



HAL
open science

Rythmes et bilans de l'érosion dans les domaines arides

Jean-Louis Ballais

► **To cite this version:**

Jean-Louis Ballais. Rythmes et bilans de l'érosion dans les domaines arides. Yvette Veyret, Jean-Louis Ballais, Alain Marre, Michel Mietton, Alain Miossec, Serge Morin, Bernard Valadas. *L'érosion entre nature et société*, 22, SEDES, pp.237-262, 1998. hal-01568034

HAL Id: hal-01568034

<https://amu.hal.science/hal-01568034>

Submitted on 24 Jul 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

DIEM
DOSSIERS DES IMAGES ÉCONOMIQUES DU MONDE
sous la direction de André Gamblin
Collection co-fondée par Jacqueline Beaujeu-Garnier

DOSSIER 22

L'ÉROSION ENTRE NATURE ET SOCIÉTÉ

Coordination :

Yvette Veyret

Jean-Louis Ballais

Université de Provence (Aix-Marseille)

Alain Marre

Université de Reims

Michel Mietton

Université de Strasbourg

Alain Miossec

Université de Nantes

Serge Morin

Université de Bordeaux III

Bernard Valadas

Université de Limoges

Yvette Veyret

Université de Paris VII Denis-Diderot

SEDES

CHAPITRE 4

RYTHMES ET BILANS DE L'ÉROSION DANS LES DOMAINES ARIDES

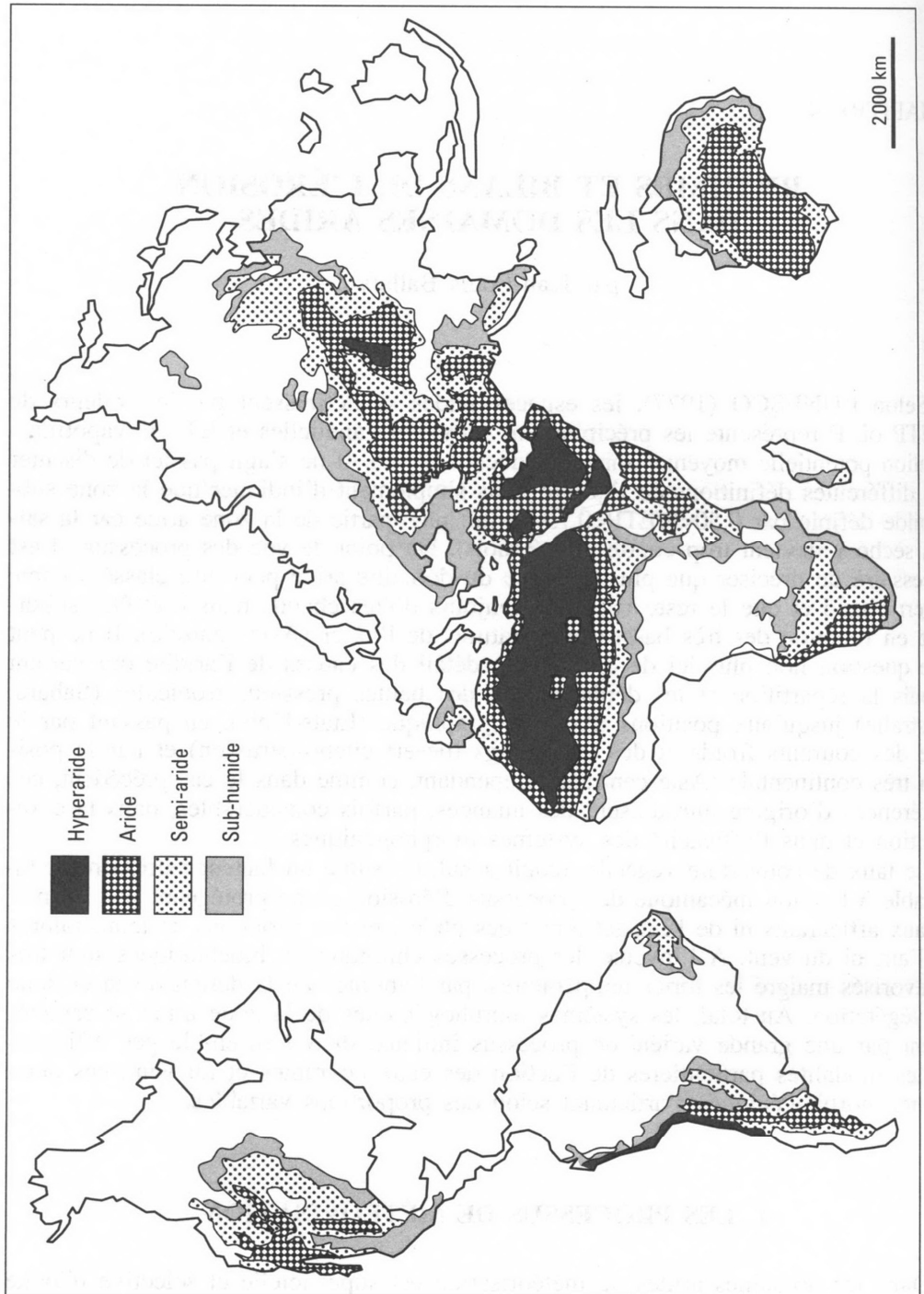
par Jean-Louis Ballais

Selon l'UNESCO (1977), les espaces arides se définissent par les valeurs de P/ETP où P représente les précipitations moyennes annuelles et ETP l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle (document 79). Il ne s'agit pas ici de discuter des différentes définitions de l'aridité mais simplement d'indiquer que la zone sub-humide définie par $0,50 < P/ETP < 0,75$ ne fait plus partie de la zone aride car la saison sèche y devient trop courte (1 à 3 mois). Du point de vue des processus, il est nécessaire de préciser que plus de 40 % du domaine aride peut être classé comme désert chaud et que le reste bénéficie toujours d'étés chauds mais doit être subdivisé en fonction des très basses températures de l'hiver (Asie centrale). Il ne peut être question non plus ici de discuter en détail des causes de l'aridité qui varient depuis la répartition et les déplacements des hautes pressions tropicales (Sahara, Australie) jusqu'aux positions d'abri orographique (États-Unis), en passant par le rôle des courants froids et des upwellings (désert cileno-péruvien) et par la position très continentale (Asie centrale). Cependant, comme dans le cas précédent, ces différences d'origine introduisent des nuances, parfois considérables, dans la composition et dans l'efficacité des systèmes morphogéniques.

Le taux de couverture végétale, réduit à nul, constitue un facteur extrêmement favorable à l'action mécanique des processus d'érosion en ne protégeant pas les matériaux affleurants ni de l'impact direct des pluies, ni des variations de températures de l'air, ni du vent. A l'inverse, les processus chimiques et biochimiques sont très défavorisés malgré les fortes températures, par l'absence ou le déficit d'eau et donc de végétation. Au total, les systèmes morphogéniques de la zone aride se caractérisent par une grande variété de processus initiaux, dans l'ensemble peu efficaces et des modalités particulières de l'action des eaux courantes et du vent, ces deux agents morphogéniques s'articulant selon des proportions variables.

I. LES PROCESSUS DE MÉTÉORISATION

Dans les domaines arides, la météorisation est superficielle et sélective (Cooke *et al.*, 1993). Son caractère superficiel est attesté par la minceur des profils d'altération ou de sols et la prépondérance de croûtes de surface et de patines. La sélectivité de la météorisation désertique est démontrée par la localisation étroite de



Document 79. Répartition des domaines arides dans le monde (in Abrahams, Parsons).

certaines formes et formations. Elle résulte principalement de deux causes. Le substratum, très souvent affleurant, contrôle fortement les processus par ses caractéristiques structurales : en particulier les failles et fractures, les diaclases, les discontinuités inter et intra-cristallines qui sont comme partout les lieux privilégiés de la météorisation. Les variations locales extrêmes de température et d'humidité sur des surfaces irrégulières induisent une météorisation sélective.

1. LA THERMOCLASTIE

Elle agit surtout sur les surfaces bien exposées où l'humidité matinale est très vite évaporée. A l'exception de quelques chiffres obtenus par des mesures anciennes et discutables du fait des méthodes employées, il apparaît aujourd'hui que les températures de surface de la roche dépassent rarement 60 °C.

La desquamation affectant les roches silicatées a été très tôt attribuée à la thermoclastie ou à d'autres processus (Blackwelder, 1925). Les expérimentations de Jenkins et Smith (1990) à Ténérife, sur un même bloc de grès, montrent des variations importantes de la température de surface, selon des rythmes variant en fonction de l'altitude : à 270 m d'altitude existent de nombreuses fluctuations à court terme (3 à 15 mn) dues au passage de petits nuages ou à la variation de vitesse du vent ; elles provoquent des chutes de températures atteignant jusqu'à 15 °C avec un gradient pouvant dépasser 2 °C/mn. A 950 m d'altitude comme à basse altitude (50 m), se superposent d'autres fluctuations plus longues (1 à 2 heures). La fréquence et l'intensité de ces variations à court terme permettent d'envisager leurs effets sur les processus de rupture, causes de la désagrégation granulaire et de la formation de fins éclats superficiels. La contradiction entre les résultats très généralement négatifs obtenus par l'expérimentation en laboratoire et les observations de terrain qui inclinent souvent à reconnaître l'efficacité de la thermoclastie dans les zones arides proviendrait des caractères mêmes des blocs utilisés pour l'expérimentation ; soigneusement choisis, ils ne présentent pas exactement les caractères des matériaux affleurants (Ollier, 1963, 1984).

2. LA CRYOCLASTIE

Peu étudiée dans les zones arides, elle est cependant présente dans les déserts continentaux (Great Basin des États-Unis, Mongolie...) et dans ceux de hautes altitudes (Atlas marocain, montagnes d'Iran).

3. L'HYDROCLASTIE

Dans les matériaux meubles argileux, l'humectation provoque un gonflement. L'évaporation entraîne un retrait linéaire de l'ordre de 10^{-4} qui se traduit par un réseau de fentes de dessiccation à dessin polygonal (cf. chapitre 1, première partie). L'efficacité est contrôlée par le type de roche (argile, marne, calcaire marneux, schiste), de minéral argileux et évidemment, la possibilité d'imbibition des argiles sur plusieurs centimètres d'épaisseur. Elle intervient, également, plus que la thermoclastie, dans la formation des taffonis et des rochers champignons qui se développent sur roches grenues.

4. L'HALOCLASTIE

De l'avis général, l'haloclastie est le principal processus de fragmentation mécanique dans les déserts chauds, où elle atteint une efficacité supérieure à celle qui s'exerce dans la zone tempérée (Davidson, 1986) grâce à la combinaison d'une faible humidité relative, de températures et de taux d'évaporation élevés, ainsi qu'à la forte variabilité des températures et de l'humidité relative.

Les expériences de laboratoire montrent que son efficacité varie en fonction des températures maximales, or, dans la nature, les températures de surface limitent l'efficacité de l'haloclastie (cf. chapitre 1). L'haloclastie est aussi responsable de la formation des taffonis et des nids d'abeille, dans le désert d'Atacama, en Israël ou en Australie méridionale par exemple. L'efficacité de l'haloclastie est également contrôlée par le type de sel : les études expérimentales ont montré que l'efficacité est la plus forte dans le cas des sulfates de sodium (Chili, Maghreb), moindre pour le chlorure de sodium (Australie, Maghreb) et faible pour le carbonate de sodium (Afrique orientale).

Dans les déserts la déshydratation des sels est fréquente, et leur hydratation, plus rare. Ainsi, l'anhydrite dont l'hydratation en fournissant du gypse devrait produire une diminution de volume de 7 %, donne en réalité une expansion de 0,5 %. Ce sulfate peut donc se déposer sous forme hydratée dans des fissures, subir ensuite une lente déshydratation (par exemple à cause des hautes températures) puis une hydratation qui provoque une expansion et donc une pression sur les parois de la fissure.

