



HAL
open science

Paysages méditerranéens

Jean-Louis Ballais

► **To cite this version:**

Jean-Louis Ballais. Paysages méditerranéens. Yvette Dewolf, Guilhem Bourrié. Les formations superficielles, Ellipses, pp.565-578, 2008, 9782729835569. hal-01570583

HAL Id: hal-01570583

<https://amu.hal.science/hal-01570583>

Submitted on 31 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.



LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Genèse - Typologie - Classification
Paysages et environnements - Ressources et risques



Chapitre 20

Paysages méditerranéens

par Jean-Louis Ballais

20.1 Introduction

Le domaine méditerranéen est depuis longtemps l'objet d'intérêt de la part de nombreux géomorphologues en général, et des géomorphologues français en particulier. Mais, paradoxalement, son originalité n'est reconnue que depuis peu. C'est ainsi que Enjalbert (1966) n'accorde que quelques pages aux modelés méditerranéens (zones méridionales des pays tempérés sur les façades occidentales des continents), dans son chapitre consacré à la zone tempérée. Ou encore, plus de dix ans plus tard, Coque (1977) donne une page aux « régions marginales » des domaines tempérés. Il n'existe donc pas de synthèse sur les systèmes morphogéniques et les formations superficielles du domaine méditerranéen malgré la contribution remarquable apportée par l'ouvrage publié en l'honneur de P. Birot (Dufaure *et al.*, 1984), les quelques pages sur les « contrastes méditerranéens » du petit ouvrage de Demangeot (1989) et l'apport important tout récent de Marre (1998).

Au cours de ces dernières années, avec la montée en puissance des recherches dans le domaine méditerranéen européen (Italie et Espagne en particulier) et la forte impulsion de la Communauté (puis Union) Européenne, les publications partielles se sont multipliées. Les quelques pages suivantes tentent de faire, trop rapidement, une brève synthèse en s'appuyant surtout sur les travaux en langue française et en privilégiant les formations superficielles particulièrement caractéristiques du domaine méditerranéen.

20.2 Définition

On appellera ici formations superficielles méditerranéennes les formations superficielles, fossiles ou actuelles, qui s'observent dans le domaine « méditerranéen » (bassin méditerranéen, Chili, Afrique du Sud, Australie et, *pro parte*, Californie). Ce domaine méditerranéen se distingue peu de la zone tempérée par son hiver doux et humide, mais très nettement par son été chaud et sec. C'est le seul domaine climatique, à la surface du globe, qui possède un été sec.

20.3 Le système morphogénique euméditerranéen

Le système morphogénique contrôlé par le climat euméditerranéen (ou subhumide) peut être schématisé de la façon suivante (figure 20.1).

20.4 Les formations superficielles internes aux bassins versants

20.4.1 Les formations de haute montagne

Dans certaines définitions du domaine méditerranéen, le critère de température utilisé exclut le rôle des alternances gel/dégel. Dans notre conception, le Midi méditerranéen français est bien

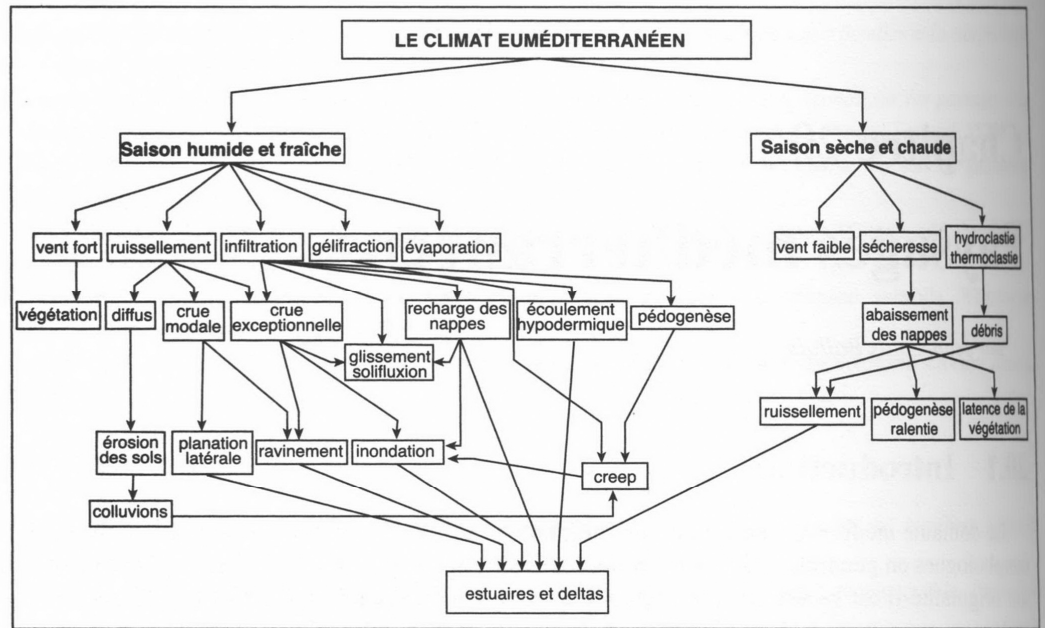


FIG. 20.1 – Le système morphogénique euméditerranéen.

méditerranéen malgré quelques dizaines de jours de gel par an (environ 50 à Aix-en-Provence) et l'importance des cycles gel/dégel annuels : 42 en bordure de l'étang de Berre, 80 à 750 m d'altitude dans les Baronnies (Dumas *et al.*, 1987) et 143 à 2450 m sur les crêtes de Vars à la limite du domaine méditerranéen (Coutard et Ozouf, 1993).

Je me limiterai ici aux formations caractéristiques de la haute montagne méditerranéenne, en renvoyant pour les autres au chapitre consacré à la haute montagne en général (*cf.* § « Paysages de montagne », p. 605).

Aux exceptions, marginales, du Mercantour (Alpes maritimes) et de la Sierra Nevada (Californie), le domaine méditerranéen est actuellement dépourvu de glaciers.

Dans les Alpes françaises du Sud, des glaciers rocheux actifs n'apparaissent qu'au-dessus de 2800 m, dans le massif du Chambeyron (Evin, 1993) (figure 20.2). Ils s'accompagnent de sols polygonaux et de sols striés qui s'observent également sur les schistes des Pyrénées orientales, au-dessus de 2500 m (Soutadé, 1980). Les glaciers rocheux paraissent très caractéristiques des climats froids à déficit hydrique marqué comme le climat méditerranéen. Ils sont actifs, par exemple, dans le Haut Atlas marocain (Dresch et Raynal, 1953). Des formes fossiles s'observent à plus basse altitude dans les Aurès, en Algérie (Ballais, 1981). Dans les Alpes françaises du Sud, la gélifluxion est encore active jusqu'à 2100 m, les avalanches au-dessus de 2000 m, alors que des éboulis fonctionnent au-dessus de 1900 m, à proximité du lac d'Allos (Jorda, 1976).

