HAL
open science

L'age du modelé de roubines dans les Préalpes du Sud : l'exemple de la région de Digne

Jean-Louis Ballais

To cite this version:

Jean-Louis Ballais. L'age du modelé de roubines dans les Préalpes du Sud : l'exemple de la région de Digne. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 1996, 4, pp.61-68. hal-01566993

HAL Id: hal-01566993

https://amu.hal.science/hal-01566993v1

Submitted on 21 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.

L'âge du modelé de roubines dans les Préalpes du Sud : l'exemple de la région de Digne.

The age of the badlands in the French southern Prealps : the example of the Digne region

Jean-Louis BALLAIS *

Résumé

L'apparition du modelé de roubines est recherchée au moyen du profil des formes engendrées par le ruissellement concentré, postérieurement au Pléistocène supérieur. Les vallons correspondant aux écoulements du Tardiglaciaire et de l'Holocène inférieur ont des profils transversaux en berceau fossilisés par le remblaiement holocène principal. Les profils en V, entaillés dans le substratum, apparaissent tardivement, probablement pendant la période moderne.

Mots clés : roubines, Holocène, période moderne.

Abstract

The appearance of badlands has been studied using the profile of the channels caused by run off. During Late Glacial and Lower Holocene, the transverse profiles of channels have a barrel shape. The V profiles appeared lately, probably during Modern period.

Key words : badlands, Holocene, Modern period.

English abridged version

In the region of Draix, north of Digne (French southern Prealps), the present slopes are characterized by an extreme development of badlands cut in very thick black marls. In the context of the DM2E research program of the European community, we tried to determine the timing of the appearance of the badlands. The interfluves between the small torrential watersheds (from some tens to some hundreds of hectares) correspond to Middle Pleistocene (?) or older glacis, alluvial terraces and debris flows.

In the watersheds, an alluvial terrace exists locally, especially downstream where it merges with the probably Upper Pleistocene terrace of the Bouinenc and the Bléone rivers (Haccard et al., 1989). Below this terrace, a silty grey formation is generally observed. It represents the main Holocene formation. Two-to-ten metre thick it is not bedded, except in the lower reach of the Peyrouret torrent. It has fossilized some Pinus vertical stumps radiocarbon dated 8860 ±70 B.P., 8010 ± 80 B.P. and 7950 ± 160 B.P. This accumulation is considered as the local facies of the Main Holocene Fill (Jorda, 1985). It fills depressions cut into the black marls. These depressions have everywhere gentle slopes. In the Laval watershed, the depression is a paleovalley whose longitudinal slope is 1 % less than the present one. Thus, the badlands did not exist during the Lower Holocene (Preboreal to Atlantic) period. Then the Laval river entrenched its bed with a mean incision rate of about 3 mm/year in its middle course. This rate is in agreement with the mean incision rate of rivers in the plains and middle mountains of western mediterranean watersheds (Ballais, 1995).

Younger formations are very rare, thus suggesting that incision was a general trend. They subsist as very narrow and discontinuous remnants, for example four-to-two metre above the

* Institut de Géographie et CAGEP-URA 903 CNRS, Université de Provence, 29 avenue Robert Schuman, 13621 Aix en Provence Cedex

present Laval talweg. The contact with the substrate is always a barrel shaped valley, very different from the present day V-shaped gullies. These forms and formations are attributed to the historic period because they lie a few metres above the talweg. The only unquestionably historic formation, probably modern in age, is an accumulation behind a three-metre-high drystone wall, on the margin of a small valley. The transversal profile of this valley is U-shaped, e.g. its slopes are already steeper than those of the previous periods.

Thereafter, incision accelerated so that V-shaped gullies appeared and, then, became widespread badlands landscape, up to the present day. This extremely active and rapid phase required the almost entire destruction of vegetation. It coincides with the maximum extent of the cultivated and grazed area during Modern Period and with the Little Glacial Age too.