Les sels présents dans les déserts ont des coefficients de dilatation particulièrement élevés, celui du chlorure de sodium, $40,4 \times 10^{-6}$ par degré à 40 °C, est proche de celui de la glace ($47,4 \times 10^{-6}$).

L'haloclastie peut ainsi exploiter des discontinuités de la roche, parfois générer des fissures et conduire à la désagrégation granulaire, fragmenter des sables quartzeux ou feldspathiques en éléments de la taille des limons. Dans la zone de capillarité au-dessus d'une nappe d'eau salée, peuvent se former des rochers champignons et sur les blocs des petites dépressions (Death Valley, désert d'Atacama). A une autre échelle, des affleurements de calcaires sableux (Arabie saoudite orientale, Karakoram, Tunisie méridionale) peuvent également être fragmentés, tout comme les roches constituant le fond des sebkhas (Afrique du Sud, Tunisie méridionale). Dans les mêmes conditions, l'haloclastie attaque également les divers matériaux utilisés pour la construction des habitations, des routes et des barrages.

La fragmentation mécanique des roches résulte donc, le plus souvent, de la combinaison de plusieurs processus élémentaires : haloclastie, thermoclastie, hydroclastie. La combinaison hydroclastie-thermoclastie (ou thermoclastie humide) agit lentement : au laboratoire, un granite perd des débris de 10 g après 10 000 et, surtout, 20 000 chocs (Biro, 1981). La fragmentation mécanique est également contrôlée par l'histoire de chaque affleurement, en raison des paléoclimats et de la « fatigue » de ces matériaux acquise lors des phases paléoclimatiques (Ballais, Roubet, 1981-1982).

5. LES ACTIONS PHYSICO-CHIMIQUES ET BIOCHIMIQUES

Il peut sembler paradoxal de parler des actions physico-chimiques ou chimiques dans les déserts, mais même en dehors des déserts littoraux, l'humidité peut être localement et temporairement abondante. C'est le cas de la rosée dont les quanti-

tés dépassent parfois les précipitations moyennes annuelles : 28,4 mm contre 25,6 mm en 1961-1962 à Avdat (désert du Negev, Israël). Elle est souvent riche en ions, en particulier calcium, bicarbonates et sulfates (Yaalon, Ganor, 1968), surtout à proximité de la mer ou des pollutions urbaines.

Les actions chimiques se limitent principalement à la formation de cortex d'oxydes métalliques (verniss) constitués principalement de limonite ou d'hématite et surtout d'oxyde de manganèse. Si les oxydes de fer peuvent être fournis par la roche elle-même, grâce à l'altération des biotites (Namibie, Californie), ils sont également apportés par le vent sous forme de poussières. Des micro-organismes interviennent dans leur fixation. La concentration en surface des oxydes s'accompagne d'un appauvrissement immédiatement sous la surface.

Des indurations superficielles sur des roches variées (calcaire, grès, ...) sont également constituées de carbonate de calcium, lui aussi concentré par migration en solution puis précipitation, le carbonate étant d'origine interne ou externe (nappe phréatique ou poussières éoliennes). L'induration résulte d'une cimentation par la silice, la calcite, le gypse ou d'autres sels. La solubilité du quartz et de la silice amorphe augmentant avec le pH (Goudie, 1989), dans des grès siliceux, la dissolution sélective de la silice par des solutions salines pourrait être aussi à l'origine du développement des cavités de type taffoni (Young, 1987). La karstification des calcaires et des dolomies est réduite, certains auteurs la considèrent comme nulle, les formes observables actuellement étant reliques et souvent en cours de destruction. En revanche, le gypse et l'anhydrite subissent la karstification (Tripolitaine pré-désertique) (Hunt *et al.*, 1985). Des microformes de dissolution dues à la rosée s'observent sur des affleurements rocheux ou des blocs ; des vermiculures dont le dessin du réseau est contrôlé par la pente et par le vent peuvent exceptionnellement passer à des rillenkarren (Namib). Sur la hamada du Guir, au Maroc, V. Castellani et W. Dragoni (1987) pensent que les conduits d'environ 0,50 m de diamètre et de 10 à 15 m de profondeur évoluent encore et ont mis environ 100 000 ans pour se former. Les processus d'attaque chimique et biochimique sont favorisés par le rôle de différentes algues et de lichens récemment mis en évidence dans la dissolution et la desquamation (par exemple dans la formation des gnammas, sortes de vasques creusées dans les roches du socle (Twidale, Corbin, 1963). Les lichens sont très nombreux dans les déserts, plus de 150 espèces dans le désert d'Atacama et plus de 130 dans le Sahara. Sur des calcaires, en Israël, des algues endolithiques ont creusé des dépressions profondes de 5 à 15 mm et larges de 10 à 20 mm (Danin *et al.*, 1982) sans que l'on parvienne à préciser le temps mis pour effectuer cette action.

II. LA PRÉDOMINANCE DE L'ENTAILLE LINÉAIRE ET LA FAIBLESSE DU RUISSELLEMENT DIFFUS

1. LES FORMES DE RUISSELLEMENT DIFFUS

Le ruissellement diffus est omniprésent en dehors des déserts hyperarides, quels que soient la pente et le substrat (à l'exception des roches très perméables), en raison de l'efficacité du splash ; une pellicule de battance imperméable se forme aisément sur des formations contenant une fraction limoneuse significative grâce à la

rareté ou à l'absence de végétation. Son efficacité est maximum avec les pluies les plus intenses du début de la saison des pluies, quand celle-ci existe.

Secteurs géographiques	Intensité des pluies provoquant le ruissellement	Total
Mojave Negev	34 mm/24 heures 1,7 mm/3 mn 3,4 mm/10 mn	18 mm
Ahaggar Australie centrale (Bankfull)	25,4 mm/10 mn	12,7 mm 50,8 mm
Secteurs de piedmont Nael Yael Walnut Gulch Alice Springs	1,5 mm/3 mn 44,6 mm/50 heures	25-50 mm 8-30 mm > 6 mm

Document 80. Intensité des pluies générant un ruissellement en domaine aride (in Cooke *et al.*, sources multiples : Slatyer & Mabbutt (1964), Renard (1970), Schick (1971) Cooke & Warren (1973)).

Cependant, la faible intensité moyenne des pluies des régions arides (document 80) limite l'efficacité du ruissellement diffus qui ne se déclenche que si les précipitations atteignent au moins 5 mm en quelques minutes. C'est le cas en Arizona méridional, sur parcelles expérimentales. Le coefficient de ruissellement est mieux corrélé avec l'intensité des pluies qu'avec la pente, ce que montre l'exemple d'Avdat (Negev, Israël) où il varie de 14,1 à 27,1 % en fonction inverse de la pente (Evenari *et al.*, 1968) (document 81). Compte tenu de sa faible compétence, le ruissellement diffus participe à l'irrégularisation des versants.

Secteurs géographiques concernés	Nombre de stations météorologiques	Précipitations moyennes annuelles (sur 30 ans)	Nombre de jours de pluie > 0,1 mm/an	Moyennes de précipitations par jour de pluie/mm sur 30 ans
URSS	12	92-273	42-125	2,56
Chine	6	84-396	33-78	4,51
Argentine	11	51-542	6-155	5,41
Afrique du Nord	18	1-286	1-57	3,82
Afrique de l'Ouest	20	17-689	2-67	9,75
Kalahari	10	147-592	19-68	9,55
Ensemble	77	1-689	1-155	6,19

Document 81. Précipitations journalières dans les domaines arides (in Cooke *et al.*).

Les domaines arides présentent des formes d'écoulement hors des chenaux, qui intéressent parfois des surfaces considérables, formes qui, en toute rigueur, se rattachent plus au ruissellement diffus qu'au ruissellement concentré. La surface ainsi couverte n'est ni une plaine d'inondation ni un lit majeur au sens strict car ses limites ne sont pas précises. L'écoulement est l'équivalent du sheetflood décrit par McGee pour la première fois en 1897. Bien que la terminologie soit peu précise, on peut définir un

sheetflood comme un écoulement en nappe turbulent de forte magnitude et de basse fréquence. Il peut exercer une forte ablation et un transport important.

2. LA SUFFOSION

Il s'agit d'un processus relativement secondaire mais qui est présent quand l'eau circule dans des matériaux meubles, notamment dans des argiles gonflantes. Des conduits peuvent se développer, théoriquement, jusqu'à un niveau profond plus humide ou imperméable, constituant un réseau pseudo-karstique de pertes, de gouffres et de tunnels. Il s'initie à partir des fentes de dessiccation et paraît particulièrement bien se développer à proximité des berges subverticales des oueds profondément encaissés. Ce processus résulte aussi parfois de l'action anthropique comme c'est le cas dans la Central Valley californienne où l'irrigation entraîne l'évacuation partielle des éléments argileux ce qui localement explique une compaction puis une subsidence du sol atteignant jusqu'à 3,3 m.

3. LE RUISSELLEMENT CONCENTRÉ ÉLÉMENTAIRE

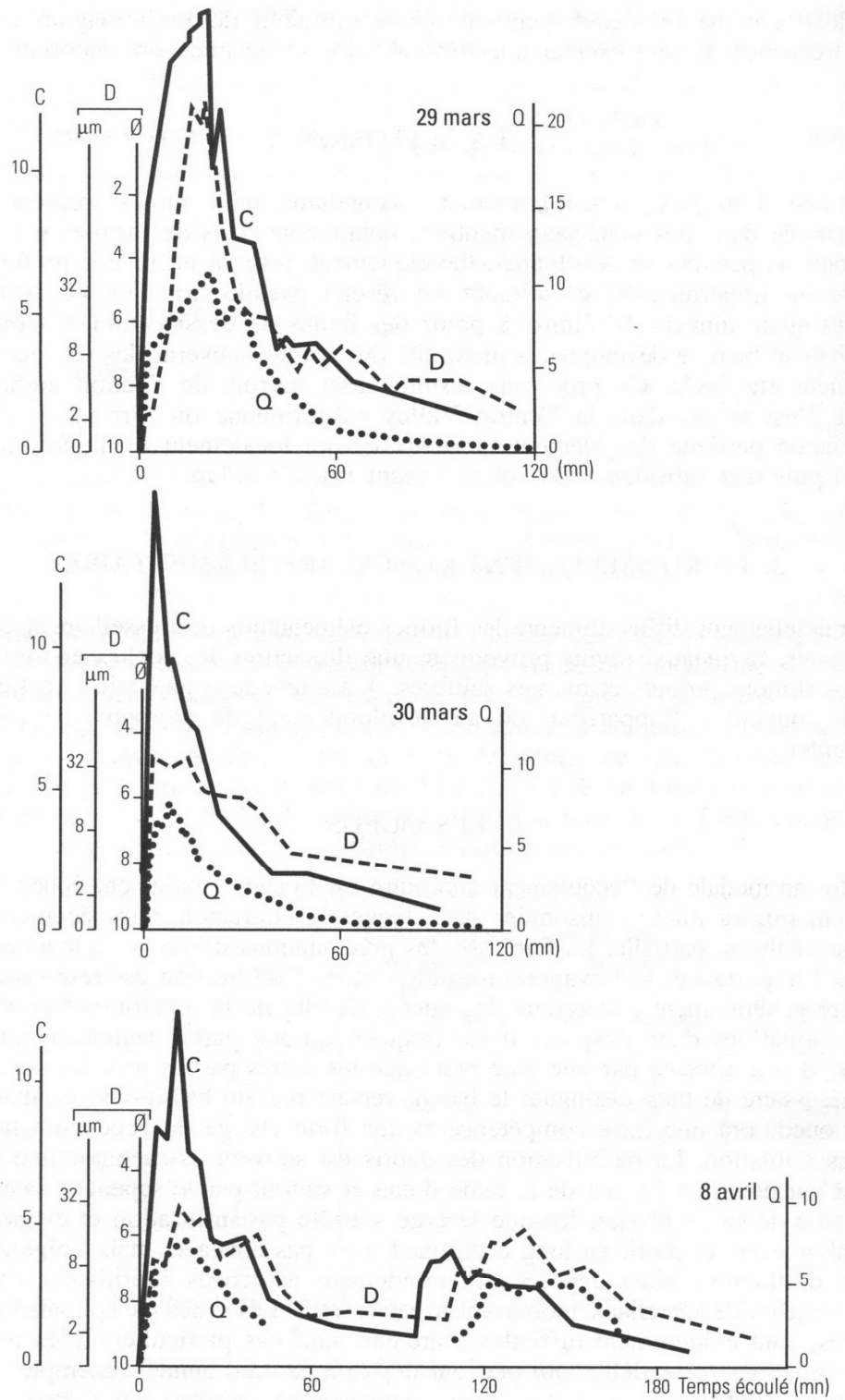
Le ruissellement diffus alimente les formes élémentaires de ruissellement concentré : rigoles, ravineaux, ravins provoquant une dissection des roches et formations meubles (limons, argiles et marnes salifères...). La tendance généralisée à l'entaille conduit souvent à l'apparition ou au développement de paysages de roubines (bad-lands).