20.4.2 Dépôts de solifluxion — Glissements de terrain — Mouvements de terrain

Bien que pendant longtemps les recherches géomorphologiques effectuées dans le bassin méditerranéen aient peu mis l'accent sur l'importance des mouvements de terrain, on doit constater, aujourd'hui, que les formes dues à ces processus occupent de grandes surfaces et ont joué un rôle important dans le façonnement des versants. Après l'étude pionnière de Maurer (1968) qui a montré le fonctionnement actuel de glissements et de coulées boueuses dans le Rif central, des recherches ont établi la généralité de ces processus et des formations qu'ils engendrent dans l'Atlas tellien algérien (Amirèche, 2001), ainsi que dans d'autres montagnes marocaines, tunisiennes (figure 20.3) ou algériennes (Rullan-Perchirin, 1985), à l'image de la connaissance déjà ancienne de



FIG. 20.2 – Glacier rocheux actuel dans le massif du Chambeyron (Alpes du Sud, France). Photo J.-L. Ballais. Bourrelet terminal et front vus de profil (été 1979).

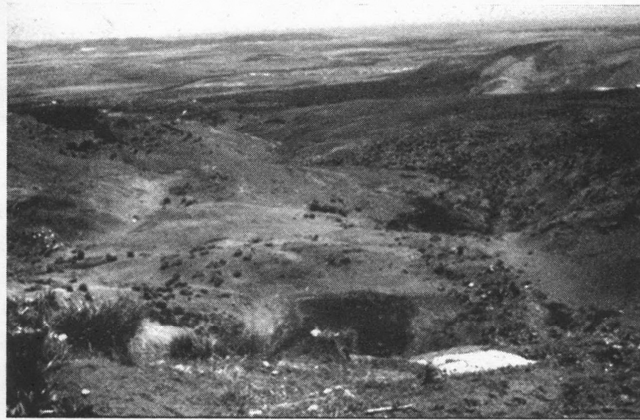


FIG. 20.3 – Glissement sur le versant du djebel Zaghouan (dorsale tunisienne). Photo J.-L. Ballais. Orienté au nord-est, il affecte des marnes ; il est encadré par deux talwegs et une mare occupe le pied de la niche sommitale (printemps 1987).

ces processus au nord de la Méditerranée, tout particulièrement en Italie et dans les Alpes françaises (Sorriso-Valvo *et al.*, 1993 ; Dumas *et al.*, 1993 ; Julian et Anthony, 1993 ; Malet *et al.*, 2002).

Dans le bassin méditerranéen, ces formations se sont mises en place grâce à trois facteurs essentiels :

1. la *tectonique* récente qui soulève les reliefs, facilite le creusement linéaire des vallées et maintient un déséquilibre des pentes ;
2. l'*humidité* qui reste souvent importante en hiver et réduit la résistance des roches au cisaillement ;
3. la *décompression* des versants montagnards dans les vallées qui furent englacées pendant les périodes froides du Quaternaire.

20.4.3 Les colluvions

Elles sont particulièrement abondantes dans le domaine méditerranéen où un ruissellement diffus sporadique peut s'exercer sur les sols, à l'occasion de pluies intenses, quand la couverture végétale est ouverte. En fait, en conditions naturelles, c'est assez rarement le cas. C'est l'anthropisation profonde (pacage, défrichements massifs et labours), quoique de durée très variable — plusieurs

millénaires dans le bassin méditerranéen (figure 20.4), quelques siècles (USA, Afrique du Sud) ou moins de 200 ans (Australie) — qui a favorisé, voire créé les conditions d'un colluvionnement massif.



FIG. 20.4 – Colluvions à Fès (Maroc). Photo J.-L. Ballais (octobre 1994). Épaisseurs localement de 2 m, elles sont postérieures à la création de la ville, au VIII^e s. ap. J.-C.

En effet, l'efficacité des processus de fragmentation mécanique reste nulle à très modeste sur roches cohérentes (Gabert *et al.*, 1981). Cependant, dans les argiles, argilites et marnes, l'hydroclastie, la thermoclastie et, parfois, l'haloclastie, soit individuellement, soit combinées, peuvent fournir des clasts en abondance d'après des observations en France (Alpes du Sud et Provence, Abdel Moeti, 2002) et en Espagne.

Actuellement, les incendies de forêt constituent une des sources majeures de colluvions (Sala et Rubio, 1994), d'autant plus que les surfaces affectées par les incendies dans le bassin méditerranéen augmentent : 200 000 ha/an de 1960 à 1971, 470 000 ha/an de 1975 à 1980 et 660 000 ha/an de 1981 à 1985 (Le Houérou, 1987). Dans l'ouest des États-Unis, on a montré que dans un bassin-versant où la dégradation spécifique moyenne était de 5,8 m³/ha, elle montait à 162,4 m³/ha après un incendie. Dans un autre bassin-versant, elle passe de 226 t ha⁻¹ an⁻¹ à 658 t ha⁻¹ an⁻¹, un orage étant responsable à lui seul d'une ablation de 74 t/ha. Dans le massif des Maures, après l'incendie d'août 1990, Martin *et al.* (1995) ont montré que le taux d'ablation est à peu près multiplié par 100 pendant l'année qui suit l'incendie. Sur parcelle, la corrélation entre l'ablation et l'indice d'agressivité des pluies *IAPm* est moins nette qu'avant l'incendie (figure 20.5). Très vite, après deux à trois ans, les taux d'ablation redeviennent très comparables à ceux d'avant l'incendie, alors que dans l'ouest des États-Unis, il faut souvent attendre 5 à 15 ans. Une masse importante de matériaux meubles est remaniée, en France, par les travaux forestiers consécutifs aux incendies de forêt puis redistribuée ensuite par le ruissellement diffus (Martin, 1996).

Il semble bien que les colluvions apparaissent avec les premiers impacts de l'occupation des versants par les agriculteurs. En Provence, en particulier, la première génération serait protohistorique et la deuxième historique (Ballais et Crambes, 1992).

En raison du régime très contrasté des pluies et des écoulements, une fraction importante du matériel mobilisé se stocke sur les versants.

D'autres travaux (Bernard-Allée et Cosandey, 1991) montrent l'apparition de courtes ravines et l'augmentation considérable de l'ablation provoquées par les coupes de bois.

