

INSTABILITE DES VERSANTS DANS LA REGION AU NORD DE LISBONNE

ESSAI DE CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE (1)

ANTÓNIO DE BRUM FERREIRA
JOSÉ LUÍS ZÉZERE
MARIA LUÍSA RODRIGUES

1 — LES CONDITIONS STRUCTURALES

La région au Nord de Lisbonne (fig. 1) se trouve au contact de la bordure mésozoïque occidentale et du bassin tertiaire du Bas Tage. Les roches qui la constituent, sédimentaires et volcaniques, sont d'âge jurassique à miocène supérieur. La disposition d'ensemble est un grand monoclinal plongeant vers le Sud-Est, c'est à dire vers l'estuaire du Tage. Cette structure est, toutefois, compliquée par des déformations anticlinales (Arruda dos Vinhos, Caneças) et synclinales (Loures) qui semblent liées à la compression bétique du Miocène supérieur (A. RIBEIRO, in A. RIBEIRO *et al.*, 1979). Le substratum est aussi affecté par des failles, surtout NW-SE, qui ont des effets soit directs (tectonique récente) soit indirects sur la morphologie (contacts anormaux de roches de nature et comportement différents, variations locales de pendages, zones broyées guidant le réseau hydrographique).

Les roches les plus anciennes de la région étudiée se trouvent au Nord, dans le bassin de Arruda: ce sont les

(1) Do texto que segue foi apresentado um resumo na reunião do Grupo de Trabalho de Investigação e Cartografia Geomorfológica da União Geográfica Internacional, realizada em Barcelona e Lérida, em Agosto de 1986, por ocasião da Conferência Regional sobre os Países Mediterrâneos.

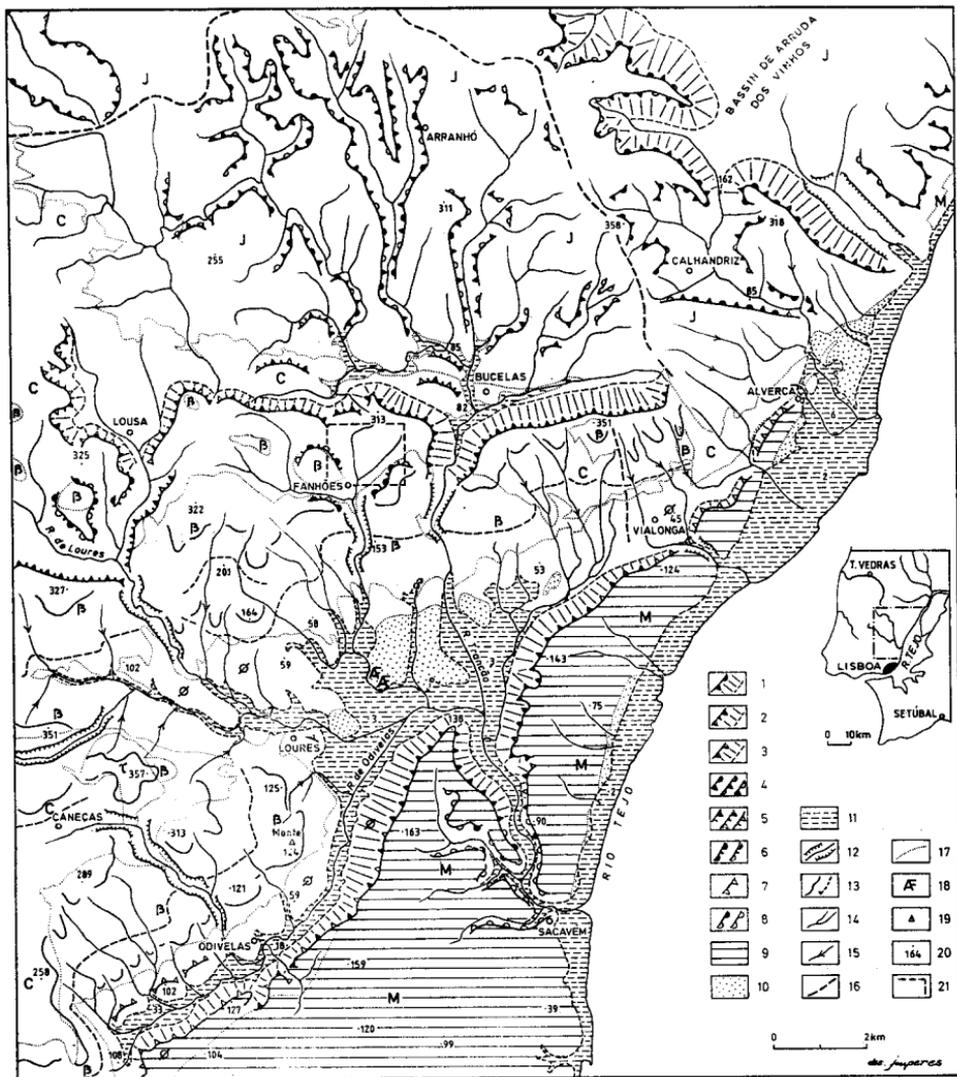


Fig. 1 — Esquisse morpho-structurale de la région au Nord de Lisbonne. 1 — Front de cuesta dans le Jurassique; 2 — front de cuesta dans le Crétacé; 3 — front de cuesta dans le Tertiaire; 4 — versant à corniche dans le Jurassique (commandement supérieur à 100 m, de 50 à 100 m et inférieur à 50 m); 5 — rebord de relief monoclinale dans le Crétacé (mêmes limites); 6 — versant à corniche dans le Crétacé (basaltes inclus; commandement supérieur à 100 m et de 50 à 100 m); 7 — rebord de relief monoclinale dans le Tertiaire (inférieur à 50 m); 8 — versant à corniche, dans le Tertiaire (50 à 100 m et inf. à 50 m); 9 — revers de la cuesta Odivelas-Vialonga; 10 — terrasse du bassin de Loures; 11 — plaine inondable; 12 — gorge; 13 — haut et bas de versant (limite amont des niveaux de 100-150 m); 14 — cours d'eau; 15 — ruisseau ou ravin encaissé; 16 — limite du bassin-versant du Trancão; 17 — limite géologique; 18 — gisement de mammifères fossiles; 19 — dépôt de Casal do Monte; 20 — point coté, en mètres; 21 — limite de la fig. 8. J — Jurassique; C — Crétacé; B — Basaltes; T — Trachytes; Ø — Paléogène détritique; M — Miocène.