4. LES OUEDS

La forme modale de l'écoulement concentré est l'oued, écoulement éphémère, intermittent ou, au mieux, saisonnier dans lequel la confusion entre écoulement et crue est totale ou partielle. La faiblesse des précipitations moyennes annuelles combinée à l'importance de l'évapotranspiration et de l'infiltration est responsable du caractère généralement endoréique des oueds. Du fait de la répartition très variable des précipitations dans l'espace, il est fréquent qu'une partie seulement du cours d'un oued soit affectée par une crue alors que les autres parties restent à sec. Il est ainsi nécessaire de bien distinguer le bassin-versant réel du bassin-versant théorique.

Ces oueds ont une forte compétence et une forte charge, la végétation ne limitant pas l'ablation. La mobilisation des débris est souvent assurée par une vague-rouleau qui déferle à l'avant de la lame d'eau et surtout par le sapement latéral des berges. Le dépôt se produit lorsque la crue s'arrête par infiltration et évaporation. En conséquence, le profil en long d'un oued n'est pas concave, mais irrégulier. Les masses d'alluvions ainsi déposées et rapidement asséchées fournissent l'un des stocks majeurs de matériaux mobilisables par le vent. Les crues exceptionnelles, très efficaces, sont évidemment difficiles à étudier, sauf cas particulier. Elles résultent de précipitations torrentielles qui peuvent dépasser le total annuel (exemple du Sud tunisien en 1969).

Les oueds sont sans aucun doute des agents efficaces d'ablation, de transport et de dépôt. Généralement, leur crue montre une rapide augmentation de la concentration de matières en suspension à tel point qu'une lave torrentielle ou un debris flow peuvent apparaître (document 82). Cette forte concentration est due à l'apport



Document 82. Concentration (C) des matières en suspension, dimensions moyennes (D) de ces MES et débit (Q) au cours de trois crues éclair dans le bassin du Kimere (Kenya) (d'après Reid et Frostick, 1987 in Cooke *et al.*, 1993).

abondant de matériel sec meuble dans le lit, à la relative facilité d'ablation des bancs instables et mal végétalisés, à la relativement forte densité du drainage qui accroît les probabilités d'écoulement et d'apport d'alluvions depuis les versants et à la forte infiltration qui réduit les débits liquides. Ces flots sont très turbulents si bien que, sans limitation d'apports de sédiments, la taille moyenne des matières en suspension varie systématiquement en fonction des paramètres hydrauliques.

Le rôle crucial des affluents se traduit, en particulier, par le fait que, à la différence des cours d'eau pérennes, la taille moyenne des particules transportées peut augmenter vers l'aval localement en liaison avec les variations de la puissance du flot. La charge de fond est aussi une composante significative, voire dominante du transport. Son déplacement est facilité par la forte concentration de matières en suspension : au Nouveau-Mexique, Leopold et Miller (1956) ont observé des blocs déplacés par des écoulements dont la profondeur était égale à la moitié de leur diamètre.

Les alluvions dans les oueds sont souvent organisées en faciès et contribuent à établir des formes de lit spécifiques qui ont été largement étudiées, en particulier dans le « désert » d'Australie centrale (Zwolinski, 1985). Les affluents peuvent contribuer tout au long de l'oued à fournir de nouvelles quantités d'eau et de matériaux.

Le concept de seuil de puissance critique introduit par Bull (1979) est particulièrement utile en milieu aride. Ce seuil est défini par :

$$\text{Puissance du flot/puissance critique} = 1,0$$

la puissance critique étant la puissance nécessaire pour transporter la charge vers un chenal. Si l'on prend l'exemple de la tête d'un vaste bassin-versant constitué d'affleurements de granite et pouvant recevoir des orages locaux, on peut distinguer un secteur A, où le rapport est supérieur à 1, des alluvions supplémentaires sont prélevées surtout par incision verticale ; un secteur B où le rapport est sensiblement égal à 1 et la puissance réduite à cause de la diminution de la rugosité hydraulique. Dans ce cas, le creusement latéral domine. Dans le secteur C, la puissance décroît encore, le rapport passe en-dessous de 1, le transport diminue et l'accumulation a lieu. Si des changements se produisent dans les variables qui contrôlent la puissance : climat, modes d'occupation du sol, ils se traduisent par des modifications du rapport défini plus haut.

Les oueds présentent des caractéristiques qui les distinguent des cours d'eau pérennes. Ils offrent une grande densité de drains contrôlés par les facteurs habituels quel que soit le contexte : topographie, lithologie, structure, sol, végétation, actions anthropiques. L'absence de hiérarchisation des réseaux d'oueds résulte du caractère éphémère de l'écoulement qui, lorsqu'il se produit, ne concerne qu'un ou plusieurs éléments du réseau. Ceci explique qu'une crue d'un oued d'ordre supérieur peut se produire alors que ses tributaires ne coulent pas et peuvent donc demeurer « suspendus » au-dessus de l'oued actif. La crue d'un oued d'ordre inférieur est susceptible de boucher par ses apports alluviaux, ou du moins de perturber le chenal d'un oued d'ordre supérieur. Les réseaux d'oueds forment des motifs (« patterns ») particuliers, tributaires de la structure géologique dans les collines et les montagnes. Sur les pentes faibles, les motifs sont dendritiques. Le profil en long des oueds montre une tendance à la concavité qui peut être contrebalancée par la diminution du débit. Dans ce dernier cas les profils en long sont rectilignes sur de longues distances, voire même convexes. Enfin l'ajustement du chenal aux écoulements éphémères est relativement rapide en raison de la faible densité ou de la discontinuité de la végétation rivulaire. Cette possibilité d'ajustements que présentent les oueds peut être exprimée

par le concept de période de récupération, il s'agit du temps mis par le chenal pour revenir à son « équilibre » après la rupture représentée par une crue majeure.

Les crues de forte magnitude contrôlent l'évolution du chenal (Baker, 1977, Graf, 1983).

Un cas particulier est constitué par les nombreux cours d'eau allogènes, soit issus de zones climatiques lointaines (le Nil), soit des montagnes proches à climat plus humide (Colorado, Tarim, Saoura, oueds des Andes chiliennes...). En principe, ces cours d'eau ont une morphométrie caractéristique des zones à écoulement pérenne, parfois perturbée par les processus locaux : ainsi, les debris flows générés dans les vallées des affluents du Colorado apportent des quantités considérables de matériaux qui s'étalent en cônes repoussant la rivière ; parmi ces matériaux, des blocs excèdent parfois la compétence du fleuve et provoquent la formation de rapides.

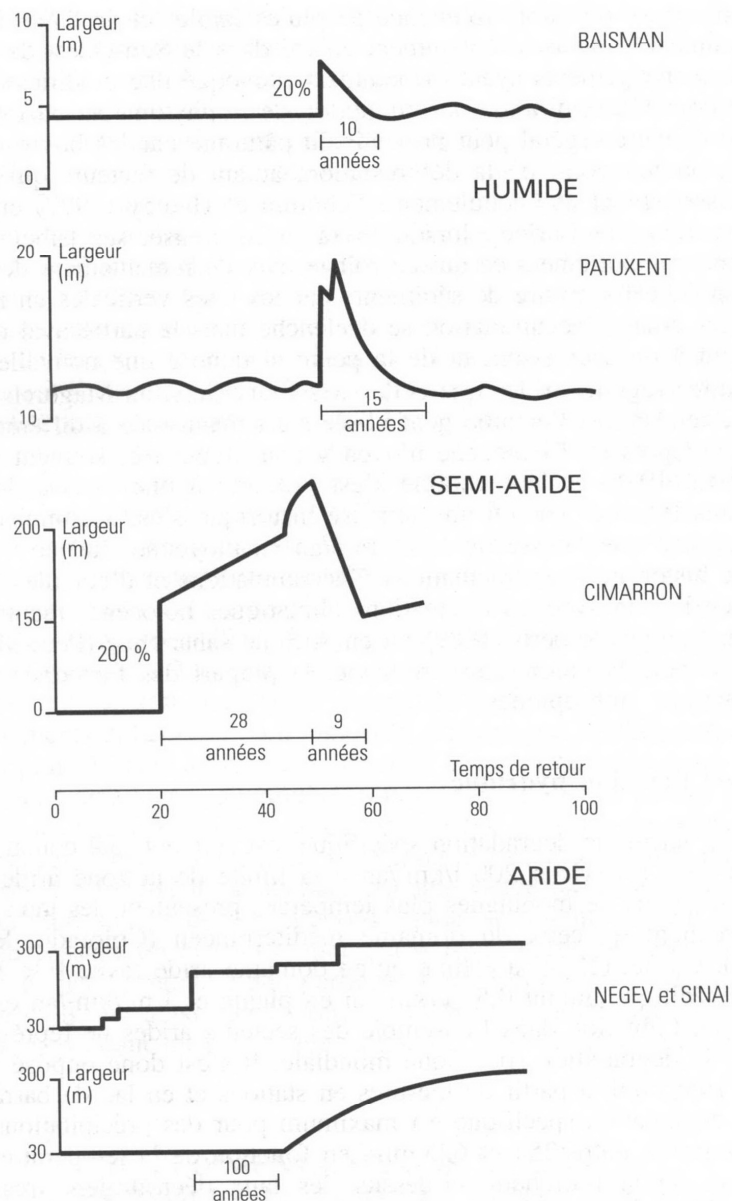
5. RYTHMES ET BILANS DE L'ACTION DES EAUX COURANTES DANS LES RÉGIONS ARIDES

• Les rythmes de l'érosion hydrique

Au-delà des ajustements incessants à très court terme du chenal des oueds, on peut distinguer des changements à différentes échelles de temps, liés à la variation de l'un ou de plusieurs des multiples facteurs qui contrôlent le comportement du chenal. L'importance des événements exceptionnels fait que le résultat visible aujourd'hui tient au dernier événement de forte magnitude. Ainsi se pose le problème du présent et du passé, de ce qui est fonctionnel et de ce qui est hérité. On peut donc distinguer au moins trois échelles temporelles : celle des changements à court terme, celle des tendances séculaires et celles des métamorphoses quaternaires (Schumm, 1969).

