation :

$$Y = 6,14 x - 49,78$$

s'applique au milieu à relief peu accentué ($\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha < 6$) lorsque p^2 est inférieur à 20. Elle est valable pour $x > 8,1$.

• L'équation :

$$Y = 27,12 x - 475,4$$

s'applique au milieu à relief peu accentué ($\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha < 6$) lorsque $\frac{p^2}{P}$ est supérieur à 20. Elle est valable pour $x > 17,5$.

• L'équation :

$$Y = 52,49 x - 513,21$$

s'applique aux régions à relief accentué ($\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha > 6$) situées sous tous climats sauf sous climat semi-aride. Elle est valable pour $x > 9,7$.

• L'équation :

$$Y = 91,78 x - 737,62$$

s'applique aux régions à relief accentué ($\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha > 6$) situées sous climat semi-aride. Elle est valable pour $x > 8$.

Ces quatre régressions sont très hautement significatives et répondent aux espérances qui nous avaient conduits à cette tentative.

L'étude critique de la relation entre D.S. et $\frac{p^2}{P}$ permet de conclure que cet ensemble d'équations offre la possibilité d'évaluer aussi bien la dégradation spécifique annuelle que la dégradation spécifique moyenne annuelle des bassins fluviaux.

Ceci nécessite une remarque. Elle résulte de ce que la première valeur est liée au calcul de $\frac{p^2}{P}$ pour une année définie alors que la seconde est liée au calcul de $\frac{p^2}{P}$ à partir de p moyen et P moyen.

Peut-être aurait-il été préférable, dans le second cas, de calculer $\frac{p^2}{P}$ en faisant la moyenne arithmétique d'une série de $\frac{p^2}{P}$ annuels. Mais d'une part ce calcul est très long, d'autre part il ne semble pas devoir fournir une valeur très différente sauf sous les climats où la répartition des pluies change fréquemment d'une année à l'autre. Comme au sujet de ces derniers climats, nous avons signalé qu'il est préférable de se limiter à une étude annuelle, comme d'autre part les corrélations établies sont excellentes, nous n'avons pas poussé plus avant les recherches dans ce domaine.

Sous l'aspect numérique du résultat obtenu transparait un aspect géographique que l'on ne peut négliger. Il tient à ce que chacune des quatre droites de régression établies s'applique à une zone définie du globe lorsqu'on considère son aptitude à traduire la variation de l'érosion moyenne annuelle. Si l'on se reporte une dernière fois aux graphiques X et X bis, on peut dégager le sens de cette constatation. En milieu à relief peu accentué ($\overline{H} \cdot \text{tg } \alpha < 6$), la droite A s'applique à la zone tempérée, la droite B aux zones tropicale, subtropicale et semi-aride. Or ces deux droites se font suite et la première a une pente plus forte que la seconde. Cela signifie que le climat est moins agressif dans la première zone que dans les secondes : l'érosion y est en effet d'une part moins élevée ; elle s'y accroît d'autre part beaucoup moins fortement pour un accroissement donné du coefficient climatique. La droite C exprime, elle, la variation de l'érosion annuelle dans les régions à relief accentué ($\overline{H} \cdot \text{tg } \alpha > 6$) situées sous des climats humides et elle a une pente plus faible que celles des droites A et B. Cela indique donc que l'effet des précipitations est bien plus marqué dans les régions caractérisées par des fortes pentes que dans celles caractérisées par des faibles pentes : pour un coefficient $\frac{p^2}{P}$ donné, l'érosion est toujours plus élevée dans les premières régions ; pour un accroissement donné du coefficient, l'augmentation de l'érosion y est beaucoup plus considérable. Ceci est dû à l'effet conjugué du climat et du relief. La droite D enfin est, de toutes les droites établissant les corrélations, celle qui a la plus faible pente. Elle s'applique exclusivement aux régions semi-arides à relief accentué ($\overline{H} \cdot \text{tg } \alpha > 6$). Ces régions constituent le milieu du globe le plus susceptible à l'attaque hydrique. Les précipitations y revêtent un caractère hautement agressif. Pour un coefficient $\frac{p^2}{P}$ donné, l'érosion y est toujours la plus élevée et c'est là que se manifeste l'augmentation la plus considérable de l'érosion pour un accroissement donné du coefficient climatique.