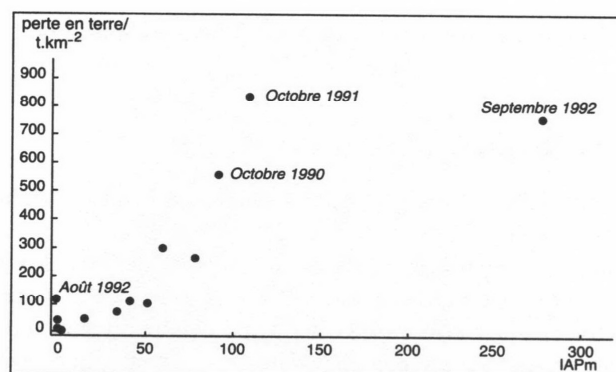


FIG. 20.5 – Relation entre les pertes en terre et l'indice d'agressivité des pluies (*IAPm*) sur la parcelle expérimentale du Rimbaud (massif des Maures), d'après Martin *et al.* (1995).

20.4.4 Les éboulis de basse altitude

20.4.4.1 Les éboulis fossiles

Des éboulis fossiles, dont des grèzes ou plutôt des groizes litées, ont été reconnus jusqu'au niveau marin actuel et en dessous (Dumas, 1977), mis en place lors des régressions des périodes froides pléistocènes. L'efficacité de la gélifraction était très supérieure à l'Actuel pendant ces périodes froides et a permis la genèse des nombreux talus d'éboulis et formes et formations associées encore très visibles dans les modelés des moyennes montagnes, combinés avec le modelé glaciaire fossile. Des générations plus discrètes se sont mises en place pendant l'Holocène, par exemple en Algérie orientale (Ballais, 1976).

20.4.4.2 Les clapiers

Les *clapiers* constituent une formation très caractéristique du bassin méditerranéen : minces accumulations *openwork* de blocs (calcaires) anguleux à subanguleux, patinés, à peu près dépourvus de végétation, ils tapissent une partie des pentes des Alpilles, des Corbières, des Baronnies, du Ventoux, se confondant parfois avec les tas d'épierrements. Ambert (1973) a mis en doute leur caractère de gélifraacts et les a, pour l'essentiel, attribués à l'ignifraction. Le rôle de l'efficacité de cette dernière vient d'être mis en évidence tout récemment (Ballais et Bosc, 1992, 1994). La fragmentation en blocs ou, surtout, en clasts (dimensions moyennes sur la montagne Sainte-Victoire : 109,2 mm x 77,9 mm x 18,1 mm pour un poids d'environ 385 g) fait penser à un processus du type de la thermoclastie (*cf.* § « thermoclastie », p. 13). Les résultats actuels sont les suivants : les densités maxima de gélifraacts atteignent 50 % environ de la surface des parois et l'épaisseur moyenne enlevée étant de 18,1 mm, on peut évaluer la masse maximum détachée par le passage d'un seul incendie sur la paroi sud de la montagne Sainte-Victoire à 22 500 g/m². En estimant les parois à 50 % de la surface brûlée et à 10 % des parois la surface ignifraactée, soit 250 ha, et en attribuant un taux moyen de 25 % de la surface affectée par les enlèvements d'ignifraacts, on estime que l'ablation a atteint 2 800 t de roche cohérente, avec une marge d'erreur de 200 %. Quand on prend en compte l'importance des incendies de forêt dans le domaine méditerranéen (et tout particulièrement le bassin méditerranéen) pendant la période historique, il est nécessaire de s'interroger sur le rôle joué par l'ignifraction dans la fragmentation mécanique des roches : s'il est vrai que l'ignifraction est de 10 à 100 fois plus efficace que la gélifraction (là où cette dernière existe), ne peut-elle pas constituer, à l'échelle historique, l'origine principale de la genèse des clasts ?

Quoi qu'il en soit, l'ignifraction ne semble pas pouvoir expliquer la forme non plate de très nombreux clasts constitutifs des clapiers. Par ailleurs, l'intervention de la gravité pure ne permet pas non plus de comprendre la localisation et la répartition de ces clapiers : il faut faire intervenir le ruissellement lors de pluies particulièrement intenses comme ce fut le cas sur la montagne Sainte

Victoire où environ 200 mm de pluie sont tombés en 3 heures dans la nuit du 22 au 23 septembre 1993.

20.4.5 Les dépôts de cônes alluviaux et de glacis

Le domaine méditerranéen, comme les autres domaines à saison sèche marquée, connaît un grand développement des cônes et des glacis.

- Les cônes méditerranéens fonctionnels ont été très étudiés par les Anglo-saxons (Harvey, 1988 ; White, 1991) et peu par les Français (Tricart, 1958). Par suite des nombreuses interventions sur les torrents, ces cônes sont souvent actuellement peu ou pas actifs. Les matériaux qui les constituent ne présentent pas de différences systématiques avec ceux des cônes de la zone tempérée.
- La plupart des cônes sont polychroniques. Une phase majeure de leur évolution a produit le remblaiement holocène principal (Jorda, 1985), alternance de dépôts grossiers et fins, dans les Alpes françaises du Sud.
- Ailleurs, il est possible d'observer jusqu'à 4 ou 5 formations successives, depuis le Würm jusqu'à la période actuelle (Ballais, sous presse).
- Pour les périodes les plus anciennes, au pied d'un même versant, des cônes et des glacis ont pu se succéder au cours du temps, comme sur le versant nord-ouest de la vallée de l'oued el Haï dans les Aurès (Ballais, 1981).
- Les cônes ont été souvent confondus avec des glacis, formes caractéristiques des climats secs. En domaine méditerranéen, ils sont bien moins développés qu'en domaine aride et on n'en connaît que des formes fossiles. Les glacis couverts montrent une grande variété de types de couverture.

20.4.6 Travertins fossiles et actuels

Le domaine méditerranéen est le domaine par excellence des tufs et travertins (*cf.* § « Calcretes », p. 337), où, souvent fossiles, ils présentent une grande variété. Ils ont été étudiés en France (Guendon et Vaudour, 1981 ; Vaudour, 1981, 1986), en Europe et en Asie mineure (Pentecost, 1995), en Algérie (Bellion et Magagnosc, 1982 ; Ballais et Cohen, 1981), au Maroc (El Bouch, 1996)... Les travertins actuels sont assez rares et peu actifs, à l'exception de la Slovénie. Ils se forment en faible quantité dans le lit des ruisseaux (comme dans le Groseau à Malaucène), même intermittents (comme le Bayon, sous-affluent de l'Arc), mais aussi dans les conduites artificielles.