* A court terme, les épisodes d'accumulation et d'entaille dans les oueds sont contrôlés par le climat et les interventions anthropiques (document 83). Par exemple, les oueds du Nouveau-Mexique (États-Unis) qui creusaient rapidement au début de ce siècle, accumulent activement depuis 1961 et l'importance du recul des têtes et de l'érosion par le ruissellement en nappe a diminué entre 1959 et 1975. Selon Leopold (1976), la cause tiendrait à la tendance au refroidissement global qui se manifeste dans le domaine climatique concerné depuis les années 1940.

* A l'échelle séculaire, un problème important est celui de l'apparition de formes d'entailles dans des dépôts alluviaux et du recul des têtes à paroi verticale. Ces dynamiques ont été très largement observées dans de nombreuses aires semi-arides, tout particulièrement celles qui ont été soumises à la colonisation agricole par les Européens au cours des Temps modernes : Sud-Ouest des États-Unis, Afrique du Sud, Inde et Australie. Ces modifications sont-elles d'origine climatique ou anthropique résultant dans ce cas de la déforestation, de la mise en culture, du surpâturage ou plus tardivement encore de la concentration artificielle des écoulements ? L'accroissement de la vitesse du flot peut résulter de l'accroissement du débit, de la diminution de la rugosité de la pente, ou de l'accroissement de la profondeur du flot. L'érodibilité accrue du matériel du fond de la vallée peut être due à la diminution de la végétation riveraine. L'augmentation de la profondeur du flot résulte aussi de la concentration d'un débit donné par la construction de quais ou



Document 83. Changements de la largeur d'un chenal montrant les périodes de récupération après de grandes averses et en fonction de fluctuations climatiques. Exemples de quelques rivières dans différentes zones climatiques (in Cooke *et al.*, 1993).

le creusement de canaux d'irrigation (comme le Green's canal sur la Santa Cruz, en Arizona). L'accroissement de la pente tient à des accumulations de type cône dans lesquelles s'incisent ensuite des ravins. Pour expliquer des périodes de ravinement, des changements climatiques séculaires (phases sèches ou phases humides) ont été envisagés. La diminution de la rugosité de surface résulte de la dégradation de la végétation sur la plaine d'inondation, par le bétail ou par le passage des véhicules (exemple dans l'Altar Valley, Arizona). Certains travaux se

réfèrent à une phase de faible fréquence de pluies faibles et de haute fréquence de pluies abondantes et intenses, notamment en été dans le Sud-Ouest des États-Unis. Chacun de ces changements ayant évidemment provoqué une modification de la végétation. En domaine semi-aride, la diminution de la phytomasse ou tout autre modification du couvert végétal peut provenir du pâturage par les bovins et les ovins et, peut-être, du feu voire de la déforestation, autant de facteurs qui peuvent accroître le ruissellement et l'écoulement. Schumm et Hadley (1977) envisagent un « cycle d'érosion » semi-aride : lorsqu'un ravin se creuse, ses tributaires doivent avoir le même comportement ce qui accroît le taux de remaniement des sédiments. Quand l'abondante fourniture de sédiments par les têtes verticales en recul excède la capacité des crues, l'accumulation se déclenche dans la partie aval du ravin initial conduisant à un accroissement de la pente et donc à une nouvelle entaille.

Dans d'autres régions arides que celles des États-Unis, au Maghreb oriental par exemple, une tendance à l'entaille généralisée s'est manifestée à différentes échelles de temps. Les dépôts de l'Holocène moyen y constituent très souvent une terrasse (Ballais, 1991a, 1995) et leur entaille s'est produite à une vitesse de l'ordre de 1 mm/an. Dans les rares cas où une terrasse historique s'est accumulée, elle a été ensuite entaillée à une vitesse de 1 à 2 mm/an en moyenne. Jusque vers le début de la période historique, ces fluctuations d'accumulations et d'entailles doivent être interprétées en liaison avec les fluctuations climatiques holocènes reconnues depuis longtemps en Europe (Roberts, 1989) ou en Afrique saharienne (Petit-Maire, 1987), en revanche depuis la colonisation romaine, la plupart des facteurs énumérés résultent des actions anthropiques.

• Le bilan de l'érosion hydrique

Le bilan, en terme de dégradation spécifique, est souvent mal connu, il varie de pratiquement zéro à environ 200 t/km²/an à la limite de la zone aride. Les cours d'eau allogènes issus de montagnes plus tempérées présentent des taux plus élevés qui se rapprochent de ceux du domaine méditerranéen (Colorado, États-Unis) : 257 t/km²/an. Corbel (1964) a estimé qu'en domaine aride (avec P < 200 mm), la dégradation spécifique atteint 0,5 m³/km²/an en plaine et 1 m³/km²/an en montagne et que, au total, l'ablation dans l'ensemble des secteurs arides ne représente qu'environ 4 % de la dégradation spécifique mondiale. Il s'est donc opposé à Langbein et Schumm (1958) qui, à partir de mesures en stations et en lac de barrage, ont affirmé que la dégradation spécifique est maximum pour des précipitations moyennes annuelles comprises entre 254 et 625 mm, en fonction de la température moyenne annuelle. Hors de la fourchette ci-dessus, les taux décroîtraient très vite aussi bien vers les précipitations moyennes annuelles faibles que vers les plus fortes. La dégradation spécifique est évidemment affectée par l'érodabilité du matériel et les possibilités d'infiltration dans l'aire considérée. Quand le taux de couverture végétale croît, il y a diminution de la vulnérabilité de la surface du « sol » et donc de la dégradation spécifique.

L'intervention humaine conduit parfois à un accroissement de la dégradation spécifique, de sorte que les taux actuels peuvent être anormalement élevés par rapport aux taux « naturels ».

Une forte proportion de la charge est produite en de très courtes périodes. Le rapport entre l'ablation et la production d'alluvions est probablement plus faible en domaine aride à cause des modalités du ruissellement en flots éphémères ainsi que des possibilités de dépôts locaux à l'intérieur du système.

Très peu de bilans sédimentaires ont été calculés avec succès dans des bassins-versants désertiques, principalement parce que les événements importants sont rares. En conséquence, de nombreuses années d'observations et de suivi sont nécessaires, souvent dans des conditions difficiles. La première tentative détaillée d'établir le budget sédimentaire en zone aride est celle de Leopold *et al.* (1966). Ces auteurs ont étudié l'ablation, le transport et le dépôt près de Santa Fé (Nouveau Mexique, États-Unis) pendant 7 ans. Ils ont mesuré les changements dans les dimensions du chenal, l'extension de l'érosion sur les versants, le creep, le taux de recul des têtes de ravins et le taux d'accumulation des alluvions dans les lacs de barrage, obtenant donc des résultats valides. Ainsi ils ont montré que la période 1958-1964 a été marquée par l'accumulation dans les chenaux. Ces travaux ont abouti à l'élaboration d'un modèle de budget sédimentaire bien que l'extrapolation à partir des parcelles expérimentales à l'ensemble de la surface contributive soit difficile. En faisant des estimations, Leopold *et al.* ont établi que l'ablation totale atteint 5 452,9 t/km²/an dont 97,8 % concerne les versants contre 1,4 % le chenal principal. Une deuxième étude utilisant des méthodes similaires a été réalisée pendant dix ans, par A. Schick (1977) dans le bassin-versant rocheux (0,5 km²) du Nahal Yael (Néguev méridional, Israël) à pente forte (souvent plus de 25°), taillé dans les schistes et les granites. Le chenal principal, à pente moyenne de 0,05 %, se termine par un petit cône alluvial. Schick estime que 99 % du travail d'ablation a été accompli en 5 jours et par seulement 7 crues représentant 20 % de la moyenne des précipitations. La production d'alluvions est estimée à 338 t/km² dont seulement 1 % sous forme dissoute, 65 % de matières en suspension et 34 % de charge de fond.

Les écoulements éphémères sont contrôlés d'abord par le climat (quantité et répartition des pluies), mais aussi par l'ensemble des caractéristiques des bassins-versants : conditions antérieures d'humidité, topographie locale, et par les prélèvements pour l'irrigation. Dans de nombreux déserts où les épisodes de précipitation sont courts et intenses, l'hydrogramme de crue montre une montée très rapide, la crue éclair ou flash-flood souvent caractérisée par une vague ou un rouleau, avec un pic bien marqué, alors que la décrue, d'abord rapide, se ralentit ensuite en raison non seulement du passage de la vague, mais aussi de la perte de débit par infiltration mal compensée par le retour d'une partie de l'eau infiltrée précédemment dans les berges ou le lit. C'est ainsi que le long de la Walnut Gulch, en Arizona, la perte par infiltration, pendant un seul orage, a atteint 57 % (1 425,42 m³/km).

III. PÉDIMENTS, GLACIS ET CÔNES : LE RÔLE DES PROCESSUS ACTUELS DANS LEUR ÉVOLUTION

Les pédiments sont des formes majeures d'aplanissement en domaine aride résultant du cumul de processus intervenus sur une échelle de temps long de l'ordre du million d'années. Les glacis de taille plus réduite correspondent pour l'essentiel à une échelle plus courte, la centaine de milliers d'années, enfin les cônes alluviaux se rattachent à des processus actifs durant des périodes dont la durée varie du millier à la dizaine de milliers d'années. Toutes ces formes peuvent continuer à être affectées à des degrés divers par un certain nombre de processus spécifiques aux milieux arides qui contribuent à les regradier.

Les pédiments et les glacis sont le lieu d'action de processus actuels que l'on peut étudier selon trois aspects : des mesures effectuées sur le terrain, des

observations générales et des déductions à partir des observations. Schumm (1956-1962), dans le Badlands National Monument du South Dakota, montre que les micro-glacis sont élaborés par le sheet wash. En Arizona méridional, encore sur site expérimental, il apparaît que l'angle de contact entre le versant et la forme plane n'est pas le lieu d'une discontinuité ; en général cette pente est concave et corrélée à la dimension des particules. C'est la combinaison des processus gravitaires et du ruissellement qui détermine la pente de transition. Sur le site étudié, le ruissellement en filets anastomosés est plus efficace que le ruissellement en nappe ; la surface du pédiment a été abaissée durant les dix-huit mois de mesures.

Le sheet-flood a été souvent invoqué comme processus important dans le développement des pédiments. Par ailleurs extrêmement rare, il ne peut pas créer la surface qu'il recouvre car ce plan préexiste comme l'a montré depuis longtemps J. Tricart. Ce processus peut, au mieux, légèrement modifier la surface en remaniant les débris et localement en accentuant les pentes. La vitesse d'évolution de ces pédiments, dont les processus de formation restent encore mal connus, a été évaluée par Corbel (1963) : le taux d'ablation en Arizona serait de $36 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$ (dont 70 % chimique) et, en Californie, de $6 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{an}$ (dont 85 % chimique).