INTRODUCTION

L'extrême et spectaculaire dissection des grands versants marneux des Préalpes françaises du Sud a déjà fait l'objet de nombreuses et importantes publications dont les plus récentes (Jorda, 1985, 1993; Dumas *et al,* 1987; Chodzko, Lecompte, 1992; Gautier, 1991) fournissent l'essentiel des références. Les paysages de roubines ou de « badlands » ont été et sont encore surtout étudiés du point de vue des processus qui y fonctionnent ou/et à partir des accumulations qui se sont formées à leur pied (Goudie, 1995). Les études récentes s'inscrivent dans une longue et fructueuse tradition marquée, en particulier, par les travaux pionniers de S.A.Schumm (1956), puis ceux de R. Bryan et A. Yair (1982) et de J. de Ploey (1991). Si les grandes phases d'activité des roubines des Préalpes françaises du Sud ne souffrent guère de contestation au cours de l'Holocène, par contre, des divergences d'interprétation apparaissent et persistent concernant les facteurs qui contrôlent ce fonctionnement. Comme pour tous les problèmes de morphogenèse holocène en domaine méditerranéen tout particulièrement, l'accent est mis soit sur un contrôle climatique, soit, au contraire, sur un contrôle anthropique, la position médiane, celle d'une combinaison de facteurs climatiques et de facteurs anthropiques étant aussi représentée. La brève étude présentée ici et réalisée dans le cadre du programme de recherche de la Communauté européenne DM2E tente de préciser le calendrier d'évolution de l'entaille du réseau de torrents secondaires et ravins par l'intermédiaire de l'évolution des profils de ces formes. Il ne s'agit donc pas encore de trancher définitivement entre les différentes hypothèses explicatives, mais d'apporter de nouveaux éléments d'information nécessaires à la progression vers ce choix.

LES FORMES PLÉISTOCÈNES

Les bassins-versants pris en compte sont, en priorité, ceux qui ont été équipés par le CEMAGREF (Meunier, Mathys, 1993) au Nord de Digne (fig. 1). Là, les marnes noires atteignent plusieurs centaines de mètres d'épaisseur en contrebas de corniches et de crêtes calcaires qui s'élèvent à presque 2000 m d'altitude.

Les interfluves, entre les bassins-versants torrentiels de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares, sont constitués par des glacis, des terrasses ou sont taillés dans d'anciennes laves torrentielles, attribués au Pléistocène moyen (?) ou plus ancien (fig. 2). En particulier, dans le bassin-versant du torrent du Laval subsistent de rares échines étroites, plusieurs dizaines de mètres au-dessus du talweg, constituées d'accumulations de gros blocs (qui dépassent souvent plusieurs mètres cubes) dans une