Les travertins fossiles, de beaucoup les plus volumineux, se sont élaborés principalement lors d'un réchauffement relatif, générateur d'un équilibre, peut-être précaire (Campy et Macaire, 1989), tout particulièrement lors de l'optimum holocène, à Saint-Antonin-sur-Bayon (Guendon et Vaudour, 1981), à Vauvenargues (Delgirovine, 1986), à Imouzzer (El Bouch, 1996). Ils peuvent passer latéralement à une croûte calcaire (Martin, 1977).

20.4.7 Les formations alluviales actuelles et fossiles

20.4.7.1 Les formations actuelles

Le lit mineur des cours d'eau se caractérise par sa granulométrie particulièrement grossière – Durance, Asse et Gardon en France, oued el Haï en Algérie, oued Ouerrha au Maroc (Gartet, 2001), surtout dans la partie amont et moyenne de ces cours d'eau. Le passage progressif, dans les étages les plus arides, des cours d'eau pérennes aux oueds, ne modifie pas ces caractéristiques. De même, les dépôts des lits majeurs sont plus souvent sableux (figure 20.6) ou limoneux que limono-argileux à argileux comme dans la zone tempérée.

Alors que, très souvent, la masse de la charge de fond diminue sous le double effet de la recolonisation végétale des versants et des prélèvements de matériaux, la construction des lits majeurs



FIG. 20.6 – Coupe du lit majeur de l'oued Ouerra vers Aïn Aïcha (Prérief, Maroc). Photo J.-L. Ballais (mai 1998). Dans un niveau sableux, à côté du marteau, un fragment de bouteille d'huile en plastique.

se poursuit. Commencée souvent pendant l'Antiquité ou avant sur l'Aigue, l'Ouvèze, l'oued Medjerda, l'oued Biskra, elle s'est poursuivie au XX^e siècle, au moins sur certains d'entre eux (Bonté *et al.*, 2001). Dans ces conditions, l'envahissement des lits majeurs par de nombreuses habitations depuis quelques dizaines d'années pose un problème majeur de sécurité.

20.4.7.2 Les formations fossiles

Le matériel grossier des formations fossiles qui constituent les terrasses alluviales ne présente pas de particularités systématiques différentes de celles de la zone tempérée et du domaine aride.

La principale originalité du bassin méditerranéen est constituée par plusieurs terrasses holocènes — dont le *younger fill*, de C. Vita-Finzi (1969) —, étudiées en particulier en Espagne, en Italie (Neboit, 1974), en Grèce (Dufaure, 1976), en France (Ballais et Crambes, 1992), au Maghreb oriental (Ballais, 1995) par exemple. On distingue surtout une basse terrasse holocène préhistorique et une très basse terrasse holocène historique principale, toutes deux constituées de formations fines, très différentes de celles des nappes alluviales grossières pléistocènes, et comparables souvent aux dépôts des lits moyens et surtout majeurs actuels. Il semblerait donc qu'une tendance très générale à l'accumulation de formations fines dans les lits majeurs caractérise le bassin méditerranéen au moins depuis l'Antiquité, d'autres facteurs intervenant pour faciliter ou non l'entaille du lit mineur qui transforme ou non le lit majeur en terrasse.

20.4.8 Les produits de la météorisation, les altérations et les sols

Le rythme saisonnier contrasté du climat méditerranéen permet de comprendre que la morphogénèse se déroule de façon saccadée. Plusieurs travaux ont montré comment les processus liés au gel peuvent météoriser la surface des affleurements, avec notamment le rôle des *pipkrakes*. Des travaux récents sur les roubines des Alpes du Sud (Corona *et al.*, 2002) et de Provence (Ballais, 1997 ;

Abdel Moeti, 2002) montrent que plusieurs processus se succèdent durant l'année, aux dépens des marnes noires et argilites. Des mesures précises montrent que pendant la saison froide (automne et hiver) se déroule une production des particules par les effets du gel et, parfois, de la décompression (Lecompte *et al.*, 1996), et pendant la saison sèche par hydroclastie, voire thermoclastie. Pendant la saison chaude (printemps, été), une ablation s'exerce sur certains versants et dans le fond des talwegs grâce au vent et au ruissellement. En revanche, certaines roches plus sensibles aux mouvements de terrain peuvent avoir un rythme inverse. Il se forme ainsi des régosols épais de quelques centimètres à quelques décimètres.

Dans l'étage humide, sur les roches métamorphiques du massif des Maures (Provence, France), les sols actuels sont des rankers très peu épais, très sableux et caillouteux, légèrement acides (Martin, 1988).

La salinisation des sols a fait l'objet de nombreuses études en Australie où elle devient de plus en plus un problème majeur. Ce phénomène ne relève qu'indirectement de la morphogenèse mais il révèle des transferts de sels importants qui peuvent jouer également un rôle dans l'apparition et le développement de l'haloclastie. En Australie occidentale, cette salinisation affecte surtout des sols développés sur altérites granitiques, dans le *wheat belt* créé au XIX^e siècle sur le revers oriental du Darling Range. Les apports d'aérosols océaniques représentent 100 à 250 kg ha⁻¹ an⁻¹ dans la zone côtière à fortes précipitations et encore 10 à 20 kg ha⁻¹ an⁻¹ à 300 km de la côte. Le stockage atteint actuellement 17 kg/m² près de la côte (étage humide à subhumide) et plus de 100 kg/m² (peut-être 230 kg/m²) à l'intérieur (étage subhumide à semi-aride). Ces stocks représenteraient moins de 40 000 ans de « pluies » de poussières salées dans les surfaces cultivées, alors que dans l'étage aride, ils pourraient résulter de chutes pendant le Pléistocène terminal (George, 1991).

Les « sols rouges méditerranéens » ou palexérols, longtemps considérés comme caractéristiques du domaine méditerranéen, se sont avérés être soit des paléosols, soit des vieux sols dont l'élaboration a commencé au Pléistocène moyen au plus tard (Vaudour, 1979) dans la région de Madrid (Espagne) et aussi dans le sud de la France. En effet, les sols développés sur les terrasses würmiennes ou holocènes sont, sauf exception, des sols bruns de divers types. Sur les plateaux siliceux de l'étage semi-aride en Castille (Vaudour, 1979), les sols holocènes sont brun foncé et la pédogenèse n'affecte pas des fonds de cabanes néolithiques datés de 1100 à 1200 B.C. Des sols encore plus récents, âgés de 2000 à 3000 ans au maximum, sont très peu évolués sur la très basse terrasse du Tage ou dans les cuvettes semi-endoréiques, ou encore plus évolués et plus profonds, sous forêt, dans l'étage montagnard dans lequel se fait le passage à l'étage subhumide. À l'inverse, dans l'étage aride, apparaissent des sols steppiques.