«Camadas de Abadia», un complexe de marnes et d'argiles kimméridgiennes, qui atteignent 800 m d'épaisseur. Ces roches tendres sont surmontées par des calcaires durs, à faciès récifal, les «calcaires de Amaral». Ces calcaires donnent les corniches qui dominent la large dépression de Arruda, taillée dans les marnes et les argiles. En remontant l'échelle stratigraphique et en allant vers le sud, on trouve ensuite les marnes, les calcaires et les grès du Kimméridgien supérieur et du Portlandien, lesquels forment des revers de reliefs monoclinaux, entaillés par des vallées plus ou moins profondes, qui présentent souvent des versants à corniche (fig. 1).

Au sud de cet ensemble jurassique apparaît le Crétacé, surtout détritique à la base, marneux et calcaire au Cénomaniens. Le Crétacé supérieur sédimentaire n'est pas représenté dans la région. Sur le Cénomaniens repose un complexe volcanique, constitué par une alternance de coulées basaltiques et de scories, qui atteint 400 m d'épaisseur. Les calcaires du Cénomaniens forment les corniches de *cuestas* (Bucelas-Lousa) dont les revers sont constitués par ces calcaires et par le complexe volcanique (fig. 1). Le Crétacé affleure aussi plus au Sud, dans la région de Canéças, dans les flancs d'un anticlinal tronqué, au centre duquel émerge une masse trachytique.

Sur le complexe volcanique, s'est déposé un ensemble détritique continental, d'âge paléogène, le «Complexe de Benfica» (Ø, fig. 1), représenté surtout dans le bassin de Loures et la vallée de Odivelas. Il s'agit d'argiles et de marnes rouges, avec des assises conglomératiques, calcaires et gréseuses, plus fréquentes en bas et en haut de la série. L'épaisseur totale peut atteindre 400 m. Sur cet ensemble, viennent les terrains miocènes (M, fig. 1), où alternent, sur une épaisseur de 300 m, des sables peu consolidés, des calcaires, des argiles et des grès, représentant six cycles sédimentaires (chaque cycle correspondant à une transgression marine suivie d'une régression) depuis le Chattien supérieur probable jusqu'au Tortonien (M. T. ANTUNES, in A. RIBEIRO *et al.*, 1979). Les couches sont inclinées vers l'estuaire du Tage et constituent le revers d'une *cuesta* (Odivelas-Vialonga), dont la corniche est taillée dans les conglomérats et les calcaires du sommet du Complexe de Benfica et de la base du Miocène. La dépression

orthoclinale se développe dans les argiles et les marnes du Complexe de Benfica et atteint une grande ampleur dans le bassin de Loures (fig. 1).

II — L'HERITAGE GEOMORPHOLOGIQUE

La structure monoclinale, où alternent des roches résistantes (calcaires, basaltes, conglomérats) et des roches tendres (marnes, argiles, grès peu consolidés), a donc permis le développement de reliefs monoclinaux qui dominent d'assez larges bassins (Arruda, Loures). Il faut ajouter une tendance au soulèvement, dénoncée par l'encaissement des vallées et l'étagement des niveaux d'érosion. D'ailleurs, la région au Nord de Lisbonne n'a plus été le siège de sédimentation importante après le Tortonien. Cela signifie que, depuis huit millions d'années au moins, cette région est plutôt soumise à une déformation tectonique positive. En l'absence de dépôts corrélatifs, il est bien difficile d'assigner des jalons à l'évolution géomorphologique. Le dépôt de Casal do Monte (convention 19, fig. 1), qui a fourni une abondante industrie paléolithique, pourrait représenter un petit lambeau, remanié, corrélatif des niveaux de 100-150 m d'altitude, à partir desquels la dépression orthoclinale de Odivelas et le bassin de Loures se sont développés. Ces niveaux, qui recoupent les corniches et le revers de la cuesta de Odivelas-Vialonga, sont clairement emboîtés dans les reliefs basaltiques; il est même possible de tracer, avec une certaine rigueur, leur limite occidentale (convention 13, fig. 1). Bien plus bas, la terrasse de Santo Antão do Tojal a fourni des restes de *Elephas antiquus* et de *Equus caballus* (convention 18, fig. 1) ainsi que des industries moustériennes; cette terrasse daterait, d'après H. BREUIL et G. ZBYSZEWSKI (1942/1945), du dernier interglaciaire ⁽²⁾. A ce moment-là, la dépression de Loures avait déjà une configuration semblable à celle qu'elle présente aujourd'hui. Après l'entaille würmienne, s'est produit le remblaiement d'alluvions fines qui constitue la plus grande partie du fond du bassin actuel.

(2) Toutefois cette terrasse débute par une sédimentation très grossière qui pourrait être contemporaine de l'avant-dernière glaciation (recherches en cours de J. L. ZÉZERE).

Au total, la région au Nord de Lisbonne présente un relief assez mouvementé, où les plus grands versants, à forte pente, sont soit des versants de vallées généralement cataclinales, soit des fronts de reliefs monoclinaux. Ces versants présentent souvent un profil régulier, probablement façonné pendant la dernière période froide. On trouve dans la région au Nord de Lisbonne des groizes qui dénoncent un important refroidissement du climat (S. DAVEAU, 1973; A. B. FERREIRA, 1985). Cependant, les dépôts de versant les plus communs sont des formations atypiques, d'origine parfois cryoclastique, certes, mais de structure grossière; ce sont des dépôts de solifluxion, au sens général du terme. Cette solifluxion, commune dans les régions marneuses, est très générale sur les terrains volcaniques. Certaines coupes suggèrent l'existence de deux phases de solifluxion: l'une serait représentée par un dépôt très grossier, à cryoclastes et matrice fine peu abondante, probablement corrélatif de la dernière période froide; l'autre, à cailloux atypiques et matrice fine très abondante, pourrait être très récente et corrélatrice d'une destruction anthropique de la végétation. Au total, ces dépôts peuvent atteindre quelques mètres d'épaisseur, surtout au bas des versants régularisés et au fond des vallons, aujourd'hui non fonctionnels, probablement hérités de la dernière période froide.

III — LES CONDITIONS CLIMATIQUES ET HYDROLOGIQUES

Dans la région au Nord de Lisbonne, les pluies tombent surtout de novembre à mars (70 % du total annuel) et la sécheresse estivale est la règle. Toutefois, le régime moyen cache une grande irrégularité qui constitue d'ailleurs une des caractéristiques essentielles du climat du Portugal.

