UNIVERSITE LUMIERE-LYON II

INSTITUT DE GEOGRAPHIE

THESE

presentée par

Luc DESCROIX

pour obtenir le grade de Docteur en Géographie de l'Université Lumière Lyon II

L'EROSION ACTUELLE DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DES ALPES DU SUD

soutenue en septembre 1994, à Lyon

DIRECTEURS DE RECHERCHE:
Pierre CLEMENT, professeur à l'Université Lumière
Jean-Claude OLIVRY, directeur de recherche à l'ORSTOM

A VIRGILE,
né le jour même où s'achevait ce travail..

Le progrès est un monstre pour ceux qui s'y perdent...

Rester débranché de cette humanité dominée par les choses, être capable de se dépouiller, de faire face, de faire front dans la simplicité de ce que nous sommes, des humains ni pires ni meilleurs que nos ancêtres, voilà ce qui va devenir une ligne de démarcation entre les individus. Entre ceux qui s'époumonent à courir après des chimères et ceux qui feront ce qu'il y a à faire, vivre et mourir droit, comme ceux qui nous ont précédés".

Michel Anselme, 1993

REMERCIEMENTS

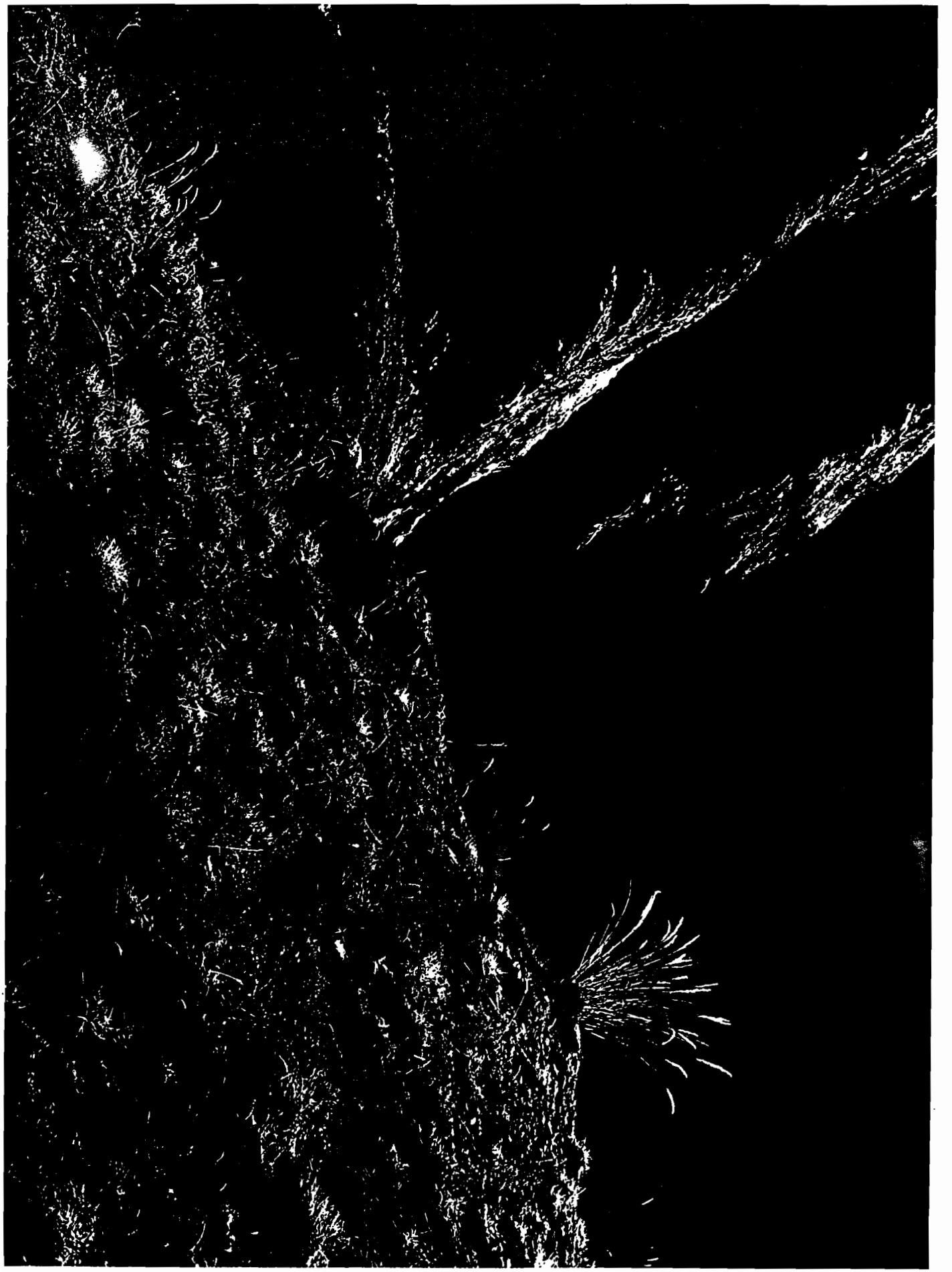
A l'issue de ce travail, je tiens à remercier ici tous ceux qui d'une manière ou d'une autre, m'ont aidé dans sa réalisation, à commencer par MM. Pierre CLEMENT et Jean-Claude OLIVRY, qui ont accepté de diriger mes recherches durant de longues années, ainsi que M. Pierre MANDIER, qui m'a guidé et appuyé au départ, et conseillé aussi par la suite; leurs conseils et leurs encouragements, m'ont soutenu au cours de toutes ces années et m'ont permis de mener à bien ce travail qui leur doit beaucoup. Je remercie aussi tous les membres du jury d'avoir bien voulu consacrer un peu de leur temps précieux à ce travail. Ma reconnaissance va de même à tous les enseignants de l'université LYON II, en particulier MM. Jean PELLETIER et Michel FOUCHER, qui m'ont donné goût aux travaux de terrain, ainsi qu'à MM. Roland PASKOFF et Alain LE GRIEL, dont l'appui a été primordial pour moi. L'aide de M. Robert PETIOT et du Laboratoire de Géomorphologie Rhodanienne a été aussi indispensable qu'efficace. M. Jacques HOORELBECK de l'ORSTOM, m'a beaucoup aidé sur le terrain, en me conseillant sur les techniques de mesure, et chez lui en m'initiant à l'informatique: son soutien permanent m'a permis de franchir de nombreux obstacles dans l'avancement des travaux. Je tiens à remercier tout particulièrement aussi M. Bernard POUYAUD, de l'ORSTOM, qui, en mission au Mexique, m'a gentiment proposé de relire mon brouillon et m'a offert pour sa correction sa grande connaissance hydrologique.

Sur le terrain, j'ai eu la chance de rencontrer des gens très compréhensifs et tiens à remercier tous les agriculteurs qui m'ont laissé arpenter leurs terrains et y installer du matériel de mesure: un grand merci en particulier à Hippolite JOUVE, d'Etoile (Hautes_Alpes), à Jean-Pierre FAURE de La Vière de Glandage (Drôme), et à Pierre et Georges IZARD, du hameau d'Astoin (Claret, Alpes de Haute Provence).

L'amitié d'Emmanuèle GAUTIER, de Thierry FANTHOU et de Maurice BUFALO, ainsi que les relations de travail que nous avons eu le temps de tisser, en particulier sur le terrain, m'ont apporté expérience et souvent aussi un appui moral de premier ordre.

Les expérimentations menées par d'autres équipes de recherche sur le terrain m'ont permis de mieux adapter mes protocoles de mesure aux réalités du terrain; en cela les rencontres régulières avec MM. LHENAFF, LECOMPTE et DUMAS (de Paris VI) dans la vallée de la Méouge, et avec MM. VAN ASCH, BEUKENKAMP et VAN GENUCHTEN (de l'Université d'Utrecht) à Orpierre ont été particulièrement fructueuses. Mme Huguette VIVIAN, Mr et Mme Pierre GABERT, m'ont également fourni beaucoup d'informations concernant la région, qu'ils connaissent bien.

Je tiens à témoigner d'une profonde reconnaissance à ma famille, qui m'a beaucoup appuyé: ma mère, Irène JAMBON-DESCROIX, qui m'a apporté réconfort et appui moral et matériel pendant ces années de thèse. Elle relève depuis 1982 le pluviomètre de Courriau et a souvent réalisé elle-même certains



relevés de terrain pendant mes séjours au Sénégal et au Mexique. Mon père Claude DESCROIX m'a beaucoup aidé matériellement de même que ma marraine Monique DESCROIX, qui m'a donné une voiture sans laquelle les travaux de terrain n'auraient jamais pu se faire.

La réalisation de toute l'installation de terrain n'aurait jamais été possible sans l'aide concrète et énorme de mes amis Emmanuel GONON, Jean-Marc LABROSSE, Jacques AUBERT, Philippe DESHAYES et Claire WOLF, qui y ont participé activement; Anca IANOS a usé de sa patience pour les traitements informatiques. Je leur suis, à tous extrêmement reconnaissant.

L'affection, les sourires, l'appui sans faille de Brigitte, Bénédicte et Joris DEXTREIT, d'Orpierre, m'ont accompagné durant mon séjour dans les Hautes-Alpes. J'espère leur avoir apporté aussi une partie de tout ce qu'ils m'ont offert, eux, si gentiment et de manière complètement désintéressée.

Je tiens à remercier tous ceux qui m'ont permis de mener, parallèlement à cette thèse, d'autres activités plus rémunératrices et matériellement indispensables: Brigitte et Pierre-Yves, du restaurant Croq'Roc à Orpierre, grâce à qui j'ai pu travailler le soir (sans empiéter sur les heures de terrain) et sur place; l'équipe de Latitude (Lyon) qui m'a si souvent dépanné lors des moments difficiles, me proposant alors du travail et un revenu; le père Marc PERROT, de l'Externat Sainte-Marie (Lyon) a eu la grande gentillesse de me concocter un emploi du temps qui me permit durant deux années scolaires de passer cinq jours d'affilée par semaine sur le terrain; le directeur de L'Observatoire Européen de Géopolitique, grâce à qui j'ai pu, en 1989, m'acheter mon premier ordinateur.

Les responsables des collectivités locales et des organismes spécialisés m'ont toujours bien accueilli, et j'éprouve une profonde gratitude pour MM.BESSON, de l'ONF de Gap, MATHIEU, de l'Equipement de Serres, ainsi que pour les responsables du SMARD (Valence), grâce à qui a pu être réalisée toute l'étude sur le Bèz (Drôme).

De nombreux collègues et amis m'ont un jour apporté un coup de main décisif et désintéressé: je pense particulièrement à Frédéric et Annie ROSSEL, à Stéphane MORIAUD, à Didier GALLARD, à Olivier GRUNBERGER et à Laurent BROUSTE: qu'ils soient remerciés ici pour m'avoir dépanné et appuyé en statistiques et en informatique.

Un grand MERCI aux habitants de Laborel qui ont supporté pendant plus d'un an l'associal thésard que j'étais dans le nid d'aigle de La Montagne, et qui, avec les amis d'ailleurs, ont rendu cette année d'ermitage beaucoup moins ascétique que prévue...MERCI à tous ceux que j'oublie ici....

Mais ma plus profonde reconnaissance va à ma femme Angélique, qui ne m'a encore jamais connu que thésard et qui a bien voulu m'accepter ainsi, avec tout ce que cela suppose de sacrifices et de frustrations, de manques de distractions et de vacances, d'absences même quand je suis là...

les photos d'introduction sont de Claude Aigon

INTRODUCTION

Les recherches sur l'érosion des sols dans les Alpes du Sud ont, à certaines époques, constitué un thème de choix dans la géographie alpine. C'est évidemment devant l'acuité du problème, exacerbée par le ravage des eaux ces derniers siècles, que les techniciens et les chercheurs ont, au milieu du siècle dernier, ressenti l'importance de cette question, très intimement liée aux rapports entre l'Homme et son Milieu.

C'est en effet un ingénieur des Ponts et Chaussées, Alexandre Surell, qui, au siècle dernier, a le premier étudié scientifiquement la relation que l'on supposait exister depuis longtemps entre la surexploitation des terrains de montagne d'une part, les dérèglements de l'hydrologie et la dégradation des milieux de l'autre; Prosper Demontzey, ingénieur forestier, et d'autres à sa suite, ont montré que la phase rhéxistasique, fortement soupçonnée d'être d'origine anthropique, pouvait aussi être freinée grâce à l'action de l'homme.

Mais après ces conclusions des ingénieurs -hommes de terrain s'il en est-, les géographes (Grenoblois en particulier) ont soulevé le débat concernant le rôle de l'homme: Marie Thérèse Sclaffert et Félix Lenoble surtout, dans l'Entre-deux-Guerres, ont animé ce sujet si éminemment géographique que les relations Homme/Milieu Naturel. Si Surell s'était intéressé essentiellement aux Hautes-Alpes où il était en poste, le débat sur le rôle de l'homme, comme les problèmes de torrentialité ou de rhéxistasie sont une réalité dans l'ensemble de l'arc alpin.

Il revient à Raoul Blanchard d'avoir cherché dans les archives ce qui pouvait constituer une preuve de l'historicité de l'érosion actuelle, confirmant ainsi ce que Surell avait étudié méthodiquement. Les archives paroissiales de l'ensemble des Alpes du Sud regorgent des doléances des habitants contre les dégâts des eaux, attribués en amont, pêle-mêle, à l'action des chèvres, des bûcherons ou d'une évolution climatique...

Depuis les dernières conclusions de ma thèse de 3ème cycle, beaucoup d'évènements se sont produits, concernant l'étude de l'érosion dans les Alpes du Sud. Alors que j'étais

isolé, dans cette vaste région sud-dauphinoise qui, centrée sur les bassins de Laragne et de Die, va du Vercors aux Préalpes de Digne, pratiquement seul à me pencher sur ce problème, s'installèrent à ce moment-là, ou par la suite, des équipes très diverses; la région d'étude était, pour celles-ci, globalement la même, disons autour du bassin du Buëch, principal affluent (de droite) de la Moyenne Durance, mais les conditions d'études et les intérêts étaient différents et toutes ont apporté un éclairage particulier et enrichissant sur la question:

1) L'ORSTOM (Hydrologie, Montpellier) et le BRGM-Marseille ont équipé, avec l'appui du Ministère de la Recherche dès 1984 (et j'ai eu alors l'occasion d'y participer, ce qui m'a permis de m'habituer aux méthodes de l'hydrologie) les Bassins-versants représentatifs expérimentaux de Savournon, Saint-Genis, Mison et du Seignon (Hautes -Alpes et Alpes de Haute-Provence). Dans ce cadre, les apports (DEA) de Pascal Deshons, d'Anne Marquet et Thierry Fanthou, et de Josiane Peyronnet (mémoires de DEA), ainsi que la thèse de Maurice Bufalo ont été fructueux; ce dernier, en particulier, et grâce aux simulations de pluies, a pu obtenir des résultats sur parcelles expérimentales. Une synthèse de ces travaux a été publiée en 1989 (Olivry et al.).

2) Le CEMAGREF de Grenoble, sur un programme du Ministère de l'Environnement, m'a, au même moment, demandé de réaliser une étude globale sur les formes d'érosion dans les Alpes du Sud; cette étude devait être la première partie d'un manuel destiné aux ingénieurs et techniciens forestiers engagés dans un programme de revégétalisation des espaces dégradés. Depuis 1984, le CEMAGREF, en liaison avec d'autres équipes, mène des travaux lourds et riches d'enseignements sur le site de Draix (04), où, avec des moyens importants,il s'attache aussi à mieux connaître l'évolution des "terres noires", comme on appelle souvent ce vaste ensemble des marnes noires du Jurassique qui s'imprime tant dans les paysages des Alpes du Sud, grâce à l'étude de bassins-versants de tailles diverses.

3) Par la suite, en 1987, le SRAE d'Aix-en-Provence m'a demandé de réaliser une étude (en moins d'un an!) sur les transports solides d'un tout petit cours d'eau, le torrent de Vaulouve (Bassin-versant de 3 km²). Cet affluent des Duyes (affluent de rive droite de la Bléone, qui se jette dans la Durance à Château-Arnoux), est encaissé dans les mollasses miocènes du piedmont occidental des Préalpes de Digne; un petit barrage -à vocation agricole- y a été réalisé depuis. Dans le même temps, j'ai eu l'occasion de mener une petite étude sur le déclin de la vie agricole dans les alpages du berceau tarin (Savoie) dans le cadre d'un projet PIREN (CNRS-Parc National de la Vanoise) dirigé par M. Louis Chabert (Lyon II); il s'agissait d'entrevoir les conséquences morphogéniques de la déprise rurale.

4) De 1987 à 1989, alors que Maurice Bufalo réalisait pour EDF une étude des transports solides sur le bassin du Riou (liée à l'aménagement hydroélectrique du Buëch), des équipes de di-

verses provenances se sont aussi intéressées au sujet: Emmanuèle Gauthier, du laboratoire P. Birot; les géographes de l'Université d'Utrecht (T. Van Asch, P. Van Genuchten, P. Beukenkamp...) ont commencé à étendre au bassin de Laragne leurs travaux menés déjà dans la région de Barcelonnette (Alpes de Haute-Provence) et de La Mure (Isère); leurs étudiants séjournent chaque année dans la région. Enfin, dans la vallée de la Méouge, une équipe pluridisciplinaire, essentiellement parisienne (B.Dumas, R.Lhénaff, B. Lecompte, M.H.Raffy, J. Chodzko, A.Marre) a installé des parcelles expérimentales qui font appel au savoir-faire de tous et doivent permettre de mieux appréhender l'évolution des versants dégradés.

5) Par la suite, j'ai eu la chance de disposer, depuis 1990, de moyens financiers suffisants pour mener une étude assez complète des transports solides sur le Bèz (affluent de la Drôme), où le SMARD (Syndicat Mixte d'Aménagement Rural de la Drôme) envisage de construire un barrage à but agricole, et souhaitait connaître son risque de colmatage. Cela a été l'occasion de tester, rapidement et sur une grande échelle, les méthodes expérimentales mises au point précédemment dans les milieux les plus dégradés (et donc les plus éprouvants pour le matériel); le faible laps de temps (un an!!) imparti pour cette étude a été partiellement compensé par la possibilité de réaliser un programme d'équipement très important.

6) Enfin, il faut noter que tous ces travaux n'auraient pas été possibles sans le soutien logistique énorme de l'équipe de l'ORSTOM-Hydrologie: après m'avoir formé à de nouvelles techniques de terrain (complémentaires de celles acquises à l'Université Lyon II), l'équipe ORSTOM (Jean Claude Olivry et Jacques Hoorelbeck), m'a constamment conseillé et apporté un soutien matériel considérable: possibilité de travailler sur les B.V.R.E. encore équipés (Savournon, Saint Genis), d'utiliser un matériel abondant et coûteux (moulinets, flacons de prélèvement, outillage spécialisé) et surtout, mise à disposition de 4 pluviographes enregistreurs Oedipe, ,ainsi que du matériel informatique périphérique indispensable à leur mise en oeuvre. Sans cet équipement, une étude des relations entre l'érosion et les précipitations, coeur statistique de mes recherches, aurait été tout à fait impossible.

Dernièrement, donc, mais j'aurai fréquemment l'occasion de m'y referer dans les pages qui suivent, il faut noter les contributions de Maurice Bufalo et d'Emmanuèle Gautier, déjà cités: le premier a soutenu sa thèse de géologie en novembre 1989 sur l'érosion des terres noires du bassin du Buëch; la seconde, géomorphologue, a soutenu en janvier 1992 une thèse sur la torrentialité à l'Holocène dans la même vallée du Buëch. Enfin, Thierry Fanthou, géographe physicien, travaille sur les risques naturels dans le département des Hautes-Alpes, en liaison avec la DDE.

Ce faisant, les relevés ont continué à être effectués sur les parcelles équipées dans les Baronnies et les Pays du Buëch, de même que, dernièrement, dans les terrains morainiques des environs de Claret (Préalpes de Digne).

LES ALPES SUD-OCCIDENTALES

Il nous a, de fait, été donné d'étudier les processus érosifs dans l'essentiel des terrains tendres des Préalpes du Sud, suivant un axe allant du Diois aux Préalpes de Digne: séries marneuses des célèbres "terres noires" du Jurassique Moyen et Supérieur (Baronnies, Diois, Pays du Buëch), marnes bleues et marno-calcaires du Crétacé Moyen (Diois, Baronnies), ainsi que des mollasses miocènes et des terrains morainiques (Préalpes de Digne).

Ceci dit, nous ne prétendons pas avoir, ainsi, étudié de manière complète et exhaustive, l'érosion de l'ensemble des terrains tendres de cette région. Il s'est agi avant tout, de place en place, de décrire les processus et les formes d'érosion, et surtout d'essayer de les quantifier à l'aide de méthodes de terrain.

Le problème, bien connu des géographes, comme des hydrologues ou des géologues, est de passer des mesures faites sur de petites parcelles expérimentales à l'échelle du bassin-versant, du massif ou de la région. Il est évident qu'un tel passage est délicat, et nécessite des extrapolations hasardeuses. Nous ne nous y livrerons donc pas, exposant simplement les réflexions qui nous viennent à ce sujet avec l'expérience acquise sur ce terrain. Mais enfin, il nous fallait aussi circonscrire une zone d'étude pour au moins tenter d'esquisser une logique régionale, de montrer l'originalité du secteur concerné dans l'ensemble des Alpes Françaises. Nous nous intéresserons donc (et ce sera aussi le support cartographique de ce travail), à un ensemble constitué principalement des affleurements de roches que nous avons eu à mieux connaître, centré sur les dépressions de Die et de Laragne: Baronnies, Diois, Pays du Buëch, Préalpes de Digne, et à ces massifs nous adjoindrons le massif de Barcillonnette-Saint-Genis, prolongement structural des Baronnies.

L'originalité de la zone ainsi circonscrite, au niveau géologique, repose sur plusieurs points:

1) * l'existence, au Jurassique, de la Fosse Vocontienne, qui a permis une sédimentation originale, cause du caractère particulier du relief de cette région;

2) * la prédominance du relief plissé inverse; l'opposition d'une couche tendre très épaisse (les marnes noires de l'Oxfordo-Callovien) et d'une couche dure mince (le calcaire du Tithonique) a permis un creusement différentiel très rapide et cette inversion du relief

3) * l'absence de la sédimentation (transgression) de l'Urgonien et du Sénonien; ces étages ont permis, au Nord comme au Sud de cette région, de maintenir les Préalpes à des altitudes plus élevées (Vercors, Ventoux, Dévoluy) et la conservation de plateaux calcaires différents les uns des autres mais constituant autant de pôles de résistance à l'érosion linéaire.

De ce fait, et *a contrario,* la région sur laquelle nous nous pencherons est constituée principalement d'affleurements de roches bien plus tendres en moyenne (dont la série des "terres noires", mais aussi bien moins cassantes, ce qui leur a permis, lors des premières phases du plissement alpin (phase pyrénéo-provençale en particulier), de se plisser beaucoup plus vigoureusement que les secteurs armés par d'épaisses couches de calcaire. Les plis y étant plus prononcés, et les roches plus tendres, l'érosion s'y est dès lors exercée plus brutalement, creusant de vastes combes dans l'axe des anticlinaux, laissant en relief les synclinaux: combes profondes et vals perchés sont ici nombreux et variés, et font des Préalpes du Sud (hors-Ventoux) un musée des formes de relief plissé inverse; à noter que ceci est d'autant plus vrai au fur et à mesure que l'on se rapproche du coeur des Alpes, car la structure, portée à haute altitude, a été plus éventrée que près de la vallée du Rhône.

Outre les vals perchés-modèles de Saint Genis ou de Saou, le trait marquant de cet état de fait est la grande largeur des vallées (combes) creusées dans l'axe des anticlinaux (dômes de Laragne, Aspres, Die...). En conséquence, de fines couches de calcaires chapeautent de très longs versants marneux, et ceux-ci sont, depuis longtemps, soumis à une érosion brutale aux formes variées et typiques.

PROBLEMATIQUE

Pourquoi avoir poursuivi mes travaux sur l'érosion des sols dans les Préalpes du Sud?

Tout d'abord, précisons que par "sols", nous entendons globalement ce qui est manteau d'altération de la roche, et non seulement le sol stricto sensu des pédologues; ceci est primordial dans les marnes, où le sol est pratiquement inexistant dans les bad-lands, mais où il y a en permanence une certaine épaisseur d'altérites formées par la désagrégation physico-chimi-

que de la roche en place; la nuance est importante aussi dans les matériaux glaciaires, où au contraire, le sol est souvent épais, et du fait que ces formations sont jeunes et meubles, il est difficile de cerner la limite du sol en profondeur.

Il est évident que ce travail présente plusieurs centres d'intérêt qui sont reliés entre eux. Le premier intérêt est d'ordre géographique et consiste, dans une optique globale, à montrer quelles formes peut prendre la dégradation du milieu de moyenne montagne et surtout de mettre en évidence les liens entre cette dégradation et le rôle de l'homme d'une part, et les recherches et travaux menés par ce dernier pour s'adapter au milieu, à sa dégradation, et bien sûr pour remédier à celle-ci, d'autre part.

L'optique hydrologique est en même temps le moyen de parvenir à quantifier l'analyse précédente. Le facteur hydrique est ici prédominant. Parfois certes combinée à d'autres éléments climatiques (le gel de l'eau dans la roche et le sol par exemple), l'eau est à la base de l'essentiel des processus d'érosion: effets du splash, du ruissellement, de l'action morphologique des cours d'eau, rôle de l'eau dans la roche.

L'intérêt géographique se combine donc aux méthodes de l'hydrologie, mais aussi à la géomorphologie (afin de connaître la dynamique plus ancienne des formes et des processus) et de l'historiographie pour cerner une évolution qui semble se produire actuellement dans les processus d'érosion des versants préalpins:

* le processus d'érosion le plus visible, à savoir le ravinement dû à la dégradation des sols et de la roche en place relativement meuble (les marnes essentiellement), est attribué la plupart du temps à une surexploitation des terroirs lors des poussées démographiques successives connues par la région: époque romaine, puis bas-Moyen-Age, époque contemporaine, avec la recrudescence provoquée par les suites de la Révolution.

* Or les conditions ont profondément évolué: la forte déprise rurale (exode rural, exode agricole) consécutive à l'avènement de l'ère industrielle, aux deux Guerres Mondiales, et plus globalement à l'"échange inégal" interne (ville/campagne), a autorisé une progression extrêmement rapide du couvert végétal. Celui-ci, à defaut de recouvrir les secteurs les plus gravement ravinés, a pratiquement doublé de surface, et, en particulier, s'est étendu sur les versants les plus raides, ceux qui étaient les plus susceptibles d'être touchés par le surpâturage et le décapage du sol. La déprise rurale a eu une autre conséquence, c'est le défaut d'entretien du paysage; celui-ci a deux conséquences majeures:

- la première, indubitable, est l'embroussaillement et le reboisement (le plus souvent spontanés), qui ont pu restreindre durablement le ruissellement et les risques de ravinement;

- la deuxième est plus difficile à cerner: le mauvais entretien des canaux de drainage ou d'irrigation, a pu provoquer par endroits une déstabilisation des versants jusque là in-

demnes, mais rendus vulnérables par leur pente ou/et leur lithologie. Il est aussi possible que la progression de la couverture forestière ait localement provoqué des excès d'infiltration d'eau dans le sol, favorables à une déstabilisation.

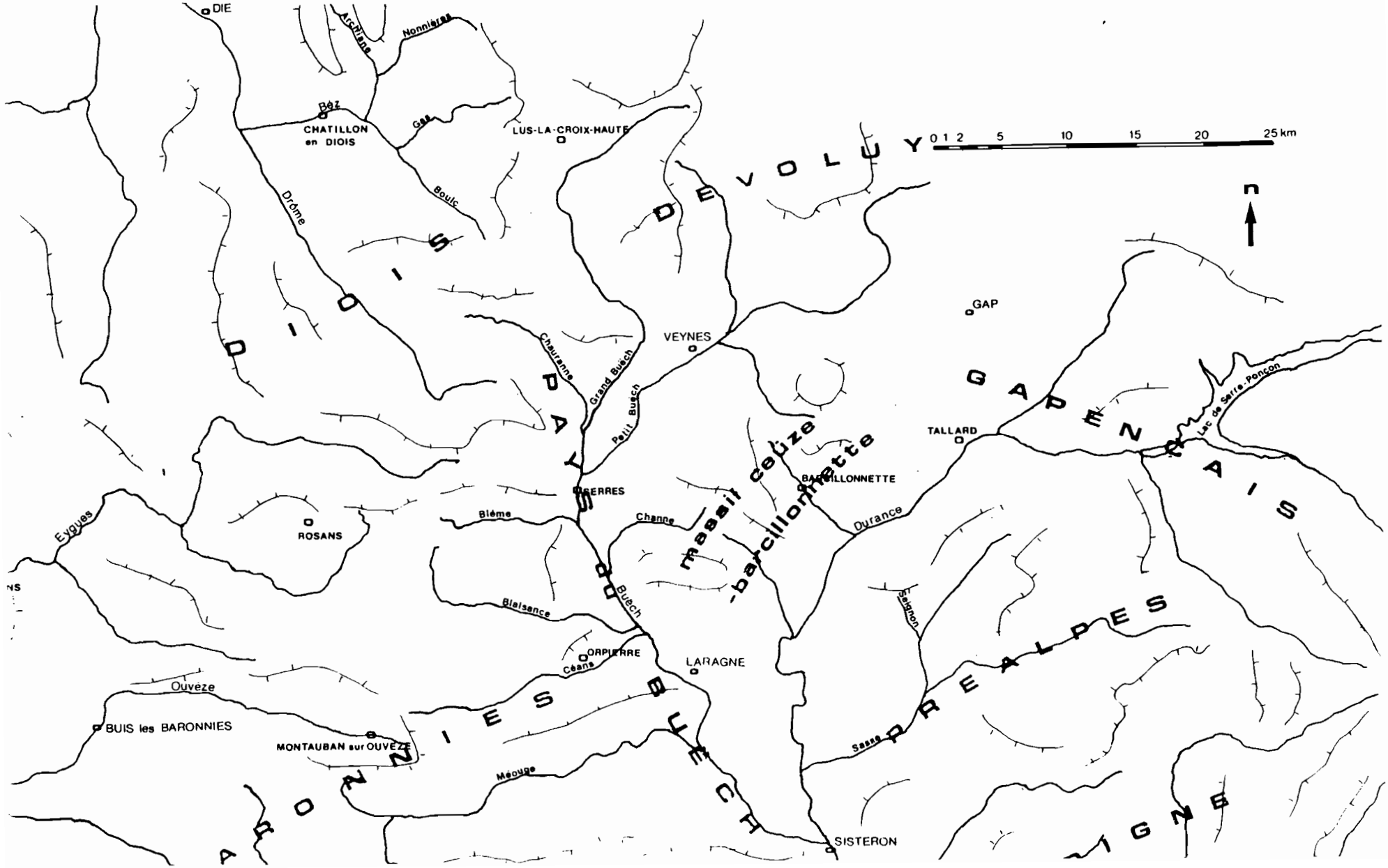
La solifluxion semble aujourd'hui prendre le pas sur le ravinement. Non pas qu'elle gagne du terrain dans le paysage, toujours marqué par les griffes du ravinement; mais, alors que les espaces ravinés ne s'étendent plus, les boursouflures, ruptures, glissements, sapements de berge attribuables à la solifluxion, semblent en progression: au moins relative, ce qui est logique vu que les bad-lands ne progressent plus; mais cette progression est remarquable aussi dans les témoignages et l'imaginaire des gens, ce qui est bien sûr impossible à quantifier, et de plus impossible à vérifier en comparant l'inconscient collectif actuel de la population et sa perception de l'ordre des dangers, tant les témoignages du passé sont influencés par les dégâts des flots et du ravinement.

Ceci est d'autant plus inquiétant que la déprise rurale rend l'espace moins cher, et que les habitants y prennent moins garde qu'auparavant, que l'on ne remédie pas toujours aux nouveaux dégâts, faute de victimes ou de personnes concernées. Surtout, la dévalorisation d'un espace devenu immense fait que les équipements réalisés (terrassements, constructions), sont parfois faits sans étude préalable suffisante, et surtout, avec des moyens efficaces certes, mais pas toujours respectueux de l'équilibre du versant; les engins de terrassement sont parfois, comme la chèvre aux siècles passés, une menace pour ce fragile équilibre.

Il semblerait donc que la déprise rurale puisse être aussi dramatique pour le milieu qu'a pu l'être la forte poussée démographique culminant à la fin du XIXème siècle; car, de trop exploité, l'espace montagnard devient souvent mal exploité; c'est regrettable dans une société qui se soucie de plus en plus de la protection de l'environnement.

Le cheminement que nous suivrons tient compte de ces préoccupations nouvelles, des conditions humaines et naturelles dans les régions situées autour des deux grandes cuvettes de Die et de Laragne: Diois, Baronnies, Pays du Buëch, partie Nord-Ouest des Préalpes de Digne (fig.1, p.8). Les conditions naturelles décrites comme étant celles pouvant avoir une influence sur le système morphogénétique sont celles de ce secteur.

FIG 1: LES GRANDS ENSEMBLES NATURELS



Mais certaines formes d'érosion que l'on peut rencontrer dans le secteur ainsi circonscrit (que l'on pourrait appeler "Préalpes sud-occidentales non-karstiques ou "Pays des Dômes") n'en sont pas pour autant exclusives, et on les retrouve dans les Préalpes du Nord ou dans les Alpes Internes (du Sud en particulier), ne serait-ce que du fait d'une lithologie similaire (Trièves, Embrunais, Ubaye...). Nous nous permettrons, dès lors, dans un premier temps, et afin de bien décrire chaque type de processus d'érosion et sa zone d'extension, de faire des incursions en dehors des Préalpes sud-occidentales: le fait torrentiel, par exemple, n'est pas du tout exclusivement préalpin. On le trouve, plus exacerbé encore, dans les Alpes Internes du Sud. De même, les phénomènes de solifluxion sont, eux, pratiquement ubiquitaires.

De même, les procédés de mesure et les méthodologies employées ont été adaptées à l'environnement étudié, mais ce sont des systèmes que l'on peut utiliser dans toute étude des zones de montagne.

Mais dans un second temps, nous reviendrons strictement à la région qui nous intéresse pour montrer comment, par des recherches sur parcelles de mesure, on peut arriver à une estimation de l'érosion actuelle. Cela nous permettra peut-être de contribuer aussi à la vaste recherche sur l'histoire géomorphologique des Alpes du Sud, en particulier son histoire récente, depuis la fin des glaciations, et le modelage des crêtes, des versants, des vallées actuels. Là encore, le repli sur une zone d'étude précise sera nécessaire, afin de rester dans les limites d'un cadre morpho-climatique (altitude, latitude, climat, végétation).

On distinguera, aussi bien au niveau descriptif qu'au niveau des mesures, les processus liés au ruissellement et au ravinement, de ceux liés à l'infiltration et à la solifluxion, même si, et on aura l'occasion de le voir, les deux peuvent aller de pair ou se succéder très rapidement dans l'espace ou le temps.

Simultanément, et avant d'ébaucher en conclusion une hypothèse de datation des phénomènes, qui reste délicate malgré les connaissances acquises sur les processus naturels, tant a été mouvementée l'histoire climatique et anthropologique des 20 derniers millénaires, seront exposées les observations réalisées quand au ruissellement, obtenues par les mêmes dispositifs qui ont permis la mesure de l'érosion actuelle. Ce n'est certes pas le coeur de ce travail, mais une porte ouverte aux conclusions des hydrologues.

DECLIN OU ADAPTATION DU MONDE RURAL DE MONTAGNE

Avant d'entrer dans le vif du sujet, nous croyons important de faire un petit aparté sur l'environnement socio-culturel qui prévaut dans la région choisie pour cette étude, même si nous aurons l'occasion d'y revenir dans la première partie pour montrer l'importance de l'impact démographique sur les processus naturels.

Nous avons déjà eu l'occasion de montrer, dans les Alpes du Sud comme dans les Alpes du Nord (Descroix 1985 et 1988), qu'il y avait recomposition totale de l'économie rurale. La montagne n'avait aucune raison d'y échapper. Les contraintes du milieu y rendant la vie plus rude, c'est souvent dans ces régions que l'exode rural a été le plus important.

Aux travaux des champs, qui procuraient des rendements plus faibles qu'en plaine, du fait de la courte durée de la saison végétative, il fallait ajouter un certain temps passé à entretenir le terroir, à empêcher qu'il ne soit conquis par avalanches, coulées de boue, ou de blocailles, crues dévastatrices,, etc... Dès lors que l'on baisse les bras, la nature reprend très vite le dessus: destruction des murets et banquettes, obstruction des drains, débordement des canaux d'irrigation, embroussaillement, reforestation spontanée...

La figure 27 (p. 77) montre que le déclin démographique a été brutal et énorme. Aujourd'hui, il est globalement stoppé. Des deux départements dauphinois qui nous intéressent ici, l'un, la Drôme, a toujours compensé le déclin de la montagne par la croissance de la vallée du Rhône. L'autre, les Hautes-Alpes, comme le département des Alpes de Haute-Provence, voit sa population croître à nouveau depuis quelques années, voire quelques décennies. Mais les communes rurales les plus réduites n'ont pas enrayé, dans ces trois départements, leur déclin: il y a un seuil critique où le maintien d'une école, d'un bureau de poste, parfois même d'un commerce ou deux, permet au village de conserver, voire d'augmenter lentement son effectif. En deçà, le déclin semble irrémédiable, et l'abandon plus ou moins total de certains villages peut encore se produire.

Ceci étant, il est vrai que l'avènement d'une civilisation de loisirs et le besoin grandissant d'espaces naturels préservés donne une nouvelle chance aux montagnes défavorisées du Sud de la France.

Les Alpes du Sud sont devenues un des paradis européens pour la pratique de certains sports de plein air, de plus en plus en vogue: sports de détente, randonnée pédestre ou équestre, VTT; sports d'eau comme le canoe-kayak, le "rafting", le "canyoning", l'"hydrospeed"

(descente en eau vive), la voile; sports d'air: deltaplane, parapente, planeur; mais aussi, escalade, courses en montagne, golf, tennis... Autant d'activités qui, localement, ont pu redonner vie à une vallée, à un village, à un canton... De plus, ces activités ont permis d'étendre la saison touristique, ici traditionnellement centrée sur la période qui va du 14 juillet au 15 août. Le climat local, rigoureux du froid hivernal et de la sécheresse estivale, autorise néanmoins, certaines années, la pratique de ces sports (ceux qui n'ont pas l'eau pour support...) pendant la moitié ou les trois-quarts de l'année. Et la partie haute de ces départements est réputée depuis longtemps pour les sports d'hiver (stations d'Orcières-Merlette, Serre Chevalier, Montgenèvre, Vars, etc.. dans les Hautes-Alpes, Praloup, Super-Sauze dans les Alpes de Haute-Provence) (Cézard, 1975).

La Clarée et la Guisane, l'Ubaye, sont parmi les régions les plus prisées pour la randonnée (hivernale ou estivale). Les régions de Saint-André-les-Alpes et Laragne se sont "spécialisées" dans le vol libre. Dans la région qui nous intéresse plus précisément, Diois et Baronnies se concentrent sur des randonnées variées (à pied, à cheval ou à VTT) et sur l'escalade; partout, des plans d'eau plus ou moins récents viennent élargir la gamme des attractions touristiques et offrent de nouveaux sites favorables au tourisme. Partout aussi, de nouvelles formes d'accueil s'organisent, concernant plus directement la population locale (gîtes d'étape, gîtes ruraux, camping à la ferme...) et pouvant aider au développement de la double activité agriculture/tourisme; cette dernière est probablement la meilleure chance possible pour l'agriculture de montagne, forcément peu productive, déjà fortement "aidée", mais indispensable au maintien du tissu social minimum, et, préoccupation de plus en plus criante, au maintien d'un paysage que des siècles d'histoire rurale ont façonné mais que la nature peut reprendre en main très rapidement (Broc, 1969).

En effet, l'agriculture n'a pas disparu pour autant, et, de la moyenne vallée de la Durance, couverte d'arbres fruitiers, aux alpages des Ecrins ou du Queyras, partout une vie rurale s'est maintenue, plus ou moins vivace, plus ou moins intégrée à l'économie marchande: mais ce sont tout de même les grandes vallées qui s'en sortent le mieux, se rapprochant dans certains secteurs, des standards de l'économie agro-industrielle des riches plaines du Comtat et de la vallée du Rhône.

L'arbre fruitier a envahi les terrasses de la vallée de la Durance et de ses affluents: Buëch, Verdon, Bléone, Sasse, avec une nette domination du pommier et du poirier. Partout où c'est possible, le blé a été remplacé par des cultures plus spéculatives: maïs, colza, tournesol, sorgho... En haute montagne, l'élevage laitier se maintient bon an mal an grâce à la valorisation par le fromage (Champsaur, Queyras). Dans toute la moyenne montagne, secteur qui nous concerne le plus ici, l'économie agro-pastorale a du plomb dans l'aile; elle souffre de l'ouverture de l'Europe, même si, objectivement, les aides de la Communauté compensent bien largement les

pertes occasionnées par la concurrence infligée par le Royaume-Uni et ses satellites (Nouvelle Zélande par ex.), qui envahissent le marché européen de la viande de mouton: le prix deux fois moindre de la viande anglaise est lié au fait qu'elle est outre-Manche un sous-produit de la laine; la race "Préalpes du Sud" est élevée exclusivement pour la viande, et la productivité à l'hectare, climat et relief obligent, est bien plus faible qu'en Grande-Bretagne. Toujours est-il que l'abattoir de Rémuzat (Drôme) travaille la moitié de l'année avec des moutons anglais...(Avocat, 1979, Mannent, 1982, Marstrand et al. 1981).

L'agriculture préalpine souffre aussi des variations de cours de certains produits. Un grand producteur d'épices, qui se décarcasse, préfère importer sa matière première des pays de l'Est ou d'Italie, plutôt que de les acheter dans leur Haute-Provence d'origine. Par contre, la géopolitique et les problèmes de l'Est ont fait remonter les cours de la lavande depuis 1989, et ses plantations ont considérablement augmenté ces dernières années.

Des micro-régions ont pu trouver des spéculations qui permettent aux agriculteurs d'acquérir un niveau de vie correct: apiculture un peu partout, noix dans la Drôme, regain de la lavande dans les Baronnies, le Diois, le plateau de Valensole, fromages de chèvre dans toutes les Préalpes; la crise de la lavande avait incité certains producteurs à se tourner vers la sauge et l'hysope, dont les essences sont des produits de base en parfumerie. Les parties les plus hautes des Baronnies ont, bizarrement, adopté l'abricotier; la production n'en est bonne qu'une année sur deux (du fait du gel printanier), mais l'arrivée des fruits sur un marché déjà déserté par les producteurs de plaine permet de vendre à un meilleur prix, ce qui compense l'irrégularité de la production. Quelques vignobles se sont maintenus, et malgré une production faible et de qualité souvent médiocre, ils ont su se tailler un marché: vallée de la Durance à Monêtier Allemont, Valserres, Saint-Crépin (plus haut vignoble de France?) dans les Hautes Alpes; Côteaux des Baronnies et Châtillon-en-Diois dans la Drôme; ils sont surtout consommés sur place; par contre la réputation de la Clairette de Die n'est plus à faire, et elle a acquis des positions solides sur le marché (Chevallier, 1981).

Partout aussi, des productions hors-sol se sont développées, permettant de tirer un profit plus grand que celui offert par les cultures: aviculture, porcheries, élevage de gibier (sanglier, perdrix, et ...daim!).

Ceci étant, il est évident que le niveau de vie des agriculteurs (et, par incidence, de l'ensemble de la population) est plus faible en montagne qu'ailleurs, malgré l'importance des subventions. Or, il apparaît de plus en plus primordial de maintenir, en secteur rural, un tissu social autorisant une vie associative, et surtout, symbole de vie et condition de l'arrivée de

jeunes, la conservation de l'école du village. Ceci est d'autant plus vrai en secteur de montagne, où l'espace est cloisonné, les communications difficiles.

Il paraît plus concret et plus urgent de favoriser les moyens locaux de développement: coopératives, réseaux associatifs, aides aux entreprises et aux exploitations, aide au maintien du commerce de base et de l'équipement social minimal (école, poste...).

Cette petite digression sur l'évolution des conditions de vie et de l'activité économique, parfois soumises à des considérations géopolitiques externes, sera étayée par la suite et ne prétendait être qu'un cadrage préalable sur celui qui est souvent accusé d'être le destructeur du milieu naturel, dont il est pourtant totalement dépendant.

CHAPITRE I

LES CONDITIONS DE L'EROSION ACTUELLE

I) LES CONDITIONS DE L'EROSION ACTUELLE

Les Préalpes du Sud, zone de moyenne montagne, réunissent un certain nombre de caractéristiques, naturelles ou historiques, qui ont pu contribuer fortement, le plus souvent en se combinant, au déclenchement et à la permanence des phénomènes érosifs; la lithologie, seule, ne suffit pas à expliquer l'existence de ces grandes extensions de bad-lands, pas plus que le climat ou un éventuel surpâturage; mais la combinaison, à un moment donné de l'histoire (et probablement à plusieurs moments donnés) de ces différents paramètres, peut expliquer comment on a pu passer d'une situation biostasique (ou supposée telle..) à un déséquilibre de style rhéxistasique. Il est dangereux, mais confortable, de penser que, les conditions physiques n'ayant pas sensiblement changé, ce sont les paramètres humains qui sont causes du déclenchement d'un nouveau cycle d'érosion; c'est à priori l'explication la plus simple, et du reste la plus couramment admise; nous ne pourrons que suggérer d'autres possibilités, comme l'intervention de changements climatiques si mineurs soient-ils; quoiqu'il en soit, les Préalpes dauphino-provençales sont une zone de morphogénèse active, encore de nos jours.

A) LES CONDITIONS GEOLOGIQUES

Introduction

La lithologie a d'autant plus d'importance qu'elle conditionne directement le degré d'érosion d'un terrain et qu'elle guide l'érosion différentielle; il est donc primordial de connaître les caractéristiques de chacun des faciès représenté ici, d'autant qu'ils sont, pour la plupart, tendres.

C'est également la géologie qui nous permettra le mieux de limiter la région sur laquelle nous allons nous pencher, même si, encore une fois, des incursions en dehors de ces limites seront faites dans un souci de comparaison, et aussi de recensement concernant les phénomènes érosifs.

Dès lors, nous entendrons par "Préalpes du Sud-Ouest" l'ensemble des Préalpes essentiellement marneuses (par opposition aux secteurs karstiques situés plus au nord ou au sud) et non concernées par les nappes de charriage: c'est-à-dire le Diois, les Baronnies, les Pays du

Buëch et le bassin de Laragne et ses bordures (Massif Saint-Genis-Barcillonnette, Nord-Ouest des Préalpes de Digne).

C'est une région où la conjonction des plissements Est-Ouest (pyrénéo-provençaux) et Nord-Sud (alpins) a permis la constitution de plis originaux, en dôme (bombements anticlinaux) et cuvettes (synclinales); les premiers sont plus étendus (Die, Laragne) et l'inversion du relief contribue à engendrer un relief extrêmement ouvert, -c'est-à-dire que les dépressions sont plus étendues que les montagnes-, et en même temps très cloisonné par les nombreuses barres rocheuses (Blanchard, 1945, Masseport, 1960).

1) La structure, la lithologie et la tectonique

a) Une disposition particulière des reliefs

Les Préalpes du Sud sont beaucoup plus difficiles à compartimenter que celles du Nord: dans ces dernières, des vallées profondes, recalibrées par les glaciers, ont très nettement individualisé des massifs, qu'on n'a aucun mal à distinguer les uns des autres (Vercors, Chartreuse, Bauges, Bornes...).

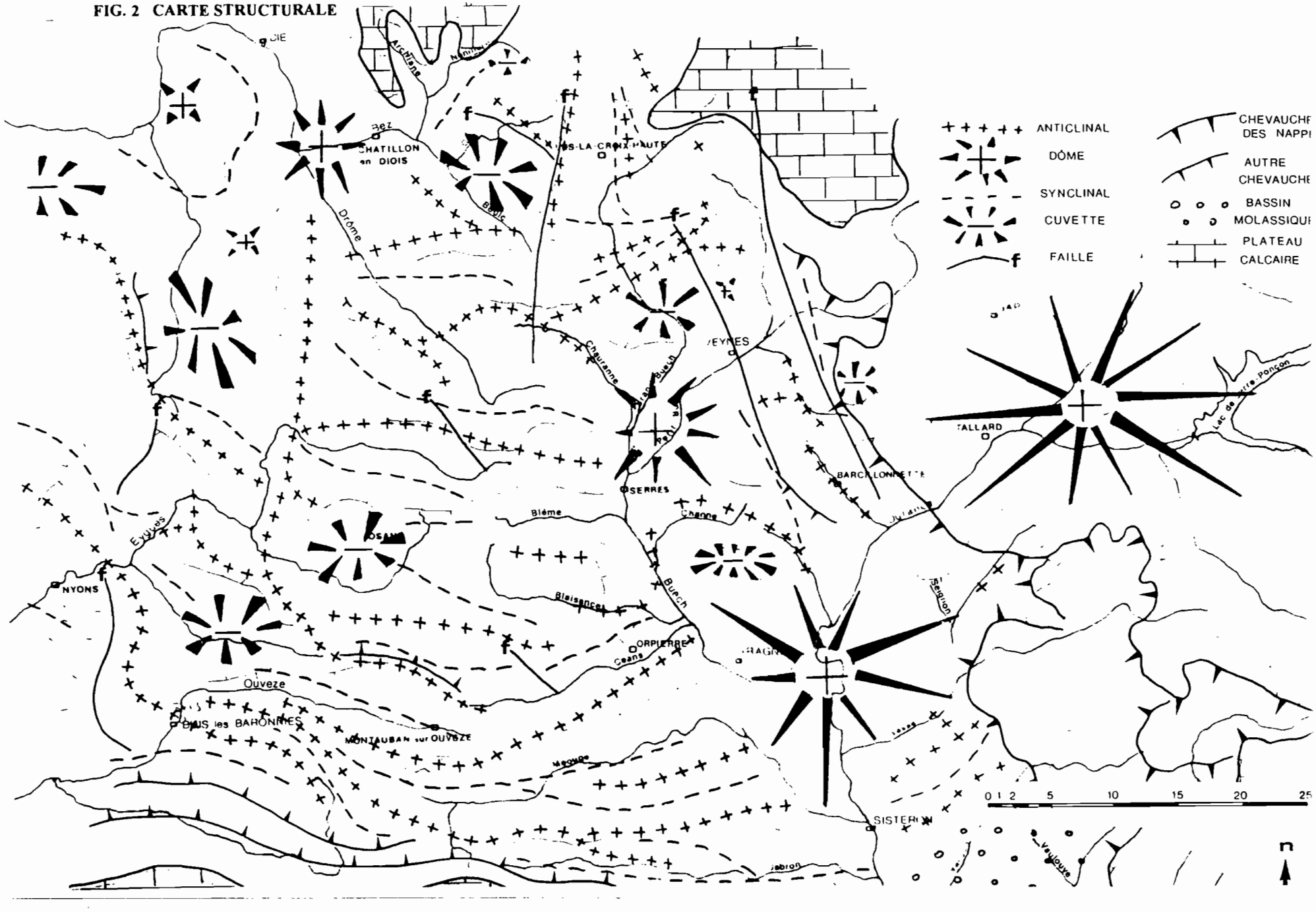
Au Sud du Vercors, il n'en est rien. On est obligé de faire intervenir la géologie pour séparer les chaînes subalpines en différents massifs. Seul le Dévoluy, que Debelmas (1970) rattache aux Préalpes du Sud (mais d'autres le rattachent à celles du Nord), s'individualise par son altitude bien supérieure et son allure massive (fig. 2, p.16).

Mais du Plateau du Glandasse (Sud-Vercors) au Mont Ventoux et aux Préalpes de Digne, aucune vallée ne vient compartimenter les chaînes subalpines. Le seul sillon important, la vallée de la Durance, va de l'axe des Alpes vers l'extérieur de l'arc en traversant Alpes Internes et Préalpes; encore cette rivière sort-elle du dôme de Laragne par l'étroite cluse de Sisteron.

De plus, par opposition à ce que l'on observe dans les Alpes du Nord, celles du Sud ont des régions qui portent des noms de vallées, et pas des noms de massifs: alors que l'on distingue bien le Beaufortain de la Vanoise, séparés par la Tarentaise, alors que la Maurienne isole la Vanoise de l'ensemble Grandes Rousses-Galibier-Thabor, dans les Alpes du Sud, on parle des massifs du Diois et du Queyras, qui sont en fait des vallées. De même que Briançonnais, Embrunais et Gapençais, même s'ils comportent des massifs assez élevés, sont des tronçons de la gouttière de la Durance.

Nous nous intéresserons ici aux Préalpes du Sud-Ouest non-karstiques, à savoir les massifs du Diois et des Baronnies ainsi qu'à l'ensemble parfois appelé "Petit Dévoluy" ou massif "Ceüze-Barcillonnette", ces chaînons qui prolongent les Baronnies entre Buëch et Durance; nous prenons en compte aussi le Nord des Préalpes de Digne, qui regarde vers le

FIG. 2 CARTE STRUCTURALE



bassin de Laragne. Cet ensemble correspond aussi, il convient de le noter, aux chaînes subalpines non-charriées, puisque l'on restera à l'Ouest du grand chevauchement de la Nappe de Digne sur l'autochtone (fig. 2, p. 16).

En résumé, ce qui distingue les Préalpes du Sud (Debelmas, 1974), c'est:

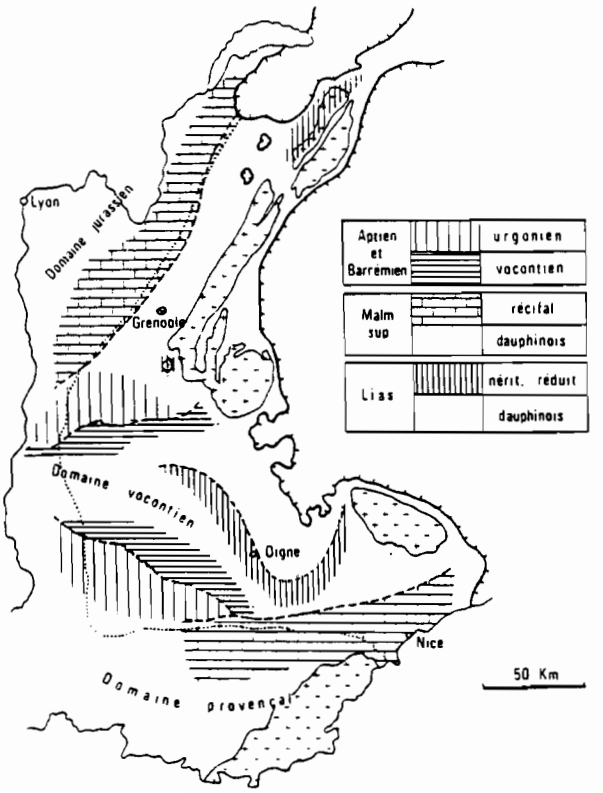
* la disparition de la barre de calcaires urgoniens;
* une structure plus complexe parce que la tectonique a connu deux phases de plissement de directions opposées.

b) la sédimentation

- au Trias (les terrains triasiques affleurent peu ici, les dépôts d'évaporites permettront par la suite le décollement de la couverture sur le socle, lors du plissement;

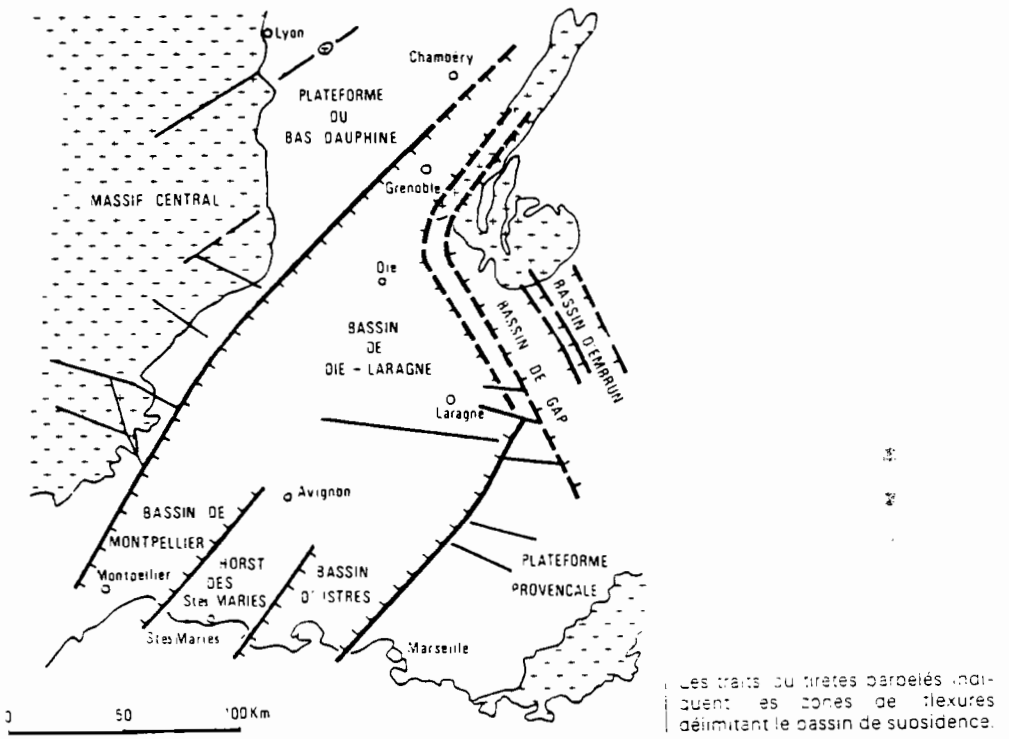
- au Jurassique, toute la région est immergée: dépôt de marnes, de calcaires marneux, terminés par un niveau calcaire, qui deviendra la barre tithonique, élément -clé du paysage partout où manque l'Urgonien. L'épaisseur totale de la série jurassique peut atteindre 2 à 4000 mètres, ce qui traduit le remplissage d'une mosaïque de petits bassins subsidents, temporaires et de forme quelconque (Debelmas, 1974, p.399)(fig. 3 et 4);

FIG 3: LES DOMAINES DE SEDIMENTATION DES CHAINES SUBALPINES ENTRE LE LIAS ET L'APTIEN (in Debelmas, 1974, p399).



- à partir du Crétacé, les dépôts vaseux se concentrent dans la zone vocontienne (fig. 3 et 4), d'orientation Est-Ouest, et qui correspond au Diois, aux Baronnies et aux Pays du Buëch et de la Moyenne Durance; au Nord et au Sud de cette zone, se déposent dans le même temps des calcaires de faciès urgoniens, qui donneront les plateaux du Vercors et de Ventoux-Lure-Vaucluse;

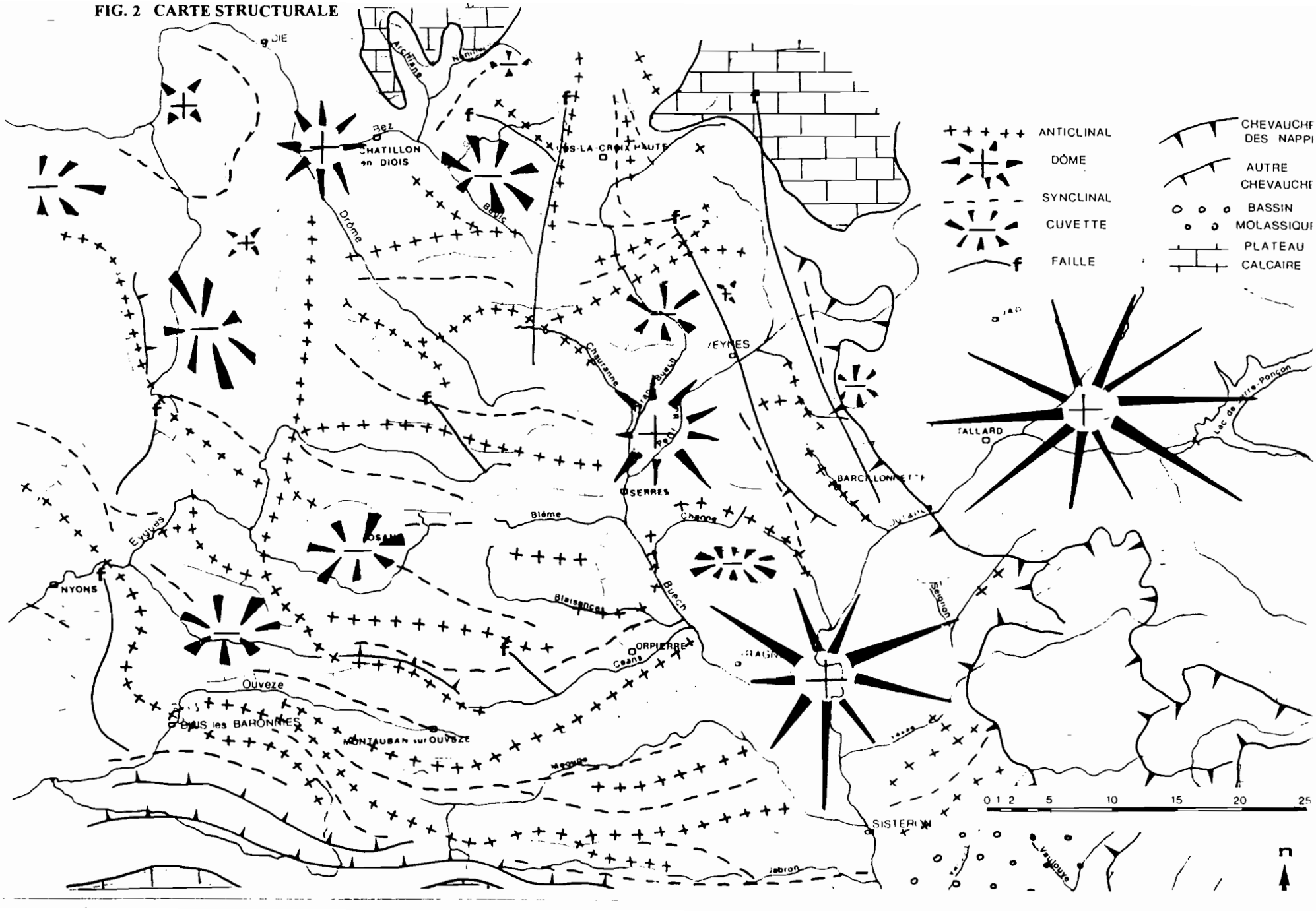
FIG.4: RECONSTITUTION STRUCTURALE DU BASSIN DE SEDIMENTATION DES "TERRES NOIRES" OXFORDIENNES, DANS LA ZONE SUBALPINE ET LA BASSE VALLEE DU RHONE (in Artru, 1970, reproduit in Debelmas, 1974, p.400)



- au Crétacé supérieur, se déposent encore, en bordure de la fosse vocontienne, des calcaires qui ont aujourd'hui un rôle morphologique notoire, ceux du Sénonien, qui arment les plateaux du Dévoluy et le val perché de la forêt de Saou (Masseport, 1960);

- la transgression miocène ne touche que les bordures des chaînes subalpines, et les molasses se rencontrent aujourd'hui en aval de Sisteron (Thoard, Valensole) et dans la vallée du Rhône.

FIG. 2 CARTE STRUCTURALE



Au total, une série épaisse de 4 à 5000 mètres, dont 1500 à 2000 mètres de "terres noires" du jurassique moyen; l'Urgonien est absent, et c'est donc la "barre tithonique" qui arme l'essentiel des reliefs.

c) la tectonique

On peut considérer avec Debelmas (1974), *"que la couverture subalpine s'est plissée indépendamment du socle ancien, grâce à l'existence du niveau "lubrifiant" basal représenté par le Trias supérieur (Keuper) à évaporites"*; bien que celui-ci affleure très peu, il a pu jouer ce rôle, plus encore que les marnes liasiques ou jurassiques.

Ce qui caractérise le Sud-Ouest des Alpes, c'est la superposition des deux phases du plissement alpin, la première ayant été accompagnée et suivie d'une phase d'érosion;

* la première phase, d'axe Est/Ouest à Sud-Ouest/ Nord-Est, est la phase pyrénéo-provençale qui a affecté les dépôts dès le Turonien au Nord (Diois) et surtout à l'Eocène au Sud (Baronnies);
* la seconde phase (d'axe Nord/Sud à Nord-Ouest/ Sud-Est) a débuté à l'Oligocène et a duré au moins jusqu'à la fin du Miocène.

La conjonction de ces deux phases de plissements apparaît bien dans l'orientation des grands traits du relief des Préalpes du Sud-Ouest.

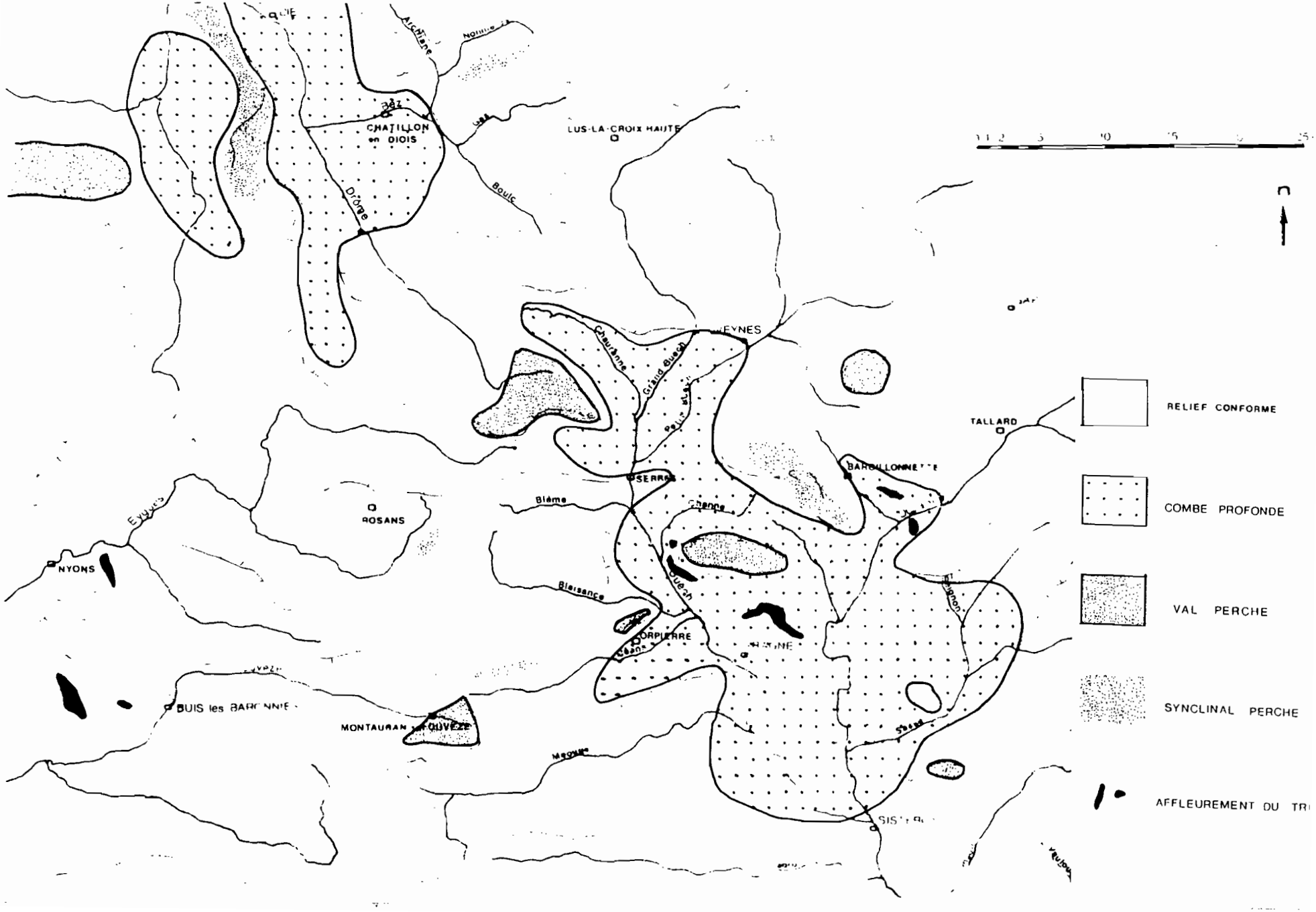
d) conséquences morphologiques

De la proximité du socle provient un plus grand soulèvement de la zone subalpine à l'Est qu'à l'Ouest, et donc une plus grande attaque de l'érosion: le relief plissé s'inverse, et c'est dans les Pays du Buëch et de la Durance que les formes qui en sont les plus typiques, sont les plus nombreuses. Par contre, plus on s'approche de la vallée du Rhône (fig. 2 et 5) et plus le relief est conforme (Blanchard, 1945, Masseport, 1960).

Du dépôt, pendant de longues périodes, de terrains vaseux, découle la fragilité de la lithologie, et sa grande érosivité actuelle. L'ensemble d'étages des terres noires (de l'Oxfordien au Bathonien) est particulièrement exposé, surtout dans la partie orientale où il a été porté à plus haute altitude.

A noter que cette série constitue souvent l'autochtone (autochtone parfois relatif puisque le dôme de Gap aurait été déplacé aussi) sur lequel sont venues se répandre les nappes de charriage de Digne, de l'Embrunais et de l'Ubaye. Ceci explique l'unité paysagère qui

FIG. 5: L'INVERSION DU RELIEF



caractérise, à la latitude qui nous intéresse, Préalpes et Grandes Alpes: la limite entre les deux est, du reste, difficile à cerner, sauf à la faire passer par le front des nappes.

Dans les "chaînes vocontiennes" (Debelmas, 1974), il y a entrecroisement des deux directions de plis. Les plis anciens ont été repris, accentués et déformés par la phase récente donnant ainsi de larges cuvettes synclinales séparées par d'étroites bandes anticlinales, aujourd'hui en grande partie éventrées et évidées en combes; et les quelques anticlinaux de grande amplitude (dômes) ont été, eux, plus encore, vidés des matériaux tendres de leur partie axiale.

Raoul Blanchard (1944) parlait d'un relief en creux où "les dépressions tiennent au moins 10 fois autant de place que les maigres échines anticlinales qui les séparent". Et l'on peut conclure, avec Jean Masseport (1960): "*alors que dans le reste des Préalpes, des formations littorales et néritiques calcaires se déposent dans la mer crétacée (pendant le Jurassique et le Crétacé), ici, dans la fosse vocontienne, des vases s'accumulent, donnant aujourd'hui essentiellement des marnes et des marno-calcaires, indices d'un approfondissement relatif de la mer sur cette région. On a, depuis longtemps, souligné la valeur de cette opposition sédimentologique pour l'explication du relief actuel: tandis que les Préalpes du Nord et la Provence ont pu ainsi être protégées contre l'érosion par une carapace résistante essentiellement urgonienne, le Diois et les Baronnies ont été profondément creusés dans leur masse marneuse fragile; ainsi, la rigidité de l'Urgonien explique en partie la simplicité des plis provençaux ou préalpins septentrionaux,* (tout comme) *la malléabilité des marnes* (explique) *la complication qui caractérise ceux du Diois et des Baronnies*".

2) Les formes du relief

Entre les remparts constitués par les falaises et les plateaux calcaires au Nord (Vercors, Dévoluy) et au Sud (Ventoux, Lure), citadelles karstiques remarquables, on a donc un ensemble de reliefs plus bas: les crêtes sont entre 1300 et 1750 mètres, contre 2000 m. au Glandasse, 2700 m. au Pic de Bure, 1900 m. au Ventoux, 1800 m. à Lure; reliefs également moins ordonnés, du fait de la rencontre des deux directions de plissements orthogonales, et plus confus puisque l'absence de couche dure épaisse a permis aux plissements de bousculer complètement la structure.

L'élévation structurale vers l'Est se traduit donc par une inversion du relief de plus en plus grande. Mais on note, à l'extrême Ouest du Diois, un des plus célèbres vals perchés de France, la forêt de Saou (constitué de calcaires sénoniens, dont il est vrai qu'ils se sont déposés très tard, au sommet du Crétacé) et, plus au sud, des remontées de terrains triasiques dans des diapirs (Ouest de Buis-les-Baronnies).

En tout état de cause, le Diois, avec les combes profondes de Vercheny, Die et Luc-en-Diois, qui se rejoignent, et plus encore les Pays du Buëch, sont des régions où les dépressions dominent de manière très nette dans le paysage: bassin d'Aspres, grande dépression de Laragne, qui rejoint aussi celle de Gap-Tallard. Au Nord du bassin de Laragne, le val perché de Saint-Genis est également remarquable, cerné qu'il est par les combes anticlinales profondes du Buëch, de la Channe et de Faye; comme est typique aussi la cuvette perchée de Céüze (déjà située sur la nappe de Digne).

Pour ce qui est de la partie occidentale restée conforme, elle comporte aussi une grande majorité de dépressions, les synclinaux formant les vastes cuvettes de Rosans, de l'Ennuye, de la Roanne; on retrouve une de ces larges cuvettes à l'Est, avec le grand synclinal de La Faurie.

La figure 2 (p.16) met bien en évidence la prédominance au Sud-Ouest, des plis d'orientation Est-Ouest pyrénéo-provençaux et l'influence grandissante de l'orientation Nord-Sud au fur et à mesure que l'on se déplace vers le Nord-Est: vallée du Buëch, Diois Central et Haut-Diois. Mais le tracé des plis et des failles révèle la double contrainte à laquelle a été soumis le matériel sédimentaire.

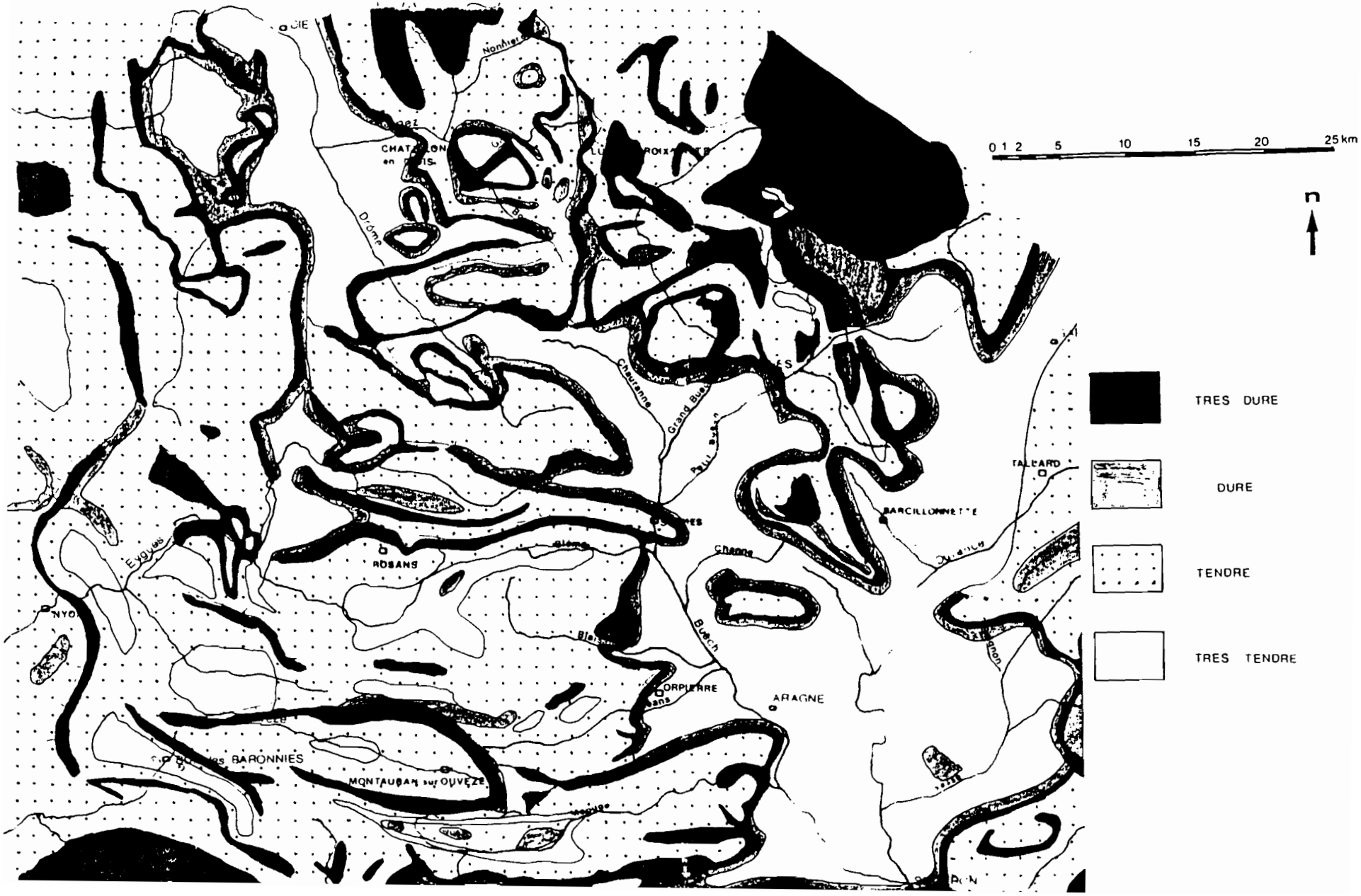
Il découle de cette structure, une multitude de crêts, ici essentiellement armés par le tithonique, qui sont aussi le trait caractéristique des bassins de Die ou de Laragne: les 60 à 80 mètres de calcaire forment, partout, des falaises bien visibles dans le paysage. Elles sont pourtant beaucoup moins puissantes que les falaises bordant le Sud du Glandasse ou que la crête dénudée Ventoux-Lure. Mais par contre, bien plus souple, elle décrit de multiples contours dans l'ensemble de la zone vocontienne.

Il en résulte, pour l'homme, une difficulté à circuler dans un espace qui, hors des grandes vallées (Drôme, Buëch), est très cloisonné; ces cours d'eau eux-mêmes ont dû creuser d'étroites cluses pour passer d'une combe anticlinale à une autre ou à une cuvette synclinale; d'où un grand nombre de gorges, lorsqu'un cours d'eau franchit la "barre tithonique".

3) Conséquences sur l'érosivité

De cet état de fait provient la grande extension des terrains tendres (fig. 6) puisqu'en dehors des calcaires tithoniques, et des calcaires turoniens (Diois septentrional et occidental, Baronnies occidentales), moins résistants, mais plus épais (jusqu'à 300 mètres), tous les terrains peuvent être catégoriés comme assez tendres (calcaires marneux), tendres (marno-calcaires) et surtout très tendres (marnes bleues du Crétacé, marnes noires du Jurassique). Autant de secteurs sur lesquels l'érosion actuelle a prise, comme elle a agi depuis la fin des glaciations. La figure 6 est une carte de résistance à l'érosion des roches et a été réalisée en prenant comme critère leur état de dégradation observé dans le paysage. L'échelle

FIG.6: CARTE DE LA RESISTANCE DES ROCHES A L'EROSION



stratigraphique (fig. 7) permet de connaître leur dureté relative, et indique également l'épaisseur des couches: on y distingue bien l'importance énorme des "terres noires".

A ce sujet, il est intéressant de remarquer avec Meyzenq (1980) l'existence, dans les combes anticlinales des Pays du Buëch et de la Durance, de glacis ayant un profil parfaitement concave. Cette "concavité parabolique" des versants fait que "la pente y est en parfaite corrélation avec l'altitude et la quantité d'eau tombée en chaque point: la lame d'eau cumulée à évacuer lors d'une précipitation augmente au même rythme que la pente diminue, en descendant le versant. Nous avons remarqué à sa suite que chaque irrégularité dans le profil concave du versant se traduisait par la présence de bad-lands. La stricte localisation de ce type de versant est liée, d'après Meyzenq (1980):

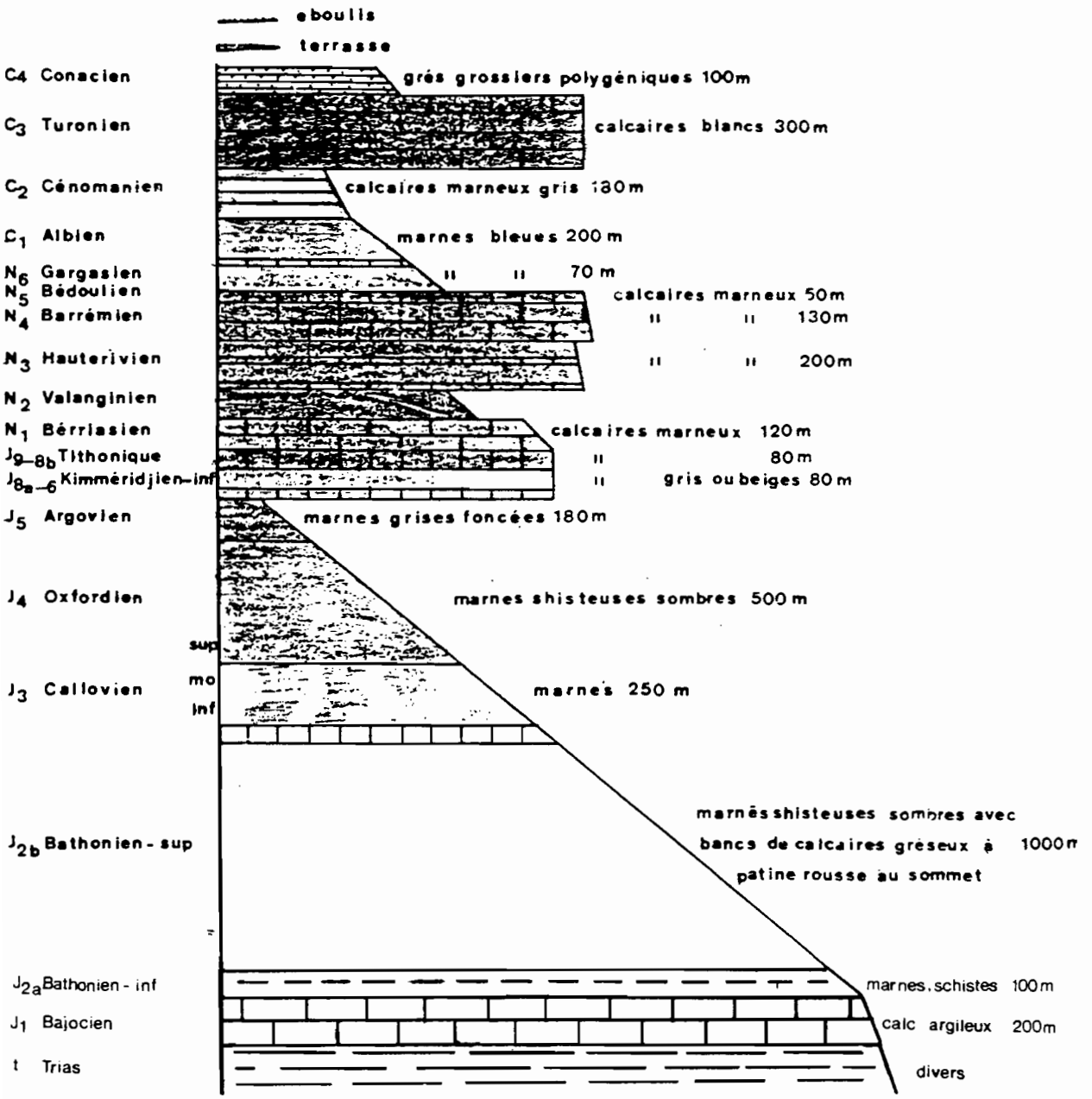
- à la lithologie: le calcaire tithonique produit des éléments fins et abondants (il est assez gélif);
- à la topographie et à la structure: il faut la possibilité d'avoir des versants longs: or, cette région est l'une des plus aérées des Alpes, du fait des vastes combes qui y ont été évidées dans les anticlinaux.
- à l'hydrographie: il faut également une puissante rivière allogène, pour évacuer les débris, sinon on passe à un glacis d'accumulation par relèvement du niveau de base.
- enfin, il faut un système climatique permettant l'écoulement en nappe (donc une couverture végétale très faible, voire nulle); ces versants ont été façonnés sous climat périglaciaire, lors des dernières phases des glaciations.

4) Le rôle des failles: érosion actuelle et tectonique

L'ensemble des Préalpes doit son existence au glissement et au plissement du manteau sédimentaire recouvrant des parties du socle qui ont été soulevées. Malgré la relative souplesse de certains des terrains qui les constituent, les failles y sont nombreuses; leur nombre et leur densité s'accroît au fur et à mesure que l'on se rapproche du socle et des grandes Alpes. Ces failles n'ont pas manqué d'avoir une influence sur l'érosion actuelle.

* Nous nous posions la question (Descroix, 1985), de savoir si la tectonique actuelle pouvait être responsable des glissements observés en février-mars 1978 (glissements de Saint Cyrice, de Montmorin, coulée de Laux Montaux, signalés en 1985; mais aussi réactivation de la coulée de Bonneval, à la même période). En effet, le plan de glissement de l'accident de St Cyrice est bordé sur sa partie occidentale par une petite falaise d'une quinzaine de mètres qui coupe le plateau de St Cyrice en deux. Au vu de la photographie aérienne, il apparaissait que cette falaise était certainement un plan de faille: on pouvait suivre cette faille supposée (non

FIG.7: ECHELLE STRATIGRAPHIQUE



signalée sur la carte géologique au 1/50 000ème, feuille de Serres) sur plusieurs kilomètres grâce à des linéaments de vallons et ravinements (et une végétation parfois plus touffue, pouvant évoquer une zone broyée). La question se pose également au sujet de la coulée de Bonneval: en effet, c'est le fossé tectonique de Mondorès/Terre Rouge (couleur des argiles oligocènes??) qui a piégé les argiles tertiaires sur une largeur de 500 mètres (fig. 8); ce secteur est resté nettement déprimé du fait de l'érosion différentielle, ce fossé étant bordé à l'Est et à l'Ouest par des compartiments soulevés où le calcaire du jurassique supérieur (Rauracien à Tithonique) domine. La coulée s'est produite dans l'axe du graben, en fonction bien sûr de la ligne de plus grande pente. Etant donné le synchronisme de ces divers évènements, le rôle d'un rejeu néotectonique (de tectonique actuelle) pourrait être évoqué.

En fait, l'Observatoire sismographique de Strasbourg (Institut de Physique du Globe; Michel Cara) nous a signalé qu'il n'y avait eu aucune activité sismique aux dates concernées dans la région. Si la tectonique actuelle n'est pas en cause, on peut affirmer toutefois que dans deux cas au moins, l'existence de failles a "guidé" un phénomène de solifluxion majeur.

* Maurice Bufalo (Bufalo, 1989) signale sur les BVRE de Saint Genis, dans plusieurs cas, l'influence des failles sur le tracé des ravinements dans les terres noires de l'Oxfordo-Callovien. Dans les bad-lands, on remarque, en effet, aisément le tracé des failles (pas toujours indiquées sur la carte géologique): la rocne nue permet une visualisation parfaite de la plupart des failles et fractures, d'autant que celles-ci sont souvent soulignées par l'existence de zones de broyage, et, le plus souvent, des filons de calcite: les failles sont en effet une zone de passage privilégiée pour l'eau, qui peut y laisser précipiter sa charge en solution. Bufalo a schématisé graphiquement une synthèse des trois types de relations qu'il a déterminées entre la pente et la structure géologique d'une part, la morphologie du bassin-versant de l'autre (fig. 9).

* L'observation du terrain permet de confirmer cette relation et, en particulier, de montrer des cas flagrants de guidage par faille des ravinements. C'est très net sur le BVRE de St Genis, mais on observe de tels parallélismes de manière fréquente dans les marnes:

- ainsi, au lieu-dit Champ Fougon, sur la commune d'Aspremont (05, vallée du Gd Buëch: 3248 X 868), deux ravines sont, visiblement, sur plus d'un kilomètre au total, guidées par faille (fig. 10).

- de même, au lieu-dit Chacogne, sur la commune d'Etoile (05, Baronnies Orientales), une ravine rectiligne suit sur 750 mètres le tracé d'une faille (864 X 3230) (fig. 10).

- en plusieurs endroits, on constate que la localisation des secteurs de bad-lands est liée à la présence de failles: au dessus de St Cyrice (Serre de l'Homme, cote 954M, 3231 X 866), ou à la Garenne, dans le triangle du confluent des Petit et Grand Buëch (cote 798, 3246 X 870).

FIG. 8: PLAN ET COUPE DU FOSSE TECTONIQUE DE MONDORES-TERRE-ROUGE ET COULEE DITE DE BONNEVAL

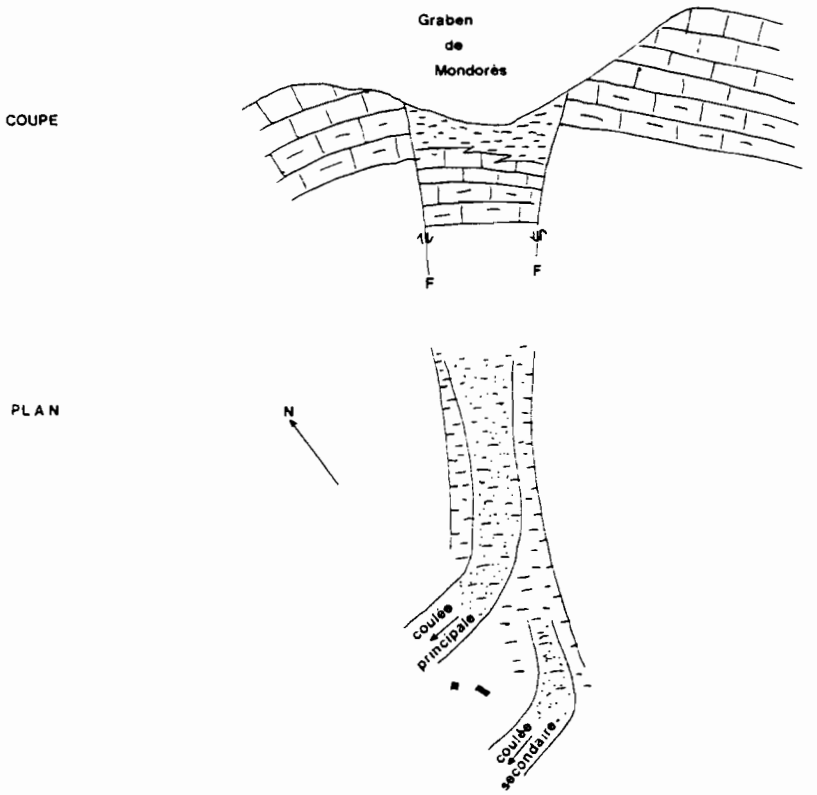
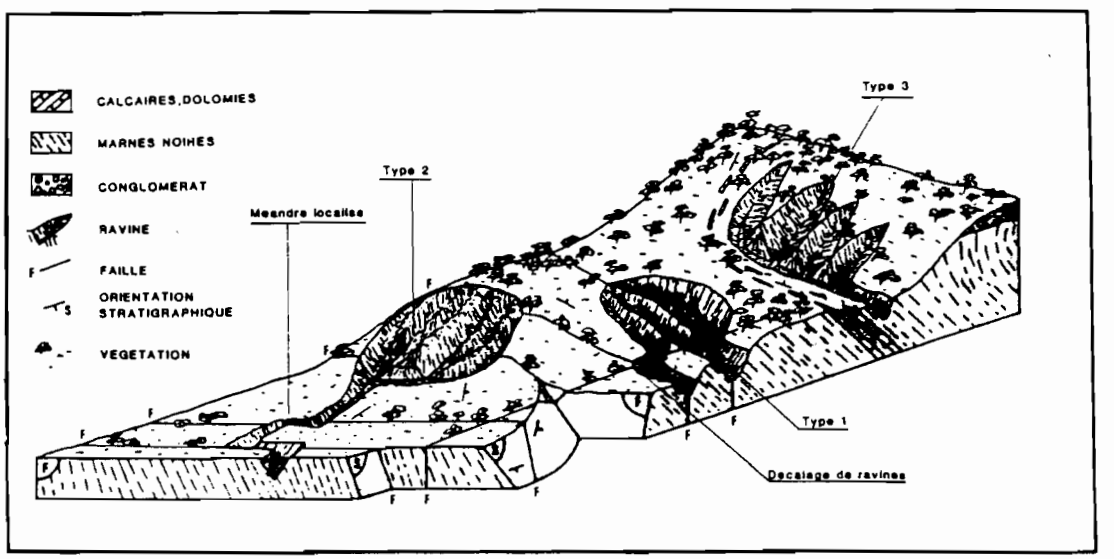


FIG. 9: BAD-LANDS ET STRUCTURES GEOLOGIQUES

Bloc schématique illustrant l'influence des relations géométriques existants entre la pente des versants et les structures géologiques sus-jacentes sur la morphologie des bassins-versants

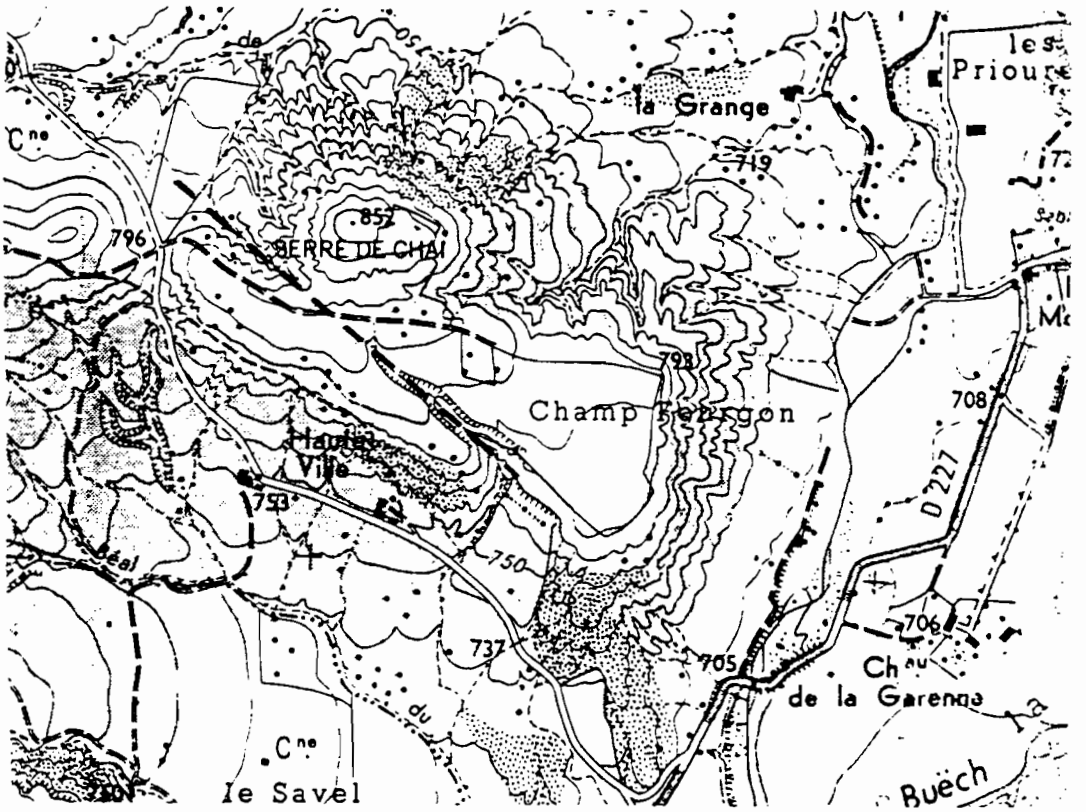


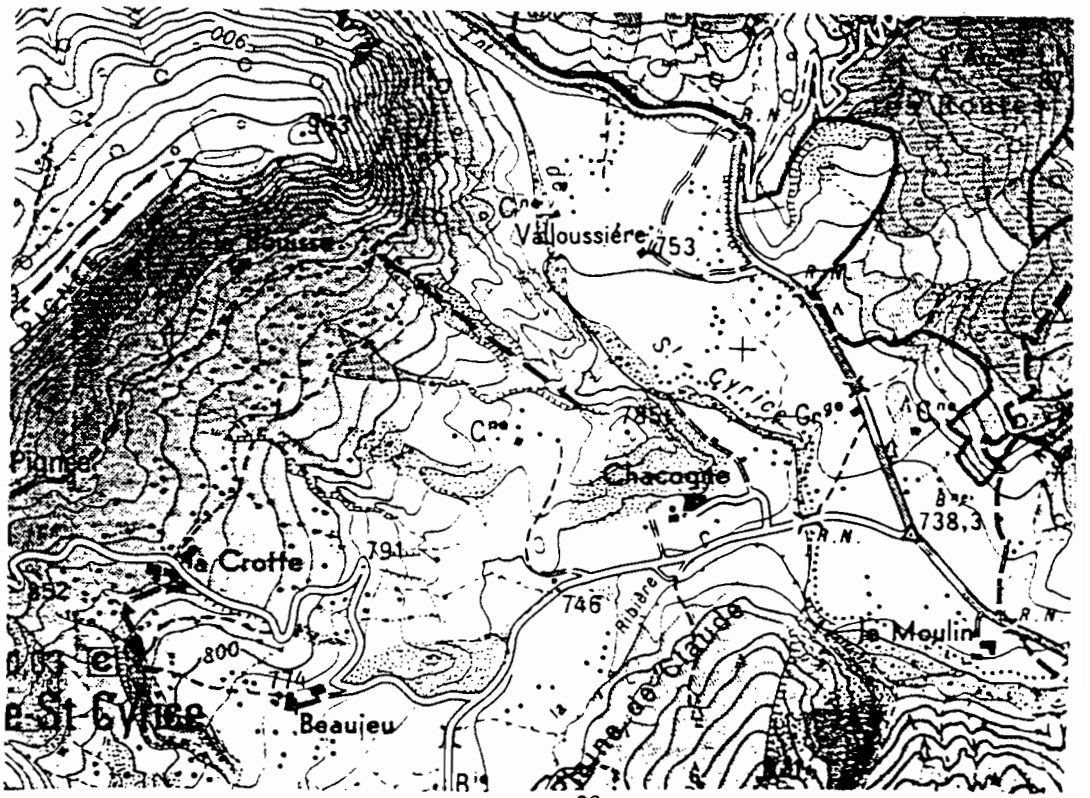
in BUFALO 1989, p. 34

FIG. 10: RAVINEMENTS GUIDES PAR UNE FAILLE:

en haut: commune d'Aspremont (Pays du Buëch)

en bas: commune d'Etoile (Baronnies Orientales)





Qu'il y ait ou non zone de broyage, les secteurs faillés constituent des zones fragilisées pouvant déterminer la localisation des ravinements de manière préférentielle.

5) Les caractéristiques des terrains sub-alpins

Les terrains concernés ici dans le Dauphiné Méridional, sont en grande partie des terrains tendres (fig. 6). Mais l'analyse de nombreux faciès différents conduit à s'interroger sur ce qui les différencie. En effet, les affleurements marneux dominent, et, en surface, les bad-lands creusées dans les marnes sont très étendus. Mais ces affleurements n'ont pas les mêmes caractéristiques et cela leur confère une plus ou moins grande résistance suivant l'importance des divers facteurs aggravant l'érosivité. Ces éléments ont été rassemblés dans le tableau 1.