Tous ces résultats ayant été obtenus à partir de l'étude de grands bassins fluviaux, il fallait en fixer la portée. Nous avons alors constaté qu'ils restaient applicables à de petites régions à condition que les facteurs généraux de l'érosion puissent entrer en jeu. L'examen de champs expérimentaux a même permis de supposer qu'à cette échelle le coefficient établi pouvait encore rendre compte de la perte en terre.

Finalement, l'étude critique du résultat obtenu comme la nature des données employées pour l'obtenir conduisent à estimer que l'instrument de mesure créé s'applique à l'érosion normale du globe.

Mais cet instrument de mesure liant l'érosion du sol à son facteur prépondérant, les précipitations atmosphériques, nous a paru nécessiter un complément parce que l'effet d'un autre facteur du phénomène, le relief, était mis en lumière par la recherche et que l'on pouvait caractériser celui-ci numériquement. Nous avons alors fait intervenir dans une corrélation double les deux facteurs dont

l'importance était révélée par l'analyse et cette étude a permis d'établir un nouvel instrument de calcul de l'érosion. Il se traduit par l'équation :

$$E = 2,65 \log \frac{p^2}{P} + 0,46 \log \bar{H} \cdot \operatorname{tg} \alpha - 1,56$$

Son emploi n'est possible que pour l'estimation de la perte en terre de régions étendues car il fait intervenir $\bar{H} \cdot \operatorname{tg} \alpha$. Il conduit à conclure que les facteurs de la dégradation spécifique des bassins fluviaux sont :

- le mode de répartition des pluies dans l'année $\left(\frac{p}{P}\right)$;
- l'abondance pluviale (p ou P) ;
- la hauteur moyenne du relief ($\bar{H}$) ;
- le coefficient de massivité du relief ($\operatorname{tg} \alpha$).

Étant parvenus à cet ensemble de résultats, avons-nous lié l'érosion du sol à son facteur causal et à l'un des facteurs qui conditionnent son intensité ? Sous cette forme, cette question ne comporte qu'une réponse affirmative puisque c'est bien grâce à un coefficient faisant entrer en ligne de compte deux caractères des précipitations et à un coefficient créé à partir de deux caractères du relief que l'on peut rendre compte de la distribution du phénomène. Mais si l'on entre dans les détails, et si l'on se reporte en particulier à l'étude du mécanisme de l'érosion par l'eau, il devient évident que les caractères des précipitations et du relief pris en considération ne sont pas les caractères réels qui président au détachement et à l'entraînement des particules constitutives du sol. Les exemples fournis au chapitre I^{er} démontrent en effet que ces caractères sont l'intensité et l'abondance de chaque pluie individuelle, le degré et la longueur de la pente. Nous n'avons donc pas lié l'érosion du sol à ses causes réelles, mais ceci relève de l'esprit même de la méthode de recherche adoptée. La méthode de l'analyse graphique consiste à établir une corrélation entre deux séries de valeurs dont l'une est constituée par les mesures d'un phénomène. Mais l'établissement de l'autre série n'implique pas de la part du chercheur une stricte limitation à des mesures de la cause du phénomène. De multiples raisons, et en particulier la nature des données disponibles, peuvent amener à choisir d'autres valeurs. Il est toutefois nécessaire que celles-ci soient étroitement liées aux causes réelles. Or c'est bien ce que nous avons réalisé en établissant les coefficients $\frac{p^2}{P}$ et $\bar{H} \cdot \operatorname{tg} \alpha$. Il n'est pas nécessaire d'insister sur le fait que l'abondance pluviale annuelle ou mensuelle dépend essentiellement de l'abondance des pluies individuelles. Le mode de répartition des pluies dans l'année semble, d'autre part, être en relation assez étroite avec l'intensité des précipitations : l'étude des climats du globe l'indique bien puisque ceux qui sont caractérisés par la répartition la plus irrégulière des pluies sont également ceux où s'enregistrent les intensités pluviales les plus élevées.