Du point de vue des effets géomorphologiques, il faut surtout tenir compte de deux situations bien différentes. Ce sont, tout d'abord, des pluies très intenses, tombant le plus souvent en automne, en rapport avec des dépressions convectives (D. B. FERREIRA, 1985). En novembre 1967, un épisode de ce genre a eu des conséquences catastrophiques dans la région de Lisbonne (I. AMARAL, 1968). De 19 h à minuit du 25 novembre 1967, il est tombé 129 mm à Monte Estoril et 111 mm à S. Julião do Tojal (bassin de Loures),

c'est à dire une fois et demie la médiane du total mensuel. L'intensité horaire a atteint 30 mm à S. Julião do Tojal et 60 mm à Monte Estoril. Des hauteurs de pluie semblables, parfois supérieures, ont été enregistrées, dans la même région, du 18 au 19 novembre 1983 (tableau I). Pour les durées de deux, six et douze heures, la précipitation tombée dans la région de Lisbonne en 1983 correspond à des périodes de retour de 70 à plus de 100 ans (S. F. GODINHO, 1984), en tenant compte, bien entendu, des pluies exceptionnelles de novembre

TABLEAU I

Intensité maximum (mm) des pluies enregistrées dans la région au Nord de Lisbonne, du 18 au 19 novembre 1983, pour des durées d'une, deux, six et douze heures (d'après S. F. GODINHO, 1984)

| | 1 h | 2 h | 6 h | 12 h |
|--------------------|-----|-----|-----|------|
| Lisbonne/Portela | 34 | 61 | 102 | 124 |
| S. Julião do Tojal | 29 | 48 | 120 | 161 |
| Lousa | 39 | 60 | 137 | 185 |
| Arranhó | 40 | 55 | 87 | 174 |

1967. Lisbonne/Portela a enregistré 14 mm en 5 minutes, 17 mm en 10 mn, 18,5 mm en 15 mn et 24 mm en 30 mn. Dans ces conditions, les chenaux des petites rivières ne sont pas capables de drainer les eaux et les inondations peuvent être brutales, surtout si les conditions naturelles sont aggravées par l'intervention humaine, ce qui est le cas dans la région de Lisbonne.

L'autre situation arrive le plus souvent en plein hiver. Il s'agit de pluies très abondantes, persistant pendant quelques jours ou quelques semaines, succédant à une longue période bien arrosée. Dans ce cas, et à condition qu'il ne tombe pas de fortes pluies instantanées, il n'y a pas de crues dangereuses dans les petits cours d'eau mais il y a, par contre, inondation de la plaine alluviale du Tage et de grands glissements de terrain peuvent se produire. C'est ce qui est arrivé en février 1979, comme on le verra plus loin.

IV — L'INSTABILITE ACTUELLE DES VERSANTS: CAUSES ET PROCESSUS

L'évolution actuelle des versants dans la région au Nord de Lisbonne se traduit surtout par des glissements de terrain, des éboulements et des ravinements. On peut résumer comme suit les causes de cette instabilité.

Causes climatiques — Il s'agit surtout de l'irrégularité et de l'abondance des pluies. Des pluies très intenses, tombant pendant quelques minutes ou en quelques heures, peuvent se traduire par des crues rapides sur les cours d'eau secondaires, qui provoquent le sapement des berges et, par suite, une multitude de petits glissements et éboulements de terre. Il y a aussi lavage superficiel des sols asséchés ou dénudés et ravinement des marnes, des grès et des dépôts de pente. Le niveau des eaux peut monter de quelques mètres en quelques heures dans le lit des petites rivières encaissées et transporter une charge importante, en mobilisant de gros blocs. Des terrasses de crue sont ainsi formées, détruites, réaménagées. Cette situation a été observée en novembre 1983 sur la rivière du Trancão et ses affluents, en amont du bassin de Loures. L'autre situation, celle des longues séquences pluvieuses, est moins active du point de vue géomorphologique, mais de grands glissements de terrain peuvent se produire ainsi qu'une érosion superficielle du sol par ruissellement diffus. En ce qui concerne les grands glissements, on verra les exemples de Calhandriz et de Fanhões, produits en février 1979.

Causes structurales — Il s'agit avant tout de l'alternance de roches de perméabilité et plasticité très différentes. Les calcaires et les basaltes permettent la rétention de l'eau, qui sera ensuite lentement absorbée par les argiles et les marnes: celles-ci peuvent ainsi devenir plastiques et servir de surface de glissement aux calcaires et aux basaltes. Il faut toutefois remarquer que les phénomènes de solifluxion pure n'existent pas ou sont rares aujourd'hui, certainement parce que l'alimentation en eau n'est pas suffisamment prolongée. L'alternance de calcaires et basaltes, d'une part, d'argiles et marnes, de l'autre, est aussi à l'origine de phénomènes d'éboulement.

Causes géomorphologiques — Un rôle fondamental est joué par les dépôts de versant dans l'évolution géomorphologique. La plupart des glissements et des ravinements se produisent en réalité sur ces colluvions. Un autre aspect important est la grande variabilité des pentes, permettant, dans certains cas, les éboulements et l'écoulement rapide avec ravinements (pentes fortes), dans d'autres cas, l'accumulation de l'eau nécessaire aux glissements (pentes moyennes à faibles). Rappelons enfin la grande densité du réseau de petites vallées, toujours le siège d'une érosion active, qui convergent vers le bassin de Loures, et l'existence d'un seul exutoire, la gorge du Trancão, en amont de Sacavém (fig. 1). Ce fait a pour conséquence les inondations périodiques du bassin de Loures et les difficultés de drainage des vallées qui convergent vers cette dépression.

Causes anthropiques — Le premier aspect à considérer est l'état de forte dégradation du couvert végétal, récemment aggravé par les incendies. C'est une des causes fondamentales de l'activité géomorphologique actuelle. Il faut y ajouter les entailles artificielles dans les talus en équilibre instable; l'occupation des lits majeurs des cours d'eau, créant des obstacles à l'écoulement et augmentant ainsi la fréquence et l'impétuosité des crues; finalement, l'édification d'importantes agglomérations de banlieue n'a pas été accompagnée par l'installation d'un réseau d'égouts suffisant (I. DO AMARAL, 1968).