TABLEAU N°1

QUELQUES CARACTERISTIQUES DES ROCHES EN PLACE

Terrain	Lieu	% CaCO3 (chimique)	% Argile % (granulo)	Ind. plast.	Ind liquid.	
Oligocène Calc.marneux	Bonneval (coulée)	46,8	63,0			
Cénom. Marnes bleues	La Vière	70,3	76,5			
Albo-garg.						
	La Vière	45,9	86,0			
	Etoile	36,6	87,5			
Calc. marn.	Béd.Bar.Haut.					
	Nonnières (éboulis)	67,2	29,0			
Marnes Noires	Oxf.Cal.Bat.					
	Menglon	51,7	85,5			
	St-Genis	33,9	66,5			*
	" "	47,0	40,5	17	37	**
	Savournon	13,6	69,0		*	
	" "	13,5	57,5	18	31	**
	Orpierre	21,9	69,0	27	36	*

** mesure Descroix; ** mesure Bufalo: le % de Ca CO3 est obtenu par voie chimique (calcimètre Bernard), le % d'argiles par granulométrie puis densimétrie; limites de plasticité et liquidité suivant Atterberg pour Bufalo, de manière empirique pour Descroix;*

Ces éléments ont une influence sur les propriétés suivantes:

• la sensibilité aux alternances gel/dégel (gélivité) et humectation/dessication car la fracturation initiale de la roche par cryoclastie (et peut-être par thermoclastie) peut expliquer les quantités de matériaux ensuite mobilisés; cette gélivité avait été mesurée (Descroix, 1985) pour les types de roches les plus étendus en surface: marnes noires du Jurassique Moyen, marnes bleues du Crétacé Moyen, mais aussi marno-calcaire et calcaire tithonique pour comparaison (tableau 2). Les marnes (et celles de l'Oxfordo-Callovien en particulier) apparaissent infiniment plus gélives que le calcaire tithonique; il est vrai que ce dernier est réputé relativement plus résistant, de ce point de vue, que les calcaires du Sénonien ou de l'Urgonien.

Cette grande différence entre calcaires et marnes explique en grande partie l'oeuvre de l'érosion différentielle dans les Préalpes du Sud, bien qu'il faille tenir compte de l'existence, depuis la fin des grandes glaciations, de périodes plus chaudes et plus froides que l'actuelle.

TABLEAU 2: LE ROLE DE LA CRYOCLASTIE

ACTION DES ALTERNANCES GEL/DEGEL SUR DES BLOCS DE ROCHE EN ARMOIRE CLIMATIQUE								
NOM ECHANTILLON		POURCENTAGE DE FRACTION PAR RAPPORT AU POIDS INITIAL DES BLOCS						
		AU BOUT DE 103 CYCLES GEL/DEGEL						
	ROCHE	TOTAL	REPARTITION DES FRACTIONS PAR GRANULOMETRIE					
		%	> 5 cm	2 a 5 cm	2mm a 2 cm	0,2 a 2 mm	0,05 a 0,2mm	< 0,05 mm
D1	calc.tithonique	0,1	0	0	0	0	5	95
D2	calc. marneux	0,8	0	75	8	4	5	8
D3	calc. marneux	0,11	0	0	0	5	56	41
D4	marne bleue	31,05	53	24	20	1,5	1	0,5
D5	marne bleue	54,4	78	12	9	0,5	0,5	0,5
D6	marne noire	100	20	22	23	31	3,5	0,5
		AU BOUT DE 206 CYCLES GEL/DEGEL						
D1		0,25	0	0	0	1	17	82
D2		3	0	60	36	2	1	1
D3		0,25	0	0	0	3	37	60
		AU BOUT DE 225 CYCLES GEL/DEGEL						
D1		0,3	0	0	0	1	19	80
D2		3,6	0	62	35	1	1	1
D3		0,3	0	0	0	3	36	61

Pour prendre mesure de la gélivité de ces roches, il leur a été imposé le protocole suivant en armoire climatique: une alternance gel/dégel par jour (de +15° à -15°), et, tous les 7 jours, une humectation. Les résultats sont résumés dans le tableau 2 (Descroix, 1985)..

L'eau contenue dans les fissures et les pores de la roche augmente de volume lors du gel, ce qui écarte les fissures et agrandit les pores. La porosité augmente à l'issue de chaque cycle (fatigue de la roche). De ce fait, le nombre d'alternances est plus important que la sévérité du gel (Birot, 1981; Deshons, 1985, Olivry 1986 et 1988) dans les terrains de résistance moyenne ou faible. On peut considérer qu'il y a dans les Préalpes Dauphinoises du Sud une bonne centaine d'alternances gel/dégel par an (fig. 12).

* le pourcentage de $CaCO_3$ et d'argile

L'un -le calcaire- est a priori un facteur de résistance de la roche, et il permettra de distinguer les différents types de marnes les uns des autres. Ce pourcentage a été mesuré sur tous les terrains friables, en laboratoire (au calcimètre Bernard), pour les individualiser: il varie de 13,8% dans les terres noires oxfordiennes de Savournon à 70% dans les calcaires argileux cénomaniens de La Vière de Glandage (ubac).

Le pourcentage d'argile est au contraire facteur de fragilité de la roche, et aussi d'aptitude à la solifluxion; il a été déterminé par densimétrie (après broyage), et se révèle important pour connaître les processus d'altération de la roche et de fluage.

* les limites de plasticité et de liquidité

Les limites de plasticité et de liquidité ont une importance primordiale pour comprendre l'instabilité des versants, en particulier en terrain marneux; nous avions mesuré, de manière empirique, une limite de plasticité de 26% et une limite de liquidité de 37% pour les marnes noires à Orpierre. M.Bufalo a pu déterminer, en laboratoire des limites respectives de 18% et 31% pour les marnes noires à Savournon et de 17% et 37% à Saint-Genis. Les limites d'Atterberg sont fixées de manière très artificielle; elles ne valent que par comparaison. De plus, faute d'appareil, nous avions mesuré plasticité et liquidité en prenant sur le terrain, lors d'une précipitation fine mais abondante, plusieurs échantillons de marnes au moment où elles devenaient plastiques, puis fluides, ce qui est certes loin du procédé mis au point par Atterberg au début du siècle (Antoine et al., 1980, Schlosser, 1988).

B) LES CONTRAINTES DU CLIMAT DE MONTAGNE A TENDANCES SUB-MEDITERRANEENNES ET CONTINENTALES

L'ensemble des Préalpes du Sud est une région relativement enclavée en ce qui concerne la circulation des masses d'air. Si l'on prend en compte l'ensemble centré sur le bassin de Laragne, on s'aperçoit que en dehors de l'ouverture de la vallée de la Durance (du reste bien étroite à la cluse de Sisteron), cette zone est, dans tous les horizons, fermée par des montagnes:

- au Sud par la chaîne Ventoux-Lure et les Préalpes de Digne;
- à l'Est par les Alpes Internes;
- au Nord par la ligne des cols, le Vercors et le Dévoluy;
- à l'Ouest par le Massif Central (élevé à ce niveau) et la partie Occidentales du Diois et des Baronnies, qui sont assez élevées également (Mgne d'Angèle, Trois Becs);

De ce fait, l'ensemble de la région qui nous concerne est sous l'influence d'un climat d'abri, en ce sens qu'il est peu touché par l'entrée des masses d'air; et en particulier des masses d'air humides; s'il peut paraître agréable aux estivants, le climat des Préalpes du Sud n'en est pas moins rude. La sécheresse estivale est du reste un facteur limitant pour l'agriculture, malgré les récents aménagements. Mais c'est en hiver que le climat est le plus typique; la sécheresse de l'air s'y conjugue avec le froid pour faire alterner nuits glaciales et journées ensoleillées mais bien fraîches (Veyret, 1945; Blanchet, 1981; Douguedroit et al. 1981 et 1984; Meyzenq, 1984).

Toutes les données météorologiques qui suivent, ont été fournies par les stations de la Météorologie Nationale, ou par les centres départementaux de Embrun, Montélimar et Château Arnoux, sauf bien sûr celles fournies par notre propre réseau de pluviomètres et pluviographes. Les cartes indiciaires, ainsi que les figures 11 et 12 et les traitements statistiques ont été dressées à partir de ces deux types de sources. Les figures 13 et 14 montrent les totaux mensuels de précipitations suivant deux transects: l'axe des vallées de la Durance et du Buëch (fig. 13) et de la vallée du Rhône au coeur des Alpes (fig 14). Ce dernier axe sert aussi de progression aux figures 15 (pluviométrie saisonnière) et 16 (Nombre de jours de précipitations par mois).

1) des influences méditerranéennes

La principale est sans conteste la sécheresse estivale; celle-ci est presqu'aussi marquée que sur le littoral méditerranéen. En observant les données pluviométriques mensuelles moyennes des stations météorologiques régionales (voir tableaux n°3 et 4), on s'aperçoit que le mois de juillet y a un coefficient pluviométrique d'environ 0,5 (rapport des précipitations du mois concerné sur la précipitation annuelle totale divisée par 12). On remarque d'autres "creux"

pluviométriques en janvier et en avril, mais ils sont bien moins marqués que le minimum estival. L'automne est de loin la saison la plus pluvieuse; toutefois, E. Gautier (1992) constate qu'il y a moins de crues d'automne depuis plusieurs dizaines d'années; et par ailleurs, si l'on ne considère que la décennie 1981-90, le printemps y dépasse l'automne dans la plupart des postes météorologiques. Nous y reviendrons, et nous contenterons pour l'heure des données de la "normale" 1951-80. On constate d'ailleurs que malgré leur éloignement géographique, les stations du tableau 4 ont un comportement très proche. Il est intéressant aussi de comparer les données des tableaux 4 (moyenne des précipitations) et 3 (nombre de jours de précipitations de plus de 0,1mm).

La sécheresse estivale est partout prononcée, mais plus encore en s'approchant du bassin méditerranéen, que ce soit vers la vallée du Rhône ou vers la basse vallée de la Durance. Cela apparaît autant en valeur des précipitations totales qu'en nombre de jours de pluie. Les figures 13, 14, 15 et 16 montrent la répartition dans l'année de ces précipitations pour quelques stations représentatives.

On remarque ainsi que Montauban/Ouvèze reçoit plus de précipitations que Laragne, mais les reçoit en un nombre de jours plus réduits; la quantité d'eau tombée par jour de précipitation y est donc supérieure, ce qui se traduit par une plus grande agressivité des pluies, celles-ci tombant avec une intensité supérieure. On peut expliquer cette opposition de la manière suivante: Montauban est plus en situation d'abri orographique, surtout vis-à-vis des précipitations méditerranéennes. Mais étant plus haut la condensation y est aussi plus rapide, d'où des volumes plus importants de pluies. L'orographie joue par l'effet d'obstacle, qui fait que, par exemple, il pleut plus à Sisteron et Serres qu'à Laragne ou Mison (Escourrou, 1980), mais aussi d'exposition aux vents, et il est possible, au vu des cartes indiciaires (fig. 17 A à 17 D), que la vallée de la Durance serve d'axe de pénétration aux masses d'air méditerranéennes, freinées ailleurs par les massifs. Montauban est la commune sur laquelle prend sa source l'Ouvèze; lors de la crue catastrophique qui ravagea Vaison-la-Romaine et les communes proches le 22 septembre 1992, il n'y tomba pas plus de 65 mm (et 55 à Laborel de l'autre côté du col de Perty, sur le versant oriental des Baronnies). Le gros des précipitations sont tombées dans la zone basse de l'Ouvèze, au pied du Ventoux, avec 200 mm sur une aire de 200 km2 autour d'Entrechaux et de Malaucène, soit le tiers du BV en amont de Vaison (Gilard et al. 1993).

Autre trait caractéristique d'une certaine méditerranéité, l'irrégularité interannuelle des précipitations se remarque assez peu au niveau du total annuel, mais a des effets remarquables au niveau saisonnier: ainsi, il n'est tombé que 10mm durant les 3 mois de l'automne 1978 à Laragne, alors que la moyenne est de 250 mm et qu'il est tombé plus de 300 mm pour le seul mois d'octobre 1979.

FIG. 11: PRECIPITATIONS ANNUELLES MOYENNES

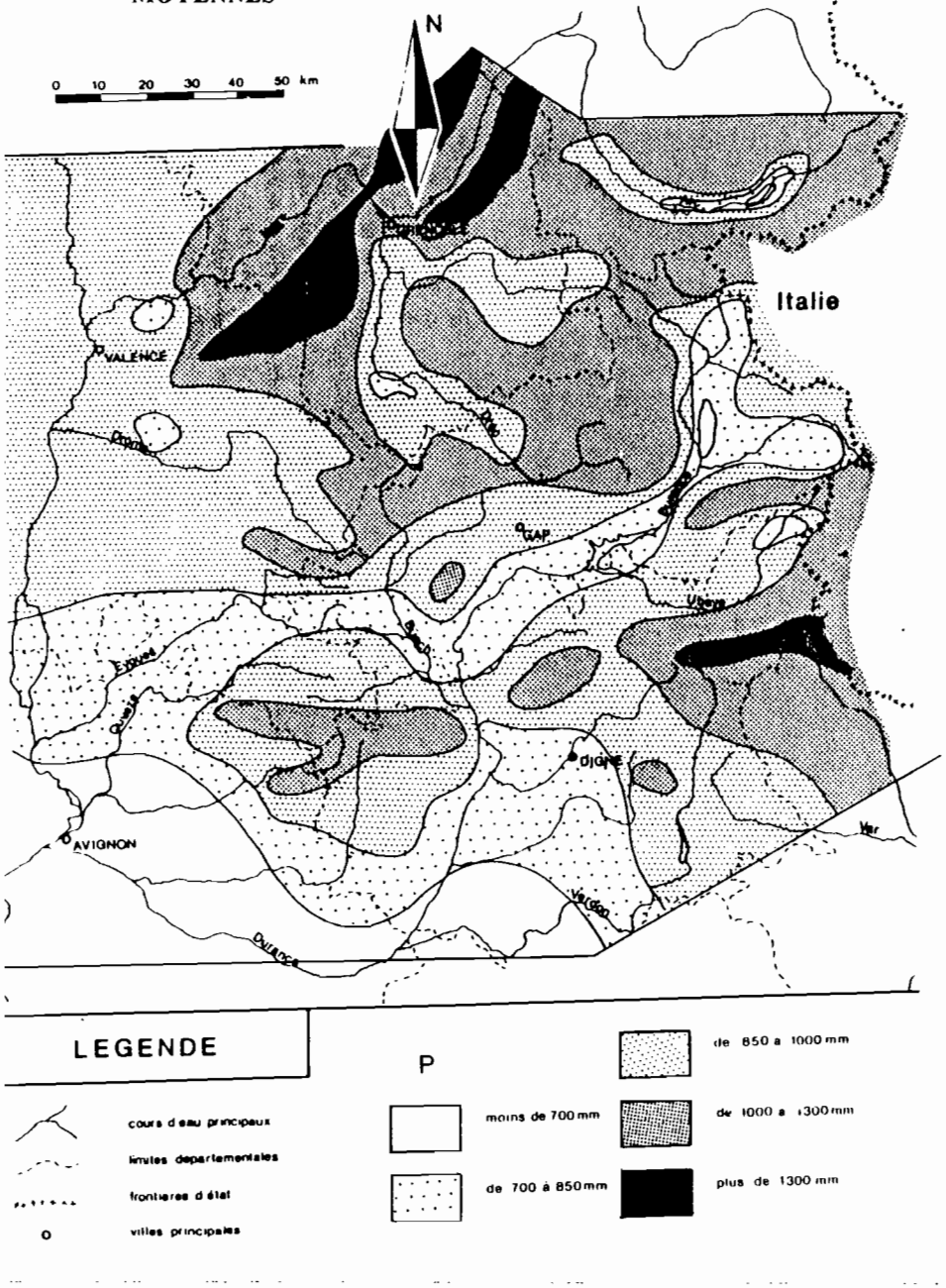


FIG.12: NOMBRE D'ALTERNANCES GEL/DEGEL PAR AN

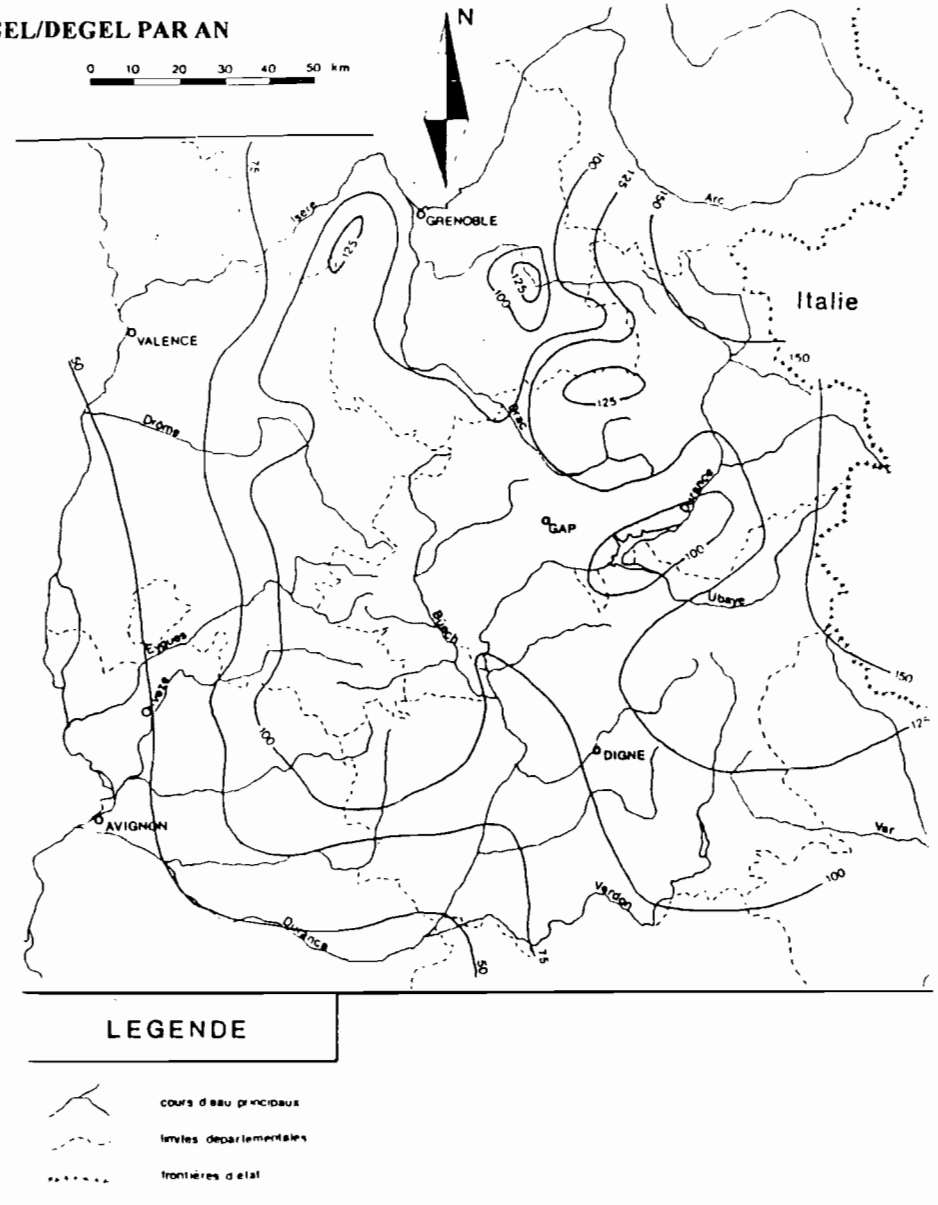


FIG. 13: PRECIPITATIONS MENSUELLES: AXE DURANCE-BUECH

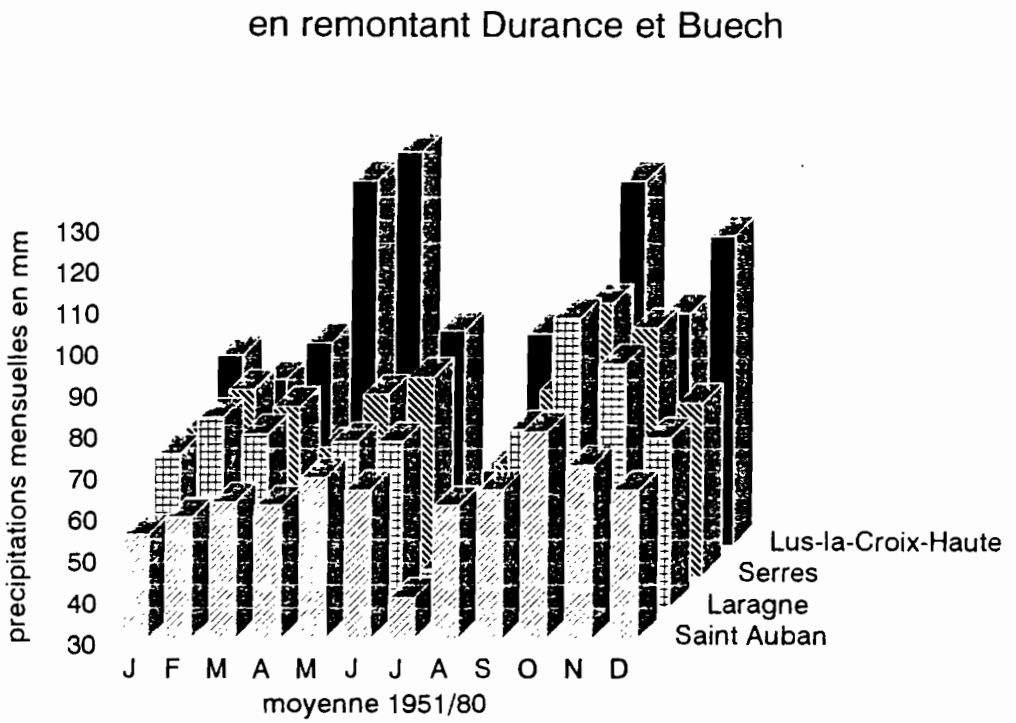


FIG.14: PRECIPITATIONS MENSUELLES: DU RHONE AU COEUR DES ALPES

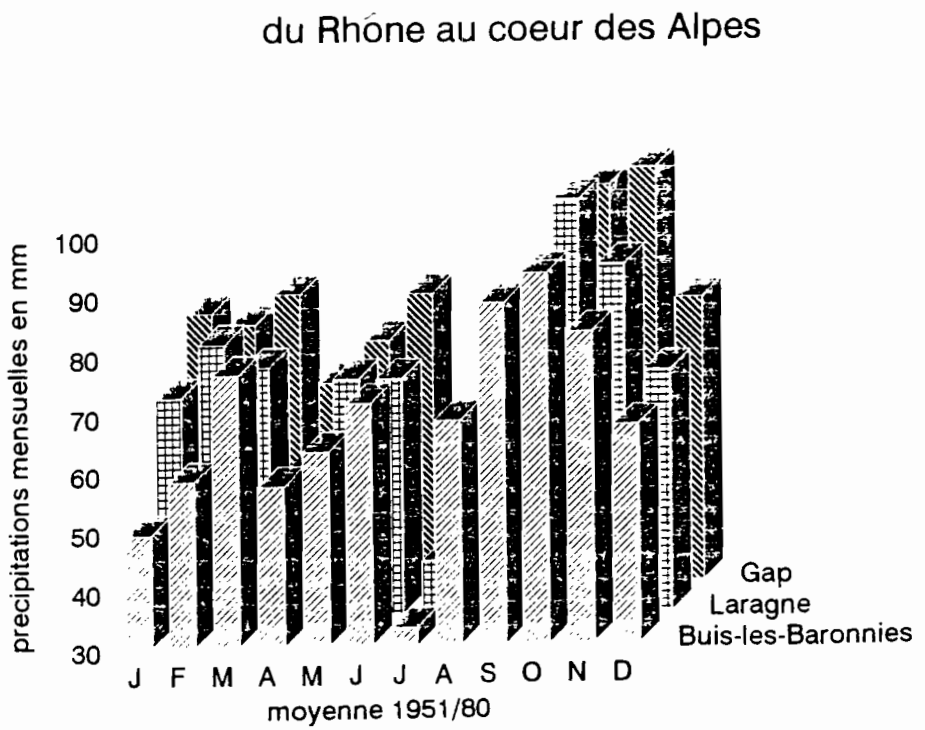


TABLEAU N°3

NOMBRE DE JOURS DE PRECIPITATIONS SUPERIEURES A 0,1MM PAR MOIS ET PAR AN

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	total
BUIS	7,1	7,5	8,1	7,3	7,3	6,7	3,7	5,5	6,3	6,1	7,8	7,1	80,4
CHAT.Ds	6,8	7,3	7,7	7,0	7,5	7,4	4,6	5,4	6,0	6,2	6,9	7,5	80,4
NYONS	8,7	8,2	9,0	8,4	8,0	7,0	4,1	5,9	6,4	7,4	8,3	8,7	90,1
MONT./O	6,8	6,0	6,5	6,3	7,1	6,7	3,4	4,4	5,3	5,9	6,3	6,7	71,3
StAUBAN	10	9	10	10	11	11	6	7	8	8	10	10	110
LARAGNE	7,1	7,1	7,1	6,7	8,2	7,9	4,2	5,6	5,9	6,5	7,4	7,0	80,7
GAP	8,7	9,1	9,6	8,3	10	11	7,1	7,9	8,0	8,3	9,8	8,5	106
TALLARD	7,5	7,5	7,7	6,4	8,3	8,2	4,5	5,9	6,3	6,5	7,8	7,1	83,7

TABLEAU N°4

PRECIPITATIONS MENSUELLES ET ANNUELLES MOYENNES (1951-1980)

(sauf Lus-la-Croix-Haute 1981-90, Orpierre 1982-91, Rosans 1972-80, Saint-Auban 1954-83)

Station J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	total
BUIS	49	58	76	57	63	71	33	68	88	93	83	67	805
CHAT.Ds	53	67	83	65	80	92	54	70	77	80	83	67	869
NYONS	50	65	73	61	73	69	32	66	93	100	73	60	815
MONT./O.	68	76	78	65	76	74	41	62	83	98	92	83	896
LARAGNE	67	76	72	55	70	70	39	55	73	100	89	71	838
SERRES	66	75	71	61	74	78	42	57	75	96	90	72	857
BARCILtte	94	88	95	73	87	89	47	65	83	116	118	92	1046
TALLARD	61	61	65	52	64	66	38	54	67	86	85	62	762
GAP	76	74	79	64	71	79	48	64	74	97	100	78	903
LUS-C-Hte	76	70	79	118	125	82	48	81	70	118	86	105	1058
ORPierrre	40	60	58	94	96	60	29	66	50	118	83	70	823
ROSANS	67	83	70	51	67	81	47	51	68	109	54	64	811
St AUBAN	55	59	63	62	69	66	40	62	66	80	72	66	811

FIG. 15: PRECIPITATIONS SAISONNIERES

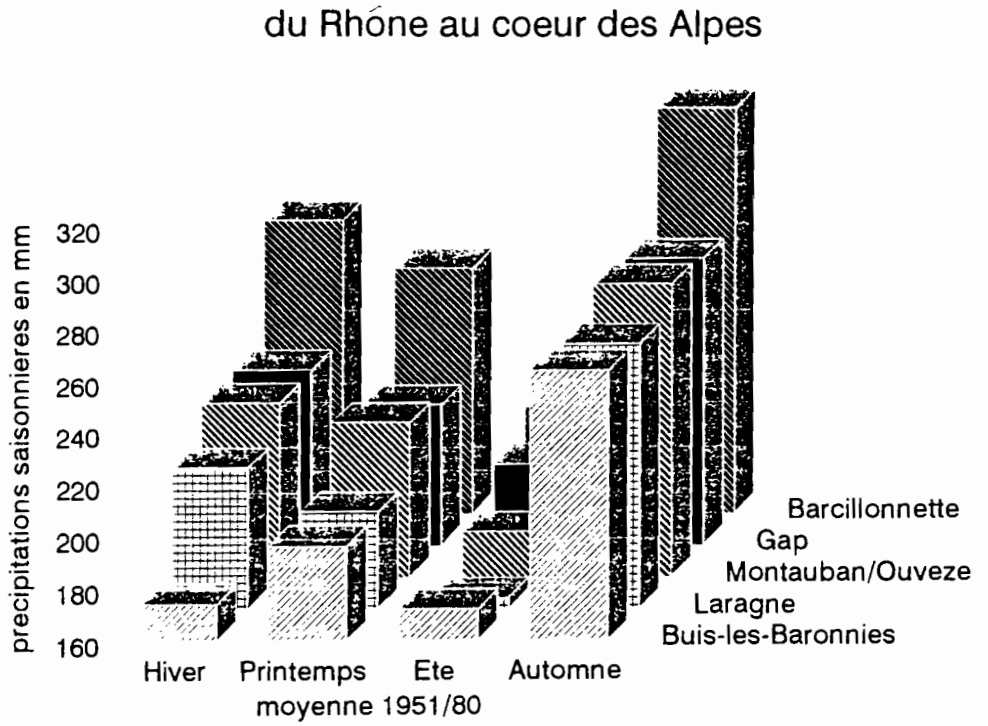
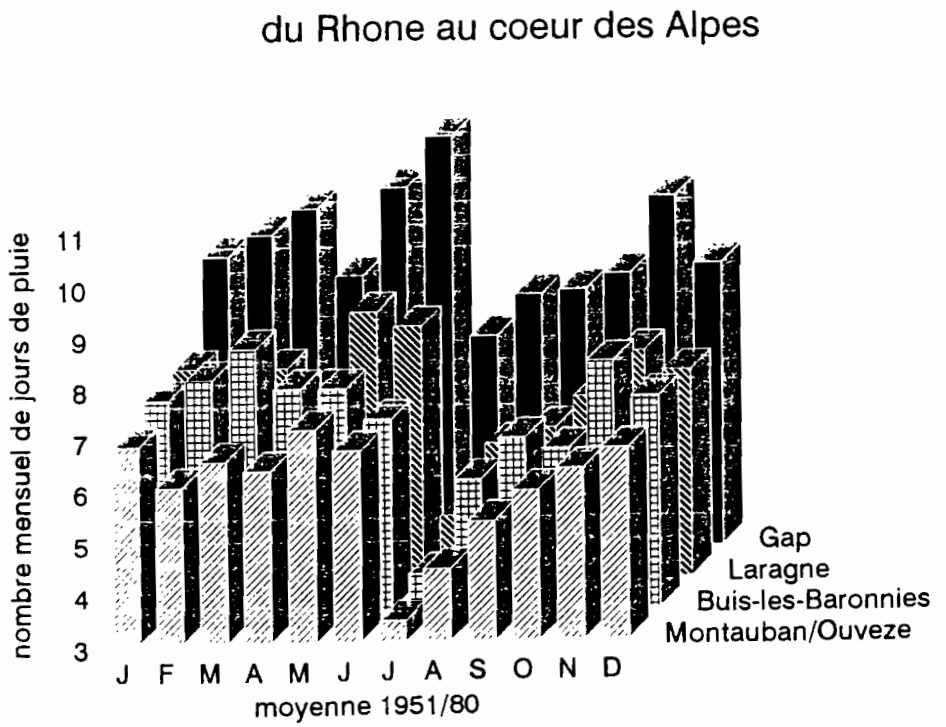


FIG.16: NOMBRE MENSUEL DE JOURS DE PRECIPITATION (SUPERIEURE A 0,1MM)



Nous avons pu effectuer un traitement statistique des précipitations à Courriau (adret d'Orpierre) grâce aux données fournies par le pluviographe Oedipe et par un pluviomètre type Association. Seules les années 1988-92 ont été prises en compte, car elles permettaient de disposer de la double mesure pluviométrique. Le traitement a été réalisé avec le logiciel DIXLOI (Laboratoire d'Hydrologie de l'ORSTOM, Montpellier). Le traitement des pluies journalières sur ces 5 années a permis de calculer le temps de retour moyen des pluies journalières (en 24 heures):

Temps de retour	Pluie
1 an	41 mm/24 heures
5 ans	53 mm
10 ans	57 mm
30 ans	67 mm
	(loi de Gumbel)

Les figures A1-1 et A1-2 en annexe montrent l'ajustement de la distribution de ces pluies journalières aux lois à deux paramètres (loi de Gauss et loi de Gumbel), représentées ici sur papier arithmétique, où l'ajustement parait meilleur que sur papier Gumbel.

Enfin, un autre caractère méditerranéen du climat, et non des moindres, et ayant de grosses conséquences sur l'érosivité des sols, **l'ensoleillement** est ici important: il tourne aux alentours de 2700 heures par an, suivant l'importance de l'écran montagneux (de moins de 2000H par endroits à plus de 3200 H sur certaines crêtes). L'insolation théorique est, elle, supérieure à 3200 H/an, c'est-à-dire qu'elle est égale ou supérieure à celle que l'on observe sur la côte méditerranéenne: il y a en effet ici moins de brumes du fait de l'éloignement de la mer. En cela, le bassin moyen de la Durance, mais aussi la haute vallée de la Drôme, participe du climat d'abri qui a rendu célèbre l'Est du département des Hautes Alpes, et en particulier la ville d'Embrun: l'ensoleillement théorique est dans cette ville un des plus élevés de France (sinon le plus élevé), avec 3300 H/an; mais l'ensoleillement réel y est de 2590 H/an du fait de l'importance de l'écran montagneux; il est, en comparaison, de 2555 H/an à Montélimar, 2765 H/an à Saint Auban, 2750 H/an à Nice, 2910 H/an à Toulon. Ceci étant dit, il est vrai que l'effet d'abri est moins prononcé dans le bassin de Laragne que dans l'Embrunais: ainsi il tombe 838 mm/an de précipitations à Laragne (altitude: 575 m.), contre 760 mm à Embrun, 650 mm à Saint-Crépin, et 700 mm à Saint Véran pourtant situé à 2040 m. d'altitude.

Ce grand ensoleillement a deux conséquences primordiales quant aux processus d'érosion:

* en effet, même s'il ne s'accompagne pas forcément de fortes températures (c'est souvent l'inverse en hiver: c'est alors quand le ciel est dégagé qu'il fait le plus froid), le

soleil favorise le dégel diurne en hiver, et en toutes saisons, la dessiccation du sol: il pourra provoquer un grand nombre d'alternances gel/dégel (un peu plus de 100/an au niveau du sol) et humectation/dessiccation;

* en deuxième lieu, et c'est fondamental, on a une opposition très nette entre un adret et un ubac: dans ce domaine-là, on peut, aussi, comparer les Préalpes Méridionales au Queyras et à l'Embrunais; d'autant que la direction pyrénéo-provençale des axes du relief accentue cette opposition: ceci a une influence sur le climat, avec un grand nombre de micro et de mini-climats, mais surtout sur la végétation et l'implantation humaine.

L'ensoleillement et l'intensité de la sécheresse estivale, qu'accompagne la brutalité des précipitations durant les six mois "chauds" (des intensités de 30mm/h sont fréquentes, même si elles sont de courte durée), sont les traits "méditerranéens" du climat préalpin méridional; ils ont une influence directe sur l'érosion, en facilitant la dessiccation du sol après la pluie et donc la désagrégation mécanique; certaines formes d'érosion chimique sont également facilitées par les températures diurnes élevées, même si elles demandent en général un minimum d'humidité; ces éléments contribuent à fournir ainsi de grandes masses de matériaux désolidarisés aux agents de transport.

2) des caractères montagnards

En effet, en raison de l'altitude (comme on l'a vu, accentuée par la continentalité), le fait montagnard est aussi important que les influences méditerranéennes sur le climat. Ceci apparaît au premier abord au vu des températures; en effet, la pluviométrie augmente ici relativement peu avec l'altitude (gradient d'environ 35mm/100m.), en comparaison avec ce que l'on observe dans les montagnes directement exposées aux flux d'ouest (Vercors, Chartreuse): les températures annuelles moyennes vont de 9° à 12° (mais toutes les stations sont situées en fond de vallée); le nombre de jours de gel est compris entre 65 et 125, mais il est partout supérieur à 100 dès que l'on pénètre dans le Moyen Bassin de la Durance, en amont de Sisteron et à l'Est de la ligne de partage des eaux Rhône/Buëch (tableaux 5 et 6).

Deshons (1985) donne de son côté une moyenne de 119 alternances gel/dégel par an à Laragne (période 1968-1985), et de 126 à La-Motte-du-Caire (Alpes de Haute-Provence) (1961-1981).

Le gradient thermique est ici d'environ 0,8° par 100 mètres: ceci traduit la sécheresse du climat, la moyenne étant en général de 0,6 degré par 100 mètres. Le nombre d'alternances gel-dégel de la station de Laragne est assez significatif de ce que l'on rencontre dans toute la région (fig.12). En effet, si certains secteurs abrités (fonds de vallées, ubacs)

TABLEAU N°5

TEMPERATURES ANNUELLES MOYENNES

(arrondies à l'unité)

Tx = moyenne des maxima; Tn = moyenne des minima

STATION	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	total
BUIS-les-Baronnies													
Tx	9	11	14	17	22	26	29	27	24	19	13	10	18,4
Tn	-1	-0*	1	4	7	10	12	12	9	6	2	-0*	5,1
Moyenne	4	5	8	10	14	18	20	20	17	12	8	5	11,7
NYONS													
Tx	10	11	15	18	22	16	29	28	25	20	14	11	19,1
Tn	-0*	0	2	5	8	11	13	13	11	7	3	1	6,2
Moyenne	5	6	9	11	15	19	21	20	18	13	9	6	12,6
CHATILLON en Diois													
Tx	7	9	12	16	20	24	27	25	22	17	12	7	16,4
Tn	-3	-2	-0*	2	6	9	11	10	8	4	0	-3	3,5
Moyenne	2	3	6	9	13	16	19	18	15	10	6	2	9.0
SAINT AUBAN													
Tx	8	10	14	17	21	25	29	28	24	19	13	9	18,1
Tn	-0*	0	2	5	8	12	15	14	12	7	3	0	6,6
Moyenne	4	5	8	11	15	18	22	21	18	13	8	5	12,4
LARAGNE													
Tx	6	9	13	17	22	25	29	28	24	18	11	7	17,5
Tn	4	-2	0	3	7	10	13	12	9	5	0	-2	4,4
Moyenne	1	4	7	10	14	18	21	20	17	11	6	2	11,0
TALLARD													
Tx	6	8	12	17	21	24	28	27	23	17	10	7	16,6
Tn	-4	-3	-0*	3	7	10	12	12	9	5	0	-3	4,0
Moyenne	1	3	6	10	14	17	20	19	15	11	5	2	10,3
GAP													
Tx	6	8	12	16	20	24	27	26	22	17	10	7	16,2
Tn	-4	-3	-0*	2	6	9	11	11	8	4	-0*	-3	3,5
Moyenne	1	2	6	9	13	16	19	18	15	11	5	2	9,9

(* = température comprise entre -0,5 et 0 degrés)

TABLEAU N°6

NOMBRE DE JOURS DE GEL

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	total
Buis	19	15	10	4	1	0	0	0	0	2	11	18	80
Nyons	18	13	8	4	0	0	0	0	0	1	9	15	67
Chatillon	24	21	17	8	1	0	0	0	0	4	17	22	115
St Auban	16	13	8	1	0	0	0	0	0	0	6	14	58
Laragne	25	20	15	6	1	0	0	0	0	4	16	23	111
Tallard	27	22	18	8	1	0	0	0	0	4	16	25	120

TABLEAU 7

NOMBRE D'ALTERNANCES GEL/DEGEL A LARAGNE

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	total
J de gel	25	20	15	6	1	0	0	0	0	4	16	23	111
J sans dégel	1,7	0,5	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0,3	3,2
Gel/dégel	23	20	15	6	1	0	0	0	0	4	16	23	108

connaissent un plus grand nombre de jours de gel (140 ou 150 par an), ils subissent aussi beaucoup plus de jours sans dégel: en effet, ils peuvent, en hiver, ne pas avoir le soleil pendant plusieurs semaines de suite. De ce fait, le nombre d'alternances gel/dégel doit être à peu près partout aux alentours de 100 ou 120. Les Préalpes du Sud sont de ce point de vue (fig. 12) sur le même plan que celles du Nord, la clarté de l'air en hiver entraînant un froid vif la nuit, et compensant des températures diurnes plus élevées que dans le Vercors ou la Chartreuse.

D'autres éléments viennent étayer, avec la violence des précipitations et le nombre élevé d'alternances gel/dégel, l'idée que le climat des Préalpes du Sud-Ouest est agressif.

3) le rôle de la bise

La bise renforce le caractère montagnard du climat: on lui doit la grande pureté de l'air des Alpes du Sud. Cette bise renforce le froid hivernal, l'évaporation, et l'aridité des Alpes du Sud. Meyzenq (1986) montre que l'indice de Gaussen ne suffit pas à démontrer, dans cette région, le caractère méditerranéen du climat: *"l'aridité ne doit pas tout aux températures et à la pluviosité. Elle est davantage soumise à l'humidité relative très faible qui favorise le pouvoir évaporant considérable de l'atmosphère, que renforce encore un renouvellement quasi permanent de l'air".*

Dans le numéro de 1986 des bulletins départementaux de météorologie, on peut lire que la bise souffle plus de la moitié du temps à Gap (60% environ). Meyzenq (1984) lui accorde aussi une grande importance.

De ce fait, l'air est très sec: l'humidité relative moyenne est de 62% à Embrun, mais elle passe à 67% à Saint-Auban et 72% à Montélimar; pour la partie préalpine qui nous concerne, on doit se trouver à des valeurs intermédiaires entre celles d'Embrun et Montélimar, et proches de celles de Saint Auban. La lame d'eau annuelle potentiellement évaporée est comprise entre 1000 et 1500 mm., soit bien plus que les précipitations; alors que dans les Alpes du Nord, les précipitations dépassent toujours l'évaporation potentielle.

Cependant, clarté de l'air et froid vif des temps de bise accroissent l'aridité, certes, mais abaissent les températures (par rayonnement nocturne et brassage de l'air, respectivement). Meyzenq constate que la saison végétative est en retard d'au moins une dizaine de jours dans le Gapençais et les Alpes du Sud, à altitude égale, par rapport au Trièves, pourtant situé au Nord de la "ligne des cols". La bise favorise l'ensoleillement et le refroidissement, ce qui fait dire à Meyzenq que les Alpes Dauphinoises du Sud sont froides trois saisons sur quatre et que *"paradoxalement, ce sont des montagnes froides et ensoleillées qui contrastent avec les Alpes Septentrionales plus tempérées mais plus humides".* Cet auteur considère la bise comme le

principal responsable de l'aridité des Alpes Méridionales du Dauphiné, qui ne sont sous l'influence méditerranéenne qu'en été, restant des pays froids le reste de l'année.

4) Analyse de certains indices d'agressivité climatique

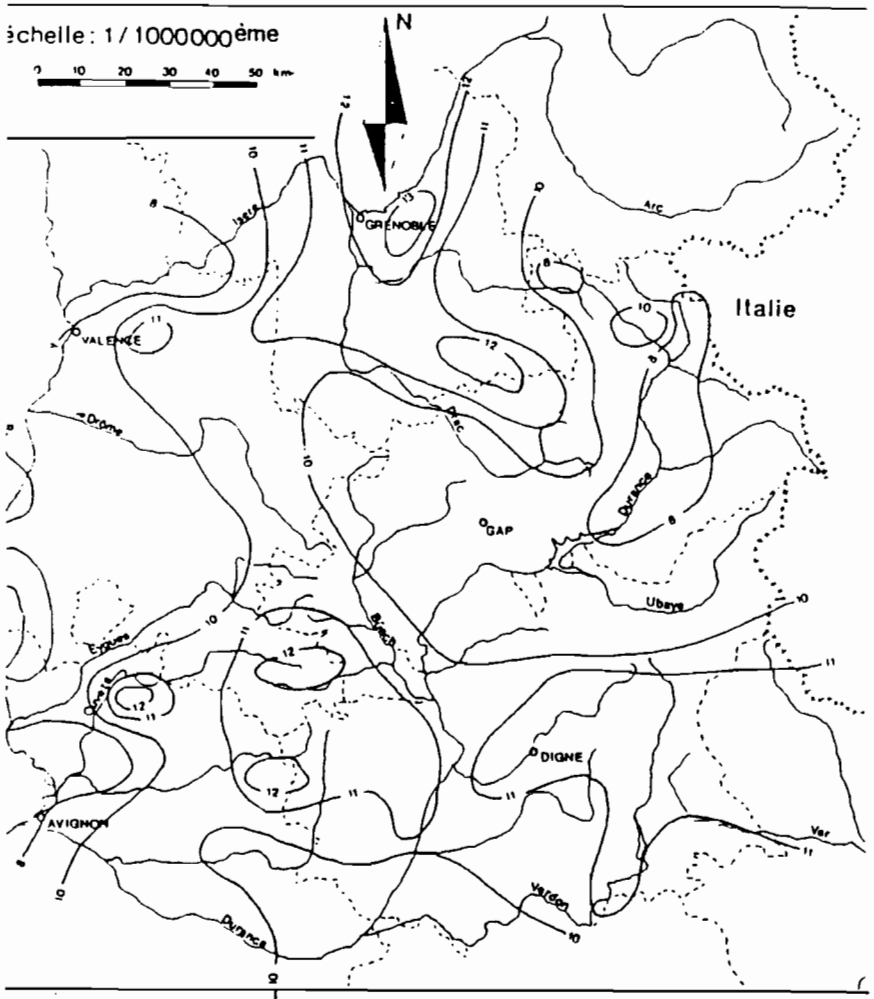
Les figures 17a à 17d tentent de cerner dans les Alpes Dauphinoises et Provençales quelles sont les régions qui sont susceptibles d'être les plus touchées par le caractère "érosif" du climat.

* L'indice d'agressivité P/n (fig. n°17a), où P est la moyenne des précipitations annuelles totales et n le nombre de jours de pluie dans l'année, donne donc la quantité moyenne de précipitation par jour de précipitation, et donc la concentration relative de celle-ci; cette dernière est liée à l'intensité des pluies, facteur d'érosion; l'agressivité du climat ainsi définie, apparaît plus importante autour de deux secteurs des Baronnies (vallée de l'Ouvèze), qui sont avec la montagne de Lure la région comportant les plus fortes valeurs. A l'inverse, l'agressivité climatique diminue dans la haute vallée de la Durance et dans la vallée du Rhône;

* l'indice d'agressivité climatique $(p+)^2/P$ (où p+ est la moyenne des précipitations totales du mois le plus pluvieux, et P la moyenne des précipitations annuelles totales), a été utilisé par F.Fournier (1960) (fig. n°17b), qui a trouvé une corrélation excellente entre cet indice et la valeur de la dégradation spécifique, à l'échelle du bassin-versant: en fait cet indice met en évidence tous les massifs qui encadrent les Préalpes du Sud non-karstiques, laissant à ces dernières des valeurs plus faibles, la rattachant en cela à la haute vallée de la Durance: ici le fait montagnard fait monter l'indice, et la continentalité le fait baisser!. Semblent connaître les plus forts indices d'agressivité les régions les plus concernées par les influences maritimes, qu'elles soient océaniques ou méditerranéennes; les valeurs les plus faibles se rencontrent dans les secteurs (vallée de la Durance, dépressions de Laragne, Aspres, Die) protégés de ces influences par le groupe de régions précédent;

* L'indice d'agressivité p-/P (fig. 17c) est le rapport des moyennes des précipitations du mois le plus sec sur celles de l'année; cet indice est inversement proportionnel à l'agressivité du climat; c'est en fait un indice d'aridité, ce qui peut déterminer des caractères aggravants du climat, car en général, plus un climat est aride, plus les pluies y tombent de manière irrégulière et intensive; et plus elles ont de chance de tomber sur un sol desséché en profondeur qui a pu perdre de sa cohésion et devenir pulvérulent; la figure 17c permet de constater que cet indice d'agressivité décroît avec l'altitude, mais que là encore s'individualisent

FIG.17A: REGIONALISATION DES ALPES DU SUD PAR L'INDICE D'AGRESSIVITÉ CLIMATIQUE P/N



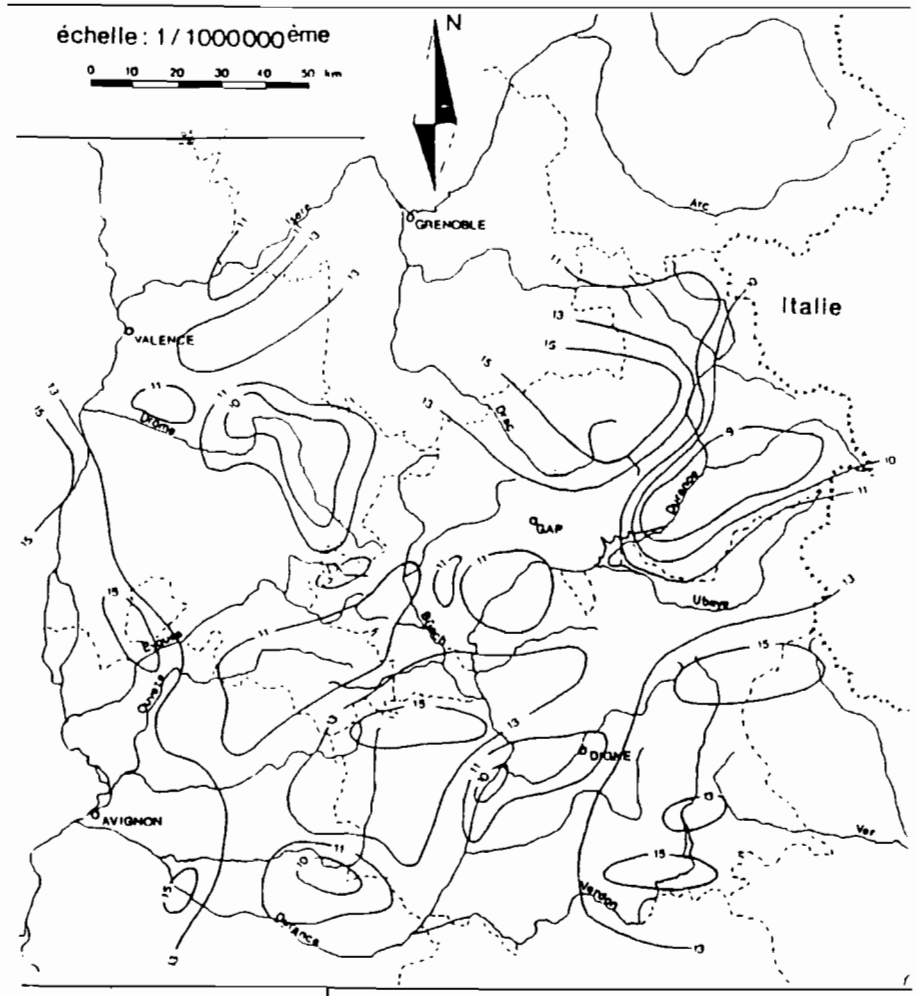
LEGENDE

P : précipitations annuelles totales
n : nombre annuel de jours de précipitations

cours d'eau principaux
limites départementales
frontières d'état

plus l'indice $\frac{P}{n}$ est élevé, plus le climat est agressif

FIG.17B: REGIONALISATION DES ALPES DU SUD PAR L'INDICE D'AGRESSIVITE CLIMATIQUE $(p+)^2/P$



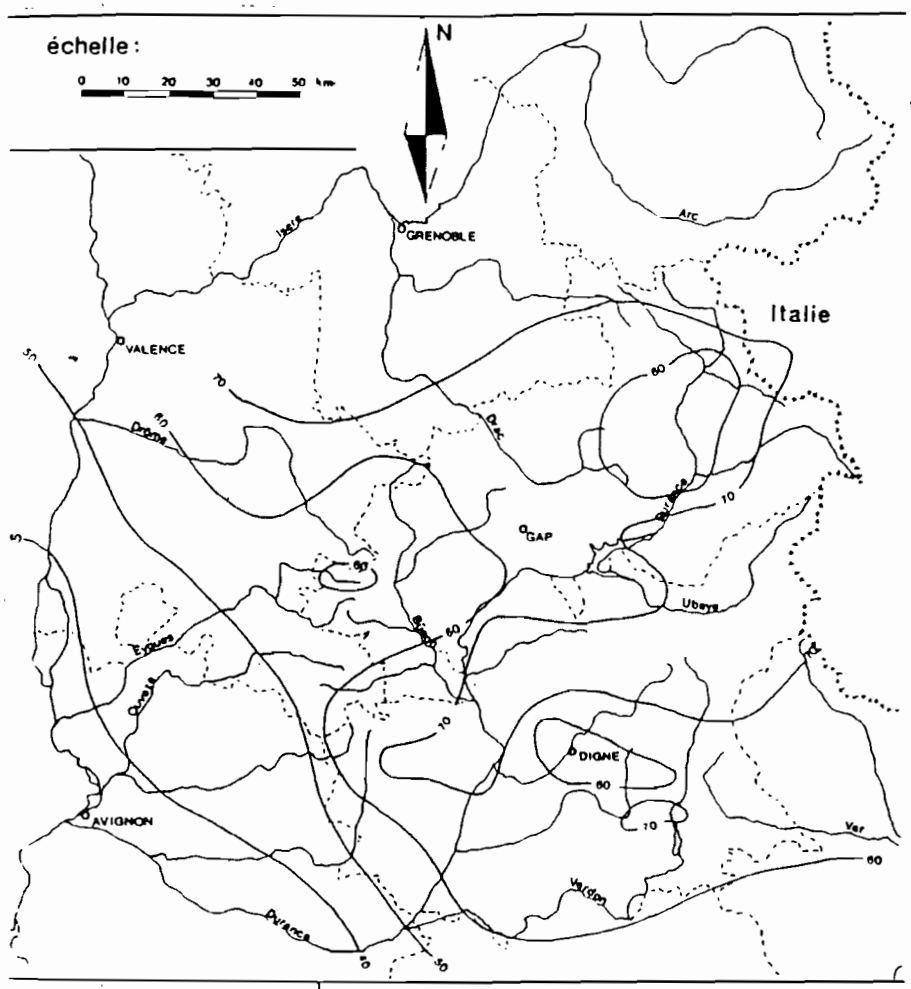
LEGENDE

p+ : p du mois le plus humide
P : p annuelle totale

cours d'eau principaux
limites départementales
frontières d'état

plus l'indice est haut, plus le climat est agressif

FIG. 17C: REGIONALISATION DES ALPES DU SUD PAR L'INDICE D'AGRESSIVITE CLIMATIQUE p-/Px12x100



LEGENDE

p⁻ = p du mois le plus sec

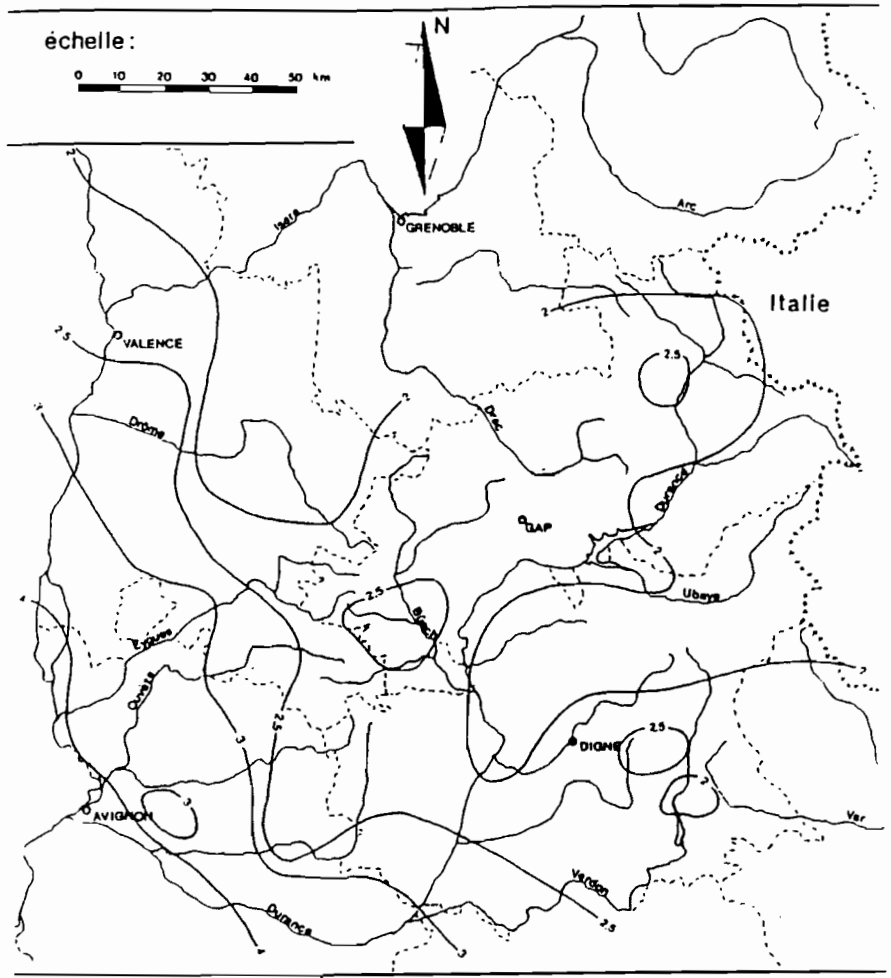
P = p annuelle totale

plus l'indice $\frac{p^-}{P}$ est faible.

cours d'eau principaux

limites départementales

FIG.17D: REGIONALISATION DES ALPES DU SUD PAR L'INDICE D'AGRESSIVITE CLIMATIQUE p+/p–



LEGENDE

p⁺: p du mois le plus humide

p⁻: p du mois le plus sec

cours d'eau principaux

limites départementales

d'une part les Préalpes du Sud-Ouest, d'autre part la haute vallée de la Durance, cette fois comme région de plus grande aridité, donc plus grande agressivité potentielle;

* L'indice d'agressivité p+/p- (figure 17d) est le rapport des précipitations moyennes du mois le plus humide sur celles du mois le plus sec; plus ce rapport est grand et plus l'agressivité du climat est, en principe, élevée: là aussi, on constate une atténuation de l'agressivité avec l'altitude, et l'individualisation d'une bande joignant la vallée du Rhône à la frontière italienne par les Baronnies, le Gapençais et le Briançonnais; on s'aperçoit ici encore que les zones de plus fortes précipitations sont aussi celles où elles tombent de manière plus régulière, et, où, à priori, le climat est moins agressif, ne serait-ce que ~~parce que~~ pour la couverture végétale qui y bénéficie de bien meilleures conditions de développement.

Mais aucun de ces indices n'est suffisamment parlant pour permettre d'être déterministe, d'autant que plusieurs d'entre eux se contredisent; ils permettent, néanmoins, et de manière indubitable, d'individualiser une grande partie des Préalpes sud-occidentales comme appartenant de manière plus ou moins franche, au climat d'abri qui a rendu célèbre la Haute vallée de la Durance. Encore faut-il préciser que ces indices sont susceptibles d'évoluer dans le temps, comme le font les variables climatiques brutes et moyennes, comme nous avons pu le constater dans les données des Alpes du Sud.

5) une "méditerranéisation" du climat?

Nous avions déjà évoqué (Descroix, 1985), à la suite d'Henri Brisse (1966) une évolution dans la répartition des précipitations dans le cours de l'année; il apparaissait que les étés étaient plus secs dans l'ensemble des Alpes du Sud sur la normale 1931-60 que sur la normale 1881-1910; nous avions pu constater que ce phénomène se poursuivait et même s'amplifiait si l'on prenait en compte la normale 1951-80. Que peut-on dire de plus au vu des données de la seule décennie 1981-90?

Henri Brisse (1966) avait montré comment les indicatifs pluviométriques saisonniers (ordre des saisons de la plus pluvieuse à la plus sèche, par leur initiale) pouvaient être considérés comme un critère de classement des climats. Ils permettent, en effet, de différencier de manière assez fine les nuances existant, à une échelle régionale.

Son étude portait sur les Alpes du Sud, et il mettait en évidence une remontée vers le Nord des zones d'indicatifs AHPE, APHE et APEH (fig. 18a et 18b) entre les périodes "normales" 1881-1910 et 1931-1960. A sa suite, nous avions dressé la même carte pour la période 1961-1980 (fig. 18c), où ce déplacement vers le Nord se confirmait, avec en particulier

une remontée sensible dans la vallée de la Durance: comme si cette vallée, en amont de Sisteron, canalisait vers les Alpes Internes (vers le Nord-est), les influences méditerranéennes. Cette carte (fig. 18c) montrait également la place croissante de l'été dans les précipitations au fur et à mesure que l'on s'éloignait de la mer, et surtout au coeur des Alpes, le long de la ligne de partage des eaux Rhône/Pô. Les stations de référence sont dans les deux cas celles de la Météorologie Nationale, et en grande majorité les mêmes, bien que certaines aient pu ouvrir ou fermer entre les deux études.

La dernière carte a été dressée avec seulement 10 années d'observations (1981-1990); de ce fait, les courbes apparaissent bien plus hachées, faute d'être pondérées par la durée: les irrégularités interannuelles ne sont pas gommées comme pour une normale trentenaire. Le passage de l'été en troisième, voire en deuxième position, n'est réalisé que sur la crête des Alpes; elle n'apparaît pas au nord de la ligne des cols (fig.18d).

Mais surtout, le printemps, partout ou presque, passe en tête. Bien sûr, cela est probablement lié à la faible durée prise en compte; il suffit qu'il y ait eu 2 ou 3 printemps surabondants pour avoir détrôné l'automne. Il est vrai aussi que dans le sud de la Drôme et dans les Hautes-Alpes, de coutume, automne, hiver et printemps ont une pluviométrie proche. Ce n'est que dans la Haute Durance que l'hiver devient une véritable saison sèche, du fait de la position d'extrême abri orographique.

De ce fait, à part une station (Barcillonnette), ou tout-à-fait dans le Nord des Hautes-Alpes, l'hiver n'arrive pas à dépasser le printemps comme pour la période 1961-1980.

Ce qui fait la prééminence du printemps, durant cette période décennale, c'est en fait l'affaiblissement de l'automne: nul part, il n'arrive en tête, alors qu'il y était partout pour les trois périodes antérieures. Bien sûr, dix années de mesure ne suffisent pas pour conclure à une évolution du climat. Il y a eu quelques automnes secs, comme celui de l'année 1985 où il n'est rien tombé en septembre-octobre. Mais cette tendance rejoint la constatation d'Emmanuèle Gautier (1992), qui remarque, sur le long terme (depuis un demi-siècle), une diminution du nombre de crues d'automne, alors qu'il y a maintien des crues de printemps.

Dernier point, cette figure 19d confirme l'existence d'un "golfe" du haut bassin de la Durance, qui le rattache, avec un indicatif PAHE, au secteur littoral (qui jusqu'alors avait un indicatif AHPE).

On peut simplement conclure qu'il y a, à défaut d'une accentuation, au moins confirmation de la "méditerranéisation" du climat qu'évoquait H.Brisse il y a 25 ans.

FIG.18: EVOLUTION DES INDICATIFS SAISONNIERS

Cette légère fluctuation est-elle à inclure dans l'histoire climatique au même titre que les évolutions que l'on a pu mettre en évidence depuis le Tardiglaciaire, et dans les variations plus récentes qu'évoquait E.Le Roy Ladurie (1967)? Il paraît difficile de mettre sur un même plan toutes ces pulsations du climat, mais il est intéressant de constater que les plus sensibles ont pu avoir une conséquence énorme sur l'occupation humaine, et, par suite, sur l'exploitation du milieu par l'homme et les phases d'équilibre (biostasie) ou de déséquilibre (rhéxistasie) qui ont pu en résulter.

Ainsi il est intéressant de voir comment l'homme a subi ou s'est adapté à ses fluctuations, dans son mode d'exploitation des sols et ses cultures; jusqu'à la période historique, et même jusqu'au Moyen-Age, il est probable que la densité de l'occupation humaine se calquait sur la bienveillance du climat et que crise climatique rimait avec crise démographique; ce n'est plus le cas avec la grande expansion de la population de la fin du XVIIIème siècle, qui se produit dans le "Petit Age Glaciaire" et se prolonge durant la dernière poussée de froid de celui-ci, celle que Le Roy Ladurie signale au milieu du siècle dernier: l'habitant des montagnes s'était-il affranchi des limites que lui imposait cette péjoration climatique??

6) le "Petit Age Glaciaire" a-t-il eu une influence sur l'érosion?

Cette vaste période froide a-t-elle connu un système d'érosion très différent de l'actuel? Il est difficile de conclure à ce sujet; notre avis personnel est que:

* d'une part, le nombre d'alternances gel/dégel ne devait pas être très différent: en effet, si le nombre de jours de gel a crû, il est très probable que le nombre de jours sans dégel ait crû aussi;

* d'autre part, si l'on considère la "méditerranéisation" actuelle du climat comme un phénomène post-PAG (Petit Age Glaciaire), alors il est possible que les précipitations aient connu durant celui-ci un rythme plus régulier qu'aujourd'hui, avec moins d'averses et orages de fortes intensités; mais ceci contredit tout ce que l'on lit dans les archives: à considérer cette hypothèse, on doit donc admettre:

- soit que les pluies étaient moins intenses mais que la population, bien plus nombreuse en montagne, était bien plus touchée par les ravages de la torrentialité en découlant;

- soit que la grande extension des bad-lands et plus encore la faiblesse de la couverture forestière arrivaient à modifier suffisamment le climat local pour qu'en effet, dans les secteurs les plus dégradés, les précipitations tombent de manière plus brutale; ce dernier point est corroboré quotidiennement aujourd'hui par les "libéristes" (amateurs de vol libre) qui savent mettre à profit les énormes différences d'albedo et donc de conditions aérologiques entre secteurs végétalisés et secteurs érodés; les sportifs savent trouver les ascendances là où la

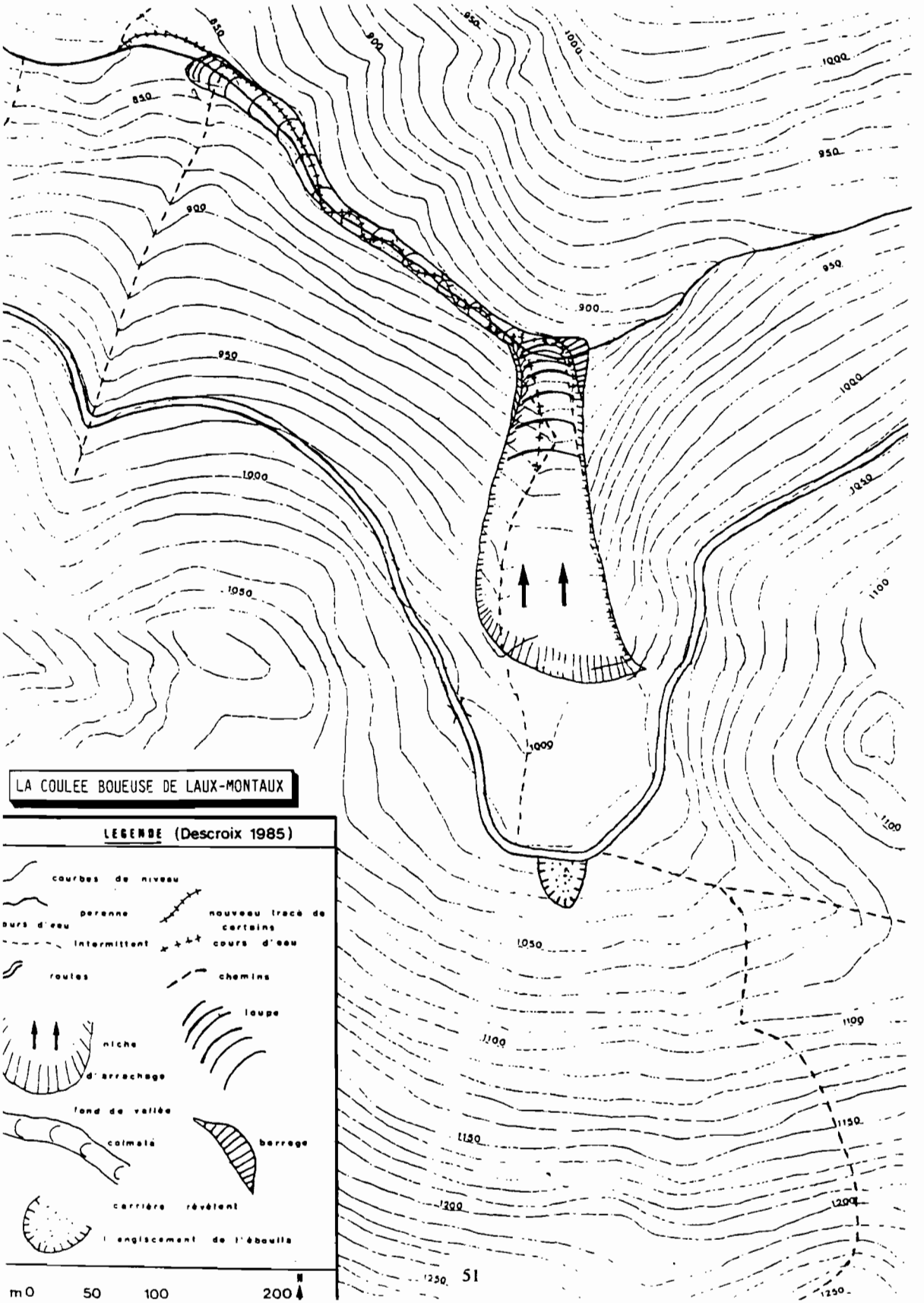
couleur sombre du couvert a permis un emmagasinement de chaleur. A une toute autre échelle, ce rapport étroit entre couvert végétal et régime pluviométrique est confirmé aussi par l'observation que nous avions faite (Descroix 1985) du fait que la "méditerranéisation" supposée du climat était bien moins nette dans les régions où la reconquête végétale (due au déclin démographique) avait été la plus sensible; mais, à l'inverse, la sécheresse estivale étant un facteur limitant pour la végétation, lui imposant un "repos estival", la recolonisation a pu être plus rapide là où les pluies de saison chaude ont, soit peu diminué, soit même augmenté.

La datation des phénomènes érosifs et des reliefs en découlant a été réalisée surtout pour l'ensemble de l'Holocène mais assez peu sur les périodes les plus récentes; nous verrons en conclusion quelles synthèses permettent de tirer l'ensemble des résultats rassemblés pour cette recherche.

Par contre, nous n'avons pas pu progresser dans la datation d'un phénomène déjà évoqué en 1985; au sujet de la coulée boueuse de Laux-Montaux (dans les Baronnies), nous avions signalé la présence d'un "glacier" souterrain, ou d'une glacière; il s'agit en fait d'un éboulis englacé qui se trouve sur l'ubac de la commune, aux alentours de 1000-1020 m.. d'altitude; des conducteurs d'engins de travaux publics en ont révélé l'existence il y a une vingtaine d'années (en 1975) en mettant à jour, en plein été des blocs de glace (décimétriques) au milieu des matériaux qu'ils arrachaient au versant (pour en faire du ballast); depuis, régulièrement, il en reparaît, et en plein été!; durant la période chaude, alors que la température à l'ombre tourne autour de 30°C, il suffit d'enfouir un thermomètre de quelques centimètres dans l'éboulis pour y enregistrer une température de 0,5°C. Il est possible qu'une telle réserve de glace ait éte à l'origine de la coulée boueuse.

Quant à savoir de quand date cet englacement, aucun progrès n'a été réalisé dans ce domaine: s'agit-il d'un culot de glace würmienne (glacier de cirque local?) recouvert par des éboulis à la fin de cette glaciation? d'un englacement de cette époque? ou d'un englacement datant du Petit Age Glaciaire? ou de glace interstitielle en quantité suffisante pour générer des conditions favorables à sa conservation? cette "glacière" se trouve au fond d'un petit amphithéâtre regardant le Nord, à une centaine de mètres sous la crête (Descroix 1985)(fig 19).

FIG.19: L'EBOULIS ENGLACE DE LAUX MONTAUX (DROME) ET SA COULEE BOUEUSE (in Descroix 1985)



C) UNE COUVERTURE VEGETALE EN PLEINE RENAISSANCE

Après avoir souffert des ravages de la déforestation forcée des siècles derniers (voir à ce sujet les témoignages d'archives, et plus saisissants encore, les documents photographiques comparés d'un siècle à l'autre, que l'on trouve dans les bureaux ONF et RTM, (comme la figure 20, extraite de Combes (1982)), il est indéniable qu'aujourd'hui, on assiste à une très rapide reprise de la forêt sur l'espace rural de la moyenne montagne alpine; déjà la thèse d'Henri Brisse (1966) sur Montauban sur l'Ouvèze montrait de grands espaces de recolonisation de la végétation, et le phyto-sociologue entrevoyait les stades de reconstitution du climax originel; quelles sont, justement, les forêts primaires des Préalpes du Sud?

1) l' exposition prime l'altitude

La végétation des Préalpes du Sud non-karstiques, comme le climat bien sûr, est influencée par la proximité de la Méditerranée et par le fait montagnard (Lecompte, 1981): ainsi elle est de type sub-méditerranéen, mais très affectée par l'exposition, au point qu'on peut dire que l'essentiel des adrets se rattache à l'étage collinéen alors que les ubacs font sans conteste partie du domaine dit montagnard; l'influence de l'altitude ne se fait réellement sentir qu'immédiatement sous les crêtes, et sur celles-ci, avec l'apparition des landes sommitales. Deux associations dominent intégralement le paysage (CNRS, 1981):

* l'étage du chêne pubescent (ou chêne blanc; *Quercus pubescens*) est le peuplement typique de l'adret: c'est le premier étage qui succède, au nord, aux associations méditerranéennes dominées par l'olivier et le chêne vert; de ce fait, à la base de l'étage du chêne pubescent, on retrouve fréquemment des espèces typiques de l'étage inférieur: ainsi le genêt d'Espagne (*Spartium junceum*), le genévrier oxycèdre (*Juniperus oxycedris*) s'y mélangent à leurs homologues de l'étage collinéen-montagnard, à savoir le genêt cendré (*Genista cinerea*) et le genévrier commun (*Juniperus comunis*). L'unité de végétation du chêne blanc a été très dégradée, et la futaie (mais c'est ici une futaie basse car calcicole et xérophile) est presqu'inexistante: on la trouve sur la partie la plus élevée des adrets, ou sur les brêches de pente n'ayant jamais présenté d'intérêt pour l'agriculture, ou encore dans des endroits très difficiles d'accès (gorges, etc..). Cette futaie se reconstitue actuellement dans les endroits où les chênes ont été protégés pendant longtemps, et où l'on ne remet des moutons à paître que depuis peu. Localement, de petits bois de chênes ont même été entièrement reconstitués à partir de taillis, du fait de l'intérêt de cet arbre comme truffier. Mais cette futaie est tellement basse qu'on l'assimile souvent à des taillis (ou à des broussailles, comme sur les cartes IGN).

FIG.20: LA PROGRESSION DE LA COUVERTURE FORESTIERE (in Combes, 1982)

Vue du village de la Clappe en 1905. Le village comptait 79 habitants en 1860. *Photo X*

Village inhabité en 1979. Les bâtiments servent de colonie de vacances. *Photo J. BONNIER*

L'étage du chêne pubescent est caractérisé par un certain nombre d'espèces très fréquentes dans la région; outre celles qui ont déjà été citées, on rencontre le genêt poilu (*Genista hispanica*, à ne pas confondre avec le spartier à feuille de jonc) (Bonnier, 1977), le buis (*Buxus sempervirens*), l'érable de Montpellier (*Acer monspessulanum*), le sorbier (*Sorbus*), l'amélanchier (*Amelanchier*), la lavande vraie (*Lavandula officinalis*), le thym (*Thymus vulgaris*), l'aubépine (*Crataegus monogyna*), le cytise (*Cytisus sessilifolius*), le pin sylvestre (*Pinus sylvestris*), espèce colonisatrice, et, de plus en plus, le pin noir d'Autriche (*Pinus nigra austriaca*). Très localement, et à la faveur de bancs de silex dans le calcaire ou les marno-calcaires, on trouve des châtaigniers: c'est le cas par exemple sur l'adret des Armoux (Laborel, Drôme).

Cet étage correspond au Querceto-Buxetum des phytosociologues; on le rencontre de 500 à 1300 mètres en adret surtout, et localement en ubac jusqu'à 800m. Il a été d'autant plus dégradé que c'est l'adret qui a connu l'exploitation agro-pastorale la plus intense. Par ailleurs, le chêne est un excellent bois de chauffage, et il se prête bien à la confection de charbon de bois. Selon Henri Brisse (1966), donc, son climax devrait se reconstituer, mais plus difficilement que celui du hêtre, du fait de la sécheresse chronique des adrets. Ainsi, le développement du genêt cendré dans les anciens terroirs serait un stade préliminaire vers la reconstitution climacique de la chênaie pubescente; là où les cailloux (roches calcaires ou marno-calcaires) sont nombreux, c'est le buis qui recolonise les anciens parcours; de ce fait, buis et genêt cendré permettent de retracer assez facilement les limites des anciennes zones cultivées. A présent, là où les moutons ne passent plus, de grandes quantités de petits chênes apparaissent, mais ils ont du mal à prendre le dessus sur le pin, qui recolonise actuellement très vite les versants; l'acidification du sol due à cet enrésinement n'est pas assez ancienne et profonde pour empêcher le développement de la chênaie.

* l'étage du hêtre (*Fagus sylvatica*)

La hêtraie, partie intégrante de l'étage montagnard, est la formation caractéristique de l'ubac; elle aime les milieux plus frais, et elle couvre ces versants Nord sur pratiquement toute leur hauteur, de 500 à 1500 mètres. Elle peut se développer parfois sur l'adret, mais seulement au-dessus de 1200m., dominant la série du chêne blanc. La partie basse de l'étage accueille certaines des espèces de la chênaie (parfois le chêne lui-même), comme l'amélanchier et le genêt cendré.; la partie supérieure est caractérisée par la présence des ronces (*Rubus*), dont le framboisier; on y trouve également des espèces herbacées, telles que l'androsace (*Androsace chaixi*), l'ancolie vulgaire (*Aquiligia vulgaris*) et l'épilobe (*Epilobium spicatum*). Sur les secteurs abandonnés par l'exploitation pastorale, on trouve le cotoneaster (*Cotoneaster intergenina*) et surtout l'églantier (*Rosa pimpinellifolia*), qui existe aussi dans les secteurs les moins secs de l'adret, et qui est le pendant de l'aubépine en face Nord. Enfin, tout à

fait en haut du versant, sous les crêts calcaires, on rencontre l'if à baies (*Taxus baccata*), le Sorbier (*Sorbus sucuparia*), le tilleul (*Tilia vulgaris*), l'érable faux-platane (*Acer pseudoplatanus*) et, plus rarement, le peuplier tremble (*Populus tremula*). On y trouve souvent la lavande vraie, sauvage ou cultivée, et celle-ci ne craint pas les secteurs les plus froids, comme l'ubac de Laux-Montaux (Drôme) soupçonné d'abriter sinon une glacière, au moins un éboulis englacé. Dans tout l'étage, on peut rencontrer le buis, moins bien implanté toutefois qu'en adret. Le pin sylvestre, jouant son rôle pionnier, s'y multiplie avec une prolificité remarquable, surtout dans les zones de broussailles (anciennes cultures); la reconquête y est plus rapide que sur l'adret, le climat étant ici moins aride en été; on trouve de plus en plus de bois de pins, en bas de versant (anciens champs de céréales et de fourrages, souvent devenus parcours par la suite) et sur leur partie haute, dans les anciens champs de lavande, parfois même sur les landes à lavande.

Cette recolonisation est à ce point rapide qu'elle a pu gêner, localement, le maintien d'une exploitation agricole: les agriculteurs d'un GAEC de Laborel (Drôme) ont ainsi fait appel au CEMAGREF de Grenoble en vue d'étudier la possibilité de faire paître les moutons sous les pins; l'étude réalisée (Gay, 1991) montre que d'une part, la progression de la forêt de pins a été très rapide depuis 1948 (comparaison de photos aériennes), que d'autre part, en éclaircissant les pins (pour laisser passer la lumière) et en n'en gardant que quelques centaines de tiges par hectare, on obtenait de bons rendements nutritifs sans nuire au rôle protecteur de la forêt pour les versants.

Cependant, l'évolution vers une végétation proche du climax est plus rapide, ici, que dans la chênaie pubescente: d'une part l'aridité est moindre, mais aussi, la dégradation n'a jamais été aussi poussée sur des ubacs où, hormis la lavande, peu de cultures étaient possibles (C.E.P.E., 1970).

Les hêtraies forment parfois de très belles fûtaies, entre autre dans les secteurs qui ont été entretenus pendant longtemps mais qui ont été, les premiers, abandonnés en tant que "coupes" du fait de leur éloignement ou difficulté d'accès (hauts ubacs des Baronnies et, plus encore, du Diois). Plus près de l'habitat, les hêtraies forment de très beaux bois-taillis qui pourraient devenir des fûtaies.

Ces deux formations (chênaie et hêtraie) renforcent l'opposition de versants, ne serait-ce que par leur couleur, car si le hêtre roussit à l'automne et perd ses feuilles, le chêne blanc, lui, garde ses feuilles brunies pendant l'hiver, ne les laissant choir qu'à la repousse du printemps.

* les autres formations

Elles sont tout à fait marginales par rapport aux deux premières; mais il faut signaler, remontant, de la vallée du Rhône dans les vallées baronniardes de l'Ouest (Eygues, Ouvèze et leurs affluents), l'étage du chêne vert, que l'on retrouve aussi en aval de Sisteron dans la vallée de la Durance; il comprend, outre le chêne vert (*Quercus ilex*), symbole de l'espace méditerranéen français, la lavande aspic (*Lavandula latifolia*), le genêt scorpion (*Genista scorpius*), le spartier à feuilles de jonc (*Spartium junceum*); cet étage de chêne sempervirens (ici le sous-étage supérieur humide des phyto-sociologues) remonte dans ces vallées jusqu'à 800 mètres d'altitude; le fait qu'on ne le rencontre pas dans le bassin de Laragne à égale altitude provient de la continentalité accrue et des barrières qu'ont pu représenter pour les populations végétales crêtes et cluses.

Il faut signaler ici aussi la végétation dite "des crêtes ventées", que H. Brisse (1968) décrit sur la commune de Montauban-sur-Ouvèze: c'est une végétation rase, au faible taux de recouvrement (20 à 50%); c'est une variante des pelouses pseudo-alpines et le vent y détermine des phénomènes secondaires qui se ressentent fortement sur la végétation; ces pelouses sont très remarquables par la flore à tendance sub-alpine; on y trouve le genêt de Villars (*Genista villarsi*), l'androsace (*Androsace villosa*), l'avoine sempervirente (*Avena sempervirens*), l'Iberis (*Iberis saxatilis*), le pédiculaire à toupet (*Pedicularis comosa*); en bas d'étage apparaissent la fétuque des moutons (*Festuca duriuscula*) et le Brome dressé (*Bromus erectus*); on retrouve de telles formations sur toutes les crêtes des Baronnies, du Diois, des Préalpes de Digne; mais au-dessus de 1800 mètres (Préalpes de Digne, Sud-Vercors, Ventoux), la pelouse devient franchement alpine.

2) l'intervention de l'homme

Elle se remarque de prime abord à proximité de l'habitat, par l'apparition d'espèces plus ou moins domestiques comme le peuplier d'Italie (près des sources et au bord des routes), les tilleuls (autour des maisons), les noyers (surtout dans la Drôme), et les osiers. Mais c'est bien sûr et paradoxalement par le déclin de l'activité rurale qu'apparaît le mieux, aujourd'hui, l'impact de l'homme sur la couverture végétale: le recul de la vie agro-pastorale a permis à l'ONF d'entreprendre de grands travaux de reboisements, mais bien plus encore, à la forêt de se développer spontanément (fig. 22 à 25): la plupart du temps, on peut bien distinguer la reconquête artificielle de la recolonisation spontanée: la première est essentiellement réalisée en pins noirs d'Autriche, la seconde en pins sylvestres. Toutefois, depuis plusieurs décennies, l'ONF essaie de varier les essences de ses plantations, et le cèdre est de plus en plus familier, en particulier dans le sud des Baronnies (Montagnes de Lure, de Mare...), le mélèze au Nord de celles-ci et dans le Diois; des essais sont de plus en plus souvent tentés avec des feuillus, mais le coût d'une telle opération, lié au soin à apporter à des essences plus fragiles, fait qu'elles

restent marginales (essais avec le frêne, le sureau, etc...). Les services RTM, dans toutes les Préalpes du Sud, font des essais de reconquête des bad-lands par des arbustes ou des graminées, le plus souvent avec succès.

Le rôle de l'homme dans la reconquête végétale a donc été double:

- tout d'abord, il a, dès le siècle dernier, fourni un gros effort de reboisement afin de se protéger des ravages de la torrentialité qui s'aggravait;

- plus encore, dès lors que l'agriculture déclinait en montagne, il a laissé la végétation regagner sur le terroir qu'il avait conquis. Mais cette reconquête est différentielle: alors que le reboisement s'est exercé surtout dans les secteurs qui menaçaient le plus d'être détruits par l'érosion, la reforestation spontanée s'est surtout réalisée (et se réalise toujours) dans les zones où le terrain est stable, et le sol suffisamment épais pour que la germination puisse se faire avant le décapage du sol par le ruissellement concentré. De plus, cette reconquête spontanée se fait bien sûr à partir des massifs forestiers déjà existants, essentiellement vers le bas, sur le terroir à l'abandon.

De ce fait, si, en surface, la reconquête spontanée a été bien plus importante que le reboisement, il faut attribuer à ce dernier les plus importants effets positifs pour la lutte contre la destruction des sols, ainsi que pour l'écrêtement des crues en aval. Certains secteurs ont été reboisés -et souvent aussi leurs torrents "corrigés" par des ouvrages de génie civil- dans des sites très difficiles d'accès et très raides, au prix d'un travail long et parfois dangereux, là où une végétation "naturelle" n'avait pratiquement aucune chance de se développer.

Les figures 22 à 25 montrent, dans certaines zones, quelle a pu être la progression du couvert végétal; ces cartes ont été dressées à partir de photographies aériennes de 1948 et des années 1985 ou 1989; les 4 secteurs sélectionnés pour cet examen comparatif sont à la fois caractéristiques et très différents les uns des autres:

* les Hautes Duyes (Alpes de Haute-Provence, au Nord Ouest de Digne) sont un secteur autrefois très cultivé qui a depuis longtemps été en grande partie abandonné; les secteurs cultivés continuent du reste à y reculer très vite;

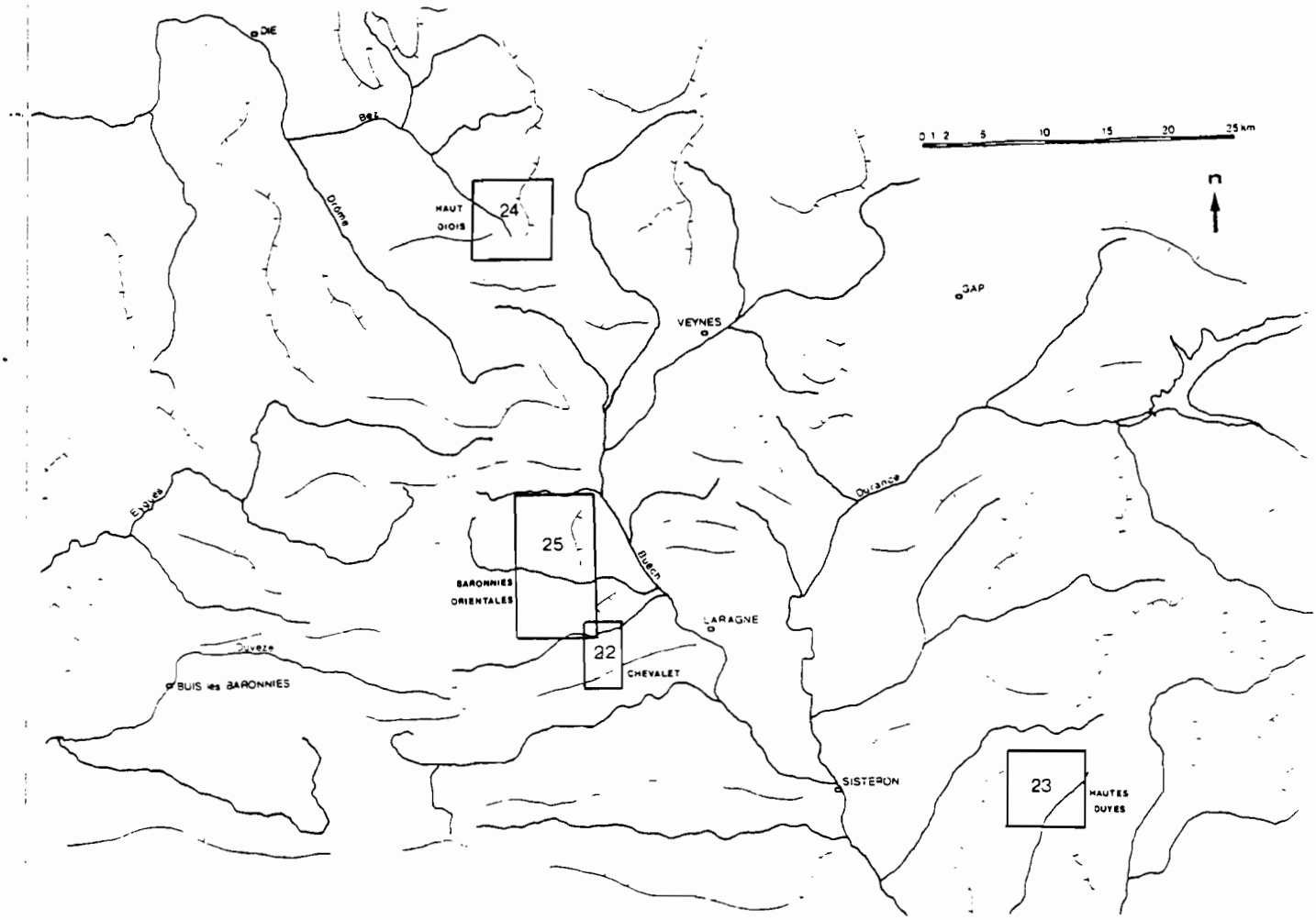
* la vallée de Chevalet (commune d'Orpierre, Hautes-Alpes) est aussi un secteur presque déserté, mais situé plus près de zones encore dynamiques;

* le massif du Rocher de Beaumont (Pays du Buëch, Hautes-Alpes) est constitué d'anciens parcours proches des lieux habités et des secteurs cultivés;

* le secteur du Quigouret (Haut Diois, Drôme) est une ancienne zone de parcours et de coupes de bois située loin des axes majeurs de circulation et abandonnée en grande partie depuis de nombreuses décennies;

La comparaison des séries de cartes permet de constater partout, une avancée sensible de la forêt depuis 1948; de même, partout, c'est le développement spontané qui l'emporte.

FIG 21 LOCALISATION DES CARTES 22 A 25 MONTRANT L'EXPANSION DU COUVERT FORESTIER DE 1948 A 1984



En effet, pour le secteur de Chevalet (fig.22), on note la présence de deux massifs reboisés, dont l'un, la forêt domaniale de Beynaves, n'apparaît qu'en partie ici. La progression spontanée de la forêt sur la Montagne de Chabre est spectaculaire par sa rapidité.

De même, pour les Hautes Duyes (fig.23), le grand reboisement de la forêt domaniale de Mélan-Duyes-Vançon est antérieur à 1948; il a été réalisé dès la fin du siècle dernier, et est aujourd'hui en exploitation dans les secteurs ne méritant pas d'être préservés dans un but de protection des sols.

Dans le Haut Diois (région de Bonneval-Vaunières), la progression est également rapide (fig.24), mais il faut noter qu'elle sera plus lente désormais, du fait de la plus grande proportion de crêtes élevées (où le vent limite l'installation d'arbres) et de versants trop raides ou trop exposés pour voir s'y accrocher les racines d'un arbre.

Il en est ainsi également dans l'ensemble des Baronnies Orientales, en particulier dans les massifs dominant la vallée du Buëch (fig.25). La progression a été telle que des reboisements ont pu être effectués, dans un but de production, en arrachant la jeune forêt spontanée. Ceci explique que sur ces cartes, des reboisements apparaissent dans des zones qui étaient déjà boisées en 1948. Le pin noir d'Autriche est bien plus rentable que le chêne pubescent; il pousse bien plus vite, et fournit des fûts droits, aptes à devenir poteaux ou bois de sciage.