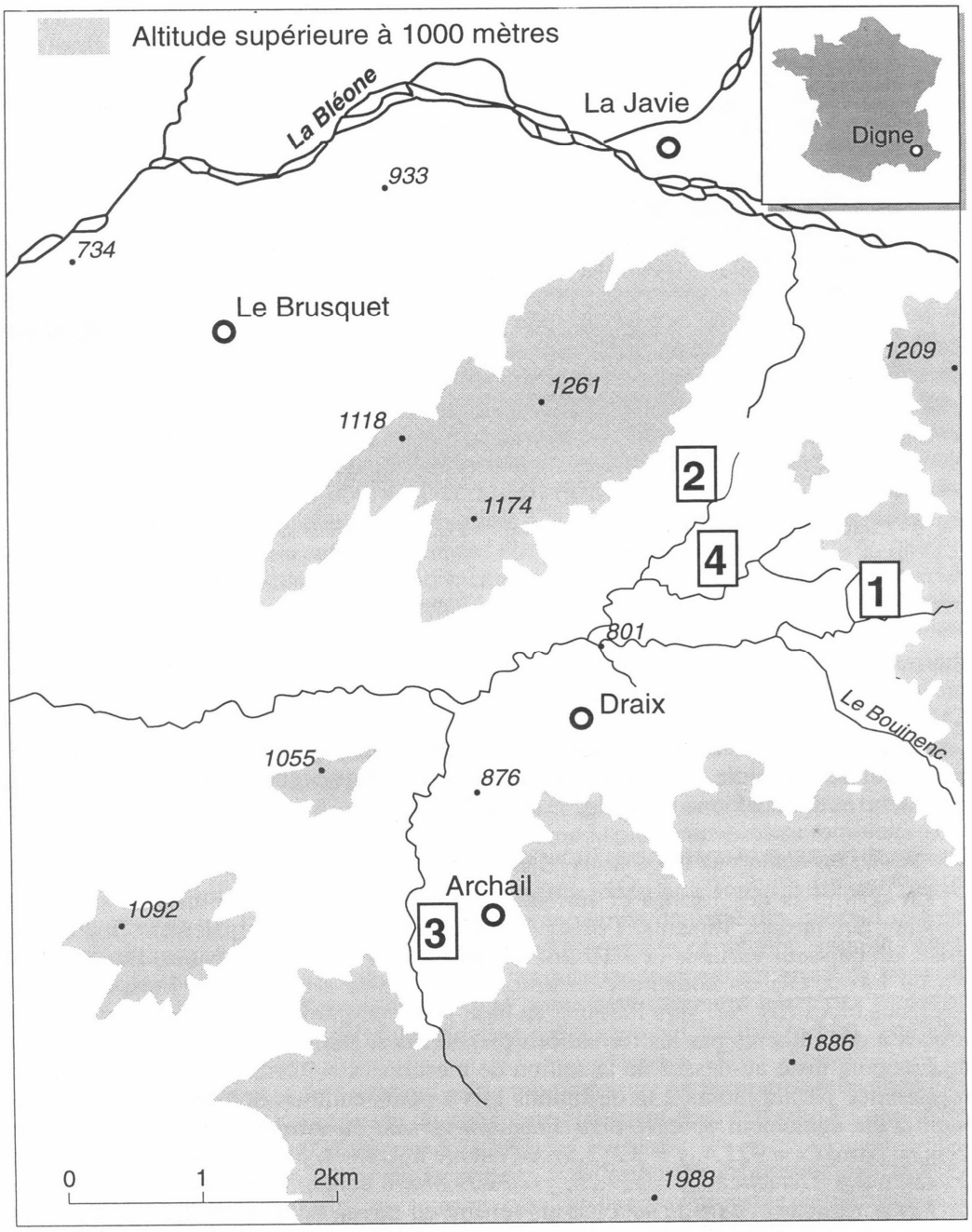

Fig. 1 - **Croquis de localisation**. 1 : bassin-versant du Laval ; 2 : coupes du Peyrouret ; 3 : bassin-versant du Ravin des Chauvets ; 4 : coupe du Francon.

*Fig. 1 - **Location of the study area**. 1 : Laval watershed ; 2 : Peyrouret sections ; 3 : ravin des Chauchets watershed ; 4 : Francon section.*

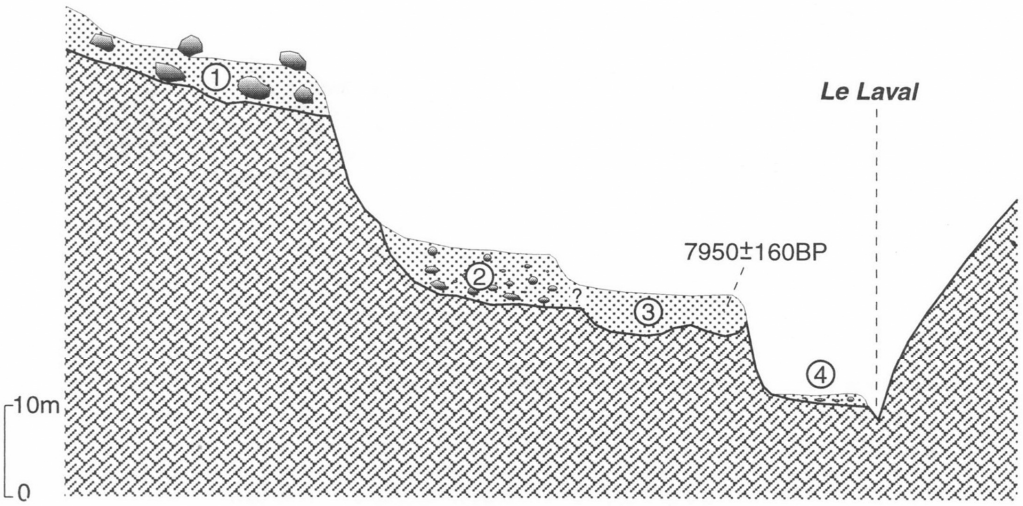

Fig. 2 - **Coupe synthétique de la vallée du Laval.** 1: glacis ou terrasse du Pléistocène moyen (?); 2 : terrasse du Pléistocène supérieur; 3 : remblaiement holocène principal; 4 : terrasse historique.