Quant au relief, il comporte très vraisemblablement des pentes d'autant plus raides que sa hauteur moyenne et son coefficient de massivité sont plus grands.

Tout ceci fonde la valeur des coefficients créés pour rendre compte de l'érosion du sol.

Les équations établies ne permettent pas, dans les circonstances actuelles, de prévoir l'érosion accélérée en un point précis. Par contre, elles conduisent à estimer la masse de terre entraînée à très longue distance et, par conséquent, définitivement perdue par une région déterminée. Cela constitue une donnée fondamentale puisqu'elle nous renseigne sur l'usure de la surface terrestre émergée et fournit une valeur minimum aux estimations concernant l'évolution des reliefs. Ce résultat global n'est valable qu'en raison de la fidélité avec laquelle notre calcul permet, dans une région donnée, de prévoir l'intensité de l'érosion.

L'analyse à laquelle nous nous sommes livrés dans ce travail nous a donc conduits, après avoir établi les facteurs d'interpolation nécessaires, à estimer à la fois localement et globalement l'usure de la surface habitée par l'homme sous l'influence des facteurs naturels qui exercent sur elle leur action.

BIBLIOGRAPHIE

Cette bibliographie comprend deux parties et ne comporte qu'un nombre assez restreint de références. Cela provient de ce que les indications à fournir au sujet de notre recherche se limitent, à peu de choses près, d'une part aux sources des valeurs de transports solides effectués par les cours d'eau, d'autre part aux sources des valeurs pluviométriques établies pour calculer les différents coefficients climatiques. Les secondes sont fournies par pays.

ABRÉVIATIONS

U.S.D.A. : United States Department of Agriculture ;
 S.C.S. : Soil Conservation Service ;
 U.S.G.S. : United States Geological Survey.