On peut estimer que, depuis un siècle, la couverture forestière des Préalpes du Sud a pratiquement doublé, du moins pour ce qui concerne notre secteur d'étude: c'est le cas dans chacune des zones où la couverture forestière a été comparée entre 1948 et 1984 (fig.22 à 25). mais si on analyse les données chiffrés de l'Inventaires Forestier National par département, la progression est également impressionnante (tableau 8):

TABLEAU 8

EVOLUTION DE LA COUVERTURE FORESTIERE PAR DEPARTEMENT

	SURFACE	TAUX DE BOISEMENT				SURFACE BOISEE
	TOTALE	1878	1914	1948	1992	1992
DEPARTEMENT	(km^2)	%	%	%	%	(km^2)
ALPES DE Hte Pce.	6954	(21)	26	31	36	2500
HAUTES ALPES	5534	19	27	29	34	1860
DROME	6560	(23)	29	31	43	2800

(source: Inventaire Forestier National, cadastre 1948, enquête Daubré 1904-1908, enquête Cerruti 1972; chiffres entre parenthèses: estimations personnelles)

FIG 22: LA PROGRESSION DE LA FORET; SECTEUR DE CHEVALET

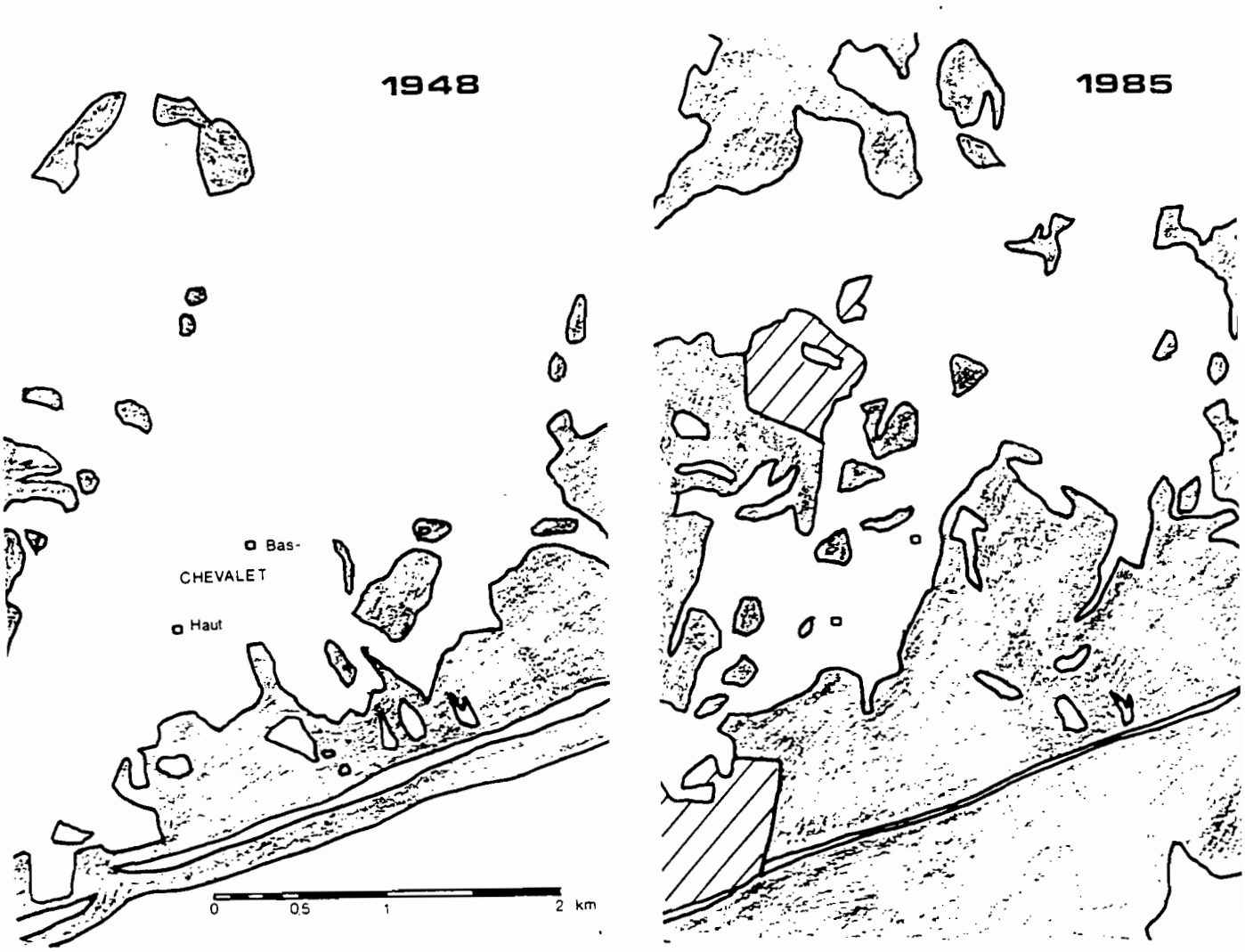
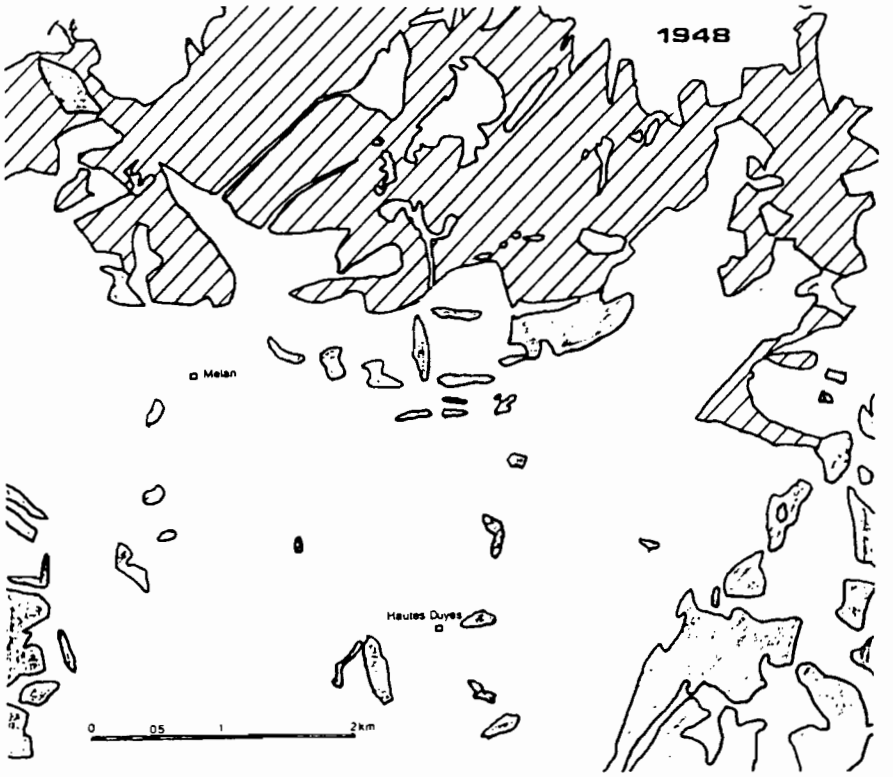


FIG 23: PROGRESSION DE LA FORET: HAUTE VALLEE DES DUYES



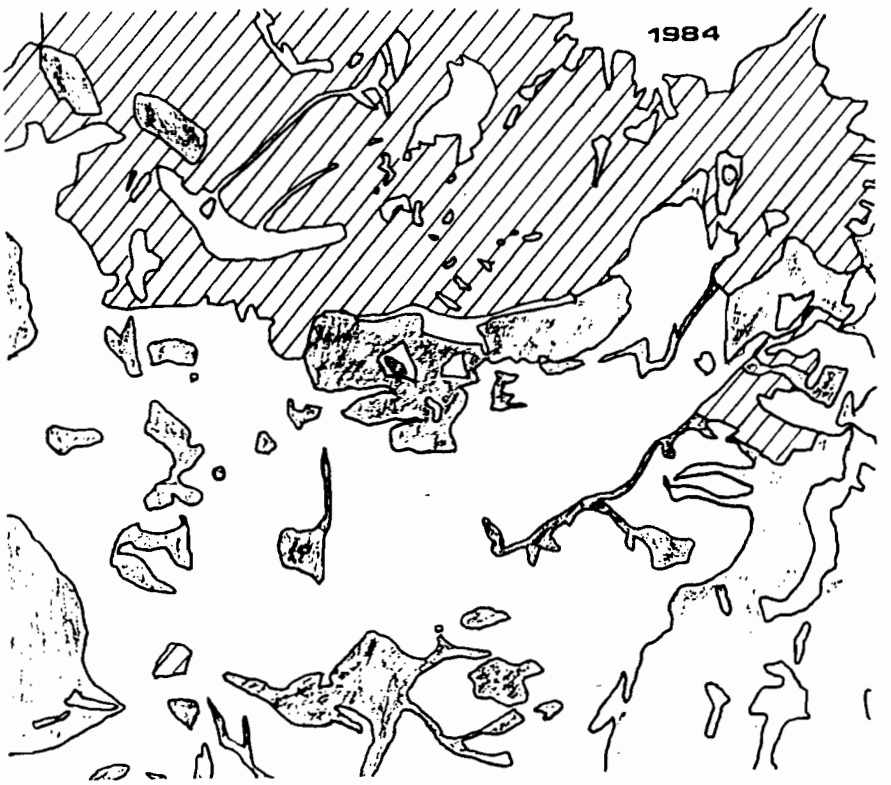


FIG 24: PROGRESSION DE LA FORET: HAUT DIOIS

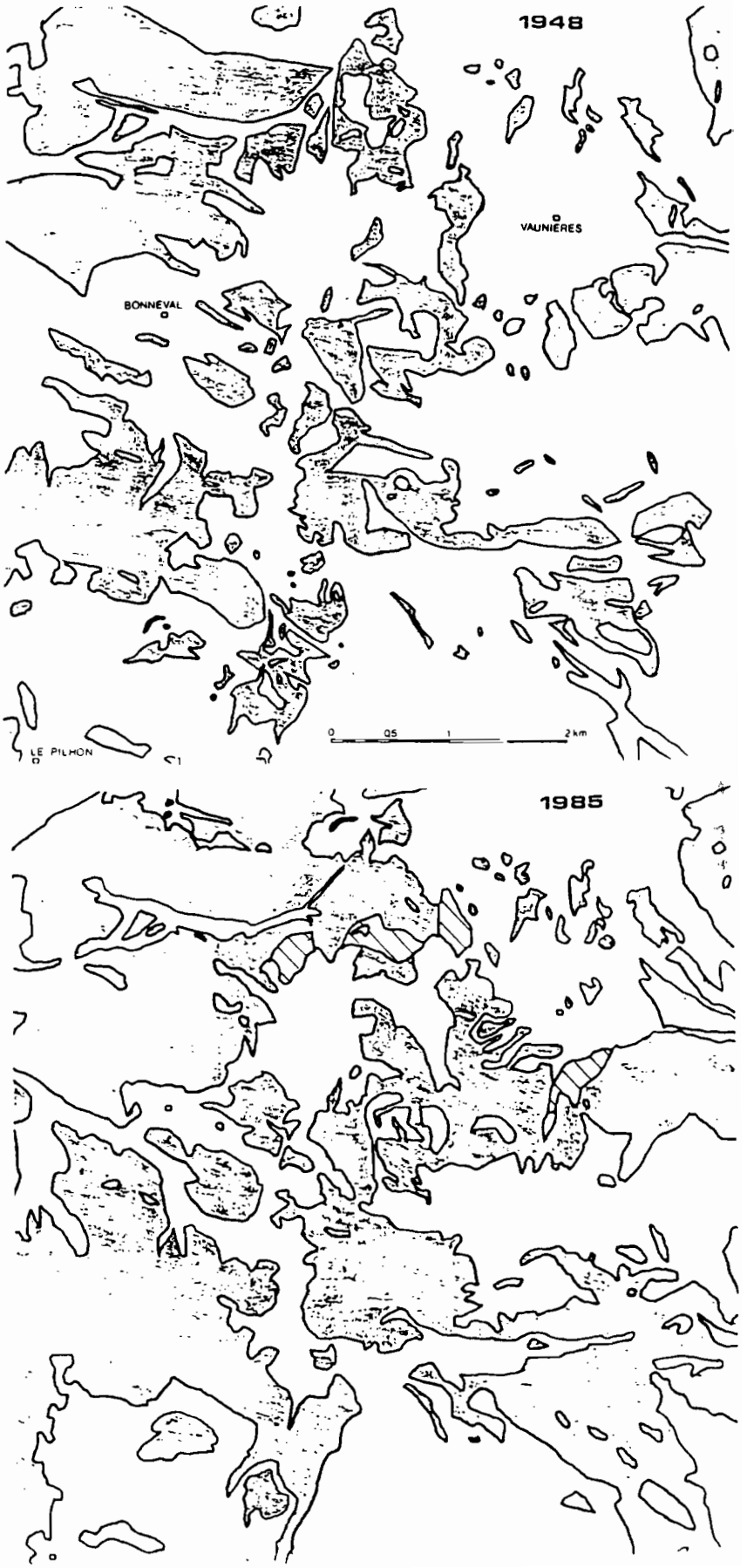


FIG. 25: LA PROGRESSION DE LA FORET: BARONNIES ORIENTALES

1989

Les données par département sont parlantes et la progression est réelle; mais elle serait encore plus importante (correspondant effectivement à un doublement) si l'on ne prenait en compte que la partie préalpine de chaque département: en effet la Drôme a une riche plaine agricole qui a dû être peu concernée par cette progression de la forêt, et les deux autres départements ont une zone alpine importante dans laquelle la progression de la forêt est limitée par l'altitude. La Drôme a la progression la plus forte du fait que c'est le plus "préalpin" de tous les départements: + de 60% de son territoire est, de fait, concerné par les Préalpes. Et les données des IFN montrent que la progression continue: la forêt y a gagné 20000 hectares de 1973 à 1983, et encore 20000 hectares de 1983 à 1992.

Ceci a évidemment une incidence sur l'érosion et les transports solides: les techniciens forestiers comme les hydrologues, s'accordent à affirmer que les crues sont moins violentes qu'au siècle dernier.

Localement, la repousse spontanée de la forêt a pu conduire à une pénurie de pâturages. Ainsi, comme nous l'avons vu, à Laborel, trois agriculteurs d'une même famille, regroupés en GAEC, travaillent en collaboration avec le CEMAGREF de Grenoble pour reconstituer des pâturages sous la forêt; une forêt jeune (elle n'existait pas il y a 50 ans) constituée essentiellement de pins sylvestres; pour se faire, ils l'éclaircissent, ne laissant que 120 à 400 troncs à l'hectare, de manière à laisser passer la lumière, mais en veillant à ce qu'ils gardent leur rôle de protection des sols. Ghislaine Gay (1991) a pu montrer combien, sur la commune de Laborel, la progression des broussailles, puis de la forêt, avait été importante depuis 1948 (première photo aérienne). H.Brisse, dans sa thèse, faisait le même constat de l'autre côté du col de Perty, sur la commune de Montauban-sur-l'Ouvèze (1968). Mais la comparaison avec des cartes postales ou photographies du siècle dernier ou du début de celui-ci est parfois plus sidérante encore: ainsi les services RTM gardent-ils des photos des bassins-versants avant leur intervention: la comparaison avec l'actuel est démonstrative; c'est dans les Alpes de Haute-Provence que les plus grandes opérations ont été menées, dans les Préalpes de Digne (col du Labouret, col de Fontbelle, etc..) mais aussi dans la région de Barcelonnette (Combes, 1982, inclut dans son article d'où est tiré la figure 20, p.53, des photos du bassin du Riou Bourdoux avant le reboisement, le contraste pour qui connaît ce secteur est étonnant!).

D) CONTROVERSE SUR LE ROLE DE L'HOMME: L'APPORT DE L'HISTORIOGRAPHIE ET DE LA GEOMORPHOLOGIE

1) Erosion et transports solides à l'Holocène

Les phases de creusement et de remblaiement depuis la fin du Tardiglaciaire nous sont connues en partie grâce à la géomorphologie. Il a été possible de dater, dans certaines régions proches, des formations de pente, des dépôts corrélatifs des phases d'incision supposées.

Ainsi, Jorda (et alter, 1991) a étudié la sédimentation dans l'étang de Berre et de Pourra: la granulométrie des dépôts laisse apparaître à certaines périodes des fractions grossières (2 à 20μ) plus abondantes: cela correspondrait aux phases d'extension des zones d'activité humaine (âge du Bronze, Antiquité, fin du Moyen-Age): cela traduirait une accentuation de l'érosion des sols suite à la contraction des espaces forestiers.

Balandras et Nevière (1991), dans le Bassin de Barcelonnette, ont également repéré des faciès plus détritiques, dans les dépôts torrentiels; des datations ont pu en être effectuées au C14 (présence de charbons de bois). Ces auteurs ont montré qu'une phase de dépôts torrentiels détritiques importants s'était produite au Boréal. Et ils ont pu aussi confirmer la séquence torrentielle du début du Subboréal déjà mise en évidence par Jorda (1985, cité par Gautier, 1992). Par contre, l'Atlantique serait , d'après les enseignements des dépôts de la région de Barcelonnette, une période de torrentialité ralentie (détritisme fin). La phase subboréale pourrait correspondre aux débuts des défrichements importants.

Emmanuèle Gautier (1992) dans le Bassin du Buëch, n'a pas trouvé de trace de phases érosives du Boréal: ici l'incision a peut être eu lieu, mais elle n'a pas laissé de dépôt en aval. On passerait directement de la phase d'érosion tardiglaciaire à une longue période d'accumulation du Préboréal à l'Atlantique. Par contre, effectivement, au Subboréal, il y aurait eu reprise de l'érosion verticale, probablement liée à une modification des conditions morpho-climatiques; auparavant, la reconquête de la couverture forestière aurait épargné aux versants une première phase d'érosion.

Brochier, Mandier et Argant (1991), par l'étude (granulométrique et palynologique) du cône détritique de la Drôme au confluent du Rhône, ont permis de mettre en évidence l'alternance de sédiments terrigènes et organiques: le traitement sédimentologique et des datations au C14 leur ont permis de suivre les différentes étapes d'évolution de la rivière: creusement post-maximum würmien et ensuite des phases d'accumulation; ils exposent une

tentative de corrélation entre l'accumulation, détritique, observée après 7000 BP et l'importance de l'anthropisation dans le bassin montagnard (Néolithique): l'érosion en amont et l'accumulation en aval seraient liées; il apparaît, grâce à l'analyse de la paléo-végétation par palynologie, qu'à partir de 6000 BP, il y aurait eu dégradation de la couverture forestière sous l'effet de défrichements périodiques (la forêt de chênes pubescents est touchée); s'y développent au contraire des arbres exigeants en lumière (pins, genévriers, buis, chênes verts, herbacées héliophiles). Dès cette période, l'attaque anthropique du paysage serait intense: déboisement, économie reposant sur l'élevage (mouton et chèvre), d'où érosion des versants ; dans le cône de la Drôme, ces auteurs ont apprécié, sur sondages, les vitesses d'accumulation suivantes:

* de 18000 à 11850 BP: creusement rapide
* de 11850 à 9400 BP: accumulation de 25 cm. en 2450 ans;
* de 9400 à 6400 BP: accumulation de 2 mètres en 3 millénaires;
* de 6400 à 5120 BP: accumulation de 2 mètres en 1300 ans;

Après 3000 BP, il y aurait diminution du remblaiement (baisse de l'érosion dans le BV ou simplement répartition de la même sédimentation sur un cône de plus en plus large); ces auteurs pensent que la faible accumulation après la période gallo-romaine (50 à 80 cm. en 2 millénaires) peut s'expliquer en partie par le barrage du Claps (1442) qui aurait retenu une grande partie des alluvions alors que les défrichements ont été de plus en plus nombreux du XVème au XIXème siècles.

L'accélération du remblaiement entre 7000 et 3000 BP au vu des recherches archéologiques menées sur le BV de la Drôme peut être mise en relation avec les débuts de l'anthropisation du paysage et l'expansion du Néolithique (Ancien?) reconnus ici. L'homme de cette période porte probablement sa part de responsabilité dans l'apparition des bad-lands.

Pour les périodes plus récentes, on peut faire appel aux archives, aux travaux de Surell, de Blanchard, aux écrits de Ladoucette.

J.P.Bravard (1989) montre que la péjoration climatique du Petit Age Glaciaire est précédée d'une période d'instabilité du climat en Europe, au cours de laquelle les crues sont plus fréquentes et intenses: l'ensemble de ces perturbations serait la cause du passage du méandrage au tressage de certains cours d'eau (Drac, Haut Rhône). La cause première d'une telle évolution, anthropique ou climatique a été l'objet de grands débats pour les géographes alpins depuis la fin du XIXème siècle. Jorda et Neboit ont opté au profit d'une solution de compromis prudente, portant sur la part des responsabilités respectives.

Une carte de l'article de J.P. Bravard (1989, fig. n°3 p. 150) montre les dates d'apparition de crues exceptionnelles dans les Alpes: 1348 pour le Haut Drac, 1336 pour la Romanche, 1408 pour la Haute Durance et le Guil, 1451 pour l'Ubaye, 1545 pour la Bléone,

1470 pour le Verdon, 1471 pour le Var. Mais l'auteur se demande justement à quel degré cela dépend de la richesse et de la conservation des archives.

Pour F. Combes (1982), il ne fait pas de doute: *"depuis 1000 ou 2000 ans, le grand perturbateur dans les Alpes du Sud, c'est l'Homme:*

- l'homme qui "met en valeur" et peu à peu désertifie;

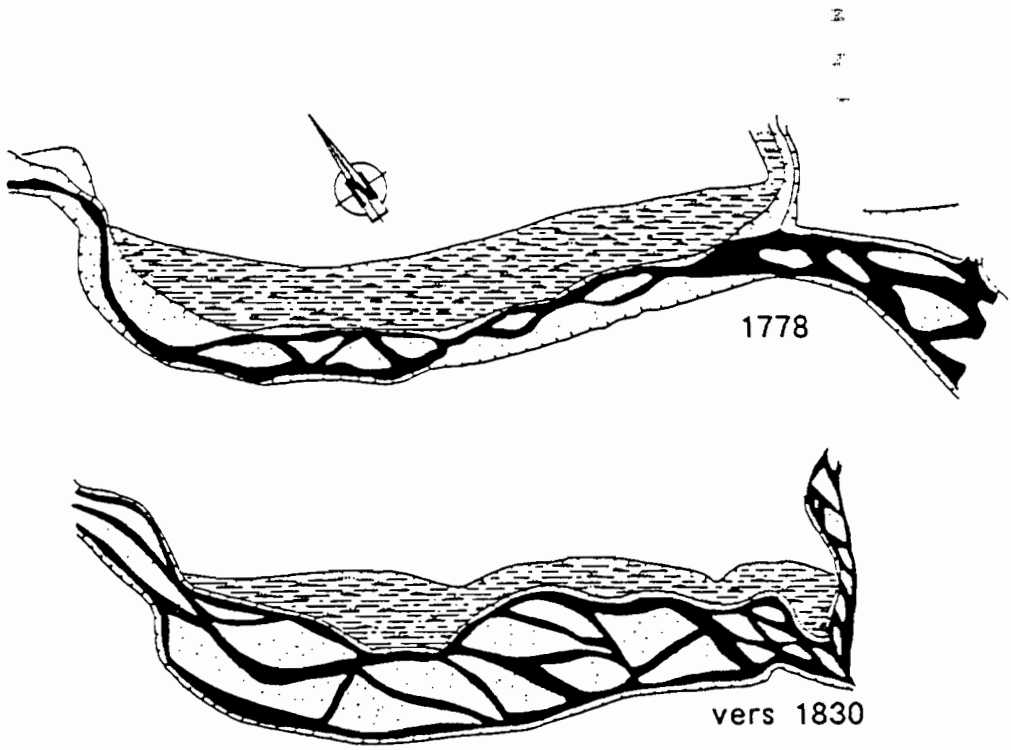
- l'homme qui reboise et cherche à créer une harmonie dans la cacophonie des forces naturelles et des intérêts économiques."

Combes (1982) fait remonter au début de notre millénaire le début de l'impact de l'homme dans les Alpes de Haute Provence: au début du XIème siècle, une zone pastorale est exploitée sur les crêtes du Pelat, de la Cayolle, mais aussi dans le massif de Dromont-St Geniez (proche de Sisteron); le déboisement est déjà bien engagé en l'an 1000.

On pensait au siècle dernier, au moment du lancement de la RTM, que ce déboisement était récent et n'avait pas plus d'un siècle (Surell, 1841).

Pour Gautier (1992), cela pourrait être confirmé par *"un indice qui laisserait penser que les Alpes du Sud ont connu une nette réactivation de l'érosion et de la dynamique des cours d'eau à la fin du 18ème siècle: la formidable largeur du Buëch dans la plaine de Laragne relevée sur le cadastre de 1830"* (fig. 26).

FIGURE 26: EVOLUTION DE LA PLAINE DE LARAGNE ENTRE 1778 ET 1830 (d'après Gautier, 1992)



"Après 1850 s'amorce la grande rupture qui va vider le pays des 2/3 de ses habitants; toutefois, l'acquisition des terrains (pour la RTM) par l'Etat n'a pas été sans poser de problèmes "(Combes, 1982).

2) Une question en suspens: le rôle du déboisement

Le recul de la forêt dans le Sud-Est de la France (et dans tout le pays, et toute l'Europe plus globalement) jusqu'à la fin du siècle dernier, est indéniable: archives, gravures, premières photos témoignent de l'importance du défrichement, tout comme elles témoignent de la rapide progression actuelle du couvert végétal, dans les Alpes du Sud du moins; et ce, bien plus par reforestation spontanée que par reboisement.

Surell (1841) affirmait, en se référant à des auteurs latins, qu'à l'époque de sa conquête par César, la Gaule était couverte de sombres forêts: 40 millions d'hectares; il ajoutait: "*des campagnes de César date la guerre aux forêts*"; cette même forêt ne couvrait plus que 9,6 millions d'hectares en 1791, et 8,8 M. en 1844 (aujourd'hui, 14 M. d'hectares). En Ubaye, Combes (1982) estime qu'en 1860, le bassin du Riou Bourdou (2200 ha, à Barcelonnette) ne comprenait plus que 67 hectares de forêts; (aujourd'hui, il en compte 1100 ha) (voir aussi ci-dessus les chiffres de la progression de la forêt dans les Alpes du Sud).

Les causes de ce recul sont multiples:

- fourniture en bois des habitants:
    - pour le chauffage
    - pour la construction (bâtiments, navires)
- essartage en vue:
    - de mise en culture
    - de pâturages
- incendies plus ou moins involontaires

Il existe une controverse, que nous avons déjà eu l'occasion d'évoquer (Descroix, 1985) à propos de l'importance relative des essartages et du surpâturage. Dès le siècle dernier, le débat était lancé, avec archives à l'appui, et chacun y allait de son hypothèse. Au début du XXème siècle, le débat était relancé par Thérèse Sclaffert (1933) et Félix Lenoble (1924). Il revient périodiquement, de manière lancinante. Avant Surell même, dès la fin du XVIIIème siècle, des observateurs remarquaient dans le paysage les ravages du ruissellement; certains allaient déjà chercher dans les archives l'ancienneté de ces phénomènes; ils constatèrent que depuis la fin du Moyen Age, les plaintes des habitants à l'égard des dégâts de la torrentialité sont nombreuses, aussi bien dans les Préalpes que dans les Alpes Internes. A.Surell (1841),

R.Blanchard (1944), F.Combes (1982) citent certaines de ces plaintes. Le dernier de ces auteurs veut pour preuve de l'aggravation historique de la torrentialité, le fait que des villages aient été créés au Moyen-Age sur des cônes de déjection torrentiels: il en conclut qu'à cette époque,ces torrents ne constituaient pas un danger, que ce n'est que par la suite qu'ils sont devenus menaçants. Il cite aussi le cas du Riou Bourdou de Barcelonnette qui en 1627 faisait encore tourner 5 moulins, et 3 en 1740; le dernier aurait été emporté par une crue en août 1846. L'ingénieur forestier en conclut: *"il semble que l'installation humaine se soit faite sans problème jusqu'au XIVème siècle. Aux XVème et XVIème siècles commencent à apparaître les règlementations diverses, les demandes de dégrèvements, les réparations de digues; la présence des torrents devient obsédante"*; le 24 juillet 1492, le Merdaric de Bayons (Préalpes de Digne) emporta blés, vignes, bois, formant une vague de 15 ou 16 mètres de haut qui ravagea le village. De même en 1527 au Fugeret, en 1529 à Annot, les vignes et les champs furent détruits.

Pourtant les paysans avaient des techniques culturales adaptées; ainsi, au siècle dernier, *"dans les lieux en pente, au retour du beau temps, la terre qui s'était amoncelée dans le bas était transportée en haut des champs avec des brouettes, des "bayarts" ou à dos d'homme et de mulet"*; ce qui n'empêche que l'essartage s'est pratiqué très tard: en 1728, *"on défriche encore à Barret de Lioure (Montagne de Lure), dans les "esbruissayes" que les habitants font dans la montagne, lesquels après la culture de 2 ou 3 ans, les abandonnent"* (cité par Raoul Blanchard, 1944). F.Combes (1982) affirme que les paysans savaient bien combien leur terre en pente était fragile, eux qui avaient construit des kilomètres de restanques en pierre sèche pour maintenir certains versants.

De l'avis de H.Thivot (1966), c'est le surpâturage qui est la cause du ravinement des Alpes; en effet, il explique que la location des "montagnes pastorales" aux propriétaires de troupeaux provençaux était pour les communes et pour les particuliers un revenu net considérable. *"Il était donc naturel que les communes aient cherché à accroître leurs recettes. Malheureusement, par imprévoyance et par appât du gain, les communes utilisèrent les 2 seuls moyens qu'elles n'auraient jamais dû employer: elles multiplièrent le nombre des animaux et déboisèrent de larges portions de terrain, pour y pratiquer les cultures fourragères. Certaines montagnes recevaient jusqu'à 3 ou 4 fois plus de bestiaux qu'elles n'en pouvaient contenir. Les terrains en pente souvent raide étaient broutés, piétinés matin et soir. Les troupeaux ne se contentaient pas de manger les plantes. Ils en dévoraient parfois les racines"*.

Comme pour illustrer ce propos, Th. Sclaffert rapportait en 1939 qu' *"à la fin du XIIIème siècle, se fait sentir une accentuation de la charge des troupeaux provençaux: en 1415, la Montagne de Céuze accueillait 4 à 7000 têtes de bétail provençal"* (cité par E.Gautier, 1992).

Et F. Combes (1981) de citer le vieux dicton provençal: *"pichot ome abat grand roure"* (petit homme abat grand chêne).

Conséquence de cette imprévoyance de l'homme: *"la terre n'étant plus retenue ni par les bois, ni par le gazon, lorsque survenaient des pluies d'orage si fréquentes dans nos régions, des ravins profonds se creusaient sur les pentes autrefois revêtues d'une pelouse verdoyante et des torrents se formaient, détachant des flancs des montagnes un sol alors sans consistance, et venaient se précipiter sur les terrains cultivés, ensevelissant les récoltes sous des monceaux de graviers et de débris de roches"*. (cité par Thivot, 1966).

Mais le plus catastrophiste de tous, dans le domaine est probablement le préfet Ladoucette (1848) qui donne un état des lieux du département vers 1820. Uniquement dans la vallée du Céans, il a noté (p.384): *"Les terres (de cette vallée) en ont entièrement coulé par suite des défrichements et par l'effort des pluies qui ont laissé les rocs à nu"; "le sol (de la commune de Sainte Colombe) aussi est mouvant", "le territoire est déchiré par deux torrents; il était peut-être plat dans le principe, car on a vu des propriétés entières s'affaisser de deux mètres sous l'effet des eaux"; "le reboisement (sur la commune d'Orpierre) est à désirer dans presque tous les quartiers de la commune, car il arrive de voir dans la plaine les récoltes ravagées et recouvertes de gravier, par l'effet des eaux qui descendent avec fracas des montagnes décharnées et sur lesquelles elles ont la facilité de se réunir en torrents"; "on a remarqué à Orpierre depuis soixante ans un grand changement dans la température, et le cours des saisons n'y est plus réglé. ces variations, la diminution des sources et fontaines, la multiplicité et la fureur des torrents, sont dûs à la dévastation des bois opérée à l'envi par les hommes et par les chèvres, aux défrichements inconsidérés des terrains en pente, sur lesquels on ne peut trop appeler l'attention des habitants et de l'autorité publique". "Au Nord du village (de Saléon), était un bois planté de chênes: après en avoir arraché les arbres, on le livra à la culture; les pluies et les troupeaux ont tout détruit: il n'y croît pas un seul arbuste. Tel est le sort de toutes les garennes des Hautes Alpes".*

Certes, ces extraits de l'ouvrage de Ladoucette sont un peu trop empreints des points de vue en vogue à l'époque, pour être vraiment réalistes; mais ils sont probablement tirés de faits observés.

Il est probable aussi que les périodes troublées de l'histoire locale, comme les Guerres de Religion (avant l'Edit de Nantes et, d'après CCEH 1962, avant sa Révocation, du fait du grand nombre de protestants au Sud du Dauphiné) aient pu conduire aussi à des abus, devant les difficultés qu'avaient les autorités à exercer leur pouvoir. La Révolution, c'est aujourd'hui certain, s'est accompagnée d'un relâchement de la mainmise de l'administration: ainsi, lors d'une

enquête de 1801, la réponse des cantons baronniards évoquera *"les défrichements de terres gastes auxquels les communes se sont livrées avec une espèce d'acharnement depuis 8 ou 10 ans", "les essarts dans les endroits montueux";* ces cantons réclameront *"une loi qui prohibe le défrichement des coteaux garnis de bois, de pelouse ou de broussailles; sinon on aura qu'un amas de ravins et de rochers pelés"* (archives citées par R. Blanchard, 1944).

Pour Bernard Meffre, ingénieur forestier (in Le Gros Doigt, journal d'information municipal d'Orpierre), 1787 et 1788 furent parmi les hivers les plus rudes jamais subis par le pays; ils endommagèrent les forêts. *"En 1789, les Tables de Marbre, ces juridictions forestières des Grands Maîtres des Eaux et Forêts, devant lesquelles venaient se plaider les affaires relatives au domaine forestier, sont emportées dans la tourmente révolutionnaire; ce fut la ruée vers les forêts"*; d'après Michelet (cité par Meffre, 1990), *"A la Révolution, toute barrière tomba; la population pauvre commença d'ensemble cette oeuvre de destruction. Ils escaladèrent, le fer et la bêche à la main, jusqu'aux nids d'aigle, et cultivèrent l'abîme pendus à une corde. Les arbres furent sacrifiés aux moindres usages. On abattait 2 pins pour faire une paire de sabots. En même temps, le petit bétail, se multipliant sans nombre, s'établit dans la forêt, blessant les arbres, les arbrisseaux, les jeunes pousses, dévorant l'espérance. La chèvre surtout, la bête de celui qui ne possède rien, bête aventureuse qui vit sur les communs fut l'instrument de cette dévastation démagogique, la terreur du désert"*(voir annexe A1-3).

Les cahiers de doléances rédigés dans les paroisses à l'aube de la Révolution trahissent les inquiétudes des populations rurales devant l'épuisement des forêts et leur crainte de bientôt manquer de bois pour les besoins essentiels; et B. Meffre de poursuivre: *"un peu partout, les forêts communales furent livrées au pillage durant l'hiver 1789-90; on vit de jeunes peuplements normalement mis en défens ouvertement pâturés par le bétail, ou fauchés"*; le Roi et l'Assemblée Constituante, effrayés des destructions, essayèrent de réagir, mais *"rien n'effraie plus ceux qui savent qu'il n'y a plus, du haut en bas de la hiérarchie, d'autorité capable de faire appliquer la loi et les arrêtés. L'interrègne entre les maîtrises royales agonisantes et une nouvelle administration républicaine ou impériale va, en fait, durer 10 ans, dix ans d'épreuves pour les forêts françaises".*

En 1842, le Conseil Général des Hautes Alpes essaie d'interdire les défrichements de terrains en pente, et de réduire et limiter le pâturage des montagnes pastorales; mais la Chambre d'Agriculture fait capoter le projet. Le Conseil réitérera les deux années suivantes, sans succès.

En 1846, le Préfet de Département propose aux communes *"d'éloigner les troupeaux des versants menacés et de laisser faire la nature. Les versants se recouvriront d'un épais gazon et présenteront déjà, par ce seul et salutaire résultat, toute sécurité".*

Mais le Préfet ne pouvait agir que par persuasion, et rares furent les communes qui eurent le courage de se dresser contre l'hostilité de populations désireuses, non seulement, de tout conserver, mais de tout envahir pour le libre usage de leurs troupeaux.

Emmanuèle Gautier (1992) considère que René Neboit (1983) a clos le débat sur le rôle de l'homme, en montrant qu'il avait eu un rôle important, mais pas du tout exclusif, dans la fragilisation des versants et la crise de torrentialité.

Il est évident que la pression démographique a pesé sur les versants: une augmentation de la population commande un défrichement pour accroître champs et pâturages, un déboisement pour tirer le bois nécessaire au chauffage et à la construction des maisons.

Ainsi, après les poussées démographiques du Néolithique et de l'époque gallo-romaine, il y a eu probablement une forte augmentation de la population à la fin du Moyen-Age (optimum climatique). La croissance s'est maintenue durant le Petit Age Glaciaire; la conjonction de la péjoration climatique et de la pression démographique est d'ailleurs peut-être pour quelque chose dans l'apparition ou du moins l'aggravation de la torrentialité. Cette croissance a dû connaître des pics avant et après l'Edit de Nantes, et après la Révolution Française. Le maximum est atteint vers le milieu du XIXème siècle; le maximum de population pour les cantons des bassins de Laragne et Die est atteint, suivant l'éloignement aux axes routiers, entre 1840 et 1890: dans les Baronnies, les communes les plus difficilement accessibles (Hautes vallées de l'Ouvèze et de l'Eygues) n'ont vu leur population commencer à décliner que vers 1890, soit 3 ou 4 décennies après les communes proches de la vallée du Rhône ou du Buëch (chiffres des recensements, archives départementales de Gap et Valence). La figure 28 montre l'évolution entre 1846, date d'un recensement complet et de bonne qualité relative (Collectif, 1982; Reclus, 1882, publié 1982) et 1990, dernier recensement effectué.

Ceci dit, il y a toujours eu, jusqu'au début du XXème siècle, exagération quant au rôle de l'homme: certains auteurs ont considéré (les forestiers en particulier) que les forêts allaient auparavant jusqu'à la ligne des crêtes; ils faisaient abstraction, ainsi, pour les Alpes Internes, le Vercors, le Dévoluy, le Mont Ventoux, de la limite altitudinale de la forêt (1800 ou 2200 mètres au maximum), et, pour le reste des Préalpes, de la présence de landes sommitales - le vent empêchant, sur les crêtes, la constitution d'un climax forestier- et de terrains trop pentus ou rocheux pour permettre à l'arbre de s'accrocher. Gautier (1992) cite (p.238) l'ensemble de

ces "chantres" de l'ancienne extension de la forêt totale, le clou en étant le mot de Fabre (1906): *"peu importe au cultivateur ignorant, obstiné dans sa routine, que les montagnes dépouillées de leur armure protectrice soient livrées sans défense à l'érosion des eaux sauvages. L'inondation porte l'épouvante dans la plaine. Le paysan n'en a cure, son égoïsme est satisfait. Eh bien le montagnard se trompe! En ruinant sa forêt, il ruine sa propre race, il se suicide!"*.

Car enfin, Surell (1841), lui-même, qui a tant insisté sur le rôle de l'homme, affirme que *"trois causes président donc à l'action des torrents:*

* *une cause géologique, résultant de la nature des terrains;*
* *une cause topographique, résultant de ses formes, la forme du bassin de réception étant ainsi faite qu'elle concentre à peu près instantanément les eaux et les laves dans un goulot très incliné.*
* *une cause météorologique résultant des actions atmosphériques: fonte des neiges ou pluie d'orage"*.

Mais il conclut que la deuxième cause est une conséquence des deux autres: *"il est évident que les bassins de réception n'avaient pas, à l'origine, la forme caractéristique qu'on leur voit aujourd'hui. Ces formes sont évidemment le résultat de l'action violente et longtemps prolongée des eaux. Ce qui le prouve de manière décisive, c'est la présence de ces larges cônes de déjection formés en entier aux dépens des régions supérieures d'où sortent les torrents"*.

Il explique ensuite que *"les autres montagnes du Sud de la France ont tout autant été déboisées, et n'ont pourtant pas de torrents (à voir...): ce n'est donc pas le déboisement qui a provoqué ce qui désole les Hautes Alpes: son influence est incontestable, mais elle ne constitue pas la raison première". "La cause première est dans l'alliance d'un certain genre de climat avec une certaine constitution géologique"*.

Enfin, pour ce qui est du climat, Surell (1841) insiste sur deux points:

- les Hautes Alpes sont plus hautes que les autres montagnes du Sud de la France; donc plus enneigées. Mais le soleil y est généreux: la fonte se fait donc presque instantanément, mais tard, et en même temps que les pluies de printemps. Peut-être avait-il eu l'occasion d'observer une crue similaire à celle du Guil en 1957.
- les précipitations sont assez importantes, mais le temps étant le plus souvent sec, ces pluies se produisent en un laps de temps court:
  * la couverture végétale est gênée par la sécheresse;
  * les pluies tombent brutalement et cela sur un sol mal protégé du fait de la cause précédente;

L'ingénieur des Ponts et Chaussées en voulait pour preuve l'opposition des versants, dans les vallées (nombreuses) orientées Est-Ouest, où les ubacs sont couverts de forêts, les adrets dénudés et arides, où il constate que les grands torrents se développent toujours sur l'adret. Mais il oublie que l'opposition adret/ubac a été renforcée par le rôle de

l'homme et que certains grands torrents comme le Boscodon (versant Nord du Gd Morgon), coulent en ubac. Mais, ceci dit, il avait statistiquement raison: les 3/4, voire les 9/10èmes des torrents, sont installés en adret (Théus, Riou Bourdou, Labouret, Villebois,...).

Le débat sur le rôle de l'homme n'est pas clos, loin de là, mais il est sage de conclure, au même titre, finalement qu'Alexandre Surell, ou même que R.Neboit et E.Gautier, que l'Homme et la Nature se sont unis pour provoquer la ou les crises de torrentialité connues dans le passé: croissance démographique, crises climatiques, ne viennent que déclencher des processus qui sont inhérents à la présence d'une lithologie fragile, à l'existence de pentes raides et d'une topographie particulière. L'ensemble étant, comme tout pays de montagne jeune, en équilibre précaire. Chaque torrent ou chaque bad-land a pu avoir une histoire différente. Mais on ne peut nier qu'il y ait eu des périodes de crises d'érosion, au cours desquelles se sont déclenchés de nombreux cataclysmes.

3) L'évolution démographique récente

Comme dans toute région de montagne en Europe, l'exode rural a été ici très important; et si l'on note, aujourd'hui, une croissance assez nette de la population des trois départements concernés (Drôme, Hautes-Alpes, Alpes de Haute-Provence), c'est un phénomène récent (depuis 1975 en général), sauf pour la Drôme, où le déclin des montagnes a toujours été largement compensé par la progression de la vallée du Rhône.

Encore faut-il noter que les communes rurales continuent, pour la plupart, à perdre de leurs habitants; simplement, la croissance des communes urbaines compense cette baisse: des écoles continuent à fermer, des fermes à tomber en ruine, des maisons de villages à s'effondrer... mais on note de plus en plus, y compris en zone rurale, des secteurs où l'attrait touristique ou sportif a donné un coup de fouet à l'économie locale, et par suite, un redémarrage des chiffres de la population.

Les causes de l'exode rural, qui a été maximal, en gros, de 1850 à 1950, on les connaît:

* surpopulation relative ou absolue des montagnes;
* attrait du mode de vie urbain et d'une vie "meilleure" (les lumières de la ville);
* généralisation du service militaire;
* naissance d'une industrie demandeuse de main d'oeuvre;
* arrivée du chemin de fer facilitant les déplacements;
* localement, mécanisation de certains travaux agricoles;

* on a pu dire aussi que le reboisement aurait contraint des paysans à abandonner leurs terres; mais nous rejoindrons ici F.Combes (1982) qui affirme que le fait que les Eaux et Forêts, pour l'oeuvre du RTM, ont pu embaucher un personnel considérable pour aller reboiser des terrains perdus pour le pâturage (car en cours de ravinement), a plutôt permis le maintien, pendant plusieurs décennies, de pluri-actifs, le salaire de forestier à temps partiel arrangeant nettement le niveau de vie moyen dans les campagnes.

Quoiqu'il en soit, la comparaison entre les recensements de 1846 et 1990 (fig 27) permet de saisir l'ampleur du vide démographique qui s'est opéré en un siècle et demi. Bien sûr, la date de 1846 n'est pas forcément la meilleure; elle marque en tout cas le début du déclin: la plupart des communes ont connu leur maximum démographique entre 1846 et 1885.

De plus, cette carte a été dressée à partir de la liste des communes existant en 1990: ce qui signifie que certaines valeurs concernent en fait des communes qui depuis 1846 se sont regroupées (ex: Boulc, dans la Drôme, a englobé Bonneval en Diois, puis Ravel-et-Ferriers; dans les Alpes de Haute-Provence, Bayons a annexé Esparron-la-Batie, Reynier et Astoin); ces regroupements ont pu être occasionnés par l'abandon total d'un village: ainsi, dans les Hautes-Alpes, Chatillon-le-Désert a été rattachée à Chateauneuf d'Oze, Saint-Cyrice à Etoile; dans la Drôme, Creyers a fusionné avec Treschenu; dans les Alpes de Haute-Provence, Beaudument a été rattaché à Salignac.

Il convient de souligner les points suivants:

* la diminution de la population est générale, et très sensible: les communes dont la population a baissé de plus de 85% se comptent par dizaines: 39 dans la partie drômoise, 15 dans la partie haut-alpine, 10 dans le secteur qui appartient aux Alpes de Haute-Provence, soit en tout 64, sur un total de 300 communes. Ces communes sont les plus nombreuses au coeur des massifs (Diois, Baronnies, Préalpes de Digne; figure 27). C'est dans le Diois et sur la ligne de partage des eaux Rhône/Buëch que leur nombre est le plus élevé: l'éloignement des centres (vallées, chefs-lieux de cantons, bourgs) a favorisé la déprise.

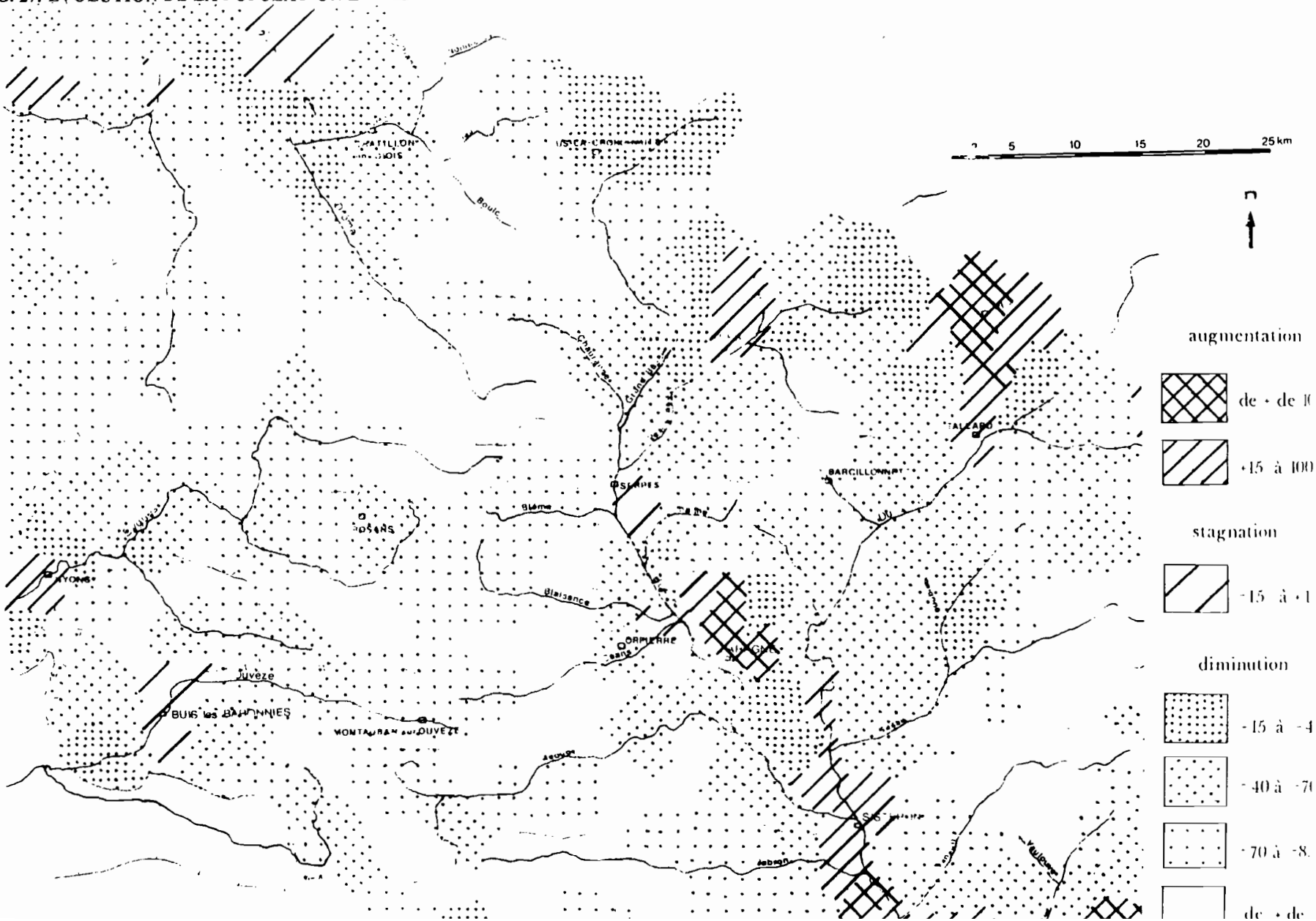
* les communes dont la population a stagné ou augmenté sont rares:

- Drôme: Nyons (+84%), Mirabel et Blacons (+34%), Die (+11%), Vercheny (+7%), Buis-les-Baronnies (-11%);

- Hautes-Alpes: Gap (+280%), Laragne (+204%), Veynes (+69%), Eyguians (+55%), Le Poët (+17%), Lagrand (+0%), Serres (-2%), ainsi que des communes limitrophes de Gap (Chateauvieux +33%; Rambaud +19%; Tallard +7% et La Freissinouse -8%);

- Alpes de Haute-Provence: Chateau-Arnoux (+675%), Digne (+196%), Peipin (+100%), Sisteron (+47%), Champtercier (+46%), Volonne (+26%) et Aubignosc (+16%);

FIG. 27: EVOLUTION DE LA POPULATION ENTRE 1848 ET 1990



Soit un total de 23 communes sur 300.

* ces communes sont, pour l'essentiel, situées en périphérie de notre zone de recherche: moyennes et basses vallées de la Drôme (Die), de l'Eygues (Nyons), de l'Ouvèze (Buis), bassin de Gap, vallée de la Durance à partir de Sisteron vers l'aval (en fait, bassins d'emploi de cette ville et de Château-Arnoux).

Seules Veynes et Laragne (ainsi que, proches de cette dernière, Eyguians, Serres et Lagrand), au coeur des Préalpes (mais dans de grandes dépressions intramontagnardes), ont vu leur population croître ou résister simplement à la déprise démographique.

* l'ensemble des régions de plaine ou de grande vallée intramontagnardes est très visible sur la figure 27, car la population y a bien moins baissé que dans les massifs;

* les bourgs et petites villes résistent mieux au coeur des Alpes (Gap, vallées du Buëch et de la Durance) que dans les basses vallées coulant vers le Rhône (Nyons, Buis, Die): ces dernières sont en effet concurrencées par les centres plus importants de la vallée du Rhône; ceux des Hautes-Alpes et des Alpes de Haute-Provence n'étaient pas concurrencés et ont probablement attiré une grande partie des populations quittant les communes rurales;

* les communes ayant le mieux résisté sont celles qui étaient les plus peuplées au départ;

* enfin, élément n'apparaissant pas dans cette carte comparant les deux recensements, des communes ont pu voir, ces 20 ou 30 dernières années, leur population réaugmenter: venue de néo-ruraux, de communautés, de retraités, regain d'activité touristique, ont pu redonner vie à certains villages, tout comme, parfois, colonies ou centres de vacances, centres médico ou socio-éducatifs, centres de loisirs sportifs, etc...

CONCLUSION

Le tableau qui vient d'être brossé permet de connaître l'environnement et le contexte historique dans lesquels s'est insérée au cours des temps la dégradation des sols, et ce qu'il en est aujourd'hui: la dégradation est visible dans le paysage, mais elle est a priori héritée: les conditions qui ont prévalu à sa mise en place n'existent plus aujourd'hui en tant que telles.

Mais si la pression démographique a été par le passé une cause de dégradation par surexploitation du milieu, la déprise actuelle ne signifie pas pour autant un retour à une situation d'équilibre du milieu: les plaies laissées par les ravages du ravinement ne sont pas près de s'effacer; la torrentialité a certes bien baissé grâce au reboisement (surtout spontané, mais aussi artificiel, dans les secteurs les plus touchés), mais les ravines existantes continueront de se creuser; et en même temps, l'occupant des montagnes aura à faire face à des phénomènes qui sont en partie hérités de la gestion passée de l'espace: en effet, la déprise conduit à un abandon de certaines pratiques mises en place au moment de la "conquête des terres" et qui l'accompagnaient, et qui ne se font plus aujourd'hui: canaux d'irrigation, terrasses, drains, chemins creux et murettes ne sont plus entretenus et se dégradent, conduisant parfois à la dégradation paysagère certes, mais aussi parfois morphologique, des versants, pouvant aboutir à leur déstabilisation par la concentration des eaux en des points fragiles de l'espace.

L'économie préalpine n'occupe ni autant de personnes ni surtout autant d'espace qu'il y a un siècle, mais elle doit surveiller cet espace devenu immense pour éviter que les phénomènes de solifluxion ne deviennent un fléau comme le ravinement le fut par le passé.

CHAPITRE II

LES FORMES DE L'EROSION ACTUELLE DANS LES ALPES DU SUD

II) LES FORMES DE L'EROSION ACTUELLE DANS LES ALPES DU SUD

Dans l'introduction du "Modelé des régions sèches", J.Tricart et A.Cailleux (1969), cherchant à déterminer l'extension des "régions sèches", les définissent comme "*celles où, par suite de l'insuffisance des ressources en eau, la couverture végétale et les sols sont trop réduits pour assurer une protection efficace de la roche contre les actions atmosphériques*" (p.9). Ils rajoutent plus loin (p.10) que *"la morphogénèse passe alors par une crise particulièrement aigüe, particulièrement destructrice, qu'on a qualifié, à juste titre, de "désertification"*. Et de conclure: *"Il faut donc englober, dans l'étude des régions sèches, celles dont le climat est semi-humide, mais où, par suite de la dégradation de la Nature, les processus caractéristiques de la zone sèche se sont installés et règlent la dynamique externe, comme les régions à ravinements généralisés des Alpes du Sud, de l'Espagne, de l'Afrique du Nord, ou de l'Ouest des Etats Unis"*.

Ce point de vue est surprenant, et ne peut se justifier que si l'on admet l'irréversibilité du phénomène, ou, au moins, l'action en retour de ce type de déséquilibre sur le climat. Il est certain que la disparition du sol et du couvert végétal ont une influence, locale, sur le climat; pour y percevoir une influence régionale, il faut assister à la destruction de grands massifs forestiers, comme en Côte d'Ivoire ou en Amazonie. On peut toutefois se poser la question du passage d'un stade biostasique à une période de rhéxistasie, et surtout sur les causes d'un tel passage et l'irréversibilité d'un tel déséquilibre. Mais acceptons avec les auteurs cités ci-dessus qu'au pur niveau de la dynamique actuelle (car leur ouvrage est un précis de géomorpholgie), il y a une comparaison possible entre les bad-lands des Alpes du Sud et le modelé des régions arides, par la même absence de sol et de couvert végétal, et donc par la même vulnérabilité face aux agents météoriques.

Cela pourrait aussi inciter les spécialistes à conserver un certain optimisme vis-à-vis de la dégradation du milieu naturel en maintes régions de la planète: la progression rapide du manteau forestier et même localement la revégétalisation spontanée des bad-lands, dans les Alpes du Sud désertées par une grande partie de leur population, montrent les bienfaits d'une "mise en défens" involontaire. On ne peut bien sûr supposer qu'il en serait de même dans les

zones en désertification actuellement. Mais cette reconquête sur un espace où le sol même avait en grande partie disparu, et dans des conditions physiques (pente) ou climatiques (gel hivernal profond, repos végétatif dû à la sécheresse estivale) somme toute difficiles, laisse beaucoup d'espoir quant à la possibilité de recolonisation climacique des espaces dégradés.

Mais il est certain que certains traits du climat (la sécheresse et les amplitudes thermiques, la faible nébulosité) et la fragilité des roches et, plus globalement, de l'équilibre naturel en zone de montagne, peuvent expliquer une certaine parenté dans les mécanismes d'usure des continents entre une région située en zone tempérée et les grandes zones arides inter et péri-tropicales.

A) LA DESAGREGATION DES ROCHES ET LE TRANSPORT DES PARTICULES

Etant donnée la grande variété des terrains affleurant dans les Préalpes Dauphinoises du Sud, il semble plus judicieux d'aborder l'étude des mécanismes de fragilisation et de fracturation de la roche dans une optique météorique c'est-à-dire au niveau des causes premières de déclenchement des mécanismes; étant entendu que, bien sûr, ceux-ci sont plus ou moins facilités par les propriétés intrinsèques de chaque faciès rocheux. En effet, ce sont les éléments météoriques qui conditionnent la désagrégation mécanique de la roche, et qui véhiculent les moyens d'action chimique éventuels (Galevski, 1955; Feodoroff, 1965; Birot, 1981).

1) Le rôle des températures: cryoclastie et thermoclastie

Les alternances gel/dégel, dont on peut estimer que les Alpes du Sud en connaissent en moyenne une bonne centaine par an, sont parmi les plus efficaces moyens de destruction des roches et de leur manteau d'altération: la multiplication des alternances constitue un agent érosif bien plus important que le gel lui-même: de ce fait, les Alpes du Sud sont, à ce point de vue, au moins aussi sensibles que celles du Nord; ici, ce sont surtout les terrains dénudés qui sont les plus touchés.

L'eau contenue dans le sol et dans la roche se dilate en gelant; elle peut s'y trouver en grandes quantités au début de l'hiver, vu que l'automne est en général humide, et que les pluies y ont souvent une intensité faible, mais une longue durée, ce qui favorise l'infiltration.

Les ondes de gel pénétrant dans le sol accroissent, de plus, sa capacité de rétention en eau; ou, du moins, créent une pression supplémentaire, du fait de la dilatation de l'eau et de son impossibilité à se dilater vers la surface, d'où provient l'onde de gel, obturant les pores: cela explique la sursaturation du sol en eau. De plus, par capillarité, la glace en formation attire l'eau de profondeur. Cette surpression pallie la relative imperméabilité de la roche, dans le cas des marnes par exemple; elle explique aussi qu'au dégel printanier, la grande quantité d'eau contenue dans la roche ou/et le sol lui permettent de franchir fréquemment sa limite de plasticité. Interviennent aussi une réaction chimique de déstabilisation des particules, ainsi que le rôle de l'eau froide, qui dissout les carbonates en plus grandes quantités.

"Lorsque l'onde de refroidissement pénètre (dans la roche), la glace commence à se former dans les pores les plus gros. Généralement, ce phénomène ne se produit que pour des températures inférieures à 0°C, l'eau étant alors en état de surfusion; elle n'en gèle ensuite que plus rapidement (...); enfin quand, en continuant à s'abaisser, la température atteint une valeur convenable, l'eau des pores plus fins gèle à son tour. Cependant, il en résulte une augmentation de pression qui abaisse la température de congélation très en dessous de -2°C et -3°C; (...) cette élévation de pression est minimale pour les roches dont les pores sont de grande taille et se groupent en capillaires de diamètre uniforme; en effet, l'eau est alors chassée facilement vers l'extérieur, ou vers les pores incomplètement remplis" (P.Birot, 1981). En effet, au cours du processus de gel, l'eau libre devient de plus en plus salée, car la glace formée est pure et sans sel, ce qui explique cette ségrégation. L'eau exerce aussi des forces de traction dans les fissures et les pores, qui "fatiguent" les roches; celles-ci opposent en effet une meilleure résistance à la compression qu'à la traction.

La dilatation de l'eau, de plus en plus profonde, par enfoncement de l'onde de gel, fait, surtout, éclater la roche qui la subit en même temps qu'elle tend à se contracter du fait des basses températures; c'est la cryoclastie, ou gélifraction. Des mesures de sensibilité de certaines roches sédimentaires préalpines ont été menées, et sont rassemblées dans le tableau 2 (page 30).

L'onde de gel pénètre assez facilement jusqu'à la roche, à travers le manteau d'altération. Elle contribue à fournir à cette couverture les éléments de la roche désagrégée. Mais c'est surtout l'alternance du gel et du dégel qui, provoquant ce phénomène de manière répétitive, fragilise et météorise la roche.

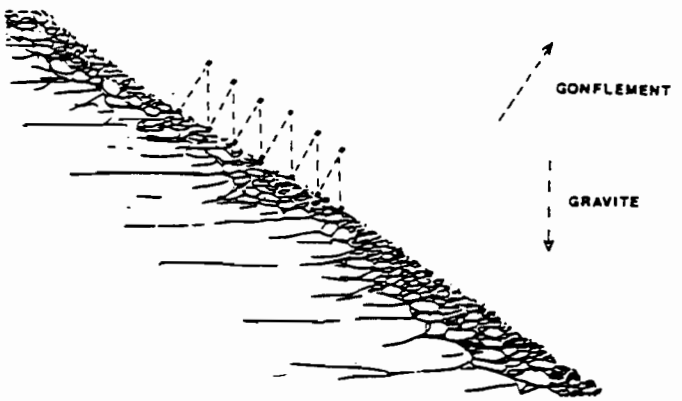
Les alternances gel/dégel jouent aussi un autre rôle, qui tient de l'érosion et du transport: le gel fait dilater le manteau d'altération des marnes (et des roches meubles à nu en général), et ce, dans une direction perpendiculaire à la pente du versant. Or, lors du dégel, il y a,

logiquement, contraction de ce manteau: et cette contraction ne se fait pas, elle, dans la même direction, mais verticalement, du fait de la gravité: la composante de ces deux mouvements fait descendre les particules superficielles le long du versant: c'est la gélireptation (voir figure 28); ce même phénomène se produit, de la même manière, lors des gonflements dûs à l'humectation, et aux contractions qui leur font suite.

Même sans gel, les variations de température pourraient désagréger la roche, du fait des coefficients de dilatation différents des divers constituants de la roche: mais cette "thermoclastie" est remise en question par certains auteurs. D'après P.Birot (1981): *"des contraintes dites thermiques apparaissent dans tous les cas où les variations de volume correspondant normalement aux variations de température sont gênées. Ce phénomène se produit, en particulier, dans tous les profils naturels où les variations de température diurnes sont inégalement réparties. Malheureusement, les équations très générales exprimant les répartitions des contraintes et des déformations thermiques dans un certain volume rocheux sont d'application difficile".*

FIG 28: DEPLACEMENT DE PARTICULES PAR ALTERNANCE CLIMATIQUE

Le mouvement de gonflement est dû à l'humectation (et secondairement au gel - "pipkrakes"); le tassement est dû à la gravité s'exerçant lors de la dessiccation ou du dégel.



2) L'action des alternances humectation/dessiccation

Il est délicat de vouloir dissocier l'action des alternances gel/dégel de celle des alternances humectation/ dessiccation, tant les deux sont liées dans le temps et se complètent: quel serait le rôle du gel sans eau dans le sol, dans la mesure où l'on sait encore peu de choses de la thermoclastie dans le manteau d'altération.

Les alternances humectation/dessiccation jouent également un rôle primordial dans la fragilisation des roches: d'une part le temps sec favorise la pulvérisation du manteau d'altération: celui-ci voit sa structure renforcée (en effet, les marnes, contenant beaucoup de colloïdes argileux, deviennent plastiques lorsqu'elles sont humides), mais sa cohésion est détruite: il devient pulvérulent en surface, du fait de la météorisation due à tous les agents climatiques: dès lors, les agents de transport n'en ont que plus de matériaux à évacuer. L'humectation, à l'inverse, renforce la cohésion de la marne et de son manteau d'altération, du fait que les colloïdes jouent un rôle de ciment; puis, elle détruit sa structure, qui devient plastique, puis fluide.

Les alternances humectation/dessiccation, par ailleurs, permettent au gonflement différentiel des divers composants de la roche (les pyrites dans les marnes, par exemple), de jouer pleinement son rôle fragilisateur (du fait, là encore, des différences de coefficient de gonflement).

En effet, ces alternances sont à l'origine d'une série de gonflements et de contractions, du fait de la présence des argiles gonflantes (même en faible quantité), aussi bien, pour les terrains qui nous concernent ici, dans les marnes, que dans les farines des moraines glaciaires; ces moraines ont une matrice "d'argiles compactes sombres, grises à noires, contenant des éléments grossiers polygéniques disséminés" (Notice de la carte géologique feuille Laragne-Montéglin). Ces alternances sont d'autant plus nombreuses et efficaces lorsque l'on a un climat à saisons hydriques fortement contrastées. De plus, nous l'avons vu, comme dans le cas de la gélireptation, les alternances de dilatation et de contraction liées aux phases d'humectation/ dessiccation jouent un grand rôle dans la reptation du manteau d'altération des marnes dénudées.

Par ailleurs, le seul fait que les argiles deviennent plastiques par humectation provoque dans les terrains qui en contiennent des phénomènes de glissements, de coulées, lors des épisodes pluvieux à faible intensité, mais à grande quantité de précipitations: de grands pans de versants de bad-lands, marneux ou glaciaires, peuvent être mobilisés par cette fluidification.

La neige, subsidiairement, peut jouer ici un rôle: la présence d'un manteau neigeux sur les versants permet l'infiltration d'une grande quantité d'eau, sauf en cas de sol gelé; il peut se produire à la fin de l'hiver ou au printemps des pluies fines tombant sur un manteau neigeux, au moment du dégel du sol: l'imbibition de celui-ci est alors maximale, et augmente considérablement le risque de solifluxion (cas des glissements de Saint-Cyrice et Montmorin, des coulées de Laux-Montaux et Bonneval en février-mars 1978. Mais il y a peu de chances que se produise, dans les Préalpes, une conjonction de très fortes pluies sur un manteau neigeux épais, comme celle qui a provoqué la célèbre crue du Guil en juin 1957 (avec un coefficient d'écoulement supérieur à 1*[1]).

Dans l'ensemble des terrains tendres des Préalpes sud-dauphinoises, ce sont surtout les terrains sédimentaires anciens qui sont concernés par les facteurs cités ci-dessus. Les terrains glaciaires sont peu concernés par le gel et les variations de température et d'humidité, car l'ablation y est trop rapide pour laisser aux autres facteurs climatiques le temps de préparer le terrain; leur temps de consolidation a été très réduit étant donnée leur date récente de mise en place; mais surtout, certains de ces terrains glaciaires (moraines latérales) n'ont pas de structure ni de cohésion véritable, n'ayant jamais été compactés que par leur propre poids, et localement par celui de la glace pendant les périodes glaciaires: les très fortes pentes qu'on peut y observer sont rendues possibles par la protection provisoire apportée par les blocs, par le pourcentage d'argile de la matrice (mais cette proportion est très variable dans l'espace), et par la vigueur de l'incision verticale, en général plus rapide que la désagrégation de cette matrice; les ondes de gel et les gonflements différentiels s'attaquent là à un matériau qui les supporte sans déformation susceptible de les faire éclater. Le seul type d'altération importante qui s'y développe est l'altération chimique (sur les zones peu pentues, donc hors bad-lands), du fait justement de leur porosité et de leur faible tassement, qui font que l'on y trouve des sols très épais. Ces terrains sont aussi plus sensibles aux mouvements de masse de grande taille.

3) L'haloclastie

D'après Bufalo (1989), le rôle de l'haloclastie dans les marnes noires dans la désagrégation des roches proviendrait de:

- la cristallisation de gypse et de sulfates de magnésium; la croissance des cristaux développe des pressions importantes susceptibles de fracturer les agrégats;
- l'oxydation de la pyrite en présence de calcite fournit du gypse dont l'hydratation provoque une augmentation de volume de 100% et développe des pressions considérables.

Cet auteur a fait de nombreuses observations sur les dépôts d'évaporites et nous avons eu maintes fois l'occasion de les localiser avec lui sur le BVRE de St-Genis, en été quelques heures après un épisode pluvieux; Bufalo a pu déterminer (par diffractométrie) que ces dépôts évaporitiques étaient essentiellement constitués de gypse et d'efflorescences magnésiennes; d'après lui, "*la formation de ces dépôts est liée à la remontée d'eaux capillaires stockées dans la couche d'altération à la base des versants*".

4) Splash et saltation pluviale

Les matériaux d'origine glaciaire, peu touchés par les processus d'alternances gel/dégel et humectation/dessication, de par leur faible cohésion, sont aussi sensibles, dès qu'ils sont à nu, au phénomène du splash, que les manteaux d'altération des marnes ou des schistes.

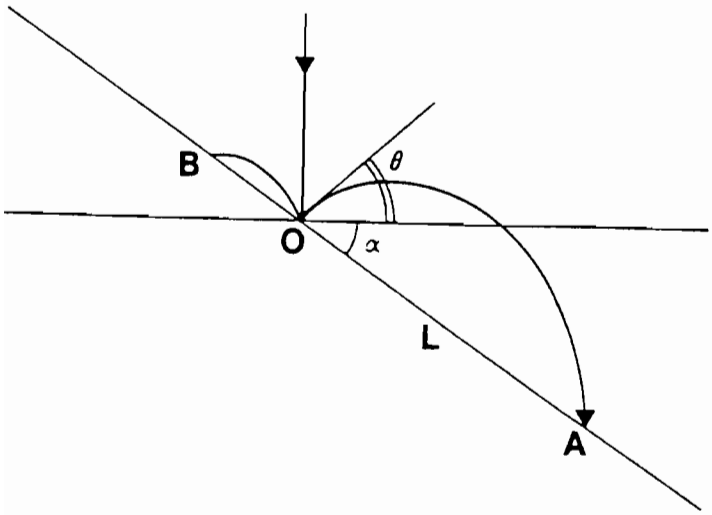
La pluie a, en effet, au départ, une force d'impact mécanique simple due à l'énergie cinétique des gouttes d'eau: celle-ci est importante surtout sur les terrains nus, puisque la végétation peut amortir complètement cette énergie: celle-ci est due à la masse des gouttes d'eau et leur vitesse de chute:

- au début d'une précipitation,l'énergie des gouttes tombant sur un sol nu est amortie par le déplacement des agrégats;
- mais, en s'humectant, le sol acquiert une certaine cohésion, avec apparition d'une croûte de battance; au bout d'un moment, des particules de sol commencent à être arrachées, et projetées dans toutes les directions (rejaillissement ou splash);
- quand le ruissellement devient important, une lame d'eau protège le sol contre l'effet du splash, et c'est l'écoulement de l'eau qui prend le relais comme agent érosif principal.

Dans les Alpes du Sud, le splash acquiert d'autant plus d'importance sur les roches à nu, que celles-ci sont constituées le plus souvent de marnes, marno-calcaires, schistes, débités en petites plaquettes; ces plaquettes sont ensuite facilement mobilisées par l'énergie des gouttes d'eau. Ce d'autant que les précipitations au cours desquelles l'énergie des gouttes est la plus forte (averses de fin d'été et de début d'automne, à grosses gouttes), se produisent après une longue période de sécheresse: la pulvérulence du manteau d'altération devient telle que sa partie superficielle est complètement météorisée et désagrégée, donc, facilement mobilisable.

Par ailleurs, ce rejaillissement s'ajoute à l'ensemble des processus de reptation, car les particules mobilisées en tout sens par l'impact des gouttes se déplacent plus loin en aval qu'en amont, du fait de la pente (fig. 29).

FIG 29: LE MECANISME DU SPLASH (d'après Birot, 1981)



trajectoire suivie par 2 particules, à l'amont et à l'aval du point d'impact d'une goutte de pluie en O.
Les deux trajectoires sont des fragments de parabole recoupant le versant en A et B. L'angle d'éjection est figuré par θ. Un calcul simple permet d'évaluer les distances OA et OB en fonction de θ, α, angle de pente du versant et V_0 la vitesse de départ.

Ce splash est accentué par l'énergie développée par les particules éjectées lors de l'impact des gouttes d'eau: surtout vers l'aval, lorsque la particule retombe, elle est en grande partie amortie (du fait que le sol n'a qu'une faible cohésion et une densité assez basse) mais arrive souvent à mobiliser à son tour d'autres particules qui auront tendance à migrer vers l'aval (phénomène de "saltation pluviale"). Il est facile de lutter contre le splash et ses conséquences dans la mesure où une couverture végétale au sol l'annule complètement, en absorbant l'énergie cinétique de la pluie (Fournier, 1960; Feodoroff, 1965; Bediot, 1966; Benchetrit, 1972).

5) le transport des éléments désagrégés

Les processus d'origine climatique évoqués ci-dessus sont à la base de la fragmentation et de la désagrégation des roches affleurant à nu, les plus sensibles à l'érosion; quand ces roches sont recouvertes d'un sol et d'un manteau végétal, elles sont protégées de la plupart de ces agents érosifs: c'est donc là où le terrain est déjà dénudé que l'érosion s'exerce avec le plus de vigueur. Ces matériaux désolidarisés sont ceux qui seront mis les premiers en

mouvement par la deuxième partie du processus normal de l'usure des continents: le transport. Ce sont là aussi les phénomènes climatiques qui interviennent pour permettre le déplacement de ce qui est mobilisable (Feodoroff, 1965; Guilcher, 1981; Cosandey et al, 1981; Frécaut, 1981; Descroix, 1991).

Le ruissellement est bien plus spectaculaire et efficace que la seule action de l'impact des gouttes d'eau: c'est lui que l'on remarque et qui laisse des traces sur le terrain, bien plus que l'action de préparation menée par l'énergie cinétique et par les alternances climatiques. Cette dernière est un travail long et régulier, le ruissellement intervenant lors d'épisodes souvent courts et violents (Tabuteau, 1960; Feodoroff, 1965; Peyronnet, 1988).

Le ruissellement se déclenche lorsque la capacité d'absorption en eau du sol est dépassée: lorsque l'intensité de la pluie dépasse la vitesse d'infiltration, il se forme en surface une lame d'eau qui s'épaissit et s'écoule suivant la pente. La proportion de l'eau qui ruisselle dépend de trois séries de facteurs:

- l'état du sol;
- la pente;
- les précipitations;

* l'état de la surface sur laquelle tombe la pluie est primordial. Plusieurs séries d'éléments entrent en jeu (Descroix, 1985; Olivry et al , 1986, 1987, 1988; Casenave et al., 1989; Bufalo, 1989; Fritsch et al, 1990; Planchon et al; 1990; Valentin et al, 1990):

- la couverture végétale et le sol: si ceux-ci existent, la pénétrabilité (et donc, la rétention en eau) est bien supérieure à celle d'une roche à nu (même pourvue d'un manteau d'altérites); le ruissellement y sera bien plus faible: l'érosion est donc bien plus importante dans les zones déjà érodées (le processus s'auto-entretient donc)(Rougerie, 1963 et 1978);

- l'humectation préalable du sol: que le sol soit à nu ou protégé par la végétation, s'il est déjà gorgé d'eau par des précipitations antérieures, il refusera très vite une infiltration supplémentaire. Par contre, si le sol est sec, il aura une bien meilleure capacité d'absorption; ceci d'autant que, dans les roches contenant de l'argile, des fentes de dessiccation facilitent l'infiltration. Toutefois, il arrive, quand un sol nu est très sec, qu'il se forme à sa surface une croûte très résistante (dite croûte de battance) pouvant s'opposer, dans un premier temps, à la pénétration de l'eau; s'ajoute aussi parfois un problème de "mouillabilité" du sol; en effet, un sol très sec s'humidifie mal.

- l'épaisseur des altérites: là où celles-ci ont complètement disparu (fond des talwegs, zones fraîchement éboulées), le ruissellement est presqu'immédiat, surtout dans le cas de roches imperméables;

- enfin, un sol gelé est pratiquement imperméable; il peut rester légèrement perméable dans le cas de gel en "nid d'abeille" mais le gel ayant lieu surtout en hiver, il est très rarement associé à des précipitations intenses;

* la pente: plus elle est forte, et plus elle facilite le ruissellement: par gravité, d'une part, car l'eau a bien moins le temps de s'infiltrer que sur une surface horizontale; et d'autre part du fait que le manteau d'altération est moins épais sur les pentes fortes; il faut noter inversement que la pente amortit en grande partie l'impact des gouttes d'eau;

* l'intensité et la quantité des précipitations: dans les Préalpes du Sud, les pluies de forte intensité sont fréquentes, et sont un facteur d'érosion et de transport primordial: ce n'est pas ici que l'on rencontre les records français d'intensité horaire (mais dans les Cévennes et les Pyrénées Orientales); des précipitations comme celles qui ont provoqué la crue de l'Ouvèze le 22 septembre 1992 sont bien plus fréquentes à proximité de la vallée du Rhône (voir p.33 à propos de la crue de Vaison) et plus encore de l'autre côté du Rhône, où, de surcroît, les terrains moins perméables sont responsables de coefficients d'écoulement plus forts et de concentration des eaux bien plus rapides; mais ces intensités peuvent tout de même être très fortes, et concernent, de plus, des terrains très fragiles (alors que les autres massifs cités plus hauts sont souvent cristallins). Ceci étant, tous les postes de la région connaissent, dans une période normale trentenaire, au moins une fois une précipitation supérieure à 100 mm. en 24 heures: ainsi le 30 juillet 1991, il est tombé entre 100 et 130 mm. dans toute la cuvette de Menglon, au confluent de la Drôme et du Bèz, et ce au moins de Châtillon-en-Diois à Luc-en-Diois. Pour une même quantité d'eau tombée, plus l'intensité est élevée et plus la proportion d'eau infiltrée est faible, plus le ruissellement, donc, est facilité. La quantité totale d'eau tombée aussi est importante, car, quelle que soit l'intensité de la pluie, au bout d'un certain temps, le sol est saturé en eau et le ruissellement est inévitable.

L'action du ruissellement s'exerce à plusieurs niveaux:

* tout d'abord le ruissellement a lui-même un rôle érosif: la vitesse des filets d'eau suffit à arracher particules et agrégats sur leur trajet; si la configuration du versant leur impose des détours, ces filets acquièrent une turbulence qui accroît leur capacité d'arrachement des particules. Enfin, si l'eau, en ruisselant, se charge de matières solides, elle aura, jusqu'à un certain seuil, plus de pouvoir érosif: en effet, sa densité, donc sa compétence s'accroissent, et de plus, le choc des particules en suspension peut mobiliser d'autres agrégats (Feodoroff, 1965; Birot, 1981);

* mais le ruissellement a surtout une action de transport: il exporte les matériaux mis à sa disposition par la fragmentation du sol et des roches au contact des éléments météoriques; la distance sur laquelle ces matériaux sont transportés dépend de leur taille: les plus

fins sont emportés plus loin; elle dépend aussi de l'importance des filets d'eau: les plus gros ayant bien sûr une compétence plus élevée (Pardé, 1953; Meunier, 1985).

Dans les Préalpes du Sud, les précipitations pouvant être intenses, les filets d'eau parviennent à avoir une compétence très élevée: s'exerçant sur des affleurements de marnes ou de terrains glaciaires à nu, très affouillables, elles occasionnent des transports solides très abondants, pouvant aller jusqu'aux laves torrentielles, lorsque la proportion de matériaux solides dans l'eau dépasse 10%; ces laves ont, elles-mêmes, une compétence très élevée: leur densité s'accroissant, elles peuvent mettre en mouvement des blocs de plus en plus gros;

* enfin, le ruissellement concentré possède aussi une action érosive: à l'échelle du cours d'eau et même du micro-talweg, l'écoulement a un pouvoir d'érosion linéaire très important: creusement de rigoles, de ravines, modifications des lits, puis sapements de berges, déstabilisation de versants, etc...

Le rôle du vent peut paraître bien faible en regard de celui de l'eau: mais l'érosion éolienne peut être localement intense, en particulier sur les terrains nus en pente forte: les rafales de vent, par temps sec, peuvent mobiliser les particules désolidarisées du manteau d'altérites (leur cohésion étant détruite par la sécheresse); ceci constitue en soi un transport: celui-ci s'arrête le plus souvent au fond du talweg ou micro-talweg, ce qui lui confère une portée bien plus faible que celle des eaux de ruissellement; mais cela accroît considérablement le volume de matériaux directement mobilisables par ces dernières.

B) LES PROCESSUS AREOLAIRES: LA SOLIFLUXION

Ils ne sont pas si visibles, dans le paysage, que les griffes dues à l'érosion linéaire. mais ils sont présents à peu près partout, dès lors que les conditions sont réunies, à savoir la pente et une lithologie favorable; or, les affleurements marneux sont très importants, et on trouve aussi des formations argileuses comme celle de l'Oligocène de Bonneval (argiles et marnes versicolores) ou des niveaux d'argile pure intercalés dans les moraines comme à Claret.

Les marnes bleues qui concernent plusieurs des sites de mesure retenus ne sont pas très épaisses (200m), et sont souvent intercalées de bancs calcaires; mais elles contiennent par contre de grandes proportions d'argiles (+ de 80% en granulométrie).

les marnes noires contiennent en moyenne (Artru, 1972) de 45 à 55% d'argiles (nous avons trouvé par granulonétrie une fraction argileuse de 55 à 65% en moyenne (avec des extrêmes de 40 à 85%, voir tableau 1, p.29). Bufalo (1989) a déterminé au BRGM de Marseille la minéralogie de la fraction argileuse sur trois secteurs du bassin de Laragne (moyenne des 3 sites):

kaolinite:	13 à 18%
illite	36 à 42%
chlorite	4 à 8%
smectite + interstratifiés	2 à 3%
illite/smectite	34 à 40%

Il y a le plus souvent de 20 à 40% d'argiles gonflantes dans les marnes noires. La notice de la carte géologique (BRGM) Laragne-Montéglin, signale que *"les marnes bajociennes et bathoniennes* (partie inférieure des terres noires) *sont peu friables et se débitent plus facilement en feuillets secs que celles du callovien et de l'Oxfordien* (étages supérieurs): *ces dernières sont feuilletées et s'effritent plus pour donner une terre d'altération malléable".* Les formes de glissement au sein même des marnes sont du reste variées, influencées par la pente et le pendage (voir annexe A2-1).

1) les glissements de terrain

Pour R.Mura et alter (CEMAGREF, 1984), *"les glissements sont des mouvements de matériaux sans tirage avec rupture selon une ou plusieurs surfaces de faiblesse et déplacement à vitesse plus ou moins continue et lente. Ils concernent, de manière générale, des matériaux beaucoup plus meubles que ceux qui sont affectés par les écroulements et leur étude relève de la mécanique des sols".*

"Les vitesses de déplacement et les volumes mis en jeu sont variables:

- vitesses: de quelques centimètres à quelques mètres par an avec une accélération finale importante;

- volumes: de quelques m3 pour un petit talus à plusieurs dizaines de millions de m3 pour un glissement généralisé de versant".

En accord avec P.Birot (1981), ces auteurs distinguent deux types de glissements:

* les glissements plans:

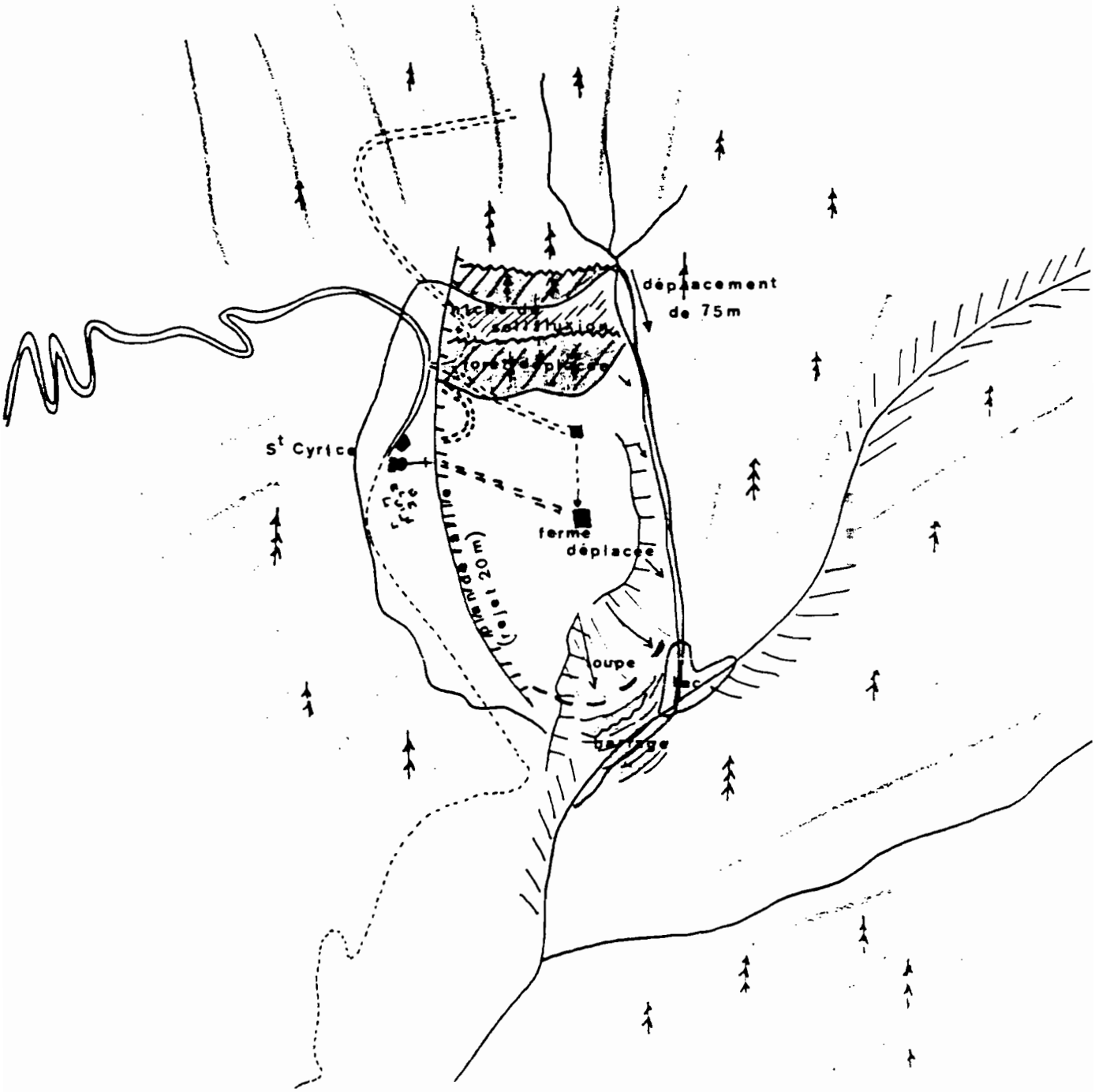
"Le mouvement est une translation sur un plan incliné et la surface de rupture se situe généralement au niveau d'une discontinuité: contact couche de couverture/substratum, faille, plan de stratification": on peut donner cette définition au glissement de Saint-Cyrice (Descroix, 1985) (fig.30), qui s'est produit en 1978 sur un plan marneux lubrifié par une forte humectation (dégel du sol, pluie fine et abondante sur une grosse couverture neigeuse.

* les glissements rotationnels:

"Le terrain glisse le long d'une surface concave ayant la forme d'une cuillère (d'où le nom de "coup de cuillère" que l'on donne parfois à ceux de petite taille). Dans le calcul

bidimensionnel de la stabilité, on assimile la courbe de glissement à un cercle pour la commodité mathématique. Le cas le plus simple est le glissement dans un matériau homogène, mais diverses formes liées aux caractéristiques géologiques peuvent exister".

FIG 30: LE GLISSEMENT DE SAINT-CYRICE (BARONNIES ORIENTALES)(d'après Descroix, 1985)
PLAN DU GLISSEMENT



Mais il y a une multitude de formes de glissement intermédiaires, dans les versants naturels, se développant *"suivant des surfaces de forme quelconque, dont les plus simples résultent de la combinaison d'éléments plans et circulaires"* (CEMAGREF, 1984; Commissariat à l'étude et à la prévention des risques naturels majeurs, 1982; Van Asch et al, 1984 et 1988; Van Steijn et al, 1983, 1988 et 1989; Van Steijn, 1988).

Une équipe de géographes d'Utrecht (Van Asch et al, 1988, 1989, 1990; Van Genuchten et al, 1989, Van Genuchten, 1989) a étudié, de 1980 à 1988, le glissement d'un versant dans les argiles varvées de la région de La Mure (Matheysine, Isère); ce versant a une forme d'amphithéâtre, et le protocole de mesure consistait à suivre et localiser régulièrement des repères: leur emplacement était relevé à intervalle régulier, ce qui a permis de définir les mouvements du sol (fig.31).

Cette équipe a pu vérifier:

- que les précipitations estivales (du 1er avril au 30 septembre) n'avaient aucune influence sur la stabilité du terrain;
- que les variations à long terme des déplacements de la masse glissée pouvaient être expliquées par les variations des précipitations hivernales;
- que le net ralentissement du glissement après 1984 est à mettre en relation avec la faiblesse des précipitations.

FIG 31; LE GLISSEMENT DE LA MURE (ISERE) (d'après Van Genuchten, 1989)

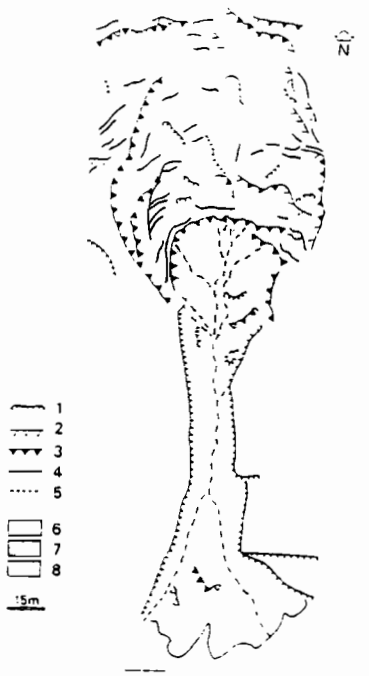


Fig. 4. The landslide complex: 1 = scarp < 40 cm; 2 = scarp > 40 cm and < 80 cm; 3 = scarp > 80 cm; 4 = fissures; 5 = intermittent streams; 6 = slide; 7 = bowl; 8 = tongue.

Les conditions ne sont certes pas les mêmes qu'ici, mais nous avons jugé intéressant de voir si les paramètres de la solifluxion pouvaient être proches, sur un versant de taille comparable également soumis à des mouvements de masse, dans les Baronnies Orientales (ch.IV).

2) Les coulées boueuses

Il s'agit d'une déstabilisation des versants bien plus importante que dans le cas de glissements de terrain.

On peut opposer le glissement à la coulée boueuse; dans le premier, la surface des terrains s'affaisse et se déplace (parfois de plusieurs centaines de mètres), mais l'essentiel du compartiment déplacé garde sa cohésion, même s'il se débite parfois en plusieurs morceaux différents. L'existence d'un plan de glissement profond n'empêche pas la surface du terrain de conserver son allure générale et surtout sa couverture végétale; mais apparaissent, en amont, dans la zone de départ, des niches de décollement, et, surtout, dans la zone d'arrivée, des bourrelets et des crevasses résultant de l'accumulation des masses venues de l'amont.

Au contraire, dans le cas d'une coulée boueuse, la surface des terrains est complètement bouleversée, la végétation et le sol sont brassés dans la masse en mouvement qui s'écoule littéralement, avec une dynamique de fluide, et non plus de solide glissant sur une surface lubrifiée. Une coulée comprend une zone d'arrachement et une langue de transport et de dépôt plus ou moins longue en fonction de la topographie de la vallée, de la masse déplacée et de sa fluidité (Avenard et al, 1960, Avenard, 1977; C.E.T.E, 1980; Flageollet, 1989).

"L'aspect le plus caractéristique des coulées est l'irrégularité de leur topographie, qui fait un violent contraste avec les formes du modelé normal (...) Souvent, on a constaté avant le déclenchement du phénomène, le tarissement des rivières" (Cailleux et Tricart, 1950); le même tarissement a pu être observé sur la coulée de Bonneval le 9 mars 1991, lors d'une visite sur le terrain, par temps de pluie abondante, et à la veille de la remise en mouvement de la coulée.

Puis de grandes fissures se forment dans la partie amont. Peu à peu les fentes s'agrandissent, et il se produit une phase brutale au cours de laquelle les terrains se mettent en marche, parfois dans de très grands volumes (2M m3 au Châtelard, en Savoie, 1944, 1M m3 à Bonneval en 1978).

Dans la coulée de Bonneval (Descroix, 1991), comme dans celle de Laux-Montaux (Descroix, 1985), qui s'est produite au même moment (février 1978), il y a au départ

déstabilisation d'un versant, due probablement au franchissement des limites de plasticité ou de liquidité de formations rocheuses hétérogènes, et coulées en aval dans la vallée.

Du fait de leur fluidité, les coulées empruntent en effet les talwegs, qu'elles empâtent; les cours d'eau doivent ensuite se retailler un lit dans la masse des matériaux déplacés.

Etant donné que toute la masse instable ne s'écoule pas forcément la première fois, les coulées sont susceptibles d'évoluer et de progresser à nouveau plus tard.

Le passage de la roche à l'état solifluidal est commandé par sa proportion de colloïdes argileux: elle devient donc plastique lorsqu'elle se mélange avec de l'eau. Les conditions de formation idéales se produisent lorsqu'il y a une grande quantité d'eau présente dans le sol: le cas le plus fréquent dans les Préalpes est la conjonction d'un dégel printanier avec la fusion du manteau neigeux et des précipitations abondantes mais de faible intensité.

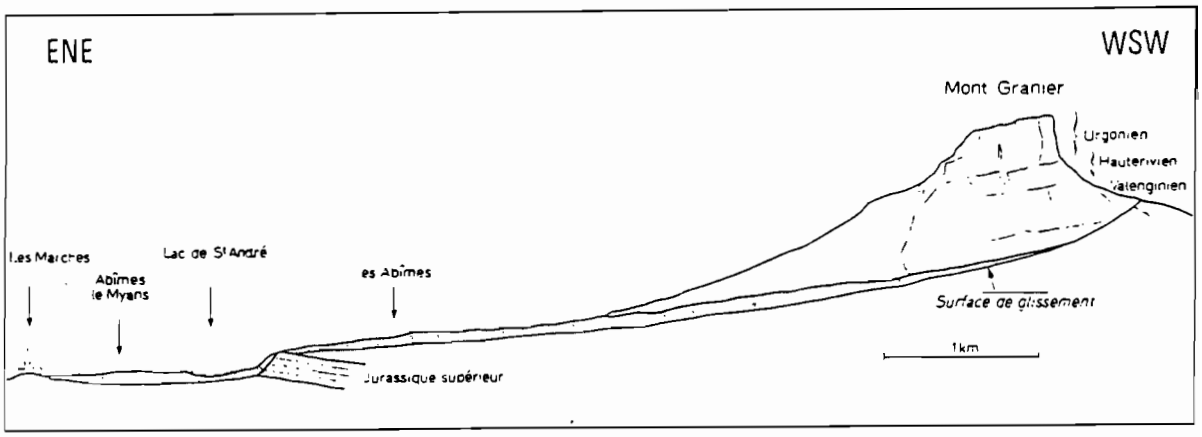
3) Les écroulements rocheux

Depuis l'effondrement du Granier en novembre 1248, la chute des montagnes défie l'imagination populaire, bien plus qu'elle ne ravage les zones montagneuses. Il est évident qu'en montagne jeune, des réajustements, autant lithologiques que tectoniques peuvent avoir des effets catastrophiques. C'est surtout l'effondrement de falaises calcaires et leur éclatement en gros blocs au milieu des terroirs , qui a impressionné les populations locales.

"L'effondrement historique du Granier, créant le site des Abymes de Mians, est encore visible dans le paysage. Il avait occasionné le décès de plusieurs milliers de personnes et la destruction de plusieurs villages; ce sommet, de l'extrémité Nord de la Chartreuse, s'écroula sur le versant Sud de la Combe de Savoie, lui donnant son aspect chaotique, et le recouvrant, dans sa partie inférieure, de gros blocs. On a longtemps pensé que cette catastrophe avait été le simple écroulement d'un gros pan de la falaise urgonienne; certains auteurs citaient comme cause principale les diaclases et fissures du calcaire, d'autres pensaient à un séisme, ou à une conséquence de l'érosion régressive". Goguel et Pachoud (1972) ont montré qu'en fait, l'effondrement de la falaise de calcaire urgonien n'a été qu'un phénomène secondaire lié à un énorme glissement de terrain qui s'étendit sur 7,5km de long et 2 ou 3 km de large; c'est ce glissement (sur un contact stratigraphique) qui a provoqué l'écroulement de la partie supérieure rocheuse du versant (fig. 32).

FIG. 32: ECROULEMENT DU GRANIER (SAVOIE):

Coupe longitudinale du glissement que domine, sur sa rive droite, l'escarpement du Granier (d'après Goguel et Pachoud, 1972)

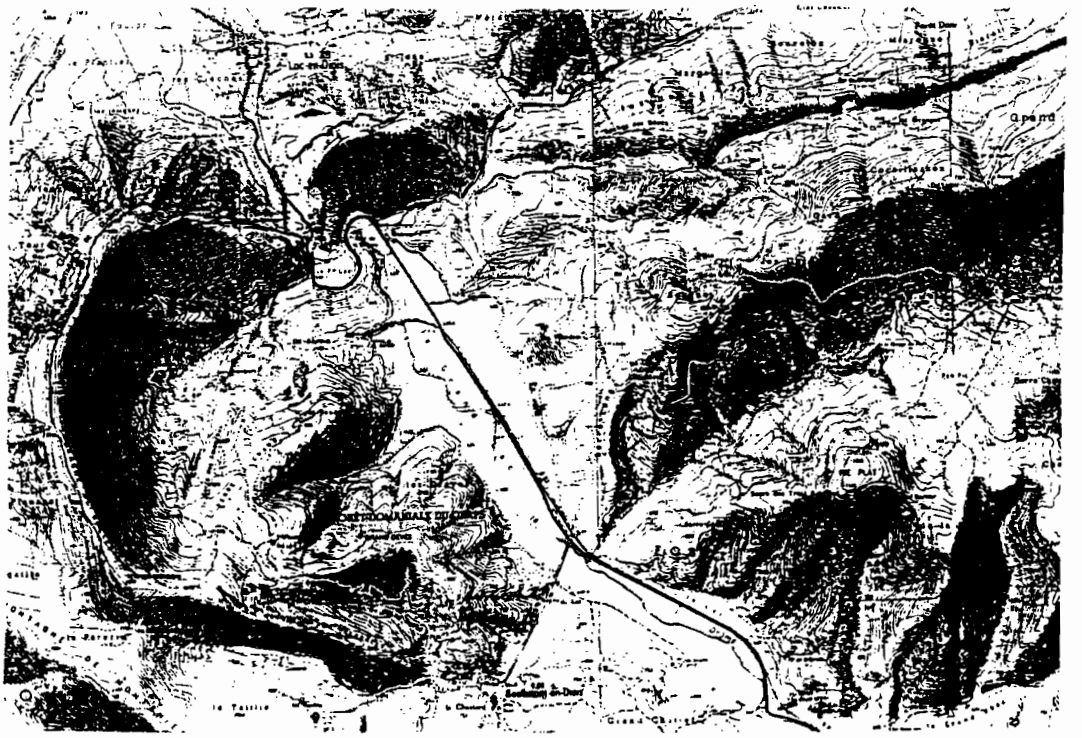


L'écroulement du Pic de Luc en Diois, dans la vallée de la Drôme, est son pendant dans les Préalpes du Sud, malgré une structure et des conditions différentes. Il a créé le site du Claps, gigantesque amas de blocs énormes obstruant la vallée, et que la Drôme franchit en cascade (au "Saut de la Drôme). Là aussi, un village aurait été enseveli, en 1442. L'obstruction de la vallée, en 2 endroits a retenu le Petit Lac et le Grand Lac (fig. 33). Le Grand est encore en partie marécageux, mais sa mise en culture a commencé au début du XIXème siècle. Son colmatage permet de se donner une idée de l'importance des transports solides: en effet, on peut estimer son volume initial à 90 millions de m^3 d'eau; et, à en croire les archives, il s'est rempli en 350 ans: il semble qu'il était comblé à la Révolution. La carte de Cassini (1778) montrant peu avant les deux lacs nous paraît moins fiable à ce sujet que les archives, et il est probable que l'on y ait attribué le figuré et le nom de "lac" à des marais (les noms de "petit lac" et "grand lac" figurent encore sur les cartes IGN les plus récentes). On peut voir actuellement, sur le site le joint de stratification qui a servi de plan de glissement à la masse rocheuse, provoquant le foudroyage des bancs. L'abbé Louis Froment (1983) décrit ainsi le phénomène: "*C'est aux environs de 1442 qu'une assise du Pic de Luc se détacha partiellement des couches tithoniques qui la supportaient, glissa sur son propre pendage et vint buter contre l'éperon rocheux de la rive opposée. L'assise se disloqua en blocs gigantesques qui comblèrent le lit du torrent et s'amoncelèrent chaotiquement de part et d'autre de l'éperon, barrant ainsi la rivière en deux points et donnant naissance aux deux lacs. Si le glissement s'explique par l'action érosive des eaux à la base de la strate, il ne put être déclenché, estime-t-on, que par une secousse sismique plus ou moins forte*".

FIG 33: LES LACS DE LUC EN DIOIS

en haut: en 1780 (carte de Cassini)

en bas : en 1979 (carte IGN)



L'abbé Froment pense qu'il n'y avait eu que quelques fermes d'englouties par la formation des lacs, mettant en doute le témoignage du Dauphinois Aymar du Rivail qui écrit en 1533: "*Parce que Luc est une ancienne place forte des Voconces, je ne manquerai pas de signaler qu'à une faible distance de la source de la Drôme, à une lieue, se trouve un endroit en forme de demi-cercle, fermé de tous côtés. A l'intérieur de ce cercle, se situait le bourg de Luc... avec une issue à chaque extrémité, et à peu près en son centre, une imposante citadelle carrée.. Mais il y a soixante ans, une partie du rocher de la colline se rompit, se détacha de la roche de dessous et obstrua dans sa chute les deux issues de Luc.. En maints endroits, des maisons subsistent sous l'eau et on les distingue à la distance d'un jet de pierre...*".

L'abbé montre que, de 1442 à la Révolution, de nombreux témoignages parlent de l'engloutissement de Luc, mais se contredisent (ainsi, il y a deux imprécisions graves dans le récit d'Aymar du Rivail, concernant la date de l'évènement et la distance à la source du Claps de Luc). Or, peu à peu, les historiens se basant de plus en plus sur les archives, se rendirent compte qu'il n'y avait probablement jamais eu que quelques fermes, mais pas de ville, à l'emplacement du Claps et des lacs. Froment conclut: "*Enfin, et surtout, qui pourra dire pourquoi et à quel moment les habitants de Luc auraient abandonné l'emplacement de la ville gallo-romaine, qui est celui du bourg actuel, pour se transporter dans cette gorge encaissée, à la merci des crues du torrent, et difficilement défendable de part et d'autre?*".

Il est intéressant de noter que la cause retenue par le Père Froment (un sapement basal) a été reproduite à plus petite échelle par l'homme lors des travaux de confortement (!!) de la RN 94 à 2 kilomètres à l'Est de Rosans en septembre 1991 : un banc de calcaire du Gargasien a glissé sur son plancher et s'est amoncelé en gros blocs sur et sous les terrassements en cours de réalisation.