*Fig. 2 - **Synthetic section of the Laval valley**. 1 : Middle (?) Pleistocene glacis or terrace; 2 : Upper Pleistocene terrace; 3 : Main Holocene fill; 4 : Historical terrace.*

matrice claire (coordonnées Lambert : x = 922,4, y = 3213,1). Les glacis d'ablation se raccordent, à l'amont, à des versants réglés, au pied des sommets de Couard et Cucuyon.

A l'intérieur des bassins-versants s'individualise parfois, et surtout à l'aval, une terrasse qui se raccorde à la terrasse attribuée au Pléistocène supérieur le long du Bouinenc et de la Bléone (Haccard *et al.*, 1989).

LA PHASE DE REMBLAIEMENT DE L'HOLOCÈNE INFÉRIEUR

En contrebas des formes et formations précédentes, et constituant la formation majeure des bassins versants, s'observe une accumulation principalement limoneuse, grise, d'épaisseur variable (2 à 10 m), remaniant les marnes du substrat. Dans le bassin du Laval, elle est constituée de limons et d'argiles gris pâle non lités, contenant quelques blocs (fig. 2). Vers l'amont, sa base peut comprendre de très gros blocs analogues à ceux libérés par les formations pléistocènes. Dans le bassin-versant du ravin de Francon, juste au-dessus de la station de mesures (x = 921,8, y = 3213,1), elle est représentée par au moins 2 m de limons gris à petits cailloux non lités. Ce remblaiement a été également observé dans le bassin-versant du torrent du Peyrouret, un peu plus au Nord (x = 921,4, y = 3213,5), ou encore à Archail, plus au sud, en rive gauche du ravin des Chauchets (x = 919,25, y = 3209,85). Il contient fréquemment des troncs de *Pinus* verticaux; dans le seul bassin-versant du Laval, nous en avons repéré six, en position de vie apparente. Trois d'entre eux ont été datés au ^{14}C : 8860 ±70 B.P. (date calibrée : Cal BC 8036,7696 cf Gif-9917, 8010 ± 80 B.P. (date calibrée : Cal BC 7232,6608 cf Gif-9918) et 7950 ± 160 B.P. (L.G.Q. 996).

Cette accumulation constitue donc le faciès local du remblaiement holocène principal (Jorda, 1985). Elle remplit des dépressions creusées dans les marnes noires, probablement pendant la transition Pléniglaciaire - Holocène car leur base est à une altitude inférieure à celle de la terrasse du Pléistocène supérieur. Leurs versants sont, partout, en pentes plus douces que les pentes actuelles, mais ces dépressions ont une forme irrégulière. C'est ainsi que, en bordure du Peyrouret, le long du chemin forestier, le substratum remonte d'abord vers le Nord, presque jusqu'à affleurer, puis plonge à nouveau brusquement avant de remonter lentement à nouveau vers le Nord jusqu'à atteindre la surface topographique. Dans le bassin-versant du Laval, les nombreuses coupes montrent que le remblaiement s'est effectué dans un très large vallon en berceau, ancêtre du Laval, plus large, moins profond, aux pentes transversales plus douces que les actuelles. Ces lambeaux, nombreux, sont au niveau du lit mineur actuel à l'amont alors que, à l'aval, ils le dominent d'environ 12 m ; au total, la pente du vallon remblayé est donc inférieure d'environ 10 ‰ à celle du torrent actuel. Le remblaiement holocène principal est donc dû à des phénomènes de colluvionnement, sous forêt claire de *Pinus*, ainsi que le prouve l'absence généralisée de litage des argiles, des limons, des quelques cailloux et des rares blocs le composant. Il s'est prolongé pendant une longue période (au moins 1 000 ans) et à des vitesses importantes (de l'ordre de 10 mm/an au maximum) nettement supérieures à la moyenne des vitesses d'accumulation de la terrasse holocène préhistorique des plaines et moyennes montagnes du bassin méditerranéen occidental (Ballais, 1995). Donc, ni au moment de l'entaille antérieure à l'Holocène inférieur (c'est à dire, probablement, pendant l'Interstade tardiglaciaire), ni pendant l'accumulation du remblaiement holocène principal, des formes de roubines sont reconnaissables.