I

ÉROSION DU SOL, TRANSPORTS SOLIDES, CLASSIFICATION DES CLIMATS DU GLOBE

- [1] BAMESBERGER (J. G.), *Erosion losses from a 3-day California storm*, Washington D.C., U.S. Depart. Print. Off. 1939, document 150 149, 15 p., 9 tabl.
- [2] BAUMGARTEN (M.), Navigation fluviale, Garonne, *Ann. des Ponts et Chaussées*, 2, 1848, p. 1-157.
- [3] BENNETT (H. H.), *Soil Conservation*, New York, Mc Graw-Hill, 1939, 993 p., 358 fig.
- [4] BORST (H. L.), McCALL (A. G.), BELL (F. G.), Investigations in erosion control and the reclamation of eroded land at the Northwest Appalachian Conservation Experiment Station, Zanesville, Ohio, 1934-1942, Washington D.C., U.S.D.A., S.C.S., *Technical Bulletin*, 888, mai 1945, 95 p., 55 tabl., 43 fig.
- [5] BROWN (C. B.), Rates of sediment production in the Southwestern United States, Washington D.C., U.S.D.A., S.C.S., *Technical Publication*, 58, nov. 1944, 40 p., 6 tabl., 1 appendice.
- [6] BROWN (C. B.), Effects of soil conservation, chap. 22 de *Applied sedimentation*, New York, John Wiley & Sons, 1950, p. 380-406.
- [7] BRUNE (G. M.), Rates of sediment production in Midwestern United States, Washington D.C., U.S.D.A., S.C.S., *Technical Publication*, 65, déc. 1948, 40 p., 2 fig., 4 tabl.
- [8] COPLEY (T. L.), FORREST (L. A.), McCALL (A. G.), BELL (F. G.), Investigations in erosion control and reclamation of eroded land at the Central Piedmont Conservation Experiment Station, Statesville, N.C., 1930-1940, Washington D.C., U.S.D.A., S.C.S., *Technical Bulletin*, 873, août 1944, 66 p., 29 tabl., 20 fig.
- [9] CUNNINGHAM (A.), Roorkee hydraulics experiments, *Proceedings Inst. of Civil Engineers*, vol. LXXI, 1882, p. 1-94.
- [10] DANIEL (H. A.), ELWELL (H. M.), COX (M. B.), Conservation and land use investigations at the Red Plains Conservation Experiment Station, Guthrie, Okla., Oklaoma Agricultural Experiment Station, *Bulletin*, B-309, mai 1947, 32 p., 23 tabl., 9 fig.
- [11] ELLISON (W. D.), Some effects of raindrops and surface flow on soil erosion and infiltration, *American Geophysical Union Transactions*, 26, 1945, p. 415-429, illustr.
- [12] FOLLANSBEE (R.), DEAN (H. J.), Water Resources of the Rio Grande Basin, U.S.G.S., *Water Supply Paper*, 358, 1915.
- [13] HAYS (O. E.), McCALL (A. G.), BELL (F. G.), Investigations in erosion control and the reclamation of eroded land at the Upper Mississippi Valley Conservation Experiment Station near La Crosse, Wis., 1933-1943, Washington D.C., U.S.D.A., S.C.S., *Technical Bulletin*, 973, avril 1949, 87 p., 37 tabl., 21 fig.
- [14] HENIN (S.), Articles dans La Conservation du sol, le problème français, *Bulletin technique d'information des ingénieurs des Services agricoles*, nos 50 et 51, 62 p., 46 fig.
- [15] HENIN (S.), Mécanisme et caractère de l'érosion par l'eau, *Chambres d'Agriculture*, supplément au n° 31, juillet 1953, p. 1-11.
- [16] HORNER (G. M.), McCALL (A. G.), BELL (F. G.), Investigations in erosion control and the reclamation of eroded land at the Palouse Conservation Experiment Station, Pullman, Wash., 1931-1942, Washington D.C., U.S.D.A., S.C.S., *Technical Bulletin*, 860, avril 1944, 83 p., 33 tabl., 26 fig.