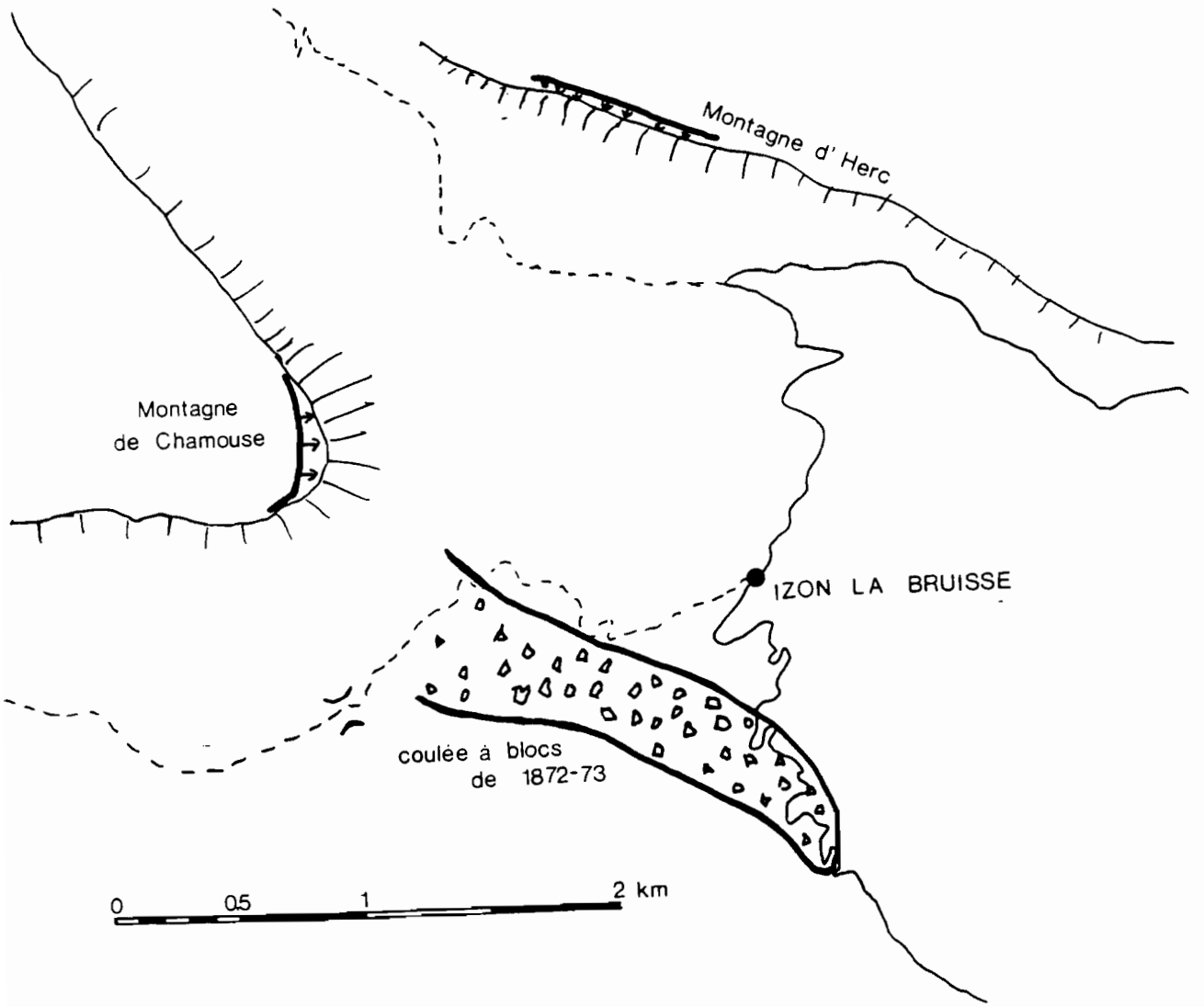
D'autres effondrements spectaculaires, mais de moindre taille, rappellent régulièrement à l'occupant des vallées qu'il peut être à tout moment victime d'un cataclysme. Ainsi, dans la vallée de la Béoux, dévalant du Dévoluy, il s'en produit régulièrement, et le village de La Cluse a vu des hameaux et des fermes détruits par ses chutes de masses rocheuses. L'un d'eux a coupé, à la fin des années 70, la route desservant La Cluse et le col du Festre, en dessous du village.

Le préfet Ladoucette cite, dans la vallée du Céans (Baronnies haut-alpines), le cas d'une ferme qui verrait "*beaucoup plus le soleil* (de plusieurs heures par jour) *depuis qu'un effondrement sur la Montagne de Chabre lui a élargi l'horizon*". Son témoignage est très probablement exagéré, mais inspiré par un évènement réel.

De même, toujours dans les Baronnies Orientales, mais dans la Drôme cette fois, la commune d'Izon-la-Bruisse (7 habitants, mais 127 en 1846) a connu par le passé, et ce à plusieurs reprises, les ruptures de la falaise de Chamouse (1535 mètres). Celle-ci est un gigantesque crêt (fig. 34) dont le front s'écroule par pans entiers, de temps à autre. Un grand effondrement se serait produit au Moyen-Age, détruisant le village. un autre a eu lieu au siècle dernier (1872-73), et les blocs en sont encore bien visibles jusque très bas dans la vallée. D'après Lhénaff, Chodzko, Marre, Lecompte (1991) il s'agirait d'une "coulée à blocs"; le cours d'eau s'est à nouveau encaissé dans cette coulée depuis lors. L'équipe de chercheurs citée ci-

FIG 34; LES FALAISES D'IZON-LA-BRUISSE ET LES RISQUES D'EFFONDREMENT

Les crêts des montagnes de Chamouse et d'Herc comportent des failles récentes délimitant des blocs de plusieurs milliers de mètres cubes menaçant de s'effondrer dans la combe d'Izon



dessus a disposé, au sommet de la montagne de Chamouse, le long d'une faille (voir photo 11) qui pourrait bien délimiter le prochain compartiment susceptible de s'écrouler, des repères, pour en évaluer l'évolution; cette faille a plus de 500 mètres de long et individualise un bloc de calcaire de plus de 30 mètres de large localement. Après un déplacement sensible (20 cm) la première année d'observation (1987), il semblerait que le mouvement soit temporairement arrêté (communication orale de Mr R. Lhénaff). Mais c'est encore un cataclysme majeur qui est en préparation, ce qui justifie pleinement qu'on en observe l'évolution (Dumas et al, 1990).

A très peu de distance de là, la montagne d'Herc (fig 34), crêt tourné vers le Sud et dominant deux fermes habitées de la commune d'Izon, connaît le même type de processus, de plus petite taille (plusieurs centaines de mètres de long tout de même, mais quelques mètres de large seulement). Là aussi, il semble intéressant de se pencher sur ce phénomène, d'autant qu'il est proche de celui de Chamouse, et que tous deux pourraient avoir un comportement similaire.

Autant, dans le cas du Claps de Luc, le plan de glissement est très nettement un joint de stratification, autant dans le cas des deux falaises surplombant Izon, il faut, avec Pierre Birot, parler de futurs "monolithes" (croquis n°5b p.40, 1981). Cet auteur y voit le résultat de deux mécanismes différents:

- *"le cisaillement de la couche basale sous l'effet de contraintes de compression verticales, l'ensemble étant affecté d'un mouvement rotationnel;*
- *l'horizon inférieur, soumis à la compression verticale, subit un écoulement plastique à partir du moment où il est atteint par le creusement de la vallée; il en résulte des effets de traction qui sont exercés sur la base de la roche compacte, et sont susceptibles de la rompre par des fissures verticales".*

D'autres "écroulements rocheux" sont à répertorier, comme celui de Monêtier-Allemont (bordure Nord du Dôme de Laragne) où, en 1970, un pan du Rocher de Chantelle, à l'extrémité Sud de la crête des Selles, s'est effondré; les blocs, comme la zone de départ pas encore patinée, en sont encore bien visibles. De même, en 1988, a eu lieu à Sainte Colombe (Baronnies Orientales) un petit effondrement du crêt de Chabre.

Les causes de ces ruptures peuvent être:

- la fatigue de la roche par les alternances gel/dégel, mais celle-ci est difficile à envisager à court terme; elle fait intervenir une échelle de temps géologique, avec rôle probable du temps et des oscillations climatiques quaternaires;
- la déstabilisation des roches meubles sous-jacentes (marnes ou marno-calcaires);
- une secousse sismique;.

Mais quand ces effondrements occasionnent des dégâts, c'est, semble-t-il bien plus par l'effet du souffle que par la seule chute des blocs énormes dans les vallées qu'ils dominent.

C) LES FORMES D'EROSION LINEAIRE

Quand, aux facteurs humains (causes de dégradation), climatiques (agressivité du climat sub-méditerranéen et montagnard), lithologiques (des roches friables), évoqués ci-dessus, s'ajoute le facteur pente, primordial dans une région comme les Alpes du Sud (comme dans toutes les zones de montagnes jeunes), le problème de la tenue des sols est entièrement posé, et exige une attention particulière liée au milieu montagnard. Les Alpes du Sud, de ce point de vue, montrent une grande sensibilité à l'érosion, avec deux types de formes majeures, qui relèvent du même processus, le ravinement, qui s'exerce de manières diverses: les bad-lands et les torrents, avec des interférences possibles entre les deux types de modelés. On trouve aussi, parallèlement, d'autres formes qui ne sont pas étrangères aux premières, bien qu'elles découlent de processus apparemment antinomiques: les phénomènes de solifluxion, liés à un excès de l'infiltration de l'eau dans le sol, alors que le ravinement est lié à un excès de ruissellement: ils sont liés dans la mesure où on les rencontre souvent (ravinement et solifluxion) l'un à côté de l'autre, l'un étant souvent cause ou conséquence de l'autre.

1) Héritage et profil des versants

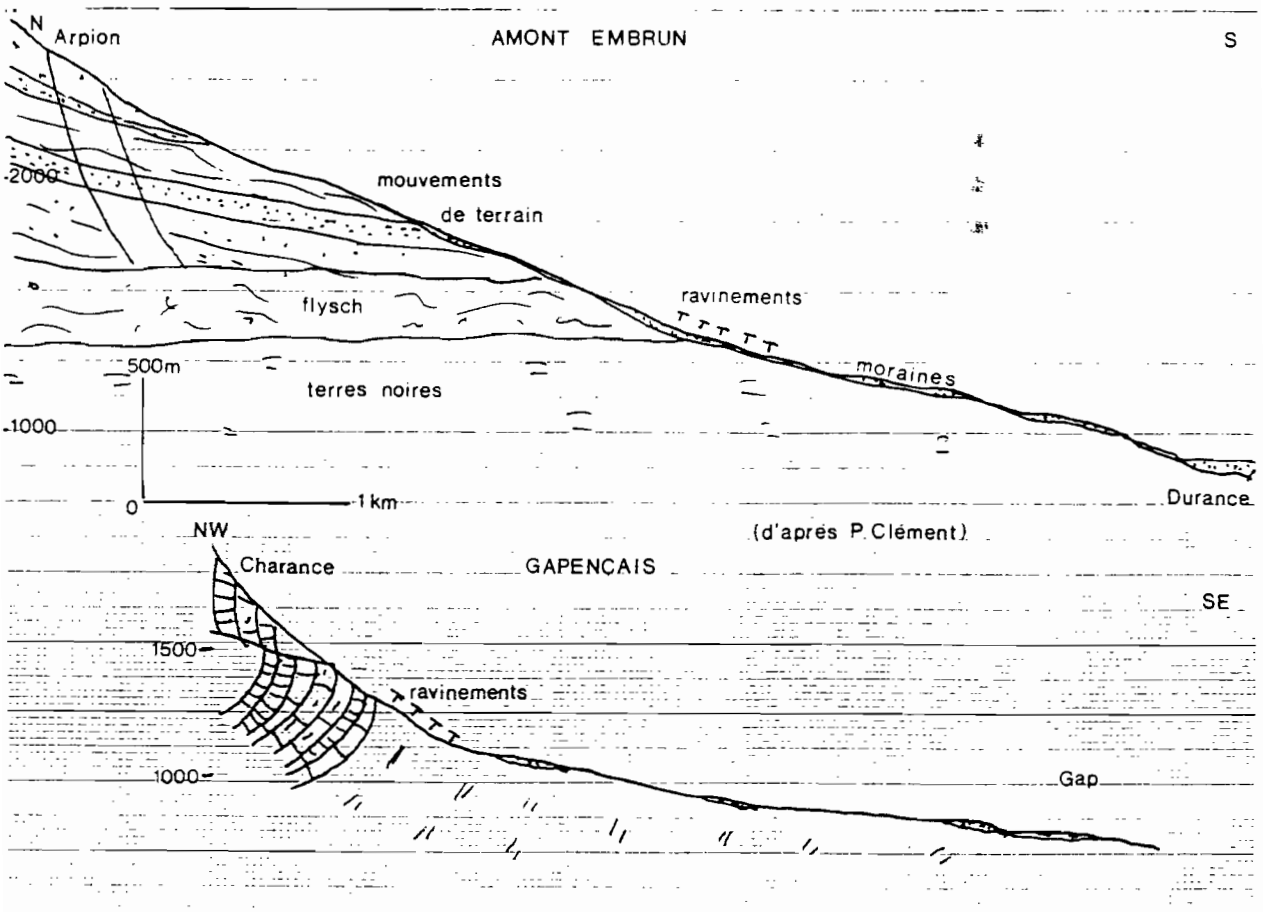
Dans la répartition spatiale des formes d'érosion linéaire, il faut avant tout noter l'importance de la morphologie et en particulier, des profils en travers des grandes vallées alpines (ici principalement la Durance et le Buëch): ceux-ci déterminent le profil en long des principaux affluents, souvent torrentiels, ceux qui débouchent latéralement dans cet axe majeur des Alpes du Sud: en effet, si l'action de l'homme a indéniablement aggravé, à certaines époques, la torrentialité, il y a des conditions physiques préalables qui s'y prêtent. Nous distinguerons trois types de versants hérités qui connaissent des formes de torrentialité liées à leur morphologie:

* a) Dans la zone alpine, et donc en dehors de notre terrain d'étude (mais que nous citons pour mémoire, pour son appartenance à un transect de morphologies héritées, d'amont en aval), de nombreux cours d'eau prennent leur source au dessus de la limite de la forêt (celle-ci varie de 2000 à 2300 mètres suivant les conditions physiques, l'exposition étant la principale cause de variabilité spatiale): ils peuvent devenir torrentiels, car ils arrivent dans l'étage forestier avec déjà une certaine compétence: un bassin-versant trop sévèrement déboisé, ou

surpâturé, peut voir son coefficient de ruissellement s'accroître suffisamment pour provoquer l'enfoncement du cours d'eau; la compétence initiale de celui-ci lui permet d'acquérir un régime torrentiel même sur des terrains durs (socle), mais dans la Haute Durance (et l'Ubaye), ils rencontrent la plupart du temps des terrains meubles: les marnes "autochtones" de la fenêtre de Barcelonnette ont permis l'incision du Riou Bourdoux; les moraines latérales, parfois restées perchées, ont été creusées par le Boscodon (ubac de Savines) ou le Bramefan et le Merdaric ((adret de Embrun-Châteauroux).

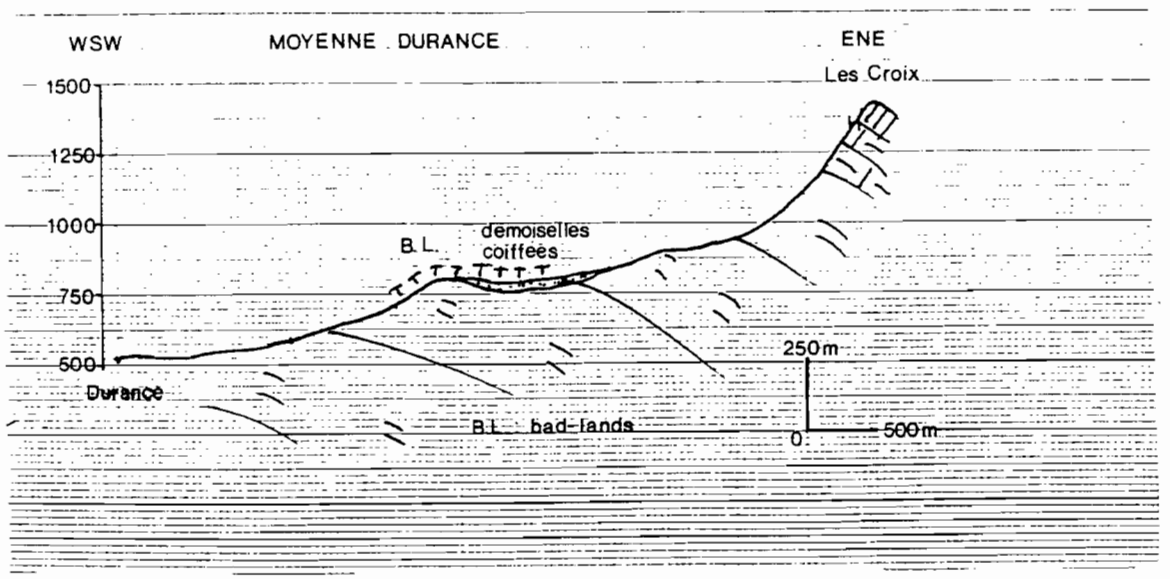
Cette fragilité lithologique s'ajoute la plupart du temps au profil de versant hérité des glaciations: il présente une dénivellation à rattraper entre d'une part le fond de l'axe principal, où le glacier, puissant et bien alimenté, a creusé profondément la vallée (la Durance, et accessoirement l'Ubaye), et d'autre part les vallées secondaires (souvent de simples cirques glaciaires) où le glacier affluent n'avait pas la compétence ni le volume suffisant pour creuser jusqu'au niveau de base du glacier de la Durance: le ressaut (fig.35) au milieu du versant est évidemment, en terme d'érosion fluviale et torrentielle, la partie à "gommer" pour atteindre le profil d'équilibre théorique: autant de zones où l'attaque de l'érosion linéaire sera rapide.

FIG. 35: PROFILS TYPES DE VERSANT DURANCIEN DANS LA ZONE ALPINE



b) dans la moyenne vallée de la Durance, on trouve un deuxième type de versant, proche du premier, mais dans le domaine subalpin: la vallée principale a encore un profil de type glaciaire, en aval du verrou de Serre-Ponçon, mais elle est plus large, et les altitudes environnantes sont plus faibles: les dépôts glaciaires, sans être plus épais, ni plus abondants, sont conservés sur de plus grandes surfaces du fait de la largeur de la vallée; les vallées affluentes sont perchées, mais seulement de 100 à 300 mètres au-dessus du lit de la Durance: des cours d'eau peu importants, mais qui, creusés essentiellement dans les terrains de colmatage glaciaire, connaissent un affouillement important; ainsi à Théus (rive droite de la Durance) et à Claret (rive gauche), où de petits bassins-versants, avec des dénivellations totales de 500 à 800 mètres, ont des capacités de creusement importantes, et ont apporté dans la vallée de la Durance de grands cônes de déjection (fig.36). Dans ces deux types de situation (a) et b)), les terrains glaciaires sont susceptibles de se creuser et de former des "demoiselles coiffées" .

FIG 36 PROFIL TYPE DU VERSANT DURANCIEN EN ZONE SUBALPINE



c) dans toute la zone subalpine, on trouve aussi un type de versant caractéristique de ce secteur et qui doit son profil à deux éléments:

* le contraste de dureté entre le calcaire tithonique peu épais (100m.) et les "terres noires " puissantes de 2000m.

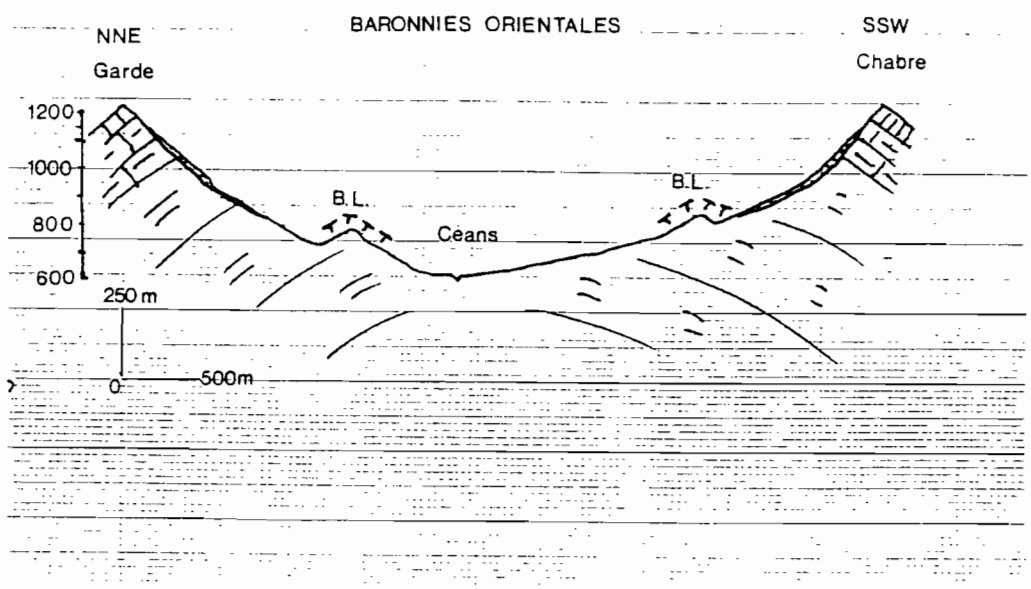
* l'histoire climatique, qui apporte en héritage des glacis d'origine périglaciaire perchés en maints endroits (comme dans les combes d'Aspres et de Laragne).

Ces versants connaissent deux types de creusement principaux:

* les torrents de type "préalpin", qui sont dûs au rattrapage d'un certain profil d¡équilibre des cours d'eau, au détriment des glacis: ceux-ci sont localement protégés par des brêches calcaires (éboulis anciens cimentés), mais ailleurs, majoritairement, les éboulis sont relativement affouillables; une fois entaillés l'épaisseur totale du glacis d'accumulation, les torrents incisent leur lit dans les marnes noires, bien plus tendres.

* plus près de l'axe des anticlinaux, l'érosion géologique a, du fait de la grande largeur des vallées, mis à nu de grandes étendues de marnes (essentiellement les terres moires); même si elles ne présentent pas de dénivellations importantes (étant protégés par les glacis jusqu'à assez bas sur le versant), elles sont, sur de grandes surfaces, ravinées en badlands (fig. 37).

FIG 37: PROFIL TYPE DU VERSANT A GLACIS SOUS CORNICHE CALCAIRE AUTOUR DES GRANDES COMBES PREALPINES



2) L'érosion linéaire: les bad-lands

On les appelle aussi "roubines", "robines", "rouines", "ruines", "marnières". On les rencontre surtout dans les Préalpes du Sud, en particulier dans les terrains marneux (et surtout dans les "terres noires"); mais elles existent aussi, localement, dans les Alpes Internes, soit là où affleure le soubassement secondaire souvent marneux (fenêtres de la Haute Durance, Haute Ubaye, Haut Var et Haut Verdon), soit dans d'autres terrains (schistes et surtout terrains glaciaires).

a) * Description: les bad-lands sont une forme omniprésente des Préalpes du Sud; le terme de "bad-land" a été importé des Etats-Unis, où leur importance a été mise en évidence entre les deux guerres, lorsqu'une crise climatique a exacerbé les dégradations des sols dues à la Conquête de l'Ouest: elles y existaient bien sûr auparavant, mais à cette occasion-là, le colonisateur de nouvelles terres se rendit compte de la fragilité de la "prairie", et plus encore des premières terres mises en culture dans l'Ouest des Grandes Plaines et sur les contreforts des Rocheuses. Du coup, le mot est devenu une définition géomorphologique.

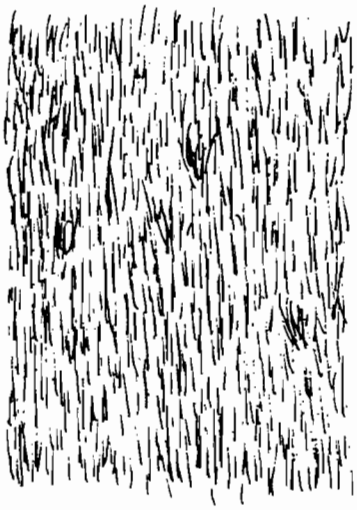
On parle de bad-lands (par opposition à une ravine), lorsque deux ravinements élémentaires isolés se creusent au point de faire disparaître toute trace de la surface initiale du sol entre eux; dès lors ne reste qu'une crête dont l'axe s'abaisse au fur et à mesure du creusement des ravines: c'est une zone de ravinement généralisé où le sol ne peut, sans intervention de l'homme, se reconstituer; toute l'épaisseur du manteau d'altération de la roche en place est susceptible d'être mobilisée par l'érosion, ce qui ne laisse pas le temps aux matières organiques et à la végétation de se fixer pour contribuer à la formation d'un sol.

Les bad-lands sont une forme typique:

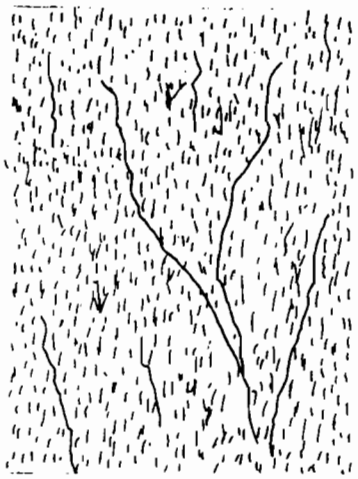
* des terrains marneux: marnes bleues du Crétacé ou marnes noires du Toarcien et de l'épaisse série du Bajocien, du Bathonien et de l'Oxfordo-Callovien, très sensibles au ravinement, voient une grande partie de leurs affleurements se transformer en bad-lands; ceux-ci se présentent comme des crêtes sombres, dénuées de végétation et de sol, aux couleurs de la marne en place, dans laquelle ils peuvent être creusés profondément (plusieurs dizaines de mètres localement); suivant la pente générale du versant et la lithologie, ces bad-lands peuvent être à "interfluves aigüs", ou à croupes molles et arrondies, appelés aussi "dos d'éléphants" (Chauvet et Pons, 1975) (voir photos d'introduction et fig.38).

* des moraines glaciaires (de fond en général), où ils ne couvrent pas d'aussi grandes surfaces, du fait de la faible étendue des affleurements et surtout de leur faible épaisseur: par contre, les interfluves entre deux ravines peuvent être bien plus effilés que dans les marnes: ceci est sûrement dû bien plus à une vitesse d'ablation supérieure, qu'à une

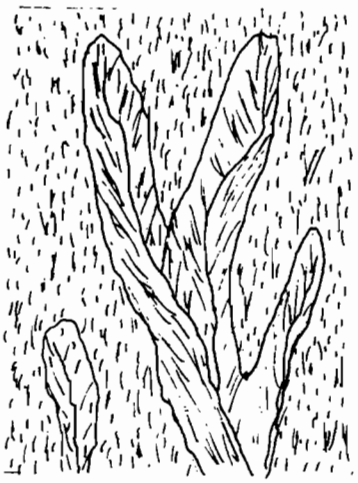
FIG. 38: PROCESSUS DE FORMATION DES BAD-LANDS DANS LES MARNES



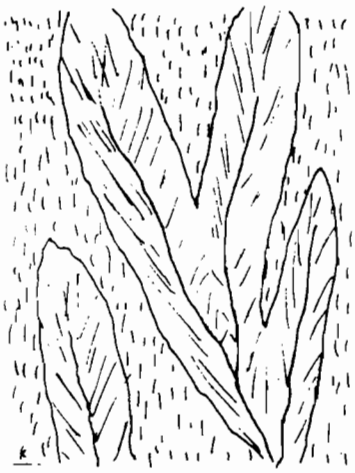
1) état initial



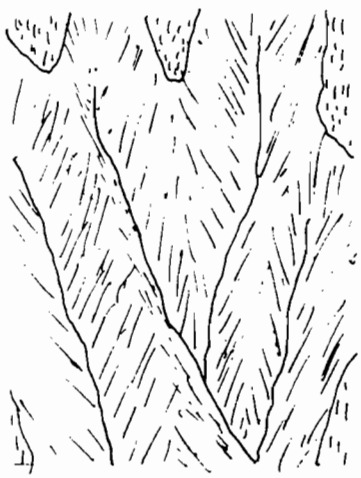
2) apparition du ruissellement concentré



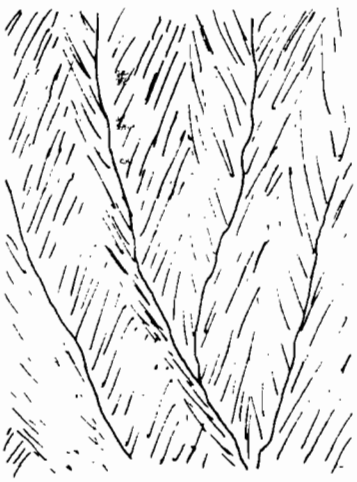
3) début de l'incision des ravines



4) approfondissement des ravines



5) Recoupement des versants des ravines



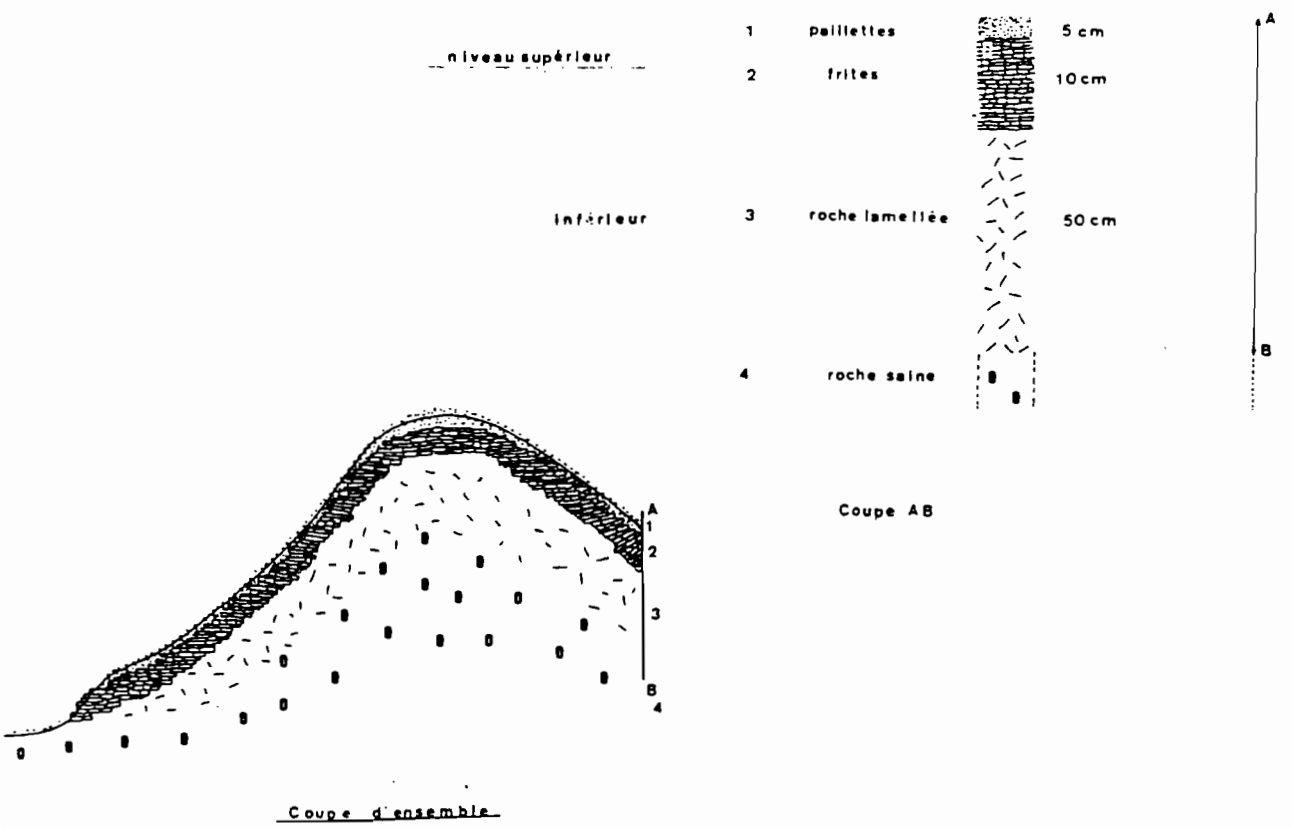
6) disparition totale de la végétation et du sol

meilleure résistance du matériel glaciaire ici généralement meuble, surtout lorsqu'il s'agit de moraines latérales.

Ces bad-lands, s'ils n'ont plus de sol, ont toujours un manteau d'altérites dû aux alternances climatiques, et qui a une épaisseur variable:

* sur les marnes, ce manteau (fig.39) a une épaisseur inversement proportionnelle à la pente: si la pente est faible, l'eau s'infiltrera plus, et avec elle les processus physico-chimiques qui sont à l'origine de l'altération des matériaux, agiront plus facilement: le manteau d'altération est, de ce fait, plus épais sur les pentes faibles et sur les crêtes que sur les pentes raides et les versants; il est également plus épais quand la pente est plus ou moins parallèle au pendage des couches. En moyenne, sur les marnes, ce manteau a une vingtaine de centimètres d'épaisseur: de 5 à 10 cm. de "paillettes" fines (de 1 à 10 mm. de plus grand axe), puis, en dessous, de 10 à 15 cm. de "frites" de 2 à 10 cm. de longueur et d'une section de 5 à 30 mm. En dessous, commence la roche elle-même, mais celle-ci est affaiblie par un réseau de diaclases très dense jusqu'à 80 ou 100 cm. de profondeur, en raison de la pénétration des processus physico-chimiques dans le manteau d'altération, mais aussi du fait de la décompression consécutive au rapide creusement des marnes;

FIG. 39: COUPE DU MANTEAU D'ALTERITES DANS LES MARNES



* dans les moraines, il est difficile de reconnaître un manteau d'altérites, tant les sols (au sens des pédologues) sont épais et peu différents (par leur couleur et surtout par leur comportement vis-à-vis des agents d'érosion) de leur substrat: ces terrains étant détritiques et récents, ils sont donc peu consolidés. Leur puissance dépasse exceptionnellement plusieurs dizaines de mètres; les sols (pédologiques) y sont donc proportionnellement très profonds (plusieurs mètres), mais peu identifiables par rapport à la "matrice", elle-même détritique; c'est, du reste, leur faible compression et consolidation qui y rend l'affouillement par les eaux de ruissellement si facile.

L'extension actuelle de ces surfaces dégradées au ravinement généralisé est relativement importante. Brisse (1965) l'estimait à 25% de la surface de la commune de Montauban-sur-Ouvèze, ce qui nous paraît beaucoup pour un secteur sans marnes noires. Cette proportion est en effet bien plus grande dans les grandes combes anticlinales où les marnes noires ont été portées à une certaine altitude facilitant leur creusement: elles dominent littéralement le paysage des combes de Die, Aspres et Laragne; nous avons calculé leur proportion (par photointerprétation (Descroix 1985) sur les Pays du Buëch Moyen, où ils occupent 16% de la surface totale, contre 6% dans les Baronnies Orientales; et par calcul directement sur carte topographique au 25000ème, nous avons déterminé des proportions de bad-lands supérieures à 20% de la surface totale sur le canton de Barcillonnette (Hautes Alpes), la commune d'Authon (Alpes de Haute Provence), les communes de Lazer et Laragne (Hautes-Alpes). De telles pourcentages se retrouvent aussi bien sûr dans les combes du Diois d'Aspres et de Veynes.

b) Formation des bad-lands

Si les bad-lands sont le trait unificateur du paysage des Préalpes du Sud, il y a probablement deux types de processus à l'origine de leur formation:

* un processus aréolaire (c'est-à-dire à l'échelle du versant, et non de l'écoulement concentré):

il peut arriver que sol et végétation soient détruits progressivement sur de grandes surfaces, en général du fait du surpâturage sur une pente préexistante (arrachement de la végétation par surcharge pastorale et rôle du piétinement du bétail): le sol n'est plus alors protégé du tout, sa capacité de rétention en eau décroît très rapidement, et il s'instaure, à chaque précipitation notable, un processus de ruissellement en nappe (le " sheet-flood" des Anglo-Saxons): les particules de matières organiques sont peu à peu emportées, et, le sol étant de plus en plus fragilisé, la proportion d'eau qui ruisselle s'accroît; ensuite, dans un deuxième temps, les filets d'eau se concentrent petit à petit, pour former des chenaux d'écoulement préférentiels, lesquels finiront par se creuser; dès la formation du moindre micro-talweg, on

assiste à un creusement très rapide par concentration des eaux: dans ce cas, les ravines se forment postérieurement à la destruction du sol et donc, il ne reste pas de lambeau de sol entre elles, et le processus, après recoupement des versants, est celui de l'érosion linéaire (fig. 38).

Un processus linéaire: lié au creusement de ravinements isolés, qui peuvent former un réseau de plus en plus dense; au point que, par creusement de chaque ravine isolée, on assiste à un approfondissement notoire de leur chenal d'écoulement: les versants de ces chenaux ayant une pente d'équilibre, l'entaille s'élargit vers le haut, latéralement et par régression: au bout d'un certain temps, une fois la pente d'équilibre des versants des chenaux atteinte, on peut estimer que l'ablation verticale est sensiblement la même partout, sur les versants et dans les talwegs. Or, si le réseau des ravines est dense, les lambeaux de sol compris entre deux ravines peuvent finir par disparaître, ne laissant à leur emplacement qu'un interfluve aigu. Cet interfluve, logiquement, et pour respecter les pentes d'équilibre des versants, s'abaisse dans les mêmes proportions que le fond du talweg (fig. 38).

Enfin, il faut signaler que, si la solifluxion et le ravinement, sont opposés dans leur cause, ils peuvent agir de manière complémentaire: en effet, le décapage du sol sur une grande surface, point de départ de l'érosion aréolaire, peut provenir, localement, de la reptation du sol sur son substratum, phénomène fréquent lorsque le sol est maintenu cohérent par une végétation dense (herbacée et arbustive) mais pas assez solidarisé avec son substratum par les racines des arbres. A l'inverse, le ravinement est souvent à l'origine de processus de solifluxion et de glissements de terrain, le creusement d'une ravine pouvant déstabiliser des terrains adjacents, par appel au vide. Enfin, ces bad-lands sont eux-mêmes sujets à diverses formes de solifluxion.

c) Dynamique des bad-lands

La dynamique du manteau d'altération a déjà été abordée plus haut: elle fait surtout intervenir les alternances gel/dégel et humectation/dessication.

A l'échelle du versant, les mécanismes qui font évoluer les bad-lands sont:

- la gravité: la pente d'équilibre des versants des ravines varie suivant la nature de la roche; elle est entretenue et justifiée par la gravité: quand elle est dépassée, interviennent des écroulements rocheux; des blocs sont déstabilisés sur les versants par la trop grande pente; dans les marnes noires, cette pente d'équilibre est d'environ 45 degrés; elle semble un peu plus faible dans les marnes bleues (40 degrés); au-delà de cette pente il peut se produire aussi des glissements par dépassement des limites de plasticité, des coulées, etc.... Bien sûr, et nous aurons l'occasion d'y revenir (ch.VI), le pendage intervient pour modifier ces valeurs de pente limite et la cohésion du terrain;

- l'hydraulique et la pente: l'écoulement cumulatif, c'est-à-dire l'effet longueur de pente, entraîne une dynamique érosive à grande échelle sur les micro-versants des bad-lands;

- par ailleurs, la "roubine" s'auto-entretient aussi par régressivité: le creusement des talwegs principaux entraîne un abaissement du niveau de base des affluents de ces écoulements: ceux-ci sont obligés de creuser pour compenser cet abaissement et finissent par former des ravines, puis des bad-lands: il y a extension de ceux-ci par régression, latéralement, et à l'amont, du fait du creusement progressif de la ravine, donc extension du phénomène;

- enfin, l'absence de toute végétation rend sur ces terrains dénudés les variations de température et d'humidité beaucoup plus brutales.

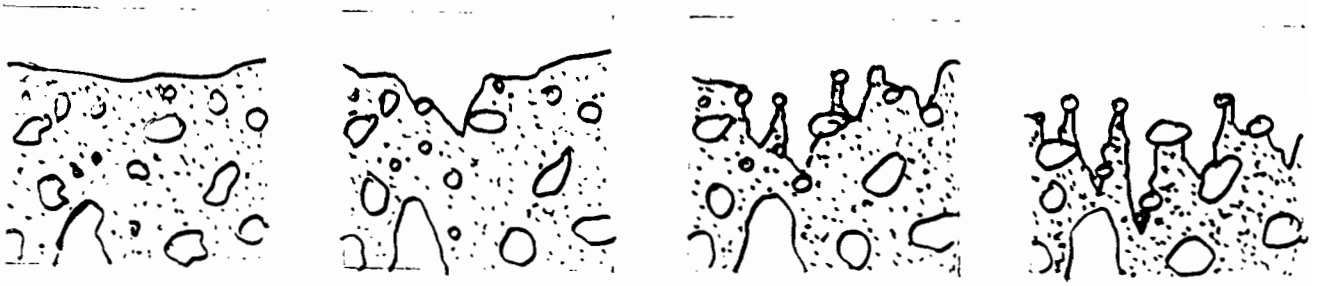
d) Les "demoiselles coiffées"

Les ravinements en terrains glaciaires sont, en général moins étendus, car il y a moins de terrains morainiques, et ils sont de petite taille; ils ont aussi, quand les versants se recoupent, des interfluves aigüs: les versants des ravines peuvent atteindre et dépasser des pentes de 65°: les interfluves, bien plus aigus que pour les marnes, sont dits "en lame de couteau"; une telle pente implique une bonne cohésion à sec et peut s'expliquer par la teneur en argiles. Ces ravinements incluent très fréquemment, lorsque les moraines comprennent de gros blocs (la plupart du temps hétérométriques), des formes typiques des Alpes Méridionales: les "demoiselles coiffées" parfois appelées aussi "cheminées de fées"; ce n'est absolument pas une forme exclusive de cette région: on en trouve en Savoie, en Valais, au Tyrol, en Lombardie, en Roumanie, partout où des moraines glaciaires ont été entaillées par le ravinement.

Des blocs inclus dans la matrice protègent celle-ci de l'impact des gouttes d'eau, puis de la concentration du ruissellement; ils finissent par former le "chapeau" d'une colonne d'autant mieux protégée que le poids du bloc la tasse, la rendant plus solide que les terrains environnants de même nature: l'eau, s'écoulant le long du bloc, puis de la colonne, peut même former des concrétions (carbonatées), la cimentant superficiellement, ce qui la consolide. Toutefois, au bout d'un certain temps, la gravité a raison de l'équilibre instable dans lequel est positionné le bloc, celui-ci tombe, et la colonne est alors assez vite détruite, malgré sa consolidation, du fait de sa position dominante (voir figure 40).

La protection par le gros bloc est l'explication la plus courante. Elle ne satisfait pas J. Debelmas (1987) qui affirme (p.68) "*qu'elle ne résiste pas à l'analyse, car la pluie ne tombe pas toujours verticalement, et, de toute façon, l'effet protecteur deviendrait nul dès que la colonne serait suffisamment haute. il est beaucoup plus probable que le bloc stoppe la remontée d'eaux capillaires minéralisées, en donnant à la charge minérale le temps de se déposer et de*

FIG. 40: PROCESSUS DE FORMATION DES DEMOISELLES COIFFEES



FORMATION DES DEMOISELLES COIFFEES:
- 1 - terrains glaciaires;
- 2 - début du ravinement;
- 3 - mise en relief des blocs;
- 4 - "demoiselles coiffées";

cimenter les graviers de la colonne ainsi délimitée. La pluie n'intervient qu'ultérieurement pour dégager la partie cimentée de sa gangue restée friable". Cette explication pourrait être corroborée par l'existence de colonnes non coiffées, par exemple celles qu'évoque Debelmas (1986), sur le versant sud du col de Vars (Saint-Paul-sur-Ubaye).

Les demoiselles coiffées sont beaucoup plus fréquentes dans les Alpes Internes que dans les Préalpes, les moraines glaciaires étant bien moins étendues dans ces dernières; on les trouve en Haute Ubaye (route du Restefond), dans le Queyras (Molines), les Alpes Maritimes (Péone), l'Embrunais (Serre Ponçon), et, dans les Préalpes, le dôme de Gap (Théus, Remollon), le bassin de Laragne (Claret), la vallée du Sasse (La-Motte-du-Caire). Dans les Alpes du Nord, on en trouve aussi bien dans les massifs centraux (Saint-François-Longchamp dans le Grand Arc) que les Préalpes (La-Mure-en-Matheysine).

Les pentes de ces bad-lands particuliers sont plus fortes qu'en terrain marneux, alors même que les marnes sont plus résistantes que les terrains glaciaires: l'ablation est bien plus rapide dans ces derniers, peu consolidés: la notion de pente d'équilibre n'a pas le temps d'intervenir; et on a là, de plus une forme d'érosion différentielle, quelle que soit l'hypothèse retenue quant à leur formation. Intervient aussi la loi de l'immunité des pentes raides. Il semble que l'ablation est sensiblement supérieure dans les terrains glaciaires que dans les marnes (voir ch.VI).

3) Les torrents

Ils ne sont pas à proprement parler une spécificité des Préalpes du Sud: on les rencontre dans toutes les Alpes, dans l'Apennin, et on trouve des formes semblables dans toutes les montagnes jeunes sous nos latitudes, mais aussi en climat méditerranéen.

Mais c'est dans le département des Hautes-Alpes que Alexandre Surell (1841) les a, le premier, étudiés de manière scientifique et exhaustive; il les définit comme des cours d'eau qui, au lieu d'avoir un profil en long concave, adoptent *"un profil qui donne une courbe convexe"*. Cet auteur trouvait remarquable *"le grand nombre de torrents dans les Hautes Alpes; de là cet air de désolation de ces contrées, et qui frappe tout d'abord les étrangers, quand ils parcourent pour la première fois ces montagnes"; (...) "une telle multitude de torrents est pour ce département le plus funeste des fléaux"; "attachés comme une lèpre au sol des montagnes, ils en rongent les flancs et les dégorgent dans les plaines sous forme de débris"*.

Il n'est que de voir le nom que leur ont donné les habitants pour comprendre la mauvaise réputation qu'ils avaient déjà dans les siècles passés: Surell cite les noms de l'Epervier, Malaise, Malfosse, Malcombe, Malpas, Malatret, Rabioux (l'enragé), Bramafan (hurle-faim)... Il aurait pu énumérer aussi les Malvallon, Malaval, Merdarel, Merdaric, Bourdoux...

Cet ingénieur définit ainsi l'aire d'extension des torrents: *"la calamité des torrents ne s'arrête pas aux limites du département (des Hautes-Alpes). Elle pèse sur une grande partie du département des Basses-Alpes, et d'une manière terrible sur l'une de ses vallées (l'Ubaye). On les retrouve aussi dans les régions des départements de l'Isère et de la Drôme qui avoisinent les Hautes-Alpes. Mais ils ne sévissent nulle part ailleurs avec autant de fureur que dans ce dernier pays"*; il ne cite pas la Savoie, non encore française lors de la première édition de son ouvrage. Mais pour François Combes (1982), ce sont *"les Alpes de Haute Provence qui étaient, au siècle dernier, le paradis de l'érosion torrentielle, à moins que ce ne fût un enfer"*; avec quelques perles comme le Riou Bourdoux, *"le torrent le plus terrible et le plus considérable de tous ceux actuellement en action dans les Alpes"* (Demontzey, 1894); ce département fut donc logiquement le plus concerné par les lois sur la restauration des terrains en montagne, et l'action RTM s'y développa largement". Enfin, pour V.A. Malte-Brun (1855), *"il est peu de départements où le débordement des rivières et des torrents soit plus désastreux que dans celui de la Drôme"*. Bref, au concours du département le plus touché par l'érosion torrentielle, au siècle dernier, les candidats ne manquaient pas. C'est dire surtout que ces phénomènes étaient constants et posaient de gros problèmes à l'occupant des montagnes.

Il existe plusieurs catégories de torrents; nous préférerons une classification géographique, mais auparavant, le même Surell avait déjà ébauché une classification, basée sur l'observation topographique; il distingue:

* ceux qui partent d'un col, et coulent dans une véritable vallée;
* ceux qui descendent directement d'un faîte, en suivant le ligne de plus grande pente;

* ceux dont la source est au-dessous du faîte et sur les flancs même de la montagne;

Il inclut les torrents des Hautes-Alpes dans la deuxième catégorie (figure 41).

Prosper Demontzey (1831-1898, le "reboiseur des Alpes du Sud", dans son Traité Pratique du Reboisement et du Gazonnement des montagnes (1882), les répartit en deux classes (cité dans ENEF 1953):

* les torrents à affouillement, dont, dit-il, "*les déjections sont uniquement le produit de l'affouillement des eaux dans le versant des montagnes; ce sont les plus redoutables et les plus répandus*";

* "*les torrents à clappes ou à casses: ils prennent dans l'affouillement une partie seulement des matériaux et reçoivent le reste par le simple effet de la pesanteur qui précipite dans leur lit les débris de la désagrégation des roches supérieures*".

Nous préférerons ici évoquer deux types principaux de torrents:

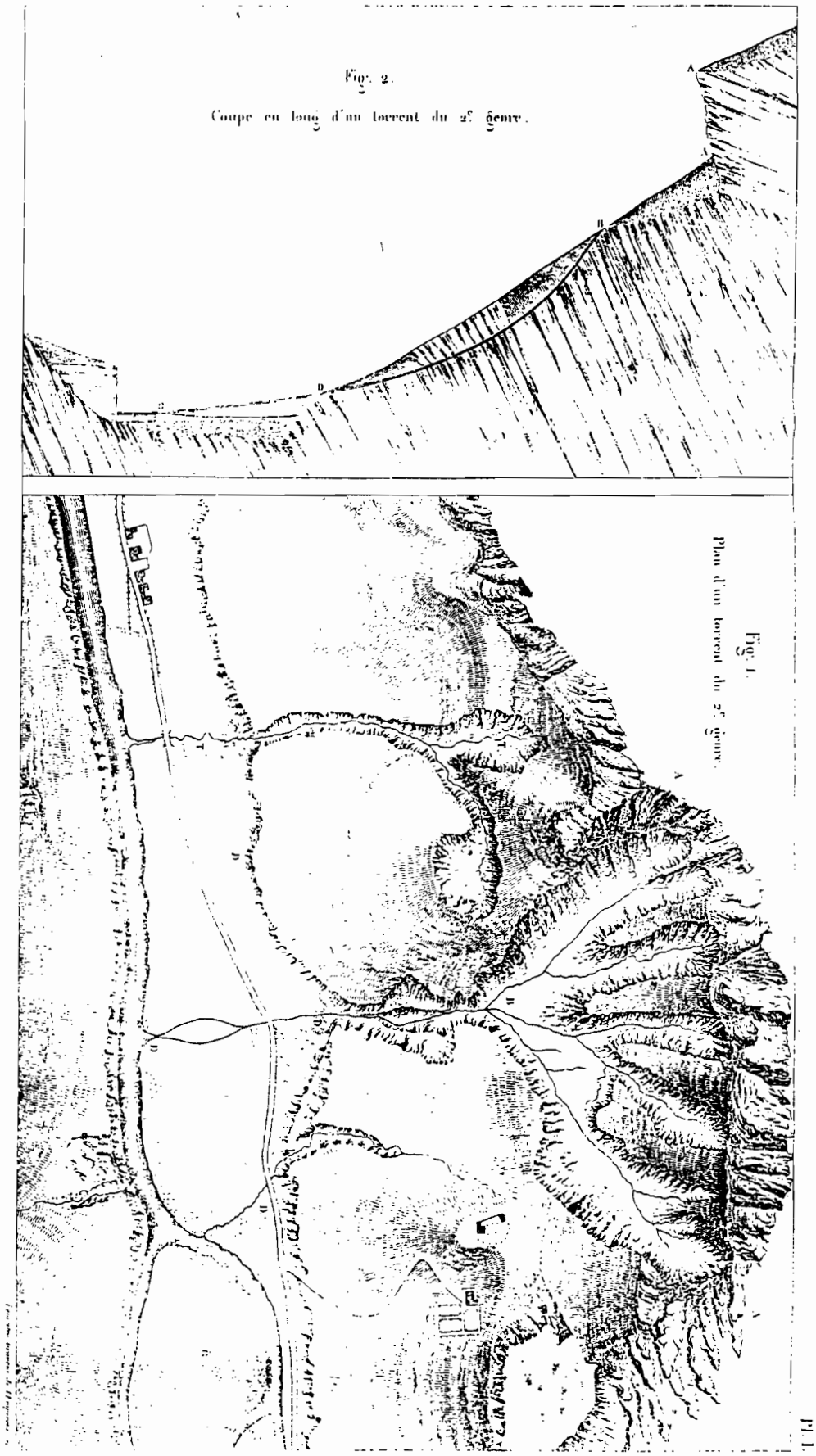
1) l'un de type "alpin", qui est proche de ceux décrits par Surell, et qui doit une grande partie de son existence au fait que son bassin de réception est situé au-dessus de la limite de la forêt; ex.: le Riou Bourdoux de Barcelonnette;

2) l'autre de type "préalpin", beaucoup plus réduit et bien moins menaçant, qui se développe dans des roches très affouillables (marnes par exemple), avec l'apport de roches plus dures supérieures pouvant servir d'abrasif aux eaux d'écoulement (ex: Combe Labouse à Aspremont).

Un troisième type, intermédiaire au niveau de la localisation, serait le type de torrent né dans les terrains glaciaires, où l'on trouve dans le même encaissant des matériaux très affouillables et des blocs rocheux très solides pouvant constituer la charge grossière du lit du torrent (Tazioni, 1982).

Mais A. Surell pensait exclusivement à la première catégorie quand il étudiait les torrents des Hautes-Alpes: "*Par exemple, ils (les torrents) ne sont nulle part plus furieux, ni plus multipliés que dans la région qui s'étend de Gap et Tallard jusqu'à Saint Crépin (au Nord de Guillestre). Cette roche (un calcaire ardoisé à texture feuilletée, de couleur sombre et caractérisée par la présence de Bélemnites -en fait, les marnes noires des terrains autochtones-) présente au plus haut degré les caractères d'incohésion qui ont été décrits. C'est dans ces terrains que se creusent en tous les sens d'innombrables ravins aux berges arides et bleuâtres, à la physionomie si caractéristique*".

FIG.41: COUPE ET PLAN D'UN TORRENT DU "2ème GENRE" PAR SURELL (1841)



Dans un rapport général de l'ONF (ENEF, 1953), trois ingénieurs de ce corps (MM Bouverot, Rolley et Anchierri) estiment que si les torrents sont inexistants en terrain cristallin, ils sont nombreux dans les terrains secondaires, en particulier:

- gypses et cargneules du Trias;
- marnes noires du Lias, Jurassique, Crétacé;
- marnes de l'Eocène et de l'Oligocène;
- boues glaciaires et alluvions anciennes du Quaternaire;

Ils délimitent donc un secteur à cheval sur Préalpes et Alpes internes.

Paul Mougin (1866-1939), restaurateur de terrains en montagnes, correcteur de torrents, avait recensé 1891 torrents dans les Alpes (pour un total de 2000 en France); parmi eux, 1062 avaient, en 1923, donné lieu à des travaux de correction. Il restait, en 1953, une centaine de torrents dangereux dans les Alpes. Dans le Sud Est de la France, "*la surface des bassins torrentiels alpins et méditerranéens serait de 266000 hectares, dont 92000 de terres nues affouillables et 15000 de cônes de déjection*".

Tout comme les bad-lands sont une forme surtout préalpine, les torrents se rencontrent , dans leur acception habituelle, dans les Alpes Internes principalement: on les trouve dans les Alpes du Nord et dans celles du Sud, mais c'est dans ces dernières qu'ils sont les plus impressionnants. Ils ont frappé de tous temps l'imagination et la mémoire collective, et ont toujours représenté un danger pour ses habitants. Ils ont surtout été connus en dehors de la région par les travaux d' Alexandre Surell, qui les a décrits et en a présenté les mécanismes (E.N.E.F., 1953 ET 1957; Poncet, 1961).

* Description: l'organisme torrentiel tel que le décrit assez justement Surell, est décomposé en trois parties:

- 1) à l'amont, le bassin de réception torrentiel, zone d'accumulation et de concentration des eaux de ruissellement, parfois ancien cirque glaciaire, ou partie haute d'un versant en roche plus ou moins dure, suivant les zones où l'on se trouve. Très souvent, dans les Alpes Internes, une grande partie de ce bassin se situe au-dessus de la limite supérieure de la forêt, ce qui facilite le ruissellement, surtout en cas de surpâturage des alpages.
- 2) le chenal d'écoulement, partie centrale du torrent, commence là où les eaux de ruissellement du bassin de réception sont suffisamment concentrées pour ne former qu'un émissaire puissant, en général assez rectiligne (les dénivellations étant importantes, l'évacuation optimale se fait par la ligne droite, et de fait, le chenal d'écoulement tend vers celle-ci). Les matériaux transportés sont très abondants (et de gros diamètre) et le chenal d'écoulement constitue une véritable chasse où les matériaux sont en transit, même s'ils se déposent avant la fin de l'écoulement: ils seront repris par la crue suivante. L'écoulement peut se

faire sous la forme de lave torrentielle, lorsque la quantité de matériaux transportés est telle que le densité de l'eau et sa turbidité croissent et permettent le transport de blocs énormes: on a pu observer des turbidités de plus de 400g/l, soit 400Kg/m3; soit une densité de l'eau de 1,2 à 1,3.

- 3) enfin, à l'aval, le cône de déjection, où les matériaux arrachés à la montagne s'accumulent en éventail à partir du point où le torrent sort dans la vallée adjacente ou dans la plaine: il se forme un véritable cône de matériaux d'une épaisseur considérable; ce cône a, en principe, un volume d'équilibre: quand le cours d'eau dans lequel se jette le torrent concerné est repoussé par le cône contre le versant opposé de la vallée, il n'a pas d'autre solution que d'évacuer les matériaux apportés par le torrent, ce qui fait que le cône de déjection finit par avoir une pente d'équilibre, même s'il est régulièrement recouvert par les laves torrentielles; il arrive que ce cours d'eau principal ne parvienne plus à emporter les matériaux en surnombre, en particulier lorsqu'il fait l'objet d'un aménagement hydraulique qui l'ampute d'une partie de ses débits (ex: la Durance en aval de Serre-Ponçon, envahie par les cônes de Théus et de la Blanche; ou lorsque le torrent se jette dans un lac artificiel (ex: le cône du torrent de Boscodon).

* Historique, dynamique des torrents:

La formation des torrents prête autant à controverse que celle des bad-lands, en particulier quant au rôle joué par l'homme. La zone de prédilection pour la formation des torrents dans les Alpes est le secteur compris entre 1000 et 3000 mètres d'altitude: il s'agit des versants des vallées principales, englacées durant les épisodes froids du Quaternaire; ces glaciers, disparus aujourd'hui, ont laissé libre de grandes vallées intra-alpines (Arve, Isère, Arc, Haut-Drac, Durance, Haut-Var, Haut-Verdon, Haute-Tinée). Dès lors, ces versants, qui ont une dénivellation très importante (1500 à 2000 mètres, ont vu s'installer des cours d'eau à forte pente.

4) Un type de torrent préalpin: les ravinements dans les glacis

Les versants des Préalpes du sud comprennent partout des griffes d'érosion; celles-ci sont les plus nombreuses, et souvent accompagnées de bad-lands, dans les grandes combes marneuses comme celles qui correspondent aux dômes de Gap, de Laragne, d'Aspres ou de Die (fig. 42 et 43).

Dans les grands versants sous corniche calcaire (typiques de ces combes profondes),il arrive fréquemment que de grandes entailles, très profondes, soient creusées dans un versant par ailleurs régulier et dont la concavité parabolique a déjà été signalée (Meyzenq, 1979).

FIG 42: COUPES SERIEES DE RAVINEMENTS DANS LES GLACIS

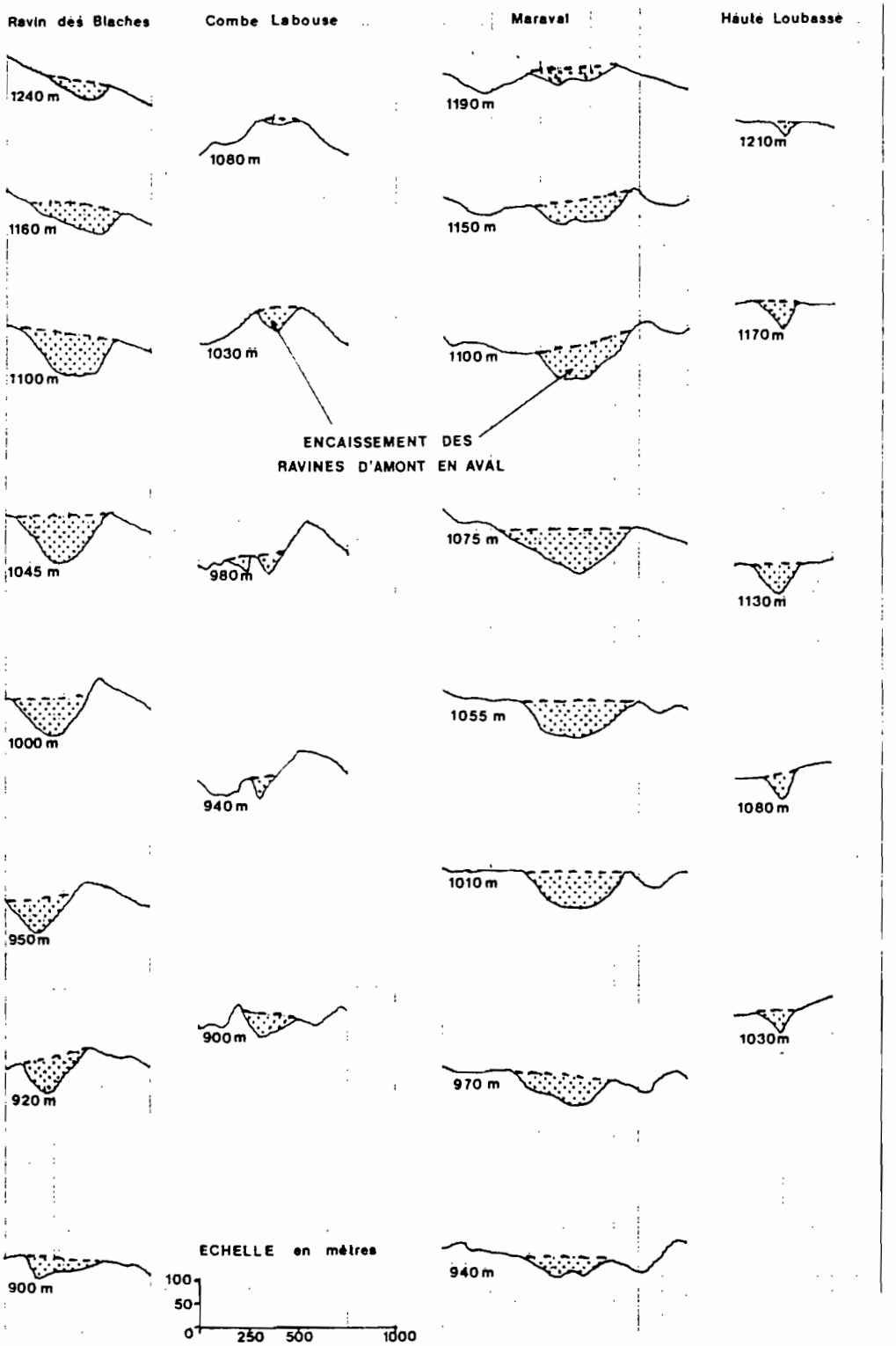
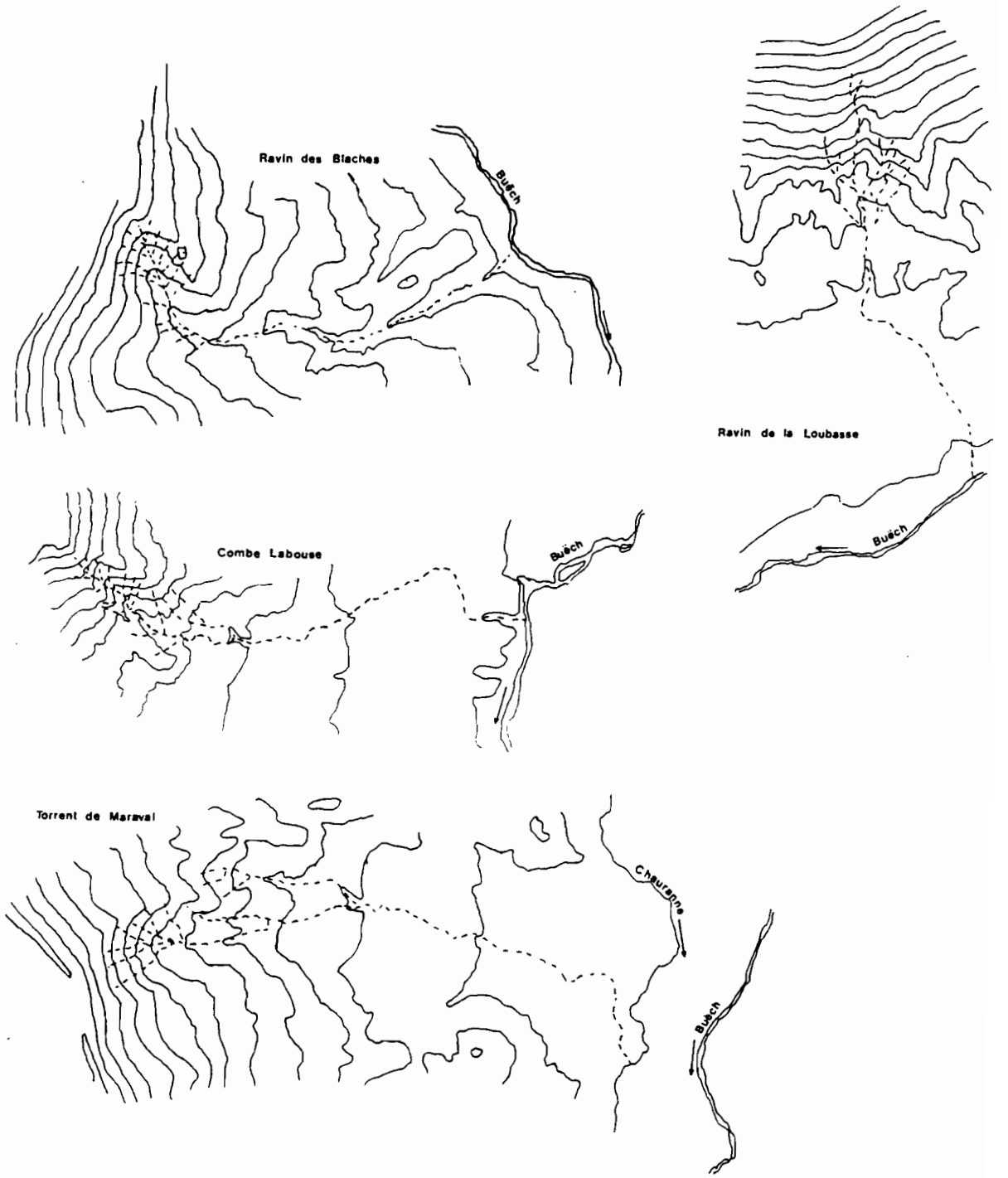


FIG.43: PLANS DE RAVINEMENTS DANS LES GLACIS



Ces entailles commencent haut dans le versant, et, après avoir dégagé le tablier d'éboulis du haut lacis, elles s'attaquent aux terrains marno-calcaires (Argovien) et marneux (Oxfordo-Callovien) sous-jacents: en effet, elles peuvent être creusées de plusieurs dizaines de mètres; on les trouve, en particulier, sur le versant sud de Saint Apôtre (Ravin de la Loubasse), sur le versant Est du Bois des Farges (ravin de Maravel, Combe Labouse), dans le bassin d'Aspres (combe d'anticlinal); sur le flanc est du Rocher de Beaumont (Ravin des Blaches de Méreuil), sur le versant sud de la montagne de St Genis, ou sur le flanc Nord de la Montagne de Chabre, dans le bassin de Serres-Laragne (fig.42 et 43).

Le creusement peut atteindre et dépasser 50 mètres:

* 100 m. aux Blaches de Méreuil;
* 50 m. à Combe Labouse;
* 90 m. à Maravel;
* 60 m. à La Loubasse;

(voir fig.42 et 43)

Ces profondes morsures dans les glacis fonctionnent comme des torrents (Surell précisait déjà en 1870 que ses "torrents de type 2" étaient typiques des terres noires): en effet, la partie amont en est généralement creusée dans les calcaires marneux et marnes calcaires, et elle recueille aussi les éléments détachés de la corniche tithonique; ces écoulements ont donc à charrier des blocs résistants sur des pentes raides. mais en même temps, ce matériel leur donne un pouvoir abrasif énorme. Ils sont bien plus profonds que les ravinements du type bad-lands creusés uniquement dans les marnes, qui n'excèdent que rarement 20 à 25 mètres de profondeur (BVRE de Savournon, crête du Rocher de St Michel à Orpierre, col d'Espréaux, etc...). On pourrait croire que rien ne peut arrêter l'extension en surface des bad-lands, connaissant leur dynamique; mais peut-être ceux-ci croissent-ils jusqu'à un optimum pour ensuite se stabiliser ou ralentir leur progression.

Les ravines les plus profondes, sous corniche de calcaire, se rattachent-elles à l'ensemble des ravinements et bad-lands? Il faudrait admettre (faute de mesures dans des sites très difficiles d'accès et sur des pentes où la progression et a fortiori les mesures, sont impossibles) que l'ablation est, dans ces secteurs, 2 ou 3 fois plus rapides que dans les bad-lands, malgré la présence de terrains plus résistants en amont; il est vrai que les creusements les plus importants interviennent dans les secteurs marneux, et qu'ils doivent accroître la possibilité de mise en porte-à-faux des calcaires et marno-calcaires. Ce n'est pas impossible, tant sont fortes la pente et la capacité de fourniture en éléments lourds et solides du haut bassin-versant.

CONCLUSION

Les Alpes du Sud connaissent un ensemble de processus érosifs qui y ont façonné des paysages caractéristiques, autant dans la zone "interne" (demoiselles coiffées") que dans la zone subalpine (bad-lands). Partout les torrents ont creusé des entailles profondes qui ont pu gêner et inquiéter les habitants des secteurs concernés. Les phénomènes existent toujours de nos jours; ils sont moins menaçants simplement parcequ'il y a moins de terroirs à menacer (recul de l'agriculture) et les dégâts qu'ils occasionnent sont ponctuels (routes, chemins de fer coupés, etc..) et ont peu de portée sur les zones cultivées. Mais leur surveillance doit se poursuivre. Lea mesure de leur activité aussi, et elle demande des dispositifs particuliers.

CHAPITRE III

LES METHODES DE MESURE DE L'EROSION ACTUELLE

III LES METHODES DE MESURE DE L'EROSION ACTUELLE

Chaque processus d'érosion, chaque forme en découlant, doit faire appel, pour son étude et sa mesure, à un dispositif particulier; l'ensemble de ces dispositifs (voir description ci-après) a été adapté, le mieux possible, aux terrains sur lesquels ils ont été installés. En fonction de ce qui était analysé, la taille de la parcelle ou du bassin-versant était très différente. C'est là que réside l'intérêt de l'utilisation simultanée, voire, du "croisement", de plusieurs méthodes de mesure différentes. Cela permet en effet:

* de saisir l'effet de taille de la parcelle (ou du bassin) étudiée;

* de comparer les résultats des différentes méthodes: ceux-ci peuvent se confirmer, ce qui est rassurant pour l'observateur, ou s'infirmer, ce qui conduit à critiquer les méthodes et à essayer d'en analyser les faiblesses;

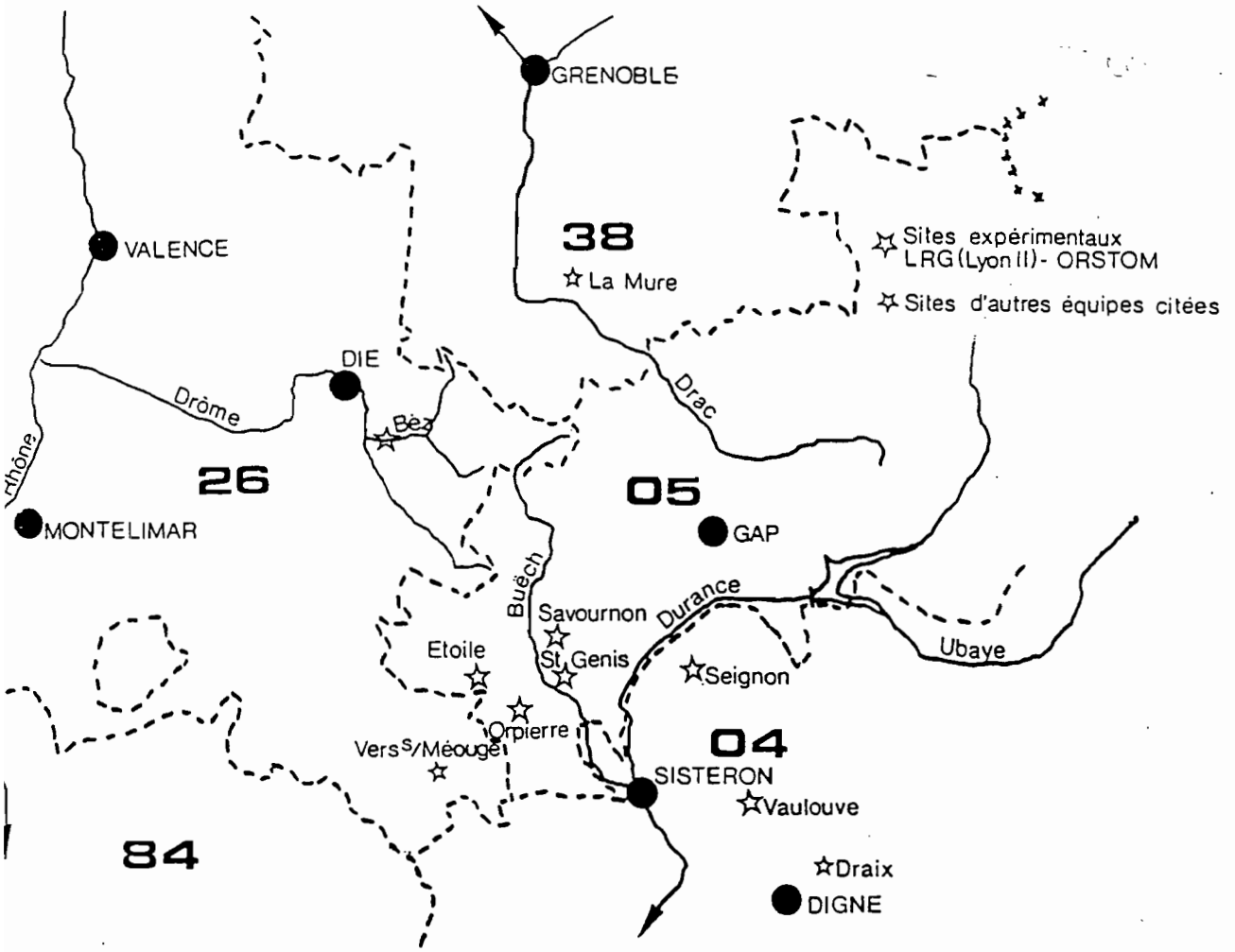
* quoiqu'il en soit, cela ne peut que donner un point de vue plus précis sur l'ensemble des processus d'érosion;

La grande difficulté réside, ensuite, dans la comparaison des résultats; il faut tenter d'en tirer un bilan global par lithologie ou par bassin-versant. Diverses tentatives dans ce sens seront suivies ci-après.

Quoiqu'il en soit, la localisation des sites expérimentaux a obéi à plusieurs contraintes (fig. 44 et 45):

* la première malheureusement, était d'ordre matériel et financier: ces équipements ont été installés avant tout en fonction de demandes extérieures (par contrat) en vue d'études à réaliser: c'est le cas de tout l'équipement posé dans le Diois, ainsi que des installations réalisées sur le Ravin de Vaulouve dans les Préalpes de Digne; ceci dit, il faut reconnaître qu'il est bien plus facile de s'adapter à des contraintes éventuelles de site qu'à l'absence de moyen; le bilan est donc extrêmement positif.

FIG. 44: LOCALISATION DES SITES DE MESURE DANS LE CONTEXTE ALPIN



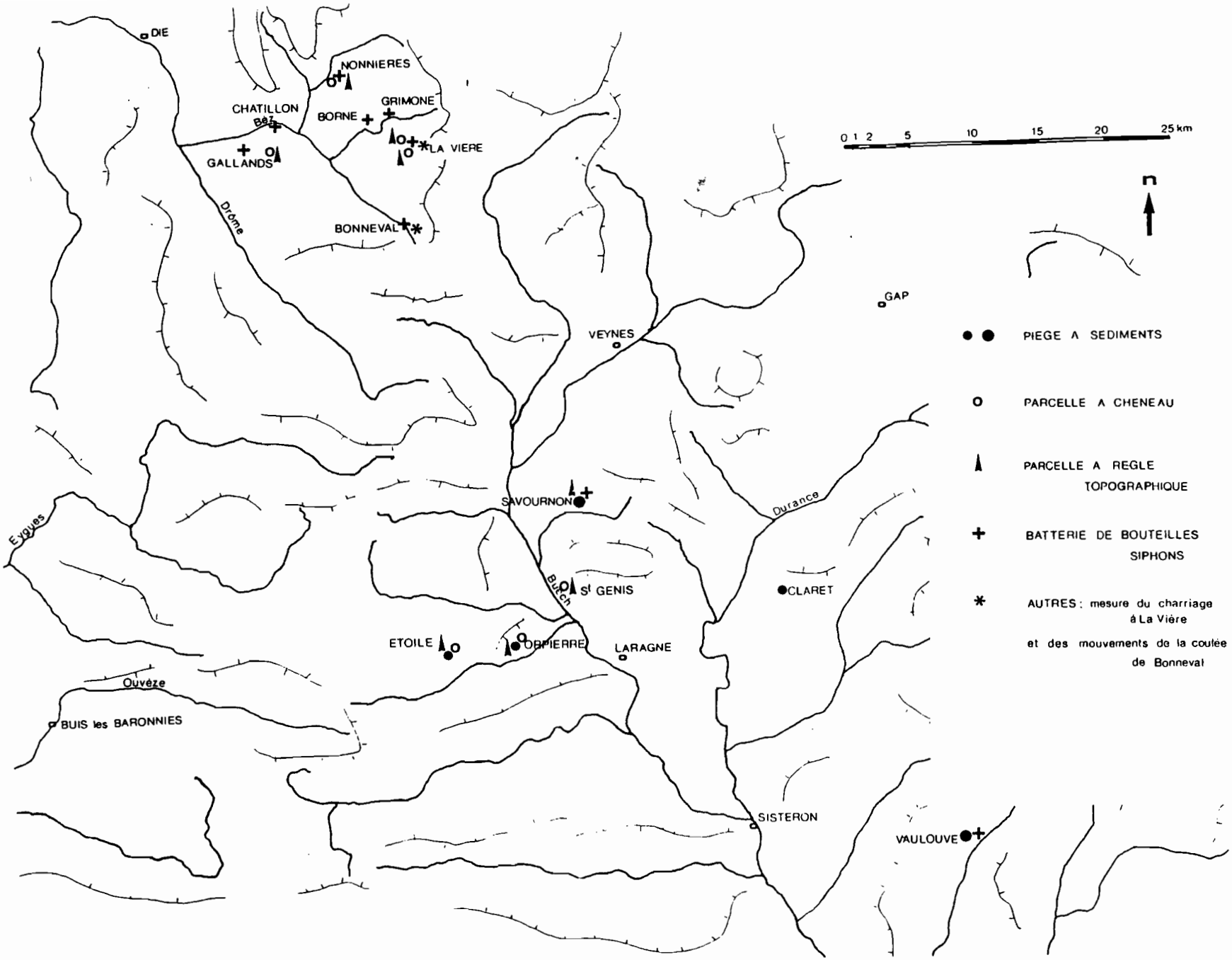


FIG. 45: LES SITES EXPERIMENTAUX

Les BVRE de Saint-Genis et de Savournon ont été équipés par l'équipe ORSTOM-BRGM (Olivry et al. 1986, 1987, 1988 et 1989); c'est une collaboration avec cette équipe qui nous a permis d'utiliser cet appareillage. Seules les installations d'Etoile, d'Orpierre et de Claret ont été financées personnellement, avec toutefois une participation et une fourniture conséquente de matériel de la part du Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie (URA 260 CNRS/ LyonII);

* la seconde logique, scientifique, voulait que cette localisation puisse aboutir à une synthèse de la recherche sur l'érosion actuelle dans les Préalpes Dauphinoises: et, de ce fait, nous avons tenté de nous intéresser à tous les types de terrains friables de cette région; dans la mesure du possible, les protocoles expérimentaux ont été les mêmes d'un terrain à l'autre, de manière à rendre les résultats comparables.

* la troisième logique voulait que, du fait de la très grande érodibilité des terrains déjà ravinés, ce soit sur ces terrains que se concentrent les efforts de mesure: en effet, ils connaissent une dégradation spécifique supérieure d'un facteur 1000 à 10000, à celle des terrains végétalisés.

Ceci étant, et au gré des possibilités techniques laissées par le terrain, chaque type de système de mesure a lui-même été l'objet d'une logique de localisation propre qui sera traitée au cas par cas.

A) LA SOLIFLUXION

Les recherches déjà menées par diverses équipes sur des phénomènes de solifluxion observés depuis longtemps parfois sont là pour illustrer les difficultés d'appréhender des processus non linéaires et soumis à des contraintes très complexes. Il a été question plus haut des recherches menées à La Mure par des géographes hollandais, qui s'étaient déjà intéressés au glissement de Barcelonnette; la coulée de Bonneval-en-Diois est suivie depuis plusieurs années par des géographes et des géologues d'horizons différents. Nous nous sommes contentés ici de telles observations, tout en tentant d'essayer de comprendre, à l'échelle d'un versant, comment les éléments climatiques et orographiques pouvaient aider à expliquer ces processus.

1) Observations sur la coulée de Bonneval-en-Diois

* description et évolution de la coulée

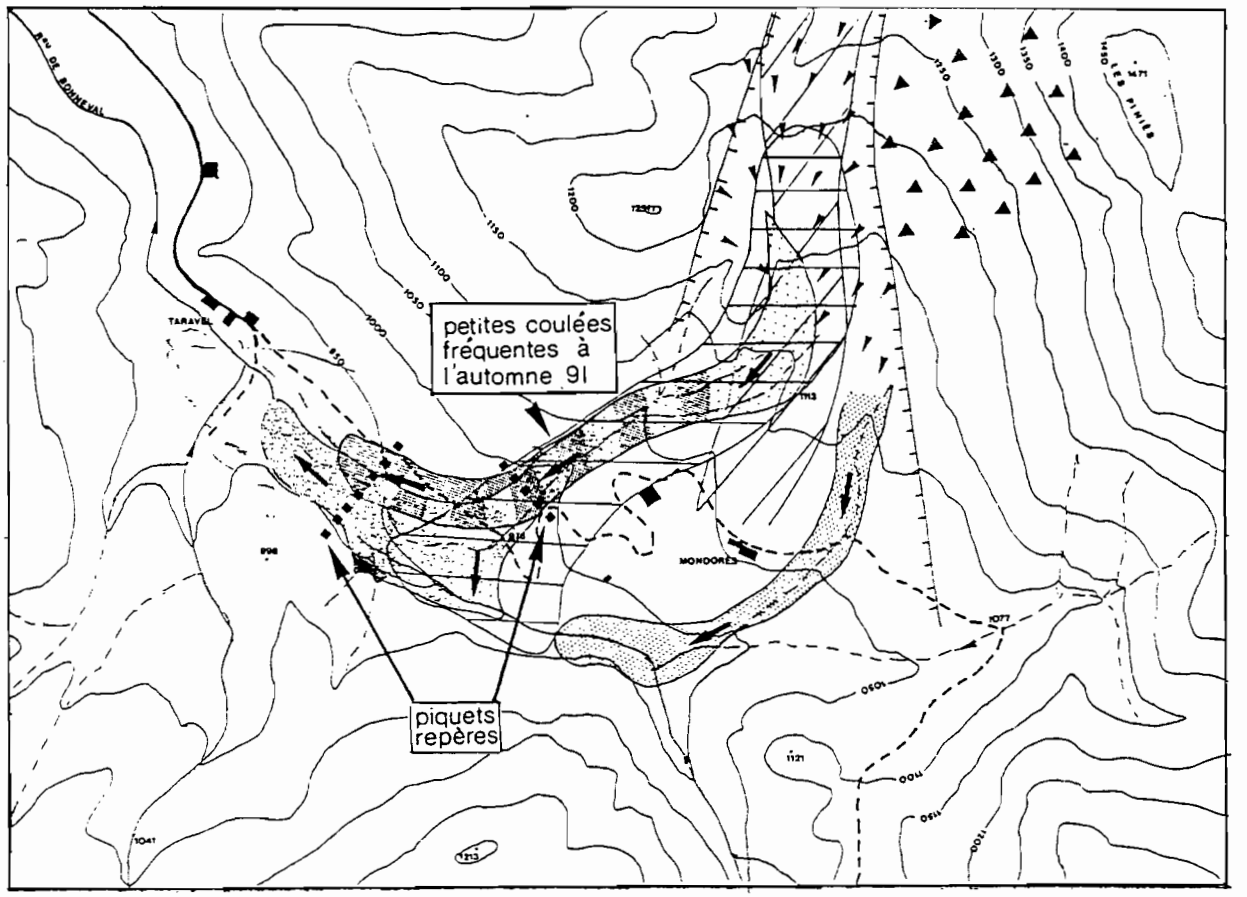
Située dans un secteur dont l'équilibre fragile est connu depuis longtemps, la coulée de Bonneval (plus fréquemment appelée coulée de Boulc, nom de la commune à laquelle le village de Bonneval est aujourd'hui rattaché) concerne essentiellement un affleurement de marnes versicolores de l'Oligocène, connues dans la région (et dans tout le bassin méditerranéen, du reste) pour leur instabilité. Cet affleurement est localisé ici dans un fossé d'effondrement, large de 500 à 1000 mètres (le fossé dit de Terre-Rouge-Mondorès, fig. 8 p.27), d'orientation méridienne, dans une région où les plis pyrénéo-provençaux (Est-Ouest) des Préalpes du Sud passent le relais aux plis d'orientation alpine (Nord-Sud) des Préalpes du Nord (Vercors en particulier). Ici, les terrains oligocènes ont été conservés dans le graben, et affleurent donc au milieu des terrains du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur.

Déjà signalée sur la carte géologique au 1/50000ème (feuille de Luc-en-Diois), éditée en 1970, la coulée de Bonneval est en effet facilement décelable sur la photographie aérienne de 1948, où elle a, à peu de choses près, l'allure qu'elle présentait en 1986; mais on peut supposer sans trop se risquer qu'elle n'a pas connu de phase d'activité jusqu'en 1972: en effet, la photographie aérienne de 1972 laisse à peine deviner l'existence d'anciens épandages argileux en aval de Mondorès: la coulée préexistante à 1948 est complètement végétalisée sur le cliché de 1972.

Elle s'est pourtant ravivée en fin-février/début mars 1978, en même temps que d'autres glissements ou coulées du Diois (col des Tourettes) ou des Baronnies (Saint-Cyrice, Laux-Montaux) (Descroix, 1985): les conditions météorologiques étaient alors propices: au moment du dégel du sol et du sous-sol, une certaine épaisseur de neige fondait, aidée en cela par des pluies fines et abondantes: ceci a occasionné la présence d'une grande proportion d'eau dans le sol, sur plusieurs mètres de profondeur.

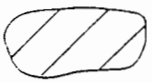
En 1985 et 1986, on assista à l'apparition d'une deuxième coulée, à l'Est de la ferme de Mondorès, ainsi qu'à la progression de la coulée principale, qui avança alors de près de 500 mètres, menaçant les maisons du hameau de Taravel (fig.46), et atteignant le même front que celle qui apparaît sur les photos de 1948. Les deux coulées ont leur origine dans le même secteur d'instabilité, sous la crête de Piniès; durant l'hiver 1988-89, la première coulée semble avoir encore progressé de quelques dizaines de mètres (communication orale de témoins dans la région). En mars 1991, une nouvelle coulée s'est surimposée à la première, l'élargissant sur sa droite sans toutefois atteindre le même point en aval.

FIG.46: LA COULEE DE BONNEVAL EN DIOIS



légende

FOSSE D'EFFONDREMENT DE MONDORES



ZONE D'AFFLEUREMENT DES MARNES VERSICOLORES ET CONGLOMERATS DE L'OLIGOCENE CONTINENTAL

SECTEUR DE GLISSEMENT DE TERRAIN SIGNALE SUR LA CARTE GEOLOGIQUE AU 1/50000ème (feuille LUC EN DIOIS) DE 1970

SECTEUR DE FALAISE CALCAIRE FAILLEE ET EFFONDREE

ZONE D'INSTABILITE GENERALE, SUSCEPTIBLE DE FOURNIR DES MATERIAUX AUX COULEES

COULEE DE FEVRIER 1978, SITUATION EN 1985

COULEE ORIENTALE, 1986

COULEE OCCIDENTALE, 1985-86

COULEE DE MARS 1991

LAC DE BARRAGE CREE PAR LA COULEE, SUR SA RIVE GAUCHE, AVANT

ET APRES LA COULEE DE 1991

Mais dans le même temps, la coulée principale progressait en surface dans sa partie centrale, sans que son front n'avance, ce qui se traduit donc par un gonflement du corps de la coulée, accroissant l'instabilité de l'ensemble; le petit lac de barrage qu'avait retenu la coulée de 1985 a été sensiblement agrandi, sans que son volume ne présente un réel danger (quelques dizaines de m3); par contre, le volume de la coulée s'est accru: après la série d'années sèches 1987, 88, 89 et 90, il semble que l'instabilité de la coulée soit chronique, même en année normale. La nivométrie, la pluviométrie, et les alternances gel/dégel (et donc les séquences pouvant favoriser l'ouverture des crevasses et par suite la pénétration de l'eau) de l'hiver et du printemps 1990-91 n'étaient en effet absolument pas exceptionnelles: en particulier, les précipitations des mois de janvier, février, avril, mai et juin ont été déficitaires; celles de mars seulement légèrement excédentaires.

La coulée de Bonneval a fait l'objet d'une observation constante de l'été 1990 au printemps 1992; le protocole suivi a été le suivant (fig. 46):

Deux rangées de repères alignés ont été plantés sur la coulée en janvier 1991. Ces piquets en bois d'une hauteur de 1 mètre, ont été enfoncés de 50 cm. ce sont eux qui ont permis de constater et de mesurer le déplacement produit en mars 1991: à cette occasion là, les repères amont (fig.46) ont été emportés; les repères aval se sont déplacés: ce mouvement (20 à 40 mètres au centre) a pu être mesuré par comparaison de l'emplacement des repères par rapport à la ligne droite sur laquelle ils avaient été implantés (fig.46). D'autres repères ont été installés le 28 août 1991, aux mêmes emplacements: les repères amont ont, à nouveau, été emportés fin octobre 1991, période durant laquelle des petites coulées se produisaient quasi quotidiennement, certaines atteignant la partie aval de la coulée principale; l'une d'entre elles a pu être observée le 17 novembre 1991: sa vitesse de déplacement en surface était de 1,5 à 2 m/s, sa densité de 1,68.

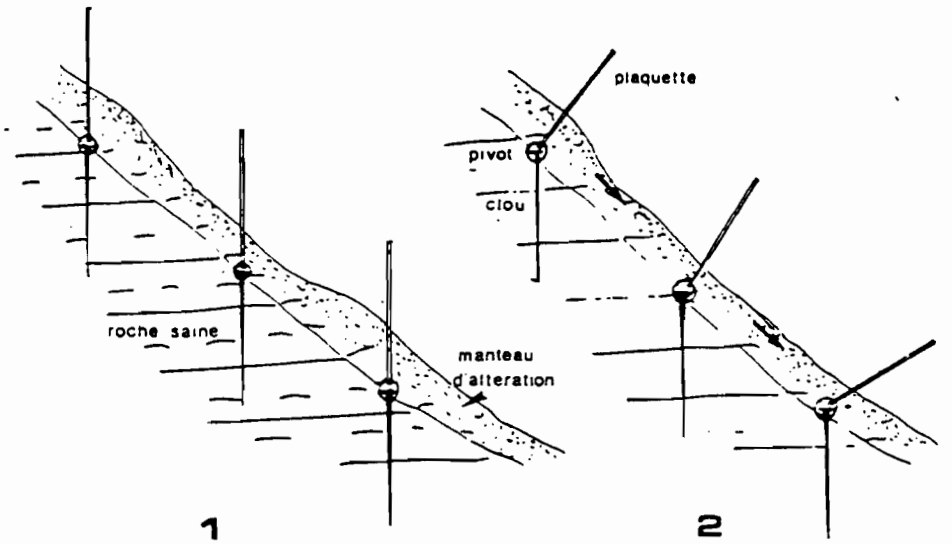
2) Les plaquettes-repères

les marnes ravinées, qui ont constitué l'essentiel des terrains d'expérimentation pour ce dispositif (et sur 6 lithologies différentes), sont constituées (fig. 39, p.98), avant tout d'une roche mère qui est, aussi surprenant que cela puisse être, vue son incision générale, cohérente et assez solide: il est extrêmement difficile d''y enfoncer un pic, tant l'impact produit est brutal; par dessus cette roche-mère plus ou moins saine, en général fissurée sur plusieurs dizaines de centimètres de profondeur, on trouve (fig.38 et 39) 10 à 15 cm de marnes débitées en "frites" mais qui conservent l'orientation et le pendage de la roche saine, et par dessus, 5 à 10 cm de "paillettes" très fines et de taille millimétrique qui, totalement désolidarisées des étages inférieurs, adopte avec la gravité, les cycles gel/dégel et humectation/dessiccation, un comportement solifluidal. Ces plaquettes-repères avaient déjà été utilisées lors de travaux de

terrain sur une année en 1980-81 (Aubert et Descroix, 1981). Le dispositif a été repris ici comme complément au procédé de mesure de l'érosion aréolaire de la "règle topographique" (voir plus bas, p.137)

La "plaquette" est une petite planche de bois de 20 cm. sur 4 (épaisseur 6 mm.), biseautée dans sa partie inférieure (fig.47), qui est plantée dans le manteau de paillettes, partie supérieure mobile du manteau d'altération; elle est disposée verticalement au départ et le but est d'en mesurer l'inclinaison régulièrement pour connaître la progression du manteau superficiel; afin d'éviter la cryo-expulsion, la plaquette est fixée, à sa base, à un clou de 20cm qui est enfoncé dans la zone des frites, voire la roche saine; le clou et la plaquette sont reliés par un pivot, de manière à autoriser le basculement de cette dernière.

FIG.47: LE DISPOSITIF DE "PLAQUETTES-REPERES"



3) Une modélisation de la solifluxion sur un versant expérimental: l'adret de Courriau (commune d'Orpierre)

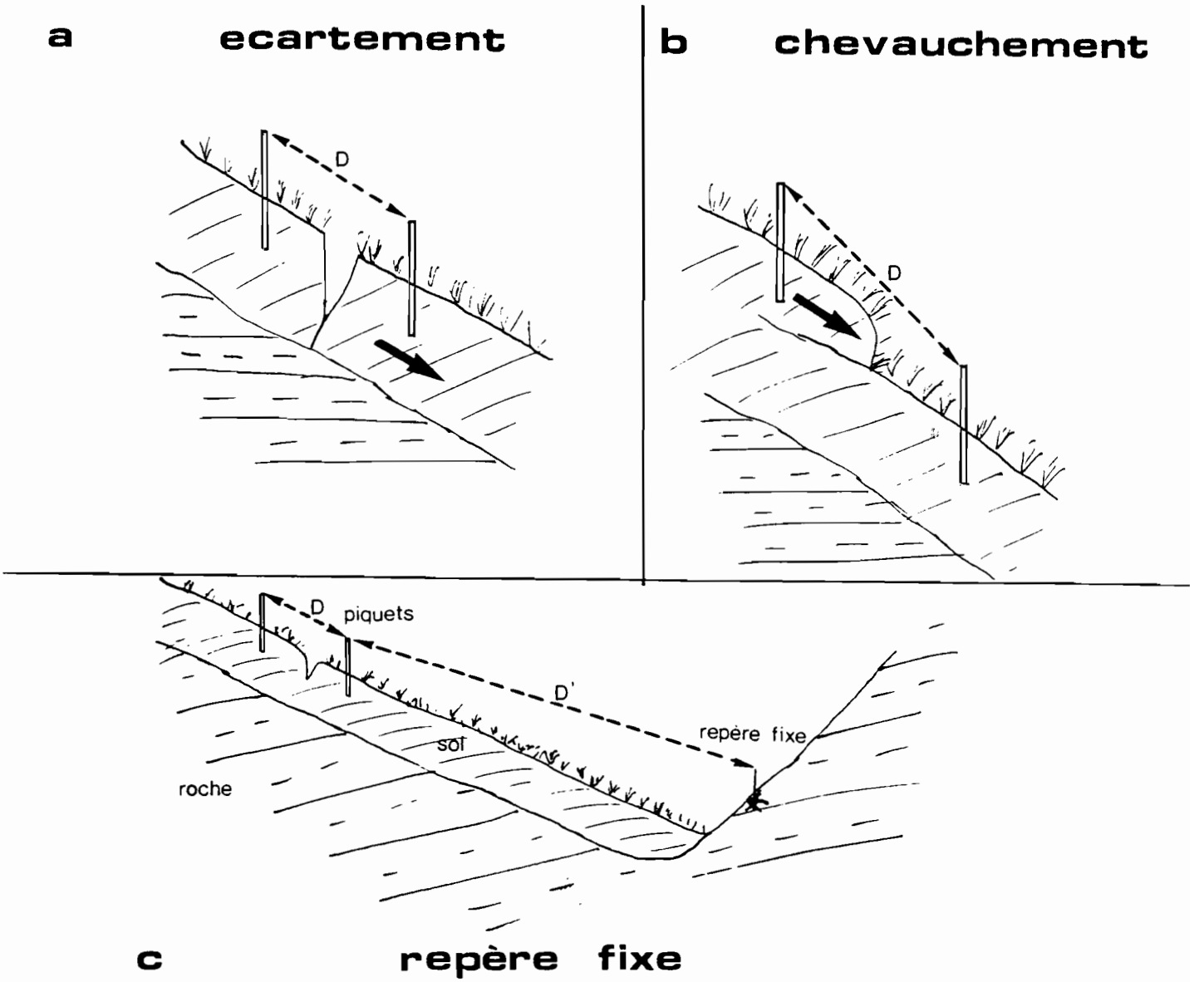
Sur l'adret d'Orpierre, au lieu-dit Courriau, avaient été installées, durant l'hiver 1980-81, des séries de couples de piquets, alors en bois, disposés de part et d'autre de fissures du terrain, apparemment actives: des plaies béantes sur le terrain paraissaient témoigner de mouvements importants.

Le principe du protocole est le suivant (fig.48): des piquets sont donc disposés par deux, chacun d'un côté de la fissure. On mesure régulièrement la distance D les séparant. En

fait, deux séries différentes de piquets ont été plantées, en fonction de la configuration du terrain:

* l'une (5 couples en 1981) cherche à évaluer les déplacements de part et d'autre des fissures vives (fig.48a): on suppose que l'éloignement -suivant des forces d'extension- d'un compartiment par rapport à l'autre est à l'origine de la fissure et que les piquets permettent d'en mesurer l'évolution (photo 6).

FIG.48: LA MESURE DE LA SOLIFLUXION SUR VERSANT VEGETALISE, PAR COUPLES DE PIQUETS-REPERES



* l'autre série (5 couples en 1981) fut installée par couples plantés de part et d'autre de bourrelets qui paraissent dûs au chevauchement d'un fragment de terrain sur un autre (fig.48b): là encore, les deux piquets disposés de part et d'autre sont censés mesurer la vitesse de rapprochement et de chevauchement de ces deux parcelles de terrain, suivant des forces de compression.

Nous avons présenté, en 1985, les premiers résultats de ces mesures, très incomplets, car malheureusement interrompus de septembre 1981 à octobre 1983; à cette date, il nous était apparu que le protocole était suffisamment simple pour que, même sans résultat certain, il puisse être adopté et les mesures poursuivies. Il apparaît, sur le long terme, que le dispositif a enregistré des mouvements intéressants et appréciables.