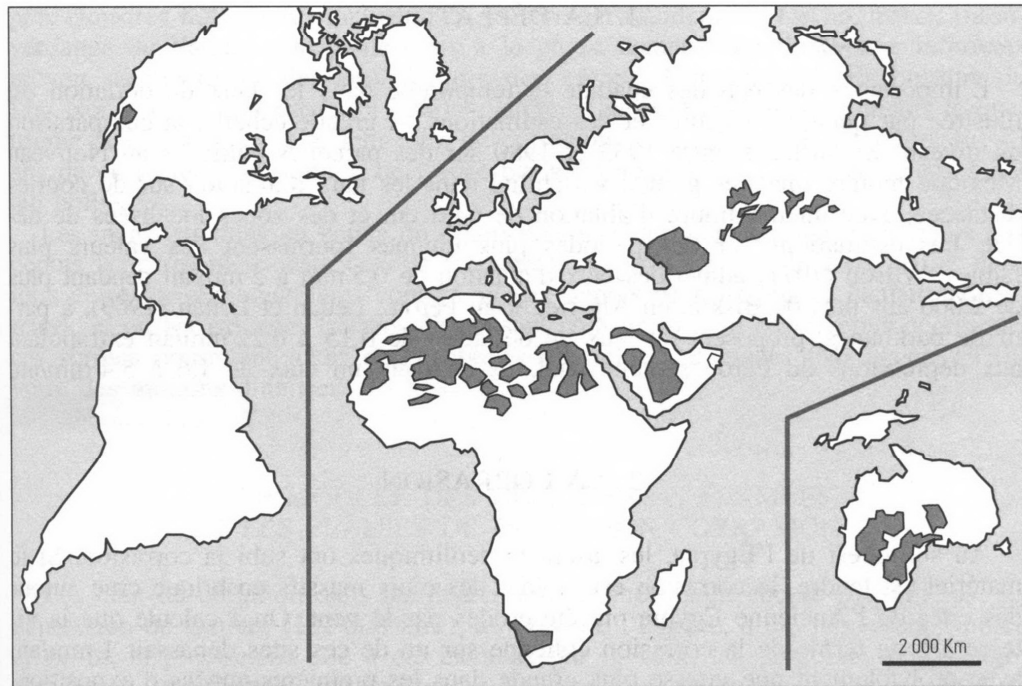
A l'échelle de temps court, la présence d'écoulement concentré est un phénomène observé sur les pédiments, les anastomoses de petits chenaux sont bien visibles suggérant des écoulements éphémères. Certains auteurs discutent la place des écoulements et la planation latérale associée dans la succession des processus qui a conduit à l'élaboration des grandes formes que sont les pédiments. A l'échelle de temps long les lignes de partage des eaux entre les écoulements pourraient disparaître, et les pentes des inselbergs reculer en formant des embayments.

Au pied des reliefs, des cônes de débris souvent très spectaculaires (Death Valley, Californie) sont soit mis en place, soit regradés par différents processus, pratiquement tout l'éventail depuis l'écoulement jusqu'au debris flow en passant par les coulées boueuses comme dans les White Mountains de Californie. Sur la plaine de piedmont du lac Torrens (extrémité nord de Southern Australia), Williams (1973) a reconnu une phase de formation de cônes de 38 000 à 30 000 BP, sous climat froid et sec à brèves périodes de fortes pluies ou de rapide fonte des neiges, une période de dissection entre 24 000 BP et 16 000 BP, sous climat froid, aride et venteux, et deux phases d'aggradation au cours de l'Holocène vers 7 500 BP et entre 2 500 et 1 800 BP marquées par d'assez importants débits, sous un climat aride et semi-aride.

IV. L'ACTION GÉNÉRALISÉE DU VENT

Le vent est capable de déplacer localement des centaines de km^2 de dunes de plusieurs mètres de haut pouvant progresser à une vitesse moyenne de 15 m/an. Le Sahara produit 60 à 200 millions de tonnes de sable par an, alors que le fleuve Niger ne transporte que 15 millions de tonnes par an. Le vent modèle les ergs actuels (document 84).

L'efficacité du vent dans les domaines arides résulte beaucoup moins de sa constance et de sa vitesse que de la faiblesse du taux de couverture végétale et de la sécheresse de la surface. En effet, la plus grande partie des secteurs arides correspond à des systèmes de hautes pressions, donc peu favorables à l'établissement de vents dans leur partie centrale. L'effet le plus caractéristique de l'humidité est

Document 84. Ergs vifs (in Cooke *et al.*).

d'abaisser le seuil de mouvement : un taux de 4 % d'humidité constituerait la limite supérieure de l'érodibilité par le vent. Cependant, dans le cas de la saltation, celle-ci une fois amorcée ne serait plus bloquée que si le taux d'humidité du sédiment de surface dépasse 14 % (Sarre, 1990), d'où il résulte que la saturation en eau de la surface réduit considérablement le transport : dans le Sinaï septentrional, les pluies d'hiver (97 mm en moyenne) réduisent le transport éolien de 14 %. Dans les déserts chauds, la surface sèche en une ou deux heures après la pluie, si bien que cet effet est réduit. Par ailleurs, les particules libérées par le splash de gouttes de pluie accompagnant le vent peuvent accroître le transport par ce dernier.

Les plantes isolées jouent un grand rôle : les mesures en laboratoire et sur le terrain montrent que le transport de sable diminue brusquement quand le taux de couverture végétale croît de 10 à 25 % et qu'au-dessus de 30 %, le mouvement devient réduit lorsque les buissons sont à peu près aussi hauts que larges.

Wasson (1984) a montré, en Australie, que la relation entre la végétation, l'humidité et le mouvement du sable était particulièrement complexe quand on prenait en compte la grande variabilité des pluies. Les périodes de grande variabilité des précipitations, même sans changement de la moyenne annuelle, peuvent provoquer un accroissement du déplacement du sable.

Plusieurs auteurs ont proposé des indices de mobilité des sables dans les déserts, prenant souvent en compte les précipitations et l'évapotranspiration. Le plus utilisé est celui de Chepil *et al.* (1962). Appliqué par Talbot (1984) dans le Sahel africain, il indique que les dunes actives ont une limite $C = 10$, tandis que pour les dunes mobiles isolées et les nebkas $5 < C < 10$.

1. LA DÉFLATION

L'importance des échelles spatiale et temporelle dans les taux de déflation est illustrée par quelques mesures et des estimations. A grande échelle, la comparaison du niveau des surfaces entre 1933 et 1980 sur des parcelles cultivées au Nouveau Mexique montre une très grande variabilité dans les taux d'ablation sur de courtes distances, avec un maximum d'ablation de 64,6 cm et des zones localisées de dépôt. Les estimations sur des périodes plus longues fournissent des valeurs plus faibles. Wilson (1971) admet des taux d'ablation de 0,5 mm à 2 mm/an pendant plus de 2 000 ans près de Biskra, en Algérie, et au Pérou ; Lettau et Lettau (1969), à partir de barkhanes, proposent un taux de déflation de 0,15 à 0,22 mm/an extrapolant aux dépressions du Pérou septentrional, ils estiment un taux de 1,6 à 5,4 mm/an.

2. LA CORRASION

Au sud-ouest de l'Égypte, les artefacts néolithiques ont subi la corrasion. Si le matériel est tendre, la corrasion est rapide : les murs massifs en brique crue autour des cités de l'Ancienne Égypte ont été érodés par le vent. On a calculé que la vitesse à long terme de la corrasion éolienne sur un de ces sites dépassait 1 mm/an, avec probablement une vitesse plus grande dans les premières années d'exposition. Sharp (1980) a trouvé des vitesses maxima de corrasion d'environ 6,6 mm/an sur brique et seulement 0,07 mm/an sur gneiss. Incontestablement, les vitesses varient énormément, en fonction du type de roche, de l'apport de particules abrasives et de la vitesse du vent. Les taux ont été plus importants pendant les périodes très ventées du Pléistocène supérieur.

Les taux de corrasion varient également en fonction de la hauteur au-dessus de la surface du sol. Après une violente tempête en Californie centrale, la corrasion maximum a été observée sur un poteau télégraphique à 0,24 m au-dessus du sol ; plus généralement, en accord avec l'expérimentation, les maxima de corrasion sont enregistrés à des hauteurs variant entre 0,07 m et 0,5 m.

La corrasion modèle des ventifacts, des yardangs, des kaluts et participe au creusement des dépressions hydro-éoliennes. Certains ventifacts, dans des roches peu cohérentes, peuvent être fonctionnels mais de nombreux ventifacts sont hérités du Pléistocène, y compris hors des limites des déserts actuels. Des ventifacts du désert californien sont couverts d'oxydes métalliques (verniss désertique), d'autres sont écaillés ou présentent un cortex de météorisation, en même temps que de nombreux autres ne montrent aucune trace de corrasion sur des faces nouvellement exposées au vent. Un certain nombre de chercheurs étatsuniens estiment que la corrasion a cessé en Californie depuis environ 5 000 ans. L'intense éolisation au cours du Pléistocène supérieur résulte de l'existence de vents plus forts qu'aujourd'hui ; peut-être aussi existait-il plus de surfaces rocheuses exposées, mais la réalité est certainement plus complexe encore car les climats plus secs de cette période ont pu se caractériser dans les déserts nord-américains par une diminution de l'approvisionnement en sable. Les périodes de grande variabilité climatique au cours desquelles alternent une vigoureuse morphogenèse fluviale et de grands vents fournissent les conditions les plus favorables à la genèse des ventifacts.

Des conclusions comparables peuvent s'appliquer aux yardangs. Le creusement de méso-yardangs (environ 1 à 4 m de haut et jusqu'à 100 m de long) dans des dé-

pôts lacustres holocènes montre qu'ils se forment rapidement. De nombreux méso-yardangs du Sahara sont postérieurs à la phase lacustre de l'Holocène inférieur-moyen, ce qui donne des taux de corrasion entre 0,4 et 4 mm/an. En bordure du Lop Nor (Chine), s'il est exact que les yardangs ne sont apparus que depuis le quatrième siècle de notre ère, leur taux de corrasion serait d'environ 2 mm/an. En 43 ans de corrasion, un yardang de Californie s'est abaissé de 1 m et des rigoles ont été oblitérées.

Les méga-yardangs ou kaluts du désert du Lut (Iran) sont récents, postérieurs aux dépôts lacustres pléistocènes qu'ils façonnent. En revanche, au Borkou où les couloirs entre les méga-yardangs conservent des dépôts de trois phases lacustres différentes, et où les yardangs les plus élevés sont couverts par un épais vernis désertique, ces formes pourraient avoir des centaines de milliers d'années (Mainguet, 1970), voire des millions d'années.

3. LE MODELÉ DES DÉPRESSIONS FERMÉES ET LES PLAINES DE DÉFLATION-CORRASION

Les taux de déflation dans les dépressions fermées sont encore peu connus. La dépression de Qattara (192 000 km²), au nord de l'Égypte, a été largement étudiée et de façon précise. Si elle a été excavée par le vent, les processus ont dû être complexes, spatialement très étendus, quoique toujours contrariés par la présence de la nappe phréatique. Certains modèles postulent des montées et des abaissements récurrents de cette nappe pendant de longues périodes du Pléistocène, en phase avec les fluctuations du niveau marin. De hauts niveaux de la nappe sont responsables d'une météorisation dont les produits ont été mobilisés par le vent. D'autres modèles ajoutent un contrôle lithologique et structural, envisageant, en particulier, la dissolution préalable d'une strate sommitale de calcaire permettant l'initiation de la séquence. Le recul des escarpements bordiers sous l'action de processus hydriques est également avancé. Finalement, depuis le soulèvement postérieur au Miocène moyen, 20 000 km³ de débris ont été emportés par la corrasion-déflation, alimentant les dunes à l'aval-vent. De la même façon, une séquence supposant au départ l'intervention de la dissolution de calcaires est supposée pour saisir l'effet de la déflation sur le plateau d'Ust-Urt (ex-URSS).

La question des plaines de déflation est débattue depuis presque un siècle. Les études récentes dans le sud-ouest de l'Égypte et le nord-ouest du Soudan (Breed *et al.*, 1987) ont montré la lente destruction du modelé fluvial tertiaire quand l'aridification quaternaire s'est produite. La corrasion affecte les talus, laissant subsister des collines coniques qui peuvent éventuellement elles-mêmes être nivelées, mais il reste difficile de comprendre pourquoi la plaine résultante s'est formée au niveau actuel. Dans les Wahiba Sands d'Oman, une plaine presque régulière, ou en pente douce, est creusée dans des éolianites ; la seule explication possible semble être l'ablation éolienne. Des plaines de corrasion-déflation ont été également reconnues dans les déserts côtiers du Pérou, le Serir au nord du Tibesti (Tchad-Libye) et la région entre l'Ahnet et l'Adrar des Ifoghas (Algérie-Mali).