- [17] HOWARD (C. S.), Suspended sediment in the Colorado River (1925-1941), Washington D.C., U.S.G.S., *Water Supply Paper*, 998, 1947, 165 p., 25 tabl.
- [18] INTERNATIONAL BOUNDARY COMMISSION, UNITED STATES AND MEXICO, Flow of the Rio Grande and Tributary Contributions, *Water Bulletins*, 2 à 15, El Paso, Texas, 1932 à 1945.
- [19] KÖPPEN und GEIGER, *Handbuch der Klimatologie*, vol. I, part. C, Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1936.
- [20] LEWIS (A. D.), Silt observations of the River Tigris, *Proceedings Instit. of Civil Engineers*, vol. 212, 1922, p. 393.
- [21] DE MARTONNE (E.), Une nouvelle fonction climatologique, l'indice d'aridité, *La Météorologie*, 1926, p. 449-458.
- [22] DE MARTONNE (E.), *Traité de Géographie physique*, t. I^{er}, Paris, Armand Colin, 7^e éd., 1948, 482 p., 193 fig., 6 pl., 2 planisphères.
- [23] MAZLOUM (S.), L'Afriné. Étude hydrologique, *Revue de Géogr. phys. et de Géol. dyn.*, t. XII, fasc. I, p. 37-164, fasc. II, p. 187-305, 1939.
- [24] MICKEY (K. B.), *Man and the Soil*, International Harvester Company, Chicago, 1945, 110 p.
- [25] MINTIEH (T.), L'érosion du sol en Chine, *Geographical Review*, octobre 1941, p. 570-590.
- [26] MINISTERO DEI LAVORICI PUBBLICI, CONSIGLIO SUPERIORE, *Dati caratteristici dei corsi d'acqua italiani*, Pubbl. 17 del Servizio Idrografico, Roma, Istituto poligrafico della Stato, 1939, p. 404-428.
- [27] MUSGRAVE (G. W.), NORTON (R. A.), Soil and Water conservation investigations at the Soil Conservation Experiment Station Missouri Walley Loess Region, Clarinda, Iowa, progress report 1931-1935, Washington D.C., U.S.D.A., S.C.S., *Technical Bulletin*, 558, février 1937, 181 p., 96 tabl., 59 fig.
- [28] PARDÉ (M.), Quelques nouveautés sur le régime du Rhône, Instit. des Études rhodaniennes, *Mémoires et Documents*, Lyon, 1942 (chap. VI, p. 149-167).
- [29] PARDÉ (M.), *Cours de Potamologie*, Instit. polytechnique de l'Université de Grenoble, 1943, 2 vol., 1 vol. de tables.
- [30] PARDÉ (M.), *Fleuves et rivières*, Paris, Armand Colin, 1^{re} éd., 1933, 2^e éd., 1947, 221 p., 18 fig.
- [31] PARDÉ (M.), Sur le mécanisme des transports solides effectués par les rivières et sur les altérations corrélatives des lits fluviaux, *Rev. de Géog. alpine*, XXXIX, Grenoble, 1951, p. 5 à 40, 289 à 315.
- [32] PARDÉ (M.), La turbidité des rivières et ses facteurs géographiques, *Rev. de Géog. alpine*, XLI, Grenoble, 1953, p. 399-421.
- [33] POPE (J. B.), ARCHER (J. C.), JOHNSON (P. R.), MCCALL (A. G.), BELL (F. G.), Investigations in erosion control and reclamation of eroded sandy clay lands of Texas, Arkansas and Louisiana at the Conservation Experiment Station, Tyler, Texas, 1931-1940, Washington D.C., U.S.D.A., S.C.S., *Technical Bulletin*, 916, juin 1946, 76 p., 37 tabl., 20 fig.
- [34] POTTER (W. D.), LOVE (S. K.), Hydrologic studies at the West Tarkio Creek Demonstration Project, Shenandoah, Iowa, Washington D.C., U.S.D.A., S.C.S., *Technical Publication*, 42, 1941.
- [35] POTTER (W. D.), LOVE (S. K.), Hydrologic studies at the South Fork Palouse River Demonstration Project, S.C.S., Wash. 1, Pullman, Washington, Washington D.C., U.S.C.A., S.C.S., *Technical Publication*, 47, 1942.
- [36] POTTER (W. D.), LOVE (S. K.), Hydrologic studies at the High Point demonstration Project, S.C.S., NC 1, North Carolina, Washington D.C., U.S.D.A., S.C.S., *Technical Publication*, 48, 1942.
- [37] POUQUET (J.), *L'érosion*, Paris, P.U.F., 1951, 126 p., 10 fig.
- [38] PUNJAB, Paper 28, *Technical Review of the Irrigation Department*, 1925, p. 104.
- [39] SMITH (D. D.), WHITT (D. M.), ZINGG (A. W.), MCCALL (A. G.), BELL (F. G.), Investigations in erosion control and reclamation of eroded Shelby and related soils at the Conservation Experiment Station, Bethany, Mo, 1930-1942, Washington D.C., U.S.D.A., S.C.S., *Technical Bulletin*, 883, avril 1945, 175 p., 76 tabl., 51 fig.
- [40] STATE OF TEXAS, BOARD OF WATER ENGINEERS AND U.S.D.A., S.C.S., *Progress report 12 of silt load of Texas streams*, Austin, Texas, août 1951, 58 p.
- [41] STEVENS (J. C.), The silt problem, *Transactions of American Society of Civil Engineers*, vol. 101, 1936, p. 207-288.
- [42] STRAUB (L. G.), *Missouri river report*, House document, 238, 73rd Congress, 2nd session, 1935, p. 1189-1202.
- [43] TENNESSEE VALLEY AUTHORITY CORPS OF ENGINEERS, DEPARTMENT OF AGRICULTURE, GEOLOGICAL SURVEY, BUREAU OF RECLAMATION, INDIAN SERVICE, IOWA INSTITUTE OF HYDRAULIC RESEARCH, Report n° 1 : *Field practice and equipment used in sampling suspended sediment*, University of Iowa, Hydraulic Laboratory, Iowa City, août 1940.
- [44] TODD (O. J.), ELIASSEN (S.), The Yellow River problem, *Transactions of American Society of Civil Engineers*, vol. 105, 1940, p. 346-453.
- [45] TREWARTHA (G. T.), *An Introduction to Climate*, New York, Mc Graw-Hill, 1954, 3^e éd.
- [46] TURC (L.), *Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement*, Paris, I.N.R.A., 1955, 252 p., 71 graph., 72 tabl.
- [47] U.S. ENGINEER OFFICE, Saint-Paul, Minnesota, *Report of the Sedimentary Characteristics of the Upper Mississippi River*, mai 1935.