Ce dispositif a été étendu: sur l'adret de Courriau (commune d'Orpierre), dans un vallon en amphithéâtre qui présentait des signes de solifluxion généralisée, ont été disposés 25 couples de piquets au total, là où leur présence paraissait digne d'intérêt (fissures ou chevauchements vifs) (fig.49b). En sus des 10 couples du départ, 6 autres furent installés en octobre 1985, et 9 autres en juillet 1987. De plus, à partir de novembre 1987, d'une part tous les piquets en bois ont été remplacés par des piquets en métal; afin de s'assurer que le changement de support n'influençait pas les mesures ni le comportement du terrain, durant un aps de 9 mois, il était réalisé une double mesure, sur les "vieux" piquets de bois et sur les nouveaux en métal; d'autre part, afin d'affiner le protocole, il est procédé aussi à la mesure de la distance D' séparant l'un des deux piquets avec un repère scellé au ciment dans la roche en place (et donc supposé fixe) (fig.48c). Enfin, depuis janvier 1990, est contrôlé également l'angle de chaque piquet avec la verticale.

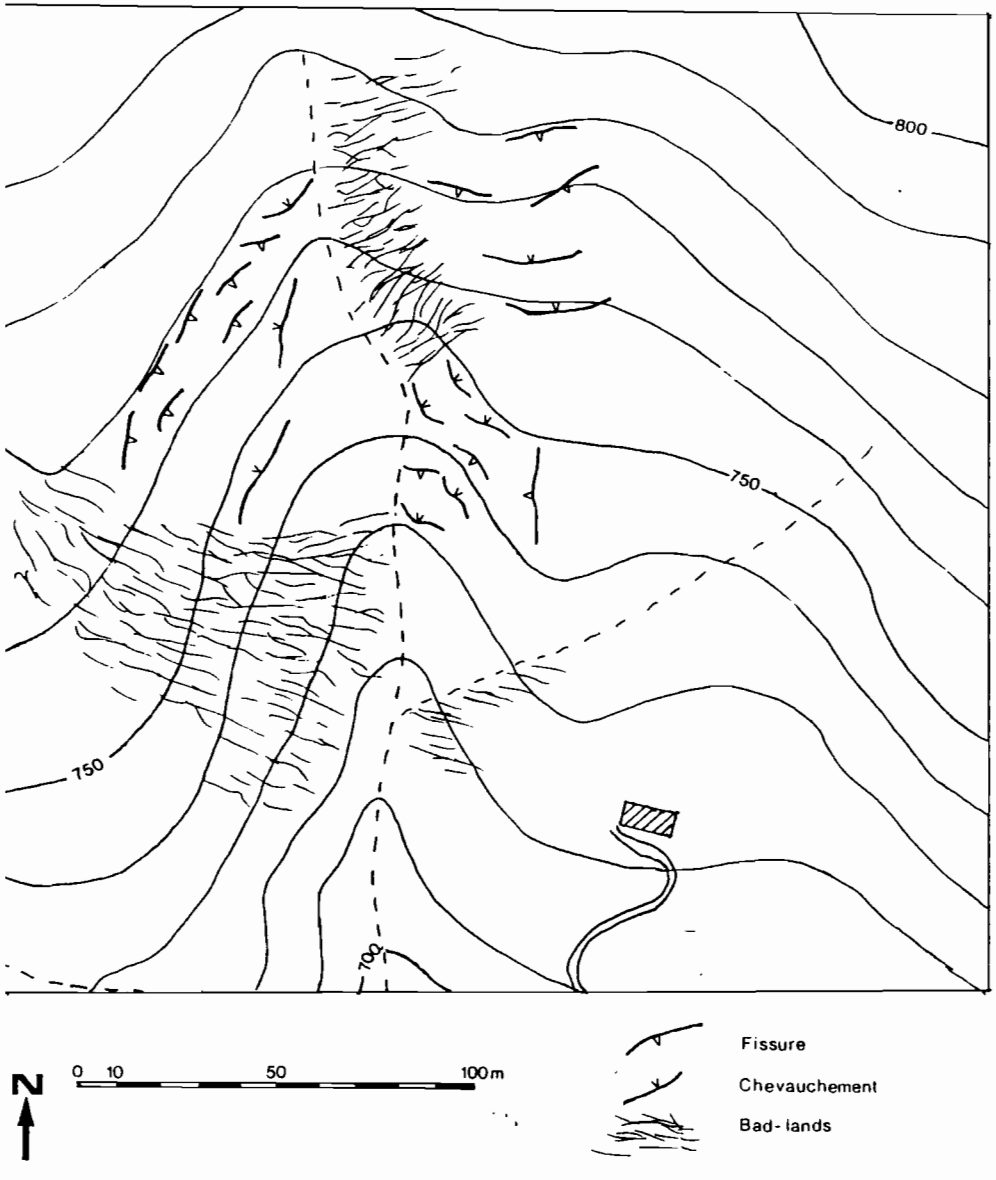
Les mesures ont eu lieu, durant ces 8 années, tous les mois; mais de août 1987 à décembre 1989, elles ont été faites sur un rythme hebdomadaire, en vue d'essayer de mieux comprendre s'il y avait ou pas un lien avec les précipitations.

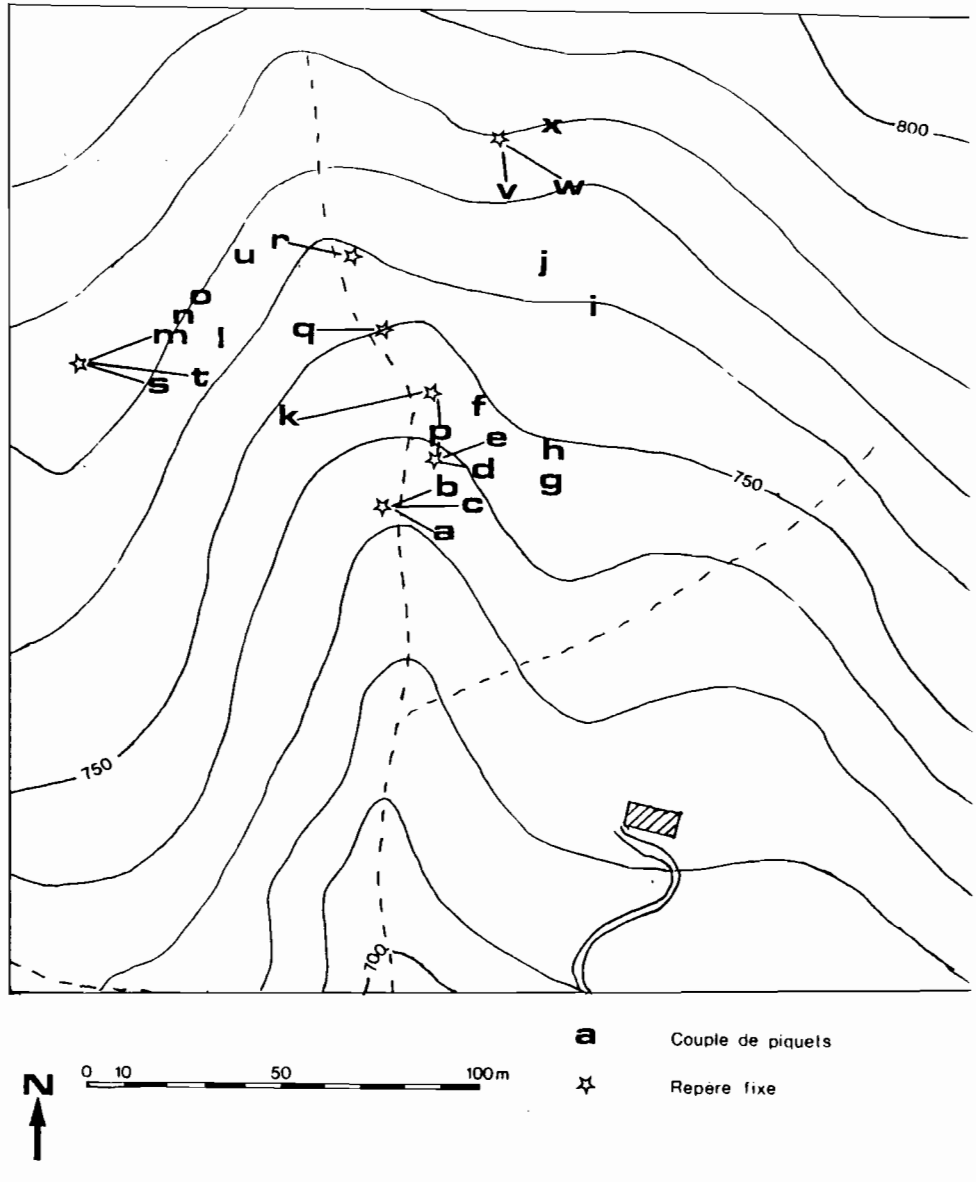
B) LA MESURE DE L'EROSION AREOLAIRE

On distinguera, classiquement, les processus touchant l'ensemble des versants et des interfluves, sous l'appellation d'"érosion aréolaire", des phénomènes intéressant le lit des cours d'eau, mais dès l'apparition d'un écoulement concentré ayant creusé un talweg remarquable, regroupés sous la rubrique d'"érosion linéaire".

FIG.49a: LE VERSANT EXPERIMENTAL DE MESURE DE LA SOLIFLUXION DE COURRIAU

FIG. 49b: EMPLACEMENTS DES COUPLES DE PIQUETS REPERES





D'autre part, nous n'avons pas cherché ici à comparer nos résultats avec les formules "universelles", dans la mesure où celles-ci sont toujours établies suivant des règles strictes afin d'obtenir des valeurs standardisées et donc comparables. Autant nous nous servons de la formule établie par Wischmeier et Smith (1978) sur la relation entre énergie cinétique et intensité des pluies (Ch V), autant par contre, nous ne nous refèrerons:

* ni à l'équation universelle de perte de sol de Wischmeier et Smith (1960):

$$T = R.K.SL.C,$$

où T est le tonnage exporté, R un indice d'agressivité du climat, K l'érodibilité du sol, SL un indice topographique incluant la pente et la longueur de la pente, C la couverture végétale; en effet, le paramètre K est celui dont tout dépend; et à moins que cela n'ait déjà été fait sur même lithologie et dans des conditions similaires, on ne connaît pas K; le tout est de le déterminer; les autres éléments dépendent de l'allure de la parcelle et on ne peut pas toujours faire des parcelles de 22 mètres de long, y laisser une jachère nue, et encore moins, comme le demande l'équation "universelle", disposer de parcelles de ce type dans des bad-lands (elle requiert une pente de 9%, impossible à trouver dans les terres noires;

* ni à une comparaison avec la formule des mêmes Wischmeier et Smith (1978):

$$f(SL) = (L/72,6)^m (65,4 \sin^2 a + 4,56 \sin a + 0,065)$$

où L est la longueur de la parcelle (en pieds), et a son inclinaison;

En effet, cette formule qui exprime l'érosion par unité de surface (celle-ci augmente en fonction de la longueur de la parcelle et de l'inclinaison de la pente) est valable pour des parcelles entre 9 et 90 m de long et des pentes inférieures à 18%.

1) La complémentarité des méthodes employées

Il faut tout d'abord remarquer que, malgré la séparation, qui paraît parfois arbitraire (à partir de quel volume d'encaissement faut-il parler de talweg, de cours d'eau, etc...) entre les deux systèmes d'érosion (linéaire et aréolaire), les divers protocoles de mesure utilisés pour quantifier l'un et l'autre sont bien plus complémentaires qu'opposés; l'un des buts recherchés dans cette diversité est de confirmer (ou d'infirmer, le cas échéant) les résultats obtenus suivant un procédé à l'aide des autres, de comparer les résultats. Mais aussi de s'adapter au mieux au processus que l'on souhaite analyser, et au type de terrain dans lequel on intervient; c'est surtout la taille de la parcelle ou du bassin-versant qui fera utiliser l'un ou l'autre de ces procédés de mesure.

2) Les parcelles à cheneaux

Ce protocole simple (fig.50 et photos) avait déjà été utilisé par une équipe parisienne au col du Galibier (Fernandez et Serfaute, 1977); Leur principe a été repris et adapté dans les Baronnies Orientales (Descroix, 1985); mais il était alors apparu que les pertes d'information étaient importantes lors des pluies intenses, du fait du sous-dimensionnement du système de collecte (tuyaux et bidons).

Le principe est de recueillir, à l'aide d'un cheneau, l'eau ruisselant d'une petite parcelle, ainsi que les matières solides arrachées à celle-ci; ce ruissellement est acheminé vers un réservoir terminal. Après chaque évènement pluvieux, le réservoir est pesé, brassé, et vidé après prélèvement d'un ou plusieurs échantillons homogénéisés. Ces parcelles permettent donc de connaître avec beaucoup de précision le ruissellement et l'ablation.

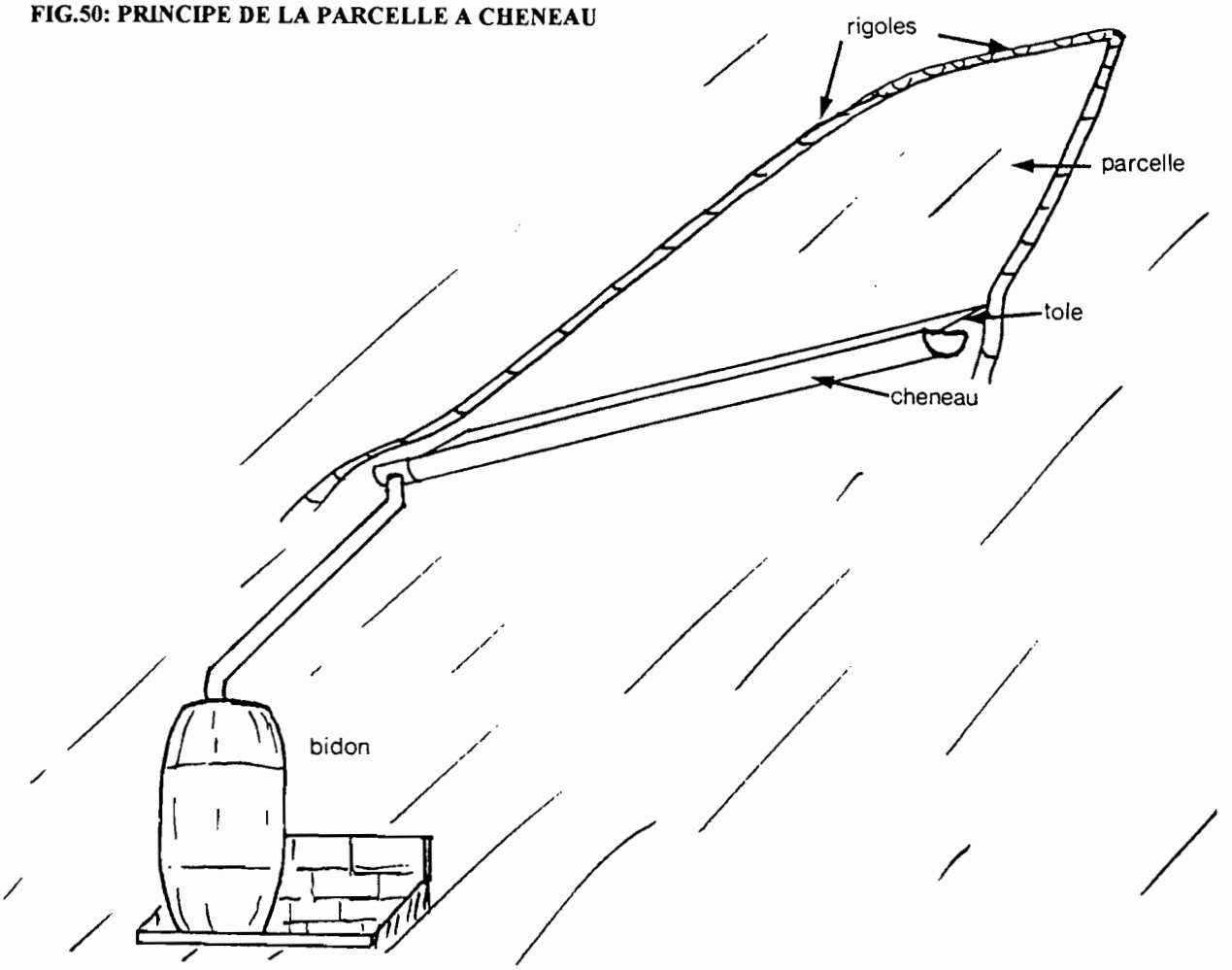
Les parcelles mesurent 1 à 4 m² (et 9 m² pour une parcelle entièrement végétalisée -enherbée- qui permet d'établir des comparaisons) et sont bordées dans leur partie supérieure et latérale par une rigole empêchant le ruissellement extérieur de pénètrer dans la parcelle.

Sur le côté aval, une tôle galvanisée (fig. 50 et photo 10) est disposée de manière à ce que toute l'eau ruisselée sur la parcelle soit conduite dans un cheneau en PVC. Cette tôle est fixée dans le sol et/ou la roche-mère par une douzaine de grands clous de charpentier (16 cm). Un tuyau en PVC, muni de 2 coudes à chaque extrémité (ce qui permet de disposer cet instrument dans toutes les configurations possibles, et également de déplacer le dispositif de prélèvement après usage pour s'en servir ailleurs), mène l'eau et les particules dont elle est chargée dans un bidon de 120 litres en manolène (type manutention de produits chimiques), posé sur une petite plate-forme bétonnée permettant d'en faciliter le maniement lors des pesées (la pente du terrain est parfois supérieure à 40°). Les bidons épousent une forme de tonneau, ce qui facilite le brassage de leur contenu, nécessaire à son homogénéisation avant pesée.

Il faut veiller, lors de l'installation de la parcelle:

* à ce que la pente du cheneau et du tuyau d'amenée soit suffisante pour éviter qu'il ne se produise un dépôt solide pendant le transport;
* à ce que tous les éléments PVC soient bien jointifs (et, au besoin, collés, ce qui présente l'inconvénient de limiter la possibilité de réemploi postérieur);

FIG.50: PRINCIPE DE LA PARCELLE A CHENEAU



Et, lors de l'utilisation, veiller:

* à ce que la rigole extérieure à la parcelle soit toujours libre de cailloux ou de mottes de terre pouvant l'obstruer et provoquer des débordements dans la parcelle;

* à vider les bidons le plus vite possible après la précipitation, d'une part pour éviter la chute de petits animaux dans le bidon (souris, lézards...), et surtout pour limiter le remplissage du bidon: celui-ci est évidemment plus facile à manipuler lorsqu'il n'est pas trop plein; mais aussi pour éviter un débordement du bidon, ce qui reviendrait à une perte d'information;

En novembre 1988, de petites grilles ont été installées à la "naissance" des tuyaux, pour éviter la chute de petits animaux (que l'on retrouve ensuite en état de décomposition dans l'eau...); mais malgré leur maille large (1cm), ces grilles (plastiques) ont obstrué l'entrée du conduit; après avoir provoqué débordements et pertes d'information, ces grilles ont été supprimées.

Afin d'améliorer les résultats statistiquement, de telles parcelles ont donc été installées dans plusieurs lithologies différentes; dans la mesure du possible, sur chaque site, ont été installées 3 parcelles, de manière à limiter les pertes d'informations par mauvais fonctionnement du dispositif.

Les parcelles à cheneaux demandant un entretien constant, il a fallu, tout d'abord, lendre le dispositif le plus fiable possible, en se concentrant sur le seul site d'Orpierre (dans les marnes noires), où, suite aux travaux menés en IIIème cycle (Descroix, 1985), avec 8 parcelles, quatre de celles-ci ont été conservées et améliorées, une cinquième s'y ajoutant plus tard. Dans le cadre de l'étude des BVRE de Saint-Genis, deux y avaient été installées, en 1987, dans une même lithologie qu'à Orpierre, mais avec une exposition différente; mais suite à un acte de vandalisme (destruction et vol de matériel), cette expérience, sur un site "vulnérable" n'a pas été poursuivie. Par contre, deux parcelles ont été montées à Etoile, dans les marnes bleues du Crétacé. Surtout, plus récemment (1990), dans le cadre de l'étude sur le B.V. du Bèz, 4 sites expérimentaux ont été déterminés, sur 4 lithologies différentes (marnes noires, marnes bleues, marno-calcaires, éboulis stabilisés), avec, sur chaque site, trois parcelles à cheneaux.

Le tableau 9 donne les caractéristiques de chaque parcelle.

3) La règle topographique

Le principe de la mesure est d'assurer un suivi topographique de parcelles sur versants sans perturber l'altérite (cas des clous ou rayons de bicyclette enfoncés dans le sol dont on suit dans le temps la variation de hauteur) à partir de supports fixes extérieurs à la parcelle.

Dans le cadre des études ORSTOM-BRGM de St Genis et Savournon, J.Hoorelbeck a expérimenté un premier dispositif constitué d'un cadre et d'une grille en Duralumin permettant de relever point par point la topographie de la parcelle. La longueur des mesures dans des conditions de terrain difficiles a amené J.C.Olivry à concevoir un dispositif léger et beaucoup plus maniable appelé "règle topographique" qui a été réalisé au Laboratoire hydrologique de l'ORSTOM à Montpellier par M.Tourné.

L'appareil se compose d'un tube carré en Duralumin de 3 cm de section sur 2 mètres de long. A chaque extrémité du tube, des trous permettent de poser la règle sur deux tiges filetées métalliques solidement ancrées dans le sol à la périphérie du profil à mesurer. Des écrous et contre-écrous vissés sur les tiges permettent de placer l'appareil à un même niveau d'une mesure à l'autre. Au milieu de la règle, 20 fines tiges métalliques, réparties sur un mètre, peuvent coulisser verticalement.

TABLEAU 9

CARACTERISTIQUES DES PARCELLES A CHENEAUX

Numéro	Site	Surf. m2	Pente degres	%végét.	opp.PP* degrés	lithol.	Expo.
1	Courriau	9,2	18	100	parc.végétalisée		SW
2	Courriau	2,54	25	5	10	m.noires	SW
3	Courriau	2,1	30	0	60	m.noires	S
4	Courriau	1,53	48	0	70	m.noires	S
5	Courriau	2,05	36	0	20	m.noires	NE
6	Etoile	3,51	26	0	115	m.bleues	SE
7	Etoile	2,39	28	0	120	m.bleues	SE
12	La Vière	2,3	36	10	80	m.calc.	NE
13	La Vière	3,4	28	20	80	m.calc.	NE
14	La Vière	3,15	35	6	80	m.calc.	NE
15	La Vière	2,11	33	2	90	m.bleues	SW
16	La Vière	2,82	32	0	90	m.bleues	SE
17	La Vière	4,14	30	0	90	m.bleues	S
18	Gallands	2,86	30	0	70	m.noires	SW
19	Gallands	3,03	40	2	90	m.noires	SW
20	Gallands	1,87	42	0	90	m.noires	W
21	Nonnières	4,17	24	45	/	éboulis	N
22	Nonnières	3,09	27	28	/	éboulis	N
23	Nonnières	2,55	34	12	/	éboulis	NW

Nota: les sites de mesure 1 à 7 (Courriau et Etoile) se trouvent dans le bassin du Céans, affluent de droite du Buëch; les sites 12 à 23 dans le bassin du Bèz, affluent de gauche de la Drôme;

**opp.PP: c'est l'angle formé par la pente et le pendage, en degrés.*

Elles épousent, après libération, la topographie du terrain et leur tête indique, sur un tableau gradué, les cotes du profil. Une barre de calage assure la mise à la verticale du tableau (fig. 51).

Les supports fixes (tiges filetées) sont ancrés solidement dans le sol afin d'éviter tout déplacement accidentel et la cryo-expulsion: ils sont enfoncés à la masse après épointage, au fond d'un trou dans lequel des clous de 16 cm sont enfoncés dans trois directions différentes, le tout étant ensuite noyé dans le béton: les tiges de 1 mètre sont donc enfoncées de 60 cm en moyenne.

Ce dispositif est complété d'une série de "plaquettes de reptation" destinées à mesurer le déplacement du manteau d'altération avec la pente (fig.47, p.130).

En effet, si l'on veut établir un bilan complet des transports sur un versant, il faut aussi tenir compte de ce transport de masse, lent, que constitue le glissement continu du manteau d'altération sur la roche saine.

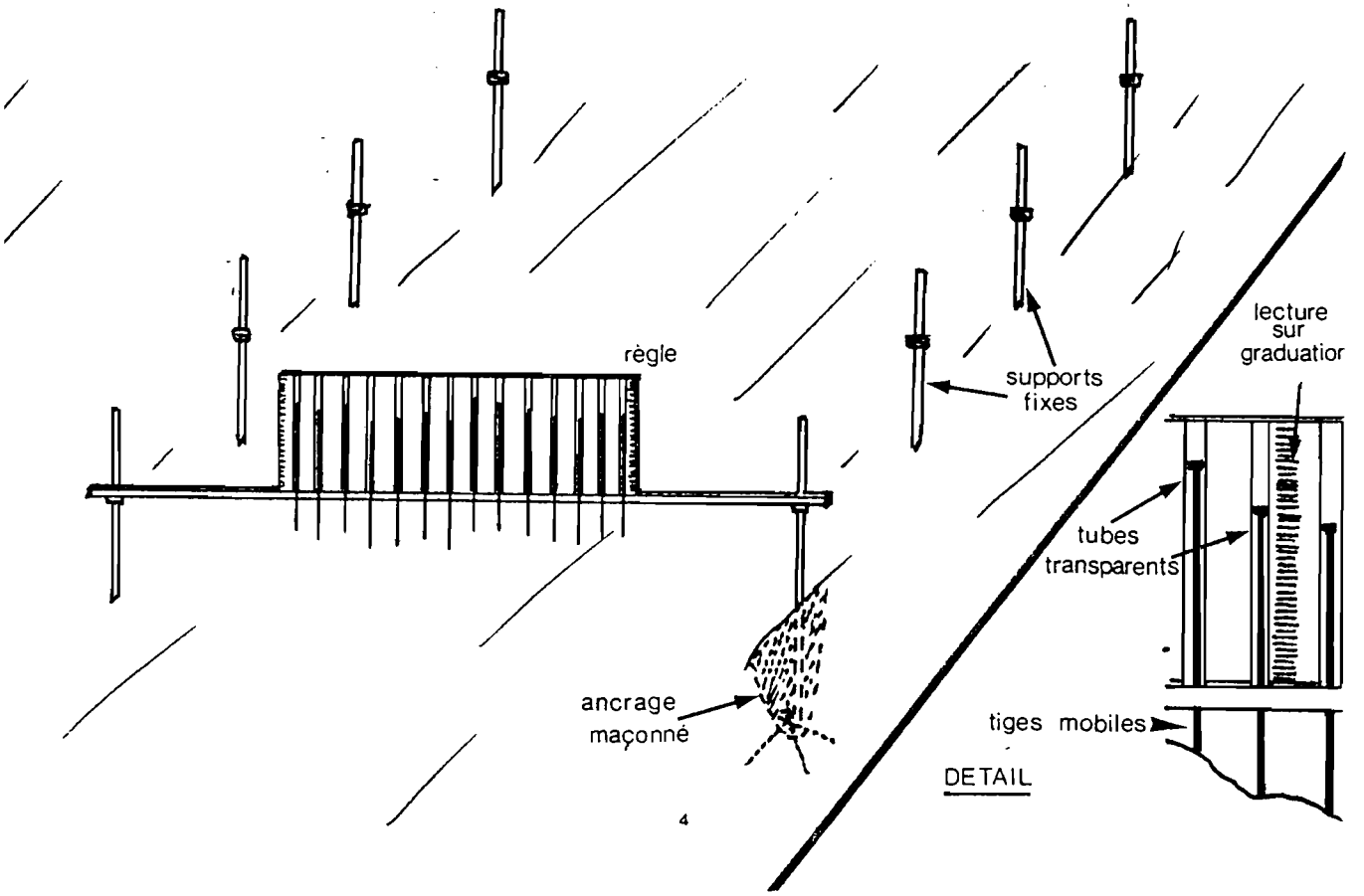
L'expérimentation a été effectuée par J.Hoorelbeck sur les sites de St-Genis et Savournon. Ces mesures simples sont apparues prometteuses et le dispositif s'étant avéré fiable, il a paru intéressant de poursuivre et d'étendre les observations effectuées par l'ORSTOM et le BRGM au terme de leurs travaux, suivant le même protocole.

En 1987-88, devant l'intérêt présenté par les résultats déjà obtenus, des supports fixes ont été installés à nouveau sur ces BVRE (de manière complémentaire aux premiers, en matière d'exposition). Il y a eu 7 années d'observations pour les seuls sites de St-Genis et Savournon. Dans le même temps, une telle expérimentation était commencée à Orpierre, là aussi dans les terres noires. En 1989, une parcelle était installée à Etoile (marnes bleues); puis, en 1990, ce procédé a été utilisé aussi sur chacun des 4 sites expérimentaux choisis sur le bassin du Bèz (Menglon, La Vière Adret, La Vière Ubac, Les Nonnières) (Descroix et Hoorelbeck, 1993).

Une remarque s'impose ici au simple niveau méthodologique: concernant les taux de densité apparente des marnes, nous avons utilisé les valeurs adoptées par le plus grand nombre d'auteurs, et qui sont celles de EDF (Bufalo, 1988) bien souvent:

- les marnes saines ont une densité d'environ 2,5 à 2,6;
- on attribue une valeur de 1,7 à la densité de la lame érodée in situ dans le manteau d'altération des marnes;

FIG.51: PARCELLE A REGLE TOPOGRAPHIQUE



- et la densité de 1,3 est retenue pour les dépôts secs dans les pièges et plages de dépôts (pesée après dessiccation naturelle au soleil); cette valeur, retenue par EDF pour le colmatage des barrages, est exactement celle qui a été mesurée sur les pièges d'Etoile et Courriau (voir en annexe les plans de situation des sites de mesure et leur équipement: A3-1 à A3-8).

C) LA MESURE DE L'EROSION LINEAIRE ET DES TRANSPORTS SOLIDES

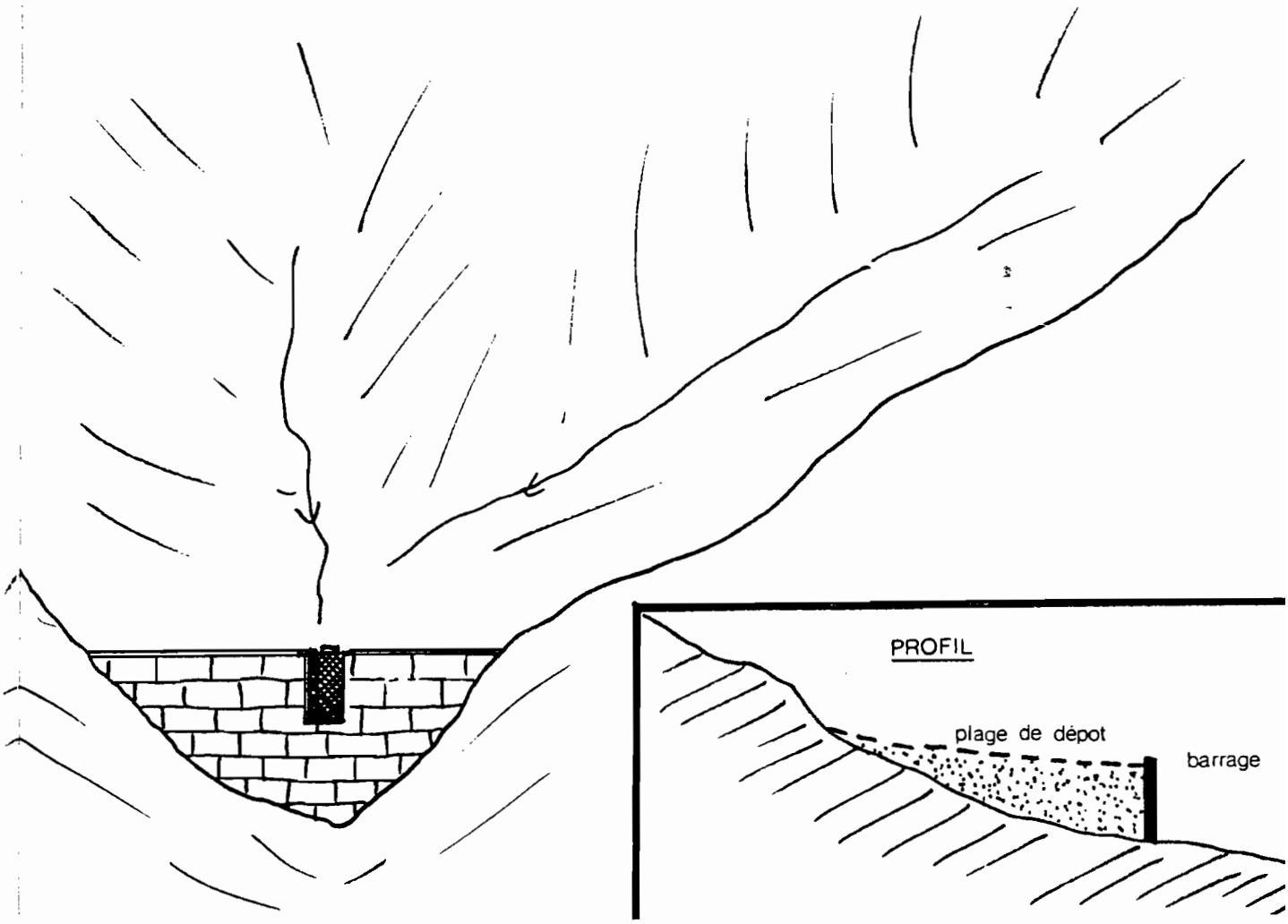
1) Les pièges à sédiments: des parcelles de quelques dizaines de m²

Il s'agit tout simplement de barrer un talweg par un obstacle étanche susceptible d'arrêter l'ensemble de l'écoulement et des transports solides; ils fonctionnent comme un lac de retenue sur une rivière, tout en étant dimensionné pour stocker tout le volume liquide et solide écoulé (fig.52).

Nous nous sommes contenté d'équiper des micro-bassins de quelques dizaines de mètres carrés; en effet, au delà, la gestion des mesures du remplissage serait devenue très lourde. Il est évident qu'avec des moyens supérieurs, on peut utiliser le même procédé, fort simple, sur de plus grands bassins; nous avons eu l'occasion d'en construire ou d'en gérer, à Thoard et à Savournon; par ailleurs, c'est un des principes retenus par le CEMAGREF à Draix, de même que par M. Bufalo à St-Genis; mais dans l'un et l'autre cas, les vidanges des pièges étaient assurées par des tracto-pelles, donc nécessitaient des moyens très nettement supérieurs à ceux dont nous disposions.

Moins précis que les parcelles à cheneaux, ces pièges ont l'avantage de pouvoir être installés pour de plus grandes surfaces; ils ont surtout le bénéfice de la rusticité et de la facilité d'installation. Ils complètent donc bien les dispositifs évoqués plus haut; pour ceux dont l'impluvium ne dépasse pas la centaine de m², ils se situent à la charnière de ce qui est purement aréolaire et des processus linéaires, puisqu'ils barrent des talwegs (ou des micro-talwegs)

FIG.52: PIEGE A SEDIMENTS



Seuls trois pièges de petite taille ont été installés. cela peut paraître bien peu ambitieux étant donnée leur simplicité et la longue durée des observations, qui permet de s'affranchir de l'imprécision du procédé; mais il y a un facteur limitant: c'est la pénibilité des vidanges.

L'un des pièges a été installé à Orpierre en 1983; l'autre, à Etoile, en 1989. Un troisième piège a été bâti à Claret (Alpes de Haute Provence) en novembre 1991, dans des terrains glaciaires (à "demoiselles coiffées") afin d'en déterminer, rapidement, une ablation même approximative. Le souci de cerner les processus des zones les plus sensibles, a, là encore, prévalu.

Les deux autres pièges à sédiments, sur B.V. de plus grande taille, sont:

* celui du BVRE de Savournon II, installé par l'ORSTOM;
* et celui du Ravin de Vaulouve (voir ci après). Dans ces deux derniers cas, étant donnée la complexité des transports à analyser, les pièges ont été couplés à des batteries de bouteilles-siphons.

2) les bouteilles-siphons

Ce procédé a été adapté par Jacques Hoorelbeck (1988) dans les terrains des Préalpes du Sud, à partir d'un dispositif mis en place sur le bassin de Thyssé Kaymor, au Sénégal (Olivry, 1988); il s'agit d'un système mécanique simple, de prélèvement automatique d'échantillons d'eau en l'absence d'observateur; des batteries de bouteilles sont installées (fig.53 et photo) de manière à prélever des échantillons lors des crues, à des seuils de hauteur d'eau préalablement sélectionnés. Pour connaître le débit solide total, il suffit de multiplier le volume solide recueilli (pour une unité de volume donnée), par le débit liquide du cours d'eau (ce qui nécessite d'avoir auparavant étalonné le cours d'eau et d'en avoir déterminé la courbe de tarage).

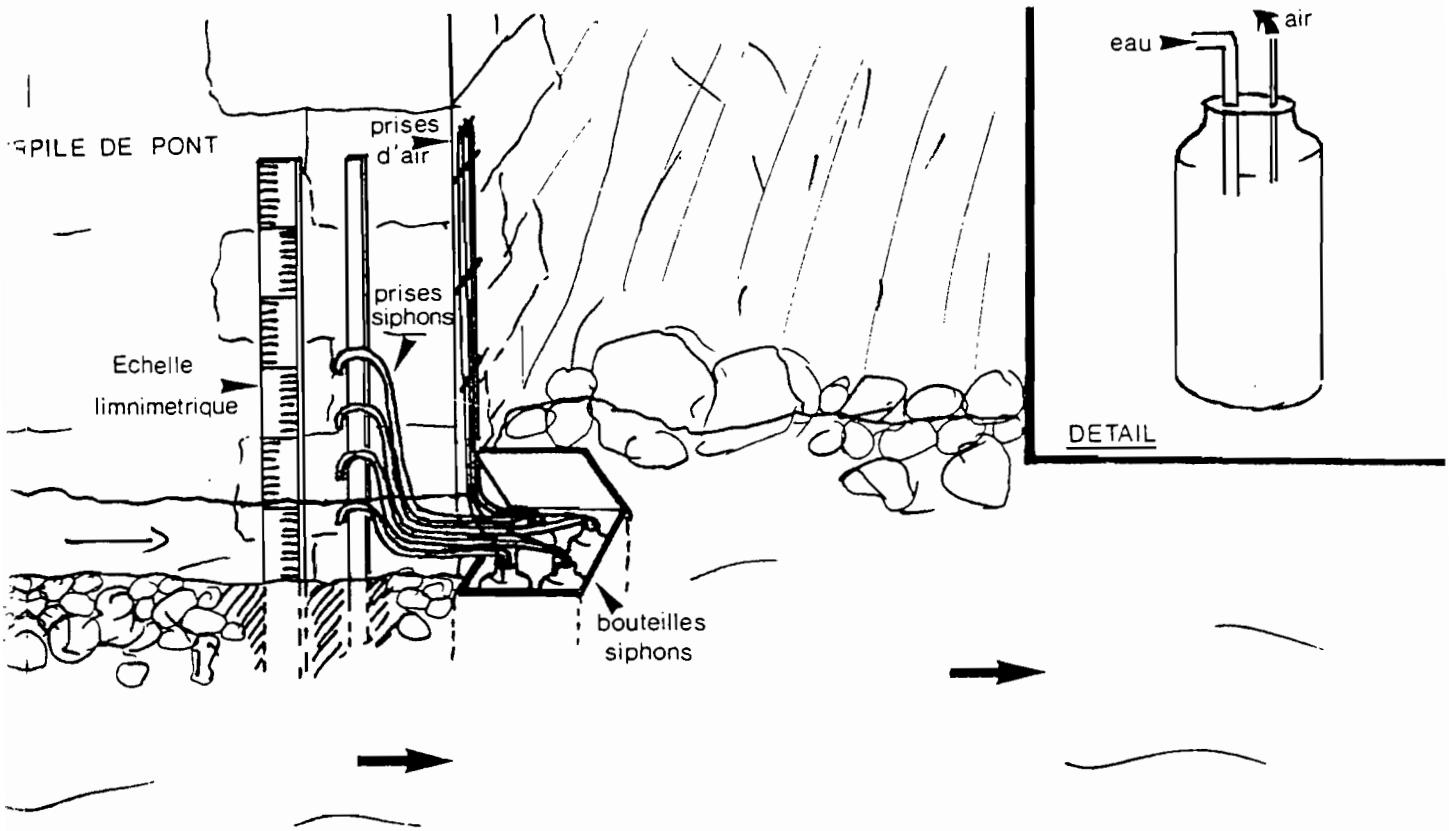
Le principe est celui d'une batterie de flacons placés dans une cage fixée sur la pile d'un pont, ou dans un regard maçonné au fond du lit; chaque flacon est rempli, lorsque le niveau de l'eau arrive à une hauteur donnée (déterminée par l'installateur) par un tuyau en caoutchouc armé de 10mm, coudé (fig.53): c'est lorsque le niveau de l'eau atteint la cote du coude que le bidon se remplit. La vidange de l'air se fait par un tuyau fin translucide qui part du flacon et monte jusqu'à une cote en principe insubmersible.

Il est important de disposer un nombre de flacons qui soit en conséquence de la montée possible des eaux; mais aussi que leur espacement soit suffisamment faible pour bien

enregistrer les variations de turbidité avec la crue du cours d'eau. Ce système ne permet de prélever des échantillons que lors de la crue, à la montée des eaux.

Mais il faut noter que c'est à ce moment-là que les turbidités sont les plus fortes (les pics de turbidité précèdent, en général, les pics de crue); que ce procédé laisse largement le temps à un observateur de se déplacer sur le terrain pour observer la décrue, tout en ayant eu, en son absence, des prélèvements lors de la montée des eaux; et, dernier point, que la décrue est toujours plus longue au niveau des volumes d'eau que pour la turbidité; en conséquence, une crue "solide" est toujours bien plus courte que la crue liquide correspondante.

FIG.53: BATTERIE DE BOUTEILLES-SIPHONS



Il faut, enfin, disposer la batterie de bouteilles-siphons à proximité d'une échelle limnimétrique, de manière à ce que l'on connaisse la hauteur de l'eau pour chaque échantillon ainsi prélevé, et donc le débit, dans la mesure où une courbe de tarage a été établie pour la station.

L'ensemble pionnier a été le BVRE de Savournon II. La nécessité de connaître les transports solides à l'issue de B.V. moyens et grands (plusieurs hectares ou km²) nous a conduit à en installer sur le Ravin de Vaulouve (Préalpes de Digne), puis surtout sur le Bèz (Diois) et six de ses affluents afin de pouvoir comparer la fourniture de chacun d'eux, leur lithologie et leur taux de végétalisation étant très différents.

3) Les prélèvements directs

Les bouteilles-siphons ont l'énorme avantage de permettre les prélèvements en l'absence d'observateur, donc l'obtention de mesures, par exemple lors de crues nocturnes. Mais il est important et indispensable de compléter par des prélèvements directs dans les cas suivants:

- d'une part à la décrue (voir ci-dessus);
- d'autre part, à tout moment, entre les hauteurs de deux bouteilles-siphons, ce qui permet d'avoir des points supplémentaires lors de l'élaboration de la courbe de débit solide;
- cela permet de contrôler le bon fonctionnement des bouteilles-siphons, quand deux prélèvements directs encadrent un prélèvement automatique;
- enfin, les prélèvements directs s'imposent dans le cas de cours d'eau importants pour établir la correction à apporter aux résultats des BS (bouteilles-siphons), qui sont, nécessairement, placées sur un bord de l'écoulement; car la turbidité est maximale là où la compétence de l'eau est la plus grande, c'est-à-dire là où la vitesse est supérieure, en général, au centre du chenal, et au tiers supérieur de la profondeur (là où, enfin, l'effet de frein imposé par le frottement sur le fond, les berges et l'air est minimal). En effet, dans la mesure du possible, il faut opérer des prélèvements sur les deux berges, et au centre de l'écoulement. Cela est possible, pour les grands cours d'eau, à partir des ponts, grâce à des bouteilles de prélèvements se fermant dès la fin du remplissage, et lestées de manière à permettre leur utilisation au centre de l'écoulement (picnomètre).

Mais pour ce dernier élément, les mesures ont permis de constater que la turbidité variait très peu d'un point à l'autre de la section mouillée, pour les cours d'eau des Préalpes du Sud, ce qui est le cas habituel pour des écoulements turbulents. Pour les petits cours d'eau, nous n'avons décelé aucune variation de turbidité notoire dans la section mouillée. Pour le Céans

(Descroix 1985) dans les Baronnies Orientales (BV: 85 km², Q=1,5m3/s), les variations de Tu. dans les divers points, en temps de crue, ne dépassaient pas 2%. Pour le Bèz à Châtillon en Diois (BV 230 km²; Q= 6m3/s), lors de la crue des 8 et 9 mars 1991, les écarts maximaux se tenaient dans la même fourchette de 2%.

4) Les aléas de la mesure du charriage

a) les pièges à sédiments: le principe du piège à sédiments a été repris pour évaluer le charriage à l'échelle du bassin-versant: il s'agit simplement de constituer un barrage-seuil ayant pour but de stopper et stocker la fraction grossière des matières en suspension (photos 4 et 14): ce seuil est constitué de grilles à mailles assez fines (2 ou 3 mm), hautes de 50 cm environ, maintenues verticales par des supports maçonnés, et amovibles de manière à pouvoir laisser libre le passage de l'eau à des périodes choisies pour assurer la vidange du piège; ces grilles retiennent la fraction grossière; les fines peuvent, soit passer à travers les mailles de la grille, soit, lorsque le débit est suffisant, les franchir avec le flux par débordement.

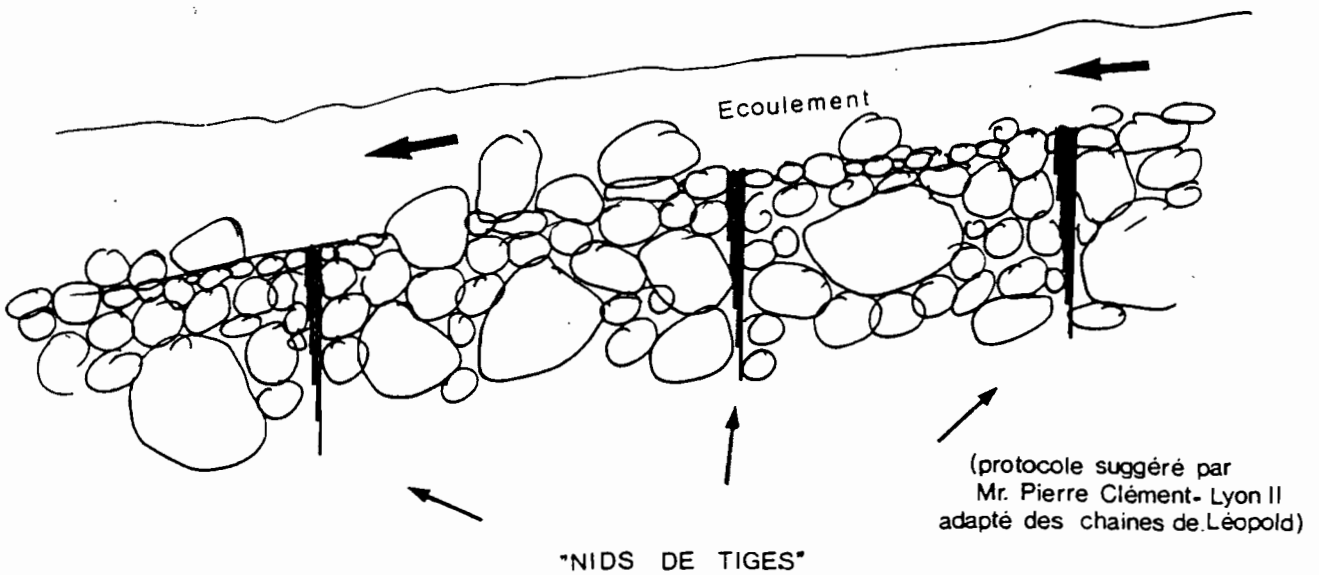
Un tel dispositif a été utilisé sur deux sites différents (il faut noter qu'il se rapproche de ceux utilisés par le CEMAGREF à Draix et par M.Bufalo à Saint Genis):

* à Savournon, à l'exutoire du BVRE, et en aval de la station de mesure des transports solides, un tel piège a été installé de manière à fournir des renseignements sur les transports de fond; les grilles étaient enlevées dès colmatage du piège pour en assurer la vidange; il y avait donc perte d'information dans la mesure où la crue qui permettait cette vidange ne pouvait être étudiée; mais sans la possibilité technique d'assurer les vidanges avec une pelle mécanique, c'était la seule solution. Le BVRE de Savournon II, ici concerné, mesure 75 ha, et comprend 19% de bad-lands creusés dans les terres noires de l'Oxfordo-Callovien, et 38% de sa surface n'a qu'une végétation clairsemée;

* au torrent de Vaulouve, dans les collines mollassiques du piedmont des Préalpes de Digne, le même système a été installé, là aussi en complément d'une batterie de bouteilles-siphons; mais dans ce cas, la piège a été installé en amont de la batterie; les conditions étaient très différentes: B.V. de 290 ha, 1% de terrains ravinés (et dans des mollasses miocènes peu affouillables) et un taux de végétalisation important: de ce fait, le cours d'eau est presque pérenne, même si son débit estival est très faible.

b) les "nids de tiges": c'est aussi un systême très simple, qui est inspiré des "chaînes de Léopold", et qui nous a été suggéré par P.Clément lors de l'étude sur le B.V. du Bèz: ces "nids de tiges" sont disposés dans le fond du lit d'un torrent (fig.54), à des emplacements que l'on retrouve par photographie et surtout grâce à des repères fixes situés sur le bord du cours d'eau. Chaque "nid" comprend 6 tiges longues respectivement de 5, 10, 20, 30, 40 et 50 cm, enfoncées les unes à côté des autres dans le fond: le sommet de toutes les tiges est au même niveau; après un certain laps de temps (et si possible après un évènement hydrologique majeur), on cherche, à l'emplacement des nids de tiges, quelles sont celles qui ont été emportées, ce qui permet de déduire l'épaisseur de la tranche de galets exportés et éventuellement les sites de déplacement du matériel du lit. Le site choisi pour cette expérimentation est le torrent de la Vière, sous-affluent du Bèz (au hameau de la Vière, commune de Glandage), torrent apparemment actif, à pente prononcée (3 ou 4% au niveau de la station) et au lit entièrement caillouteux (galets d'ordre centimétrique à métrique) (photo 7).

FIG. 54: DISPOSITIF A "NIDS DE TIGES" POUR LA MESURE DU CHARRIAGE



5) Le réseau météorologique

Le réseau climatologique de Météo-France est relativement dense dans la région des Préalpes du Sud, aussi bien dans le Diois (avec les stations de Die, Luc, Châtillon, Lus-la-Croix-Haute, Glandage..) et les Baronnies (Nyons, Buis, Montauban, Rosans...) que dans les Pays du Buëch (Veynes, Saint Julien, Serres, Laragne) et de la Durance (Tallard, Upaix, Ribiers, Sisteron, Barcillonnette...) ou les Préalpes de Digne (Castellard-Mélan, la Motte du Caire, Digne..). Ces postes ont tous au moins les données pluviométriques quotidiennes, qui nous ont le plus servi ici. Tous les postes cités ci-dessus ont déjà fourni des "normales" (c'est-à-dire qu'ils sont en service depuis au moins 30 ans), sauf Rosans dont l'installation date de 1972. Embrun (05), Saint Auban (04) et Montélimar (26) sont les stations départementales et ont toutes trois plus de 80 ans d'observations.

Nous nous sommes aussi servi de:

- un réseau de pluviomètres "non-Météo-France" détenu principalement par des agriculteurs, et qui a été très utile dans les secteurs éloignés des stations (Etoile, La Batie Montsaléon, Trescléoux, Laborel);
- un réseau personnel comprenant essentiellement un pluviomètre à Orpierre, mais aussi, durant la période de mesure (1990-91), un pluviomètre à Boulc (relevé par les écoliers) et un autre aux Nonnières (Treschenu) qui malheureusement ne pouvait être relevé que lors de nos passages sur le terrain;
- surtout, nous avons pu disposer, grâce à l'ORSTOM, de 4 pluviographes enregistreurs Oedipe qui ont été installés à Orpierre, Etoile, Glandage et Claret (mais ce dernier, installé en novembre 1991, a été défectueux). Ces appareils ont été prélevés sur les BVRE (St - Genis, Savournon, Mison), au fur et à mesure qu'ils n'y étaient plus utiles. Ils avaient auparavant, pendant 4 ou 5 ans, enregistré les précipitations sur ces bassins.

Pour les données thermométriques et autres (ensoleillement, neige, vents,...), nous avons utilisé les données de Météo-France, en particulier celles fournies par la station départementale des Hautes-Alpes à Embrun.

6) L'intérêt du simulateur de pluie: pluie naturelle et pluie artificielle

Les expériences de pluie artificielle sur des parcelles de mesure se sont multipliées ces dernières années. Après les expérimentations de l'ORSTOM (à Adiopodoumé au départ, puis sur tous les BV du Sahel à la zone guinéenne), des essais ont été réalisés en France, toujours par cet organisme dans le Lauragais (sous la direction d'E.Roose), et dans le Sud-Est, au Pic Saint

Loup puis sur les BVRE des Préalpes du Sud. M.Bufalo a fait également des tentatives, assez fructueuses, sur ces mêmes BVRE des terres noires et leurs environs. P.Gayvallet (Lyon II) en a fait de même, dans une étude destinée à mesurer le coefficient de saturation du sol; s'intéressant à l'érodibilité des loess de la vallée du Rhône, il a pu transporter les matériaux en laboratoire (au L.R.G.-Lyon II), plutôt que le simulateur sur le terrain. La plupart des simulateurs permettent seulement de travailler sur des parcelles de l'ordre du m2; l'appareil monté sur camion, de type Swanson (comme celui de l'ORSTOM Abidjan,1977, ou celui de l'USDA basé à Tombstone - Arizona) est encore plus lourd à manoeuvrer, mais il permet de travailler sur 200 m2 (Casenave et al., 1982; Bernard, 1987, Mandier et al., 1990; Gayvallet et al. 1990; Rodier, 1992).

Ces manipulations permettent d'observer dans des conditions techniques autorisant l'étalonnage, la formation des croûtes de battance, le phénomène du splash, l'écoulement laminaire, la concentration des filets d'eau et le début de creusement des rigoles. En effet, "l'asperseur" permet de créer, sur la surface concernée, une pluie d'intensité donnée, et donc d'en mesurer l'impact sur le terrain, en particulier le ruissellement, l'imbibition et l'infiltration.

Mais, outre que nous n'avions pas les moyens techniques et matériels pour adopter cette stratégie, il nous a semblé que la longue durée de la période d'observations et le grand nombre d'échantillons prélevés, ainsi que la possibilité de disposer des pluviographes Oedipe, devaient nous permettre:

* de nous passer de la pluie artificielle;
* de rester plus près des conditions naturelles de formation de l'écoulement et de l'exportation des MES.

Ce dernier point nous paraissait justifier pleinement de se passer du simulateur de pluie et de lui préférer un grand nombre d'observations sur le terrain. Ceci étant, il est évident que les effets de seuils sont bien plus difficiles à observer sans simulateur, et il est possible que certains éléments ou processus nous aient, de ce fait, échappé. Mais a posteriori, nous nous rendons bien compte que le simulateur est en fait un outil indispensable: 80 pluies naturelles ne nous ont pas permis de bien cerner tous les mécanismes du ruissellement et de l'arrachement des particules, aussi bien qu'une campagne de simulation de deux ou trois semaines. Mais il est vrai qu'en plus du problème matériel bien compris lors des essais réalisés avec le simulateur 2ème génération (ORSTOM) avec Alain Bernard et Jacques Hoorelbeck (à Savournon, photo 13) puis avec Maurice Bufalo (à Lazer, près de Laragne), il apparaissait délicat d'utilisation sur les pentes de 40 à 50 degrés et pratiquement intransportable sur les secteurs les plus affouillables.

CONCLUSION

Tout cet ensemble de procédés vise à appréhender les processus hydriques et mécaniques qui collaborent à l'érosion des sols dans les terrains déjà érodés, et de ce fait susceptibles de produire de grandes quantités de transports solides. Nous laissons volontairement de côté l'érosion chimique,qui a fait l'objet d'un gros travail de recherche de la part de l'équipe du BRGM, et en particulier de Bufalo (1989). Une grande partie de la thèse de ce dernier auteur est en effet consacrée aux processus chimiques dans les terres noires du Buëch, surtout déterminés à partir de l'analyse de l'eau de ruissellement des trois ravines de Saint Genis, en particulier la plus petite des trois, dont l'impluvium représentait 262 m^2.

Du reste, nous n'avions pas au départ les moyens matériels de mener une telle recherche; et ce qui nous a aidé dans ce choix est la faiblesse relative de la charge dissoute en comparaison des transports solides.

Le bilan de M.Bufalo sur les trois années 1986, 1987 et 1988 tient dans les fourchettes suivantes (p.127), qui représentent les estimations minimales et maximales annuelles d'érosion chimique en kilogrammes par hectares et par an:

- entre 119 Kg/ha et 374 Kg/ha pour 1986;
- entre 258 Kg/ha et 705 Kg/ha pour 1987;
- entre 231 Kg/ha et 478 Kg/ha pour 1988.

D'après cet auteur, *"la valeur moyenne sur les trois années est de l'ordre de 360 Kg/ha, soit 36 t/km^2/an. Cette estimation correspond à 1,5 fois le taux d'érosion chimique moyen à l'échelle mondiale, pour les régions exoréiques: 24 t/km^2/an (Meybeck 1979)"*, ce qui est grosso modo 100 à 1000 fois inférieur au tonnage exporté en suspension et charriage (voir chapitre V ci-après). Par contre, les processus chimiques et physico-chimiques jouent un rôle important dans la préparation de l'altérite déblayable, donc influent sur la vitesse d'altération.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

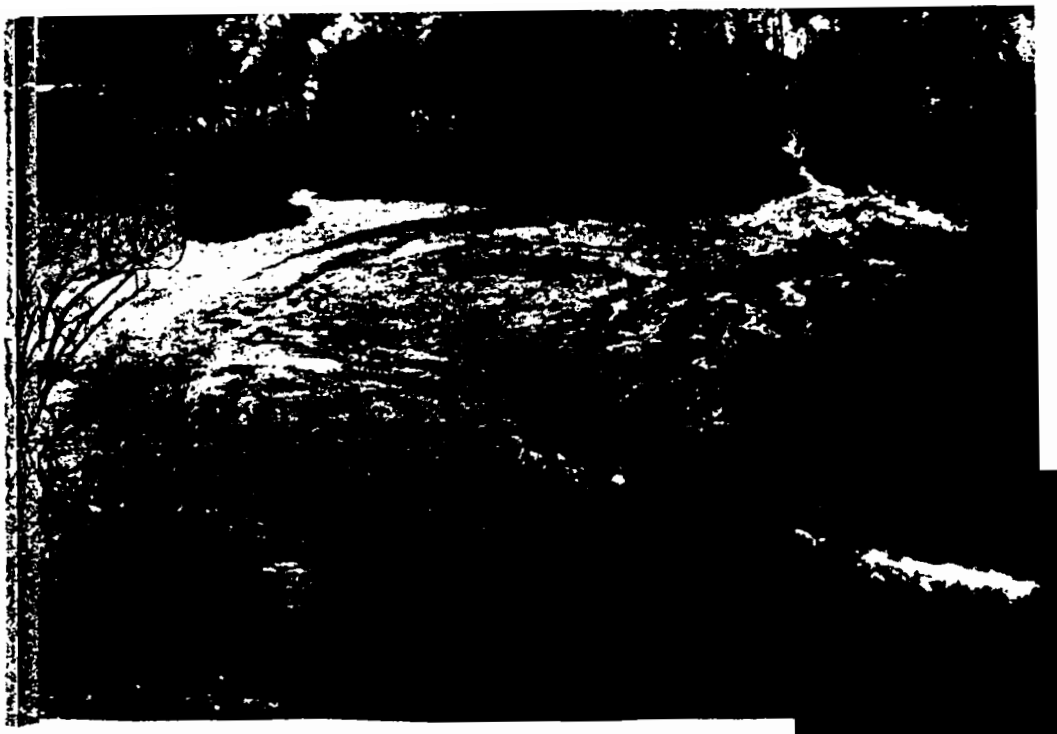


PHOTO 1: Foirage dû à un sapement de berge (La Vière, Diois)

PHOTO 2: Versant déstabilisé par un sapement de berge concave (Borne, Diois)

PHOTO 3: Foirage et "coups de cuiller" liés à un sapement de berge (Borne, Diois)

PHOTO 4:
Piège à sédiments de Vaulouve (Préalpes de Digne))

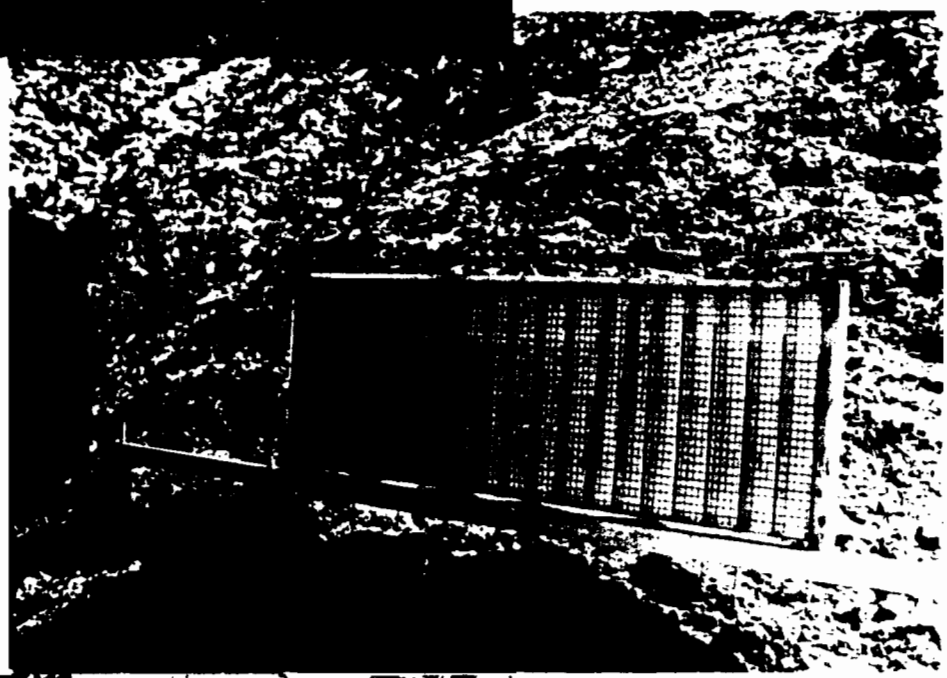


PHOTO 5:
Mesure à la règle topographique (Savournon, Pays du Buëch)

PHOTO 6: Couple de piquets pour mesurer la solifluxion (Courrian, Baronnies)

PHOTO 7:
Site de mesure du charriage par "nids de tiges" à La Vière (Diois)

PHOTO 8:
Batterie de bouteilles-siphons de La Vière de Glandage (Diois)

PHOTO 9:
Pluviographe Oedipe de La Vière (Diois)

PHOTO 10: Parcelle à cheneau à La Vière (Diois)

PHOTO 11: Fissure de 300 mètres de long. Montagne de Chamouse (Baronnies)

PHOTO 12: Piège à sédiments d'Etoile (Baronnies)

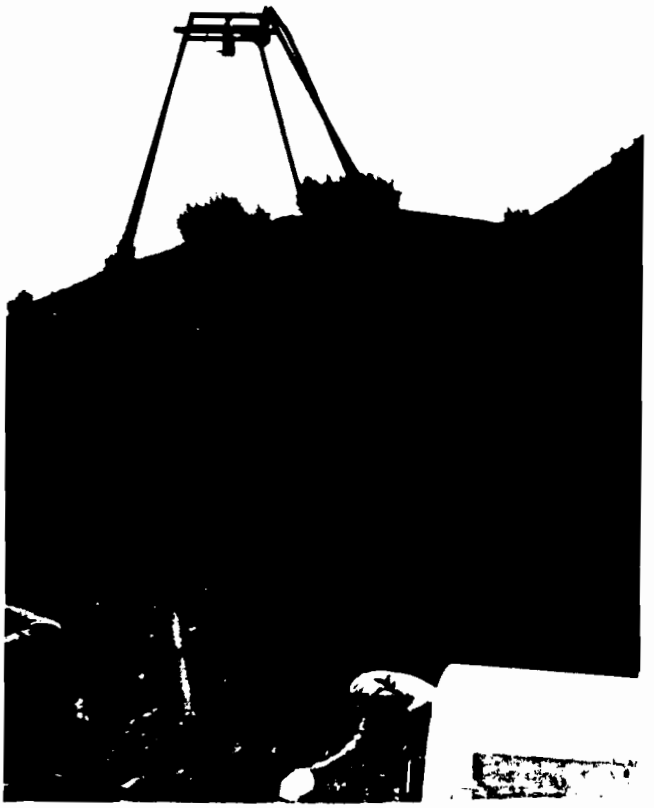


PHOTO 13: Expérience de simulation de pluie à Savournon (Pays du Buëch)

PHOTO 14: Station de Savournon II (Pays du Bnëch)

PHOTO 15: Paillettes, "frites" et marne noire saine à Savournon (photo de Thierry Fanthou)

PHOTO 16:
La coulée de Bonneval (Diois) avant le 9 mars 1991

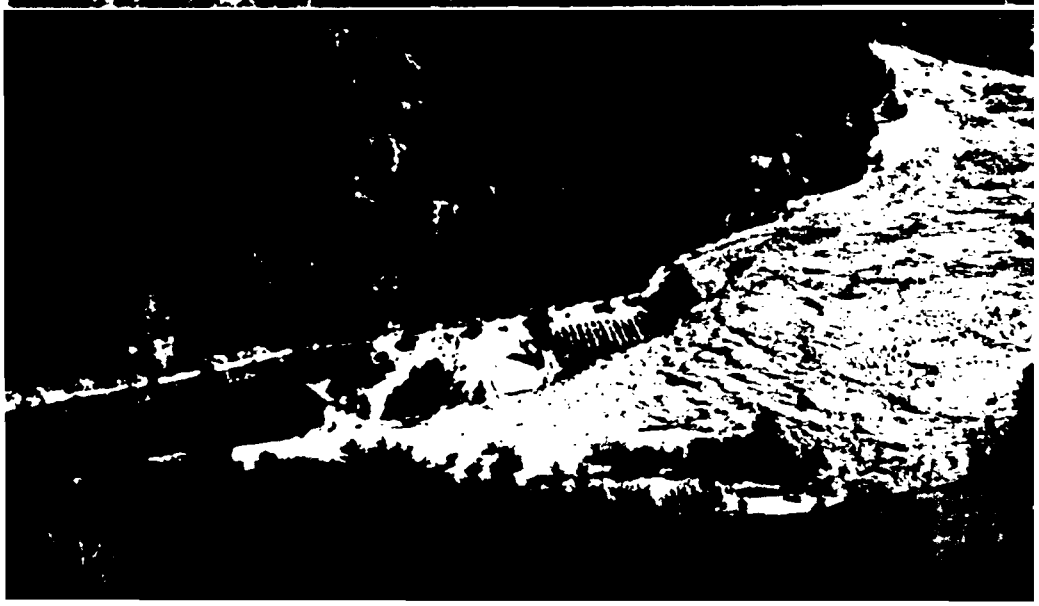


PHOTO 17:
La coulée de Bonneval après le 9 mars 1991

PHOTO 18:
Vue d'ensemble de la coulée de Bonneval

CHAPITRE IV

RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES MESURES DE LA SOLIFLUXION

IV) RESULTATS ET INTERPRETATION DES MESURES DE LA SOLIFLUXION

Il est difficile, au sujet des phénomènes de solifluxion, de faire un classement clair entre:

- les mouvements lents et plus ou moins réguliers, dont l'enregistrement ne peut se faire qu'à l'échelle mensuelle ou annuelle;
- les ruptures brutales qui se produisent en quelques jours, quelques, heures, parfois même quelques secondes.

En effet, une évolution lente peut être prémisse à une rupture soudaine sur un versant; et a contrario, un versant peut, après avoir connu un glissement ou une coulée, poursuivre son évolution de manière beaucoup plus lente et imperceptible au pas de temps journalier (définitions, voir ch.II).

L'évolution temporelle des processus se double d'une complexité morphologique; un glissement peut très bien être prolongé par une coulée; ainsi en janvier 1994, le versant expérimental de Courriau a connu, dans sa partie supérieure, un glissement de type "coup de cuiller" (dans un secteur très crevassé, en aval d'une rupture de pente): les matériaux ainsi arrachés au versant se sont ensuite écoulés sur plus d'une centaine de mètres sous la forme d'une coulée boueuse caractéristique.

A) RESULTATS SUR LE VERSANT EXPERIMENTAL DE COURRIAU

Le relevé régulier de la distance entre piquets a permis d'établir quelques relations, bien qu'une grande partie du mécanisme n'est pu être entièrement éclaircie. Toujours est-il que le versant est bien sujet à des déplacements de type solifluidal; il est dommage que les mesures aient dues être arrêtées en août 1992. En effet, en janvier 1994, après une période de précipitations très abondantes (voire exceptionnelles à cette période de l'année, avec 250 mm. pour un mois de janvier), une partie du versant a été l'objet d'un glissement de terrain. Il est possible que des mesures effectuées dans les jours précédents eussent enregistré une accélération du mouvement. Les résultats présentés ci-dessous concernent pour une part des relevés mensuels réalisés sur 8 années, d'autre part des relevés hebdomadaires réalisés pendant 2 ans et demi. La figure 55 montre la localisation des piquets installés sur le versant et la vitesse

du déplacement. Rappelons (p.130 à 132) que l'on mesure D (distance entre les 2 piquets) et A (amplitude du mouvement relatif des deux piquets) (voir fig.48, p.131).

Les résultats sont surprenants et regroupés dans les figures 55 à 61, ainsi que le tableau 10. Le fait le plus remarquable, c'est qu'en mesurant régulièrement l'écartement entre deux piquets situés de part et d'autre d'une fissure, on ait obtenu un mouvement non pas unimodal, mais constitué de deux composantes inverses. Le rôle des différents facteurs possibles de ces mouvements semble difficile à discerner, mais la pente, les précipitations et les températures, ainsi que l'exposition sont à retenir.

1) Un déplacement appréciable

Ces mouvements concernent donc le sol lui-même, c'est-à-dire le manteau d'altération de la roche et son couvert végétal; étant donnée la nature marneuse de la roche-mère, un phénomène de solifluxion n'est en rien surprenant.

Pour juger de l'allure des déplacements observés sur l'ensemble des sites, on peut prendre, parce qu'ils sont représentatifs bien que caricaturaux, les déplacements du couple F (compression, produisant un chevauchement) (fig. 56) et ceux du couple D (extension, se traduisant par un écartement) (fig. 57): ce sont, chacun dans sa catégorie, ceux qui ont connu les déplacements les plus réguliers: on s'aperçoit que la distance entre les deux piquets évolue de manière sinusoïdale dans le temps, si bien que le déplacement annuel (D) est en fait inférieur à l'amplitude (A) du déplacement relatif effectué au cours même de l'année. Ceci étant, on constate que pour des piquets éloignés l'un de l'autre de 1 à 2 mètres, les variations de la distance D sont de l'ordre de 0 à 2 cm/an. Mais quand on se reporte au déplacement vis-à-vis des repères fixes (maçonnés dans la roche), la distance D' étant plus grande (10 à 20 mètres), les déplacements sont sensiblement plus importants (1 à 5 cm/an). Malheureusement, il n'a pas été possible d'installer partout des repères fixes, du fait de l'absence d'affleurement de la marne en place.

Dans les cas où il a été possible d'installer un repère fixe, il y a aussi variation suivant un cycle annuel, de l'écart entre le repère fixe et celui des 2 piquets ayant servi à la mesure (fig. 57). D' est la distance entre le piquet supposé fixe et le piquet du couple concerné le plus proche de lui (à une exception près, ils sont tous les 3 sur le même axe).

Quand le repère fixe est à l'aval, les déplacements se font dans le même sens que celui de l'écart entre les deux piquets; au contraire, quand le repère fixe est en amont, l'écart entre celui-ci et le piquet le plus proche varie de manière inverse avec l'écart entre les deux piquets (fig. 57 et A4-1 à A4-22 en annexes). Il faut noter que dans ces figures 56, 57, A4-1 à A4-22, l'évolution de la distance D entre les 2 piquets est représentée par la ligne continue; la distance D' entre le piquet fixe et le plus proche des 2 piquets repères du couple est en ligne discontinue; pour pouvoir rendre comparables les courbes des zones d'extension et de

FIG.55: MESURE DE LA SOLIFLUXION SUR L'ADRET DE COURRIAU

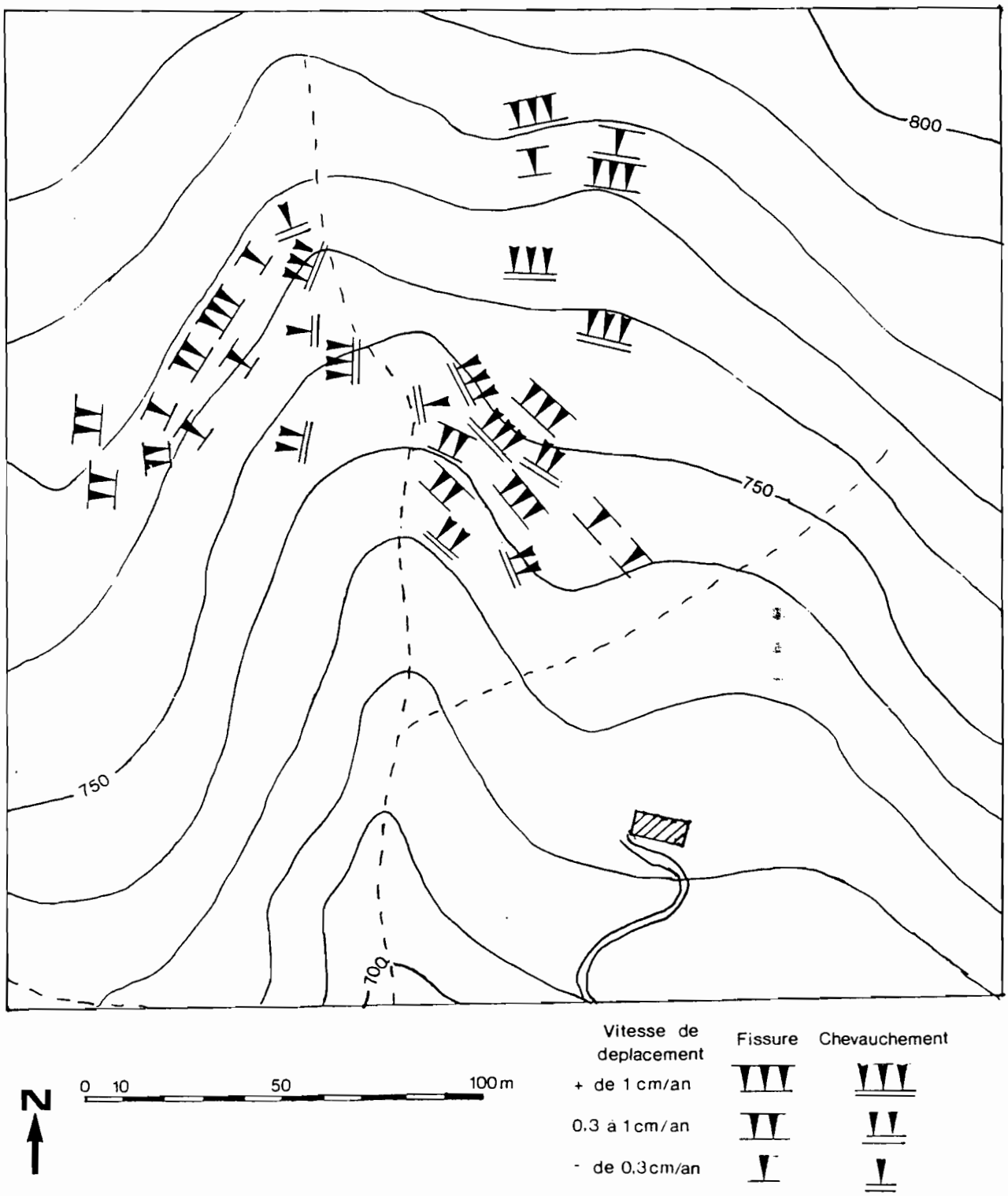


FIG.56: EN ZONE DE COMPRESSION: EVOLUTION DE LA DISTANCE ENTRE PIQUETS F-F'

——— Evolution de la distance D (entre les piquets F et F')

Les colonnes indiquent la pluviométrie mensuelle totale

la variation en hauteur sur le croquis (voir échelle 1cm. à gauche) correspond à un déplacement analogue sur le terrain (idem fig. 57 et A4-1 à A4-22)

dans la figure 56, la ligne pointillée assure la continuité entre novembre et décembre 1985, impossible à représenter graphiquement faute de place, du fait de l'importance du déplacement.

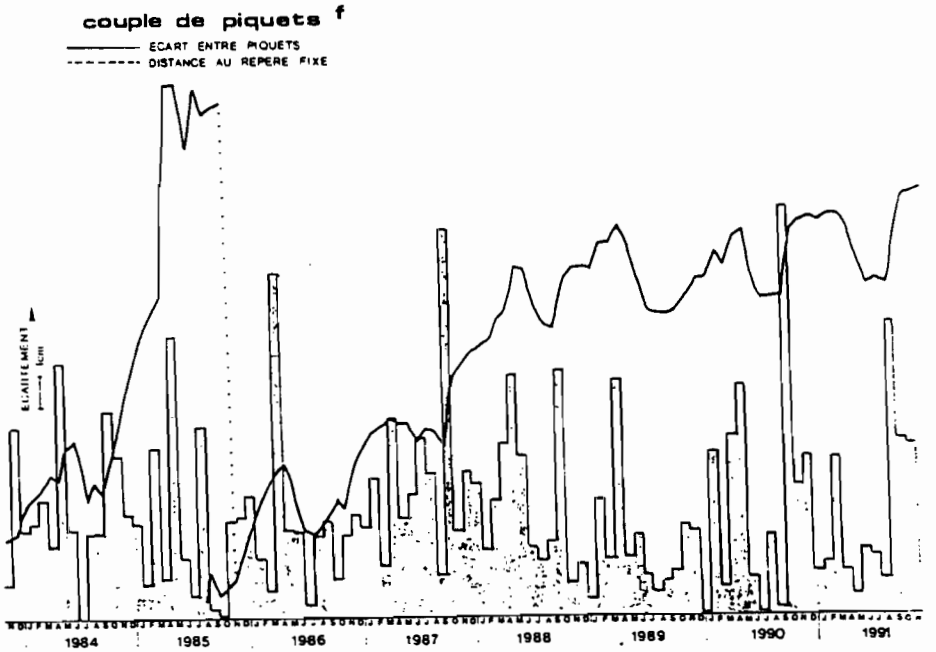


FIG.57: EN ZONE D'EXTENSION: EVOLUTION DE LA DISTANCE ENTRE PIQUETS D-D'

——— Evolution de la distance D entre les piquets D et D'

— — — Evolution de la distance D' entre le repère fixe et le piquet D' (amont)

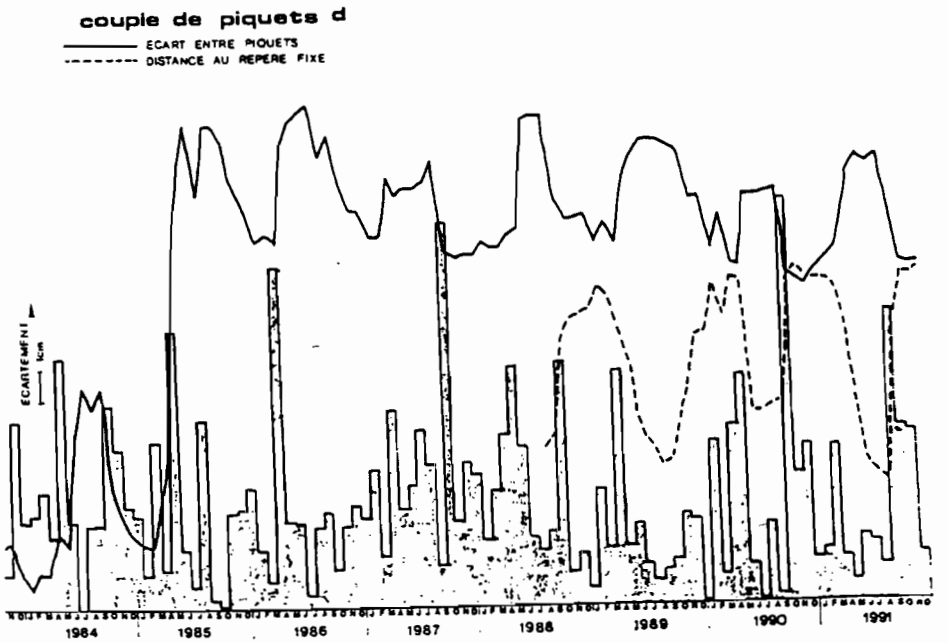


TABLEAU 10

SOLIFLUXION : DEPLACEMENTS ANNUELS MOYENS MESURES A COURRIAU

Piquets	C ou E	Pente en°	Déplt cm/an	Ampl cm/an	Exp.	Durée ans	Distance au repère fixe	Durée ans
A	C	36	+0,87	1,9	SSW	8	0,35	4
B	E	26	+0,90	2,1	SSW	6	0,60	4
C	C	23	+1,00	1,2	SSW	6	0,25	4
D	E	44	+1,20	5,1	SSW	8	0,17	3
E	C	38	+1,22	0,6	SSW	8	1,33	3
E'	C	38	+0,62	0,5	SSW	8	1,33	3
F	C	44	+3,12	4,2	SSW	8		
G	E	10	+0,15	1,1	SSW	8		
H	E	17	0	0,8	SSW	6		
I	C	36	+1,87	0,8	S	8		
J	C	40	+1,00	1,5	S	4		
K	C	25	+0,66	1,5	SE	6	0,25	3
L	E	08	0	1,2	SE	6		
M	E	35	+0,15	1,8	SE	8	0,37	3
N	E	40	-0,75	5,2	SE	8		
O	E	30	-1,12	3,4	SE	8		
P	C	50	+0,25	1,5	W	4	0,83	3
Q	C	41	+0,10	2,1	SE	4	1,00	4
R	C	38	+0,28	1,6	SE	4	1,26	3
S	E	38	+0,58	3,7	ESE	4	0,47	3
T	E	16	+0,22	3,2	SE	4	0,73	3
U	E	22	+0,10	1,2	SSE	4		
V	E	21	+0,25	1,1	S	4	5,50	4
W	E	18	+2,27	3,1	S	4	2,42	3
X	E	15	+0,17	1,0	S	4		

C ou E: E = Ecartement (ou extension); C = Chevauchement (ou compression)
Lorsque le déplacement est négatif, c'est qu'il s'est produit dans le sens inverse de ce que laisse prévoir l'allure du terrain (c.a.d. écartement ou chevauchement);
L'amplitude est l'écart moyen entre les extrêmes de chaque année;
Le déplacement est la moyenne de la variation de la distance D entre les deux piquets mesuré à la même date d'une année sur l'autre pour ne pas interférer avec l'amplitude.: le total est divisé par le nombre d'années de mesure
Dist.: cette colonne donne la variation annuelle moyenne de la distance au repère fixe (quand celui-ci existe); cette distance D' a toujours été mesurée par rapport au piquet le plus proche du repère fixe
Durée (1): durée de la mesure de l'écartement entre piquets;
Durée (2): durée de la mesure de la distance au repère fixe;

compression, on a représenté en croissance le déplacement considéré comme "normal", c'est à dire une croissance de la distance dans les zones d'extension, **mais une décroissance dans les zones en compression.**

2) Déplacement et amplitude

Il a été mesuré la distance entre deux piquets, mais, on l'a vu, au cours de l'année il y a une variation sinusoïdale de la distance entre les deux piquets (fig. 56 et 57); et on constate (tableau 10 et fig. A4-1 à A4-22 en annexes) que dans 22 cas sur 25, l'amplitude annuelle du mouvement est plus forte (et la plupart du temps, très nettement plus forte) que l'évolution de la distance entre deux dates similaires d'une année à l'autre. Ceci se remarque avec plus de constance sur les secteurs en extension mais s'est produit aussi dans les zones de compression. S'il est normal qu'il y ait rapprochement des piquets dans les zones en compression, et écartement dans les zones d'extension, il est plus surprenant de constater qu'il y a des mouvements inverses (rapprochement de 2 piquets en zone d'extension et écartement en zone de compression). Surtout, la régularité de la périodicité évoque vraiment un processus saisonnier.

Les variations d'inclinaison des piquets, relevées pendant les 2 dernières années de mesure, ne peuvent expliquer ces amplitudes; elles sont plus faibles (inférieures à 1 degré, soit dans le cas d'un piquet dépassant de 60 cm., moins de 1,5 cm. de déplacement) que la valeur moyenne de l'amplitude et ne correspondaient à aucune périodicité: le procédé de mesure (niveau à bulle) ne permet pas d'obtenir une meilleure précision que le degré.

3) Extension et compression

Les mouvements observés sont du même ordre de grandeur pour le cas des zones d'écartement (sensibles à une force d'extension) et des zones de chevauchement (touchées par des forces de compression); les figures 58 et 59 montrent la répartition des piquets en fonction de la pente , du déplacement (58) et de l'amplitude annuelle du mouvement (59), en individualisant les piquets situés dans les secteurs en extension (E) et en compression (C) (tableau 10): on s'aperçoit que les plus grands déplacements annuels sont plutôt le fait des zones de chevauchement (situées en moyenne dans des secteurs plus pentus) alors que les plus fortes valeurs d'amplitude se retrouvent dans les zones d'écartement;

4) Influence de la pente

Il paraît logique, a priori, que, dans le cas où se produit un phénomène de solifluxion, il soit accéléré par la gravité: si la pente n'influe en rien sur le franchissement de la limite de plasticité (elle pourrait au contraire l'empêcher, l'écoulement des eaux limitant l'imbibition du substrat), elle précipite un éventuel déplacement en cas de dépassement de ce seuil. Cependant le rôle de la pente ne semble pas si déterminant ici.

FIG.58: DEPLACEMENT ANNUEL MOYEN EN FONCTION DE LA PENTE

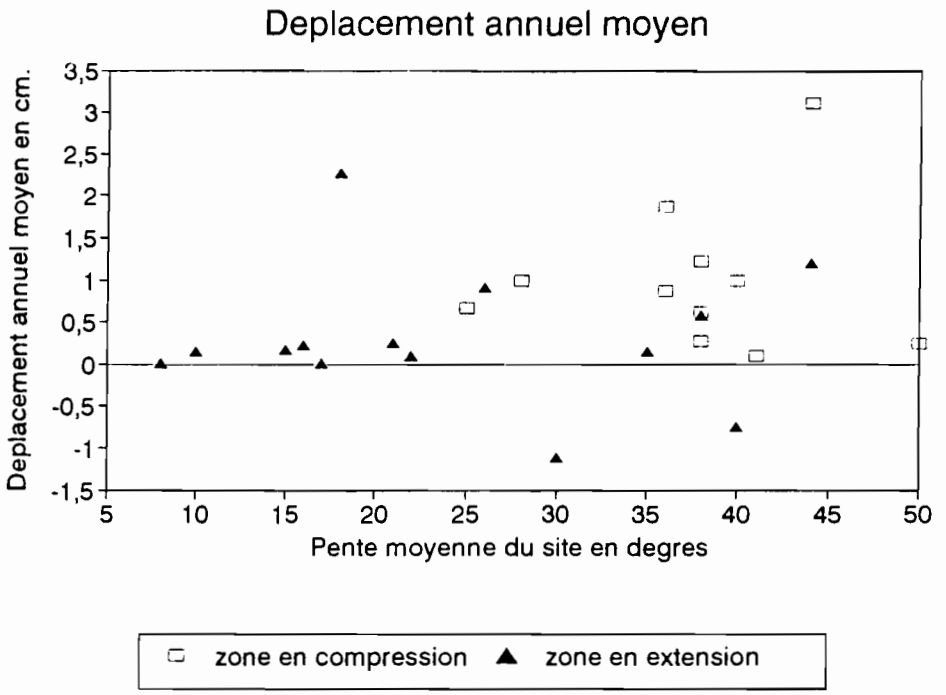
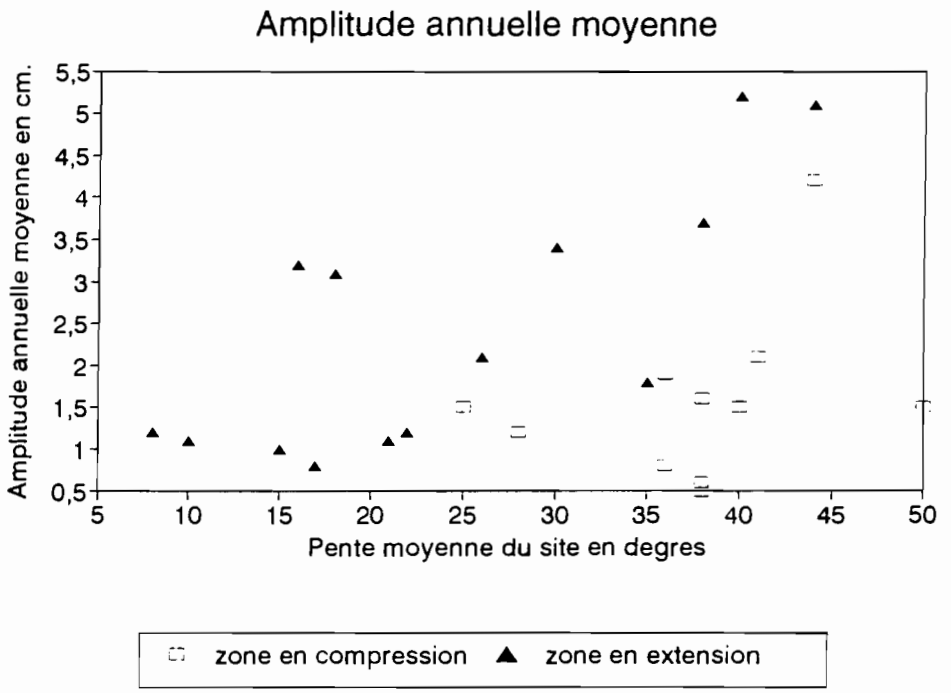


FIG.59: AMPLITUDE ANNUELLE MOYENNE EN FONCTION DE LA PENTE



Dans le cas des secteurs en extension (écartement des piquets), on constate toutefois une relation si l'on accepte de ne pas tenir compte des deux couples (voir tableau 10) N et O où, contrairement à ce que montrait le terrain, il est possible qu'il y ait compression et non extension, d'où les valeurs négatives du déplacement indiquées ci dessous. Si l'on prend les valeurs logarithmiques du déplacement annuel en centimètres, on obtient les relations suivantes:

$$\log D = 0{,}034\ P - 1{,}48 \qquad (5)$$

où P = pente en degrés

et D = déplacement annuel en cm

(avec R = 0,53 et R^2 = 0,28 !!, pour 66 années/sites)

La corrélation est un peu meilleure entre la pente et l'amplitude du mouvement annuel sinusoïdal remarqué sur tous les couples de piquets:

$$\log D'' = 0{,}0156\ P - 0{,}1 \qquad (6)$$

D" = amplitude annuelle en cm;

(avec R = 0,66 et R^2 = 0,44, pour 66 années/sites)

La figure 58 permet de constater la grande dispersion des points expliquant l'assez faible corrélation; mais elle suffit à corroborer le rôle même secondaire de la pente, ce qui amène à rechercher aussi la place tenue par d'autres paramètres.

5) le rôle des températures

Nous nous sommes intéressés au rôle des températures moyennes hebdomadaires (moyenne des deux stations météo les plus proches, Laragne et Rosans) au vu du mouvement sinusoïdal décrit par la distance entre les couples de piquets. Une corrélation apparaît de fait entre ces deux éléments, pour ce qui est des zones d'extension: si l'on prend en compte, non pas le déplacement mensuel, suivi pendant 8 ans, mais les déplacements hebdomadaires, suivis d'août 1987 à décembre 1989, on obtient pour l'ensemble de la période un R^2 de 0,35 en corrélant température moyenne et distance entre piquets; mais si l'on découpe par année (pour éviter l'influence du déplacement interannuel), on obtient (fig. 60A, 60B et 60C) (on a utilisé la distance totale entre tous les piquets des zones en extension, pour en connaître l'évolution globale): pour 1987-88 (de août à août)

$$D = 10{,}48\ Tm + 374$$

avec $R^2 = 0{,}72$

53 observations

D = distance totale entre piquets en cm

Tm = température moyenne de la semaine en °C

FIG.60A: RELATION TEMPERATURE SOLIFLUXION DANS LES SECTEURS EN COMPRESSION

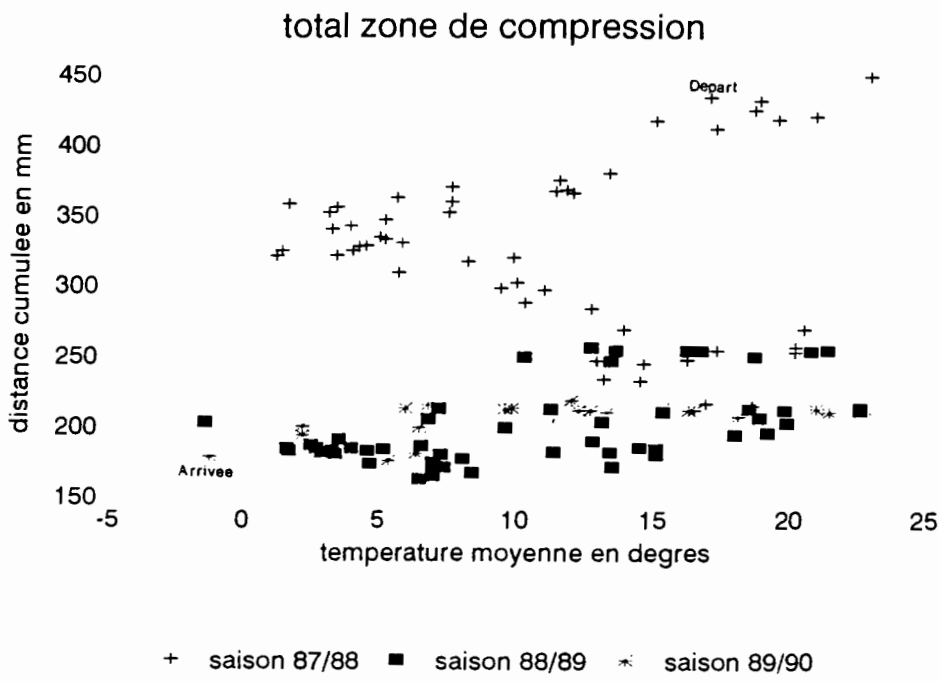


FIG.60B: RELATION TEMPERATURE SOLIFLUXION DANS LES SECTEURS EN EXTENSION

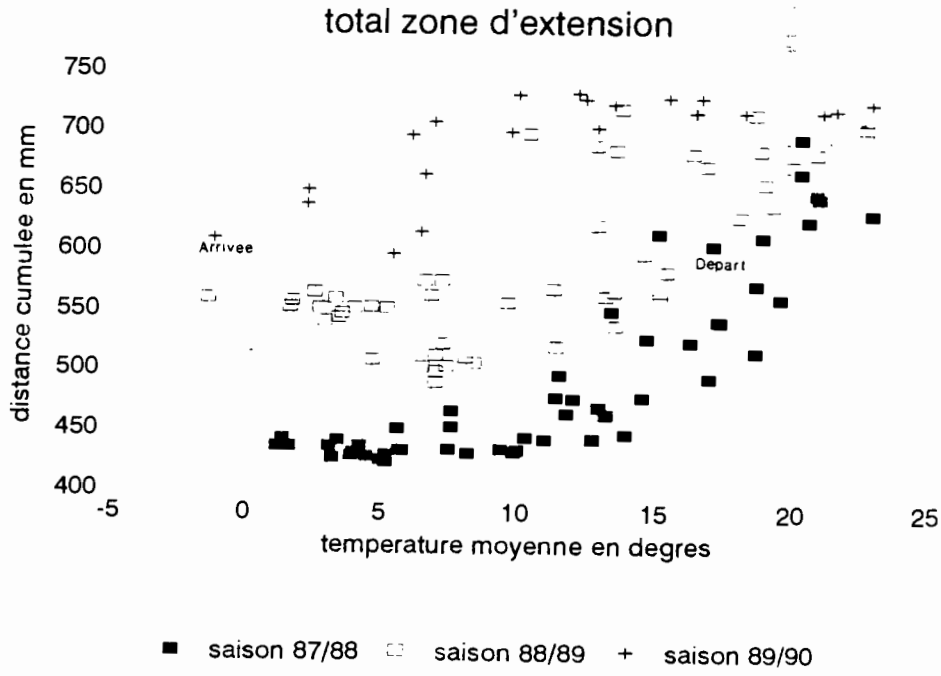
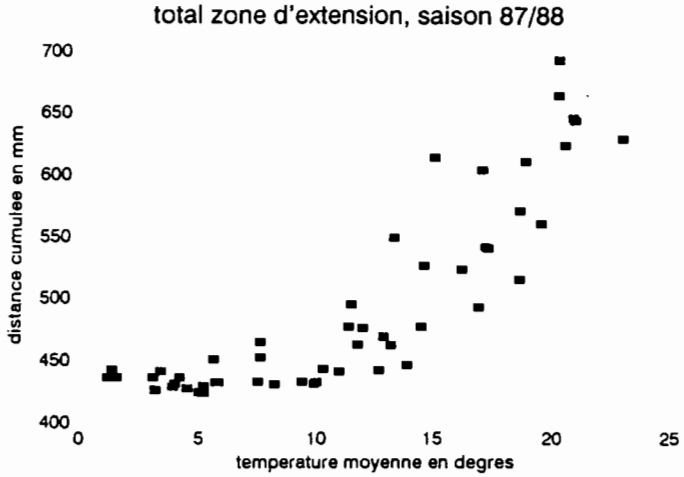
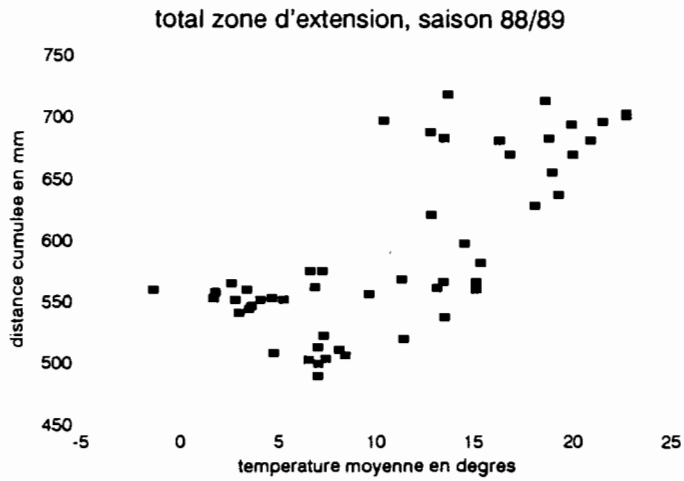


FIG.60C: RELATION TEMPERATURE SOLIFLUXION EN ZONE D'EXTENSION:

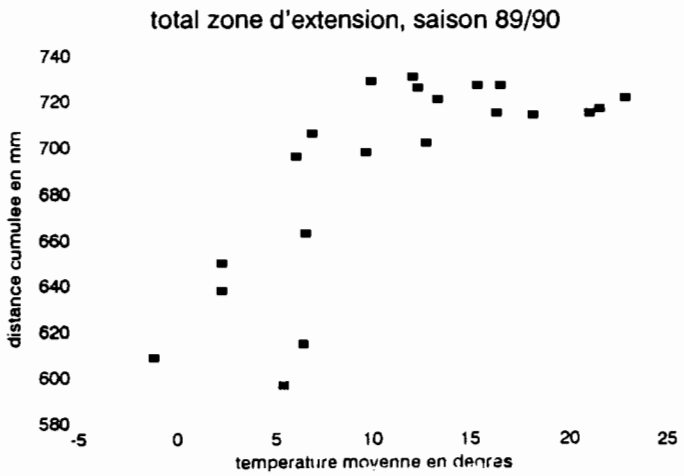
1) SAISON 1987-88



2) SAISON 1988-89



3) SAISON 1989-90



pour 1988-89

$$D = 8{,}03\ Tn + 503$$

$$R^2 = 0{,}545$$

52 observations

pour 1989-90

$$D = 4{,}82\ Tm + 636$$

$$R^2 = 0{,}555$$

21 observations (mesures seulement d'août à décembre)

Par contre, pour les zones de compression, le R^2 pour l'ensemble de la période n'est que de 0,005, et de 0,008 pour 1987-88, 0,28 pour 1988-89, 0,37 pour 1989-90. Ceci est synthétisé par les figures 60A, 60B et 60C. Pourtant, au vu de la figure 61A, il y a bien une relation entre la distance séparant deux piquets et la température pour certains couples, comme pour les zones d'extension (voir fig 61B) (voir en annexe les figures A4-23 et A4-24 pour d'autres couples).