V — LA CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE DETAILLEE ET L'ÉVALUATION DES RISQUES NATURELS

La brutalité des crues de novembre 1967 ne semble pas avoir beaucoup impressionné ni les autorités ni les habitants, puisque la croissance urbaine, anarchique et souvent clandestine, continue, en répétant et même en aggravant les erreurs du passé. Certes, les crues de novembre 1983 n'ont fait qu'une dizaine de morts, grâce à une intervention plus efficace des pompiers et au «souvenir» de la tragédie de 1967, qui a maintenu en alerte habitants et responsables. Mais, il n'est pas sûr que l'épisode de 1983 ait eu la même gravité que celui de 1967, au point de vue climatologique et hydrologique. S. F. GODINHO (1984) note par exemple que, pour les inter-

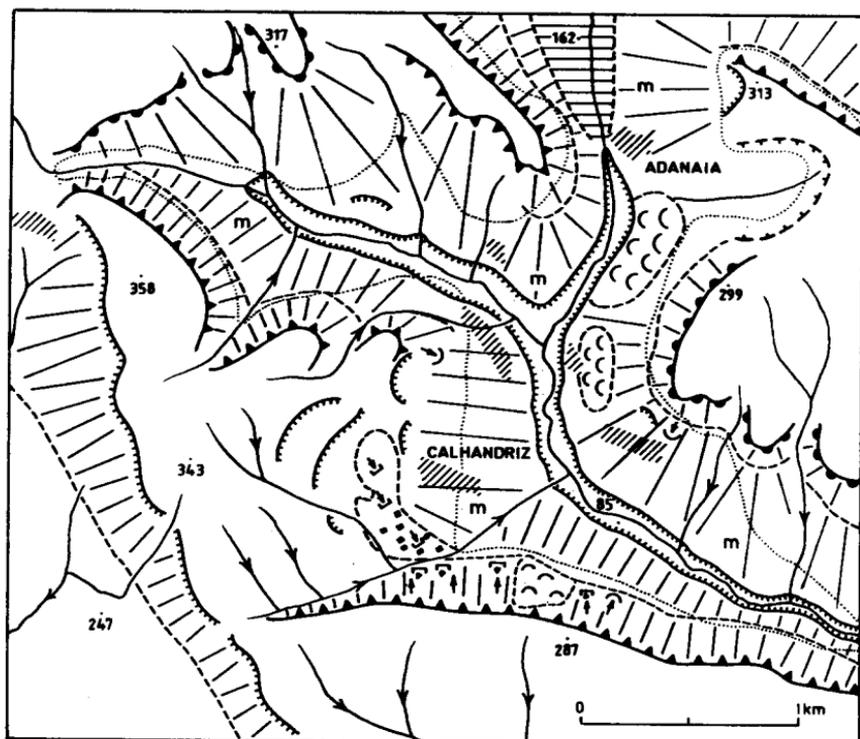
valles de temps inférieurs à six heures et les aires de moins de 500 km², les pluies ont été plus intenses en 1967 qu'en 1983. Il semble que des mesures vont être enfin prises, tout au moins en ce qui concerne le nettoyage du lit des petites rivières.

Il nous est apparu qu'il était important d'étudier la dynamique actuelle des versants, dans une région qui subit directement les effets de la croissance de Lisbonne. L'un de nous (A. B. FERREIRA) a tenu cette région «sous surveillance» depuis 1978, ne manquant pas de visiter les lieux après chaque évènement important. Mais il s'est rendu compte que, pour mieux comprendre les faits, il fallait procéder à un levé géomorphologique à grande échelle (1:2000 à 1:5000) des régions les plus sensibles (tâche qui revient maintenant surtout à J. L. ZÉZERE). De ce travail et de l'expérience entre-temps acquise, on va donner quelques exemples suivis de quelques réflexions.

1. *Les glissements de Calhandriz et Fanhões*

L'année climatologique de 1978-1979 fut très pluvieuse. Les pluies fortes, persistantes et généralisées ont été particulièrement importantes dans les premiers quinze jours du mois de février. En conséquence, le bas Tage a connu des crues dont la période de retour a pu être calculée à plus de deux cents ans (A. S. SOBRINHO, 1980), avec inondation habituelle de la plaine alluviale (les Lezírias do Ribatejo). Sur les versants, les conséquences ne furent pas si spectaculaires, mais les dégâts n'en ont pas été parfois moins importants. C'est ce qui est arrivé à Calhandriz (fig. 2), où un grand glissement de terrain a détruit une dizaine de maisons, dont quelques-unes de bonne allure, qui venaient juste d'être construites. A Adanaia aussi, près de Calhandriz, plusieurs maisons ont été endommagées.

On a synthétisé, dans un travail antérieur (A. B. FERREIRA, 1984), les causes du glissement de Calhandriz. Ce glissement s'est produit «par la convergence de plusieurs facteurs, à savoir: 1) des conditions topographiques favorables à la concentration des eaux pluviales, le site de démarrage du glissement ressemblant à un large vallon de pente comprise entre 5 et 10°; 2) des conditions structurales favorables à la rétention de



des figures

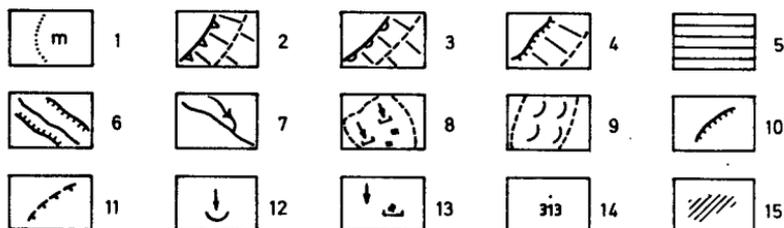


Fig. 2 — Cadre morpo-structural et glissements de Calhandriz et Adanaia. 1 — Marnes de Abadia (marnes, argiles et grès intercalés); 2 — front de relief monoclinale; 3 — autre versant à corniche; 4 — abrupt tectonique probable; 5 — ancien fond de vallée; 6 — gorge; 7 — cours d'eau (la flèche indique un ravin ou un ruisseau encaissé); 8 — glissement de Calhandriz (avec indication des maisons détruites); 9 — anciens glissements, remobilisés en février 1979; 10 — cicatrice probable d'ancien glissement; 11 — bassin de réception, probablement dérivé d'anciens glissements; 12 — glissement localisé; 13 — éboulements et glissements de blocs; 14 — point coté, en mètres; 15 — village.