- [48] U.S. GEOLOGICAL SURVEY, *Water supply paper*, 234, Papers on the Conservation of Water Resources, Washington D.C., Government Printing Office, 1909, 96 p.
- [49] U.S. WATERWAYS EXPERIMENT STATION, Vicksburg, Mississippi, *Sediment investigations on the Mississippi River and its Tributaries*, 1930-1931, Paper « U », 1931.
- [50] VISENTINI (M.), Observations concerning the methods of measuring turbidity in rivers. Esperienze sui metodi di misura delle torbida fluviale in sospensioni. Extraits de *Annali Idrologici*, 1932, partie II.

II

PLUVIOMÉTRIE

ÉTATS-UNIS :

- [51] U.S.D.A., WEATHER BUREAU, *Climatological Data for the United States by Sections*, Washington D.C., Weather Bureau (diverses dates).
- [52] U.S.D.A., WEATHER BUREAU, Bulletin W, *Summaries of Climatological Data by Sections*, 2^e éd., 3 vol., Washington D.C., Weather Bureau, 1926.
- [53] U.S.D.A., *Atlas of American Agriculture*, Washington D.C., U.S. Government Printing Office, 1936.

En outre les ouvrages cités ci-dessus aux numéros [17] et [18] contiennent de nombreuses données.

MEXIQUE :

Les données pluviométriques nécessaires ont été trouvées dans l'ouvrage cité ci-dessus au numéro [18].

FRANCE :

- [54] ANGOT (A.), Le régime pluviométrique de la France. Résultats généraux, *Annales de Géogr.*, XXX, 1921, p. 11-124.
- [55] COMITÉ NATIONAL DE GÉOGRAPHIE, *Atlas de France*, Éditions géographiques de France, Paris.
- [56] SANSON (J.), Recueil de données statistiques relatives à la climatologie de la France, *Mémorial de la Météorologie nationale*, Paris, O.N.M., 1945.

En outre, M. J. SANSON a eu l'amabilité de nous communiquer des données pluviométriques mensuelles très détaillées, mais non publiées, au sujet des bassins de la Seine et de la Garonne.

Au sujet de l'Isère et du Drac, M. M. PARDÉ a bien voulu nous communiquer des données manuscrites qu'il possédait à l'Institut de Géographie alpine à Grenoble.

SUISSE-HONGRIE :

C'est également M. M. PARDÉ qui nous a fourni les informations concernant le Rhin alpestre, le Rhône alpestre et la Tisza.

ITALIE :

Les précipitations mensuelles et annuelles tombées sur les bassins fluviaux italiens pendant la période de mesure de leur débit solide sont fournies dans l'ouvrage cité ci-dessus au numéro [26].

IRAK :

Nous nous sommes basés, pour le bassin du Tigre, sur des informations fournies par KENDREW (cf. ci-dessous) (tables de données pluviométriques), par TREWARTHA [45] (tables de données pluviométriques) et par PARDÉ [29].