Des croûtes et encroûtements calcaires s'observent abondamment en domaine méditerranéen (Vaudour, 1981). Les croûtes zonaires sont développées sur le littoral de la Méditerranée et au sommet de nombreuses accumulations carbonatées au Maghreb (Ballais, 1981) ou au Moyen-Orient. Elles sont constituées surtout par des poussières éoliennes fixées par des algues. Des croûtes calcaires, bien développées par exemple sur les glacis et les cônes en Europe méditerranéenne, en Afrique du Nord et dans l'ouest des États-Unis, sont constituées d'une dalle sur une croûte tufose ou/et feuilletée. Il s'agit alors de véritables dépôts sédimentaires en milieu hydromorphe à palustre. Des accumulations pédologiques sur limons, loess, marnes ou sables carbonatés s'individualisent sous forme de pseudo-mycelium, taches, granules, nodules, manchons de racines... L'épigénie calcaire aboutit au remplacement de la silice par des carbonates (peut-être via des oxalates). Certaines accumulations carbonatées résultent d'encroûtements de nappe phréatiques, tout particulièrement dans les conglomérats fluviaux plio-quatérnaires. Enfin, dans les parties septentrionales du domaine méditerranéen européen (Provence, Languedoc) certains encroûtements, à ciment blanc jaunâtre, se sont formés pendant les périodes froides pléistocènes.

L'évolution de toutes ces formes d'accumulation carbonatée est susceptible de se poursuivre actuellement, sous l'action du climat et de la végétation méditerranéens. Mais les conditions naturelles ont été souvent bouleversées, directement ou indirectement, par l'intervention humaine (défrichements, labours, érosion des sols, désertification, aménagements hydrauliques...).

Des silcrettes actuelles ne paraissent évoluer que dans les domaines arides (Sahara, Australie, Afrique du Sud).

20.4.9 Les dépôts des dépressions endoréiques

À l'aval des bassins versants, les dépressions se multiplient : dépressions tectoniques, mais aussi dépressions fermées hydro-éoliennes, playas, sebkhas.

Avant les travaux de drainage, commencés dès l'Antiquité en Grèce, en Italie, en France par exemple, des dépôts palustres se sont accumulés dans la basse vallée du Rhône : exemples de Ruth (Bui Thi Mai et Meffre, 1990), Courthezon (Triat-Laval, 1979), du Marais des Baux (Bruneton, 1999), du Bois d'Uchaux (Meffre et Ballais, 1996). C'est à leur sommet que se sont développés les sols *tirs* du Maroc et d'Algérie. Il s'agit de formations argileuses peu épaisses, riches en matière organique.

Le passage à l'étage semi-aride se marque par la disparition des marais et l'apparition des mud-playas et des sebkhas. Les formations des mud-playas, bien développées dans l'ouest des États-Unis, sont des argiles de décantation peu organiques, non salées, apportées par les rares crues des oueds dont ces dépressions constituent le niveau de base.

Les formations des sebkhas sont des boues salées, souvent noirâtres, organiques et soufrées, qui résultent du même fonctionnement. Elles sont très nombreuses au Maghreb central et oriental, au Moyen-Orient, en Afrique du Sud, en Australie et dans l'ouest des États-Unis.

Ces mud-playas et sebkhas peuvent résulter de l'assèchement fini-holocène de lacs, auquel cas on observe des formations lacustres dans le remplissage ou à la périphérie (Williams *et al.*, 1991).

20.4.10 Les formations de lunettes

Actuellement, à l'exception des littoraux, l'efficacité du vent se limite aux étages semi-aride et aride (soit, en gros, moins de 500 mm de précipitations par an). Cependant, la grande variabilité interannuelle des pluies peut provisoirement permettre une déflation éolienne dans l'étage subhumide, tout spécialement sur la bordure septentrionale du bassin méditerranéen caractérisée par des vents puissants (tramontane, mistral, bora). Les vents responsables de la morphogenèse éolienne sont, comme dans le domaine aride, des vents régionaux (en particulier, au Maghreb, les vents de secteur nord de saison fraîche et froide et les vents de secteur sud de saison chaude), ou locaux, y compris les *sorcières*, efficaces pour le transport des poussières.

20.4.10.1 Les lunettes et dunes associées

Ces formes éoliennes existent, à la fois, dans les déserts et dans le domaine méditerranéen. Les conditions nécessaires à leur accumulation sont mieux représentées dans les étages semi-aride et aride de ce dernier domaine que dans les déserts (Coque, 1979).

Ces dunes sont formées par l'accumulation de pseudo-sables (pellets), agglomérats de limons et d'argiles de la dimension des particules sableuses, ce qui leur permet de se déplacer avec le vent par roulement, reptation et saltation (figure 20.7).

Leur déplacement est beaucoup plus court que celui des sables vrais car ils se fragmentent très vite sous l'effet des chocs. Ces pseudo-sables proviennent des alluvions, préférentiellement juste après une crue, de la surface de sols nus ou surtout de la surface de playas et de sebkhas. Ils peuvent se former par l'établissement de liaisons chimiques entre des grains de smectite, par désagrégation (floculation) puis liaison par des sels, par le boursoufflement puis la fragmentation de croûtes salées, par la fragmentation et le recourbement de croûtes non salines, par l'action de la glace ou celle des algues et des bactéries.

Certains de ces processus peuvent être séquentiels comme quand la fragmentation d'une croûte libère des pseudo-sables agrégés par des sels. Les sels jouent le rôle dominant en Australie, patrie des lunettes, particulièrement la halite, mais aussi le gypse et la thénardite. Les carbonates jouent un grand rôle dans les zones semi-arides et les sulfates et les chlorures deviennent plus importants dans les zones arides (Bowler, 1986).

La plupart des lunettes qui ont été étudiées sont fossiles : en Australie, certaines ont été submergées par la remontée holocène du niveau marin et de nombreuses lunettes portent des sols bien



FIG. 20.7 – La sebkhet er Riana, banlieue nord-est de Tunis, Tunisie. Photo J.-L. Ballais (24 décembre 1987). En bordure (premier plan) de la sebkha (deuxième plan), des pseudo-sables gypseux piégés par la végétation halophyte édifient une lunette.

développés. Ces lunettes australiennes ont commencé à se former vers 36 000 ans avant l'actuel, à la fin d'une longue phase lacustre et ont cessé de se former il y a 17 000 ans, quand le climat devint légèrement plus humide de nouveau (Bowler, 1983). En Afrique du Nord, si de nombreuses lunettes sont fossiles (Coque, 1979), celles de l'étage semi-aride en Tunisie — par exemple sur le bord sud-est des sebkhas er Riana et Sedjoumi près de Tunis — et en Algérie celle de la Garaet et Tarf¹ (Benazzouz, 1986) sont encore fonctionnelles, parfois avec des vitesses d'accumulation réduites.