l'eau: existence de dépôts de pente (résultat d'anciens glissements et solifluxions) et de calcaires reposant sur la couche imperméable (argileuse ou marneuse) qui a servi de surface de glissement; 3) existence d'anciens glissements qui ont diminué la résistance des matériaux au cisaillement et favorisé la rétention de l'eau; 4) pendage des couches dans le sens de la pente du versant; 5) existence en aval d'une rupture de pente et d'un ruisseau actif pendant les grandes pluies; 6) une séquence de trois années très humides, dont les pluies ont dû rétablir les nappes phréatiques, après une période de relative sécheresse qui durait depuis six ans; si l'on considère seulement la saison froide de 1978-1979 (fig. 3), les pluies cumulées depuis septembre avaient atteint 700 mm au moment du glissement, c'est à dire une valeur supérieure au neuvième décile à Lisbonne/I. G. (observations de 125 ans) et jamais atteinte à Lisbonne/Portela pendant la période 1949-1976; 7) outre la quantité des pluies, il faut ajouter une plus forte concentration de celles-ci avant le glissement, bien marquée par une augmentation rapide de la précipitation cumulée; 8) la cons-

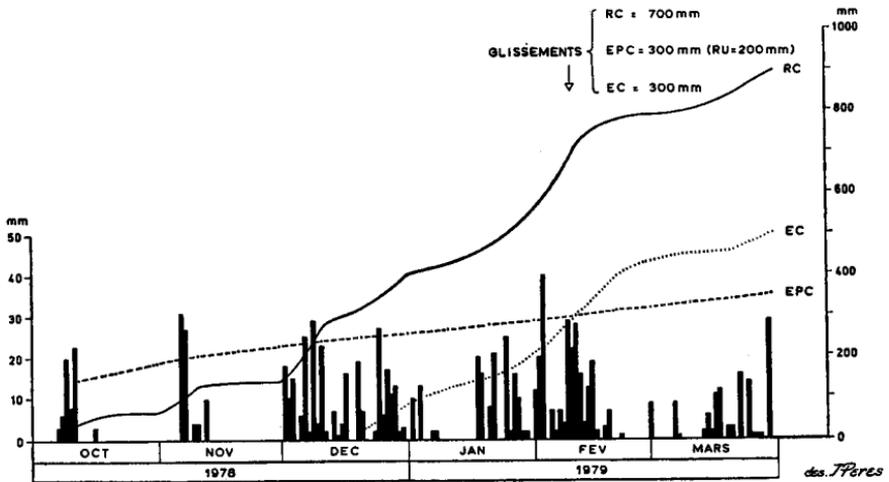


Fig. 3 — Evolution des précipitations et du bilan de l'eau au cours de la saison froide 1978-79, à Lisbonne/Portela. Les grands glissements de Calhandriz et Adanaia sont survenus le 9 février; celui de Fanhões/Quebradas, du 10 au 11 février; RC — précipitation cumulée; EC — écoulement cumulé, en considérant une réserve utile du sol (RU) de 200 mm; EPC — évapotranspiration potentielle cumulée (les calculs partent du premier septembre).

truction de plusieurs maisons, qui ont été alors détruites, a dû aussi contribuer à la rupture d'équilibre du versant».

La cartographie géomorphologique détaillée, au 1:2000, de la partie amont du bassin-versant du ruisseau de Fanhões (fig. 8) a révélé l'existence d'un grand glissement au lieu-dit de Quebradas. Il s'est produit dans la nuit du 10 au 11 février 1979, c'est à dire une journée et demie après celui de Calhandriz. Personne n'en a parlé parce qu'il s'agit d'un endroit sans maisons ni cultures importantes; les dégâts ont donc été minimes. C'est pourtant le lieu d'extension prévisible du gros village de Fanhões. Son bon état de conservation a permis un levé assez détaillée du glissement (fig. 4). Les similitudes de conditions topographiques, structurales, géomorphologiques et, bien entendu, climatiques, avec celui de Calhandriz, sont remarquables. Il reste à savoir pourquoi d'autres endroits, apparemment analogues, n'ont pas été également affectés.

2. Exemples d'évolution rapide dans la vallée du Trancão

La vallée du Trancão, en amont du bassin de Loures et jusqu'à Bucelas (fig. 1), est un des secteurs les plus actifs du point de vue de l'évolution géomorphologique. Plusieurs conditions sont favorables à cette évolution: 1) une pente forte (généralement supérieure à 15° et souvent supérieure à 30°); 2) un couvert végétal très dégradé, récemment affecté par des incendies; 3) alternance de coulées basaltiques et scories, en haut du versant, et de marnes et calcaires marneux, dans la partie inférieure; 4) un talus d'éboulis et de dépôts de solifluxion recouvrant la moitié inférieure du versant et pouvant atteindre jusqu'à cinq mètres d'épaisseur au contact du lit mineur du Trancão (fig. 5); 5) le régime torrentiel de celui-ci dont le débit augmente de façon brutale après les pluies très intenses.

La convergence des facteurs 4) et 5) est particulièrement efficace. La route Loures-Bucelas a été maintes fois détruite, la dernière fois en novembre 1983. Le grand glissement de Mosqueiro resté fonctionnel au moins depuis les crues de 1967 (I. AMARAL, 1968), a été récemment stabilisé par l'homme. Mais d'autres secteurs, non protégés, continuent à se dégrader rapidement. On ne donne ici que deux exemples. Le glissement

de Azenha do Furadouro (fig. 6) est apparu en mars 1978 à la suite de fortes pluies. Il s'est ensuite développé vers l'amont-versant et vers le Nord, en trois phases: en février 1979, au moment où se sont produits les glissements de