INDE :

- [57] ELIOT (Sir John), *Climatological Atlas of India*, Indian Meteorological Department, 1906.
- [58] INDIA METEOROLOGICAL DEPARTMENT, *Memoirs of the India Meteorological Department*, Calcutta ou Simla. Les volumes III, XIV, XVII, XXII (parties I et II), XXIII (partie VII) et XXVII (partie V) fournissent les données statistiques les plus complètes sur la pluviosité mensuelle ou annuelle aux Indes (données année par année ou données moyennes).

CHINE :

- [59] *Bulletin des observations de l'observatoire météorologique et sismologique de Zi-Ka-Whei*, Changhai, Imprimerie de la Mission catholique.
- [60] COHING CHU, CHANG-WANG TU et PAO-KUN CHANG, *The Chinese Rainfall*, National Research Institute of Meteorology (non daté).

OUVRAGES GÉNÉRAUX :

- [61] KENDREW (W. G.), *The Climates of the Continents*, Oxford, Clarendon Press, 4^e édition, 1953, 607 p., 194 fig.
[62] KÖPPEN (W. G.) und GEIGER (R.), *Handbuch der Klimatologie*, 5 vol., Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1930, 59 (œuvre inachevée en 1934).
DE MARTONNE (E.), *op. cit.* [22].
TREWARTHA (G. T.), *op. cit.* [45].

ATLAS CONSULTÉS :

- [63] BARATTA (M.), FRACCARO (P.), VISINTIN (L.), *Grande Atlante Geographico*, 4^e édition, Institut géographique de Agostini, Novare, 1938.
[64] BARTHOLOMEW (J.), *The Times Atlas of the World*, Londres, 1922.
[65] BARTHOLOMEW (J.), *The Advanced Atlas of Modern Geography*, Londres (Meiklejohn) et New York (Mc Graw-Hill), 1950.
-

TABLE DES MATIÈRES

	PAGES
AVANT-PROPOS	V
INTRODUCTION	VII
PREMIÈRE PARTIE	
LES BASES DE LA RECHERCHE	1
CHAPITRE PREMIER. — L'érosion du sol par l'eau. Mécanismes, facteurs et formes	3
I. L'érosion du sol	3
II. Les mécanismes et les facteurs de l'érosion du sol par l'eau	4
III. Les formes de l'érosion du sol par l'eau	12
IV. Conclusion.....	16
CHAPITRE II. — La méthode de travail	18
CHAPITRE III. — Recherche des données chiffrées nécessaires pour évaluer l'influence qu'exercent sur l'érosion du sol ses facteurs climatiques	21
I. Recherche des données chiffrées sur l'érosion du sol par l'eau.....	21
II. Adoption des données chiffrées sur les transports solides effectués en suspension par les cours d'eau pour mesurer l'érosion du sol	30
CHAPITRE IV. — Les valeurs de dégradation spécifique des bassins fluviaux. Bases du choix effectué pour la présente étude	32
I. Les valeurs de dégradation spécifique des bassins fluviaux	33
II. Étude critique des valeurs de dégradation spécifique retenues	36
CHAPITRE V. — Classification climatique des bassins fluviaux fournissant les valeurs de dégradation spécifique choisies	41
I. La classification des climats du globe de G. T. Trewartha.....	42
II. Classification climatique des bassins fluviaux fournissant les valeurs de dégradation spécifique choisies	44