20.4.10.2 Le creusement des sebkhas

À partir du volume de la lunette de Ben Ziane en Algérie occidentale, Boulaïne (1954) a proposé un taux de déflation sur la sebkha de 1 mm/an. À partir du bilan des sels, Wedman (1964) obtient le même taux pour la sebkha Sedjoumi (Tunisie). Parmi les produits de déflation figurent les sels qui peuvent constituer des apports atteignant jusqu'à 100 kg ha⁻¹ an⁻¹ à l'aval vent des sebkhas du *wheat belt* d'Australie occidentale (George, 1991).

Dans les dépressions fermées, salées ou non, où la corrasion et la déflation éoliennes (*cf.* § « Processus éoliens », p. 295) fonctionnent, un véritable cycle se met en place, la majorité des poussières étant piégée par la végétation sur la playa ou en bordure de la sebkha puis redistribuée en partie vers le centre de la dépression : les clastiques par le ruissellement (qui peut creuser des rigoles et même des ravins dans les lunettes comme celle de la sebkha Kelbia en Tunisie centrale) et les sels par le ruissellement et les nappes souterraines. Ceci a été confirmé par le suivi, pendant 5 ans, de la rive sous le vent de la Grass Valley Playa (Nevada) par Young et Evans (1986) : le dépôt de poussières est plus important au-delà du rivage de la playa (2930 g m⁻² an⁻¹) qu'au centre (environ 1920 g m⁻² an⁻¹) et seulement 6 % des dépôts s'accumulent au-delà de 1,9 km de la playa.

20.4.11 Les formations littorales

Les seules formations littorales caractéristiques du domaine méditerranéen sont les *beach rocks* qui continuent à se former actuellement (Paskoff et Sanlaville, 1986 ; *cf.* § « F.S. littorales », p.260).

¹Garaet est un synonyme de sebkha.

Les constructions organogènes des littoraux de la Méditerranée paraissent tout autant liées à l'absence de marée qu'au climat zonal.

20.5 Les formations superficielles venant de l'extérieur du bassin versant

Poussières, loess et sables éoliens — Le domaine méditerranéen reçoit des tonnages importants de poussières issues des déserts. C'est tout particulièrement le cas du sud de l'Europe et du Moyen-Orient où tombent des poussières apportées du Sahara (Bücher, 1987 ; Morales, 1979). Ces poussières participent à la pédogenèse, à l'accroissement des insolubles dans les karsts, à la sédimentation lacustre en Corse... Les tempêtes de poussières et les pluies de boues colorées ont été tout spécialement étudiées par Bücher (1987). En moyenne, l'Europe reçoit 70 mm /1000 ans ou 70 m/Ma.

Loess et sables éoliens sont des formations incontestablement fossiles compte-tenu du climat méditerranéen. Cependant, dans l'étage semi-aride, une remobilisation de ces formations, ou une mobilisation de la fraction sablo-limoneuse des sols, s'observe sous l'effet de la désertification. Des loess péri-désertiques ont été reconnus en Tunisie (cf. p. 336) et en Israël principalement et des loess sub-désertiques périglaciaires en France : le domaine méditerranéen connaît donc des accumulations des deux types. Les loess « périglaciaires » recouvrent souvent les terrasses alluviales (Durance, Rhône...). Les loess péri-désertiques ont une médiane de l'ordre de 100 μm , supérieure à la limite supérieure des limons et des silts, mais ils se placent à la limite aride du domaine.

Références des travaux cités

- Abdel-Moeti, G. 2002. *L'érosion hydrique sur le piémont de la montagne Sainte-Victoire : l'exemple du ravin de l'Aurigon*. Thèse, Université de Provence, Aix-en-Provence.
- Ambert, P. 1973. *Géomorphologie de l'Étang de Berre et de ses bordures*. Thèse 3^e cycle, Université d'Aix-Marseille II, Aix-en-Provence.
- Amirèche, H. 2001. *L'eau, le substrat, la tectonique et l'anthropisation dans les phénomènes érosifs du tell nord-constantinois*. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Constantine (Algérie).
- Ballais, J.-L. 1976. Morphogenèse holocène dans la région de Chéria (Nementchas-Algérie). *Actes du Symposium sur les versants en Pays méditerranéens*, Aix-en-Provence, 1975, CEGERM, V, pp. 127-130.
- Ballais, J.-L. 1981. *Recherches géomorphologiques dans les Aurès (Algérie)*. Thèse Université Paris I, 626 p.
- Ballais, J.-L. 1995. Alluvial Holocene terraces in eastern Maghreb : climate and anthropogenic controls. In : *Mediterranean Quaternary River Environments* (eds J. Lewin, M. G. Macklin, J.C. Woodward), A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 183-194.
- Ballais, J.-L. 1997. Processus d'évolution d'un ravin de Basse-Provence, le ravin de l'Aurigon (Beaurecueil, Bouches-du-Rhône) : étude préliminaire (octobre 1991 - février 1996). *Réseau Érosion Bulletin*, **17**, 37-45.
- Ballais, J.-L. & Ben Oueddou, H. 1992. Sables éoliens quaternaires entre les chaînes de Gafsa et du Cherb (Sud Tunisien). *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.*, **84**, 89-99.
- Ballais, J.-L. et Bosc, M.-C. 1992. *La production d'ignifraacts par l'incendie du 28 août 1989 sur les parois de la montagne Sainte-Victoire*. *Méditerranée*, **1-2**, 53-58.
- Ballais, J.-L. & Bosc, M.-C. 1994. The ignifraacts of the Sainte-Victoire mountain (Lower Provence, France). In : *Soil erosion and degradation as a consequence of forest fires* (eds M. Sala & J. Rubio), Logroño, pp. 217-227.
- Ballais, J.-L. & Cohen, J. 1981. Intérêt morphogénétique et paléoclimatique des travertins des Aurès (Algérie). In : *Actes Colloque AGF Formations externes carbonatées, tufs et travertins*, Association Française de Karstologie, Aix-en-Provence, Mémoire **3**, pp. 37-44.
- Ballais, J.-L. & Crambes, A. 1992. Morphogenèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la Sainte-Victoire. *Méditerranée*, **1-2**, 29-41.
- Bellion, Y. & Magagnosc, J.S. 1982. Les travertins du Kef Sefiane (terminaison occidentale des Bellezma,