6) le rôle de l'exposition

Il est difficile d'attribuer un rôle quelconque à l'exposition, car celle-ci varie peu, l'exposition Sud dominant nettement; toutefois, il semblerait, au vu de la figure 62, que l'on retrouve, dans les plus faibles déplacements, l'exposition Sud-Est, qui figure par contre en tête dans les plus fortes amplitudes; ce peut être dû en partie à l'appartenance aux zones en compression ou en extension, mais peut-être aussi au fait que l'exposition Sud-Est peut s'individualiser comme étant la plus éloignée d'une situation thermique d'adret (du fait de la lenteur du réchauffement diurne en hiver);

7) Le rôle des précipitations

Au vu des figures 63A et 63B, il apparaît aussi qu'il y a une influence évidente des précipitations. Celle-ci se voit sur les croquis par couples (fig. 56 et 57, plus annexe A4-1 à A4-22), mais ceux-ci ont été dressés pour 8 années de mesure, et les relevés sont mensuels. La corrélation apparaît peu dans les régressions entre déplacement relatif hebdomadaire des piquets et hauteur des précipitations de la semaine: pour les zones de compression, le coefficient de détermination n'est que de 0,29, pour les zones d'extension de 0,35 (pour 125 observations dans chaque cas). Mais une relation semble apparaître sur les figures 63A et 63B . Celle-ci a été effectuée sur la seule période août 1987/décembre 1989, au cours de laquelle les relevés étaient faits de manière hebdomadaire. En comparant avec les précipitations, on s'aperçoit que chaque fois que celles-ci sont importantes (+ de 50mm en 1 semaine), les piquets se rapprochent l'un de l'autre en cas de chevauchement, ainsi qu'en cas d'extension (ce qui est contraire au

FIG.61A: RELATION TEMPERATURE SOLIFLUXION POUR DES COUPLES DE PIQUETS EN ZONE DE COMPRESSION: EVOLUTION INTERANNUELLE

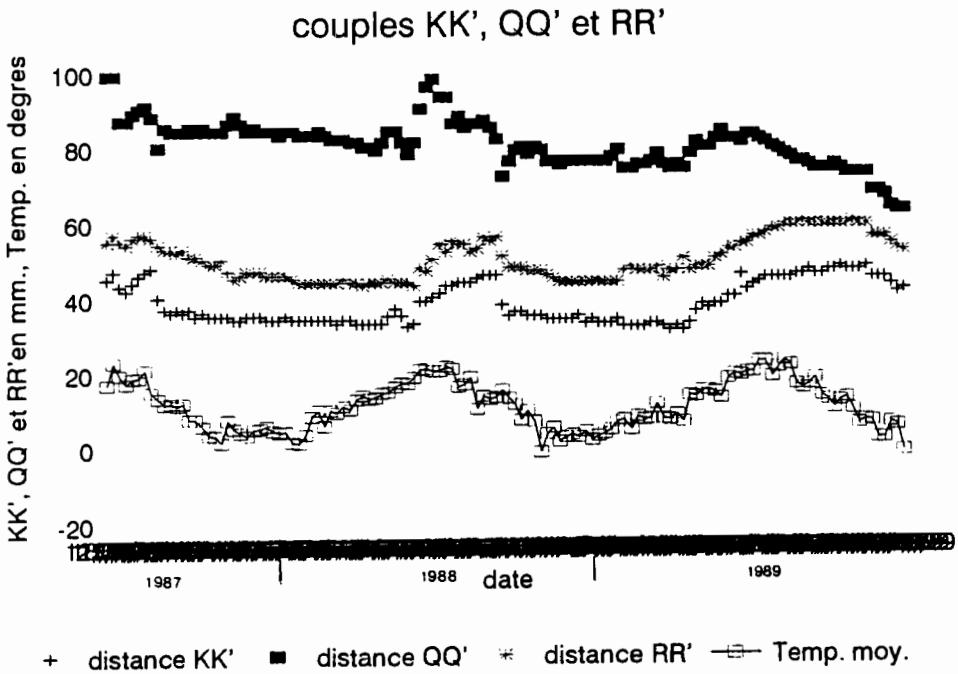


FIG.61B: RELATION TEMPERATURE SOLIFLUXION POUR DES COUPLES DE PIQUETS EN ZONE D'EXTENSION: EVOLUTION INTERANNUELLE

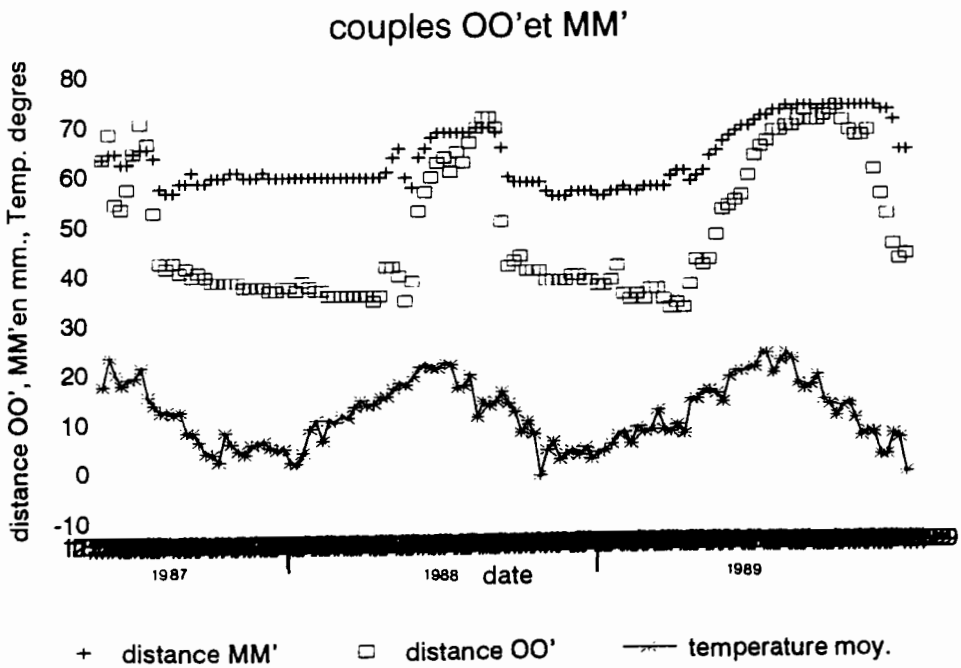


FIG.62A: ROLE DE L'EXPOSITION DANS LE DEPLACEMENT ANNUEL DES PIQUETS

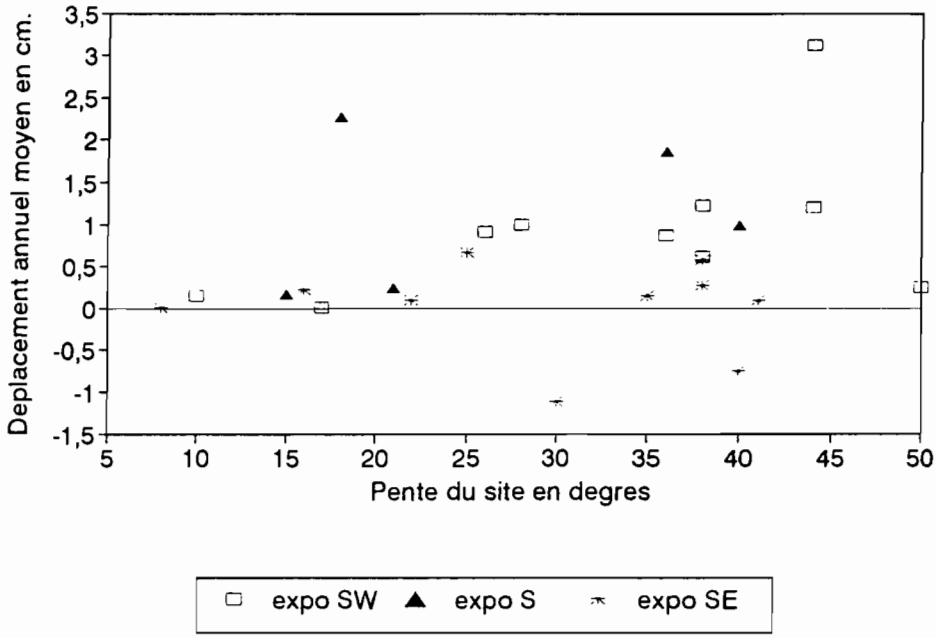


FIG.62B: ROLE DE L'EXPOSITION DANS L'AMPLITUDE ANNUELLE DU MOUVEMENT DES PIQUETS

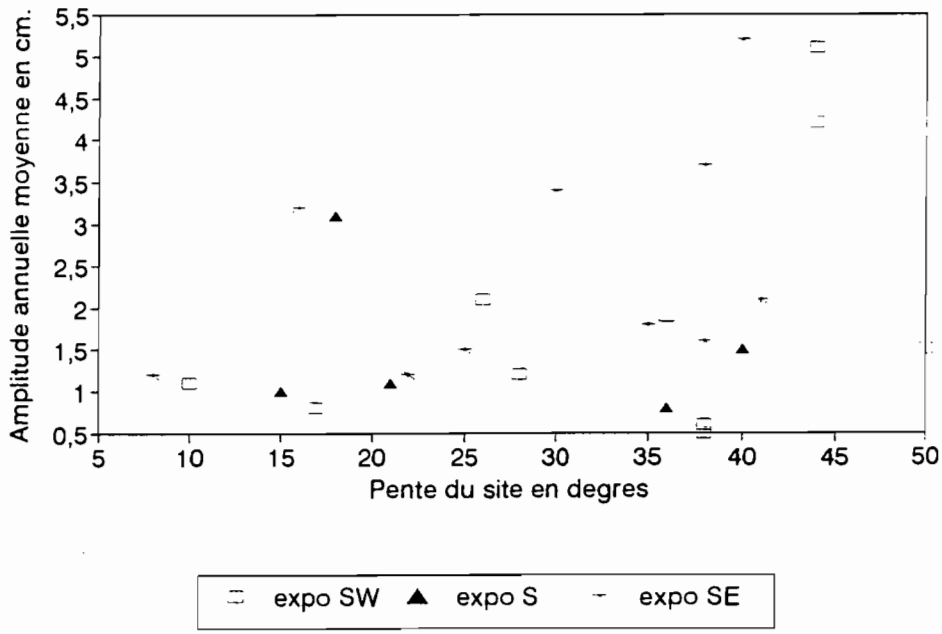


FIG.63A: RELATION PRECIPITATION SOLIFLUXION EN ZONE DE COMPRESSION

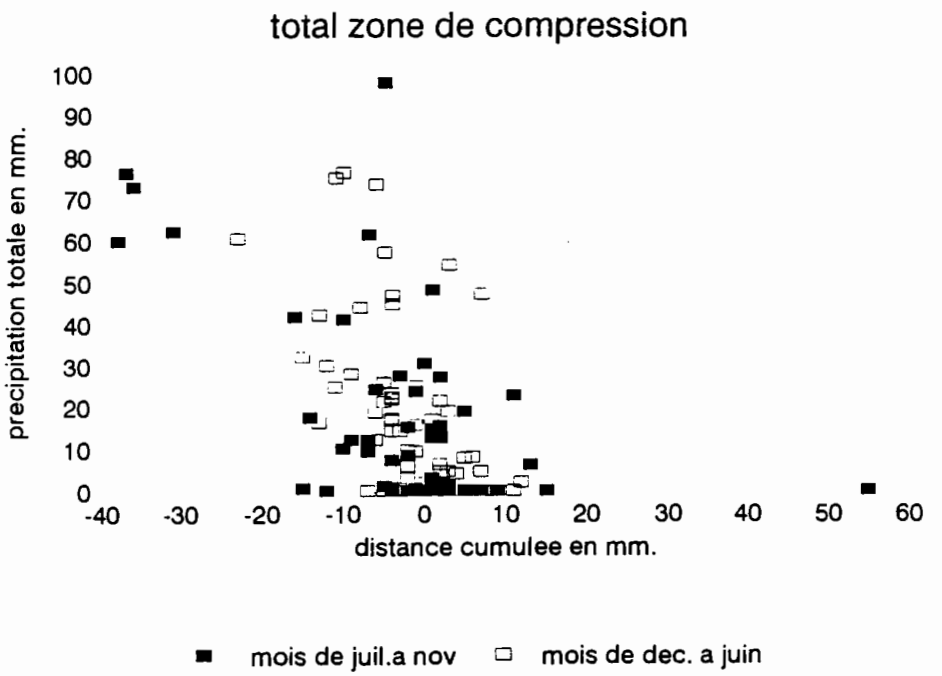
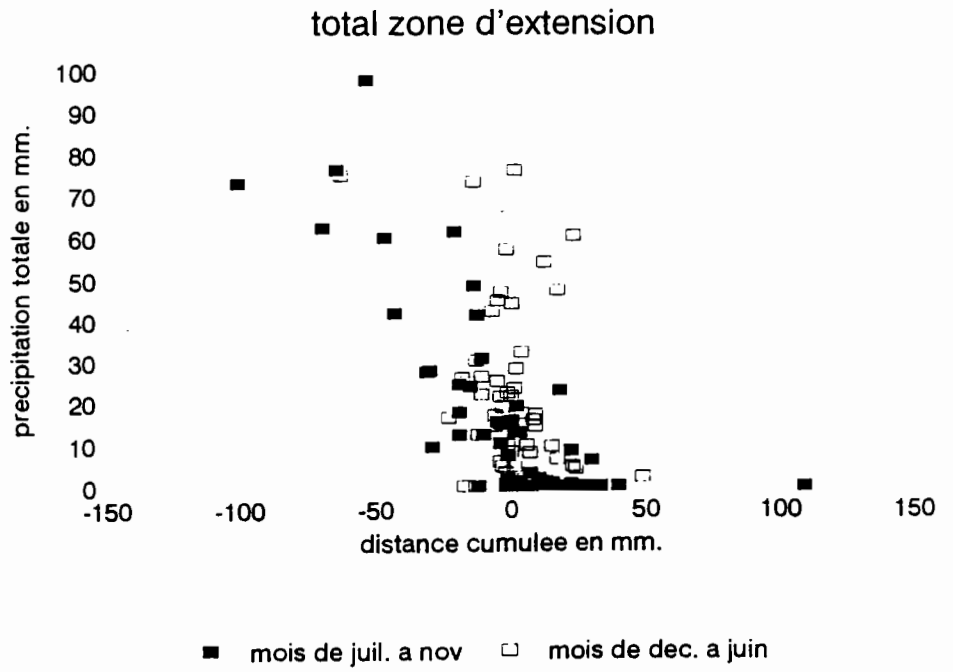


FIG.63B: RELATION PRECIPITATION SOLIFLUXION EN ZONE D'EXTENSION



mouvement supposé a priori, dans ce dernier cas) ; SAUF pour les précipitations ayant lieu en hiver (c.a.d. lorsque le sol est gelé!). Ceci pourrait signifier que les pluies importantes entraînent une bonne imbibition du sol et donc son franchissement d'une possible limite de plasticité; ce qui ne se produirait pas en hiver du fait que le sol est gelé donc temporairement immobile. Dans le cas des secteurs en extension, les précipitations importantes semblent rapprocher les piquets, ce qui est le signe d'une fermeture des fissures; ce mouvement relatif est assez logique. Ce qui reste difficile à expliquer, c'est la diminution de la distance D' au repère fixe, qui traduit une remontée du sol, donc un mouvement APPAREMMENT anti-gravitaire, au début de l'été; ce mouvement serait-il lié à la dessiccation?. Tout se passe comme si la hausse des températures en été provoquait des mouvements du sol (sous une contrainte thermique) conduisant à ce déplacement inverse.

8) le rôle de la sismicité

Nous nous sommes aussi interrogé sur la possibilité d'intervention d'une éventuelle secousse sismique. En effet, en cumulant les distances mesurées entre piquets, aussi bien dans les secteurs en extension qu'en compression, il apparaissait, pour la semaine du 11 au 18 juillet 1988, au cours de laquelle il n'a pas plu, pas plus que durant les 2 semaines précédentes, un déplacement total beaucoup plus élevé que la valeur suivante, correspondant, pour la période août 1987-décembre 1989, à la semaine ayant connu le deuxième plus grand déplacement. En effet, pour les zones de compression, le déplacement total mesuré est de +55mm (correspondant à un écartement), la deuxième valeur positive n'est que de +11mm. Pour les secteurs en extension, le déplacement a été de +109mm, la deuxième valeur positive étant de +49mm. Nous avons donc demandé à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg de nous renseigner sur l'éventuelle sismicité de la période pour la région. Il nous a été répondu qu'il n'y avait pas eu alors d'activité sismique particulière (voir annexe A4-25). Nous n'avons donc aucune explication à apporter à cette accélération (nous avons été confronté au même problème pour la recrudescence des glissements de terrain en février 1978, mais là encore était-il possible d'envisager la seule intervention des facteurs climatiques, très particuliers à cette période).

9) Les autres paramètres étudiés

Les variations de distance entre piquets ont été aussi corrélés avec le nombre d'alternances gel/dégel, le nombre de degrés/jours en dessous de 0 degrés C, l'amplitude thermique maximale hebdomadaire, le total des amplitudes journalières sur la semaine concernée. Aucun de ces paramètres ne se corrèle ni avec la distance entre piquets, ni avec l'évolution hebdomadaire, ni avec l'amplitude du déplacement dans l'année.

10) Evolution couple par couple

Au vu du tableau 10 et des figures A4-1 à A4-22, on peut résumer l'évolution du versant comme suit:

* que ce soit en zone d'extension ou de compression, dans les 15 cas où il a été possible d'installer un repère fixe, l'évolution par rapport à celui-ci a été "normale", c'est-à-dire celle attendue: D' augmente bien quand le piquet fixe est à l'amont; et D' diminue bien quand le repère fixe est en aval;

a) pour les zones d'extension, on distingue les ensembles suivants:

* 1- les couples B, M, S, T, V, W, à l'évolution "normale": il y a bien croissance de la distance D (écartement entre piquets);

* 2- les couples D, O, N, ont une évolution "anormale": il y a rapprochement des piquets; explication possible: ce sont aussi les trois couples dont les deux piquets sont encadrés à l'amont et à l'aval par une fissure:

* 3- les couples G, L, H, X, U, où la distance D stagne ou évolue très peu: l'explication la plus probable est la faiblesse de la pente (maximum 22 degré pour U);

b) pour les zones en compression, l'évolution est toujours "normale": il y a dans tous les cas rapprochement des deux piquets, sauf pour le couple R où il y a stagnation (mais la distance D' y évolue normalement).

11) Eléments d'explication

L'évolution interannuelle est logique, et nous avons vu que la plupart du temps, le glissement lent s'effectue de manière "normale". Reste à expliquer l'amplitude annuelle, à savoir le fait que le mouvement ne soit pas unimodal. Nous pensons que pour les zones en extension au moins, on peut risquer l'hypothèse suivante (fig. 64):

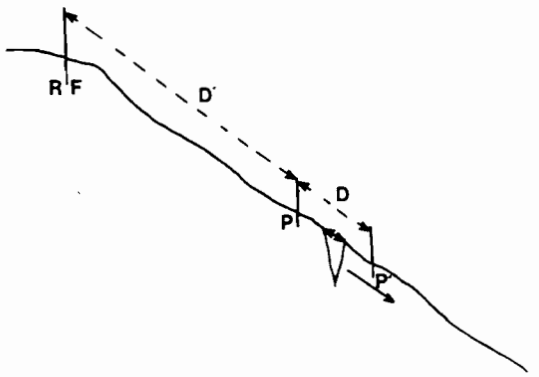
- en période chaude, la sécheresse fait ouvrir les crevasses (simple dessiccation??), et chaleur et sécherese arrivent à développer des contraintes suffisantes pour faire "remonter" le piquet amont qui se rapproche du repère fixe; la pluie fait se refermer les fissures; et la composante des deux est bien un écartement, et un abaissement progressif du manteau d'altération;

- en période froide (période de gel), les pluies n'influent pas sur le sol, gelé; le printemps peut s'y rattacher, la sécheresse n'y étant jamais suffisante pour entraîner l'ouverture de crevasses.

Pour les zones en compression, les mouvements inverses "anti-gravitaires" seraient dûs à d'éventuelles contraintes liées à la chaleur et à la dessiccation.

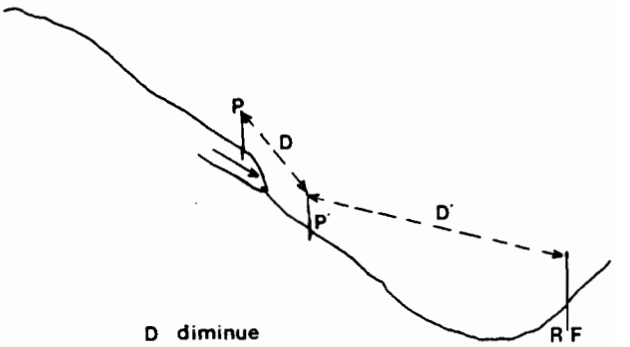
FIG.64: ELEMENTS D'EXPLICATION DE L'AMPLITUDE ANNUELLE

MOUVEMENTS «NORMAUX»



D augmente

D' augmente

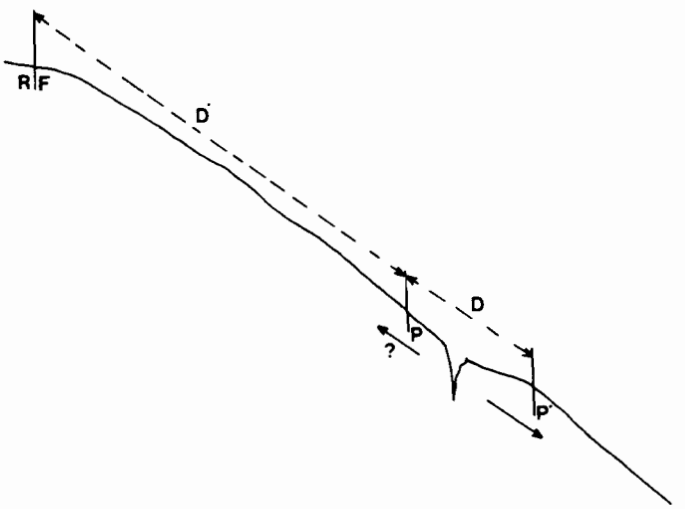


D diminue

D' diminue

RF : repère fixe
P : piquet amont
P' : piquet aval

MOUVEMENT «ANORMAL» ENREGISTRE EN ETE



D augmente (mouvement «normal»)

D' diminue : remontée du piquet amont ? ou contraction forte du sol sous l'effet de la dessiccation ?

B) SOLIFLUXION ET REPTATION: LA REPTATION DU MANTEAU D'ALTERATION DES MARNES

C'est suite à l'observation d'une importante solifluxion sur les versants des ravines qu'il fut décidé d'adjoindre aux parcelles à règle topographique, un moyen de mesure de la reptation du manteau d'altération des marnes.

Il s'avère que ces "plaquettes" ont permis de mesurer un mouvement assez rapide (tableau 11).

TABLEAU N°11

REPTATION DU MANTEAU D'ALTERATION SUR LES PARCELLES A REGLE TOPOGRAPHIQUE

Site	Roche -mère	Pente en°	Pendage en °	Orient.	Déplacement moyen	Profondeur manteau
Courriau	marnes noires	42	30 NW	SSE	2,6 cm/an	7 cm
Etoile	marnes bleues	28	90 E	SE	5,9 cm/an	6,5cm
Vière ubac	marno-calcaires	20	50 ESE	NNE	2,3 cm/an	6,5cm
Vière adret	marnes bleues	33	30 W	SE	3 cm/an	4 cm
Gallands	marnes noires	36	25 ENE	W	2 cm/an	6 cm
Nonnières	éboulis stabil.	32	néant	N	2,3 cm/an	6 cm

La plupart des terrains connaissent, en surface, un déplacement de 2 ou 3 cm/an en moyenne; mais ces moyennes ont été réalisées sur deux ans de mesure seulement. Seules les marnes bleues (à Etoile) frisent les 6 cm/an: mais là, il faut remarquer que le pendage est parallèle à la pente, ce qui agit sûrement sur la reptation, expliquant une valeur double de celle obtenue, pour la même lithologie (marnes bleues de l'Albien-Gargasien), à La Vière, pour une pente plus forte, mais à contre pendage (tableau 11) Par contre, autre comparaison possible,

entre les marnes noires (de l'Oxfordo-Callovien) de Courriau (Orpierre, Baronnies) et celles des Gallands (Menglon, Diois), la reptation est grosso modo du même ordre de grandeur: les deux sites ont un pendage perpendiculaire à la pente, et le mouvement est un peu plus rapide (2,6cm/an contre 2cm/an) pour Courriau où la pente est un peu plus forte (42° contre 36°) (et ce alors que l'ablation y est 4 fois moindre.

Il faut bien noter que le dispositif utilisé ne peut tenir compte d'éventuelles variations de vitesse avec l'épaisseur: il se contente de mesurer l'inclinaison d'une plaquette rigide poussée par la reptation et retenue à sa base. En effet, les plaquettes ont été plantées de manière à ce que leur base corresponde à la limite entre la marne en frites et les marnes en paillettes, supposées mobiles. La vitesse mesurée est celle de la surface. Celle de la base étant nulle (un clou de 20 cm fixe celle-ci à la roche-mère, plus ou moins fissurée).

Un déplacement de 2 ou 3 cm/an est tout de même important; il convient de remarquer qu'il est dû en partie au comportement solifluidal du manteau d'altération: la limite de plasticité étant franchie, la gravité peut exercer son influence et faire descendre des terrains peu épais qu'aucune végétation ne fixe à la roche fissurée. Mais une grande partie de ce mouvement est due aux alternances gel/dégel et humectation/ dessiccation, qui se complètent et dont l'action est, encore une fois, indissociable. Comme le montre la figure 28 (p.84), le gonflement subi par la partie altérée de la roche lors de ces cycles conduit aussi à une lente reptation, car, lors du retour en position "normale", la descente se fait verticalement, alors que le gonflement se fait parallèlement à la pente.

Des mesures plus rapprochées auraient peut être permis de faire la part de l'ablation et de la solifluxion dans l'abaissement des profils de terrain. L'ensemble "règle topographique" et "plaquettes-repères" permet de confirmer que la solifluxion est surtout importante à la fin de l'hiver et au printemps (l'ablation dominant en été et au début de l'automne. Mais lors des précipitations estivales à forte intensité, il se produit aussi des formes de solifluxion (comme de mini-coulées boueuses). Il est donc difficile à un moment donné, parfois, de faire la part des différents processus.

Lors des mesures réalisées en 1981, dans trois lithologies différentes, il apparaissait, dans chacune d'entre elles une relation entre pente et vitesse de déplacement du manteau d'altérites: de nombreuses plaquettes avaient été installées dans des secteurs très réduits, de manière à ce que toutes les autres conditions ne changent pas (fig.65, reproduite de Aubert et Descroix, 1981). Nous envisagions alors, en extrapolant des mesures réalisées sur 7 mois, des vitesses de reptation de 20 à 30 cm par an. Nos mesures plus récentes font apparaître, sur la durée. des valeurs maximales nettement plus modestes, quoique significatives.

Mais cette relation pente/solifluxion existe plus ou moins selon les lithologies, et c'est dans les marnes noires qu'elle est la moins nette. Ainsi, on a:

* pour les marnes noires: D = 1,49 P - 46 *(R^2 = 0,20)*

avec D = déplacement angulaire de la plaquette;

P = pente de la parcelle en degrés;

(14 observations; deg. de lib.: 12, err. std est. Y: 41,31, err. std. du coef: 0,85)

* pour les marnes bleues: D = 0,1 P + 29,1 *(R^2 = 0,40)*

et, sans tenir compte de la plaquette dont le comportement est très éloigné des autres (figure P2):

D = 1,3 P -28 *(R^2 = 0,60)*

(9 obs., deg. de lib. 7; err. std. est. Y: 6,34; err. std. du coef.: 0,4)

* pour les marnes calcaires:

D = 0,3 P + 27,8 *(R^2 = 0,66)*

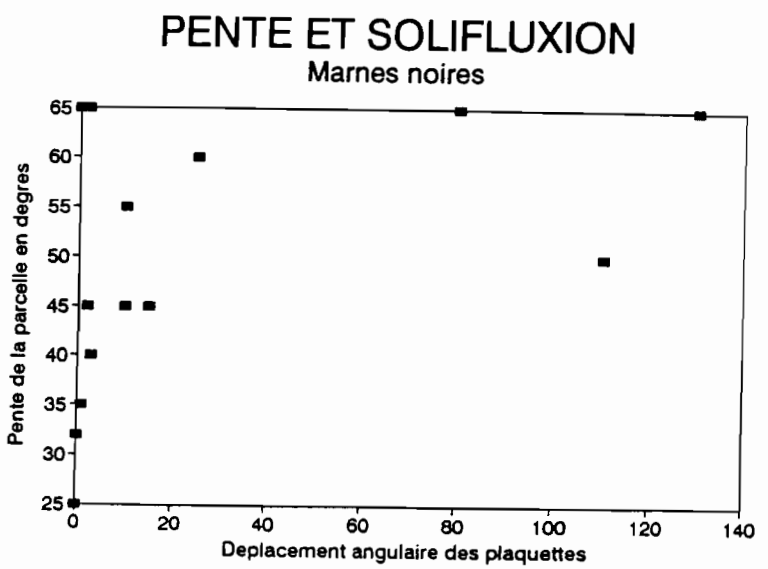
(11 obs., deg. de lib.: 9; err. std. est. Y: 4,05; err.std. du coef: 0,075)

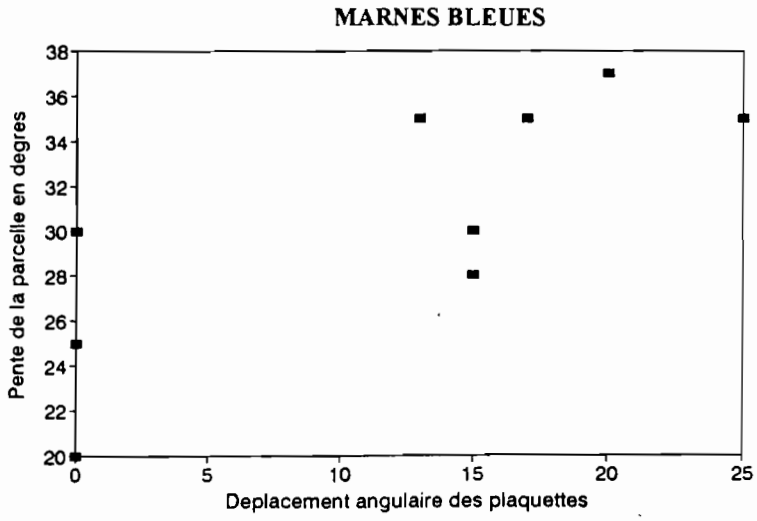
Le système de mesure était grosso modo le même que celui décrit par la figure 47 (p.130): il est évident qu'une fois atteint un angle de 90 à 100 degrés par rapport à la verticale de départ, le pivotement est freiné puis stoppé par le couchage de la plaquette sur le manteau d'altération: les valeurs élevées sont donc faussées et sous-évaluées.

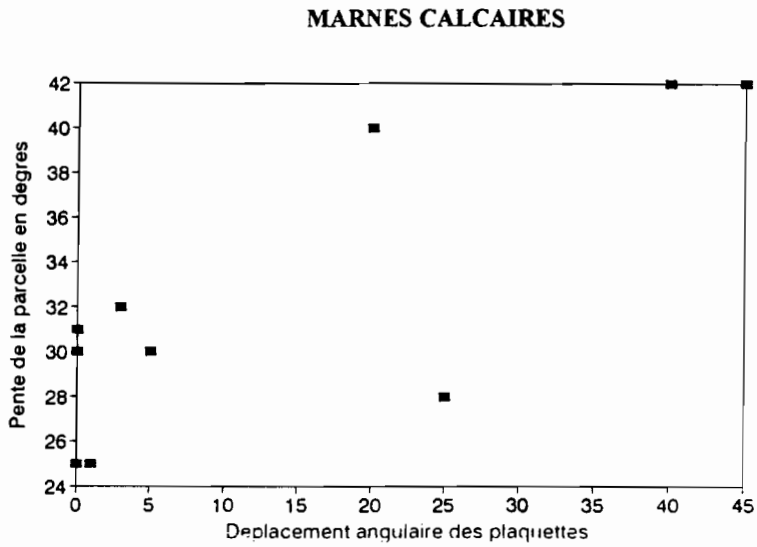
Dans certains cas (marnes bleues, et , dans une moindre mesure, marnes noires), la reptation éolienne joue un rôle notoire, que nous avons eu l'occasion de remarquer par le remplissage des pièges à sédiments par temps très sec, et été comme hiver.

FIG.65: RELATION PENTE/SOLIFLUXION SUR LE MANTEAU D'ALTERATION DES PRINCIPAUX TERRAINS TENDRES DES PREALPES DU SUD

MARNES NOIRES







C) L'EVOLUTION DE LA COULEE DE BONNEVAL ET SA MESURE

Suite à la demande du SMARD (Syndicat Mixte d'Aménagement rural de la Drôme), nous avons donc profité de nombreux passages sur le terrain (au moins une fois par semaine de septembre 1990 à septembre 1991) pour noter l'évolution éventuelle de la coulée; le protocole indiqué ci-dessus (p.127) a été adapté tout à fait empiriquement et au fur et à mesure de l'évolution du phénomène.

Au printemps 1992, la coulée de mars 1991 a été recouverte par une nouvelle coulée d'importance similaire. Le front n'en ayant pas avancé, c'est l'épaisseur de la coulée qui en est augmentée. Entre le 14 mai et le 2 juin 1992, il semble que le grand nombre d'épisodes pluvieux se soit traduit par une activité constante (petites coulées comme à l'automne précédent et mise en mouvement de la coulée de rive droite de 1991-92). Mais il est intéressant de noter

que de août 1991 à juin 1992, la rangée de repères aval n'a été bouleversée que dans sa partie rive droite: les trois quarts gauche de la coulée n'ont apparemment pas bougé du tout. Entre le 2 juin et le 14 juillet 1992, l'activité en rive droite a continué semble-t-il régulièrement (pluviométrie assez abondante) sans toutefois qu'il ne se produise de mouvement très important (fig.66).

Pour ce qui concerne l'ensemble des épisodes après la réinstallation des piquets (fin août 1991), les conditions étaient légèrement plus favorables à la solifluxion: les pluies de septembre 1991 ont été fortement excédentaires (le double de la normale), celles d'octobre et novembre légèrement excédentaires aussi; par contre, décembre 1991, janvier et février 1992 ont été déficitaires, de même qu'avril, les mois de mars et mai n'étant que légèrement excédentaires en pluies.

1) Conditions d'existence et risques présentés par la coulée

Dans l'amphithéâtre exposé au Sud et dominé au Nord-Est par la crête calcaire des Piniès (1471m.), l'instabilité des terrains est grande: la disposition du relief autorise la concentration des eaux sur l'emplacement des marnes versicolores.

Pour J.P. Asté, (BRGM Orléans, 1988), l'effondrement d'un pan de falaise des Piniès a provoqué la coulée de Bonneval. Il est possible aussi que ce soit, au contraire, le foirage préalable des marnes oligocènes qui ait déclenché l'effondrement de la falaise de calcaire tithonique, comme dans le cas du Granier en 1248; de deux choses l'une:

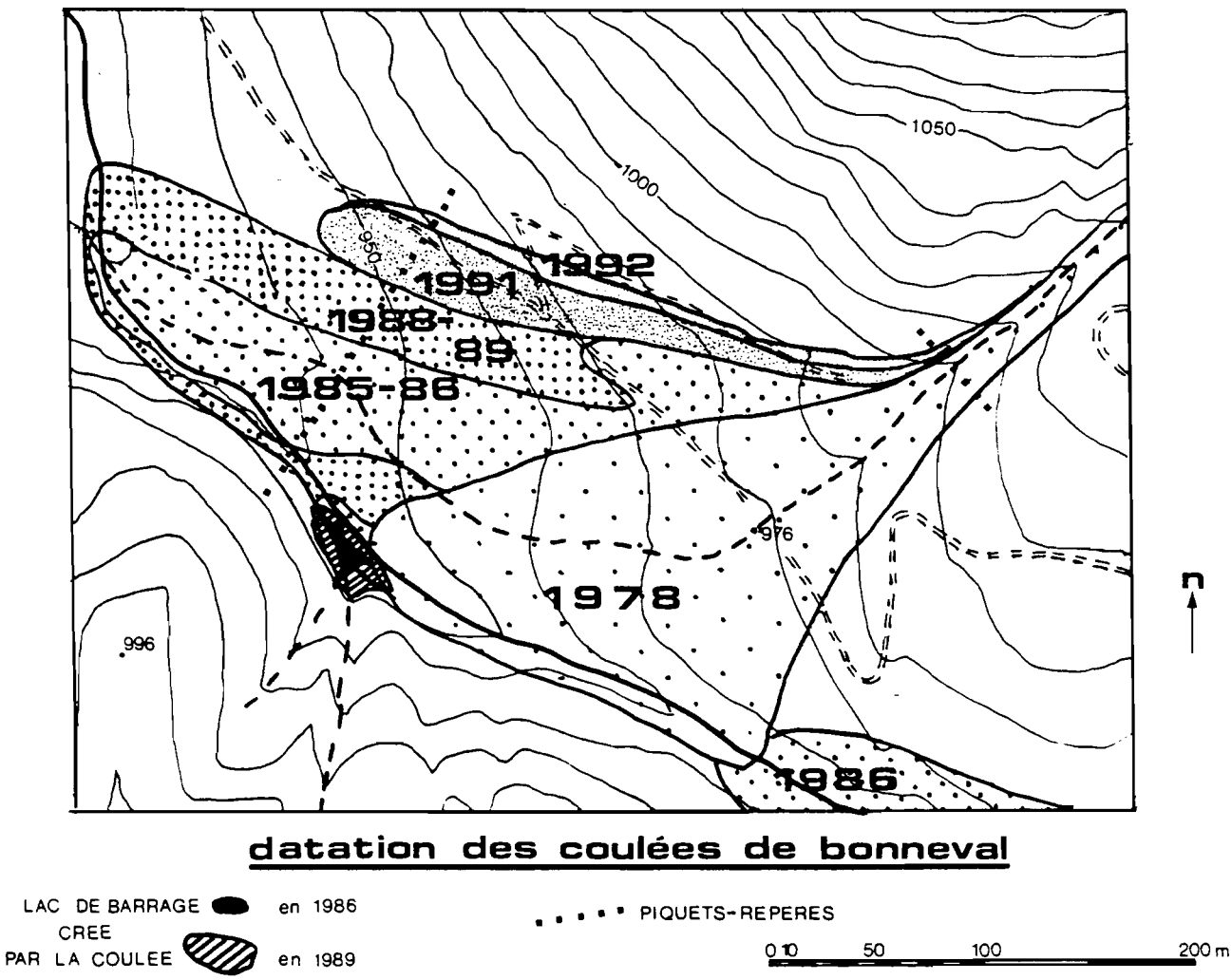
* soit, lors du "paroxysme alpin" (au Miocène, 7M BP), le tithonique a recouvert, à la faveur de la faille orientale du graben de Mondorès, les marnes versicolores instables: on pourrait concevoir alors qu'une perte de cohésion de celles-ci puisse déstabiliser le calcaire sus-jacent;

* soit, plus vraisemblablement, le foirage des marnes a provoqué un "appel au vide" de la falaise calcaire qui les domine;

Quoiqu'il en soit, c'est bien à la suite d'un important épisode pluvieux (60mm en 3 jours) que le versant a été déstabilisé pour la première fois, en 1978 (mais la coulée avait déjà été active par le passé):

C'est probablement le franchissement de la limite de plasticité des marnes qui a provoqué leur foirage, lequel aurait à son tour provoqué l'effondrement de la falaise; en effet, la présence des deux failles bordières du fossé de Mondorès nous avait dans un premier temps conduit à envisager un déclenchement d'origine sismique; ceci d'autant plus que dans un autre cas, au moins, de glissement répertorié début mars 1978 (le glissement de Saint Cyrice dans les Baronnies), le mouvement avait révélé une faille (voir chap. II); or, le Bureau Central Sismologique Français de Strasbourg (Laboratoire de Sismologie du Pr. Michel Cara) nous a confirmé qu'il n'y avait pas eu de mouvement sismique enregistré à cette période dans les Préalpes du Sud; il est donc peu probable que le fluage des argiles ait été provoqué par accentuation mécanique de la thixotropie.

FIG.66: DATATION DES COULEES RECENTES DE BONNEVAL



Les deux failles bordières ont aussi probablement aidé à la pénétration de l'eau dans le sous-sol. Quoiqu'il en soit, il s'en est suivi la formation de cette coulée, l'une des plus importantes des Alpes Françaises.

Par ailleurs il est évident que la mobilisation de ce grand volume de matériaux est en soi un risque de catastrophe pouvant provoquer de gros dégâts en aval. Mais l'autre danger, bien plus menaçant, et déjà évoqué par J.P.Asté, est celui de la constitution éventuelle d'un barrage naturel, soit au niveau de la cote 976 m (fig.66 et aussi 46, p.128), soit au niveau de la barre calcaire de Taravel, barrage qui retiendrait l'eau d'une grande partie du bassin-versant de la coulée et des émissaires latéraux; le danger est alors celui d'une rupture brutale d'un barrage non-stabilisé (boues d'argiles et de marnes) susceptible de causer une catastrophe sans précédent en aval: l'eau brutalement déstockée permettrait à l'ensemble des matériaux mis en mouvement d'avoir une fluidité suffisante pour s'écouler loin dans la vallée, puis dans le Bèz, voire la Drôme, et une compétence lui permettant d'arracher au lit, aux berges et aux bas-versants, des blocs et d'autres matériaux lui donnant un grand pouvoir destructeur.

Il est surprenant que les conclusions de J.P.Asté n'avaient toujours pas, début 1991, été suivies de mesures concrètes, à part l'installation de panneaux routiers interdisant l'accès du vallon à tout véhicule et aux piétons; ceci n'empêche d'ailleurs pas deux familles de venir régulièrement passer leurs vacances à quelques dizaines de mètres en aval du front actuel de la coulée!

Pas d'installation de mesure, pas de système d'alerte (la coulée du 9 mars 1991 n'a été signalée que le 24 mars), pas d'"observatoire", comme le suggérait le rapport du BRGM en 1988. Cependant, M. Alain Malatrait (BRGM) assure un suivi des photographies aériennes prises à intervalle fréquent et se rend régulièrement sur place.

Surtout, en janvier 1992, des cibles ont été placées sur la partie supérieure de la zone active, permettant d'enregistrer des déplacements décimétriques. Et au mois de mai 1992, deux sondes (avec balise satellite) ont été installées sur la coulée elle-même, alimentées par des capteurs solaires, assurant un suivi régulier de la coulée elle-même..

On peut estimer le volume de la partie déjà mobilisée en 1978, 1985-86, 1988 et 1991-92, à environ 1 million de mètres cubes. Mais, au vu de la lithologie, et de ce que le rapport BRGM (Asté, 1988) considérait comme instable, ce sont 20 à 30 millions de m^3, qui, à terme, pourraient être mobilisés. Ces chiffres rejoignent les estimations de A. Malatrait (communication orale), mais celui-ci estime à 10-15 millions de m^3 seulement le volume total instable. Ceci pose, plus que jamais, l'urgence de mener une étude approfondie de la coulée.

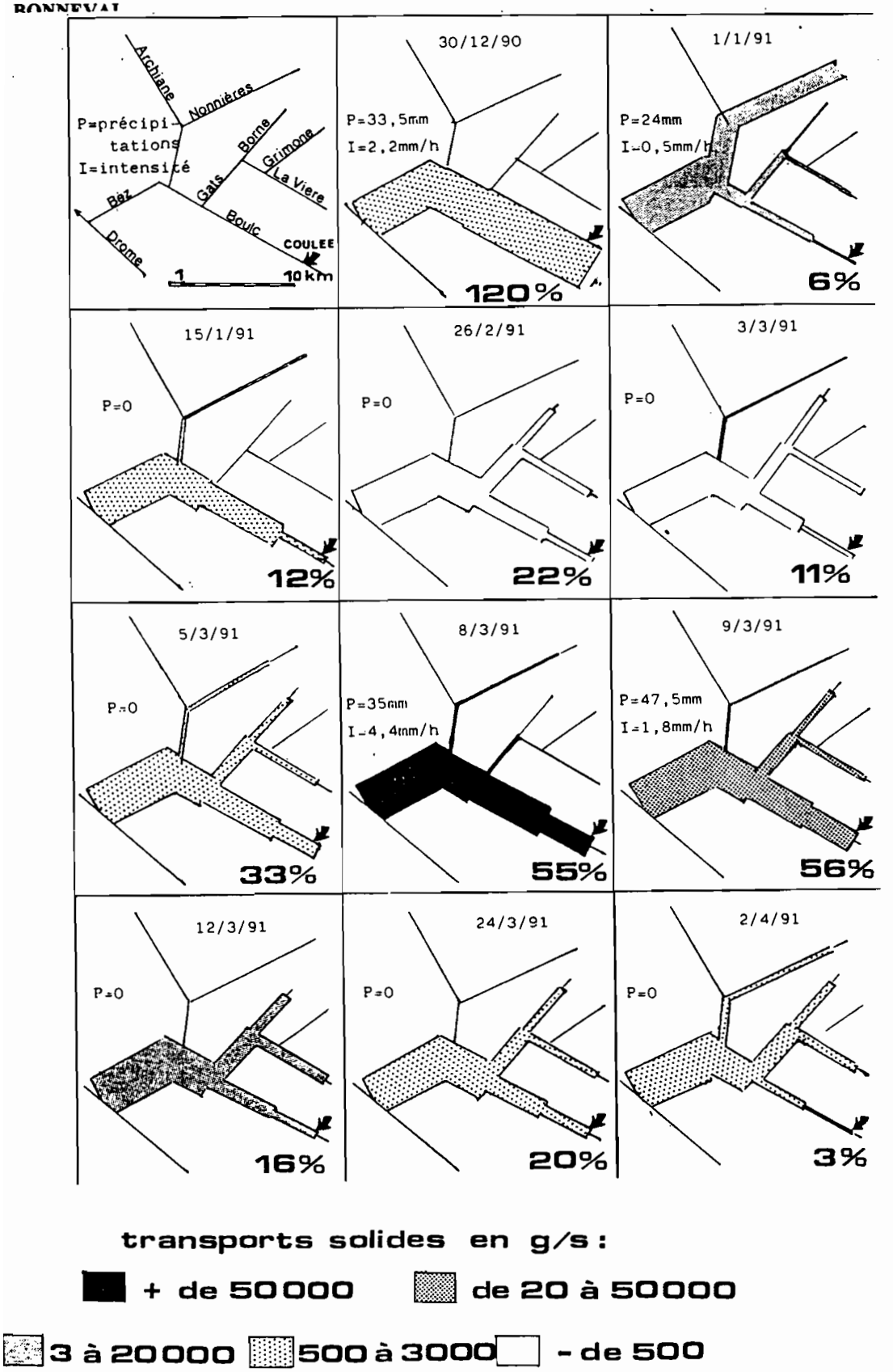
2) Une source de matières en suspension (MES) importante

Cette coulée a une surface de 28 hectares (un millième de la surface du B.V. du Bèz); elle est constituée essentiellement d'argiles nues, bien que les secteurs n'ayant pas ou peu été remaniés depuis quelques années soient en voie de lente revégétalisation (spontanée, et localement, due à une tentative de reboisement en pins noirs); de ce fait, elle est une source importante de MES. Au vu de la figure 67, il apparaît clairement que c'est lorsqu'il se produit un évènement pluvieux que la proportion de MES dans le cours du Bèz venue de la coulée, est la plus importante. Or, c'est, logiquement, lors de ces épisodes que les transports en suspension sont, en valeur absolue, les plus importants; c'est ce qui explique que la coulée fournisse entre 50 et 70% des exportations, l'ensemble du sous-bassin de Boulc représentant 70 à 80% des capacités exportatrices totales du bassin du Bèz. La figure 67 permet de constater également que lors d'un épisode pluvieux (le 30/12/90), les transports solides mesurés en aval de la coulée ont dépassé ceux qui ont été enregistrés au pont de Châtillon (d'où la valeur de 120%, étonnante a priori): les précipitations, abondantes mais de faible intensité (maximum de 4mm/h pendant une quinzaine de minutes), ne sont parvenues à provoquer un départ de matériaux solides que sur les masses argileuses nues de la coulée; et des dépôts se sont certainement produits avant le confluent du Torrent de Menée; de ce fait, le débit solide a légèrement baissé vers l'aval.

La coulée de Bonneval est donc une source de MES importante; en cas de précipitations à forte intensité tombant sur des argiles desséchées, l'érosion linéaire y est intense (nombreuses ravines); en cas de précipitations abondantes mais de faible intensité, ce sont des coulées qui sont à redouter; celles-ci pourraient être redoutables en cas de grosses pluies s'abattant au printemps sur un bassin-versant encore enneigé. C'est dans un tel cas de figure que pourrait se mobiliser la coulée.

Cette coulée est un phénomène intéressant à bien des égards, d'abord par son ampleur, rare dans les Alpes, et ensuite par la combinaison de facteurs (probables) qui en sont la cause. Il est à souhaiter que des recherches sur son évolution se poursuivent, et que soit prévenu tout risque de catastrophe pouvant toucher les populations habitant en aval.

FIG 67: POURCENTAGE DES TRANSPORTS SOLIDES DU BEZ PROVENANT DE LA COULEE DE BONNEVAL



CONCLUSION

Rupture brutale au départ (et à plusieurs reprises par la suite),, évolution lente, depuis, semble-t-il surtout lors des épisodes de précipitations importantes mais de faible intensité: la coulée de Bonneval-en-Diois est complexe dans son déclenchement comme dans son évolution, à l'image de l'ensemble des phénomènes de solifluxion. il faut noter que, ici comme dans le cas du versant expérimental de Courriau, les crevasses dues aux ruptures de terrain et de pente en surface, doivent faciliter grandement l'imbibition du sol et du sous-sol, pouvant pérenniser le mouvement.

Ceci étant, s'il est en général possible de discerner la cause du déclenchement de ces phénomènes de solifluxion, leur évolution et ses paramètres sont difficiles à cerner. Ils peuvent être liés aussi à des processus a priori antinomiques, dûs au ruissellement et qui sont à l'origine de l'érosion linéaire, en général plus facile à appréhender.

CHAPITRE V

LES PARAMETRES DE L'EROSION ET LEURS RAPPORTS AVEC LE RUISSELLEMENT ET L'ECOULEMENT

V) LES PARAMETRES DE L'EROSION ET LEURS RAPPORTS AVEC LE RUISSELLEMENT ET L'ECOULEMENT

Les facteurs de dégradation spécifique des versants sont en grande partie météoriques, et on peut dire que l'eau intervient autant dans la fracturation et la désagrégation des matériaux (par le splash et par dilatation de l'eau en cas de gel), que dans son transport; ceci est vrai autant au niveau de la parcelle (rejaillissement, rigoles...), qu'au niveau du versant et du B.V.. Les procédés de mesure utilisés dans le cadre de cette étude ont été mis au point afin d'estimer l'érosion, mais certains d'entre eux mesurent en même temps les écoulements, en tant que tels, ou en temps que facteur contribuant au transport.

Nous avons, de ce fait, voulu savoir si les éléments qui entrent en jeu dans les processus d'érosion ont un lien direct avec ceux qui conditionnent le ruissellement. Et dans le même temps, peut-être pourrons-nous mieux cerner certaines caractéristiques de l'hydrologie préalpine.

J.C.Olivry résume ainsi (1988) les conditions de formation du ruissellement et de l'érosion dans les marnes noires de Savournon:

"En début d'averse, l'effet de battance mobilise les particules libres à la surface des marnes sèches, et par ruissellement, apporte à la station la première pointe de concentration, classique dans tous les cas. Puis, l'imbibition des marnes provoque rapidement un gonflement des argiles, la fermeture des fissures et une plus grande cohésion des marnes, avec diminution de l'infiltration; le ruissellement s'intensifie et l'érosion qui avait diminué, va se développer suivant les filets du ruissellement et les rigoles observées sur les versants en suivant en intensité le hyétogramme de l'averse. Lorsque l'imbibition a gagné en profondeur, des mottes de marne altérée peuvent se détacher du versant ou atteindre leur limite de liquidité et rejoindre le lit du ruisseau. A ce niveau d'ailleurs, l'importance de l'écoulement en augmentant son pouvoir érosif va exporter des dépôts précédemment stockés et faciliter l'érosion des bas de versants".

Sur ce même site de Savournon, ainsi qu'à Saint Genis, on a pu déterminer que la hauteur de précipitation de 10 mm constituait un premier seuil dans l'apparition de l'écoulement et des transports solides. Le deuxième seuil est celui de l'intensité; seul un nombre restreint d'évènements pluviométriques est donc susceptible d'avoir un pouvoir érosif.

Nous allons analyser ici les paramètres qui peuvent conditionner le ruissellement puis l'écoulement des eaux. Ce sont en grande partie les mêmes que ceux qui influencent l'érosion des sols. Nous ne reviendrons donc pas, par la suite, au chapitre VI, sur les matrices de corrélation qui sont présentées ici, mais seulement sur les régressions qui en ont été inspirées. Puis nous verrons ce qu'il en est de ces paramètres au niveau des parcelles de l'ordre du mètre carré. Enfin, nous changerons d'échelle pour analyser quelques traits de l'écoulement sur des BVRE de l'ordre de l'hectare au kilomètre carré, et dans le bassin du Bèz (270 km^2).

A) LES PARAMETRES INFLUENÇANT RUISSELLEMENT ET EROSION

1) L'intensité des précipitations

C'est un premier paramètre essentiel, et nous allons voir que les épisodes de précipitations à forte intensité sont nombreux. Mais comment comparer des épisodes pluvieux d'intensité égale mais de durée différente, ou, au contraire, des épisodes d'égale durée, mais d'intensité différente?. Pour nous affranchir de ce problème, nous avons calculé pour chaque pluie, en fonction de ces deux facteurs, l'énergie cinétique de la précipitation; cela donne un élément tout à fait comparable d'un évènement à l'autre. Nous y reviendrons avec les autres paramètres du ruissellement, et nous contenterons à présent d'une étude de l'intensité des pluies mesurée sur 4 ans (du 15 mai 1988 au 15 mai 1992), grâce aux enregistrements du pluviographe Oedipe de Courriau, situé à peu près au centre de la région d'étude.

La moyenne des précipitations annuelles à Courriau (commune d'Orpierre) est de 813mm (moyenne 1982-1992); le maximum annuel survenu sur ces 11 années fut de 1086,9mm (1987), le minimum de 545,3mm (1989), soit une variabilité annuelle assez forte (ici du simple au double entre le minimum et le maximum); rappelons simplement (voir I) que la pluie journalière maximale annuelle est de 41 mm/24h, la décennale étant de 57 mm/24h.

Il est tombé durant la période de fonctionnement du pluviographe (mai 1988-mai 1992), 2788 mm, soit une moyenne de 697 mm/an. Le tableau 12 ci dessous donne les hauteurs d'eau tombées avec une certaine intensité minimale:

TABLEAU 12

HAUTEURS DE PRECIPITATIONS TOMBEES AU DESSUS DE CERTAINS SEUILS D'INTENSITE

Seuil intensité (en mm/h)	Hauteur tombée au dessus de cette intensité de mai 88 à mai 92 en mm (cumulée)	en %
50	100	3,6
40	150	5,4
30	200	7,2
25	230	8,2
20	270	9,7
15	350	12,5
10	475	17
5	830	30

En considérant que l'on change d'"averse" (ou d'évènement pluvieux), chaque fois qu'il n'a pas plu pendant 1 heure (pas de basculement des augets du pluviographe, calibré pour basculer à 0,5mm), il y a eu dans cette même période de quatre ans 268 "averses" de plus de 3mm. En ne tenant compte que de leur intensité maximale instantanée (ou élémentaire, c'est-à-dire basée sur le plus court temps nécessaire à un basculement), on peut les classer comme l'indique le tableau 13.

TABLEAU 13

NOMBRE D'AVERSES PAR TRANCHES D'INTENSITES MAXIMALES INSTANTANEES

Intensité maximale instantanée en mm/h	Nombre d'averses
600	1
200-300	2
150-200	3
100-150	5
75-100	1
50-75	9
40-50	9
30-40	13
20-30	13
10-20	35
5-10	43
0-5	134
Total	268

L'évènement unique ayant connu une intensité de pointe de 600m/h s'est traduit en fait par 3 basculements de l'auget, soit 1,5mm en 9 secondes. Le reste de l'évènement s'est traduit par une précipitation intense mais bien plus "normale" dans son intensité. On s'aperçoit que le plus grand nombre des évènements a une intensité maximale beaucoup plus faible, ce qui apparaît dans le tableau 13 qui est en valeurs cumulées; justement si l'on tient compte de la durée pendant laquelle se produisent de telles intensités, le phénomène des pluies torrentielles semble bien plus modéré (tableau 14).

TABLEAU 14
NOMBRE D'AVERSES EN FONCTION DE LA DUREE DE DEPASSEMENT DE CERTAINS SEUILS D'INTENSITE (NON CUMULEE)

TRANCHE d'INTENSITÉ EN MM/H / DUREE en Minutes	200	150	100	75	50	40	30	20	10	0
1	1	2	5	5	4	9	15	9	36	200
10	0	0	1	1	6	3	5	16	22	210
30	0	0	0	0	0	3	3	5	23	190
60	0	0	0	0	0	0	1	3	9	161

Le nombre total d'averses diminue avec la durée parce qu'un certain nombre d'averses ont une durée totale inférieure au laps de temps considéré.

Enfin, parmi les averses ayant eu les maxima instantanés les plus élevés, on constate que la plus grande partie a eu lieu en saison chaude (tableau 15):

TABLEAU 15
REPARTITION DANS L'ANNEE DES PLUIES A FORTE INTENSITE INSTANTANEE

+ de 100 mm/h maximum instant	.mois	DE 50 A 100 mm/h maximum instant.	mois
600	novembre	85,7	septembre
250	avril	64,3	octobre
200	août	64,3	mars
180	juillet	62,1	septembre
180	juillet	62,0	juin
150	juillet	56,3	juin
138,5	juin	55	mai
135	mai	52,9	octobre
128,6	septembre	52,9	septembre
112,5	juin	50	août
112,5	août		

En effet, les deux-tiers (14 sur 21 évènements d'intensité maximale instantanée supérieure à 50mm/h) ont eu lieu de juin à septembre, et les 6/7èmes (86%, 18 sur 21) se sont produits de mai à octobre. Par contre les deux plus fortes valeurs d'intensité instantanée se sont produites, l'une en novembre (600mm/h) l'autre en avril (250 mm/h).

Ces valeurs sont relativement élevées, mais ont souvent été enregistrées sur de très courts laps de temps. Il est plus rigoureux de convertir cette intensité des averses en énergie cinétique (calculée par tranches d'intensité) pour commencer à établir des comparaisons. L'énergie cinétique a été calculée à partir des enregistrements des pluviographes Oedipe, traités par le logiciel du même nom (Elsyde-Orstom, voir annexe A5-1).

C'est donc sous cette forme que nous parlerons désormais d'intensité; cependant, et malgré la justesse de l'observation de J.C. Olivry sur les 10 mm d'eau requis pour que se déclenche le ruissellement (fait qui a été corroboré depuis par Bufalo, 1989, et par nous-mêmes), il est important de noter que lors de précipitations à forte intensité, nous avons pu observer des ruissellements sur les marnes nues dès 2,5 ou 3 mm de pluie, sur des pentes supérieures à 30 degrés, et ce aussi bien lorsque le manteau d'altérites des marnes était déjà humide (peu de possibilité d'infiltration) que par temps très sec (avec formation d'une croûte de dessiccation). De même, nous verrons en fin de ce chapitre que des pluies de 5 à 10 mm/~~heure~~ même sans forte intensité, ont parfois provoqué un ruissellement sur les parcelles de 1 à 2 mètres carrés. C'est dire qu'il est évident que l'intensité des pluies mais aussi sa durée et son volume sont les variables essentielles à prendre en compte dans l'étude du ruissellement, de l'arrachement des particules du sol et, de ce fait, des transports solides.

2) Les paramètres du ruissellement et de l'érosion et leurs corrélations avec les variables dépendantes

a) les paramètres

Les paramètres utilisés ici pour analyser leur possible influence sur ruissellement et érosion, sont donc essentiellement climatiques. **Ils seront désignés dans les matrices de corrélations sous leur abréviation en 3 lettres; comme ERO pour érosion (en g/m^2) et COE comme coefficient de ruissellement (en %).**

On s'est servi, pour cette analyse, des parcelles à cheneaux (uniquement les 5 du site de Courriau, qui ont la plus longue durée d'observation), qui ont recueilli aussi bien l'eau écoulée que les particules solides emportées par elle. Les paramètres étudiés sont:

* la hauteur de la ou des précipitations (PRE, en mm.); en effet, faute d'avoir toujours pu relever les données des parcelles, certaines données de volume d'eau ruisselée et d'ablation sont dues à plusieurs évènements consécutifs:

* le nombre d'évènements pluvieux (NEP) (voir ci-dessus) car une précipitation de 50mm n'a pas forcément le même impact que deux précipitations de 25mm;

* l'énergie cinétique des précipitations (qui tient donc compte de l'intensité des pluies, de leur durée et de leur volume) (ECI, en g/m^2).

Le logiciel Oedipe (Chevallier, 1984) permet de connaître la hauteur de précipitation tombée pour chaque tranche d'intensité. Dès lors, une conversion simple permet de connaître l'énergie cinétique grâce à la relation établie par Wischmeier (1978):

$$Ec = 1214 + 890 \log (I) \qquad (7)$$

où Ec = énergie cinétique en $g/m^2/mm$

I = Intensité des pluies en mm/h (ici le centre des classes d'intensité)

Cette relation s'écrit aussi, en système international:

$$Ec = 11,9 + 8,72 \log (I) \qquad (8)$$

avec Ec en Joules/m^2/mm et I en mm/h

La relation est valable jusqu'à une intensité de 76 mm/h, ce qui au vu du tableau 12, doit concerner 98% des précipitations tombées. L'erreur possible pour les intensités supérieures doit être faible.

Il est connu depuis longtemps (Wischmeier et Smith, 1975) que l'énergie cinétique, directement liée à l'intensité des pluies par la relation précédente, est le principal paramètre de l'érosion hydrique. Nous avons voulu, ici, montrer aussi le rôle des autres paramètres que nous avions la possibilité de connaître.

Nous utiliserons ici la première de ces équations (en Kg).

* le nombre de jours de gel (JGE)

* l'état d'humidité du sol avant la précipitation, par divers indices:

- le nombre de jours secs avant la pluie (JOS)

- un indice thermique (ITH) qui est la somme des amplitudes thermiques journalières (avec un plancher à 5 degrés C) des jours précédant la précipitation (à partir de la dernière précipitation de plus de 10 mm antérieure). Faute d'avoir enregistré la température à Courriau, site des parcelles en marne noire prises en compte ici, cet indice a été calculé en prenant la moyenne des valeurs des deux stations de Laragne et Rosans;

- l'indice IK dit aussi IPA (Indice de Kolher ou Indice des Précipitations antérieures), utilisé entre autres par divers chercheurs de l'ORSTOM (Chevallier, 1983; Albergel,

1988; Seguis 1989; Nouvelot, 1993). Il tient compte de la durée séparant la précipitation étudiée de la précédente, et de sa hauteur. Il se calcule selon l'expression:

$$IK_n = (IK_{n-1} + P_{n-1})\, e^{-AT}$$

où IK_n *= indice d'humectation immédiatement avant l'averse n;*

P_{n-1} = hauteur de l'averse de rang (n-1) en millimètres;

T = temps séparant la fin de la pluie (n-1) du début de la pluie n (ici en jours);

A = coefficient de calage; d'après les chercheurs de l'ORSTOM cités ci-dessus, il est pris en général égal à 0,5 en Afrique Tropicale; le plus souvent il est de 0,9 aux Etats Unis d'Amérique; nous avons essayé avec toutes les valeurs de 0,5 à 0,99 à 0,05 près, sans que cela n'améliore sensiblement les corrélations: nous utiliserons donc ici IKA (IK avec A = 0,5) et IKB (IK avec A = 0,9) dans les matrices de corrélations ci-dessous.

b) les matrices de corrélation

Faute d'avoir les mêmes évènements à analyser suivant les parcelles (du fait de leur difficulté d'entretien, d'assez nombreuses données ont été perdues ou se sont avérées fausses), nous devrons nous référer à une matrice de corrélation différente pour chaque parcelle. Une Analyse en Composantes Principales (ACP) a été réalisée pour mieux comprendre les interactions entre variables dépendantes et indépendantes. Les tableaux des valeurs propres, des moyennes et des Ecarts-Types, des corrélations entre variables actives et composantes principales, ainsi que les tableaux de données ont été placés en annexe. Seules sont exposées ici les matrices de corrélation pour les 5 parcelles de Courriau (tableau 16).

TABLEAU 16 MATRICES DE CORRELATION

PARCELLE 1: pente: 18 degrés; végétation: 100%; surface: 9,2 m^2;

	ERO	ECI	IKA	IKB	PRE	JOS	COE	JGE	NEP	ITH
ERO	1,00	0,93	-0,14	-0,13	0,62	0,02	0,13	-0,12	0,65	0,03
ECI	0,93	1,00	-0,14	-0,13	0,55	0,03	-0,00	-0,29	0,55	0,11
IKA	-0,14	-0,14	1,00	1,00	-0,25	-0,34	-0,24	-0,19	-0,28	-0,28
IKB	-0,13	-0,13	1,00	1,00	-0,25	-0,30	-0,23	-0,18	-0,27	-0,25
PRE	0,62	0,55	-0,25	-0,25	1,00	-0,00	0,37	0,38	0,85	-0,03
JOS	0,02	0,03	-0,34	-0,30	-0,00	1,00	0,37	0,38	0,09	0,88
COE	0,13	-0,00	-0,24	-0,23	0,19	0,37	1,00	0,41	0,39	0,06
JGE	-0,12	-0,29	-0,19	-0,18	0,09	0,38	0,41	1,00	0,18	0,13
NEP	0,65	0,55	-0,28	-0,27	0,85	0,09	0,39	0,18	1,00	-0,00
ITH	0,03	0,11	-0,28	-0,25	-0,03	0,88	0,06	0,13	-0,00	1,00

Rappel: ERO= érosion en g/m^2; ECI= énergie cinétique en kg/m^2; IKA= indice de Kolher avec a= 0,5; IKB= indice de Kolher avec a= 0,9; PRE= hauteur de la précipitation en mm; JOS= nombre de jours secs avant la précipitation; COE= coefficient de ruissellement en %; JGE= nombre de jours de gel; NEP= nombre d'événements pluvieux; ITH= indice thermique

MATRICES DE CORRELATION (SUITE)

PARCELLE 2: pente: 25 degrés; végétation: 5%; surface: 2,54 m^2;

	ERO	ECI	IKA	IKB	PRE	JOS	COE	JGE	NEP	ITH
ERO	1,00	0,90	-0,13	-0,11	0,66	-0,04	0,21	-0,19	0,64	0,04
ECI	0,90	1,00	-0,18	-0,15	0,80	0,05	0,23	-0,08	0,73	0,10
IKA	-0,13	-0,18	1,00	0,98	-0,23	-0,42	0,21	-0,22	-0,28	-0,34
IKB	-0,11	-0,15	0,98	1,00	-0,21	1,00	0,06	1,00	-0,07	0,41
PRE	0,66	0,80	-0,23	-0,21	1,00	0,06	0,05	0,13	0,85	0,03
JOS	-0,04	0,05	-0,42	-0,35	0,06	1,00	-0,07	0,41	0,17	0,88
COE	0,21	0,23	0,21	0,22	0,05	-0,07	1,00	-0,25	0,09	-0,06
JGE	-0,19	-0,08	-0,22	-0,18	0,13	0,41	-0,15	1,00	0,18	0,21
NEP	0,64	0,73	-0,28	-0,25	0,85	0,17	0,09	0,18	1,00	0,08
ITH	0,04	0,10	-0,34	-0,28	0,03	0,88	-0,06	0,21	0,08	1,00

PARCELLE 3: pente: 30 degrés; végétation: 0%; surface: 2,1 m^2;

	ERO	ECI	IKA	IKB	PRE	JOS	COE	JGE	NEP	ITH
ERO	1,00	0,83	-0,23	-0,19	0,22	0,27	0,61	-0,24	0,14	0,33
ECI	0,83	1,00	-0,20	-0,17	0,01	0,30	0,49	-0,27	-0,10	0,43
IKA	-0,23	-0,20	1,00	0,99	-0,26	-0,35	-0,18	-0,19	-0,29	-0,27
IKB	-0,19	-0,17	0,99	1,00	-0,25	-0,28	-0,18	-0,15	-0,25	-0,22
PRE	0,22	0,01	-0,26	-0,25	1,00	0,21	0,45	0,31	0,62	0,07
JOS	0,27	0,30	-0,35	-0,28	0,21	1,00	0,06	0,25	0,25	0,87
COE	0,61	0,49	-0,18	-0,18	0,45	0,06	1,00	-0,04	0,33	-0,02
JGE	-0,24	-0,27	-0,19	-0,15	0,31	0,25	-0,04	1,00	0,31	0,07
NEP	0,14	-0,10	-0,29	-0,25	0,62	0,25	0,33	0,31	1,00	-0,01
ITH	0,33	0,43	-0,27	-0,22	0,07	0,87	-0,02	0,07	-0,01	1,00

PARCELLE 4: pente: 48 degrés; végétation: 0%; surface: 1,53m^2;

	ERO	ECI	IKA	IKB	PRE	JOS	COE	JGE	NEP	ITH
ERO	1,00	0,83	-0,18	-0,17	0,70	-0,01	0,44	-0,13	0,60	0,08
ECI	0,83	1,00	-0,26	-0,24	0,87	0,07	0,32	-0,06	0,78	0,10
IKA	-0,18	-0,26	1,00	0,99	-0,31	-0,35	0,02	-0,21	-0,33	-0,28
IKB	-0,17	-0,24	0,99	1,00	-0,29	-0,30	0,01	-0,17	-0,30	-0,24
PRE	0,70	0,87	-0,31	-0,29	1,00	0,14	0,31	0,19	0,83	0,12
JOS	-0,01	0,07	-0,35	-0,30	0,14	1,00	-0,02	0,65	0,20	0,86
COE	0,44	0,32	0,02	0,01	0,31	-0,02	1,00	-0,07	0,40	-0,19
JGE	-0,13	-0,06	-0,21	-0,17	0,19	0,65	-0,07	1,00	0,14	0,42
NEP	0,60	0,78	-0,33	-0,30	0,83	0,20	0,40	0,14	1,00	0,07
ITH	0,08	0,10	-0,28	-0,24	0,12	0,86	-0,19	0,42	0,07	1,00

PARCELLE 5: pente: 36 degrés; végétation: 0%; surface: 2,05 m^2;

	ERO	ECI	IKA	IKB	PRE	JOS	COE	JGE	NEP	ITH
ERO	1,00	0,76	-0,12	-0,05	0,59	-0,03	0,68	-0,28	0,47	0,11
ECI	0,76	1,00	-0,27	-0,22	0,86	0,00	0,36	-0,05	0,66	0,12
IKA	-0,12	-0,27	1,00	0,95	-0,27	-0,51	0,11	-0,29	-0,42	-0,43
IKB	-0,05	-0,22	0,95	1,00	-0,23	-0,43	0,15	-0,27	-0,35	-0,37
PRE	0,59	0,86	-0,27	-0,23	1,00	0,04	0,29	0,26	0,75	0,04
JOS	-0,03	0,00	-0,51	-0,43	0,04	1,00	-0,25	0,46	0,25	0,72
COE	0,68	0,36	0,11	0,15	0,29	-0,25	1,00	-0,22	0,15	-0,11
JGE	-0,28	-0,05	-0,29	-0,27	0,26	0,46	-0,22	1,00	0,30	0,08
NEP	0,47	0,66	-0,42	-0,35	0,75	0,25	0,15	0,30	1,00	0,09
ITH	0,11	0,12	-0,43	-0,37	0,04	0,72	-0,11	0,08	0,09	1,00

Les coefficients de corrélation (R) qui apparaissent ici correspondent à ceux qui sont donnés plus loin sur les équations de régressions; simplement ceux-ci sont bien des R (coef. de corrélations) fournis par le logiciel Chadoc (développé par le DEC, Département Eaux Continentales de l'ORSTOM), alors que celles-là sont calculées par Quattro-Pro, qui donne les R^2 (coefficients de détermination, carrés des précédents) .

On constate de prime abord que pour ce qui concerne le ruissellement, le K (coefficient de ruissellement COE des matrices) se corrèle très mal avec les autres paramètres utilisés ici; le meilleur R obtenu avec l'une quelconque des variables indépendantes va de 0,25 pour la parcelle 2 à 0,49 pour la parcelle 3 (parcelle 1, Rmax = 0,41; parcelle 4, Rmax= 0,4; parcelle 5, Rmax= 0,36). Ce coefficient de ruissellement se corrèle assez bien avec l'érosion, mais celle-ci est l'autre variable dépendante, celle qui nous intéresse le plus ici: les deux (ERO et COE) sont dépendantes d'un ensemble de paramètres autres, ici indépendants.

Le ruissellement (COE) est le moins mal correlé avec:

- l'énergie cinétique ECI (R de 0 à 0,49);
- la hauteur des précipitations tombées PRE (R de 0,05 à 0,45);
- le nombre d'évènements pluvieux NEP (R de 0,09 à 0,40);

Nous verrons ci-dessous ce que cela implique dans les équations de régression. A priori, il y a peu d'influence, sur les parcelles, des paramètres étudiés, même si ces variables issues des précipitations ont les R les moins bas.

L'érosion (voir chapitre VI) est, elle, bien corrélée en général avec:

* l'énergie cinétique ECI (R de 0,76 à 0,93);
* la hauteur des précipitations PRE; R va de 0,59 à 0,7, sauf pour la parcelle 2, où il n'est que de 0,22;
* le nombre d'évènements pluvieux NEP: R de 0,47 à 0,65, sauf pour la parcelle 3, où R = 0,14 seulement.

Par contre, on constate que ni l'érosion, ni le ruissellement ne se corrèlent bien avec l'indice de Kolher (IKA et IKB):

- pour le ruissellement, R va de 0,02 à 0,24 avec IKA et de 0,01 à 0,23 avec IKB;
- pour l'érosion, on a avec IKA, R de 0,12 à 0,23; et avec IKB, R de 0,05 à 0,19.

Ceci est a priori surprenant, mais dénote probablement un comportement propre aux manteaux d'altérites des marnes, plutôt qu'à un comportement aberrant de l'IK sur les parcelles. Etant donnés les régions et les sites où il a été démontré que IK améliore les corrélations de type E/Ec (érosion /énergie cinétique), on peut supposer que si nous avions fait ces mesures sur des parcelles cultivées ou sur plaine, cet indice aurait permis d'obtenir de

meilleurs résultats. Il semble de prime abord évident que l'état d'humectation initial d'une parcelle doit jouer sur le ruissellement. Ceci étant, les coefficients sont ici aussi bas pour la parcelle 1 végétalisée à 100%, que pour les autres, dénudées à plus de 90%.

La représentation graphique des espaces des variables (fig 68) permet de constater que sur toutes les parcelles sauf la 3, on a trois ensembles de composantes indépendantes:

- le premier groupe comprend ECI (Energie cinétique des pluies), PRE (hauteur totale de la précipitation), et NEP (nombre d'évènements pluvieux); rien de plus logique, ce sont les variables dépendant entièrement des précipitations. ERO (L'érosion) en est proche puisque très bien corrélée avec ECI;

- le second constitué de IKA et IKB, les deux indices d'humectation préalable du sol, évidemment proches puisque calculés de la même manière (seul change un indice);

Ces deux ensembles déterminent l'axe 1, le plus important; leur opposition indique que les plus fortes érosions ont lieu en été, quand le sol est sec (faible humectation);

- le troisième constitué par JOS (nombre de jours secs), ITH (indice thermique) et JGE (nombre de jours de gel); que ces 3 variables soient groupées n'est pas surprenant, puisqu'ITH et JOS sont a priori proches; le nombre de jours de gel leur est complètement opposé; cet ensemble détermine l'axe 2, beaucoup moins déterminant.

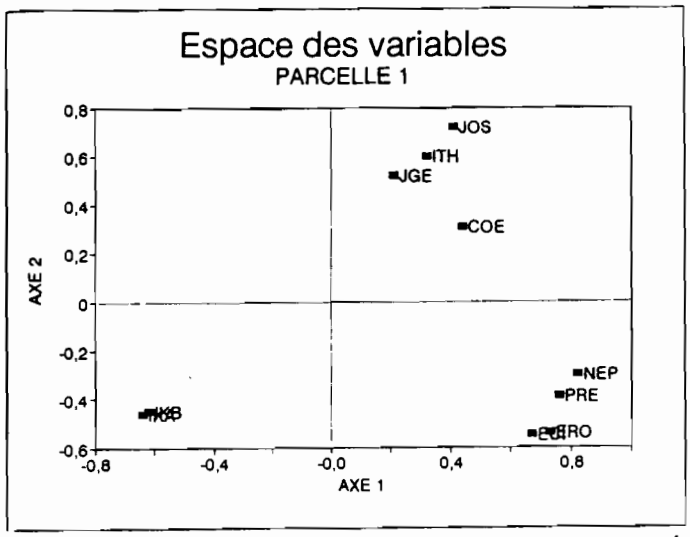
On remarque que :

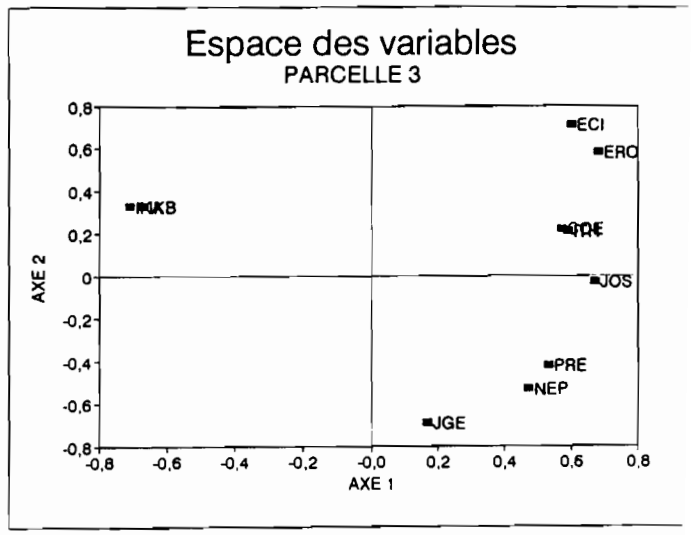
- le Coefficient de ruissellement (COE) navigue entre les 3 groupes (comportement proche des parcelles 2, 4 et 5), sans se rattacher jamais à l'un des trois;

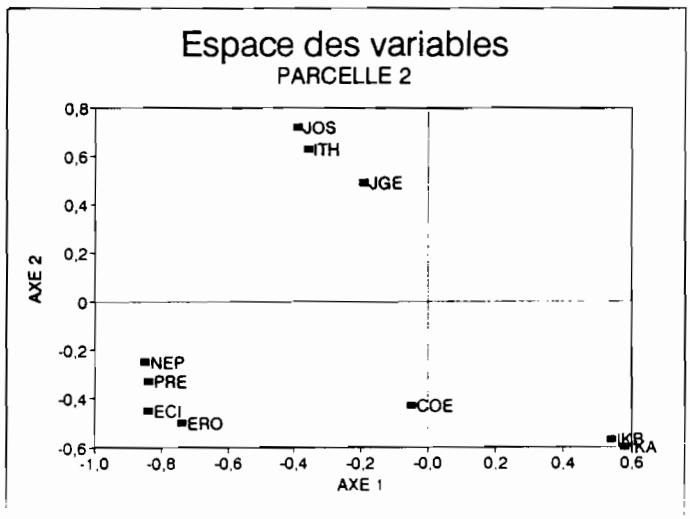
- la parcelle 3 a un comportement original que nous n'expliquons pas a priori; le quasi-parallélisme entre pente et pendage peut être l'élément discriminant cette parcelle.

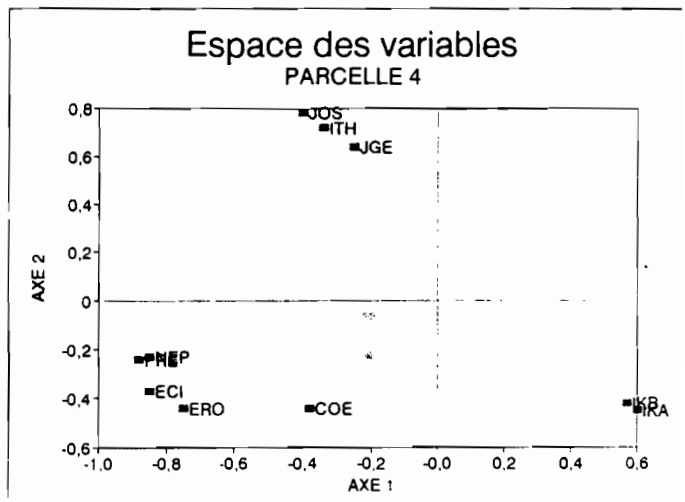
L'analyse de l'espace des unités statistiques (figure 69) ne permet pas, en revanche, de distinguer des groupes d'évènements sur une ou plusieurs parcelles: les évènements sont tous assez groupés et il est difficile d'entrevoir une ségrégation, sinon celle des évènements 21 (20 pour la parcelle 1) et 88, les deux à avoir produit les plus grandes dégradations spécifiques en 5 années de mesure: ils sont dans tous les cas bien écartés du nuage de points: sauf dans le cas de la parcelle 3, où ils ne figurent pas car les données de cette parcelle étaient sous estimées pour ces 2 évènements (conduits d'amenée au bidon bouchés); c'est la seule parcelle où la prise en compte de ces 2 évènements fait baisser le R^2 de la régression Erosion/Energie Cinétique; ceci explique probablement le comportement original de la parcelle 3 pour ce qui concernait l'espace des variables. Ce seul détachement des deux évènements les plus intenses en ruissellement et en érosion nous amène à penser que l'énergie cinétique est tellement dominante dans la détermination de l'érosion que les autres paramètres sont a priori indiscernables.

FIG. 68 LES ESPACES DES VARIABLES, SUIVANT LES PARCELLES









Rappel:

ERO: érosion en g/m2

ECI: énergie cinétique en kg/m2

IKA: indice de Kolher avec a= 0,5

IKB: indice de Kolher avec a= 0,9

PRE: précipitation en mm.

JOS: nombre de jours secs

COE: coefficient de ruissellement en %

JGE: nombre de jours de gel

NEP: nombre d'événements pluvieux

ITH: indice thermique

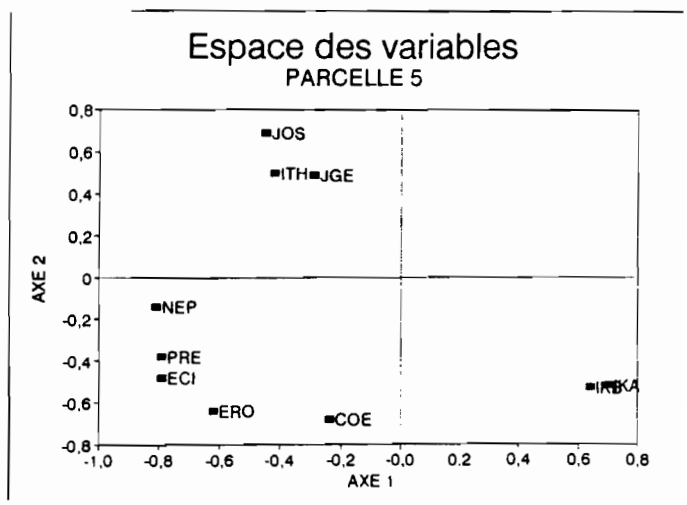
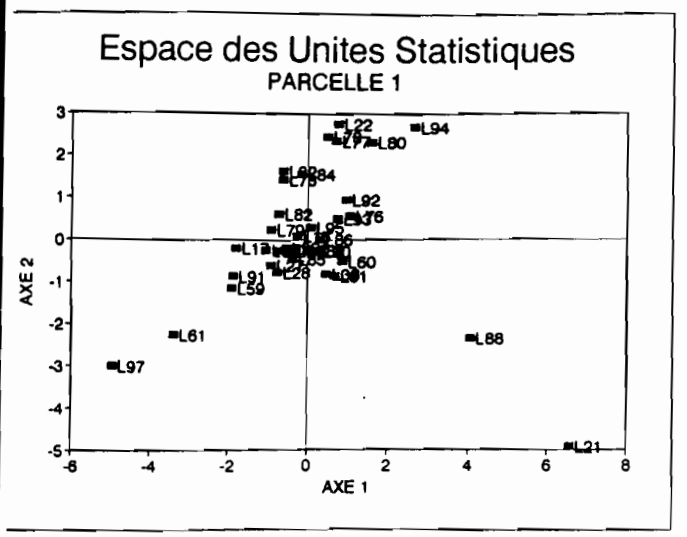
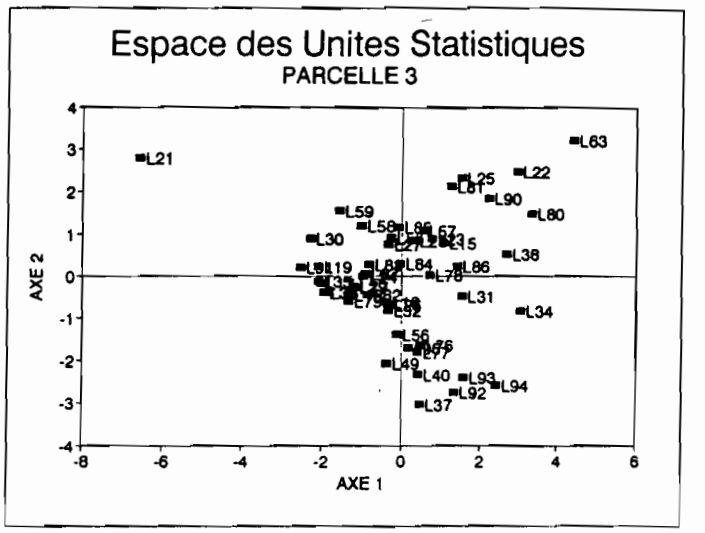
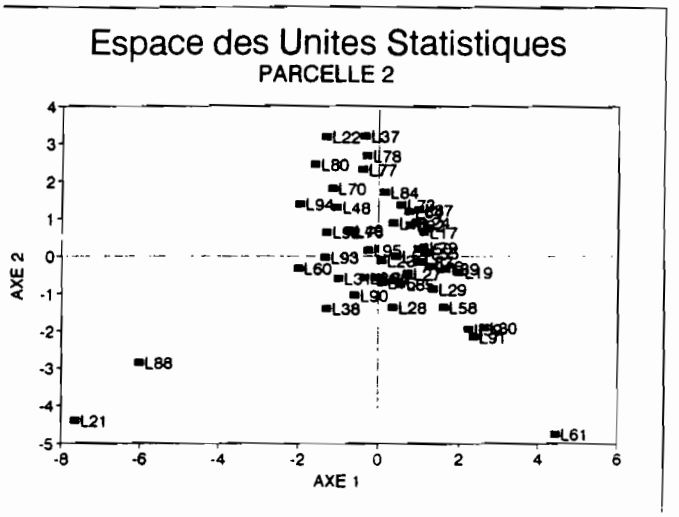
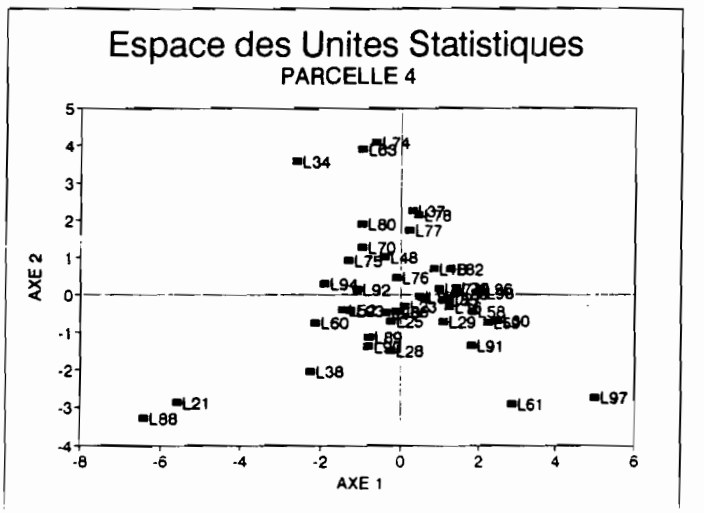


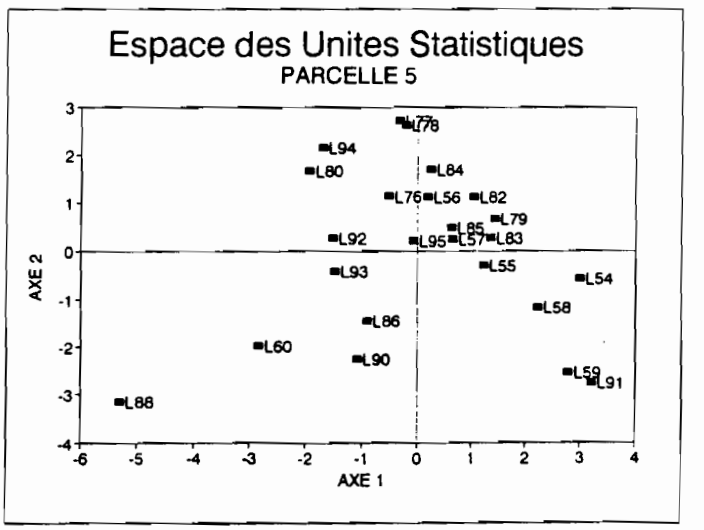
FIG 69: LES ESPACES DES UNITES STATISTIQUES PAR PARCELLE











B) LES PARCELLES A CHENEAUX COMME INSTRUMENT DE MESURE DU RUISSELLEMENT

Nous avons vu plus haut quelles étaient les principales limites des parcelles à cheneaux, à savoir essentiellement la non-prise en compte du paramètre "longueur des filets d'écoulement". D'autre part ce dispositif a été mis au point avant tout pour mesurer les matériaux solides arrachés au versant. Néanmoins, eu égard à l'ensemble des paramètres qu'elles permettent de prendre en compte, il nous a paru intéressant d'essayer d'analyser le comportement du ruissellement à l'échelle de ces petites parcelles.

On a indiqué ci-dessous (tableau 17) les coefficients d'écoulement pour chaque parcelle, déterminés par le rapport du volume total écoulé par la parcelle et du volume total précipité, coefficient déterminé avec toutes les années disponibles pour chaque parcelle:

TABLEAU 17
COEFFICIENTS DE RUISSELLEMENT PAR PARCELLE

Parcelle	K %	Pente degrés	Angle Pente/pendage en degrés	% Surface Végét.
1	1,25	18	/	100
2	19,8	25	60	5
3	31,96	30	10	0
4	22,2	48	70	0
5	16,32	36	20	0
6	7,05	26	115	0
7	15,01	28	120	0
12	15,97	36	80	10
13	9,69	28	80	20
14	7,2	35	80	6
15	6,69	33	90	2
16	13,64	32	90	0
17	3,09	30	90	0

Le coefficient K (coeff. de ruissellement) est déterminé à partir de toutes observations pour chaque parcelle, donc sur des durées et un nombre d'évènements différents.
Le pourcentage de surface végétalisée a été déterminé par mesure de la surface de chaque unité de végétation (en couverture verticale), surface cumulée et rapportée à la surface totale de la parcelle;
L'opposition pente/pendage est indiquée par l'angle formé par les deux paramètres: quand l'angle est proche de 0 ou de 180 degrés, l'opposition est faible; par contre, quand il est proche de 90 degrés, elle est maximale.

Les coefficients de ruissellement sont très divers d'une parcelle à l'autre, sans qu'a priori on puisse attribuer cette variabilité à la pente ou au rapport pente/pendage (opposition ou parallélisme). Seule la parcelle 1, végétalisée, a un comportement très particulier et surtout un très faible coefficient d'écoulement.

1) Ruissellement et Energie Cinétique

L'énergie cinétique des précipitations étant étroitement corrélée avec leur intensité (par la relation Ec = 1214 + 890 log (I)), elle devrait logiquement entrer comme paramètre dans la détermination du ruissellement sur petites parcelles.

En effet, il paraît évident, comme le souligne Olivry (1988), que plus l'intensité des pluies est forte, et plus la capacité d'infiltration du sol est saturée rapidement.

Néanmoins, les mécanismes de déclenchement du ruissellement doivent être plus complexes, car dans les régressions qui ont été étudiées, les corrélations sont trop faibles, pour ne pas dire inexistantes, si l'on ne prend en compte que l'énergie cinétique comme paramètre du ruissellement; les R^2 vont de 0,06 (parcelle 1) à 0,12 (parcelle 3)

Autant dire qu'il n'y a apparemment aucune corrélation entre l'énergie cinétique des précipitations et le ruissellement qu'elles provoquent. Ceci est a priori surprenant; il faut peut-être envisager une inadéquation de ce protocole (parcelles à cheneau) à la mesure du ruissellement. Si l'on ose toutefois s'intéresser aux régressions, on s'aperçoit que K tourne autour d'une valeur de 0,5 (coefficient de ruissellement en %) de l'énergie cinétique (en kg/m^2), plus une constante comprise entre 5,4 et 35. Les coefficients R^2 sont bien faibles, mais constante et multiplicateur du X permettent de connaître des ordres de valeur.

2) Ruissellement et autres paramètres

Nous avons rassemblé (voir annexe A5-2) des équations de régression calculées pour chaque parcelle avec 1 à 4 paramètres différents, désignés par leur valeur arithmétique, dans certains cas logarithmique. L'ensemble des équations ayant un R^2 très faible, seules les équations déterminant, pour chaque parcelle, la meilleure corrélation, sont prises en considération, par leur seul coefficient de détermination.

Ainsi, pour la parcelle 1 où les R^2 sont si faibles (0,06, voir ci-dessus) en corrélant K et Energie cinétique (Ec), on atteint un coefficient de détermination de 0,21 en faisant entrer dans une régression multiple la hauteur de la précipitation et IK. Pour les autres parcelles, on a utilisé aussi les paramètres qui dans les matrices de corrélation apportaient les R les moins

mauvais; dans ce cas-là, les R^2 s'échelonnent de 0,27 à 0,39 pour les parcelles 2 à 5, (au lieu de 0,06 à 0,25 avec la seule Energie Cinétique.

Le fait que, plus l'on ajoute de paramètres (variables indépendantes), et plus le R^2 est élevé, tendrait à confirmer l'influence de ces facteurs dans le ruissellement. Mais l'augmentation des coefficients de détermination est tout de même bien faible.

Les travaux de J.Albergel et Luc Séguis, à propos du rôle du paramètre "nombre de jours secs préalables" (déterminé par le premier de ces auteurs par un "indice des précipitations antérieures"), montrent, sur parcelle et sous pluie artificielle, que le ruissellement est influencé par ce paramètre. L'indice thermique IT est relativement proche de JS (nombre de jours secs préalables). Quant à la pluie (P = quantité totale tombée), il paraît évident qu'elle joue un rôle, dans la mesure où elle modifie les conditions d'absorption et d'infiltration d'eau dans le sol; si la précipitation est longue, au bout d'un moment, l'état initial du sol perd de l'importance: mais celui-ci au départ peut aider le ruissellement (existence d'une croûte par exemple) ou au contraire l'infiltration (fissures...).