Des formes plus réduites sont plus facilement explicables, il s'agit des lits d'« oueds suspendus », composés de formations fluviales nettement perchées (jusqu'à 20 m) au-dessus des plaines voisines. Ces chenaux ont été préservés par érosion différentielle, soit parce qu'ils sont constitués de charge de fond grossière, soit parce qu'ils ont été préférentiellement cimentés. Les dépôts plus fins ou moins

consolidés situés entre les chenaux, ont subi la déflation (Lop Nor, Nedj (Arabie saoudite septentrionale)). L'âge des systèmes fluviaux responsables de ces accumulations de lits d'oueds, varie de l'Holocène au Pliocène ; il indique ainsi des taux de déflation postérieure très variés (Maizels, 1990).

4. LES TRANSPORTS ÉOLIENS ET LES DÉPÔTS

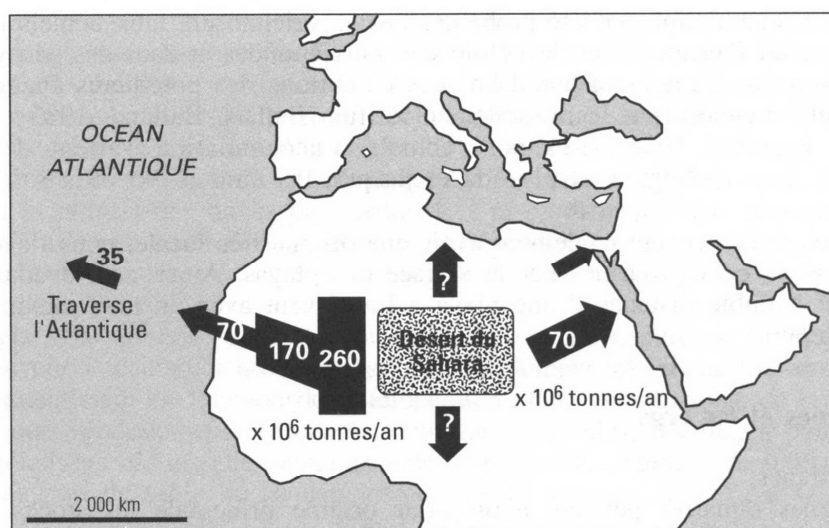
Nous ne reviendrons pas sur les modalités d'action du vent (cf. chapitre 4, première partie). Cependant, il est nécessaire de rappeler qu'au cours des transports éoliens, la topographie joue un rôle considérable, en fonction de la loi de Bernoulli : à toute augmentation de la vitesse du vent correspond une diminution de la pression et inversement. Ainsi, des filets d'air convergents, se comportent comme s'ils circulaient à travers un rétrécissement, avec un accroissement de la vitesse et une baisse de pression. A l'inverse, lorsque ces filets d'air divergent, la pression s'accroît tandis que la vitesse décroît (Mainguet, 1995). Ce modèle s'applique aux obstacles en relief (montagne, colline, immeuble, dune, talus de route...) et aussi aux dépressions. La valeur de la pente des versants au vent d'un obstacle joue un rôle important sur le transport éolien du sable. Deux cas principaux peuvent être envisagés :

– Un obstacle à forte pente au vent contribue à accélérer la vitesse du vent à l'approche de l'obstacle car les filets d'air sont fortement comprimés et la pression plus faible. A la base de l'obstacle, sur la face au vent, apparaît une aire de déflation ou de corrasion. Sous le vent de l'obstacle, les filets d'air disposent d'un espace suffisant pour s'écarter les uns des autres tandis que la pression augmente, la vitesse diminue et un dépôt de particules se produit à la limite de l'aire de turbulence engendrée par l'obstacle là où la vitesse du vent devient presque nulle. Un obstacle imperméable vertical perpendiculaire au vent a un effet maximum sur celui-ci.

– Un obstacle perméable possédant une porosité de 50 % (arbres, brise-vent) produit une diminution de la vitesse de l'air sans affecter la trajectoire des filets d'air. La sédimentation sableuse au vent et sous le vent dépend de la porosité et de la forme de l'obstacle. Pour une porosité supérieure à 50 % le profil des dépôts sédimentaires est long et bas, tandis qu'une porosité inférieure à 50 % donne un profil court et plus élevé.

• Les poussières

L'exportation massive de poussières par les déserts a été mise en évidence récemment, bien que la quantification ne soit pas aisée (Pye, 1987). Mesurées en jours de vent de poussières, les deux régions les plus poussiéreuses de la planète sont le bassin du Séistan (Iran) et le champ d'inondation de l'Amou Daria (Turkménistan). Le Sahara expulse de grandes quantités vers l'Europe, au nord, vers le Proche et Moyen-Orient, au nord-est, et l'Afrique occidentale, l'océan Atlantique et les Antilles, au sud (document 85). Les déserts chinois fournissent aussi de grandes quantités de poussières. Pendant les périodes froides du Pléistocène, et tout particulièrement vers 18 000 BP, les déserts fournissaient davantage de poussières, l'atmosphère pouvant être jusqu'à cent fois plus poussiéreuse que la moyenne holocène (Goudie, 1983). En dépit de l'indiscutable prééminence des déserts comme source de poussières, Goudie n'a pas trouvé de relation simple entre les quantités



Document 85. Exportation annuelle de poussières depuis le Sahara (d'après Ganor et Mamane, 1978, in Cooke *et al.*, 1993).

de poussières mobilisées et les précipitations moyennes annuelles. Les aires les plus poussiéreuses reçoivent de l'ordre de 100 à 200 mm de pluie par an.

Les poussières sont transportées par des tempêtes commençant par des panaches qui contiennent les plus grosses concentrations (jusqu'à $10^5 \mu\text{g}/\text{m}^3$). De vastes panaches bien définis apparaissent au-dessus de l'Irak projetant de grandes quantités de poussières au-dessus du golfe Persique. L'un d'entre eux s'est ainsi étendu sur plus de 400 km, s'élargissant d'environ 10 km près de sa source à 60 km au moment de sa dispersion. D'autres se forment sur les lacs asséchés (Patagonie) ou à partir des traces des véhicules tout-terrain comme dans le désert Mojave (Californie) où un de ces panaches a atteint 30 km de long et couvert une superficie de 300 km². Ces tempêtes de poussière peuvent transporter des quantités considérables de poussières : en Israël méridional, c'est environ de 1 à 2×10^7 tonnes de poussières qui ont ainsi été transportées sur une surface de 10³ km². Au Sahara, une tempête de poussières de 2 200 km \times 2 200 km a été observée.

Les poussières sont triées pendant le trajet. Ainsi, au Nigéria, les poussières poussées par l'harmattan ont une médiane de 74,3 μm à Maiduguri au nord-est, et de 8,9 μm à Sokoto, à l'ouest (McTainsh, Walker, 1982), tandis que les poussières proximales sont mal triées et souvent mélangées à du sable comme c'est le cas dans le Sinaï (Coudé-Gaussen *et al.*, 1984). Dans l'Antarctique et à Hawaï, loin des zones sources, la plupart des poussières ont moins de 5 μm .

Peu de fines poussières demeurent de façon permanente dans les déserts. En Arizona, des pièges en ont capté jusqu'à 54 kg/km²/an (Goudie, 1983) mais les accumulations naturelles effectuées sur le long terme sont plus faibles ; les chiffres existant font état de dépôts de 20 à 50 $\mu\text{m}/\text{an}$ pendant l'Holocène dans le désert du Neguev (Israël).

Dans les secteurs semi-arides, en périphérie des déserts, la présence de loess et de dépôts loessiques est maintenant admise alors que les premières observations (Tunisie), datent de plus d'un siècle (Ballais, 1984). Ces formations existent aussi dans le Levant, le bassin des rivières Murray-Darling d'Australie, au Nigeria, au Maghreb oriental (Balland, 1983, Coudé-Gaussen *et al.*, 1984, 1987), en Afrique occidentale où 3 m en moyenne se sont accumulés pendant environ 40 000 ans. Là,

les taux d'accumulation ont été probablement supérieurs aux taux actuels pendant les périodes du Pléistocène et de l'Holocène plus humides et dans des géosystèmes moins désertifiés qu'aujourd'hui. Dans ces conditions, les poussières étaient alors rapidement remaniées par le ruissellement diffus (Ballais, Balland, 1983 ; Coudé-Gaussen, Rognon, 1988). Les taux actuels d'accumulation varient de 0,1 à 0,4 mm/an dans le Neguev semi-aride et jusqu'à 0,7 mm/an (95 t/km²) dans certaines parties du Sahel africain.

Les poussières peuvent également avoir une origine très locale, nous l'avons vu, c'est le cas de celles fournies par la surface des playas. Ainsi, au Nevada, le dépôt se fait à faible distance d'une playa à l'aval-vent avec un taux maximum de 2 930 g/m³/an.

• Les dunes et les ergs

* Les dunes.

Les sables dunaires peuvent avoir pour origine principale les stocks d'alluvions. Les dunes bordières proches des sources de sable composent de petits ergs situés immédiatement à l'aval-vent des lits majeurs et champs d'inondation de cours d'eau : Irak, Chine, Australie, désert de Kalahari. Leur matériel sableux provient de la déflation exercée par le vent sur les alluvions de ces cours d'eau. La position de nombreux ergs à l'aval-vent de plaines alluviales construites par de grands cours d'eau désertiques a conduit à établir une filiation entre les premiers et les secondes : Kara Kum et Amou Daria (Turkménistan), Thar et Indus (Inde), Trarza-Cayor et Sénégal, Grand Desierto et rio Colorado (Mexique), Grand Erg Occidental et Saoura (Algérie). Mais les sables peuvent provenir également des effets de la météorisation, de dépôts lacustres et marins (Maroc atlantique vers Tarfaya) ou de séquences fluvio-marines et éoliennes combinées plus complexes : région d'Essaouira à partir de l'oued Tensift au Maroc (Gentile, 1997), Californie et Nord Mexique à partir du rio Colorado, Sud-Est de l'Australie, depuis les Murray-Darling, Nord Sinaï et Sud Israël à partir du Nil, erg du Namib à partir de l'Orange.

Les couvertures sableuses éoliennes recouvrent 1 520 000 km² dans les déserts chauds, elles représentent 38 % des dépôts éoliens (Pye, Tsoar, 1990) ; celles de Sélima, à la frontière égypto-soudanienne, couvrent 100 000 km².

De nombreux phénomènes contrôlent la taille des dunes, on peut en compter huit principaux : l'apport de sable, la vitesse du vent, la direction du vent, l'efficacité du piégeage, la rugosité, la taille des grains, le temps et la forme d'équilibre. Ce n'est pas le lieu ici de discuter des différentes classifications des dunes. Retenons simplement, en France, celle de L. Aufrère (1931), classification dynamique basée sur le régime éolien et celle de M. Mainguet, établie sur le bilan sédimentaire (1984 et 1995). Les classifications des anglo-saxons, sont présentées par R. Cooke *et al.* (1993).

Dans de nombreuses situations, la croissance des dunes s'interrompt : c'est le cas dans le lit d'un oued où de petites dunes qui se forment sont systématiquement arasées lors de chaque crue. En conséquence, les plus vastes dunes nécessitent des milliers d'années pour se former. Les rares estimations du temps minimum nécessaire pour accumuler des dunes de plus de 100 m de haut varient de 10 000 ans dans le Grand Erg Oriental (Wilson, 1972) à 42 000 ans dans le Namib (Lancaster, 1988). De tels temps de formation et de croissance impliquent que l'aridité se maintienne, ce qui n'a pas été le cas pour les derniers millénaires dans le Grand Erg Oriental (Ballais, 1995). Il est vraisemblable que les déserts de sable récents

et ceux qui ont subi de nombreux changements climatiques, tels ceux d'Australie, ont des dunes assez basses (Wasson, 1986). La plupart des grandes dunes n'ont pas crû de façon régulière : des périodes de vitesse du vent plus élevée ou d'apports de sable plus importants ont alterné avec des phases de stabilité (dans le Strzelecki Desert australien et dans les Wahiba Sands d'Oman (Warren, 1988b)).