- Est algérien). Position et signification dans le contexte morphogénétique régional. *Mémoires et Documents du CNRS, Phénomènes karstiques III*, pp. 181–202.
- Benazzouz, M.T. 1986. *Recherches géomorphologiques dans les Hautes Plaines de l'Est algérien : la Sebkhé Tarf (Algérie)*. Thèse 3^e cycle, Université Paris I, 262 p.
- Bernard-Allée, P. & Cosandey, C. 1991. Conséquences d'une coupe forestière sur les bilans hydrologique et sédimentaire : le bassin-versant de la Latte, Mont-Lozère. *Physio-Géo*, **21**, 79–94.
- Bonté, P., Ballais, J.-L., Masson, M., Ben Kehia, H., Eyraud, C., Garry, G. & Ghram, A. 2001. Datations au ¹³⁷Cs, ¹³⁴Cs et ²¹⁰Pb de dépôts de crues du XX^e siècle. In : *Datation* (coord. J.-N. Barrandon, P. Guibert & V. Michel) XXI^e Rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes, APDCA, Antibes, pp. 141–157.
- Boulaine, J. 1954. La sebkhé de Ben Ziane et sa « lunette » ou bourrelet, exemple de complexe morphologique formé par l'érosion éolienne des sols salés. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, **V**, 3, 102–123.
- Bowler, J.M. 1983. Lunettes as indices of hydrologic change : a review of Australian evidence. *Royal Society of Victoria, Proceedings*, **95**, 147–168.
- Bowler, J.M. 1986. Quaternary Landform Evolution. In : *Australia — A Geography* (ed. D.N. Jeans), 2nd edition, t. 1, pp. 117–147.
- Bruneton, H. 1999. Évolution holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique — Les plaines d'Arles à l'interface entre Alpilles et Rhône. Thèse, Université de Provence, Aix-en-Provence.
- Bücher, A. 1987. *Recherches sur les poussières d'origine saharienne*. Thèse, Université de Reims, 290 p.
- Bui Thi Maï & Meffre, J.-C. 1990. Occupation des sols et morphologie agraire à l'époque gallo-romaine : les dépressions hydromorphiques de Rut à Sainte-Cécile-les-Vignes (Vaucluse) — Analyse palynologique et commentaires. *Études Vauclusiennes*, **44**, 1–32.
- Coque, R. 1977. *Géomorphologie*. Paris, A. Colin, 452 p.
- Coque, R. 1979. Sur la place du vent dans l'érosion en milieu aride : l'exemple des lunettes (bourrelets éoliens) de la Tunisie. *Méditerranée*, **1-2**, 15–21.
- Corona, C., Robert, Y. & Rovera, G. 2002. Suivi de l'érosion et modélisation des vitesses de déplacements des sédiments sur versants marneux très dégradés — Application sur les bad-lands de Draix grâce au topomicromètre laser photographique. In : *Geomorphology : from Expert Opinion to Modelling* (eds D. Delahaye, F. Levoy & O. Maquaire), Strasbourg, pp. 177–184.
- Coutard, J.-P. & Ozouf, J.-C. 1993. Étude des cycles gel-dégel sur les crêtes de Vars et des Coumets (Commune de Vars - Hautes Alpes). In : *Géomorphologie et aménagement de la montagne*, CNRS Caen, pp. 41–51.
- Delgiovine, A. 1986. Les travertins holocènes de Vauvenargues (Bouches- du-Rhône). *Méditerranée*, **1-2**, 81–91.
- Demangeot, J. 1989. *Les milieux « naturels » du globe*. Masson, Paris, 3^e éd., 250 p.
- Dresch, J. & Raynal, R. 1953. Formes glaciaires et périglaciaires dans le Moyen-Atlas. *Comptes rendus sommaires des séances de la Société Géologique de France*, 195–197.
- Dufaure, J.-J. 1976. La terrasse holocène d'Olympie et ses équivalents méditerranéens. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, **433**, 85–94.
- Dufaure, J.-J. et al. 1984. *La mobilité des paysages méditerranéens*. Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, Toulouse, Travaux, **II**, 387 p.
- Dumas, B. 1977. *Le Levant espagnol, la genèse du relief*. Thèse de Doctorat ès-Lettres, Paris, 520 p.
- Dumas, B., Guérémy, P., Lecompte, M., Lhénaff, R. & Raffy, J. 1987. Mouvements de terrain et érosion hydrique dans les Baronnies méridionales : méthode d'étude et premiers résultats. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, **69-72**, 68–93.
- Dumas, B., Cliquot, E., Guérémy, P., Ingouaka, R., Lahousse, P., Lhénaff, R., Marre, A., Raffy, J. & Seve-Maure, E. 1993. The influence of mass-wasting in the Quaternary evolution of slopes (French Southern Alps). In : *Final report, EPOCH Program*, pp. 653–696.
- El Bouch A. 1996. *Les travertins du Saïs de Fès et du Causse d'Imouzzère (Maroc nord central) : paléoenvironnements quaternaires et anthropisation*. Thèse, Université de Provence, 211 p.
- Enjalbert, H. 1966. Les formes du terrain dans la zone tempérée. In : *Géographie générale* (coord. A. Journaux, P. Deffontaines & M.-J. Brunhes-Delamarre), Paris, Gallimard, pp. 365–508.