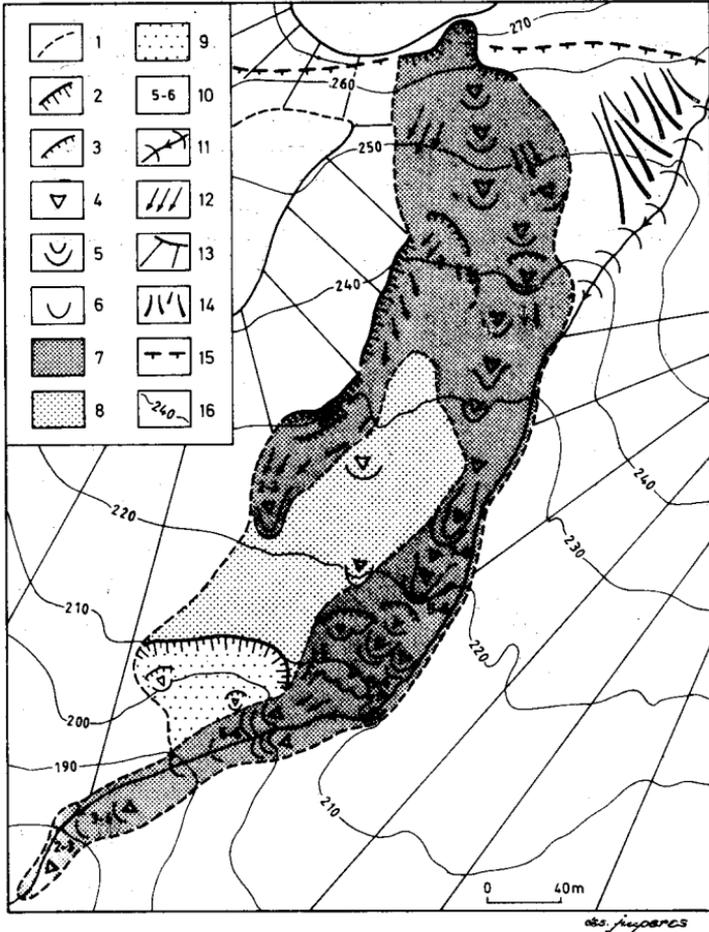


Fig. 4 — Glissement de Fanhões. 1 — Limite de glissement; 2 — niche d'arrachement principale; 3 — niche d'arrachement secondaire ou fissure de traction; 4 — masse glissée; 5 — bourrelet majeur; 6 — bourrelet secondaire; 7 — aire de glissement actif rapide; 8 — aire de glissement actif lent; 9 — aire de glissement ancien, localement réactivé; 10 — profondeur estimée de la masse glissée (en mètres); 11 — ancien vallon et ravin actif; 12 — aire d'érosion active, après le glissement de 1979; 13 — versant régularisé sur marno-calcaires, avec dépôts épars; 14 — versant concave; 15 — alignement tectonique; 16 — courbes de niveau, de 10 en 10 m.

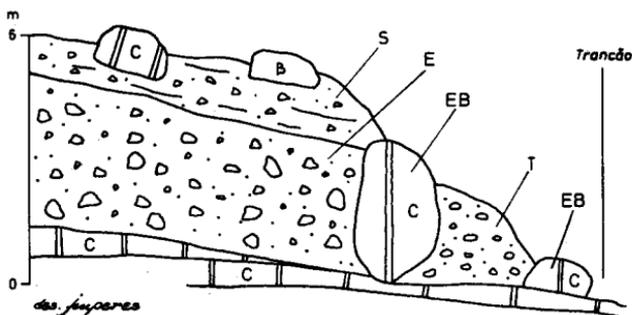


Fig. 5 — Coupe observée au bas du versant oriental de la vallée du Trancão. E — Eboulis calcaire et basaltique, à caractère parfois cryoclastique, passant latéralement à une basse terrasse (T); EB — grands blocs éboulés; S — matériel soliflué ou glissé; C — calcaire; B — basalte.

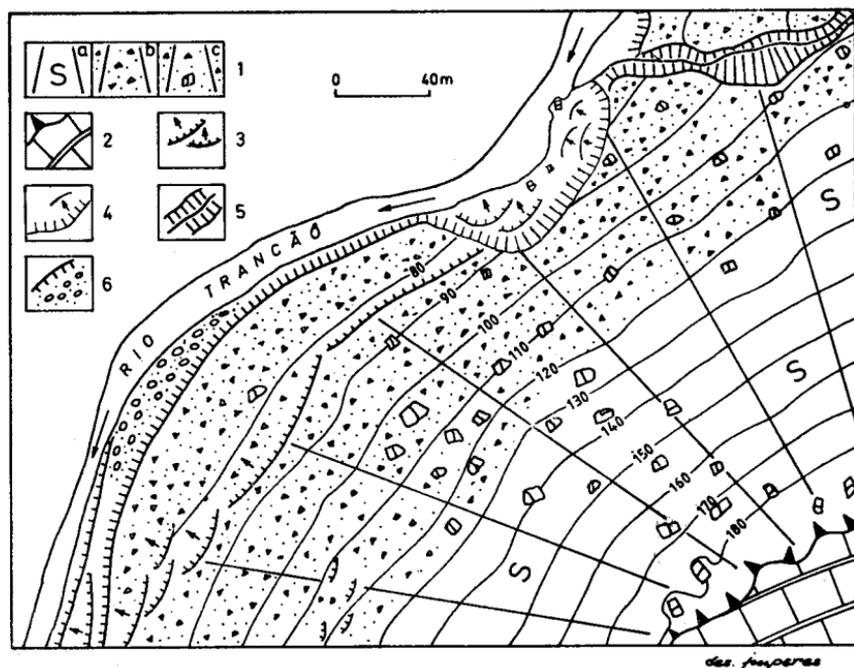


Fig. 6 — Versant oriental de la vallée du Trancão, dans le secteur du glissement de Azenha do Furadouro. 1 — Versant réglé dans les calcaires marneux, affecté par solifluxion superficielle (a), couvert de colluvions à caractère parfois cryoclastique (b) ou avec des blocs éboulés et glissés (c); 2 — corneiche dans les calcaires massifs du Cénomannien supérieur; 3 — cicatrice de glissement récent; 4 — glissement de Azenha do Furadouro; 5 — ravin; berges affectées par les glissements et éboulements; 6 — basse terrasse et rebord du lit du Trancão.

Calhandriz et de Fanhões/Quebradas; en décembre 1981, à la suite de pluies abondantes succédant à une longue période de sécheresse (de novembre 1980 à novembre 1981); finalement, en novembre 1983, lors des grandes crues de la région de Lisbonne. Un autre aspect de cette évolution géomorphologique

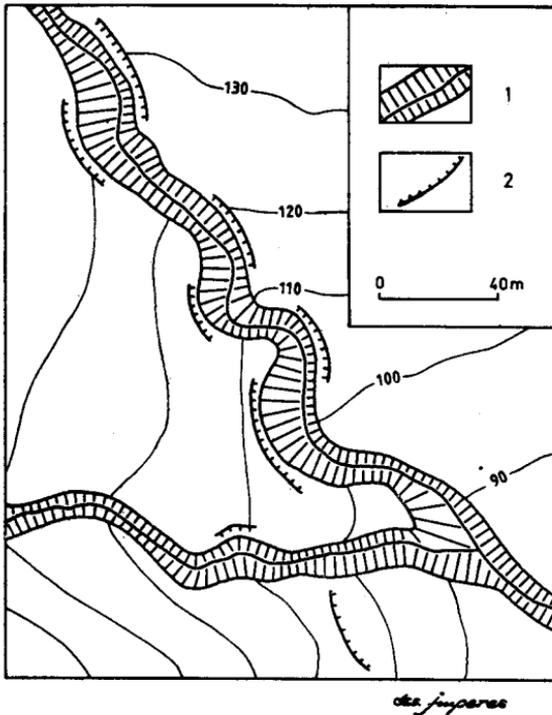


Fig. 7 — Ravin actif du versant occidental de la vallée du Trancão. 1 — Entaille; 2 — éboulements et glissements de terre en novembre 1983. Courbes de niveau de dix en dix mètres.