LES FORMES ET FORMATIONS HISTORIQUES

Alors que le remblaiement holocène principal est très souvent préservé et représente des tonnages considérables, les formations plus récentes sont très discrètes. A l'évidence, depuis plusieurs millénaires, la tendance générale des cours d'eau est à l'incision. Si on tient compte du fait que le tronc d'arbre le plus haut dans ce remblaiement (bassin-versant du Laval), daté de 7 950±160 B.P., est à 20 m au-dessus du lit mineur actuel, cela signifie que la vitesse d'entaille moyenne, depuis le Boréal, a été supérieure ou égale à 3 mm/an. Cette vitesse reste dans la moyenne de celle des cours d'eau de plaine ou de moyennes montagnes du bassin méditerranéen occidental entaillés dans des lithologies comparables (Ballais, 1995). Il serait extrêmement suggestif de pouvoir la comparer à la vitesse d'entaille du Laval, mais cette dernière n'est pas mesurée actuellement, à la différence de la dégradation spécifique qui atteint environ 5 mm/an (Meunier, Mathys, 1993).

C'est le bassin-versant du Laval qui est le moins pauvre en formations récentes. On y observe, de haut en bas, au niveau du deuxième confluent de rive droite à l'amont de la station de mesures (x = 922,25, y = 3 212,87) :

- à environ 4 m au-dessus du lit mineur, une formation de pente, épaisse d'un mètre au minimum, grise, fine, en contrebas d'un lambeau probable de remblaiement holocène principal ; en pente vers le talweg, elle ravine le substratum marneux ;
- à environ 2 m au-dessus du lit mineur, à la faveur du confluent, un cône couvert de *Pinus*, constitué de blocs volumineux dans une matrice grise, fine et abondante.

Juste un peu à l'aval du premier confluent de rive droite (x = 922,10, y = 3 212,87), subsiste une formation constituée de cailloux et de blocs arrondis, dont certains relèvent vers l'aval, ce qui montre une mise en place par la dynamique fluviale, et qui ravinent le substratum marneux, 4 m au-dessus du lit mineur. Le contact avec le substrat est en forme de vallon en berceau peu marqué, de profil transversal très différent de celui des ravines actuelles et, en particulier, de celui qui le réentaille en V aigu. Au niveau même de la station de mesures, toujours en rive droite, des blocs et cailloux lités colmatent un vallon en berceau, entaillé de 2 m dans le substrat et légèrement suspendu au-dessus du lit mineur.

Dans les autres bassins-versants, les formes récentes sont absentes (torrent du Peyrouret) ou rares, à l'exception de ces formes difficilement classables, intermédiaires entre le lit majeur et une terrasse vraie et qui pourraient constituer la preuve d'une vigoureuse tendance à l'entaille. Ces formes évoquent, mais à une échelle très différente, celles élaborées par des « megafloods », reconnues en particulier en Australie aride (Pickup, 1991), qui ont été fonctionnelles lors de grandes crues d'âge historique, mais dont on ne connaît pas de remaniement lors des plus grandes crues du XXe siècle.

Ces formes et formations sont attribuées à la période historique car elles sont à peine au-dessus des lits mineurs qui se creusent très vite ; la seule forme incontestablement d'âge historique, d'époque moderne même, entaille le cône fossile d'un affluent de rive gauche du Peyrouret. Là, un vallon a été aménagé ; sur son bord nord, un fossé a été creusé et bordé d'un talus de terre pour limiter les inondations du vallon. De plus, à l'aval, un mur de pierres sèches, haut de près de 3 m, le fermait, bloquant ainsi à l'amont les colluvionnements. Il s'agit d'un type d'aménagement tout à fait fréquent en Provence aux époques modernes et contemporaines. Ici, il permet de montrer que, au moment où le mur a été construit, les versants du vallon étaient plus en U qu'en berceau, c'est à dire qu'ils commençaient déjà à avoir des pentes plus fortes qu'auparavant.