- Evin, M. 1993. Glaciers rocheux dans le vallon du Chambeyron (Haute Ubaye, Alpes françaises du Sud). In : *Géomorphologie et aménagement de la montagne*, CNRS Caen, pp. 67–73.
- Gabert, P., Marre, A. & Riser J., 1981. Processus d'érosion avec intervention du gel sur des versants témoins en Basse-Provence intérieure. *Méditerranée*, **1**, pp. 13–20.
- Gartet, J. 2001. *Contribution à la connaissance de la dynamique fluviale au Pléistocène supérieur et à l'Holocène dans la vallée de l'Ouerrha (Rif, Maroc)*. Thèse, Université de Provence, Aix-en-Provence.
- George, R.J. 1991. *Interactions between perched and deeper ground water systems in relation to secondary, dryland salinity in the western Australian wheatbelt : processes and management options*. PhD thesis, University of Western Australia, 332 p.
- Guendon, J.-L. & Vaudour, J. 1981. Les tufs holocènes de Saint-Antonin-sur-Bayon (B.-du-R.) : aspects pétrographiques et signification paléogéographique. *Mémoires de l'Association française de Karstologie*, **3**, 89–100.
- Harvey, A.M. 1988. Controls of Alluvial Fan Development : The Alluvial Fans of the Sierra de Carrascoy, Murcia, Spain. *Catena*, Supplement **13**, 123–137.
- Jorda, M. 1976. La région du lac d'Allos (Alpes de Haute Provence), carte géomorphologique à 1/20 000. *Méditerranée*, **3**, pp. 49–62.
- Jorda, M. 1985. La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud — Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Cahiers ligures de préhistoire et de protohistoire*, **2**, 49–70.
- Julian, M. & Anthony, E. 1993. Landslides and climatic variables with specific reference to the Maritime Alps of southeastern France. In : *Final Report, EPOCH Program*, pp. 697–721.
- Lecompte, M., Lhénaff, R. & Marre, A. 1996. Premier bilan de six années de mesures de l'ablation dans les roubines des Baronnies méridionales. *Revue de Géographie Alpine*, **2**, 11–16.
- Le Houérou, H.N. 1987. Vegetation wildfires in the Mediterranean Basin : evolution and trends. *Ecologia Mediterranea*, Marseille, **XIII**, **4**, 13–24.
- Malet, J.-P., Maquaire, O. & Calais, E. 2002. Le GPS en géomorphologie dynamique — Application à la surveillance des mouvements de terrains (Super-Sauze, Alpes du Sud, France). *Géomorphologie*, **2**, pp. 165–180.
- Marre, A. 1998. Rythmes et bilans de l'érosion en domaine méditerranéen. In : *L'érosion entre nature et société* (coord. Y. Veyret), SEDES, Paris, pp. 221–235.
- Martin, J. 1977. *Le Moyen Atlas central — Étude géomorphologique*. Thèse, Univ. Paris 7, 778 p.
- Martin, C. 1988. Les phénomènes d'érosion chimique et mécanique dans le massif des Maures : approche quantitative sur roches métamorphiques. *Études méditerranéennes*, **12**, 117–134.
- Martin, C. 1996. L'érosion hydrique à l'échelle de la parcelle et d'un petit bassin versant après incendie de forêt dans le Massif des Maures. *Étude et Gestion des Sols*, **3**, **3**, 179–192.
- Martin, C., Béguin, E., Levant, M. & Quillard, J. 1995. Soil mechanical erosion after a forest fire in the Rimbaud drainage basin. *Contribution of the CNRS-URA 930 in the DM2E final Report*, pp. 53–67.
- Martin, J. 1977. *Le Moyen Atlas central — Étude géomorphologique*. Thèse de Doctorat ès-Lettres, Paris VII, 778 p.
- Maurer, G. 1968. *Les montagnes du Rif central — Étude géomorphologique*. Rabat, 499 p.
- Meffre, J.-C. & Ballais, J.-L. 1996. Le cadastre B d'Orange et la géoarchéologie du cours inférieur de l'Aigues et du Bois d'Uchaux — Pour une nouvelle localisation d'un fragment du plan antique. In : *Les formes du paysage* (coord. G. Chouquer), Errance, Paris, t. 2, pp. 67–80.
- Morales, C. (ed.) 1979. *Saharan dust, mobilization, transport, deposition*, SCOPE Report **14**, Wiley & Sons, Chichester, 297 p.
- Neboit, R. 1974. *Plateaux et collines de Lucanie orientale et des Pouilles — Étude morphologique*. Thèse de Doctorat ès-Lettres, Paris IV, 715 p.
- Paskoff, R. & Sanlaville, P. 1986. Oscillations climatiques en Tunisie littorale depuis le dernier interglaciaire jusqu'au début de l'Holocène. *Bulletin de l'Association française d'Étude du Quaternaire*, **23**, **1–2**, 78–83.
- Pentecost, A. 1995. The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia minor. *Quaternary Science Reviews*, **14**, 1005–1028.
- Rullan-Perchirou, F. 1985. *Recherches sur l'érosion dans quelques bassins du Constantinois (Algérie)*. Thèse 3^e cycle, Université Paris I, 356 p.
- Sala, M. & Rubio, J.L. (eds) 1994. *Soil Erosion as a consequence of Forest Fires*. Geoforma Ediciones,

- Logroño, 275 p.
- Sorriso-Valvo, M. *et al.*, 1993. Temporal and spatial occurrence of landsliding and correlation with precipitation time series in Montalto Uffugo (Calabria) and Imera (Sicilia) areas. In : *Final Report, EPOCH Program*, pp. 825-869.
- Soutadé, G. 1980. *Modèle et dynamique des versants supra-forestiers des Pyrénées orientales*. Imprimerie coopérative du Sud-Ouest, Albi, 452 p.
- Triat-Laval, H. 1979. *Contribution pollenanalytique à l'histoire Tardi- et Postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône*. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Université d'Aix-Marseille III, 343 p.
- Tricart, J. 1958. La crue de la mi-juin 1957 sur le Guil, l'Ubaye et la Cerveyrette. *Revue de Géographie Alpine*, **XLVI**, **IV**, 565-627.
- Vaudour, J. 1979. *La région de Madrid — Altérations, sols et paléosols*. Ophrys, Gap, 390 p.
- Vaudour, J. 1981. Travertins et croûtes calcaires, rapport de synthèse. In : *Formations carbonatées externes, tufs et travertins*, Actes du colloque de l'Association des Géographes Français, pp. 193-198.
- Vaudour, J. (coord.) 1986. Travertins L.S. et évolution des paysages holocènes dans le domaine méditerranéen. *Méditerranée*, **57**, **1-2**, 190 p.
- Vita-Finzi, C. 1969. *The Mediterranean Valleys — Geological Changes in Historical Times*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Wedman, E.J. 1964. Geohydrology of Sebkra Sedjoui (Tunisia), *International Association of Hydrological Sciences*, **64**, pp. 50-67.
- White, K. 1991. Geomorphological analyses of piedmont landforms in the Tunisian Southern Atlas using ground data and satellite imagery. *Geographical Journal*, **157**, 279-294.
- Williams, M.A.J., De Deckker, P., Adamson, D.A. & Talbot, M.R. 1991. Episodic fluvial, lacustrine and aeolian sedimentation in a late Quaternary desert margin system, central western New South Wales. In : *The Cainozoic in Australia : Reappraisal of evidence* (eds M.A.J. Williams, P. De Deckker & A.P. Kershaw), Geological Society of Australia, Special publication **18**, pp. 258-287.
- Young, J.A. & Evans, R.A. 1986. Erosion and deposition of fine sediments from playas. *Journal of Arid Environments*, **10**, 103-115.