rapide est la formation, l'approfondissement et l'élargissement des ravins, surtout dans les dépôts de pente et lors d'averses très intenses. Des phénomènes de ce genre ont été observés en novembre 1983. C'est le cas du ravin qui limite au Nord le glissement de Azenha do Furadouro (fig. 6) et d'un autre, plus important, sur le versant occidental de la vallée du Trancão (fig. 7) où plusieurs éboulements de terre se sont produits par sapement latéral et ont élargi l'entaille.

3. Exemple de cartographie géomorphologique détaillée et d'évaluation des risques naturels

On a choisi comme exemple un secteur du bassin du ruisseau de Fanhões, en amont du village du même nom. Il peut être considéré comme représentatif des risques naturels liés à l'urbanisation dans la région de Lisbonne.

Le levé géomorphologique (fig. 8) a été réalisé sur le terrain à l'échelle du 1:2000. Pour ne pas nuire à la clarté



Fig. 8 — Géomorphologie de la partie amont de la Ribeira da Fanhões. 1 — Versant marno-calcaire affecté par la solifluxion superficielle; 2 — versant basaltique affecté par la solifluxion superficielle; 3 — versant couvert de dépôts; 4 — corniche; 5 — cône d'éboulis; 6 — versant concave couvert de dépôts; 7 — ancien vallon colmaté; 8 — glissement ancien, mal conservé; 9 — glissement ancien, à rebord net; 10 — glissement récent; 11 — glissement récent, avec bourrelet net; 12 — petit glissement; 13 — cicatrice de glissement ou fente de décollement; 14 — glissement superficiel généralisé; 15 — blocs glissés; 16 — blocs éboulés; 17 — ruisseau encaissé; 18 — ravin (a); cours d'eau non encaissé (b); 19 — courbe de niveau; 20 — pendage; 21 — alignement tectonique, avec ou sans escarpement; 22 — niveau d'érosion; 23 — replat anthropique; 24 — village de Fanhões.

du document, reproduit en noir et blanc, la lithologie n'a pas été représentée. On a toutefois distingué les aires où le substrat est presque à nu de ceux où l'épaisseur des dépôts est importante (généralement supérieure à 0,5 m), ce qui favorise les glissements superficiels. L'accent a été mis sur la dynamique actuelle et sur les formes actives.

En fonction de l'analyse géomorphologique, on a considéré quatre «zones» de risques (fig. 9), en essayant de combiner leur gravité et le degré de probabilité des facteurs de risque (B. DUMAS *et al.*, 1984).

Risque assez grave, à forte probabilité (I) — Comprend les secteurs avec signes évidents de glissements actifs ou récents et aussi les berges des petits cours d'eau soumis au sapement pendant les crues.

Risque assez grave, à probabilité moyenne (II) — Comprend les secteurs juxtaposés à ceux de la classe I, qui peuvent être affectés par les mêmes risques dans un proche avenir (IIa);

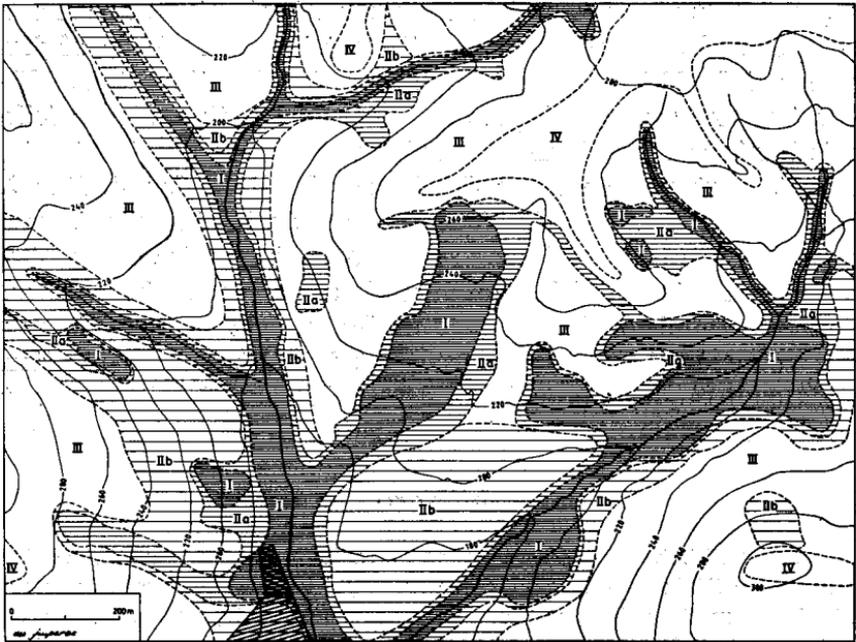


Fig. 9 — Essai de zonation des risques naturels, à partir du levé géomorphologique à grande échelle. Même aire que celle de la fig. 8 (voir explications dans le texte).

les secteurs marneux, à pente moyenne ou forte, là où le pendage des couches concorde avec la pente; les secteurs où des dépôts de versant assez épais sont superposés aux marnes; les secteurs présentant des vestiges d'éboulements et de ravinements importants (IIb).

Risque moyen ou assez grave, à faible probabilité (III) — Ce sont les versants régularisés par solifluxion superficielle, qui peuvent être le siège de glissements peu profonds et de ruissellement diffus; les secteurs en amont des corniches; les versants de pente modérée et non couverts de dépôts.

Risque faible à nul (IV) — Surfaces planes, de pente faible, en position d'interfluve.

CONCLUSION

La cartographie géomorphologique à très grande échelle, accompagnée de l'étude de la dynamique récente et actuelle des versants, peut constituer un important outil pour l'aménagement et plus particulièrement pour l'urbanisation, comme on a essayé de le montrer en utilisant l'exemple de la région au Nord de Lisbonne. Cette tentative de définition et de délimitation des zones à risques est certes subjective, bien qu'elle soit basée sur une bonne connaissance du terrain. Toutefois, le but n'est pas de fixer de façon définitive des limites à l'urbanisation. Il s'agit d'exprimer, aussi clairement que possible, les résultats d'une expérience, qu'il faudra confronter à celles d'autres spécialistes. Aussi, quand on affirme qu'un lieu est soumis à des risques évidents, cela ne signifie pas que cet endroit doit être forcément interdit à l'urbanisation mais qu'il faudrait procéder à des études plus détaillées avant de délivrer l'autorisation de construire.