3) **Critique du protocole**

Ceci étant, comme nous l'avons dit plus haut, les parcelles à cheneaux n'ont pas été, à l'origine, mises au point pour appréhender le ruissellement. C'est par curiosité et parce que l'information était a priori exploitable que nous avons voulu voir si l'on pouvait en espérer quelque donnée en terme d'écoulement. En effet, plusieurs types de problèmes, dont certains ont déjà été évoqués, se posent:

- la trop petite taille de la parcelle, qui rend difficile et dangereuse l'extrapolation, et peut ne pas être représentative du versant en terme de fonctionnement hydrologique: en effet, la parcelle n'est pas concernée par les écoulements qui viennent de plus haut. Ici la longueur de la parcelle n'est pas suffisante pour qu'apparaisse un écoulement concentré;

- il peut simplement y avoir un problème inhérent au système collecteur/stockeur: en effet, malgré la petite taille de l'unique orifice du bidon (orifice de remplissage et de vidange, diamètre 6 cm, pour un bidon de 120 litres), il n'empêche pas les pertes par évaporation; en été, quand le dit bidon est resté au soleil toute la journée, il est possible qu'une partie de l'eau puisse s'évaporer, mais cela reste négligeable. En été aussi, il peut exister des pertes d'eau par évaporation en surface sur le système collecteur (tôle + cheneau) chauffé par le soleil;

- la neige pose également problème: car il peut y avoir des K supérieurs à 100% quand la pluie tombe sur un sol enneigé. S'il y a excédent d'écoulement à certain moment, c'est qu'il y a aussi déficit d'écoulement lors de la précipitation neigeuse; Cela s'est produit 3 fois en 5 ans sur une au moins des parcelles;

- enfin, il existe un problème lié au gel: on ne peut vider les bidons quand l'eau est gelée: ce n'est pas gênant pour mesurer l'érosion, car celle-ci est très faible en hiver; mais pour K, qui est au contraire élevé en cas de pluie d'hiver (faible évaporation, parfois sol gelé...), c'est une cause probable de décorrélation.

Il faut bien conclure que d'une part, les parcelles sont plus adaptées à la mesure de l'érosion que du ruissellement, et d'autre part qu'il est finalement plus facile d'appréhender l'érosion que le ruissellement, alors même que ces deux éléments paraissent si intimement liés.

C) ECOULEMENTS DANS LE BASSIN DU BEZ

Le Bèz est le principal affluent de la Drôme, il a un B.V. de 270 km^2, un débit moyen de 4,6 m^3/s (soit 17 $l/s/km^2$); 20% de son B.V. est influencé par le karst du Plateau du Vercors (Vercors Sud et Glandasse), et, de ce fait, les affluents de rive droite ont une bien meilleure hydraulicité que les autres, en particulier le Torrent d'Archiane qui fournit 46,5% des apports liquides pour 21% seulement du B.V.(fig.71 et 72).

Il est probable que des réseaux d'écoulement souterrain agrandissent le B.V. réel du Torrent d'Archiane. En effet, pour une surface similaire, le Torrent d'Archiane et le Ruisseau des Nonnières, qui ont, l'un comme l'autre, 60 à 70% de leur B.V. complètement karstiques, ont un débit très différent l'un de l'autre, celui du torrent d'Archiane étant le double de celui des Nonnières: il est possible qu'une partie de l'eau précipitée sur le B.V. "topographique" du Ruisseau des Nonnières soit en fait drainée par des réseaux souterrains vers le Torrent d'Archiane. Ou bien que celui-ci draine une grande partie des eaux d'infiltration du Sud du Vercors, correspondant à une surface bien plus grande que le seul B.V. superficiel.. Mais toujours est-il que c'est là un sous-bassin qui possède une bonne hydraulicité; de ce fait, il a été envisagé de ne capter que l'eau du Torrent d'Archiane, comme alternative à la construction du barrage de Saint Roman (projet aujourd'hui, semble-t-il abandonné) pour soutenir le maigre débit d'étiage estival de la Drôme.

FIG 70: LE BASSIN DU BEZ

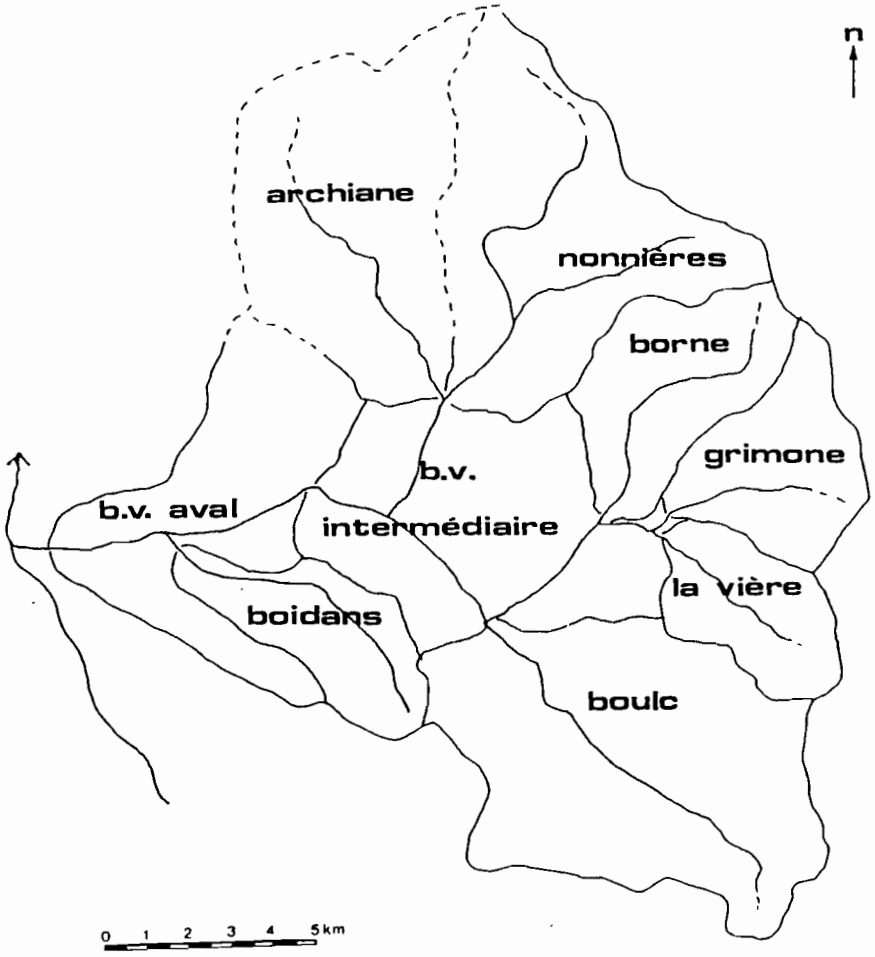
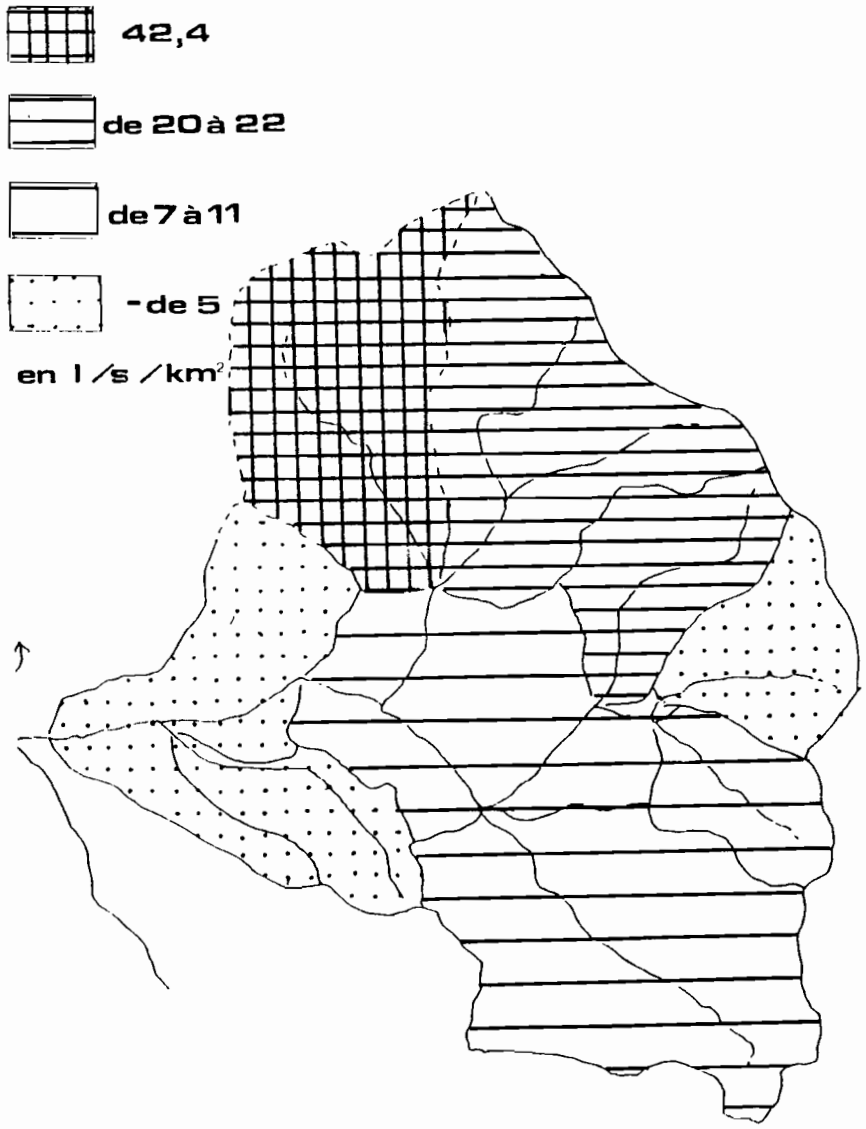


FIG. 71: DEBIT SPECIFIQUE DES SOUS BASSINS DU BEZ
(on a regroupé volontairement les sous-bassins en classes ne se suivant pas, de manière à faire bien apparaître les différences de débit spécifique à l'intérieur de ce bassin)



1) Les crues du Bèz

La station de jaugeage de Châtillon (pont) a été installée en fin 1962; on disposait donc de 29 années complètes en 1991, sur lesquelles nous avons effectué un traitement statistique pour connaître le temps de retour des crues, à l'aide du logiciel DIXLOI (développé par le Laboratoire d'Hydrologie de l'ORSTOM à Montpellier); nous avons pris en compte les crues maximales annuelles, par deux valeurs:

- le débit moyen journalier maximal de l'année;
- le débit maximal instantané;

Cette étude statistique des débits nous était utile pour recaler l'année de mesure 1990-91 dans le contexte des années dont on connaissait le débit (1963-1991), afin de savoir si elle pouvait être représentative ou s'il s'agissait d'une année particulière (Descroix, 1992). Il s'est avéré que c'était une année déficitaire, donc nous nous sommes permis à ce moment-là de multiplier les valeurs de transports solides (puisque c'était là le paramètre à déterminer) observées sur le terrain par un coefficient visant à compenser le fait que l'année était déficitaire.

Le traitement par DIXLOI a donné les caractéristiques suivantes, par la loi de Gumbel, avec laquelle les ajustements étaient les meilleurs:

* Débit journalier maximal/année:
  - crue décennale: 57,5 m^3/s
  - crue centennale: 87,2 m^3/s
  - crue millénale: 116,4 m^3/s

* Débit instantané :
  - crue décennale: 87,8 m^3/s
  - crue centennale: 137,0 m^3/s
  - crue millénale: 185,4 m^3/s

On trouvera en annexe (V-2) les figures montrant les distributions des débits maximaux annuels (moyenne journalière et instantanée) suivant les lois à 2 paramètres (Gauss et Gumbel), parmi les 10 lois traitées par DIXLOI, pour les 29 années de 1963 à 1991.

Le même traitement nous a permis de constater que le débit instantané de 60 m^3/s observé le 9/3/91 à 2 heures du matin avait un temps de retour de 2 ans (ce qui compense

un peu le fait que l'année était déficitaire), de même que la moyenne journalière maximale observée le même jour avec 43 m^3/s.

Le débit spécifique de 17 $l/s/km^2$, représente une valeur élevée pour les Préalpes du Sud. En effet, il faut la comparer avec les 10 $l/s/km^2$ de la Haute Drôme et du Buëch, des valeurs comprises entre 5 et 10 $l/s/km^2$ pour les affluents de gauche du Rhône (Roubion, Ouvèze, Eygues, Nesque..). Il faut aller jusqu'au Verdon pour retrouver des débits spécifiques de cet ordre-là, mais avec des cours d'eau dont les hauts bassins sont situés dans les Grandes Alpes, et, surtout, dans une zone beaucoup plus concernée par les entrées maritimes venues de la Méditerranée et du Golfe de Gênes (Haut-Verdon, Haut-Var, Tinée: plus de 20 $l/s/km^2$).

Même sans prendre en compte la "karsticité" des B.V. (et la ponction possible sur les B.V. voisins), la présence du Vercors en tant que château d'eau (P entre 1500 et 2000 mm.) est un facteur d'écoulement important; de plus, on constate, sur la figure 72, que le débit spécifique des cours d'eau (représentés ici par leur B.V.) diminue vite vers le Sud du B.V. du Bèz, pour se rapprocher justement des valeurs plus fréquentes dans les Préalpes du Sud. Les figures 70, 71, et 72 permettent de constater l'importance du facteur Karst: le débit du Torrent d'Archiane à Archiane représente presque la moitié de celui du Bèz à Châtillon, pour un B.V. cinq fois plus petit.

La figure 73 nous montre les périodes de l'année dans lesquelles se sont produites les crues depuis 1963, et l'on remarque une très nette prédominance du printemps (surtout avril et mai), ce qui est dû tant aux précipitations qu'à la fonte des neiges sur les Hauts Plateaux du Vercors; mais il s'est produit aussi un certain nombre de crues d'hiver (février), aussi nombreuses que les crues d'automne: dans les Préalpes (hors Vercors), la couverture neigeuse ne "tient" pas aussi longtemps que dans les Grandes Alpes, et la fonte peut être accélérée par d'abondantes pluies à faible intensité (comme cela s'est produit en 1978 et en 1981). Notons toutefois que les 2 crues aux débits les plus importants se sont produites en automne.

La répartition des crues les plus importantes (plus de 30 m3/s instantanés) depuis 1963 (fig. 74) permet de définir empiriquement une "décennie sèche" (1963-1972), une "décennie humide" (1975-84), qui ont servi pour définir des valeurs de crue décennale et centennale pour période exceptionnelle lors de l'étude de ce bassin.

FIG.72: HYDROGRAMMES COMPARÉS DU BEZ ET DU TORRENT D'ARCHIANE

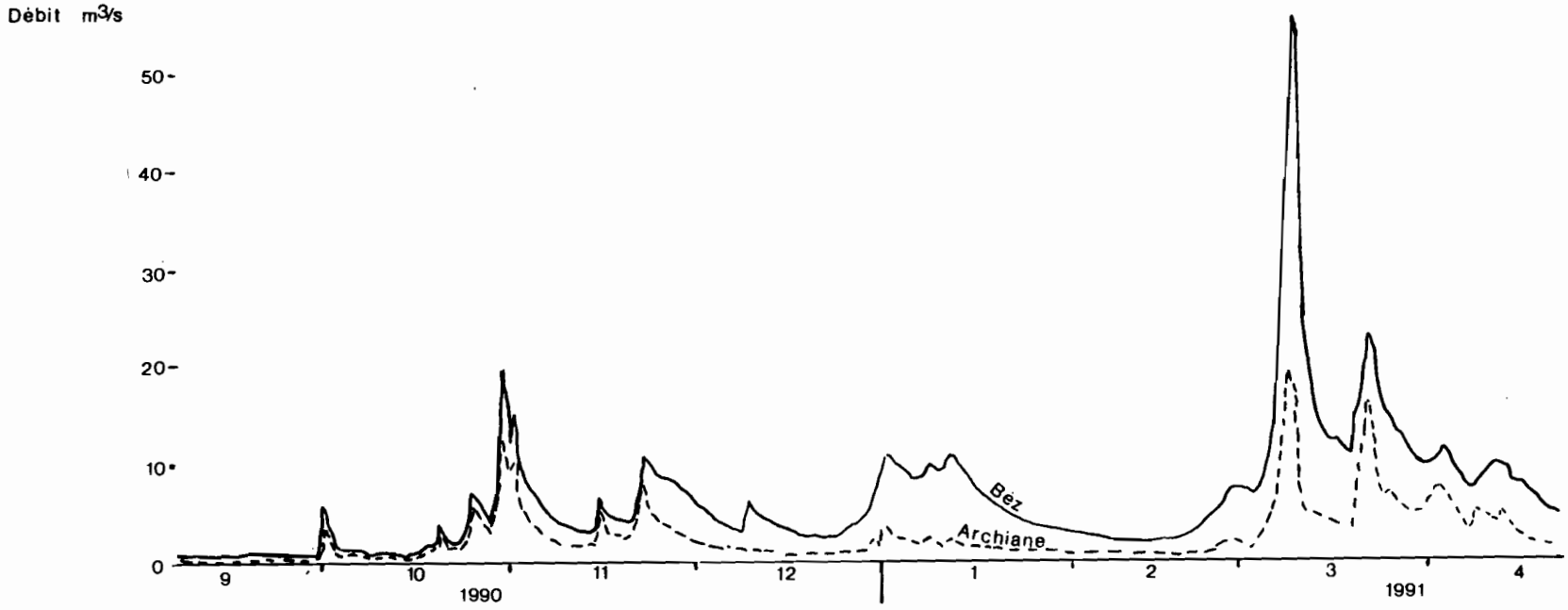


FIG. 73: REPARTITION MOYENNE DES CRUES DANS L'ANNEE (1963-1991)

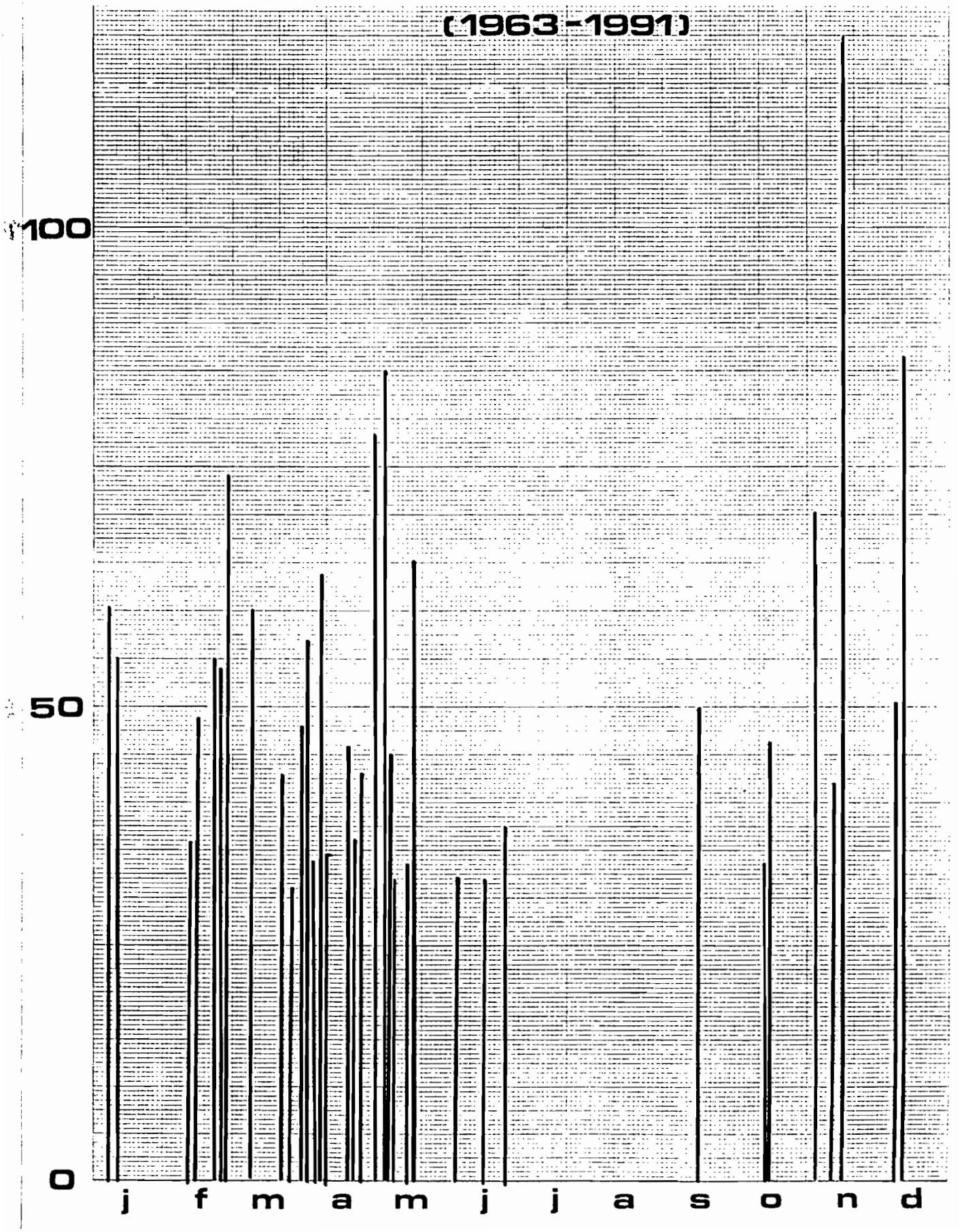


FIG. 74: CHRONOLOGIE DES CRUES (SUPERIEURES A 30M^3/S) DU BEZ A CHATILLON

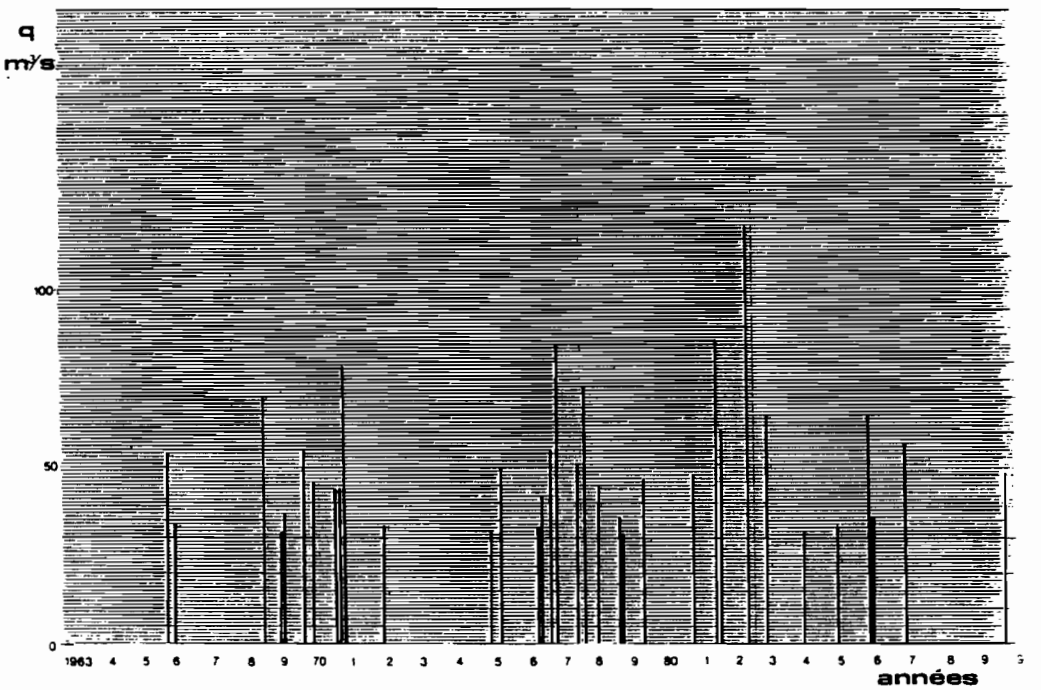
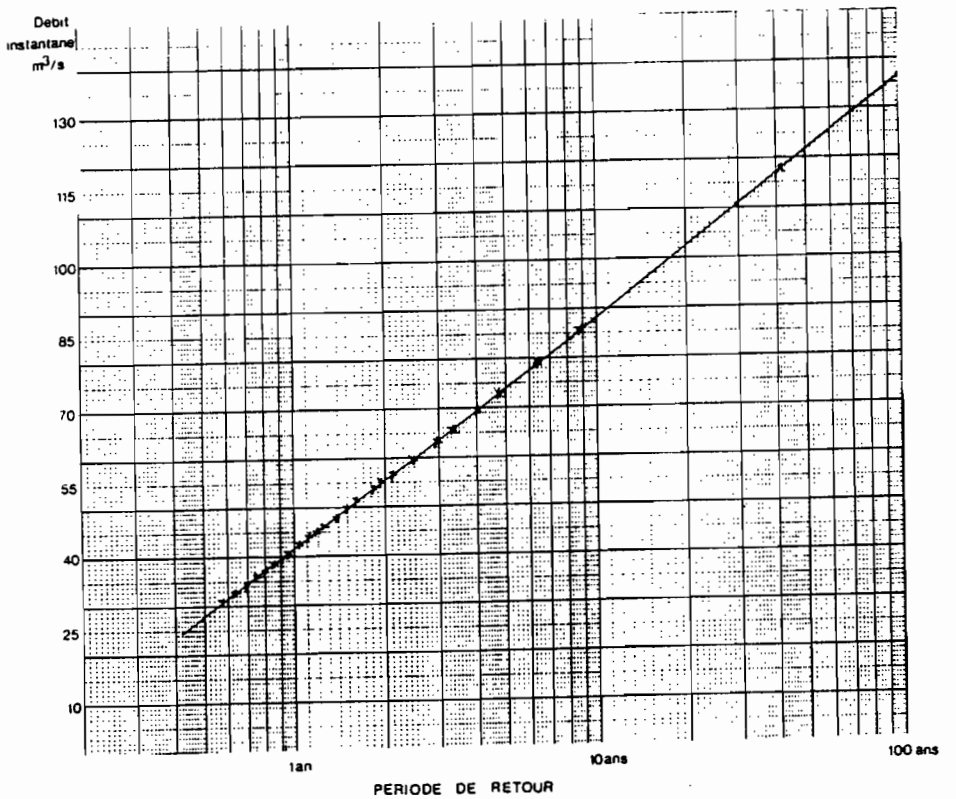


FIG. 75 TEMPS DE RETOUR DES CRUES (LOI DE GUMBEL)



2) Crue solide/crue liquide

La crue des 8 et 9 mars 1991, qui a eu la bonne idée de se produire le jour d'une visite du bassin avec l'équipe du Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie (URA 260 CNRS-Lyon II) et des chercheurs de l'ORSTOM Hydrologie (Montpellier) a permis d'étudier la relation crue solide/crue liquide. En effet, pour s'en tenir aux seules observations faites à la station de Châtillon, entre les batteries de B.S. (bouteilles-siphons, voir ch. III), et les prélèvements directs, on a pu faire une courbe de l'évolution de la crue solide (fig.76 et 77) au cours des 48 heures durant lesquelles le débit solide a été sensiblement supérieur à la moyenne annuelle. Ces observations ont permis de confirmer que les B.S. prélevaient des échantillons représentatifs puisqu'ils se sont avérés correctement intercalés entre les échantillons effectués directement, à des heures et des hauteurs qui encadraient celles des remplissages des bouteilles-siphons. Ces observations ont aussi permis de constater, comme le montrent les figures 76 et 77, que le pic de transports solides a bien eu lieu avant le pic de crue, ce qui est classique (au moins dans les montagnes du Sud de la France); les pics de turbidité et de transports solides ont eu lieu à peu près en même temps (le 8/3 vers 19 heures), alors que le pic de crue s'est produit le 9/3 à 2H30 du matin. les figures 76 et 77 permettent aussi de se rendre compte que l'intensité maximale pendant une heure n'a jamais dépassé 7mm/h (et l'intensité instantanée 11mm/h), du moins au pluviographe Oedipe de La Vière de Glandage: il n'est pas trop hasardeux de se référer à cet appareil pour une précipitation d'hiver, étant donnée sa situation dans le Haut Bassin, en position intermédiaire entre le Nord et le Sud de celui-ci. Le "pic" du hyétogramme a eu lieu entre 12 et 13H le 8/3, soit 14 heures après le déclenchement des pluies (celles-ci ayant été précédées par une précipitation de 15mm la nuit précédente, et les 2 tombant sur un sol en partie gelé). De même, on peut constater (fig 76 et 77) que la décrue solide est bien plus rapide que la décrue liquide; et ce à tel point que, à la pointe de crue liquide, la turbidité est déjà bien redescendue, et que la plus grande partie de la crue liquide s'est produite avec des turbidités faibles. La même chose apparaît (figure 78) sur le Ruisseau des Boidans (affluent de Rive Gauche du Bèz, en aval de Châtillon, coulant essentiellement dans les marnes noires de l'anticlinal de Die): la pointe de crue solide s'est produite 3 ou 4 heures avant la pointe de crue liquide.

Plusieurs remarques s'imposent:

* les affluents apportant le plus d'eau sont ceux qui ont les plus faibles turbidités et transports solides: jamais plus de 1g/l au Torrent de Mensac (et, pour l'essentiel des échantillons, moins de 0,1 g/l). Cela correspond au caractère karstique des sous-bassins. A l'inverse, c'est dans les sous-bassins méridionaux, plus marneux, que les transports solides sont les plus forts, et les apports liquides annuels totaux les plus faibles.

FIG.76: COURBE DE TURBIDITE ET DU DEBIT DU BEZ POUR LA CRUE DES 8 ET 9 MARS 1991

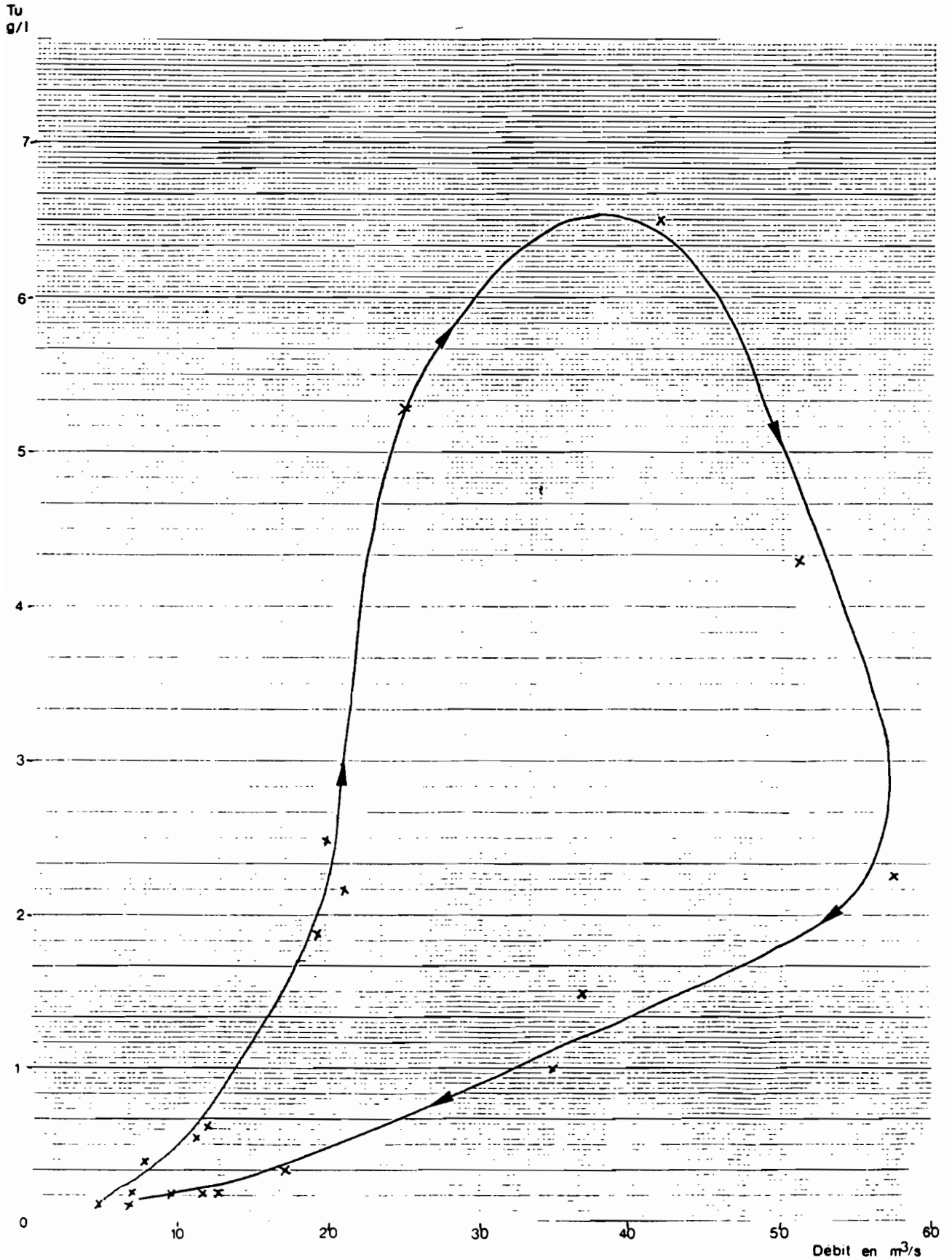


FIG. 77: TRANSPORTS LIQUIDES ET SOLIDES A CHATILLON

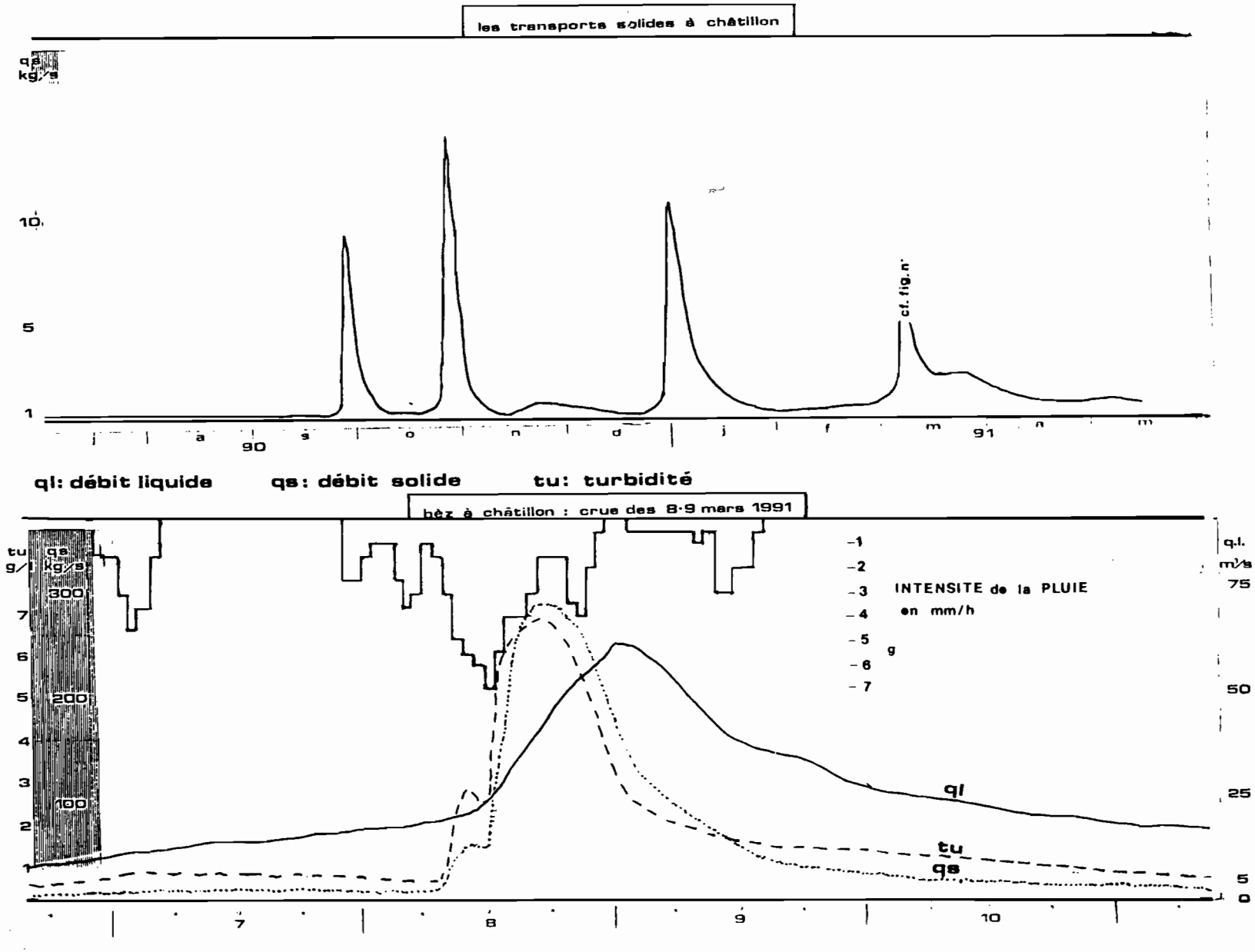
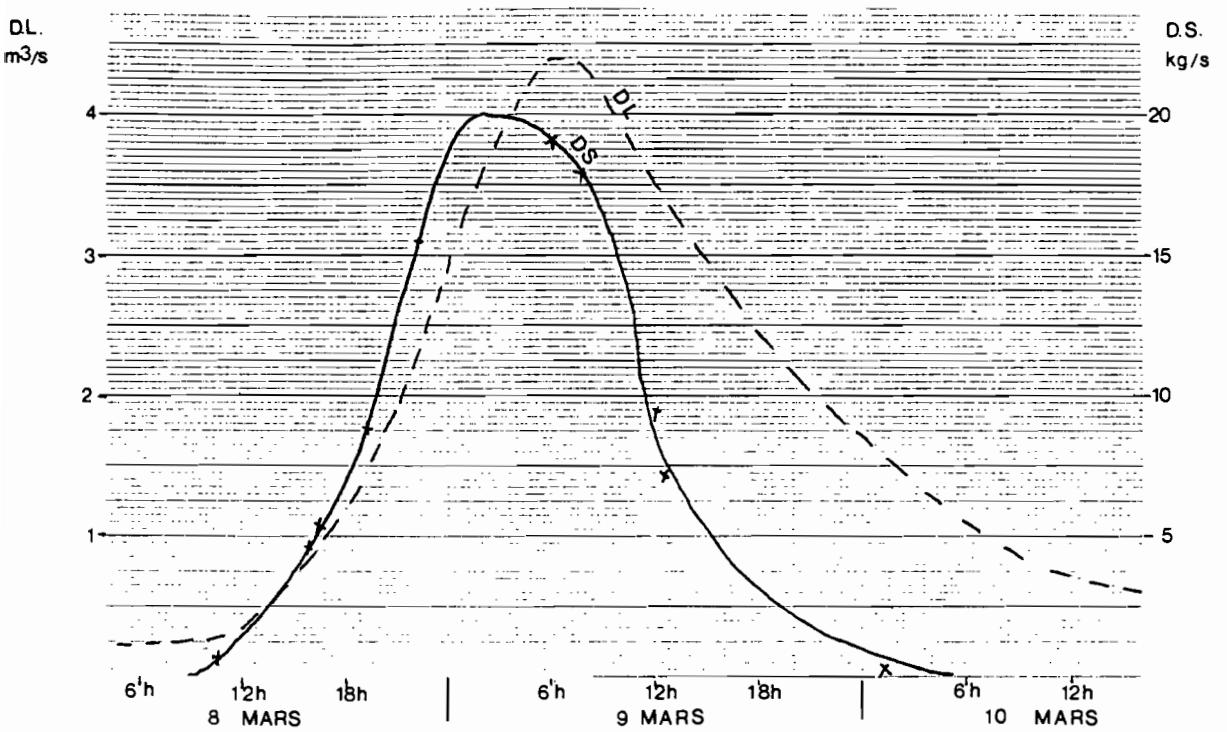


FIG.78: HYDROGRAMME DU RUISSEAU DES BOIDANS LES 8 ET 9 MARS



* les sous-affluents méridionaux du bassin du Bèz, qui sont ceux qui ont les plus faibles débits liquides (fig.71), et les plus forts transports solides, sont aussi ceux qui connaissent la plus forte irrégularité des écoulements: celle-ci apparaît plus dans la faiblesse des étiages (très marqués sur les Torrents de Grimone et de Boulc) que dans la rapidité des montées de crues. A l'inverse, les débits d'étiage du Torrent d'Archiane et des Nonnières sont soutenus et les crues amorties par le rôle modérateur du Karst. Nous avons mentionné plus haut (ch IV p.175) le rôle particulier joué par la coulée de Bonneval (matériel argileux oligo-miocène) dans l'importante fourniture de MES (matières en suspension) du Bèz.

Le tableau 17 (p.191) montre que les parcelles situées dans le Bassin du Bèz (parcelles 12 à 17) ont en moyenne un K (coefficient d'écoulement) plus faible que celles des Baronnies, surtout comparés à celui des parcelles situées dans les terres noires (2 à 5). Ils n'ont certes pas la même durée d'observation, mais ont connu des précipitations de tout type. Elles ont un K compris entre 3 et 16%, ce qui les rend comparables aux 2 parcelles du site d'Etoile (Baronnies, marnes bleues). Mais ces mesures donnent des K instantanés, et la petite taille des parcelles empêche toute tentative d'extrapolation du fait de l'absence de prise en compte du cumul de l'écoulement.

De fait, la forte couverture végétale, la pluviométrie supérieure, les pentes plus fortes sont autant d'éléments expliquant que, dans l'ensemble, les cours d'eau du bassin du Bèz ont de meilleurs débits spécifiques que ceux des Baronnies. En effet, les K instantanés lors des averses et les K annuels totaux sont souvent antinomiques: là où les coefficients instantanés sont élevés (forte imperméabilité, fort taux de terrains érodés), la fourniture totale annuelle d'eau est plus faible. L'absence d'aquifères locaux fait que, passés les écoulements instantanés assez brutaux, l'étiage est rapide et très marqué. A l'inverse, là où le taux de boisement est important, le B.V. sert de stockage temporaire aux eaux de précipitations, les étiages sont bien moins marqués, les crues amorties, mais le volume total annuel écoulé par unité de surface est supérieur (K annuel total élevé, K instantané faible), de même bien sûr que les débits spécifiques.

D) LES BASSINS BARONNIARDS

Les mesures de K (coefficients d'écoulement) effectuées sur les B.V.R.E. (Bassins Versants Représentatifs Expérimentaux) et sur les parcelles de Courriau (en marnes noires) confirment les faits observés dans ce qui précède. En effet, si l'on considère les volumes annuels écoulés par les B.V.R.E. et les parcelles, on s'aperçoit que, quand la surface de mesure augmente, K diminue (tableau 18). Cela provient peut-être du fait (déjà observé pour les transports solides) que les parcelles de petite taille ont toujours un pourcentage de terrains nus plus important que les B.V. plus étendus. Mais cela s'oppose au fait que, plus le B.V. est étendu, et plus l'on peut s'attendre à l'existence de zones de stockage temporaires de l'eau précipitée, comme:

- les surfaces végétalisées
- les terrasses alluviales et cailloutis
- les dépôts perméables de bas de pente

La pente joue peut-être aussi un rôle dans la diminution de K avec l'extension de la surface concernée: il y a certes une pente d'équilibre dans les bad-lands (40-50 degrés), mais le pourcentage de terrains nus diminue avec l'augmentation des surfaces, et les terrains non érodés n'ont que la valeur de pente générale du versant, qui est généralement inférieure à cette pente d'équilibre (sauf en haut de versant, dans et sous les corniches calcaires). De plus, même au sein des zones déjà érodées, les versants ont de telles valeurs de pente, mais les talwegs ont, vers l'aval, une pente qui s'amoindrit avec la concavité du versant, jusqu'à des valeurs inférieures à 15 et même à 10 degrés. On a incorporé ici volontairement les BVRE de Saint-Genis et Savournon aux Baronnies: les massifs de la rive gauche du Buëch sont en effet le prolongement structural de cet ensemble naturel aux plis pyrénéo-provençaux..

On peut remarquer aussi, sur les BVRE de Savournon (tableau 19), que les K annuels semblent augmenter de manière croissante avec les précipitations, bien que 3 années d'observation n'autorisent bien sûr pas à être déterministe:

TABLEAU 18

COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT ET TAILLE DE L'IMPLUVIUM

Site	Superficie impluvium	Pente degrés	% terrain nu	K en %
BVRE Sav.I	7,84 ha	32	19	7,1
BVRE Sav.II	75 ha	27	50	5,6
BV Bufalo (BVRE St Genis)	200-2000m^2	40	0	21-41
Parcelles 2-5 (Courriau)	2,5 m2	35	0	22,5

TABLEAU N'19

COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT ET PLUVIOMETRIE ANNUELLE

Année	Précipitations mm	K Sav.I %	K Sav.II %
1985	800	5,4	/
1986	940	5,4	3,5
1987	1040	8,1	4,6
1988 (5 mois)	(455)	9,4	8,8

Ceci apparaît logique dans la mesure où, plus la pluie est abondante, et plus le sol est saturé et refuse une part importante de l'infiltration: on atteint des coefficients K élevés après des pluies abondantes, car la capacité de rétention et de stockage de l'eau des sols est saturée.

Cette relation se rencontre à peu près partout dans le monde, autant à l'échelle temporelle (aux années pluvieuses correspondent des K plus élevés) que spatiale (toutes choses égales par ailleurs, les K sont plus élevés là où les précipitations sont plus abondantes).

Remarques:

* dans le cas de Savournon, le passage du BVRE I (7,84 ha) au BVRE II (75 ha) entraîne une baisse de K malgré l'augmentation de la taille du B.V.: il est, de ce fait, difficile de cerner le rôle joué par la superficie de l'impluvium dans la formation de K. Surtout, K baisse alors que la surface végétalisée augmente. Dans ce cas, il faut croire que le K annuel n'augmente pas forcément avec une grande couverture végétale: l'évapotranspiration serait donc supérieure au déficit d'évaporation immédiat créé par l'infiltration de l'eau dans les secteurs végétalisés. Il est vrai aussi que, encore une fois, la pente moyenne diminue avec l'augmentation de superficie.

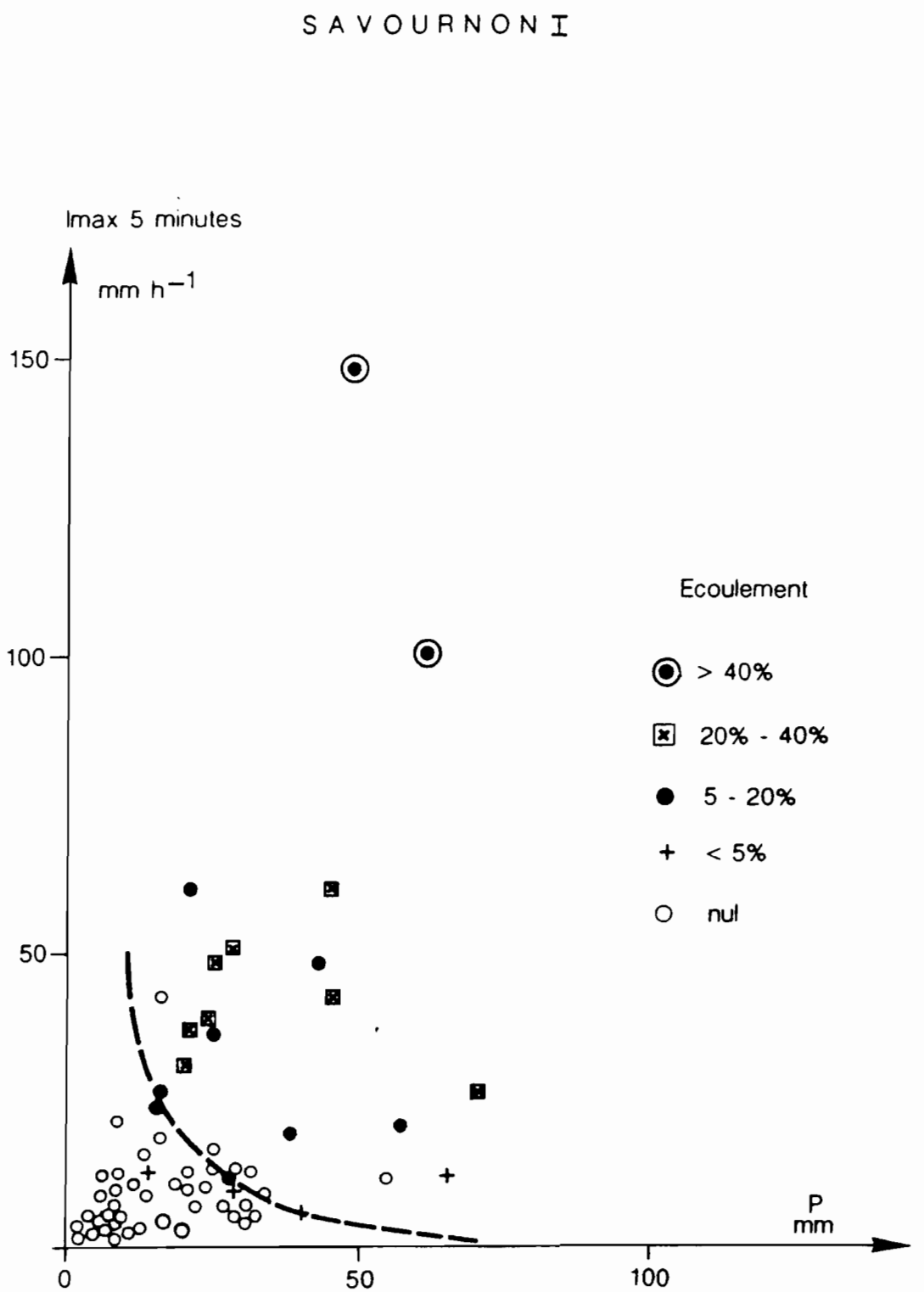
* les valeurs de K obtenues par Bufalo dans les BVRE de Saint Genis montrent que les bassins de taille intermédiaire (200 à 2000 m^2) ont un comportement (au niveau du K) plus proche des parcelles de $2m^2$ que des BVRE plus grands de Savournon.

Il semble donc difficile ici d'entrevoir si la relation entre les K des parcelles de mesure de plus en plus grandes obéit aux schémas traditionnels des transferts d'échelle.

Pour ce qui concerne les temps de réponse des B.V. aux précipitations, il est évident que celui-ci est d'autant plus rapide que le B.V. est petit. Nous l'avons observé (Descroix, 1985) pour 4 bassins de la vallée du Céans (Baronnies), et les mêmes constatations ont pu être faites à Savournon (Olivry et Hoorelbeck, 1988): *"l'analyse de l'écoulement montre que celui-ci varie considérablement suivant les épisodes pluvieux et leur intensité, et les états d'humidité antérieure. Les coefficients, pour imprécis qu'ils soient, montrent bien des familles d'évènements hydro-pluviométriques très différents dont le rôle dans l'exportation de matières à l'exutoire sera ou non déterminant. Les paramètres Hauteur de Pluie, Intensité, et Durée de la Pluie Utile, en jouant sur le volume de la crue, son maximum et sa concentration, ajoutent à leur incidence érosive une incidence déterminante dans la capacité de transport et d'érosivité au niveau du réseau hydrographique"*.(fig 79).

Pour les deux B.V. de Savournon, on observe, lors des évènements pluviométriques les plus importants, des K pouvant monter à 50-60%, ce qui suppose un K de 80-90% sur terrain nu; encore faut-il, dans ces terrains-là, tenir compte du fait que les volumes écoulés concernent un fluide chargé parfois de fortes concentrations de MES et non seulement d'eau de précipitation. On constate (fig.79) qu'il y a une classe d'évènements qui joue un rôle non négligeable dans l'érosion (avec un K compris entre 10 et 30%). Les plus faibles K

FIG 79: CARACTERISTIQUES DES PRECIPITATIONS ET ECOULEMENT (in Olivry, 1988)



s'observent pour les averses de faible intensité passant peu à peu aux épisodes sans écoulement: le manteau d'altérites des marnes peut absorber une assez grande quantité d'eau, ce qui conduit M.Bufalo (1989, p.92) à estimer la valeur de la pluie "limite": *"la limite supérieure de la pluie sans écoulement est de l'ordre de 12mm pour une période de sécheresse inférieure à 31 jours observés"*. La pluie "limite" serait de 0 mm pour une période de sécheresse nulle. Cet auteur entrevoit donc bien un rôle joué par la durée de l'épisode sec précédant l'évènement pluviométrique.

Sur le site expérimental de Draix, les équipes du CEMAGREF (cité par Bufalo 1989) ont également évalué la hauteur maximale de la pluie sans écoulement à 12 mm. Pour une durée nulle de l'épisode sec précédent, la pluie limite est de 5 mm.

Sur les parcelles des marnes noires (Courriau essentiellement), nous avons enregistré des ruissellements pour des pluies inférieures à 15mm, mais faibles (tableau 20):

TABLEAU 20

COEFFICIENTS DE RUISSELLEMENT SUR PARCELLE POUR DE PETITES PLUIES

Pluie en mm	Nombre Jours secs	K Parc. 2	K Parc. 3	K Parc. 4	Numéro Evènt
6,5	0	0,3	11,36	0	19
7,5	9	6,56	7,94	0	24
8,5	0	39,1	38,94	3,46	30
9,7	2	0	0	0	54
9,0	5	10	69,8	0	55
8,0	8	0	3,57	0	56
6,1	11	14	/	66,1	73
3,9	11	0	10,13	0	87

On peut remarquer (tableau 20) que les parcelles 2 et 3 ont un comportement similaire, alors que la parcelle 4 a une attitude très particulière: les petites précipitations n'y provoquent que rarement des écoulements, sauf pour l'évènement 73, où la parcelle a connu un très fort K: ceci peut s'expliquer par le fait qu'il s'agit d'un évènement hivernal: il est possible

qu'une couverture neigeuse ait fondu auparavant sur les 2 autres parcelles, et seulement lors de cette précipitation de 6,1mm sur la parcelle 4.

La parcelle 4 étant la plus pentue (48 degrés), et étant caractérisée par l'opposition Pente/pendage, l'eau peut en principe s'y infiltrer rapidement; mais inversement, le manteau d'altération y est peu épais (2 à 5 cm; en effet, comme nous l'avons constaté, les altérites sont souvent plus épaisses là où pente et pendage sont parallèles, et c'est quand on a opposition de ces deux paramètres que les "frites" des marnes restent le plus longtemps intactes, ce qui est signe d'une faible altération), on doit supposer un rôle important de ces deux éléments (pente et opposition pente/pendage) dans l'infiltration et le déclenchement du ruissellement sur la parcelle 4: le ruissellement, nul au départ (infiltration facile) deviendrait soudain très élevé (saturation assez rapide des altérites peu épaisses) du fait de la fin de l'imbibition et de la pente.

Mais le tableau 20 semble montrer que l'influence de l'état hydrique préalable du sol est faible: on trouve de faibles IK surtout face à des nombres de jours secs faibles ou élevés. et de forts K aussi bien dans des cas de grands que de petits nombres de jours secs préalables à la précipitation.

Il semble donc impossible ici de savoir si le ruissellement se déclenche plus facilement quand le sol est déjà humide (donc en partie saturé) ou quand il est très sec (et que les paillettes des marnes sont encroûtées, mais où l'absorption par les fentes de dessication doit être importante). La notion de pluie limite est donc difficile à mettre en évidence, de même que ses paramètres explicatifs.

CONCLUSION

Les paramètres explicatifs du ruissellement classiquement connus - quantité et intensité des pluies et énergie cinétique, pente, couvert végétal, état initial du sol au début de l'épisode pluvieux- ont été abordés ici sans que paraisse réellement significatif leur rôle au niveau de la parcelle. Les problèmes de transfert d'échelle peuvent peut-être expliquer que ce qui est vrai sur plusieurs centaines de mètres carrés ne l'est plus sur un ou deux mètre carré. Mais on peut aussi supposer que les terrains dégradés auxquels nous nous sommes intéressé ont un comportement original dû à la pente, à la nature de la surface sans "sol" mais comportant un manteau d'altérites au rôle complexe; celui-ci est tantôt:

* absorbant: situation de fin de saison froide (après le dégel) quand les alternances gel/dégel ont désagrégé et désolidarisé les particules;

* réfractaire à l'infiltration des eaux: cas pendant la saison chaude jusqu'à l'automne, quand les alternances humectation/dessiccation entraînent la formation de croûte de battance après la pluie, et de croûtes de dessiccation après une à deux semaines de chaleur et de sécheresse.

Au niveau hydrologique, l'enseignement de ces bassins est la relative modération de leurs crues, modération que l'on peut souvent attribuer à l'effet-karst et à un fort boisement. Le comportement hydrologique des bad-lands est bien sûr particulier, mais c'est bien plus dans le domaine de l'exportation de matières qu'elles sont originales.

Quoiqu'il en soit, si l'on peut discerner, au niveau parcelle, l'importance des éléments dépendant de la précipitation, le rôle de l'état initial du manteau d'altération immédiatement avant celle-ci est difficile à mettre en évidence ici.

CHAPITRE VI

RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES MESURES DE L'EROSION AREOLAIRE ET LINEAIRE

VI) RESULTATS ET INTERPRETATION DES MESURES DE L'EROSION AREOLAIRE ET LINEAIRE

Nous avons vu au chapitre V comment le ruissellement et ses paramètres se corrélaient, et aussi combien les variables dépendant des précipitations semblaient l'emporter dans la détermination du ruissellement.

Les variables renseignant sur l'état préalable du manteau d'altération semblaient peu jouer. Les matrices de corrélation semblaient donner plus de poids encore au facteur précipitation (surtout son intensité et son Energie Cinétique) pour ce qui concernait l'érosion. Nous allons tenter toutefois de dégager le rôle des autres variables indépendantes (bien que souvent dépendantes entre elles), par les résultats obtenus sur les parcelles, avant de comparer processus et ablations avec l'aide d'autres méthodes, comme les pièges à sédiments et les parcelles de mesure à la règle topographique.

A) L'IMPORTANCE DE L'ABLATION ET DES TRANSPORTS SOLIDES EN TERRAIN DENUDE

Les valeurs mesurées ou estimées des transports solides (MES et charriage) et de dégradation spécifique ont été rassemblées dans le tableau 21 (voir localisation des sites fig 80).

Il apparaît ainsi assez clairement:

* que la D.S. (dégradation spécifique en t/km2/an) et les transports sont importants là où la proportion de terrains déjà ravinés est importante elle-même: ce sont ces terrains qui sont les premiers fournisseurs de matériaux solides;

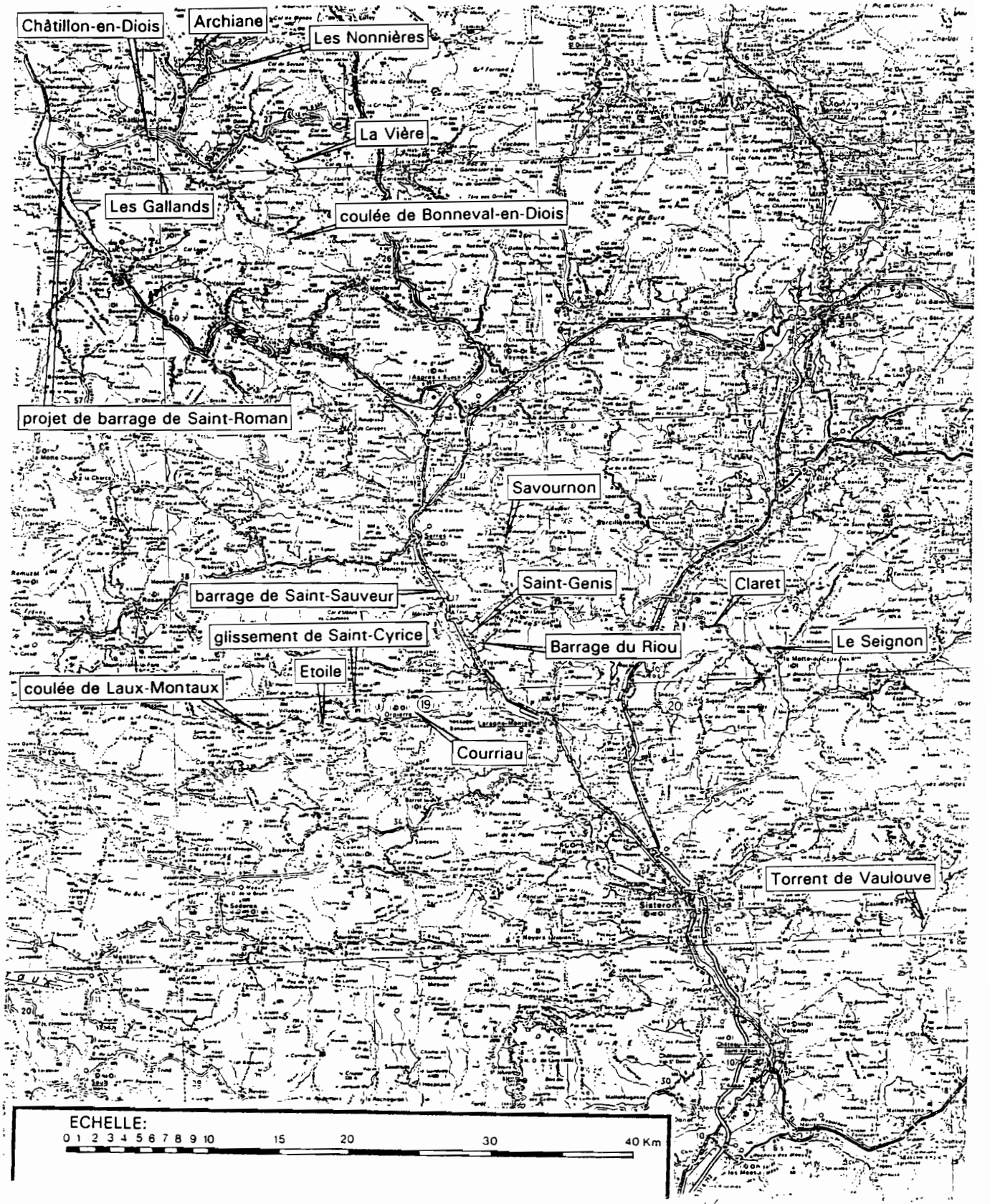
* que, parmi ces terrains nus, ce sont bien sûr les bad-lands, en particulier ceux qui sont creusés dans les marnes noires, qui sont les plus étendus et ceux qui connaissent la plus forte ablation: elle est de l'ordre de 1cm/an en épaisseur de tranche érodée;

TABLEAU 21: COMPARAISON DES ABLATIONS ET DES TRANSPORTS SOLIDES SUIVANT LES SITES

COMPARAISON DES ABLATIONS ET DES TRANSPORTS SOLIDES SUIVANT LES SITES

SITE	Procédé	superficie du B.V.	Terrain	% raviné	Tu max. g/l	TS m3/an	Charriage m3/an	DS t/km2/an	Ablat.ann. en cm. sur terrain raviné	Période observation
DIOIS										
BASSIN DU BEZ										
Bez (Chatillon)	Bouteille-siphon	230 km²	sédim. varié	1,13	5,98	22000		150	1,1	1990-91
Archiane	Prélev. échant.	48,1 km²	sédim. varié	0	< 0,05	très faible		très faible		1990-91
Nonnières	Bouteille-siphon	42,7 km²	sédim. varié	0,75	0,44	3000		120	0,9	1990-91
Borne	Bouteille-siphon	21 km²	sédim. varié	0,2	1,78	400		30	0,85	1990-91
Grimone	Bouteille-siphon	15,6 km²	sédim. varié	0,5	2,98	750		80	0,95	1990-91
La Vière	Bouteille-siphon	12,9 km²	sédim. varié	2,9	11,72	3000		400	0,81	1990-91
Boulc	Bouteille-siphon	50,7 km²	sédim. varié	2	16	15000		800	2,1	1990-91
Aval Chatillon	Bouteille-siphon	39,8 km²	marne noire	2,9	3,9	50000		2100	2,5	1990-91
coulée Bonneval	Bouteille-siphon	0,3 km²	argiles	100	300	5000		30000	3	1990-91
BARONNIES-BUECH										
BASSIN DU CEANS										
Céans	Prélev. échant.	79 km²	sédim. varié	5,6	63	20000		420	0,44	1982-85
Chevalet	Prélev. échant.	6 km²	sédim. varié	6,6	59	1500		400	0,35	1982-85
Orys	Prélev. échant.	60 ha	marne noire	62	100	1000		2600	0,38	1982-85
Courriau	Prélev. échant.	10 ha	marne noire	15,9	113,5	100		1600	0,59	1982-85
COURRIAU	Piège à sédiment	200 m2	marne noire	42		0,48		8000	0,48	1983-92
SAVOURNON										
Savournon2	Piege a sédiment	75 ha	marne noire	19	400	1950	123 m3/an	14500	1,36	1985-88
Savournon1	Piege a sédiment	7,84 ha	marne noire	52	600	322	63 m3/an	14500	0,78	1985-88
ETOILE	Piege a sédiment	145 m²	marne bleue	48		0,3		7250	0,55	1988-92
PREALPES DE DIGNE										
Ravin de Vaulouve	Bouteille-siphon	2,98 km²	mollasses	1,1	4,13	47	5 m3/an	29,7	0,14	1987-89
CLARET	Piège à sédiment	12,5m2	moraines gl.	100		0,21		29120	1,71	1991-92
COMPARAISON AVEC D'AUTRES SOURCES										
SEIGNON										
(Combes, 1981)	Piege a sédiment	3 km²	marne noire	36		9750		12000	0,68	1964-79
St GENIS		250 a								
(Bufalo, 1989)	Piege a sédiment	1600 m2	marne noire	100				18900	1,1	1986-88
DRAIX										
(CEMAGREF, 1988)										
Laval	Prélev. échant.et	86 ha	marne noire	85			158 m3/an	14900	1,15	1984-86
Roubine	Pieges a sediment	0,12 ha	marne noire	100			9,6 m3/an	17400	1,34	1983-86

FIG. 80: CARTE DE LOCALISATION DES SITES DE MESURE



d'après CIR
page 20 Rhône 1/200000

* que la D.S. (en tonnes par km² et par an) est plus importante pour les petits bassins-versants que pour les grands: en effet, le but recherché étant la mesure de l'érosion actuelle, les secteurs de mesure, et en particulier les bassins expérimentaux et les parcelles, s'intéressent aux secteurs les plus intensément disséqués. Plus la taille du B.V. (bassin-versant) grandit, et plus il inclut de terrains végétalisés, boisés ou cultivés et de plus faible pente, et connaissant une ablation bien moindre; elle est, de plus, bien supérieure en terme d'exportation de MES que les sapements de berge: dans des BV de l'ordre de la centaine de km2 où il n'y a pratiquement aucun sapement de berge, on a des transports solides très importants. Les secteurs où s'observent le plus les sapements de berge sont les hauts cours d'eau, et les secteurs à dénivellation importante: ainsi ils sont bien plus nombreux dans le Diois (même s'ils y restent très localisés) que dans les Baronnies et la dépression de Laragne.

Ainsi, si l'on ne considère que les bassins versants cités au tableau 21, on peut consteter qu'il y a bien décroissance de la dégradation spécifique avec l'augmentation de l'unité de surface:

- dans le cas du Bèz (en faisant exception du torrent d'Archiane très peu productif et dont la D.S. n'a pu être estimée), on obtient une relation logarithmique correcte:

$$\text{Log D.S.} = -0{,}577 \text{ LOG S} + 8{,}811$$

avec: D.S. en t/km2/an et S = surface en km²
n = 8; Degrés de liberté: 6; R^2 = 0,434

dans ce cas-là, on a une meilleure relation en considérant la valeur arithmétique de D.S.:

$$\text{D.S.} = -0{,}7^{-0{,}5} \log.\text{S} + 7{,}59$$

n = 8; deg. de lib.: 6; R^2 = 0,775

- si l'on y ajoute les bassins de l'ensemble Baronnies-Buëch, on obtient:

$$\log \text{D.S} = -1{,}69 \log.\text{S} + 11{,}217$$

n = 17; degrés de liberté: 15; R^2 = 0,529

et en prenant en compte les données d'autres équipes de recherches (bas du tableau 21):

$$\text{Log D.S} = -1{,}62 \log.\text{S} + 11{,}06$$

n = 21; deg. de lib.: 19; R^2 = 0,505

La décroissance de la dégradation spécifique avec la taille des B.V. n'est bien sûr pas une preuve suffisante pour affirmer que les lits et leurs berges n'apportent que peu d'éléments: il est probable que si nous avions eu une année très productive (avec beaucoup d'événements "pluvio-érosifs"), les transports solides auraient mal reflété la réalité de l'ablation sur les versants: durant le seul mois de janvier 1994, on a vu le Céans modifier considérablement son lit, et deux de ses nouveaux méandres ont amputé un champ de pommier sur la largeur de 6 rangées d'arbres: encore une fois, les événements exceptionnels sont tellement plus "productifs" qu'une année "normale" qu'il est difficile de se faire une idée "moyenne" de la rapidité de la morphogénèse. Mais on peut supposer qu'en année "normale", ce sont bien les versants qui

fournissent l'essentiel des matières en suspension (MES) transportées à l'exutoire; et que lors des événements paroxysmaux, la part des MES provenant du lit et des berges croît de manière exponentielle; l'apparente stabilité de ceux-ci viendrait de leur rapide "cicatrisation", et des épisodes de période de retour plus grande la compromettent en quelques heures; ce phénomène peut être aggravé par le manque d'entretien des berges et leur rapide encombrement par la végétation.

Les autres observations que permettent l'ensemble des résultats obtenus en terme d'érosion sur les bassins et les versants sont:

* que les valeurs d'ablation obtenues pour la même lithologie, les marnes noires oxfordo-calloviennes, mais sur des sites différents, sont relativement proches, même pour des secteurs éloignés les uns des autres; et ce malgré des résultats effectués par des procédés différents: cela montre l'intérêt de chaque méthode en soi et surtout l'homogénéité du vaste étage des terres noires (Artru, 1972), ici représenté du Diois au Nord aux Préalpes de Digne au Sud;

* que la turbidité atteint des valeurs extrêmement élevées à l'exutoire des bassins-versants constitués de marnes noires: nous avons relevé 400g/l à Savournon II, par bouteille-siphon, fin octobre 1988; J.Hoorelbeck a prélevé sur la station de Savournon I un échantillon à plus de 600 g/l de MES en 1987 (communication orale); mais nous avons aussi eu une turbidité de 300 g/l pour les argiles oligocènes de la coulée de Bonneval, en mars 1991;

* que cette turbidité est, par contre, beaucoup plus faible pour les grands bassins-versants: si le Céans a pu connaître une charge en suspension de 63 g/l (1983), nous n'avons relevé aucune turbidité supérieure à 16 g/l sur le Bèz et ses affluents entre septembre 1990 et décembre 1991. La turbidité, enfin, est même extrêmement faible pour des B.V. concernés en partie par l'existence d'un karst: un maximum de 0,44 g/l pour le Torrent des Nonnières, dont le B.V. comprend 40% de karst, et aucune valeur mesurée supérieure à 0,05 g/l pour le Torrent d'Archiane (66% de karst, et un fort taux de boisement pour les secteurs non-karstiques);

* que la D.S., ainsi que la turbidité, sont relativement faibles dans les mollasses miocènes bordières des plis subalpins: dans le B.V. du ravin de Vaulouve, l'ablation totale mesurée, rapportée à la surface des terrains déjà érodés ne représente qu'une tranche de 1,4 mm/an (soit 5 fois moins environ que dans les marnes noires), et, en deux ans, la turbidité n'y a jamais dépassé 5 g/l pour un B.V. de 3 km² (des turbidités supérieures à 100 g/l ont été mesurées à l'issue de B.V. de cette taille dans les Baronnies);

* que, globalement, plus l'on s'éloigne des combes anticlinales creusées dans les terres noires, et plus la D.S. s'abaisse: ceci est très net dans le bassin du Bèz, où les valeurs sont faibles en amont de Châtillon (hormis bien sûr le cas de la coulée de Bonneval): elles augmentent rapidement à l'aval de cette ville, quand l'on pénètre dans la combe de Die.

Pour ce qui concerne le charriage, la lourdeur des installations nécessaires à sa mesure nous a limité dans cette recherche. Il est pourtant évident que celui-ci a une importance d'autant plus grande que l'on est en terrain montagneux, et que de ce fait:

- les matériaux transportés par les cours d'eau sont encore grossiers, n'ayant été que peu usés et amenuisés par le transport;

- la pente accroît considérablement la compétence des cours d'eau, compensant leur faible débit;

- les hauts bassins sont à la fois le lieu où les mouvements de masse et l'usure des roches par les facteurs météoriques sont les plus importants;

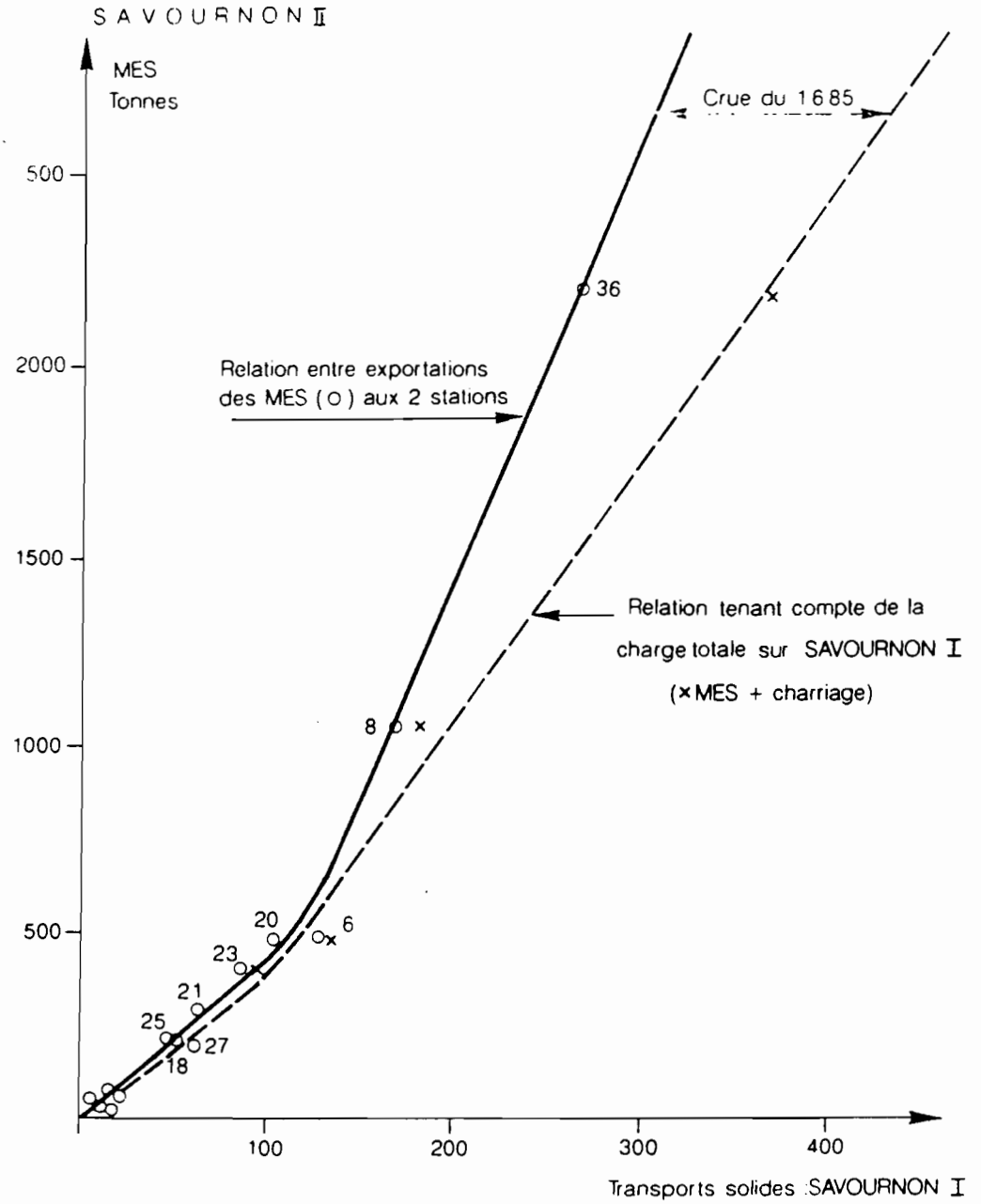
Malgré ce fait, on peut remarquer les deux points suivants:

* que le charriage fait l'objet de peu d'études; comment arriver à un taux de 30% des transports solides qui seraient dûs au charriage (taux utilisé par EDF dans la région)? Ce charriage n'a été mesuré que sur de petits B.V.: mais on aboutit à un taux très différent entre Savournon II (123m3/an) et Laval (Draix, 1577m3/an), pour des B.V. de taille très proche; l'explication s'en tient dans le pourcentage de terrains dénudés, qui est de 19% (pour 75ha de B.V.) à Savournon II, contre 85% (pour 86 ha de B.V.) à Laval;

* que le pourcentage de matériaux transportés par charriage diminue d'amont en aval (entre Sav.I et Sav.II) du fait de l'amoindrissement de la taille des particules lors du transport, et de l'affaiblissement de la pente, qui fait baisser la compétence du cours d'eau. Le charriage dépend aussi des matériaux dans lesquels coule le cours d'eau; mais ceux-ci sont en général assez homogènes (fig 81);

FIG 81: RELATION ENTRE LES TRANSPORTS SOLIDES MESURES SUR SAVOURNON I ET II POUR LES PRINCIPALES CRUES OBSERVEES

(in Olivry, 1988, page 154)



Nous avons pu toutefois nous faire une certaine idée du charriage et de ses éléments explicatifs, grâce à quelques observations et mesures sur le terrain:

* dans les terres noires des Pays du Buëch, il est intéressant de remarquer (Olivry, 1988, p.160) que la présence du piège de la station de Savournon I (B.V. 7,8ha) en amont de celui de Savournon II (75ha) a permis de mettre en évidence certains processus, comme l'amenuisement progressif de la taille des matériaux grossiers avec l'écoulement (fig 81): en effet, les "paillettes" et "frites" de marnes sont très friables, et leur transport sur le fond se traduit par une usure des éléments les plus gros ou les moins résistants: les fractions rabotées deviennent des MES; le tableau 22 montre bien la différence de comportement du cours d'eau d'amont en aval, avec une proportion d'éléments charriés dans le transport total qui diminue sensiblement, passant de 16,5% en amont à 6 à Savournon II; en valeur absolue, on obtient un charriage total de 324 tonnes en 3 ans à Savournon I et de 630 tonnes à Savournon II.

TABLEAU 22: BILAN DES TRANSPORTS SOLIDES ET CALCUL DE LA DEGRADATION SPECIFIQUE A SAVOURNON I ET II (in Olivry, 1988, page 160)

SAVOURNON I : 7,84 ha

	Pluie	Ecoulement	Transport solide (Tonne)			Dégradation spécifique $T.ha^{-1}$				
	P_{mm}	V_{m3}	MES	Char.	Total	Superficie totale	Terres nues et Vég. clairsemée			
							1	2	3	4
1985	800	3 400	428	140	568	72,4	89,4	108	116	123
1986	940	4 005	344	22	366	46,7	57,6	69,7	74,7	79,2
1987	1 040	6 625	611	62	673	85,8	106	128	137	146
1988 partiel	(455)	3 340	262	100	362	(46,2)	(57)	(68,9)	73,8	78,4

SAVOURNON II : 75 ha

	Pluie	Ecoulement	Transport solide (Tonne)			Dégradation spécifique $T.ha^{-1}$				
	P_{mm}	V_{m3}	MES	Char.	Total	Superficie totale	Terres nues et Vég. clairsemée			
							1	2	3	4
1985	800		(3 200)	(200)	(3 400)	(45,3)	(79,6)	(119)	(143)	(162)
1986	940	24 430	1 714	80	1 794	23,9	42,0	62,9	75,4	85,4
1987	1 040	35 830	2 744	210	2 954	39,4	69,1	104	124	140
1988 partiel au 16/5	(455)	30 000	2 216	(140)	2 356	(31,4)	55	82,6	98,9	112

N.B. : La dégradation spécifique a été calculée pour la superficie totale des bassins, la superficie globale des ravines en terres nues (S2 % à SI, 19 % à SII) ou à végétation clairsemée (30 % à S_I, 38 % à S_{II}), l'érodibilité des ravines à végétation clairsemée étant donnée équivalente à celle des terres nues en 1, réduite de moitié en 2, du tiers en 3 et du quart en 4.

* au ravin de Vaulouve, le charriage mesuré de août 1987 à août 1988 était de 8,7 tonnes, pour un B.V. de 300 ha; une deuxième année de mesure était prévue mais le piège a été colmaté entièrement lors de travaux préparatoires à la construction de la digue, quelques jours avant le relevé annuel prévu: seule une mince couche d'alluvions tapissait le fond du piège après une année de mesure; son épaisseur maximale était de 20 cm.

* à La Vière de Glandage, le dispositif à "nids de tiges" a fonctionné au-delà de toute espérance, mais sur une bien faible durée: installé le 3 mars 1991, il a été intégralement emporté lors de la crue des 8 et 9 mars: on peut estimer que, sur 20 mètres de longueur de lit, le torrent de La Vière a remanié au minimum une vingtaine de m3 de galets: seuils et mouilles détruits, galets de plus de 30cm de grand axe déplacés, dispositif de mesure détruit.

B) L'ABLATION SUR LES PARCELLES A CHENEAUX

1) la disponibilité des parcelles

Entre mai 1987 et avril 1992, les parcelles à cheneaux de Courriau ont fonctionné sans problème majeur, mais il faut bien admettre que le dispositif, délicat, demande beaucoup d'entretien et d'attention: de nombreuses données ont été perdues par suite de petits inconvénients du système pouvant altérer son fonctionnement.

Entre ces deux dates, 123 évènements pluvieux (ou séries d'évènements) ont donné lieu à au moins une mesure sur une des parcelles; c'est-à-dire que s'est déclenché toutes ces fois-là un ruissellement sur au moins une des parcelles. La répartition dans l'année des évènements mesurés est indiquée au tableau 23:

TABLEAU 23

REPARTITION DES EVENEMENTS MESURES PAR MOIS

mai 1988-mai 1992

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Nbre	5	6	6	13	16	11	8	9	11	23	9	6
rappel: précipitations P en mm et nombre de jours de P (NJP) à Laragne (1951-80):												
P	67	76	72	55	70	70	39	55	73	100	89	71
NJP	7,1	7,1	7,1	6,7	8,2	7,9	4,2	5,6	5,9	6,5	7,4	7,0

Malheureusement, ce n'est qu'en mai 1988 que nous avons installé le premier pluviographe, et de ce fait, les données antérieures n'ont pas pu être mises en relation avec une valeur d'intensité de pluie (et indirectement d'énergie cinétique). De mai 1988 à avril 1992, ce sont 80 évènements -ou séries d'évènements- qui ont pu être mesurés; ce n'est pas le nombre réel d'évènements ayant provoqué un écoulement: en effet, en l'absence, parfois, d'observateur, ou faute de temps entre deux averses, certains relevés se refèrent à 2, 3, 4 et jusqu'à 12 averses différentes. Le logiciel de dépouillement Oedipe (P.Chevallier, ORSTOM, 1984) a été programmé pour considérer qu'en l'absence de basculement de l'auget (qui se produit pour une précipitation de 0,5mm) dans un laps de temps d'une heure, on passe à l'averse suivante.

Le nombre d'évènements mesurés par parcelle diffère aussi, principalement parce que chacune d'elles a un comportement différent vis-à-vis du ruissellement et de l'érodibilité.

Le nombre de relevés effectués par parcelle, et qui a pu servir au traitement statistique, est indiqué dans le tableau 24:

TABLEAU 24

DISPONIBILITE DES PARCELLES A CHENEAUX

Numéro parcelle	Litho-logie	date de mise en service	Nb. d'évènts correlés avec Ec	Nb. d'évènts ruisselant sur 1 parcelle du site
1	marnes	mai 1987	35	80
2	noires	mai 1987	51	80
3	marnes	mai 1987	59	80
4	noires	mai 1987	45	80
5	marnes noires	fév. 1990	26	45
6	marnes	juin 1991	14	15
7	bleues	août 1991	11	15
12	marnes	août 1990	12	15
13	calcaires	août 1990	10	15
14	marnes calcaires	août 1990	11	15
15	marnes	sept 1990	8	15
16	bleues	sept 1990	9	15
17	marnes bleues	sept 1990	7	15

EC = Energie Cinétique

Il y a eu, dans tous les cas, plus de mesures réalisées que ce qui est indiqué dans le tableau 24. Mais un certain nombre d'entre elles étaient faussées par un problème inhérent à la parcelle; d'autres n'ont pu être corrélées par suite d'une panne du pluviographe (le plus souvent due à une panne de batterie ou un mauvais contact dans l'alimentation). Enfin, les résultats des parcelles 18 à 23, situées dans le Diois (18 à 20 dans les environs de Menglon; 21 à 23 aux Nonnières, (fig 80) n'ont pu être corrélées car il n'y avait pas de pluviographe à proximité.

Enfin, pour les parcelles 2 à 4, deux évènements ont entraîné un débordement des bidons de 120 litres, du moins leur remplissage total et l'évidence de leur débordement:

- une série d'averses (12) des 4 et 5 juillet 1988, où 107,5 mm sont tombés sur le site de Courriau, faisant déborder les bidons des parcelles 2 et 3;

- une autre série d'averses (12 également) du 26 au 30 septembre 1991, quand les parcelles 2, 3 et 4 ont à nouveau vu leur bidon déborder. Il est tombé 135,8 mm durant cet épisode;

La parcelle 5 a connu de nombreuses pertes d'information: en effet, elle est sujette à une importante solifluxion, qui a plusieurs fois précipité dans la gouttière de gros amas de marne, obstruant le conduit menant au bidon.

Toutes les parcelles ont connu des problèmes de pertes de données en juillet-août 1989, à la suite de l'installation de petits grillages destinés à empêcher la noyade des lézards et rongeurs: malgré une maille de 10 mm, les alluvions ont bouché plusieurs fois de suite les grilles et empêché le remplissage du bidon; en fin de compte, les grilles ont été enlevées.

Les autres pertes d'information ont été dues surtout à des coups de vent qui, dans les jours et les heures précédant les précipitations, ont renversé et fait basculer les bidons. D'autres ont été liées, en hiver (donc pour des évènements provoquant peu de ruissellement en général), à l'action des alternances gel-dégel qui décollait la tôle de raccordement parcelle-cheneau et empêchait l'eau de rejoindre le bidon. Rappelons que les deux parcelles de Saint Genis ont été abandonnées pour cause de vandalisme et de vol, et que les parcelles 18 à 20 (Les Gallands, près de Menglon), ont été très endommagées lors de la très forte pluie du 31/7/91, au cours de laquelle 2 des bidons (19 et 20) ont été colmatés par la boue, ce qui a provoqué l'abandon définitif des mesures.

Pour les parcelles du Diois (12 à 23), 25 évènements ont provoqué un ruissellement, entre le 28/8/90 et le 17/11/91. Mais du fait de conditions d'accès aux parcelles souvent difficiles, et du climat plus rude, de 10 à 23 mesures ont pu être faites selon les parcelles. De celles-ci, 12 au mieux ont pu être corrélées avec une pluviométrie (pour 15 évènements survenus entre novembre 1990, mise en service de l'Oedipe de Glandage), soit une disponibilité réelle de 47% (parcelle 17) à 80% (parcelle 12).

Dans les Baronnies, la disponibilité réelle (nombre d'évènements corrélables mesurés/nombre d'évènements ayant provoqué un ruissellement) est de 56% (parcelle 4) à 74% (parcelle 2) à Courriau; à Etoile, seule une mesure a été perdue, sur 12 (parcelle 7) ou 15 (parcelle 6) évènements mesurés.

Malgré tous ces problèmes, et en se contentant d'une disponibilité de 50%, il y a des résultats en nombre suffisant, dans les marnes noires de Courriau, pour nourrir une interprétation intéressante et analyser les facteurs de l'érosion. Les autres sites ont des résultats moins nombreux, mais qui permettent au moins la comparaison avec celui de Courriau.

Nous avons tenté plusieurs séries de corrélations avec les données de l'érosion obtenues en parcelles. La plupart s'intéressent aux précipitations et surtout à leur intensité.

2) Erosion et précipitation totale

Sur les B.V. de Savournon I et II, il avait pu être démontré en 1988 l'existence d'une relation entre dégradation spécifique et hauteur totale des précipitations, par cumul des valeurs annuelles obtenues sur 5 années de mesures.

Cette relation s'écrit (Olivry, 1988):

$$D.S. = 0{,}117\ P + 4{,}6$$

avec *(R = 0,996)*

D.S. = dégradation spécifique en t/ha/an

P = précipitation annuelle en mm

Ainsi, pour P = 700 mm, on a D.S. = 87 t/ha/an

P = 900 mm, on a D.S. = 110 t/ha/an

P = 1100 mm, on a D.S. = 134 t/ha/an

Nous avons donc cherché à voir, grâce aux parcelles, si au niveau de l'évènement pluvieux, il était possible d'établir une quelconque relation entre l'érosion en g/m^2 et la hauteur de la précipitation en mm.

Une telle relation est bien difficile à entrevoir sur la figure 82, tant la dispersion est grande sur les nuages de points. Ceci étant, il est bien connu que l'intensité de la pluie a bien plus d'importance que sa hauteur en matière de dégradation spécifique. Et il n'est pas inintéressant de constater qu'il y a une relation, si faible soit-elle, entre l'ablation et la hauteur de précipitation. Il est évident aussi que, surtout sur les parcelles 2 et 3 (figure 83), la relation est "tirée" par les valeurs extrêmes qui augmentent considérablement le R^2 (coefficient de détermination). Mais avant d'aller plus loin et de voir quel peut être le rôle joué par l'intensité, puis par l'intensité et la hauteur de la pluie réunis, notons que pour les parcelles 1 à 4, sur lesquelles a été testée la relation (parce qu'elles disposaient du plus grand nombre de valeurs), elle s'écrit comme suit (à noter à chaque fois le faible R^2):

parcelle 1 $E = 0{,}027\ P - 0{,}04$ $R^2 = 0{,}253$ (1)
(R = 0,503)
Err. std. de l'est de Y = 1,3415
Nombre d'observations = 42
degrés de liberté = 40
Err std. du coef. = 0,00723
avec E = ablation en g/m^2
P = précipitation en mm

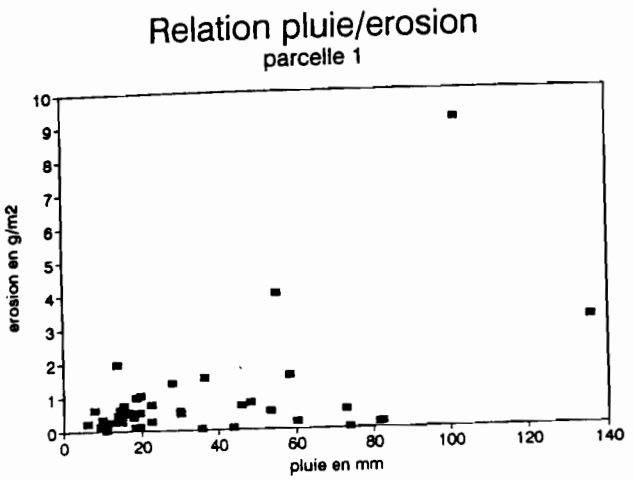
parcelle 2 $E = 7{,}24\ P - 57$ $R^2 = 0{,}406$ (2)
(R = 0,64)
Err. std de l'est de Y = 218,4
Nombre d'observations = 80
degrés de liberté = 78
Err. std. du coef. = 0,99

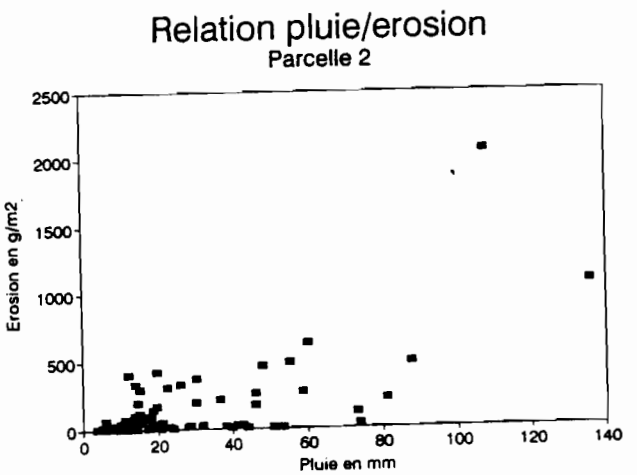
parcelle 3 $E = 11{,}55\ P - 59$ $R^2 = 0{,}26$ (3)
(R = 0,51)
Err. std. de l'est. de Y = 502,3
Nombre d'observations = 96
Degrés de liberté =94
Err. std. du coef = 2,015

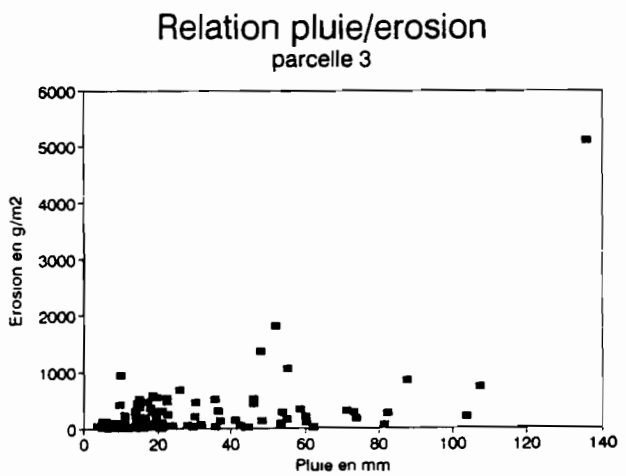
parcelle 4 $E = 4{,}07\ P + 18{,}6$ $R^2 = 0{,}31$ (4)
(R = 0,56)
Err. std. de l'est. de Y = 165,89
Nombre d'observations = 45
Degrés de liberté = 43
Err. std. du coef. = 0,924

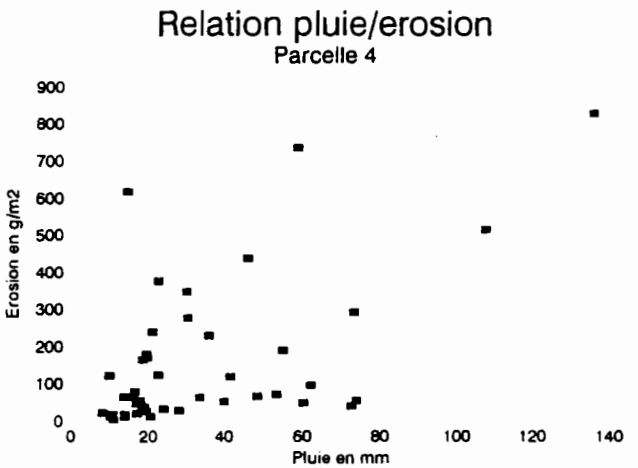
La parcelle végétalisée (1) connaît bien sûr une érodibilité liée aux précipitations bien plus faible que les 3 autres analysées ici; les 3 autres ont un coefficient multiplicateur de P (précipitation) du même ordre de grandeur mais dont les différences sont assez sensibles pour

FIG 82: RELATION PRECIPITATION/EROSION, PARCELLE 1 A 4









laisser de l'influence aux autres paramètres (intensité de la pluie, pente, pendage, exposition?). Il faut faire intervenir ces autres paramètres pour esssayer de mieux discerner leur rôle respectif dans la formation de cette érosion.

A noter que nous avons parfois plus de 80 évènements: en effet, s'agissant ici de la seule hauteur d'eau totale tombée, nous avons pu nous référer à tous les évènements depuis début 1987, puisque nous disposions de pluviomètres.

3) Le rôle prédominant de l'intensité des précipitations

Nous avons vu au chapitre V ce qu'il en était de la relation liant l'énergie cinétique de la pluie à l'intensité de celle-ci. Nous utiliserons ici la formule suivante:

$$Ec = 1214 + 890 \log (I)$$

Ec = Energie Cinétique en Kg/m2/mm

I = Intensité des pluies en mm/h (ici centre des classes)

Le tableau 25 donne les équations qui lient, pour chaque parcelle, la dégradation spécifique (E = érosion en g/m^2), à l'énergie cinétique cumulée (Ec en Kg/m^2); les caractéristiques de chaque parcelle figurent dans le tableau 9, p 138. On a pris, pour chaque parcelle, l'énergie cinétique à partir du seuil au-dessus duquel on a obtenu le meilleur coefficient de corrélation avec l'érosion en g/m^2.

Les régressions qui ont été testées sont pour chaque parcelle les suivantes:

$$E = A\,Ec + B$$

$$E = A^{o}\log (Ec) + B$$

$$\log (E) = A \log (Ec) + B$$

On constate de prime abord que les coefficients de détermination R^2 sont bien plus élevés que pour la relation Erosion/Précipitation; ils sont le plus souvent supérieurs à 0,5, ce qui correspond à un coefficient de corrélation de 0,71.

Seule la parcelle 6 a un comportement un peu aberrant, que nous ne pouvons attribuer a priori qu'à la parcelle elle-même, donc à un protocole discutable et/ou à un dysfonctionnement de cette seule parcelle. La parcelle 15 a aussi une relation bien faible, qui s'améliore en utilisant pour les deux paramètres à corréler, une valeur logarithmique.

TABLEAU 25

EQUATIONS DE REGRESSION EROSION/ENERGIE CINETIQUE PAR PARCELLE

Parc.	Equat. regression	R^2	Int R^2 max	Nb val.	pente degrés
1	E = 0,036 Ec - 0,4	0,86	10 mm/h	35	18
2	E = 10,30 Ec - 50	0,82	10 mm/h	51	25
3	E = 11,16 Ec + 15,61	0,69	10 mm/h	59	30
4	E = 3,26 Ec - 22,35	0,69	2,5mm/h	45	48
5	E = 3,8 Ec + 6,18	0,57	5 mm/h	26	36
6	E = 0,49 Ec + 14	0,06	5 mm/h	14	26
7	E = 6,29 Ec - 22	0,7	10 mm/h	11	28
12	E = 1,11 Ec - 2	0,87	10 mm/h	12	36
13	E = 0,18 Ec + 0,5	0,88	5 mm/h	10	28
14	E = 0,56 Ec + 7	0,56	10 mm/h	11	35
15	E = 0,50 Ec + 38	0,23	10 mm/h	8	33
et	logE = 0,42 log Ec + 0,98	0,57	10 mm/h		
16	E = 0,8 Ec + 22	0,75	10 mm/h	9	32
17	E = 1,51 Ec - 27	0,95	5 mm/h	7	30

Int.R^2 max: intensité avec laquelle la régression a le meilleur R^2; en effet, la relation a été testée avec: l'énergie cinétique totale; l'Éc des pluies tombées avec une intensité supérieure à 2,5 mm/h, puis avec I supérieure à 5 mm/h, puis 10 mm/h;
E = érosion en g/m^2
Ec = énergie cinétique en Kg/m^2

La grosse différence que l'on constate entre les parcelles 2 et 3 d'une part, 4 et 5 de l'autre, au niveau du coefficient multiplicateur de Ec., peut être lié à la pente (plus forte dans le cas des deux dernières): il peut y avoir un effet de seuil au dessus de 30 ou 35 degrés pente au-delà de laquelle agirait la loi de l'immunité des pentes raides: c'est une hypothèse que nous ne pouvons confirmer avec les résultats obtenus, mais seulement émettre.