DEUXIÈME PARTIE		PAGES
L'APPROCHE DU RÉSULTAT FINAL		67
NOTE		68
CHAPITRE VI. — Recherche des relations possibles entre l'érosion du sol et l'abondance des précipitations		69
I. Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et la pluviosité annuelle...		69
II. Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et l'écoulement annuel...		78
III. Recherche de nouvelles relations		80
CHAPITRE VII. — Recherche des relations possibles entre l'érosion du sol et le mode de répartition des pluies dans l'année		85
I. Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{P}{n}$ exprimant l'action du climat		85
II. Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{S}{P}$ exprimant l'action du climat		89
III. Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{S^2}{P}$ exprimant l'action du climat		98
IV. Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et les coefficients $\frac{\Sigma}{P}$ et $\frac{\Sigma^2}{P}$ exprimant l'action du climat		107
V. Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{P}{P}$ exprimant l'action du climat		113
TROISIÈME PARTIE		
L'ÉTABLISSEMENT D'UNE RELATION ENTRE L'ÉROSION DU SOL PAR L'EAU ET SON FACTEUR PRÉPONDÉRANT LES PRÉCIPITATIONS ATMOSPHÉRIQUES		121
CHAPITRE VIII. — Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol, traduite par la dégradation spécifique des bassins fluviaux, et le coefficient $\frac{P^2}{P}$ exprimant l'action du climat		123
I. Le premier résultat		123
II. Étude des bassins fluviaux aberrants aux groupements observés.....		127
III. Le résultat final		135

TABLE DES MATIÈRES

201

CHAPITRE IX. — Étude de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{p^2}{P}$. I. Évaluation du relief des bassins fluviaux	PAGES 139
I. Recherche d'une donnée ou d'un coefficient susceptible de caractériser le relief des bassins fluviaux.....	139
II. Calcul du coefficient orographique $\bar{H} \cdot \text{tg } \alpha$ pour les bassins fluviaux.....	147
CHAPITRE X. — Étude de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{p^2}{P}$. II. Distribution climatique des bassins fluviaux.....	151
CHAPITRE XI. — Étude de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient $\frac{p^2}{P}$ en petits bassins fluviaux et en champs expérimentaux.....	157
I. Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient climatique $\frac{p^2}{P}$ en petits bassins fluviaux	160
II. Analyse graphique de la relation entre l'érosion du sol et le coefficient climatique $\frac{p^2}{P}$ en champs expérimentaux	165
CHAPITRE XII. — Critique statistique des corrélations établies	169
I. Calcul des coefficients de corrélation	170
II. Calcul des équations de régression linéaire.....	172
III. Détermination de la probabilité des régressions linéaires	173
IV. Comparaison des coefficients de régression linéaire des droites C et D	175
V. Conclusions	175
CHAPITRE XIII. — Établissement d'une équation unique permettant l'évaluation de l'érosion du sol	176
CHAPITRE XIV. — Évaluation de l'érosion subie par l'ensemble des terres émergées	183
CHAPITRE XV. — Conclusions générales	191
BIBLIOGRAPHIE	195

1960. — Imprimerie des Presses Universitaires de France. — Vendôme (France)
ÉDIT. N° 25 607 IMPRIMÉ EN FRANCE IMP. N° 16 180

PRESSES UNIVERSITAIRES DE FRANCE

PIERRE BIROT

LES MÉTHODES DE LA MORPHOLOGIE

In-4° couronne..... NF. 7 »

MORPHOLOGIE STRUCTURALE

TOME I

Structure statique. Formes structurales élémentaires

avec la collaboration de Max DERRUAU

In-4° couronne..... NF. 10 »

TOME II

Types d'évolution du relief. Théories orogéniques

In-4° couronne..... NF. 18 »



ANDRÉ GUILCHER

MORPHOLOGIE LITTORALE ET SOUS-MARINE

In-4° couronne..... NF. 10 »



JEAN POUQUET

L'ÉROSION

In-8° couronne (*Que sais-je?*)..... NF. 2,20



PIERRE RAT

**LES PAYS CRÉTACÉS BASCO-CANTABRIQUES
(Espagne)**

In-8° raisin..... NF. 29 »



CHARLES MAURAIN

LE CLIMAT PARISIEN

In-16 jésus..... NF. 3 »



ANDRÉ VIAUT et J. SANSON

LE TEMPS ET LES TRAVAUX DES CHAMPS

In-16 jésus..... NF. 4,80



GUY EUVERTE

LES CLIMATS ET L'AGRICULTURE

In-8° couronne (*Que sais-je?*)..... NF. 2,20

108, boulevard Saint-Germain, PARIS (6^e)