RESUMO

Instabilidade de vertentes e cartografia geomorfológica na região a norte de Lisboa. — Na região a norte de Lisboa, a evolução geomorfológica é muito activa, reflectindo-se, nomeadamente, na ocorrência de deslizamentos, desabamentos e abarrancamentos. A alternância de rochas com resistência, permeabilidade e plasticidade muito diversas (calcários e basaltos, por um lado; margas e argilas, por outro), a grande variabilidade dos declives, a precipitação irregular, uma rede de drenagem

densa e hierarquizada, figuram entre as principais causas da dinâmica actual das vertentes. A acção do homem agrava estas condições, pela destruição do coberto vegetal, pelo abandono de terras de cultura, pela abertura de taludes em vertentes instáveis, enfim, pela obstrução de leitos de cheia.

Do ponto de vista da precipitação, há que distinguir duas situações bem diferentes quanto às consequências geomorfológicas. Uma delas caracteriza-se por períodos curtos de precipitação muito intensa, geralmente relacionados com depressões convectivas outonais, que criam dificuldades de escoamento nos pequenos vales e originam a erosão brutal das margens dos leitos, com formação de abarrancamentos e uma multitude de pequenos desabamentos de terras e deslizamentos. Estes episódios de cheia rápida podem ser violentos e catastróficos, como o de Novembro de 1967, que causou mais de quatrocentas vítimas na região de Lisboa. A outra situação consiste em chuvas abundantes e persistentes, geralmente inverniais, de onde resulta a saturação dos solos e inundação do baixo Tejo; são condições menos perigosas do que as cheias rápidas, mas que originam uma degradação das vertentes, com erosão superficial dos solos, devido ao escoamento difuso, favorecendo, também, o desencadeamento de grandes deslizamentos, como os de Calhandriz e Fanhões, em Fevereiro de 1979.

A análise da dinâmica das vertentes, acompanhada da cartografia geomorfológica de muito grande escala (1:2000 ou 1:5000), de que se dá um exemplo neste artigo, permite, de uma maneira directa e eficaz, determinar as áreas de instabilidade potencial e possibilita a avaliação do risco natural, aspecto basilar a ter em conta no planeamento regional e, sobretudo, urbano.

SUMMARY

Slope instability and geomorphological mapping in the area north of Lisbon. — In this area the slope evolution is very active, where rockfalls and landslides take an important role. Two rainfall situations are particularly favourable to this evolution. First, the torrential showers, concentrated in few hours and related with convective depressions produce flash floods in the small valleys, with undercutting of banks and foot of slopes, inducing small slides and rockfalls. The flash floods may be very dangerous: four hundred persons died during the event of November 1967. The other situation is related with prolonged rainy periods, during the cold season, conducing to the saturation of soils and inundation of the Tagus floodplain. This situation is not very dangerous but it can produce large slides, as it happened at Calhandriz and at Fanhões, in February 1979. The slope instability depends, however, on various local structural and geomorphological conditions. The geomorphological mapping at a very large scale (1:2,000 or 1:5,000), exemplified in this paper, can identify the locations of potential mass movement and evaluate the natural hazards that are of importance in this area subjected to an irregular urban growth.

REFERENCES

- AMARAL, I. (1968) — «As inundações de 25/26 de Novembro de 1967 na região de Lisboa», *Finisterra*, Lisboa, 5, 79-84.
- BREUIL, H. et ZBYSZEWSKI, G. (1942/45) — *Contribution à l'étude des industries paléolithiques du Portugal et de leurs rapports avec la géologie du Quaternaire*. Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, XXIII et XXIV.
- BRUNSDEN, D. et PRIOR, D. B. (ed.) (1984) — *Slope Instability*. John Wiley and Sons, Chichester.
- COSTA, P. C. (1986) — «As cheias rápidas de 1967 e 1983 na Região de Lisboa», *Estudos em Homenagem a Mariano Feio*, Lisboa, 601-616.
- DAVEAU, S. (1973) — «Quelques exemples d'évolution quaternaire des versants au Portugal», *Finisterra*, Lisboa, 15, 5-47.
- DUMAS, B., GUEREMY, P., LHENAFF, R. et RAFFY, J. (1984) — «Mouvements de terrain et risques associés: présentation d'un essai cartographique», *Documents du B. R. G. M.*, Paris, 83, 163-171.
- FERREIRA, A. B. (1984) — «Mouvements de terrain dans la région au Nord de Lisbonne: conditions morpho-structurales et climatiques», *Documents du B. R. G. M.*, Paris, 83, 485-494.
- FERREIRA, A. B. (1985) — «Influência de climas frios na morfogénese quaternária da região a norte de Lisboa», *Actas I Reunião Quaternário Ibérico*, Lisboa, I, 85-103.
- FERREIRA, D. B. (1985) — «Les dépressions convectives du Bassin Atlantique Nord subtropical oriental», *Finisterra*, Lisboa, 39, 25-45.
- GODINHO, S. F. (1984) — *Aspectos meteorológicos das inundações de Novembro de 1983*. Inst. Nac. Met. Geofísica, Lisboa.
- NOVERRAZ, F. (1984) — «Cartographie des glissements de terrain: méthode de levé; objectif et fonction des cartes d'instabilité», *Documents du B. R. G. M.*, Paris, 83, 217-223.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D. et MONTEIRO, J. H. (1979) — *Introduction à la géologie générale du Portugal*, Serv. Geol. Port., Lisboa.
- ROXO, M. J. (1985) — *Processos actuais de vertentes (Costeira Lousa-Bucelas)*. Lisboa (Ronéo).
- SOBRINHO, A. (1980) — «Os temporais de Fevereiro de 1979 no Ribatejo e região de Lisboa», *Finisterra*, Lisboa, 29, 85-93.
- ZARUBA, Q. et MENCL, V. (1982) — *Landslides and their control*. Elsevier, Amsterdam.

Documents cartographiques

- Carta Geológica de Portugal (esc. 1:50 000). Folhas 30-D, 34-B. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- Levantamento Aerofotogramétrico (esc. 1:2000). Câmara Municipal de Loures.