Les dunes de différentes tailles indiquent les effets d'événements d'ampleur inégale : la plupart des dunes de l'ordre de 1 m de haut peuvent être considérées comme formées en environ une année, tandis que les dunes de 100 mètres de haut témoignent de la succession d'événements dont la durée s'exprime en dizaines de milliers d'années.

Les placages éoliens sur la végétation herbacée en bordure de lit majeur d'un oued peuvent s'accumuler à des vitesses qui localement atteignent 1 m/an au début, puis se ralentissent en fonction de la température, des précipitations, de la salinité...

Bien que généralement considérées comme immobiles, les dunes paraboliques très végétalisées d'Australie septentrionale semblent se déplacer de 0,05 m/an.

Le transport de sable lié au déplacement de la dune est donné par la formule :

$$Q_b = kHVd$$

où k est un facteur de forme : $k = A/LH$ (A : surface de la section verticale de la dune, L : longueur d'onde de la dune), H : hauteur de la dune, Vd = vitesse de déplacement de la dune. En Californie mexicaine, le transport effectué par des dunes transversales continues et basses est de 23 m³/m/an. Dans des champs de barkhanes, il atteint, au Pérou, 5 000 m³/m/an et, en Mauritanie, seulement 1,1 m³/m/an à l'aval de la branche occidentale du système global d'action éolienne saharien (*infra*) tandis que plus à l'amont-vent, à Laayoune (Sahara occidental), le transport effectué par les barkhanes a été de 55 à 220 m³/m/an entre 1980 et 1988 (Mainguet, 1995).

* Les ergs.

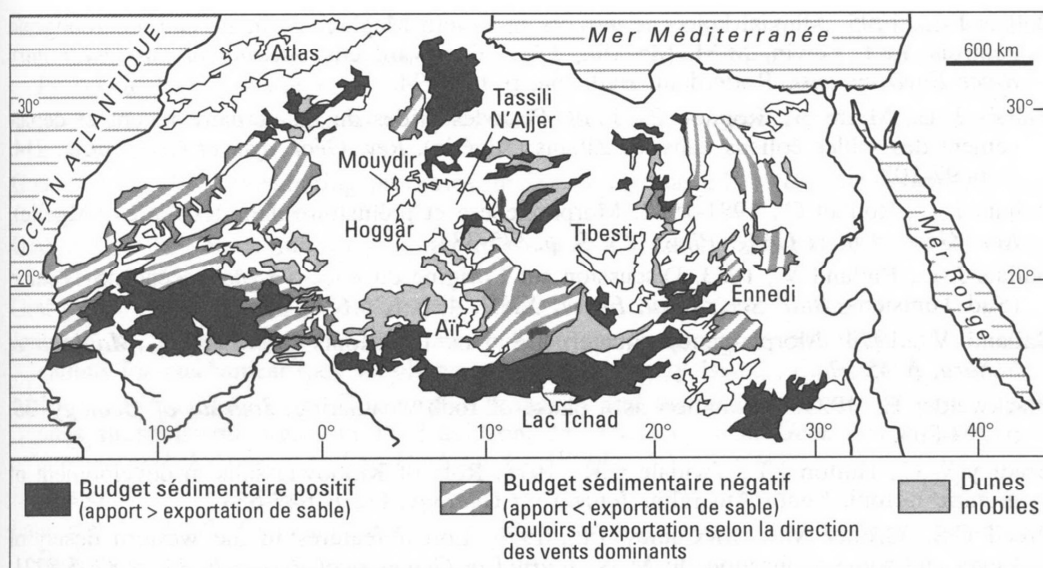
Il est facile d'utiliser les mesures de mouvement des sables ou des dunes et les volumes de sable formant un erg pour arriver à estimer son âge. Les plus vieux ergs contiennent plus de sable que les jeunes (exemples au Namib et en Australie). Dès 1927, on a ainsi calculé que si les dunes de l'erg Abu Moharik en Égypte se déplaçaient à la vitesse de 15 m/an, l'erg lui-même aurait 35 000 ans. A partir de cette vitesse de déplacement des dunes, Warren (1988b) estime que l'erg holocène des Wahiba Sands d'Oman a environ 8 000 ans. Sur la côte de Basse Californie (Mexique), avec une vitesse de déplacement des dunes de 18 m/an, l'erg local aurait environ 700 ans. Mais dans l'erg proche d'Algodones, Sweet *et al.* (1988) ont calculé un taux de migration de l'erg de 0,0135 m/an seulement, ce qui conduit à penser que l'erg migre moins vite que les dunes qui le constituent. En utilisant des estimations de transport de sable par le déplacement des dunes, on a calculé qu'un erg de 10 000 km² et d'épaisseur moyenne de 100 m nécessite entre 4,17 millions et 13,5 millions d'années pour se former, valeurs qui paraissent très excessives. En utilisant cette fois des estimations de déplacement des sables et non des dunes, Wilson (1971) attribue un âge de 1 350 000 ans au Grand Erg Oriental (Algérie), soit un peu moins que ce qui ressort de la chronostratigraphie des confins algéro-tunisiens (Ballais, 1993). La croissance de ces vastes ensembles sableux suppose une aridité continue ou répétée. Le premier cas semble réalisé dans l'erg du Namib (Lancaster, 1989), alors que dans le Grand Erg Oriental algéro-tunisien, le grand volume de sable serait plutôt dû à l'alternance de phases humides avec apports fluviaux et de phases sèches avec remaniement éolien. Les estimations de l'accumulation actuelle des sables dans les ergs sont rarissimes, tout juste peut-on indiquer celle de l'erg Jafurah, en Arabie séoudite, soit environ 0,18 mm/an.

• Les systèmes globaux d'action éolienne

M. Mainguet (1995) propose une théorie du système global d'action éolienne dans les zones arides. Ce système combine une aire source ou aire de déflation, où le vent prend en charge des particules en fonction de sa compétence, une aire de transport le long de laquelle s'opère un transfert de matériel et où peuvent déjà se former des dunes (barkhanes et sifs) et enfin une aire d'accumulation. Cette dernière peut, à son tour, devenir aire de réexportation (aire source). Ce système dynamique peut être ouvert ou fermé. Dans un système global d'action éolienne fermé, les particules sont importées et accumulées mais l'exportation est négligeable. C'est le cas du Taklamakan, en Chine occidentale, où les hauts massifs montagneux périphériques fournissent le matériel à l'erg qui occupe le centre du bassin profondément déprimé. Un système global d'action éolienne ouvert est un système qui, après importation et accumulation de particules, peut subir une réexportation ; le système Sahara-Sahel en est le plus vaste exemple. Le Sahel a été pendant des milliers d'années une aire d'accumulation de matériel éolien d'origine saharienne et de matériel fluviatile sahélien remanié mais depuis le début de la dernière crise d'aridité commencée en 1968, aux effets de laquelle s'est ajoutée une véritable désertification, le Sahel est redevenu potentiellement une aire d'exportation conformément à ce qu'il était au maximum d'aridité du Pléistocène supérieur.

Un système global d'action éolienne possède donc un amont et un aval. A l'échelle de l'ensemble Sahara-Sahel, l'amont du système est au nord du désert, avec les ergs nord-sahariens (Grand Erg Oriental et Grand Erg Occidental) et l'aval est constitué par les ergs vêtus du Sahel. Les ergs sont disposés en chaînes le long de courants éoliens conformes à l'harmattan. Ils sont reliés par des axes de transport où la saltation fonctionne de façon discontinue dans le temps et dans l'espace et qui dessinent des déviations et des subdivisions autour des méga-obstacles que sont les massifs montagneux (document 86). Ce système global saharien a été mis en évidence grâce aux images satellitaires qui montrent que les courants sableux conformes à l'harmattan se divisent à la rencontre des Eglab, de part et d'autre desquels ils traversent, à l'ouest, l'erg Iguidi et l'erg Chech avant de se diviser à nouveau à proximité de l'ensemble Hoggar-Tassili, du Tibesti et du Jebel Marra, suivant donc les alizés continentaux orientés NE-SW. A la latitude du Tropique du Cancer, leur direction devient ENE-WSW, puis E-W (diminution de la force de Coriolis près de l'équateur). Le courant éolien le plus occidental du Sahara court le long de la côte atlantique du SE du cap Juby, près de Tarfaya, au SE du cap Blanc. Long de 800 km, il s'accompagne d'un voile sableux mobile et de barkhanes individualisées ou groupées.

Un système global d'action éolienne se divise donc en trois aires qui se succèdent dans la direction du vent. L'aire source, à partir de laquelle le sable migre par relais, pendant de longues durées et sur de très longues distances, est alimentée en sable selon les processus indiqués ci-dessus pour l'alimentation des ergs. L'alimentation peut donc être marine (exemples du littoral du Baloutchistan ou du Maroc atlantique à partir d'Essaouira, au nord), fluviatile par vannage d'alluvions sableuses des plaines d'inondation et de matériel sableux d'oued, comme c'est le cas au nord du Sahara où ces alluvions proviennent elles-mêmes du remaniement des grès crétacés (Grand Erg Occidental, Callot, 1987) où la concentration des sables éoliens dans le Grand Erg Oriental se fait par des couloirs éoliens préférentiels à partir des steppes plus humides (Ballais *et al.*, 1979),



Document 86. Le système global d'action éolienne saharien et sahélien. Ergs du Sahara et du Sahel selon leur budget sédimentaire (d'après M. Mainguet, 1995).

glaciaire (moraines), périglaciaire, sans oublier les produits de déflation et de corrosion. L'aire de transport éolien est jalonnée d'aires de dépôt lorsque la rugosité s'accroît fortement. L'inverse est également vrai : l'erg du Ténéré s'arrête à l'amont-vent de l'escarpement du Kaouar et ne reprend que quelques kilomètres plus loin, au-delà d'une dépression de surcreusement éolien qui longe le pied sous le vent de l'escarpement. Les ergs sahariens sont aussi des relais d'arrivée et de départ de matériel et les reprises et remaniements se multiplient. Ainsi, le matériel des ergs du Sahara méridional et du Sahel aurait une triple origine : éolienne allochtone saharienne, fluviatile plus autochtone provenant des épandages d'oueds des massifs montagneux, enfin, et en faible proportion, déflation de produits de météorisation d'origine locale, par exemple sur les roches cristallines ou les grès du nord du Burkina Faso. L'aire d'accumulation du système global d'action éolienne en constitue l'extrémité. Cet état actuel du système n'est évidemment qu'un moment dans son fonctionnement qui dure depuis le Pléistocène supérieur au moins, avec des phases d'accélération lors des périodes sèches (Pléniglaciaire particulièrement).

Abrahams A.-D., Parsons A.-J., 1994. *Geomorphology of desert environments*, London, Chapman & Hall, 674 p.

Aufrère L., 1931. Le cycle morphologique des dunes, *Annales de Géographie*, 226, p. 362-385.

Ballais J.-L., 1973. Les inondations de 1969 en Tunisie méridionale, *Bull. Soc. hist. nat. Afrique Nord*, 64, 3, p. 99-128.

Ballais J.-L., 1981. *Recherches géomorphologiques dans les Aurès (Algérie)*, ANRT, Lille, 2 vol., VII, 626 p.

Ballais J.-L., 1991. Vitesses d'accumulation et d'entaille des terrasses alluviales holocènes et historiques au Maghreb oriental, *Physio.-Géo.*, 22-23, p. 89-94.

Ballais J.-L., 1993. Formations éoliennes et phases arides quaternaires dans le Bas-Sahara algéro-tunisien, *Würzburger Geographische Arbeiten*, 87, p. 107-119.