CONCLUSIONS

S'appuyant sur un recensement bibliographique mondial, le regretté Jan de Ploey (1991) avait avancé l'idée, peu de temps avant sa mort, que les badlands constituaient des formes anciennes en dépit de leur fraîcheur apparente. En particulier, l'âge des badlands de la zone méditerranéenne aurait été souvent sous-estimé, affirmation qui rejoint celle de Wise *et al* (1982) qui estiment que l'âge minimum des badlands espagnols se mesure en milliers d'années. L'exemple étudié au nord de Digne pourrait peut-être, en partie, permettre de dépasser cette contradiction. En effet, il apparaît incontestable que, dans un substratum marneux, dès le début de l'Holocène, une ablation intense affecte les versants encore mal protégés par la remontée forestière. A ce moment, s'individualisent alors des organismes drainant un bassin-versant d'environ une centaine d'hectares, comme le Laval, ainsi que le montre la répartition des témoins de la terrasse attribuée au Pléistocène supérieur. Mais ces organismes n'ont, en fait, rien d'un torrent ou d'une roubine. C'est beaucoup plus tard que l'entaille s'accélère, provoquant d'abord l'apparition puis la généralisation de vallons en V, enfin celle du paysage de roubines actuel. Faute de formes ou de formations datables, en particulier par l'archéologie dans ces finages très éloignés des villes et des voies de communication importantes, il n'est pas possible, au cours de la période historique, de mettre en évidence l'apparition progressive de plusieurs générations de ravines comme sur la montagne Sainte Victoire en Basse Provence (Ballais,

Crambes, 1992). Quoi qu'il en soit, cette phase extrêmement active et rapide suppose la destruction à peu près totale de la végétation, au moins saisonnièrement. En effet, le développement spatial extraordinaire des ravinements suppose que le sol ne soit plus maintenu par un dense réseau racinaire. Il coïncide avec la période moderne du maximum d'extension des finages (Féliu Badalo, 1983) et des surfaces surpâturées, mais aussi avec le Petit Age Glaciaire marqué par une péjoration des températures qui a pu fragiliser les espèces végétales les plus thermophiles.

Références

Ballais J. L. (1995) – Alluvial Holocene terraces in eastern Maghreb : climate and anthropogenic controls, in Lewin J., Macklin M.G., Woodward J.C., Eds *Mediterranean Quaternary River Environments*, A.A. Balkema, Rotterdam, 183-194.

Ballais J. L. Crambes A. (1992) – Morphogénèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la Montagne Sainte-Victoire, *Méditerranée,* 1/2, 29-41.

Bryan R., Yair A. Ed. **(1982)** – *Badland geomorphology and piping*, Norwich, Geo-Books.

Chodzko J., Lecompte M. (1992) – Ravinement dans les Baronnies, *Laboratoire de Géographie Physique*, Université de Paris 7, 20, 111 p.

De Ploey J. (1991) – Bassins-versants ravinés : analyse et prévisions selon le modèle Es. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 27, 69-76.

Dumas B., Guérémy P., Lecompte M., Lhénaff R., Raffy J. (1987) – Mouvements de terrain et érosion hydrique dans les Baronnies méridionales : méthodes d'étude et premiers résultats. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, 69-72, 68-93

Féliu Badalo S. (1983) – *Le foncier agricole et rural en Moyenne et Haute Bléone.* Mémoire de maîtrise, Université d'Aix-Marseille II, 230 p.

Gautier E. (1991) – *Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviale dans le bassin du Buëch (Alpes du Sud).* Thèse, Paris X, 439 p.

Goudie A. (1995) – *The Changing Earth. Rates of Geomorphological Processes.* Blackwell, Oxford, 302 p.

Haccard J., Beaudoin B., Gigot P., Jorda M. (1989) – *Carte géologique de La Javie au 1/50000 et notice.* BRGM, Orléans.

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,* N.S., 2, 49-70.

Jorda M. (1993) – Histoire des paléoenvironnements tardi – et postglaciaires sud-alpins de moyenne altitude. Essai de reconstitution cinématique. In *Géomorphologie et Aménagement de la Montagne,* CNRS, Caen, 99-111.

Meunier M., Mathys N. (1993) – *Panorama synthétique des mesures d'érosion effectuées sur trois bassins du site expérimental de Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France)* CEMAGRE-ONF, Grenoble, 10 p.

Pickup G. (1991) – Event Frequency and Landscape Stability on the Floodplain Systems of Arid Central Australia. *Quaternary Science Reviews,* 10, 5, 463-473.

Schumm S. A. (1956) – The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes. *American Journal of Sciences*, 254, 693-706.

Wise S. M., Thornes J. B., Giman A. (1982) – How old are the badlands? A case from south-east Spain. In Bryan R., Yair A. Eds *Badland geomorphology and piping*, Geo-Books, 259-278.

Manuscrit reçu le 13 novembre 1995, accepté le 29 juillet 1996