- Ballais J.-L., 1995. Alluvial holocene terraces in eastern Maghreb : climate and anthropogenic controls, in J. Lewin, M.M. Macklin, J.C., Woodward eds, *Mediterranean Quaternary River Environments*, Rotterdam, Balkema, p. 183-194.
- Ballais J.-L., Marre A., Rognon P., 1979. Périodes arides du Quaternaire récent et déplacement des sables éoliens dans les Zibans (Algérie), *Rev. Géol. dyn. et Géog. phys.*, 214, 2, p. 97-108.
- Ballais J.-L., Roubet C., 1981-1982. Morphogenèse et préhistoire dans les Aurès (Algérie), *Rev. Géol. dyn. et Géog. Phys.*, 23, 5, p. 375-384.
- Ballais J.-L., Balland V., 1983. Discussion sur l'origine du « loess » pléistocène de Téchine (Sud Tunisien), *Bull. Soc., Géol. Fr.*, 7, XXV, 4, p. 635-636.
- Balland V., 1973. Morphogenèse quaternaire dans les Monts de Matmata, *Maghreb et Sahara*, p. 45-57.
- Blackwelder E., 1925. Exfoliation as a phase of rock weathering, *Journal of Geology*, 35, p. 793-806.
- Bradley W.C., Hutton J.T., Twidale C.R., 1978. Role of Knihovna salts in development of granitic taffoni, South Australia, *Journal of Geology*, 86, p. 647-654.
- Breed C.S., Grolier M.J., McCauley J.F., 1979. Eolian features in the western desert of Egypt and some applications to Mars, *Journal of Geophysical Research*, 84, p. 8205-8221.
- Breed C.S., McCauley J.F., Davis P.A., 1987. Sand sheets of the eastern Sahara and ripple blankets on Mars, in L.E. Frostick, I. Reid eds, *Desert sediments : ancient and modern*, Blackwell Scientific, London.
- Callot Y., 1987. *Géomorphologie et paléoenvironnement de l'Atlas saharien au Grand Erg occidental : dynamique éolienne et paléolacs holocènes*, Thèse doctorat ès-Sciences, Paris VI, 412 p.
- Castellani V., Dragoni W., 1987. Some considerations regarding karstic evolution of desert limestone plateaus, in V. Gardiner ed., *International Geomorphology*, Chichester, Wiley, II, p. 1199-1206.
- Chepil W.S., Siddoway F.H., Armbrust D.V., 1962. Climatic factor for estimating wind erodibility of farm fields, *Journal of Soil and Water Conservation*, 17, p. 162-165.
- Cooke R., Warren A., Goudie A., 1993. *Desert geomorphology*, London, UCL Press, 526 p.
- Corbel J., 1964. L'érosion terrestre, étude quantitative (méthodes - techniques - résultats), *Annales de Géographie*, 73, p. 385-412.
- Coudé-Gaussen G., Rognon P., Fédoroff N., 1984. Piégeage de poussières éoliennes dans des fissures de granitoïdes du Sinäï oriental, *C.-R. Acad. Sci., Paris*, II, 298, p. 369-374.
- Coudé-Gaussen G., Balescu S., 1987. Étude comparée de loess périglaciaires et prédésertiques : premiers résultats d'un examen des grains de quartz au microscope électronique à balayage, *Catena*, suppl. 9, p. 129-144.
- Coudé-Gaussen G., Rognon P., 1988. Caractérisation sédimentologique et conditions paléoclimatiques de la mise en place de loess au nord du Sahara à partir de l'exemple du Sud-Tunisien, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, p. 1081-1090.
- Danin A., Gerson R., Marton K., Garty J., 1982. Patterns of limestone and dolomite weathering by lichens and blue-green algae and their palaeoclimatic significance, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 37, p. 221-233.
- Davidson A.P., 1986. An investigation into the relationship between salt weathering debris production and temperature, *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, p. 335-341.
- Dresch J., 1982. *Géographie des régions arides*, PUF, Paris, 277 p.
- Evenari M.-L., Shanan L., Tadmor N.-H., 1968. *The Negev : the challenge of a desert*, Cambridge, Mass, Harvard University Press.
- Frostick L.E., Reid I., 1979. Drainage-net control of sedimentary parameters in sand-bed ephemeral streams, in A. Pitty ed., *Geographical approaches to fluvial processes*, Norwich, Geogooks, p. 173-201.

- Gentile W., 1997. *Caractérisation et suivi d'un champ dunaire par analyses sédimentologiques et télédétection: Essaouira – Cap Sim (Maroc atlantique)*, Thèse, Univ. de Provence, 322 p. + annexes.
- Goudie A.S., 1983. Dust storms in space and time, *Progress and Physical Geography*, 7, p. 502-530.
- Goudie A.S., 1989. Weathering processes, in D.S.G Thomas ed., *Arid zone geomorphology*, London, Belhaven Press, p. 11-24.
- Graf W.L., 1983. Variability of sediment removal in a semi-arid watershed, *Water Resources Research*, 19, p. 643-652.
- Graf W.L., 1988. *Fluvial processes in dryland rivers*, New York, Springer.
- Jenkin K.A., Smith B.J., 1990. Daytime rock surface temperature variability and its implications for mechanical rock weathering: Tenerife, Canary Islands, *Catena*, 17, p. 449-459.
- Kirby A., Kirby M.J., 1976. Geomorphic processes and the surface survey of archaeological sites in semi-arid areas, in D. Davidson, M. Shackley eds, *Geoarchaeology: Earth science and the past*, London, Duckworth, p. 229-253.
- Lancaster N., 1988. Controls of eolian dune size and spacing, *Geology*, 16, p. 972-975.
- Lancaster N., 1989. *The Namib sand sea – dune forms, processes and sediment*, Rotterdam, Balkema.
- Langbein W.B., Schumm S.A., 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation, *American Geophysical Union, Transactions*, 39, p. 1076-1084.
- Leopold L.B., 1976. Reversal of erosion cycle and climatic change, *Quaternary Research*, 6, p. 557-562.
- Leopold L.B., Miller J.P., 1956. Ephemeral streams – hydraulic factors and their relation to the drainage net, *USGS Professional Paper*, 282A.
- Leopold L.B., Emmett W.W., Myrick R.M., 1966. Channel and hillslope processes in a semi-arid area, New Mexico, *USGS Professional Paper*, 352G.
- Lettau K., Lettau H.H., 1969. Bulk transport of sand by the barchans of La Pampa La Hoja in southern Peru, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 13, p. 182-195.
- Mabbutt J.A., 1966. Mantle-controlled planation of pediments, *American Journal of Science*, 264, p. 78-91.
- Mainguet M., 1970. Un étonnant paysage: les cannelures gréseuses du Bembéché (Nord du Tchad): essai d'explication géomorphologique, *Annales de Géographie*, 79, p. 58-66.
- Mainguet M., 1995. *L'homme et la sécheresse*, Paris, Masson, 335 p.
- Maizels J.K., 1990. Raised channel systems as indicators of paleohydrologic change: a case study from Oman, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 76, p. 241-277.
- McTainsh G.H., 1987. Desert loess in northern Nigeria, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 31, p. 145-165.
- McTainsh G.H., Walker P.H., 1982. Nature and distribution of Harmattan dust, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 26, p. 417-436.
- Ollier C.D., 1963. Insolation weathering: examples from Central Australia, *American Journal of Science*, 261, p. 376-387.
- Ollier C.D., 1984. *Weathering*, London, Longman, 2nd ed.
- Petit-Maire N., 1989. Interglacial environments in presently hyperarid Sahara: palaeoclimatic implications, in M. Leinen, M. Sarnthein eds, *Palaeoclimatology and palaeometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport*, Kluwer Acad. Press, p. 637-661.
- Pye K., 1987. *Aeolian dust and dust deposits*, London, Academic Press.
- Pye K., Tsoar H., 1990. *Aeolian sand and sand dunes*, London, Unwin Hyman, 396 p.
- Roberts N., 1989. *The Holocene. An Environmental History*, Oxford, Basil Blackwell, 227 p.
- Rögner K., 1987. Temperature measurements of rock surfaces in hot deserts (Negev, Israel), in V. Gardiner ed., *International Geomorphology*, Chichester, J. Wiley, p. 1271-1286.

- Sarre R.D., 1990. Evaluation of aeolian sand transport equations using intertidal-zone measurements, Saunton Sands, England – reply, *Sedimentology*, 37, p. 389-392.
- Schreiber H.A., Kincaid D.R., 1967. Regression models for predicting on-site runoff from short-duration convective storms, *Water Resources Research*, 3, p. 389-395.
- Schick A.P., 1977. A tentative sediment budget for an extremely arid watershed in the southern Negev, in D.O. Doehring ed., *Geomorphology in arid regions*, Boston, Allen & Unwin, p. 139-161.
- Schick A.P., Lekach J., 1987. A high magnitude flood in the Sinai desert, in L. Mayer, D. Nash eds, *Catastrophic flooding*, Boston, Allen & Unwin, p. 381-410.
- Schumm S.A., 1956. The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes, *American Journal of Science*, 254, p. 693-706.
- Schumm S.A., Hadley, R.F., 1957. Arroyos and the semiarid cycle of erosion, *American Journal of Science*, 255, p. 161-174.
- Schumm S.A., 1962. Erosion of miniature pediments in Badlands National Monument, South Dakota, *Geological Society of America, Bulletin*, 73, p. 719-724.
- Schumm S.A., 1969. River metamorphosis, *Journal of the Hydraulics Division*, 95, p. 255-273.
- Sharp R.P., 1980. Wind-driven sand in the Coachella valley, California, *Geological Society of America, Bulletin*, 75, p. 785-804.
- Sweet M.L., Nielson J., Havholm K., Farrelley J., 1988. Algodones dune field of southern California: case history of a migrating modern dune field, *Sedimentology*, 35, p. 939-952.
- Talbot M.R., 1984. Late Pleistocene rainfall and dune building in the Sahel, *Palaeoecology of Africa*, 16, p. 203-214.
- Thomas M.F., 1974. *Tropical geomorphology*, London, Macmillan.
- Thornes J.B., 1977. Channel changes in ephemeral streams: observations, problems and models, in K.J. Gregory ed., *River channel changes*, Chichester, J. Wiley, p. 317-335.
- Twidale C.R., 1967. Origin of the piedmont angle as evidenced in South Australia, *Journal of Geology*, 75, p. 393-411.
- Twidale C.R., Corbin E.M., 1963. Gnammas, *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 14, p. 1-20.
- Vanney J.R., 1960. Pluie et crue dans le Sahara nord-occidental, *Mémoire de l'IRS*, 4.
- Warren A., 1985. Arid geomorphology, *Progress in Physical Geography*, 9, p. 434-441.
- Warren A., 1988a. The dunes of the Wahiba Sands, *Journal of Oman Studies*, p. 131-160.
- Warren A., 1988b. The dynamics of network dunes in the Wahiba Sands; a progress report, *Journal of Oman Studies*, p. 169-181.
- Wasson R.J., 1984. Late Quaternary palaeo-environments in the desert dunefields of Australia, in J.C. Vogel éd., *Late Quaternary palaeoenvironments of the Southern Hemisphere*, Rotterdam, Balkema, p. 419-432.
- Wasson R.J., 1986. Geomorphology and Quaternary history of the Australian continental dunefields, *Geographical Review of Japan*, 59, series B, p. 53-67.
- Williams G.E., 1973. Late Quaternary piedmont sedimentation, soil formation and paleoclimates in arid South Australia, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17, p. 102-125.
- Wilson I.G., 1971. Desert sandflow basins and a model for the development of ergs, *Geographical Journal*, 137, p. 180-199.
- Wilson I.G., 1972. Aeolian bedforms – their development and origins, *Sedimentology*, 19, p. 173-210.