Ce que l'on peut constater, c'est aussi l'extrême disparité entre les parcelles en ce qui concerne le coefficient multiplicateur de Ec (énergie cinétique); et ce même pour une lithologie semblable, comme entre les parcelles des marnes noires ou celles des marnes bleues: ainsi, à Courriau, les parcelles 2 et 3 sont comparables entre elles, avec un coefficient de 10 ou 11; mais elles ne ressemblent pas du tout aux parcelles 4 et 5 (marnes noires, même site) où le coefficient de Ec est de 3 ou 4. La raison en reste obscure, les autres paramètres (exposition, pente) étant assez proches. La pente est même supérieure dans le cas des parcelles 4 et 5, alors que le multiplicateur de Ec y est trois fois moindre!! L'opposition pente/pendage n'est pas non plus discriminante ici. La seule ébauche d'explication est l'absence d'évènements à forte érosion dans le cas des parcelles 4 et 5: les deux séries d'averses qui ont fait déborder le bidon de la

parcelle 4 n'ont pas entraîné une dégradation aussi élevée que sur les parcelles 2 et 3; et la parcelle 5 n'a pas fonctionné lors de ces évènements. Il est vrai aussi que ce ne sont pas exactement les mêmes événements qui ont servi au calcul des régressions (voir, disponibilité des parcelles, p.220):

Ceci étant, 2 remarques s'imposent:

* les valeurs maximales des parcelles 2 à 4 concernent deux précipitations très élevées (séries d'averses) pour lesquelles les bidons ont débordé: ce sont donc des valeurs par défaut, autant en matière d'écoulement que de dégradation spécifique.

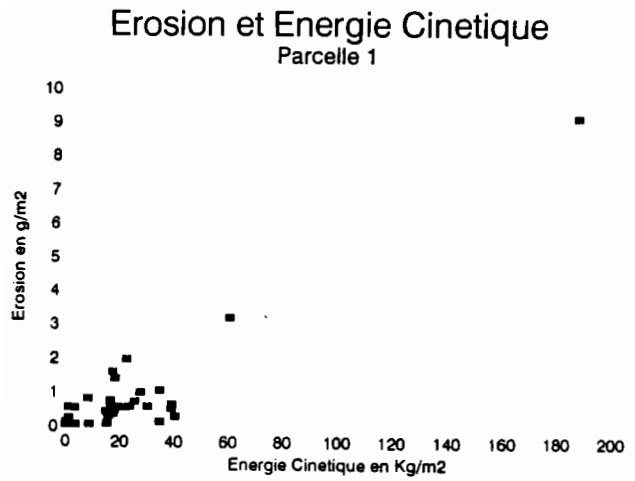
* malgré cela, ces valeurs extrêmes "tirent" le R^2 (coef. de détermination) vers le haut: sans ces deux averses, le R^2 de la parcelle 2 n'est que de 0,4 environ.

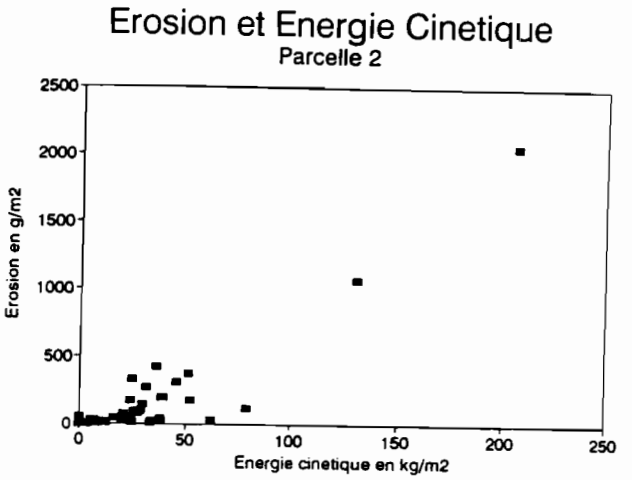
Il semble, au vu de la figure 83 que la progression de la dégradation spécifique avec l'énergie cinétique soit au départ logarithmique, puis linéaire (parcelles 1, 2 et 3) dans certains cas; et entièrement linéaire dans d'autres (4 et 5).

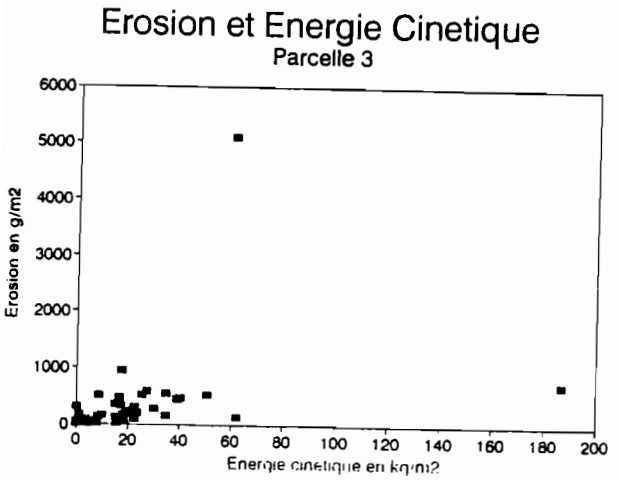
Dans le cas des marnes bleues, où malheureusement bien peu de mesures ont pu être faites, on retrouve les mêmes différences aberrantes entre les parcelles 6 et 7, situées à quelques mètres l'une de l'autre!! De même entre les parcelles d'Etoile (6 et 7) et celles de La Vière (adret), en lithologie similaire (parcelles 15 à 17). Les parcelles 15 à 17 pourraient se rapprocher de la parcelle 6, mais celle-ci a un R^2 très bas (probablement dû à des erreurs sur cette parcelle) qui rend toute comparaison bien dangereuse.

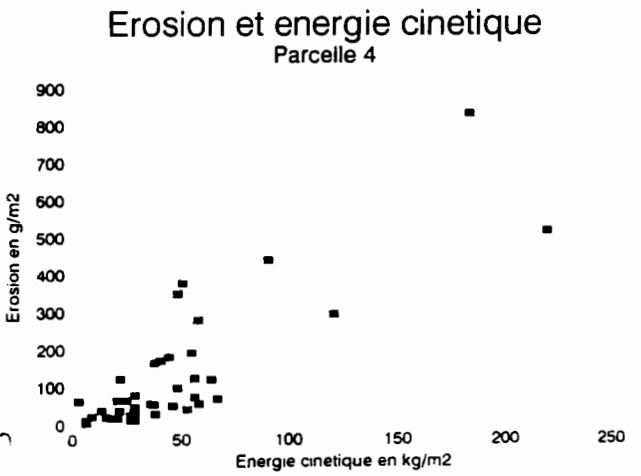
On peut constater également dans le tableau 25 que, suivant les parcelles, le meilleur R^2 n'est pas obtenu en prenant en compte toujours la même intensité minimale des précipitations. En effet, suivant les parcelles, c'est en prenant en compte toutes les précipitations tombées avec une intensité supérieure à 2,5 mm/h que l'on obtient la meilleure corrélation (parcelle 4); dans d'autres cas, c'est en considérant toutes les hauteurs d'eau tombées sous

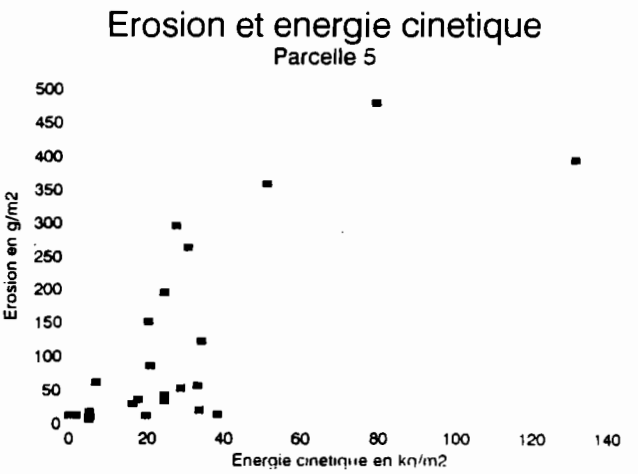
FIG 83: RELATION EROSION/ENERGIE CINETIQUE PARCELLES 1 A 4











intensité de plus de 5 mm/h (parcelles 5, 13 et 17); la plupart connaissent une corrélation maximale avec les seules pluies dont l'intensité était supérieure à 10 mm/h. Ce dernier point rejoint en partie les affirmations de Bufalo (1989) et Olivry et alt (1988), selon lesquelles seules les précipitations dont l'intensité dépasse 10 mm/h ont un pouvoir érosif. Ceci étant, il faut rester prudent ici, puisque nous avons bien mesuré des écoulements pour des intensités inférieures, et même inférieures à 5 mm/h; ceci corrobore l'observation faite sur la parcelle 4, où, dès une intensité de 2,5 mm/h, il peut y avoir ruissellement et érosion. Il faut dire que la pente sur cette parcelle est très forte (48 degrés). Un temps, nous avons pensé que la particularité de la parcelle 4 lui venait de l'opposition pente/pendage qui la caractérise; mais on peut supposer qu'a priori, un ruissellement rapide devrait être facilité dans le cas inverse. Et, de plus, cette particularité n'apparaît pas sur les autres parcelles où le pendage est opposé à la pente (voir tableau 9 page 138).

4) Le rôle mineur des autres paramètres

En regard de la corrélation évidente entre l'énergie cinétique de l'eau de pluie et la dégradation spécifique, les autres paramètres qui sont analysés ici ont un rôle tout à fait mineur.

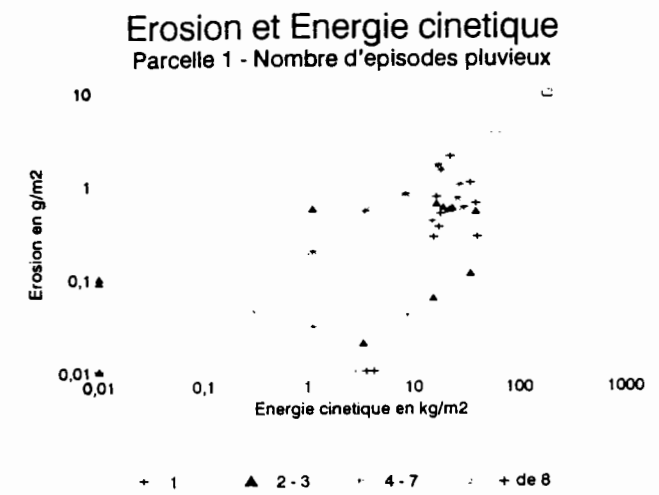
a) Le paramètre "nombre d'épisodes pluvieux"

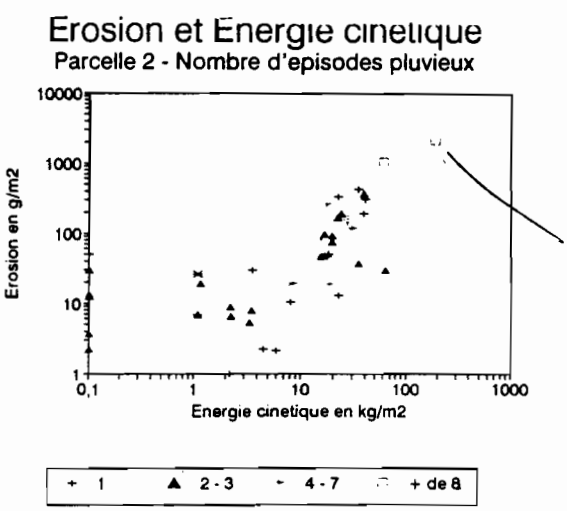
Les "épisodes pluvieux" s'entendent ici comme décrit précédemment: dès qu'il s'écoule une heure sans basculement de l'auget du pluviographe, on passe à l'averse suivante.

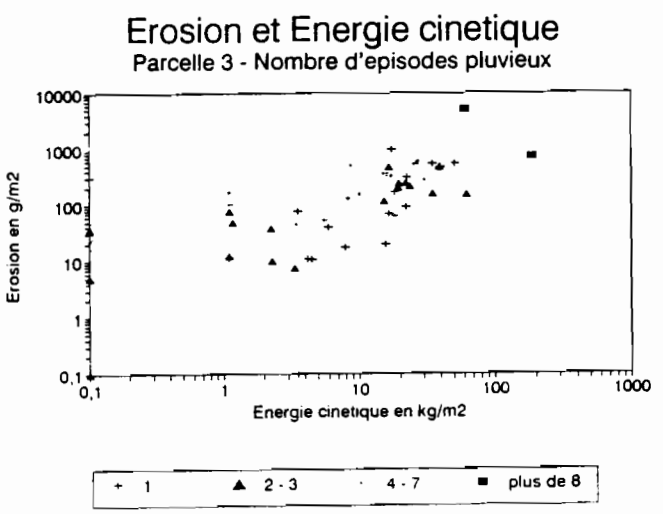
Malgré l'évidence du rôle majeur de l'énergie cinétique dans le déclenchement du ruissellement et de l'érosion, les coefficients R^2 cités ci-dessus paraissent bien faibles; nous avons voulu affiner les régressions en montrant tout d'abord, au niveau graphique, s'il y avait moyen d'individualiser les points des nuages en fonction des différents paramètres, à commencer par le nombre d'épisodes pluvieux différents qui ont produit l'Ec (énergie cinétique) et l'ablation analysées ici. L'influence de ce paramètre n'est pas bien évidente: il n'y a pas, dans la figure 84, d'individualisation de "sous nuages" de symboles particuliers. Toutefois, il faut remarquer que:

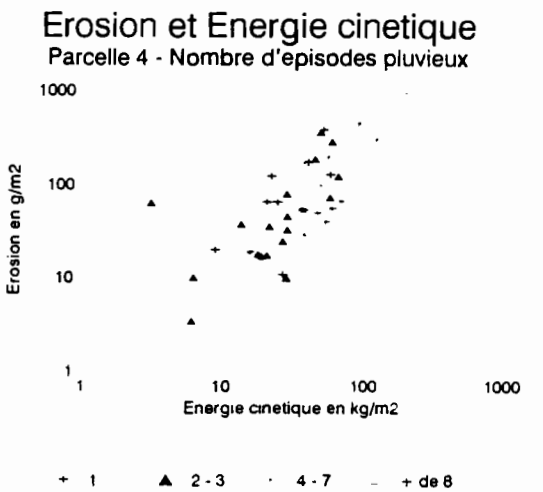
- pour les parcelles 1, 3, 4 ~~et 5~~, les deux points symbolisés comme ayant connu plus de 8 épisodes pluvieux sont les deux mêmes (évènements 21 et 88); il n'y en a qu'un sur la parcelle 5, celle-ci n'existant pas encore en 1988.

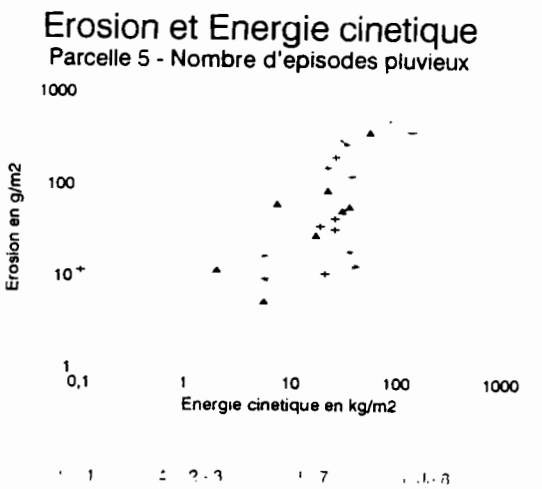
FIG 84: LA RELATION EROSION/ENERGIE CINETIQUE SUIVANT LE NOMBRE D'EVENEMENTS PLUVIEUX (NEP)











De ce fait, il semble a priori qu'une série de précipitations représentant une énergie cinétique (Ec) donnée, est moins efficace qu'une seule précipitation de même Ec. Ceci est logique dans la mesure où, même si elles sont rapprochées, il peut y avoir réessuyage et évaporation entre deux averses, surtout en période estivale. Par contre, en dessous de cette valeur de 8 épisodes (fig 84), il est difficile d'individualiser une quelconque influence du nombre d'averses.

Dans les matrices de corrélation (chapitre V, p. 185-186), la variable NEP (nombre d'évènements pluvieux) semble bien corrélée avec l'érosion. Il est probable que ce soit simplement pour une question de volume: plus il y a d'évènements pluvieux et plus la quantité d'eau tombée sera, en principe, importante. Mais essayons de voir si une régression double n'apporte pas de plus amples renseignements:

Nous avons tenté d'utiliser les régressions multiples, pour chacune de ces parcelles (rappelons qu'il s'agit de celles de Courriau, sur marnes noires, sur lesquelles il y a le plus d'observations); il faut bien dire que le résultat est mitigé: sont comparées, ci-dessous, pour chacune d'elles, la régression E/Ec et la régression multiple E/Ec+N (N = Nombre d'évènements pluvieux). On peut constater que dans le cas des parcelles 1 et 3, il y a amélioration sensible du R^2 (coefficient de détermination); par contre, il augmente de 0,01 point seulement sur la parcelle 4 et reste le même sur les parcelles 2 et 5. Ce paramètre n'est donc apparemment pas très déterminant; il reste trop proche de la quantité d'eau tombée et de l'énergie cinétique.

Parcelle 1	$E = 0{,}036\ Ec - 0{,}4$	$R^2 = 0{,}86$
(I > 10 mm/h)	$E = 0{,}04\ Ec + 0{,}11\ N - 0{,}47$	$R^2 = 0{,}89$
Parcelle 2	$E = 8{,}52\ Ec - 99$	$R^2 = 0{,}82$
(I > 5 mm/h)	$E = 8{,}89\ Ec - 6{,}7\ N - 89{,}5$	$R^2 = 0{,}82$
Parcelle 3	$E = 11{,}16\ Ec + 15{,}61$	$R^2 = 0{,}69$
(I > 10 mm/h)	$E = 11{,}45\ Ec + 20{,}84\ N - 43{,}1$	$R^2 = 0{,}74$
Parcelle 4	$E = 3{,}25\ Ec - 22{,}35$	$R^2 = 0{,}69$
(I > 2.5 mm/h)	$E = 3{,}84\ Ec - 11{,}88\ N - 6{,}36$	$R^2 = 0{,}70$
Parcelle 5	$E = 3{,}8\ Ec + 6{,}18$	$R^2 = 0{,}57$
(I > 5 mm/h)	$E = 3{,}96\ Ec - 2{,}5\ N + 10{,}63$	$R^2 = 0{,}57$

La variabilité, d'une parcelle à l'autre, du multiplicateur de N (tantôt positif, tantôt négatif, et valeurs absolues bien différentes) montre qu'il est difficile d'entrevoir l'influence jouée par le nombre d'évènements pluvieux. Seules les parcelles 1 et 3 (sur cette dernière, la matrice donnait pourtant une très mauvaise corrélation avec l'érosion) voient une augmentation significative de R^2. Les autres ont un multiplicateur de N négatif; cette variable ne semble pas y avoir d'incidence.

b) Influence de l'état initial du sol

L'influence de l'état hydrique préalable du sol ou du manteau d'altération au commencement d'une précipitation, sur le ruissellement et le déplacement de matières solides est évidente a priori. En terrain marneux sec, les paillettes se désolidarisent (voir photo 15) et sont facilement emportables par le splash, comme nous avons pu nous en rendre compte lors des essais du simulateur de pluie ORSTOM sur le site de Savournon (Bernard, 1987). Wischmeier et Smith (1978), puis Birot (1981) ont insisté sur cet élément. Plus récemment, Chevallier (1983), Seguis (1987) et Albergel (1989), en Afrique de l'Ouest, ont pu montrer que l'état hydrique du sol était déterminant, grâce à un indice basé sur le nombre de jours secs avant l'évènement pluvieux.

On peut se demander toutefois si le fait que le sol est déjà humide (du fait d'une précipitation récente) ne doit pas accélérer ruissellement et érosion (cf Olivry 1988, cité plus bas au ch. V). Ou si, effectivement, la sécheresse accélère la désolidarisation des agrégats et donc leur exportation lors des précipitations. En fait, il y a, sur sol sec, une grande influence du splash, puis changement de système érosif quand le manteau d'altérites est humide.

Les variables utilisées pour apprécier numériquement l'état hydrique du sol avant la pluie sont:

* le nombre de jours secs avant la pluie: mais les matrices de corrélation montrent qu'il n'a aucune incidence: R très proche de 0 sauf pour la parcelle 3 (où il n'atteint que 0,27); les régressions doubles Erosion/Energie cinétique + Nombre de jours secs ne font pas évoluer les coefficients de corrélation;

* Influence de l'indice thermique IT: rappelons qu'il est la somme des amplitudes thermiques journalières (avec un plancher de + 5 degrés C) des jours précédant la précipitation (à partir de la dernière précipitation de plus de 10 mm la précédant); les matrices de corrélation n'attribuent pas un grand rôle à cette variable, et les régressions doubles ne font en aucun cas évoluer le R^2;

* L'indice de Kohler ou Indice des précipitations Antérieures: les matrices de corrélation (ch. V) montrent des coefficients R encore plus faibles si l'on prend en compte pour

définir l'état du sol avant la pluie l'indice de Kohler: il est toujours inférieur à 0,25; les équations de régressions testées furent, comme avec les autres paramètres, les suivantes:

$$E = a*Ec + b$$
$$E = a*Ec + b*IK + c$$
$$E = a*Ec + b*IK + c*P + d$$
$$E = a*(Ec*IK) + b$$
$$E = a*Ec^{IK} + b$$
$$E = a*(Ec + IK) + b$$
$$E = a*(Ec + IK + P) + b$$
$$E = a*Ec + b*(P*IK) + c$$
$$E = a*Ec + b*Log(P) + c$$
$$E = a*Ec + b*Log(IK) + c*Log(P) + d$$

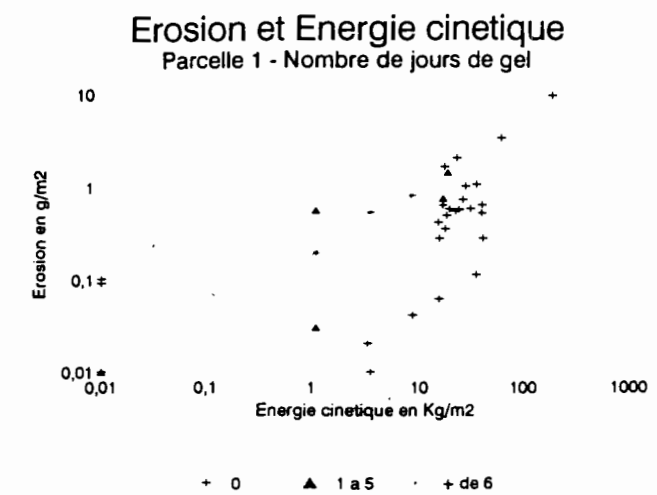
Mais l'introduction de IKA (IK avec A =0,5) ou de IKB (IK avec A = 0,9) dans une régression multiple n'améliore pas les R^2; seule l'introduction de P (hauteur de précipitation concernée) l'améliore. Doit-on en conclure que l'état initial du sol n'a pas d'importance ici? ce serait étonnant, mais force est de constater qu'il a un rôle tout à fait négligeable en face de l'énergie cinétique et des autres variables qui dépendent des précipitations: il est probable que la très faible influence de l'état initial du sol provienne de la pente très forte, qui doit entraîner une dessiccation du manteau d'altération bien plus rapide que dans les terrains (Etats-Unis et Sahel) où cet indice a été utilisé auparavant; de plus, la forte pente et la faible épaisseur du manteau d'altération font que les paramètres autres peuvent jouer différemment d'un événement à l'autre.

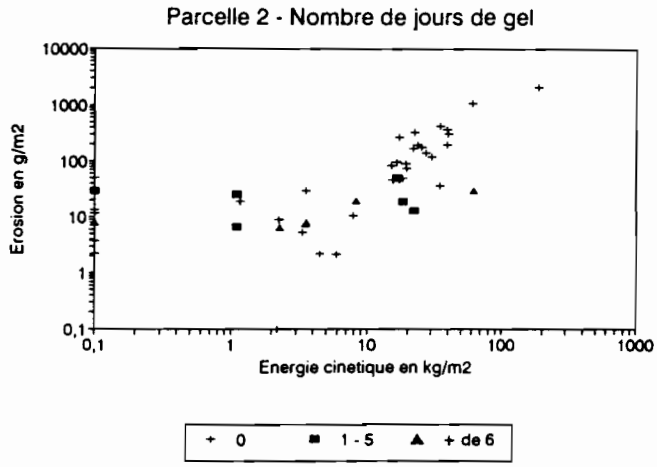
c) L'influence du nombre de jours de gel

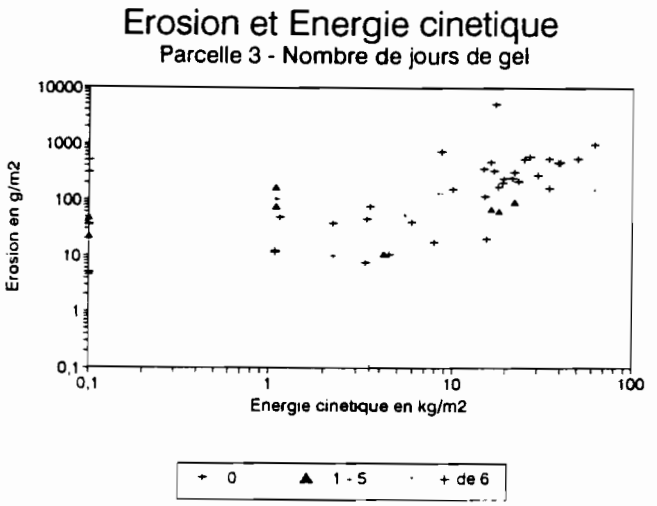
Bien avant la thermoclastie, la cryoclastie est considérée à juste titre comme un des principaux facteurs de désagrégation des roches. Aussi était-il tentant de voir si après une période de gel, la dégradation était plus intense. De fait, des corrélations, là encore, ne sont pas décelables sur la figure 85; il est évident que l'on ne passe pas directement d'une période de gel à une période d'averses efficaces en termes de ruissellement et d'érosion.

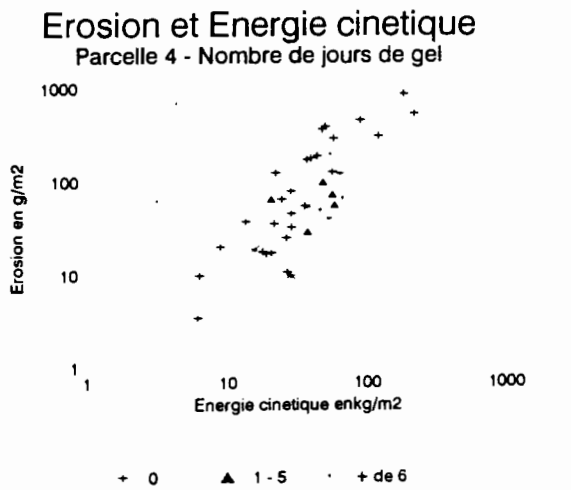
Au niveau scientifique, l'idéal aurait été de faire une comparaison au niveau annuel, en comparant deux hivers très différents et l'ablation sur terrain dénudé l'été suivant. La difficulté réside ici dans le fait que, géomorphologiquement parlant, 2 hivers se ressemblent toujours: un hiver froid connaît à peu près le même nombre d'alternances gel/dégel qu'un hiver modéré. C'est le nombre de jours sans dégel qui différencie un hiver de l'autre. Or, comme l'ont fait remarquer J.Tricart (1967) et P.Birot (1981), bien plus que le gel, ce sont les alternances gel/dégel qui provoquent l'éclatement et la désagrégation des roches. Et P.Birot (1981) de citer J.Tricart: "*à cet égard, le climat de type islandais est beaucoup plus efficace qu'un climat sibérien*" (car les processus périglaciaires sont, en outre, accélérés par la présence de l'eau).

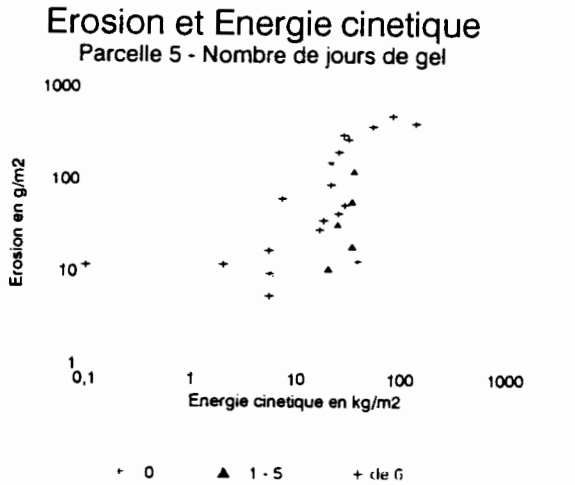
FIG 85: INFLUENCE DU NOMBRE D'ALTERNANCES GEL/DEGEL SUR LA RELATION E/Ec











La figure 85 montre que dans tous les cas, les valeurs d'érosion les plus fortes se produisent quand il n'y a pas de gel; et que les ablations constatées lors de périodes de gel sont faibles. 2 explications évidentes à cela:

* la pluie n'a que peu d'impact sur un sol gelé;
* les épisodes efficaces pour l'ablation sont ceux d'intensité élevée, donc de saison chaude. C'est ce qui nous conduit à tenter plus loin une corrélation avec les saisons de l'année, confirmés en cela par la faiblesse des corrélations déterminées ci-après par régression double de l'ablation avec l'énergie cinétique et le nombre de jours de gel. A noter que nous nous sommes risqué à utiliser le nombre de jours de gel, et non pas d'alternances, comme il eût été logique, faute de données fiables sur les valeurs journalières, et parce qu'il n'y a en moyenne que 5 à 7 jours sans dégel par an. On constate toutefois une amélioration de la corrélation pour les résultats, mais avec un coefficient multiplicateur de la variable nombre de jours de gel négatif, ce qui doit correspondre à l'effet protecteur du gel, ou à son évidente corrélation avec l'absence d'averse à forte intensité: cette amélioration du R^2 se remarque surtout sur la parcelle 5, et à moindre niveau sur les parcelles 1 et 2; nous n'expliquons pas ce qui individualise ces deux parcelles vis à vis de la variable indépendante "nombre de jours de gel". Ci-dessous sont indiquées les équations de régression multiple faisant intervenir les 2 variables indépendantes Ec et "nombre de jours de gel":

Parcelle 1 $E = 0{,}036\ Ec - 0{,}4$ $R^2 = 0{,}86$

(I > 10 mm/h) $E = 0{,}048\ Ec + 0{,}1\ JG - 0{,}38$ $R^2 = 0{,}88$

avec *E = érosion en g/m²*
Ec = énergie cinétique en Kg/m²
JG = nombre de jours de gel
Nombre d'observations: 35
Degrés de liberté: 32
Err std. est de Y: 0,56
Err std. du coef: 0,003 et 0,04

Parcelle 2 $E = 10{,}3\ Ec - 49{,}9$ $R^2 = 0{,}82$

(I > 10 mm/h) $E = 10{,}2\ Ec - 6{,}1\ JG - 38$ $R^2 = 0{,}83$

Nombre d'observations: 51
Degrés de liberté: 48
err. std. de l'est de Y: 137,6
err std du coef: 0,68 et 5,7

Parcelle 3 $E = 11{,}16\ Ec + 15.61$ $R^2 = 0{,}69$

(I > 10 mm/h) $E = 11{,}07\ Ec - 1{,}38\ JG + 18{,}95$ $R^2 = 0{,}69$

Nombre d'observations: 51
Degrés de liberté: 48
Err. std. est. de Y: 101,1
Err.std. du coef.: 4,59

Parcelle 4 $E = 3,26\ Ec - 22,35$ $R^2 = 0,69$

(I > 2,5mm/h) $E = 3,23\ Ec - 1,68\ JG - 15,21$ $R^2 = 0,69$

Nombre d'observations: 41
Degrés de liberté: 38
Err std. de l'est. de Y: 95,18
Err. std. du coef.: 0,35 et 2,18

Parcelle 5 $E = 3,8\ Ec + 6,18$ $R^2 = 0,57$

(I > 5 mm/h) $E = 3,7\ Ec - 12,85\ JG + 28,8$ $R^2 = 0,63$

Nombre d'observations: 24
Degrés de liberté: 21
Err. std. de l'est. de Y: 89,3
Err. std. du coef.: 0,67 et 7,03

Dans la mesure où le gel ne se produit pas toute l'année (voir I) mais seulement d'octobre à mai, nous avons voulu savoir si, en ne considérant que les évènements hivernaux, l'amélioration de la corrélation E/Ec est plus forte. Le problème, c'est que si l'on ne prend pas en compte les évènements estivaux pour lesquels il y a de fortes précipitations et de fortes ablations, le R^2 de la relation E/Ec diminue très sensiblement: ce sont ces valeurs extrêmes qui "tirent" la relation. Il se trouve que dans ce cas-là, le fait d'ajouter une deuxième variable (JGE, nombre de jours de gel) explicative de l'érosion, en plus de l'énergie cinétique Ec, améliore beaucoup plus sensiblement la corrélation, il est vrai bien faible au départ: R^2 passe en effet de:

de 0,21 à 0,26 pour la parcelle 1
de 0,24 à 0,39 pour la parcelle 2
de 0,41 à 0,49 pour la parcelle 3
de 0,19 à 0,22 pour la parcelle 4
de 0,35 à 0,56 pour la parcelle 5

Il est probable que ce soit l'accroissement de la fourniture d'éléments désolidarisés qui soit responsable de plus grandes valeurs d'ablation et de l'amélioration de la corrélation.

d) L'influence des saisons

Etant donné que, parmi les variables analysées ci-dessus, certaines ont une relation directe avec la période de l'année (nombre de jours secs, de gel, IT, et même le nombre d'évènements pluvieux), nous avons voulu voir si la saison à laquelle se produit l'épisode pluvieux influe sur la relation E/Ec. Faute de pouvoir numériser les saisons (quel coefficient attribuer à chacune d'elle?), nous nous sommes contenté de voir si, graphiquement, il y avait moyen d'individualiser les points représentant les évènements et de les regrouper.

Le seul élément qui apparaisse sur chacune des parcelles, c'est qu'à Ec égale, c'est pendant l'été que l'érosion E est la plus importante. Il peut se produire de forts ratios E/Ec aussi en automne et au printemps, mais en petit nombre. Et c'est aussi dans ces saisons que les valeurs d'érosion ayant nécessité la plus forte Ec se sont produites (fig. 86).

Enfin, logiquement, sur toutes les parcelles, les évènements hivernaux se caractérisent par une érosion et une Ec faibles, ce qui s'explique aisément par la protection temporaire du manteau neigeux, le rôle du sol gelé, et la faible énergie cinétique des précipitations hivernales.

Sur les bassins de Savournon (Olivry, 1988), on a distingué les évènements de printemps d'une part, ceux d'été et d'automne de l'autre, et ils ne semblent pas avoir de comportement sensiblement différent (fig. 87); on remarque simplement que ici les évènements les plus marquants en terme d'exportation de MES sont 2 évènements de printemps (années 1985- mai 88), alors que sur les parcelles de Courriau (mai 88-mai92) les 2 évènements les plus importants ont eu lieu en été et à l'automne.

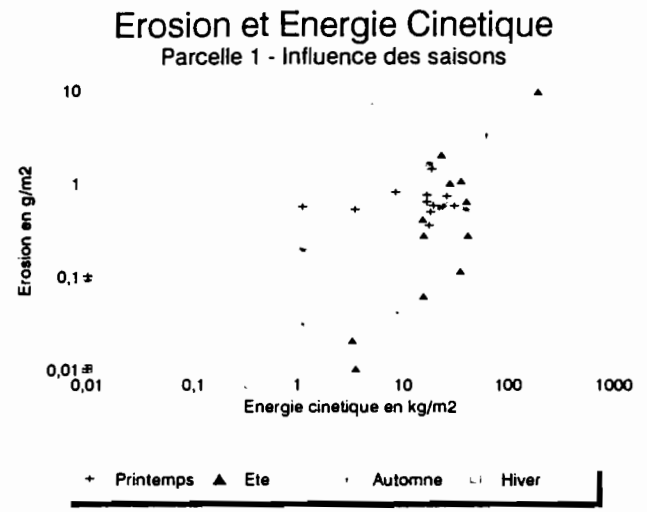
5) Comparaison entre parcelles

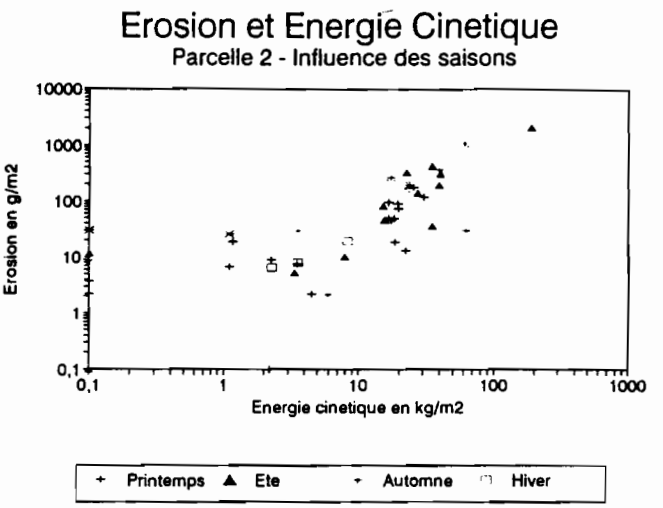
Les 5 parcelles qui ont servi à cette analyse des paramètres de la dégradation sont très proches les unes des autres (elles sont toutes situées dans un cercle de 100 mètres de rayon), et si la première a surtout servi de parcelle témoin d'un espace complètement végétalisé, les autres peuvent se comparer entre elles dans la mesure où elles sont toutes installées sur des marnes noires. Nous avons vu précédemment combien cette série était homogène au niveau de la mesure de l'ablation et que quelle que soit la superficie de la zone d'étude, on trouvait, avec d'autres méthodes de mesure, à peu de choses près les mêmes valeurs de dégradation en tranche érodée. Et pourtant:

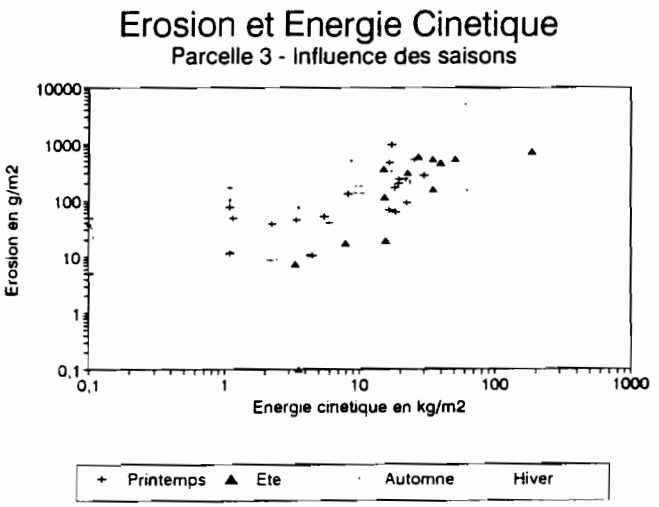
- les équations de régression sont très différentes les unes des autres; il est vrai que, pour chacune des parcelles a été prise en compte l'Ec des pluies d'une intensité minimale qui était celle avec laquelle la régression avait le meilleur coefficient de détermination (voir tableau 25); de plus, les valeurs observées pour les plus fortes pluies sont parfois des données par défaut (par débordement du bidon);

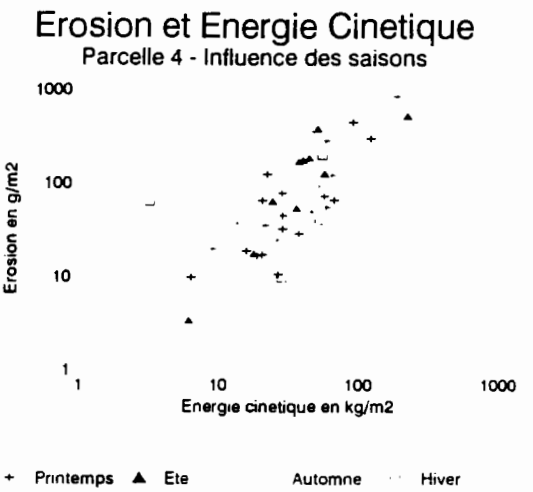
- les totaux d'érosion mesurée et l'ablation correspondante sont également très divers (tableau 26), et là il faut bien incriminer aussi les valeurs par défaut, qui font que cette ablation est bien moindre, dans les terres noires, que celle qui est mesurée par d'autres procédés (règle topo et pièges à sédiments);

FIG 86: RELATION E/Ec SUIVANT LES SAISONS.









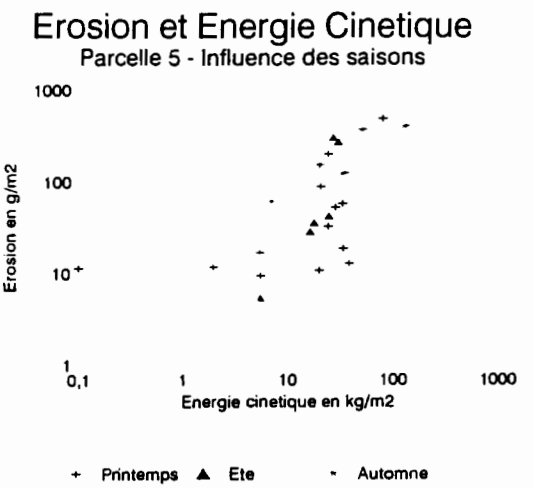
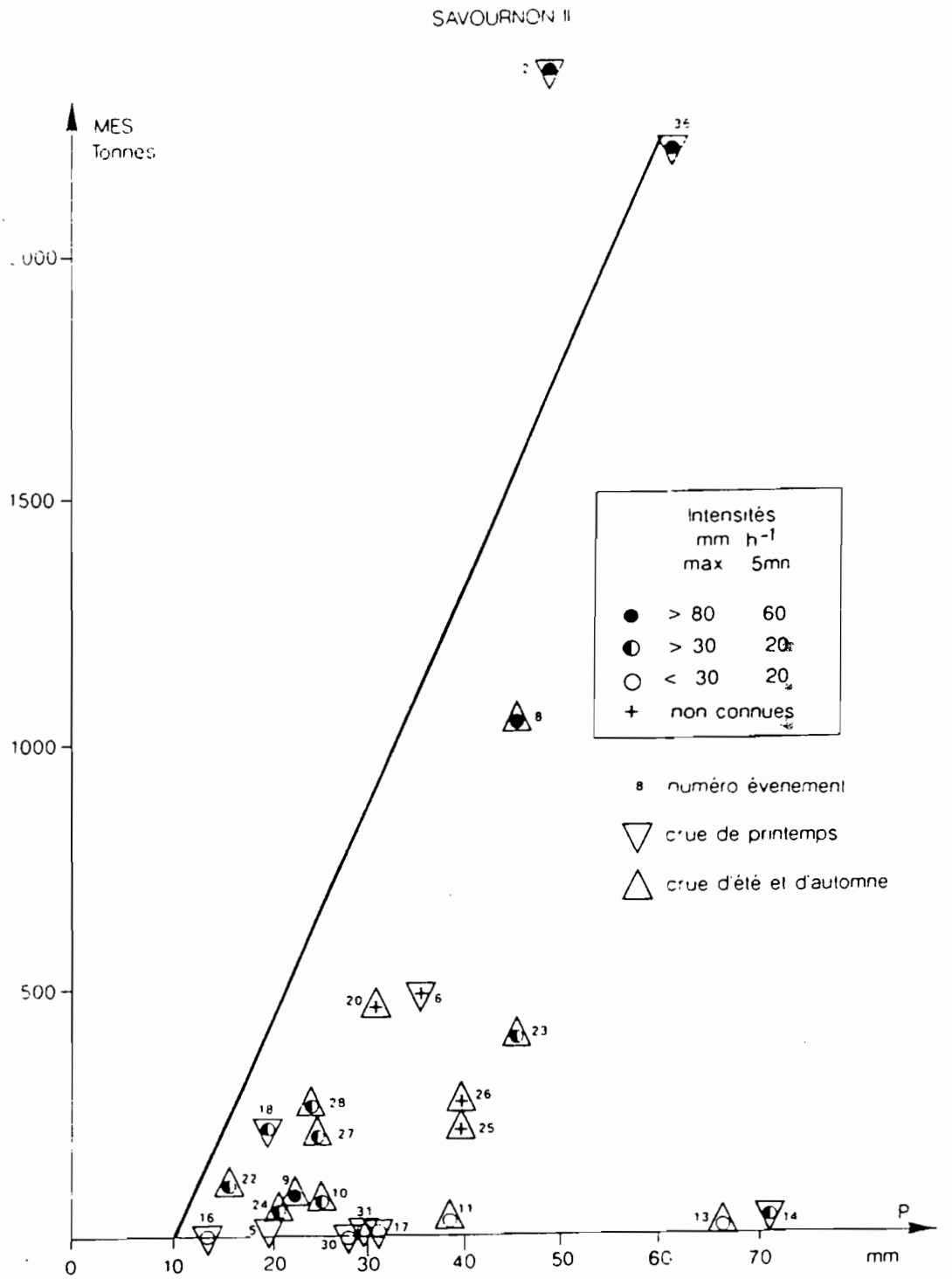


FIG 87: EVENEMENT PLUVIOMETRIQUE ET EXPORTATION DE MATIERES (IN Olivry, 1988 p. 158 Fig. 53)



- enfin, il ne faut pas négliger l'élément longueur de pente, déjà mis en évidence par Wischmeier et Smith (1978) et Birot (1981); la longueur maximale des filets d'écoulement dans les parcelles à cheneaux est de 2 mètres; sans pouvoir le prouver, du fait que les mesures n'ont pas été exhaustives, on peut supposer qu'une partie de l'explication des faibles valeurs de l'ablation mesurée sur parcelle provient de ce fait.

Le tableau 26 ci-dessous permet de comparer les ablations par parcelle; on a indiqué par parcelle la somme des Ec. des pluies lors desquelles une mesure a été effectuée avec succès; on compare aussi les ablations mesurées avec celles qui sont estimées par l'équation de régression de la parcelle. L'efficacité de l'érosion sur la parcelle est le rapport E/Ec; l'efficacité a été pondérée par la pente: elle a été multipliée par le rapport sin 48/sinPP: 48 degrés étant la pente de la parcelle la plus pentue, sinPP celle de la parcelle concernée. On peut constater que dans les mêmes lithologies et mêmes périodes prises en compte, il y a des différences notables entre parcelles. Il est vrai que ce ne sont pas toujours exactement les mêmes évènements qui sont pris en compte. Mais en dehors de la parcelle 6 (où l'écart est probablement dû à un problème inhérent à la parcelle), les différences sont probablement dues au rapport pente/pendage et à l'exposition.

La dégradation mesurée sur marnes noires est bien plus faible, sur les parcelles 2 à 5 de Courriau, que sur les parcelles 18 à 20 des Gallands, sur lesquelles, faute de pluviographe enregistreur, nous n'avons pu obtenir de données d'intensité des précipitations; celles des Gallands (très différentes aussi entre elles) ont connu une dégradation qui se rapproche plus de celle mesurée par les autres procédés; mais ils ont surtout été touchés le 30 juillet 1991 par une pluie de plus de 100mm en 24 heures; encore une fois, les bidons s'étant remplis, ce sont des valeurs par défaut. Il est difficile de mettre en cause l'exposition: le site de Courriau est exposé plein Sud, celui des Gallands à l'Ouest, mais on assimile en général le comportement des versants exposés Ouest à celui des adrets; de plus, en été, l'exposition ne joue pratiquement aucun rôle..

On peut comparer les ablations mesurées sur les parcelles 2 et 3 (en prenant en compte le coefficient comparatif -Erosion sur parcelle 3 = 1,6xErosion sur parcelle 2) du fait que les deux parcelles se ressemblent mais que la parcelle 2 a une certaine proportion de sa surface recouverte de pierres et blocs calcaires provenant d'un tas constitué anciennement par l'épierrement d'une parcelle (effet protecteur des pierres, dissipant l'énergie cinétique). Les autres parcelles ont des résultats difficilement comparables tant les paramètres exposition et angle pente/pendage sont perturbateurs.

TABLEAU 26

ABLATION COMPAREE PAR PARCELLE

NP	Pente deg.	Litho-logie	Ec kg/m^2	Erosion totale mesurée en g/m^2	Effic. E/Ec	Effic. pond.	Erosion totale estimée en g/m^2	Ablation annuelle g/m^2	Ablation annuelle mm
1987-92									
1	18	Végétation	790	28,82	0,036	0,087	28,05	7,2	0,004
2	25	m. noires	912	6857,7	7,52	13,29	9346,7	1714	1
3	30	m. noires	990	15817,5	16	23,78	11066	3954	2,3
4	48	m. noires	922	6989,4	7,58	7,58	6514,8	1747	1,03
1990-92									
5	36	m. noires	384	3296,5	8,58	10,84	2687,5	1648	0,97
1991-92									
6	26	m. bleues	256	435,60	1,70	2,88	164,4	435,6	0,26
7	28	m. bleues	207	1056,3	5,10	8,07	1280	1056,3	0,62
1990-92									
12	3	m. calcaires	439	444,10	1,01	1,28	480,9	444,1	0,26
13	28	m. calcaires	426	135,70	0,32	0,51	133,6	135,7	0,08
14	35	m. calcaires	433	321,30	0,74	0,96	249,5	321,3	0,19
15	33	m. bleues	418	515,00	1,23	1,68	247,0	515	0,3
16	32	m. bleues	429	545,00	1,27	1,78	365,3	545,1	0,32
17	30	m. bleues	418	910,90	2,17	3,22	1070,3	910,9	0,54
18	30	m. noires		11087				11087	6,52
19	40	m. noires		25696				25696	15,11
20	42	m. noires		4045				4045	2,38
21	24	éboulis		35,7				35,7	0,021
22	27	éboulis		158,6				158,6	0,093
23	34	éboulis		133,3				133,3	0,078

NP = numéro de parcelle
Effic. = efficacité érosive de l'énergie cinétique sur la parcelle: rapport E (g/m^2)/Ec (Kg/m^2)
Effic. pond. = éfficacité (E/Ec) pondérée par le rapport sin 48 (pente de la parcelle la plus pentue 4)/sin de la parcelle concernée.
L'érosion mesurée est le cumul de toutes les années de mesure;
L'énergie cinétique est celle, cumulée, de tous les évènements dont l'érosion a été mesurée sur la parcelle; pour rendre les efficacités comparables, elle a été calculée pour les intensités supérieures à 10mm/h, même pour les parcelles où les intensités plus faibles donnent une meilleure corrélation (parcelle 4, 5, 13 et 17).

On constate également que, logiquement, les valeurs estimées de l'érosion (à partir de l'Ec) sont les plus éloignées des valeurs mesurées là où le R^2 de la régression est le plus faible.

Les parcelles ont été comparées entre elles par des régressions simples établies sur la base des ablations mesurées sur chaque parcelle pour une même précipitation. Si E1 est l'érosion que connaît la parcelle 1, E2 celle de la parcelle 2, etc.., on a:

E2 = 213 E1 + 29	avec	R^2 = 0,86
E3 = 1,69 E2 + 48		R^2 = 0,82
E4 = 1,42 E2 + 10		R^2 = 0,50
E5 = 1,07 E2 + 55		R^2 = 0,62
E5 = 0,61 E4 + 73		R^2 = 0,49

Remarques:

* l'érosion sur la P2 n'est "que" 213 fois supérieure à celle de la parcelle végétalisée; cela peut paraître beaucoup, mais nous pensons que le rapport d'érosion entre les secteurs végétalisés et les secteurs déjà ravinés est supérieur à 10^3; les valeurs de la parcelle 2 sont sous-évaluées du fait du débordement des bidons lors des épisodes les plus importants; les valeurs de la parcelle 1 ont probablement été surévaluées du fait de la tranchée qu'il a fallu creuser pour installer la gouttière dans un secteur peu pentu: la zone ainsi dénudée, quasi verticale, n'a jamais été recouverte par la pelouse, et il est probable qu'une grande part de l'érosion mesurée ait été générée sur cette tranche dénudée artificiellement; de plus, un seul épisode a entraîné, sur la parcelle 1, une érosion par m^2 supérieure à 2g; et la valeur correspondante est de 9,13 g/m^2!! ce résultat a été obtenu au début des mesures (21ème évènement, juillet 1988, soit 15 mois après le début des mesures, mais 1er évènement important), et il est possible que la tranchée n'était pas encore stabilisée; de plus, encore une fois, on l'a comparée ici à une donnée par défaut de la P2, puisque le bidon de celle-ci avait débordé pour cet évènement;

* les autres parcelles connaissent des ablations qui sont dans une fourchette de valeurs de un à moins de deux: elles sont donc plus facilement comparables; on note toutefois que les R^2 des relations concernant la parcelle 4 sont les plus faibles: on peut supposer que cela est dû aux fortes distorsions déjà remarquées dans le comportement de cette parcelle, qui peuvent être dues en partie à l'angle important formé ici par la pente et le pendage; le fait que sur les parcelles 3, 4 et 5 aient été mesurées des érosions plus fortes que sur la P2, peut s'expliquer aussi par la "pierrosité" de celle-ci.

C) LE PIEGEAGE DES SEDIMENTS

Au bout de 10 années de mesures, les résultats obtenus sont intéressants à bien des égards. Ils sont rassemblés dans les tableaux 27 à 31 ci-dessous (voir en annexe A6-1 les dates et données de chaque vidange):

TABLEAU 27

3 PIEGES A SEDIMENTS

Site	Date construction	Surface B.V.	Dont Bad-lands
COURRIAU	18/04/83	240 m²	100 m²
ETOILE	19/09/88	145 m²	70 m²
CLARET	01/11/91	12,5 m²	12,5 m²

TABLEAU 28

PIEGEAGE TOTAL DE SEDIMENTS

Kgs	18/04/83 au 19/9/88	19/9/88 au 20/02/93	TOTAL
Courriau	4777	4276	9053
Etoile		3418	
Claret (du 1/11/91 au 20/02/93)		455	

TABLEAU 29

ABLATION TOTALE AU M^2 DENUDE (2ème période)

Courriau	42,76 kg/m²
Etoile	48,83 Kg/m²
Claret	36,40 kg/m²

TABLEAU 30

ABLATION ANNUELLE AU M^2 DE BAD-LANDS

Site	18/4/83 au 19/9/88	19/9/88 au 20/2/93	1/11/91 au 20/2/93
Courriau	8,7 Kg/m²/an	9,70 Kg/m²/an	12,8 Kg/m^2/an
Etoile		11,1 Kg/m²/an	18,6 Kg/m^2/an
Claret			28 kg/m²/an

TABLEAU 31

ABLATION ANNUELLE EN TRANCHE

Site	18/4/83 au 19/9/88	19/9/88 au 20/2/93	1/11/91 au 20/2/93
Courriau	5,12mm/an	5,71mm/an	7,51mm/an
Etoile		6,53mm/an	10,94mm/an
Claret			16,47mm/an

Le total de l'ablation mesurée sur le piège de Courriau (B.V.: 100 m² de bad-lands en marnes noires) est de 9053 Kg de matériaux secs, soit l'ablation d'une tranche de 5,33 cm d'épaisseur en presque 10 ans (5,4mm/an) si l'on accepte une densité de 1,7. C'est la valeur qui est retenue par EDF pour un manteau d'altération; mais certaines équipes prennent en compte la densité de 1,3, qui est plus ou moins celle des alluvions coincées dans les pièges à sédiments (voir mise au point à ce sujet au ch.III).

Pour la période du 19/9/88 au 20/2/93, le piège d'Etoile (marnes bleues), dont le B.V. est sensiblement plus petit (70 m² dénudés), a bloqué une masse de 3418 Kg de matériaux, soit 48,83 Kg/m², soit une tranche de 28,72 mm en plus de 4 ans, soit 6,53 mm/an en moyenne; c'est-à-dire une valeur supérieure à celle obtenue sur le piège de Courriau.

Or, ce dernier est installé dans les marnes noires (oxfordo-calloviennes), alors que celui d'Etoile est situé sur les marnes bleues de l'Albien; ces dernières ont donné, par la méthode des cheneaux, une ablation sensiblement inférieure à celle connue par les "terres noires".

On constate également que l'ensemble des valeurs d'ablation obtenues ici sont inférieures (dans un rapport de 1 à 2) à celles obtenues dans les terres noires par la méthode de la règle topographique, en ubac. Mais elles sont proches de la moyenne des ablations obtenues en adret et en ubac à Savournon et Saint-Genis. Il se pourrait donc que le piège arrive à donner une moyenne correcte de l'ablation à l'échelle du petit B.V.

Par ailleurs, l'importance de l'ablation mesurée sur les marnes bleues, ainsi que l'absence de simultanéité quant aux périodes produisant les plus fortes ablations (entre Courriau et Etoile) amène à penser que ces marnes albiennes ne sont pas soumises à érosion du seul fait du ruissellement. Nous avions eu l'occasion de constater que ces marnes étaient sujettes à l'érosion éolienne; il est possible que les valeurs importantes d'ablation mesurée sur ces marnes bleues proviennent de cette déflation: les "paillettes" marneuses y sont bien plus fines et légères que dans les marnes noires; elles finissent leur course coincées dans le talweg puis dans le piège à sédiments: ceci compense en partie la faiblesse relative de l'action du splash et du ruissellement.

Par contre, durant la belle saison, la grande distorsion entre les valeurs obtenues à Courriau et à Etoile, pour les mêmes périodes (ex.: mai, juin et juillet 1989, juin à août 1991) laisse apparaître aussi la grande influence des précipitations très locales de type orageux. Seul cet élément peut expliquer de telles différences à quelques kilomètres près.

Bien qu'il n'ait été mis en service que très tard (novembre 1991) et dans le seul but de fournir un élément de comparaison, le petit piège de Claret, installé dans une ravine à "demoiselles coiffées", a fourni un renseignement intéressant: malgré la courte période d'observation, on s'aperçoit que l'ablation est encore plus forte dans ces terrains morainiques que dans les marnes; une érosion comprise entre 2,5 et 3 fois celle que connaissent ces dernières, soit 1,5 ou 2 cm par an, voilà qui permet de comprendre l'extrême dissection de ces paysages; et a posteriori la terreur qu'inspiraient les torrents coulants dans de tels terrains avant l'époque de la Restauration des Terrains en Montagne. Les matériaux accumulés dans le piège de Claret sont constitués de cailloutis et de la matrice des moraines dans lesquelles s'est creusé le torrent de Jouze (affluent de gauche de la Durance, confluant à Monêtier Allemont); il s'agit de moraines internes du stade dit "du Poët" (feuille géologique Laragne Montéglin au 1/50000ème BRGM).

Le principe du piège à sédiments est avant tout à considérer dans une optique d'obtention de données brutes; il est à la mesure de l'érosion des sols ce qu'est le totalisateur pluviométrique à la climatologie. L'idéal aurait été de pouvoir les vider après chaque épisode pluvieux. Mais l'abondance d'argiles dans les alluvions piégées rend toute vidange, sinon

impossible, du moins problématique tant que les matériaux ne sont pas secs. Ceci explique le faible nombre de vidanges effectuées: 48 en 10 ans à Courriau (4,8/an), 19 à Etoile en 4 ans et demi (4,2/an), 2 seulement à Claret en 16 mois. En effet, on a procédé aux vidanges quand les alluvions avaient eu le temps de sécher suffisamment pour permettre le maniement d'une pelle.

Néanmoins, pour ce qui est du piège de Courriau, situé à moins de 20 mètres du pluviographe Oedipe de la station de Courriau, nous avons tenté d'établir une éventuelle relation entre l'énergie cinétique (Ec) des précipitations et l'arrachage/stockage des matériaux: 17 mesures ont pu être confrontées à une pluviométrie connue grâce à l'appareil enregistreur posé en mai 1988.

La relation, classique, Ec/Erosion existe bien ici, mais avec néanmoins d'assez faibles coefficients de corrélation; elle s'écrit :

$$E = 14{,}8\ Ec + 62{,}6 \qquad (10)$$

où E = érosion en g/m² (poids de sédiments par m² de bassin érodé)
Ec = énergie cinétique en Kg/m²
avec R = 0,66; R^2 = 0,44
err. std. est de Y = 133,05
Nombre d'observations = 17
Degrés de liberté = 15
err. std. du coef. = 0,44

On notera que la relation ne doit pas être bonne sur les petites durées ou les épisodes peu productifs: en effet, comment expliquer la constante de +62,6 quand l'énergie cinétique est nulle?

On obtient des corrélations un peu meilleures en prenant l'érosion en valeurs logarithmiques (fig. 88):

$$\log E = 0{,}007\ Ec + 1 \qquad (10a)$$

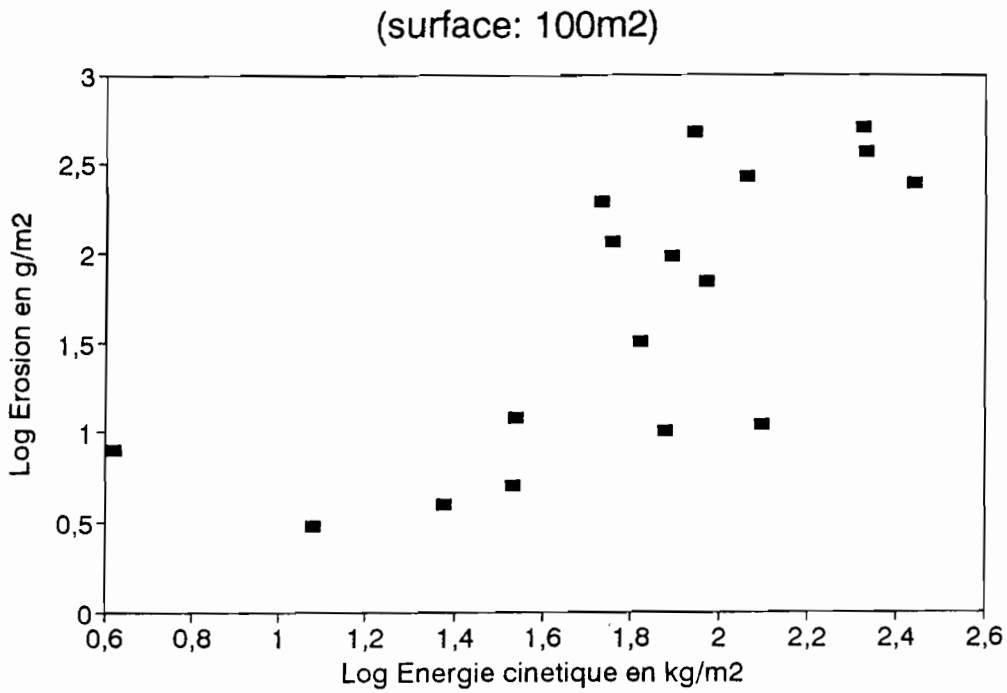
(R = 0,68; R^2 = 0,46)
err. std. de l'est. de Y = 0,6
err. std. du coef. = 0,002

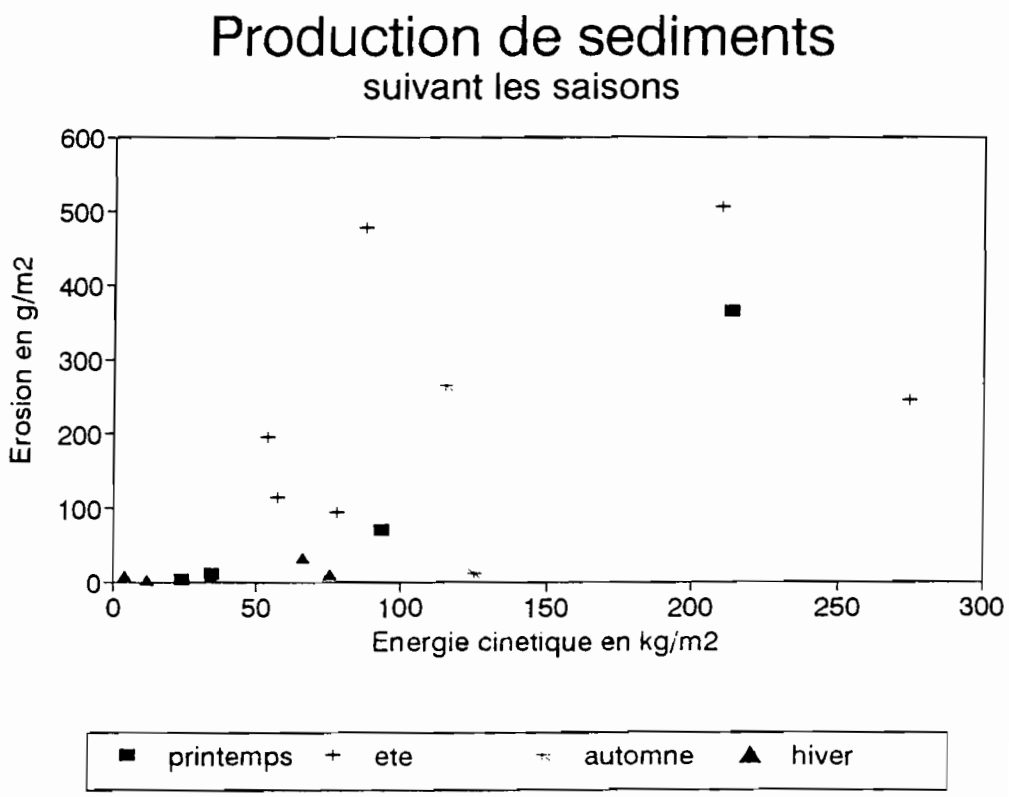
$$\log E = 0{,}42\ \log(Ec) + 1{,}085 \qquad (10b)$$

(R = 0,72; R^2 = 0,52)
err.std. de l'est. de Y = 0,33
err.std. du coef. = 0,1

Cela tend à montrer que sur une longue durée, on peut utiliser un principe simple, mais dont les données brutes sont mieux exploitables car peu susceptibles d'être entachées d'erreur. La figure 89 donne l'évolution des vitesses d'ablation au piège de Courriau.

FIG 88: RELATION E/Ec AU PIEGE DE COURRIAU





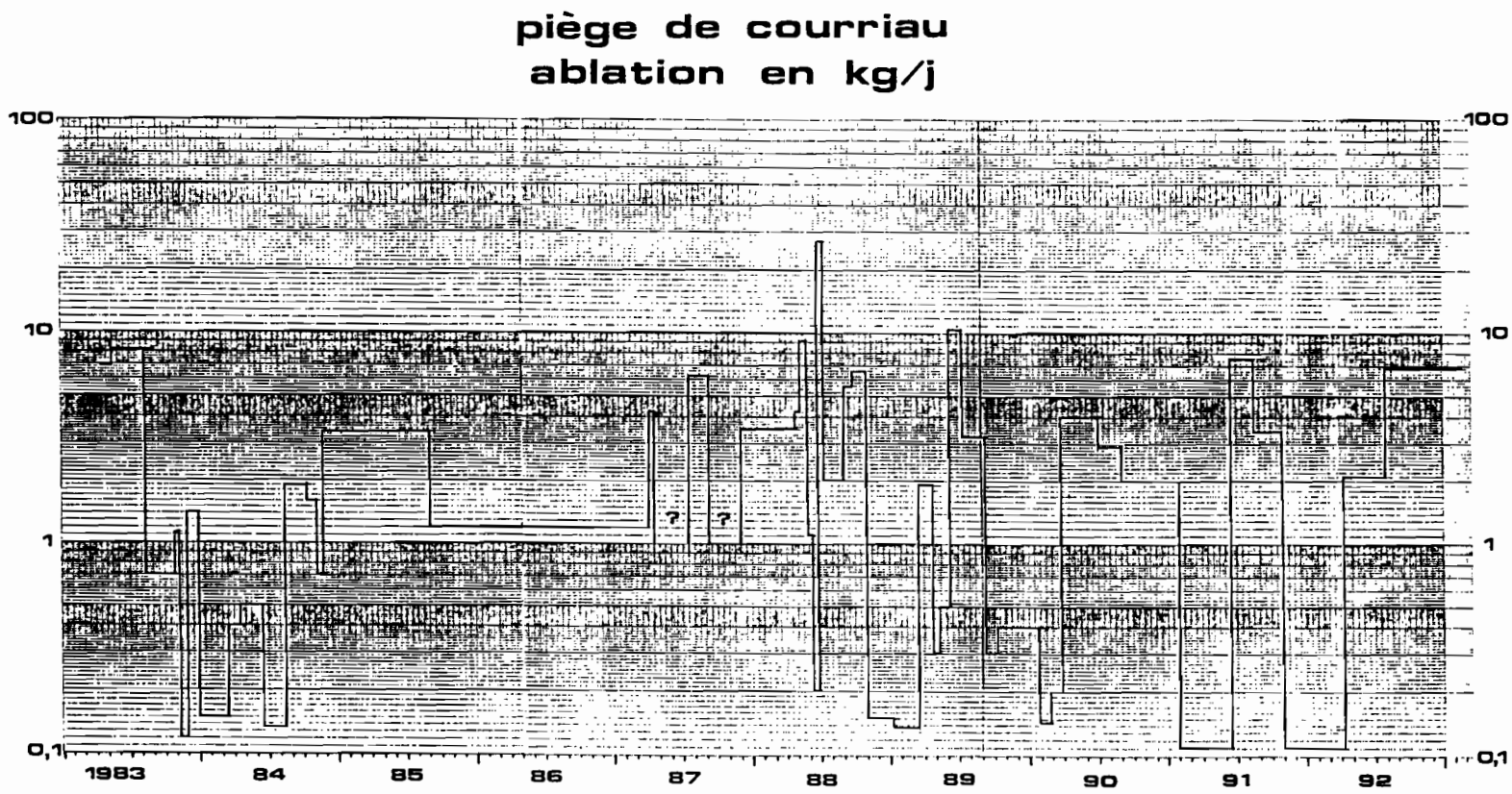


FIG. 89: EVOLUTION DES VITESSES D'ABLATION AU PIEGE DE COURRIAU

Les résultats (relation 10) se rapprochent de ceux qui ont été observés sur les parcelles à chenaux 2 et 3 (voir plus haut, p.236), situées sur le même site, ce qui pourrait les conforter les uns et les autres, malgré la grande différence de méthodologie et de but dans les protocoles.

Nous avons essayé de voir si, comme pour les parcelles à cheneaux, la période de l'année à laquelle tombaient les précipitations influait sur leur caractère érosif. Mais là, il faut bien dire que rien n'est moins évident, dans la mesure où 17 évènements ne suffisent pas à déterminer des classes bien précises: a priori, ce qui apparaît (fig. 88), c'est que, à énergie cinétique égale, les précipitations d'été seraient plus efficaces que celles d'automne et de printemps (et a fortiori d'hiver) en matière d'arrachage et de transport des matériaux.

Le piège à sédiments nous semble un moyen très efficace pour quantifier l'ablation, quand on dispose de plus d'un an ou deux pour mener à bien une étude. En effet, ici, comme dans le cas de la règle topographique, l'erreur possible de mesure est vite compensée, avec le temps, par l'importance des masses venues du versant. Surtout, ce dispositif est extrêmement simple et il est universel: on peut l'adopter sur à peu près tout type de substratum, le tout étant de dimensionner l'ouvrage en fonction de la pluviométrie et de la taille de l'impluvium.

D) LA DEGRADATION MESUREE PAR "REGLE TOPOGRAPHIQUE"

1) Résultats de terrain

L'utilisation de la "règle topographique" dans les terrains nus des Préalpes du Sud nous a permis de constater une ablation importante de ces secteurs. La valeur de cette érosion est proche de celle obtenue par d'autres procédés (pièges, voir ci-dessus). Le tableau 32 rend compte d'une ablation importante des différentes lithologies.

Les sites de Savournon (SAV sur le tableau), Saint Genis (SGE), Courriau (COU), commune d'Orpierre, et des Gallands (GAL), commune de Menglon (fig. 80 p.215 et 94 p. 268), sont constitués de marnes noires de l'Oxfordo-Callovien. Les sites d'Etoile (ETO) et la Vière-Adret (VAD), commune de Glandage, de marnes bleues de l'Albien. Le site de La Vière-Ubac (VUB) est installé dans les marnes calcaires du Valanginien et celui des Nonnières (NON), commune de

Treschenu, sur un éboulis stabilisé recouvrant un versant constitué de terrains du Crétacé Inférieur.

Les valeurs négatives indiquent que, au lieu de connaître une ablation, les sites intéressés ont subi un remblaiement par les matériaux venus du versant. En effet, les parcelles ont été disposées dans la zone "exportatrice" du versant, mais, pour des raisons d'accessibilité, certaines d'elles se trouvent dans la partie basse de celle-ci; certaines ont pu, à certaines occasions recevoir et accumuler des apports du haut du versant.

On s'aperçoit que l'ablation dans les terres noires - et du reste aussi dans les marnes bleues du Crétacé - est comprise entre 0,5 et 1 cm/an. Ceci confirme les résultats obtenus dans les pièges à sédiments et les parcelles à cheneaux des Gallands (Descroix, 1992). Pour les marnes bleues, on obtient des valeurs proches sur les deux sites différents, et de même pour les marnes noires sur 4 sites. Il est remarquable que les autres lithologies (éboulis, marno-calcaires), a priori plus résistantes, enregistrent des ablations somme toute importantes.

Les périodes d'observation ne sont pas toutes de même longueur. Mais l'année 1990-91, pendant laquelle des mesures ont été réalisées sur toutes les parcelles, a connu des ablations très proches de la moyenne à Saint Genis, Savournon et Courriau. Ceci n'autorise pas à considérer cette année comme une année moyenne sur les autres sites, mais au moins à tenter des comparaisons entre sites.

2) Sept années de mesure

L'utilisation de ce protocole sur une longue durée autorise à faire des comparaisons et à établir des moyennes. il a permis de mettre en évidence différents facteurs caractérisant cette ablation et pouvant l'influencer. Les valeurs obtenues sont rassemblées dans le tableau 32.

Les deux causes principales d'ablation sont:

- la solifluxion,
- le creusement par le ruissellement;

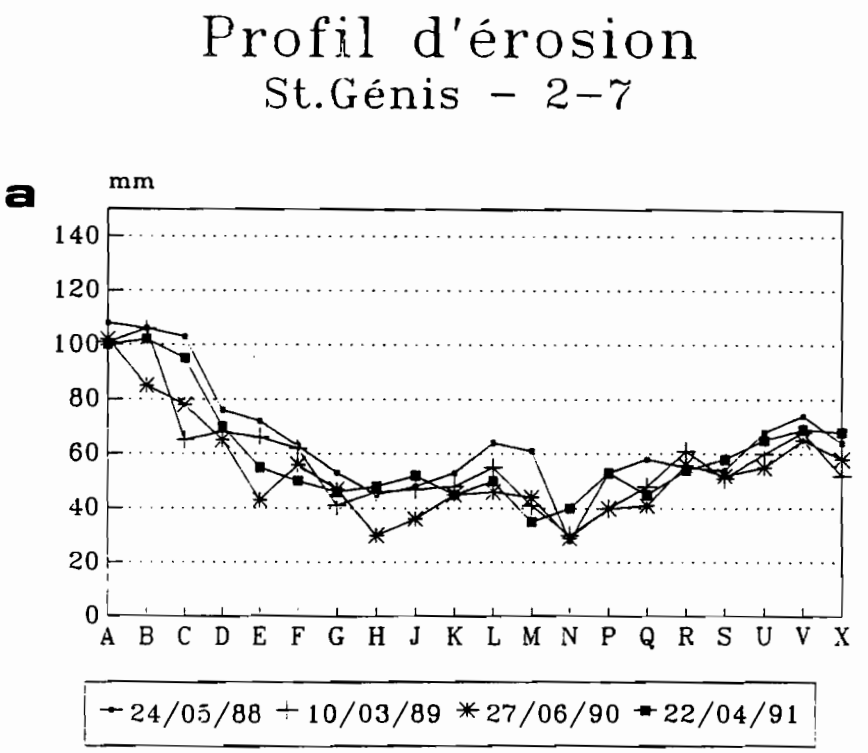
Il est probable que les épisodes de forte ablation sont dûs à de nombreuses alternances gel/dégel et humectation/dessication, et à des étés fortement marqués par des précipitations à forte intensité. Les profils des figures 90 à 92 représentent des profils de versant à des dates différentes et rendent compte de l'importance de l'ablation.

TABLEAU 32
ABLATION SUR LES DIFFERENTS SITES DE MESURE A LA REGLE TOPOGRAPHIQUE

Parcelle	Pente degrés	Expo	Pendage deg + exp		P/P	Durée ans	Ablation cm tot	moy/ /an	moy/ site
MARNES NOIRES									
SAV 3	45	NNE	35	SE	O	6	6,81	1,14	
SAV 4	45	NNE	35	SE	O	6	6,01	1,00	
SAV 5	45	NNE	35	SE	O	6	7,17	1,19	
SAV 6	45	NNE	35	SE	O	6	7,82	1,30	1,16
SAV 20	35	SSE	35	SE	P	3,25	1.09	0,34	
SAV 21	35	SSE	35	SE	P	3,25	3,25	1,00	
SAV 22	35	SSE	35	SE	P	3,25	1,94	0,60	0,65
SGE 7	26	S	35	SSW	P	6	0,90	0,15	
SGE 8	26	S	35	SSW	P	6	2,03	0,34	0,25
SGE 9	19	N	35	SSW	O	6	7,98	1,33	
SGE 10	19	N	35	SSW	O	6	6,57	1,09	1,21
SGE 11	37	NW	50	SSW	O	3,25	4,44	1,37	
SGE 12	37	NW	50	SSW	O	3,25	2,92	0,90	1,14
SGE 13	46	SSW	50	SSW	P	3,75	1,41	0,38	
SGE 14	46	SSW	50	SSW	P	3,75	-4,34	-1,16	-0,38
COU 1	42	SSE	30	NNW	O	2,5	1,26	0,50	
COU 2	42	SSE	30	NNW	O	2,5	0,88	0,35	
COU 3	42	SSE	30	NNW	O	2,5	1,23	0,49	
COU 4	42	SSE	30	NNW	O	2,5	0,81	0,20	0,38
GAL 1	36	W	25	ENE	O	1	1,30	1,30	
GAL 2	36	W	25	ENE	O	1	1,24	1,24	
GAL 3	36	W	25	ENE	O	1	1,87	1,87	
GAL 4	36	W	25	ENE	O	1	2,06	2,06	1,62
MARNES BLEUES									
ETO 1	28	SE	60	E	P	2	-0,89	-0,45	
ETO 2	28	SE	60	E	P	2	0,44	0,22	
ETO 3	28	SE	60	E	P	2	0,99	0,49	
ETO 4	28	SE	60	E	P	2	6,27	3,14	0,85
VAD 1	33	SE	30	W	O	1	2,13	2,13	
VAD 2	33	SE	30	W	O	1	0,28	0,28	
VAD 3	33	SE	30	W	O	1	-0,01	-0,01	
VAD 4	33	SE	30	W	O	1	1,71	1,71	1,03
EBOULIS									
NON 1	32	N	/		/	1	0,93	0,93	
NON 2	32	N	/		/	1	0,98	0,98	
NON 3	32	N	/		/	1	0,19	0,19	
NON 4	32	N	/		/	1	0,65	0,65	0,69
MARNO-CALCAIRES									
VUB 1	20	NNE	50	ESE	O	1	-0,09	-0,09	
VUB 2	20	NNE	50	ESE	O	1	-0,77	-0,77	
VUB 3	20	NNE	50	ESE	O	1	0,03	0,03	
VUB 4	20	NNE	50	ESE	O	1	-0,45	-0,45	-0,32

P/P = rapport pente/pendage; O = opposition; P = parallèlisme;
Les valeurs négatives traduisent un remblaiement supérieur à l'ablation

FIG 90: ABLATION DANS LES MARNES NOIRES (ADRET)



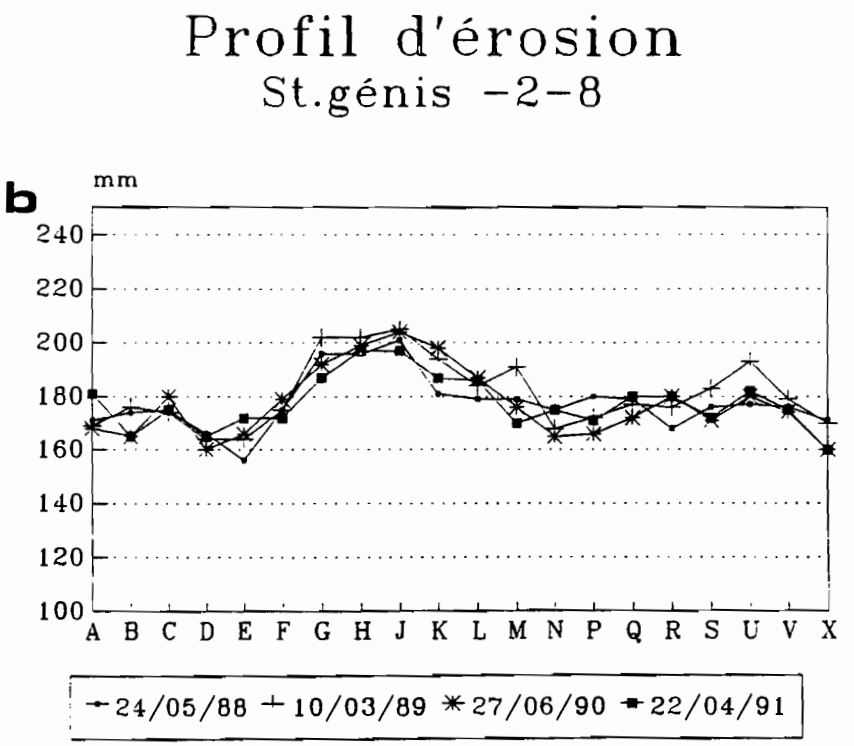
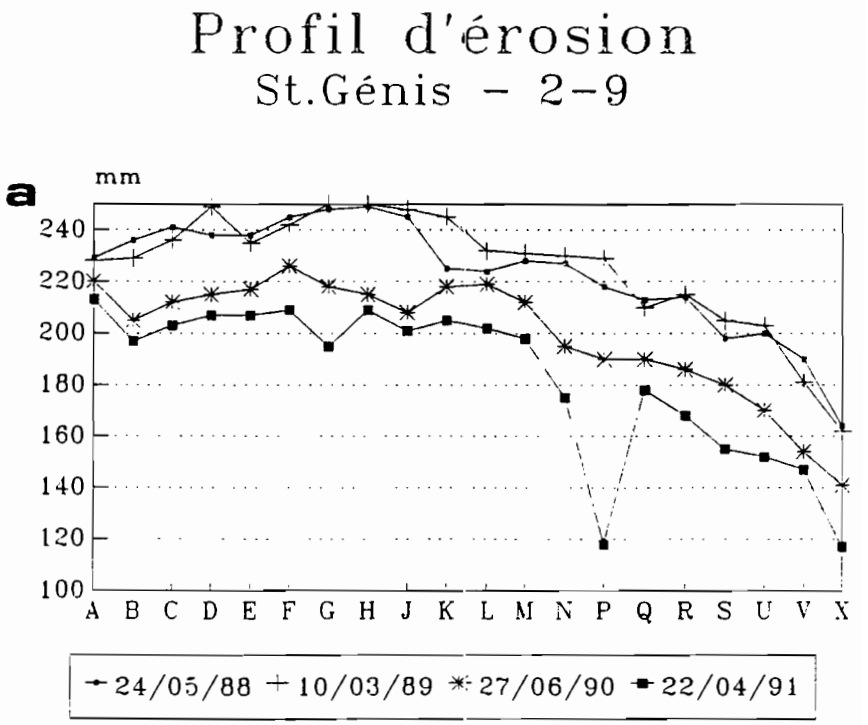


FIG 91: ABLATION DANS LES MARNES NOIRES (UBAC)



Trace de pas au P.

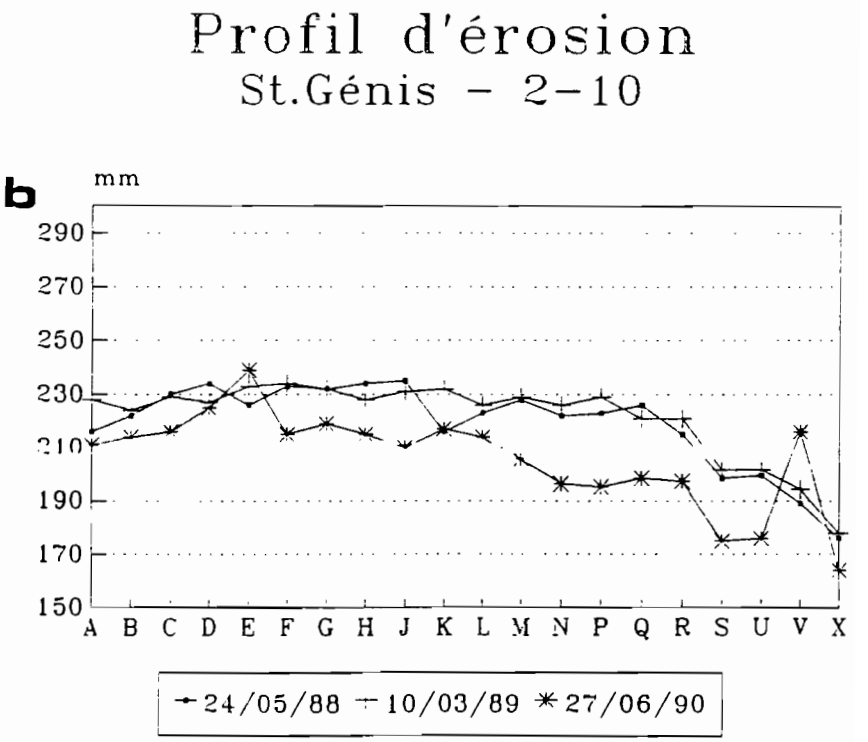
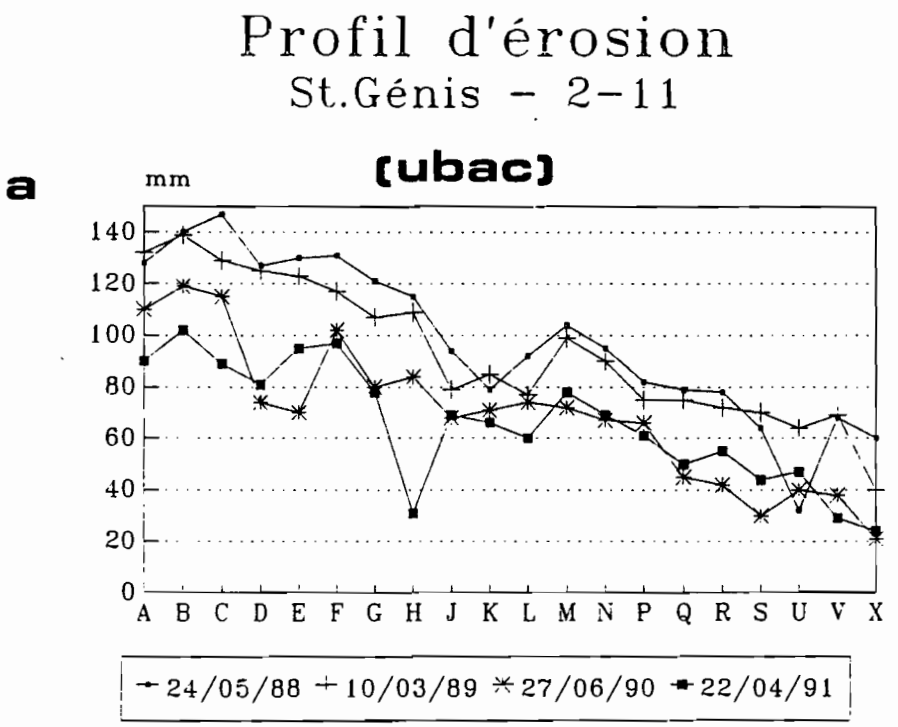
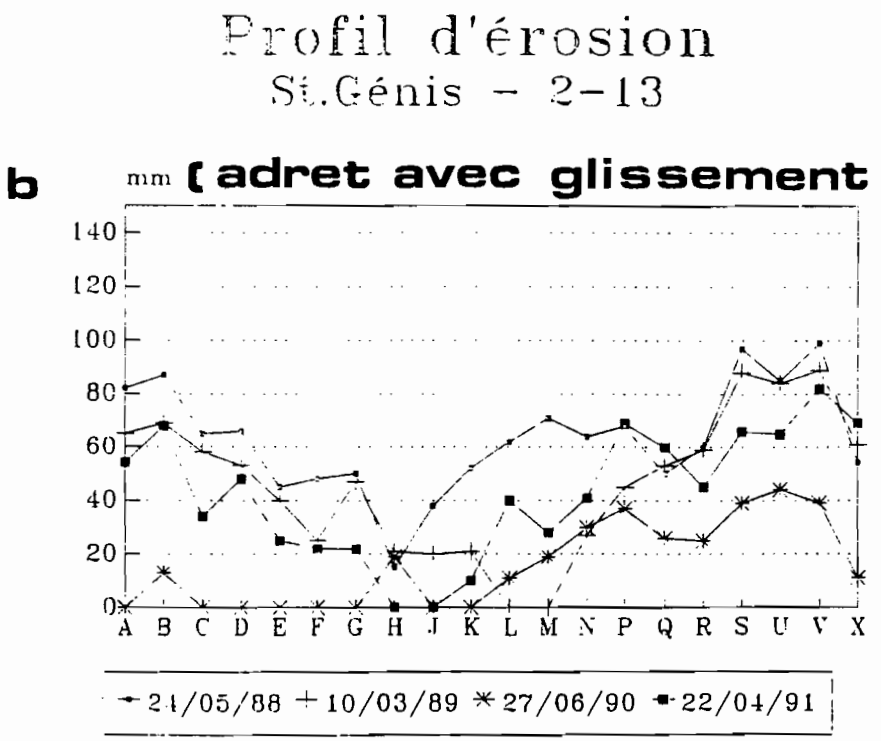


FIG 92: ABLATION DANS LES MARNES NOIRES (ADRET + UBAC)



Anomalie au H.



Les résultats présentés mettent en valeur les éléments suivants (voir aussi annexe A6-2, l'ablation sur Savournon et Saint-Genis):

a) la variabilité dans le temps: il apparaît ainsi des années ou des périodes où l'ablation est supérieure à d'autres. Ainsi pour les profils de Savournon (ubac), on a mesuré un chiffre élevé de l'ablation totale de août 1985 à mai 1988 (entre 3 et 4,5 cm en 3 ans) et entre juin 1990 et avril 1991 (plus de 2 cm d'ablation sur 2 emplacements de mesure sur 4); tandis que, pour d'autres périodes, l'ablation est plus faible, voire négative (c'est-à-dire qu'il y a eu en fait, remblaiement). Des observations de terrain ont montré qu'un remblaiement s'opère quelquefois par accumulation du colluvionnement venu du haut du versant (surtout pour les sites de mesure situés en bas de versant). D'autres fois, c'est l'effondrement d'un pan de versant (fig. 92, site de St-Genis 13) qui provoque le remblaiement.

b) L'exposition: les résultats font apparaître une très forte opposition entre les versants exposés au nord et ceux exposés au sud; en effet, quand des parcelles existent sur le même site (même lithologie et même pendage) avec une exposition contraire, on constate un différentiel d'ablation très important entre les deux versants:

* à Savournon: 1,16 cm/an en ubac
  0,65 cm/an en adret

* à Saint Genis: 1,17 cm/an en ubac
  -0,06 cm/an en adret

(dans ce dernier cas, la valeur négative signifie que le colluvionnement l'a emporté sur l'ablation)

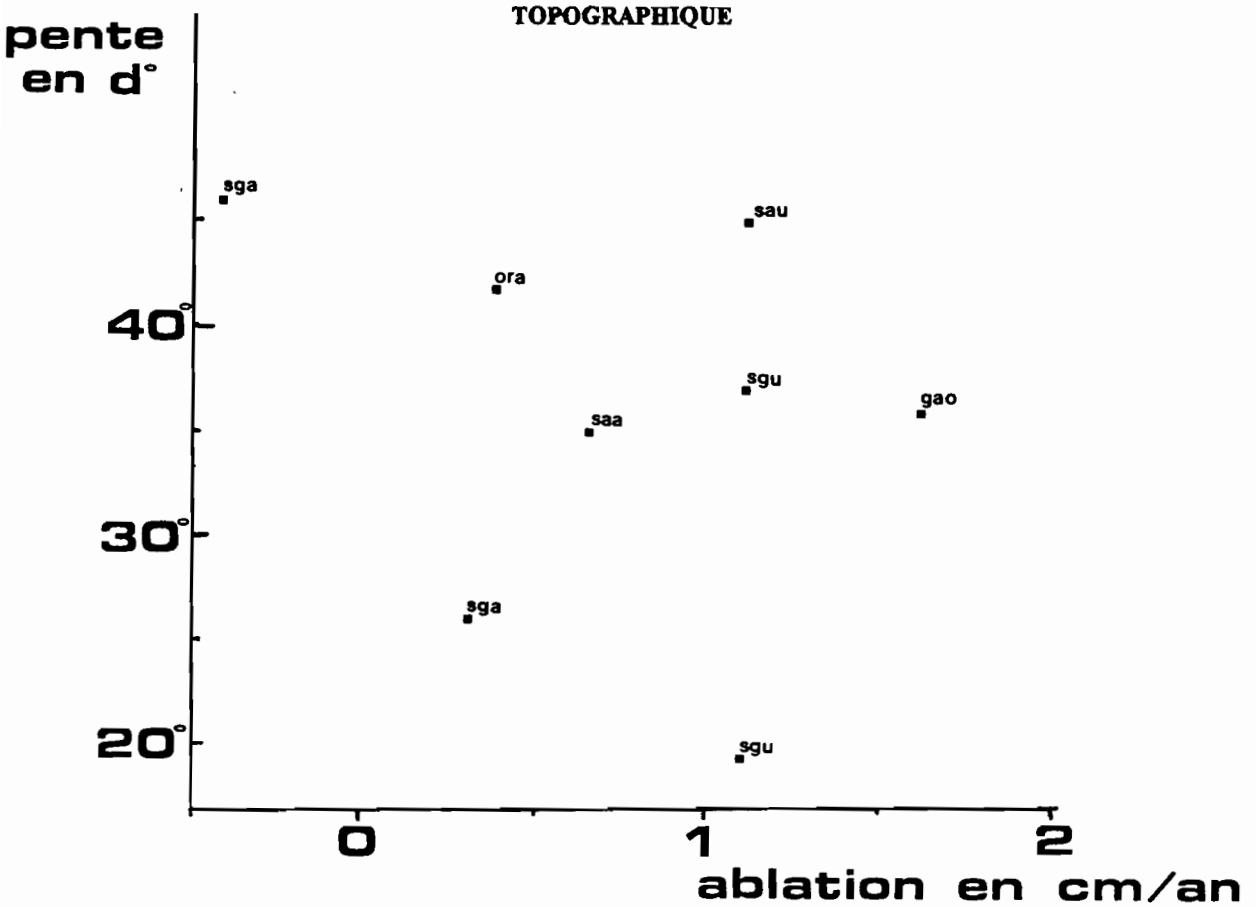
Plusieurs remarques s'imposent:

* Les valeurs d'adret de ces 2 stations se rapprochent de ce qui a été mesuré à Orpierre, pour une même lithologie et en adret également: 0,38 cm/an sur 2 ans et demi;

* Aux Gallands (toujours dans les Terres Noires, mais dans le Diois), en un an, on a mesuré une ablation, pour une exposition Ouest, qui est beaucoup plus proche (tout en étant sensiblement supérieure) de celle que connaît l'ubac, soit 1,6 cm/an. Ceci s'oppose à ce que l'on peut observer, sur le terrain comme sur photo aérienne, où il apparaît que les versants exposés à l'Ouest ont une végétation plus proche de celle de l'adret; inversement, les versants exposés à l'Est ressemblent plus aux ubacs; on peut attribuer cela à l'inertie thermique et à la lenteur du réchauffement diurne en hiver. Il faut donc probablement voir dans cette très forte

valeur la conséquence d'une précipitation exceptionnelle survenue le 31/7/91, lorsque furent enregistrés plus de 100 mm en 24 heures tant à Luc-en-Diois qu'à Châtillon-en-Diois, ce qui correspond à une averse de temps de retour compris entre 30 et 50 ans (Descroix, 1992): nous avions alors mesuré sur les parcelles à cheneaux du site des Gallands (voir p.222, ci-dessus), dont 2 sur 3 furent d'ailleurs rendues inutilisables par suite du colmatage total des bidons, une ablation moyenne de plus de 1 cm pour ce seul épisode.

FIG 93 RELATION PENTE/ABLATION DANS LES SITES DE MESURE A LA REGLE TOPOGRAPHIQUE



Les sites de mesure sont identifiés par des initiales:

sga = St Genis adret sgu = St Genis ubac saa = Savournon adret

sau = Savournon ubac ora = Orpierre (Courriau) adret gao = Gallands Ouest

* Même dans des lithologies qui paraissent, au départ, moins affouillables, on obtient des valeurs assez élevées, comme dans le cas des éboulis stabilisés des Nonnières, où l'ablation mesurée en un an est de 0,7 cm; par contre, dans le cas des marno-calcaires de La Vière (ubac), on obtient, non pas une ablation, mais un remblaiement de 0,32 cm/an, qui peut s'expliquer par la localisation de la parcelle au bas d'un long versant.

* On obtient, à lithologie et exposition comparables, des résultats proches quels que soient les sites:

- marnes bleues:	0,85 cm/an à Etoile (adret)
	1,03 cm/an à La Vière (adret)
- marnes noires:	0,65 cm/an à Savournon (adret)
	0,25 cm/an à St Genis (adret)
	0,38 cm/an à Courriau (adret)
	1,16 cm/an à Savournon (ubac)
	1,21 cm/an à St Genis (ubac 1)
	1,14 cm/an à St Genis (ubac 2)

* L'ablation est supérieure dans les marnes bleues (voir ci-dessus) que dans les marnes noires, en situation comparable d'adret;

* On peut constater (tableau 32, page 252) que l'une des valeurs mesurées à Etoile (ETO 4, mesures des supports fixes aval), est très éloignée des autres. Ceci est dû très probablement à la configuration du site (versant convexe à proximité du talweg, possibilité de sapement de berge). Si l'on ne tient pas compte de cette mesure, la moyenne d'ablation sur ce site est de 0,38 cm/an; c'est là une valeur identique à celle obtenue à Courriau (COU), également en adret, mais dans les marnes noires; en revanche, cette valeur s'éloigne de celles qui ont été mesurées en marne bleue sur l'adret de La Vière (VAD); cela peut s'expliquer par l'opposition pente/pendage sur ce dernier site (alors qu'à Etoile, il y a parallélisme entre les deux variables).

c) La pente et le pendage: les résultats exposés au tableau 32 montrent clairement qu'il n'y a aucune relation entre pente et ablation, ce qui, a priori, est surprenant.

On admet en général que la vitesse et le coefficient d'écoulement croissent avec la pente. Mais ici, la prééminence du facteur exposition est telle qu'elle ne laisse pas apparaître le rôle de la pente; en effet, les sites d'ubac connaissent une ablation bien supérieure à ceux de l'adret; à l'exception du site des Gallands (exposition Ouest, voir remarque ci-dessus), toutes les valeurs élevées sont mesurées en ubac, toutes les valeurs les plus faibles en adret. Il faut donc émettre l'hypothèse que l'exposition, et peut-être aussi le pendage, ont bien plus d'importance que la pente elle-même; il est certain que l'énergie cinétique des gouttes d'eau est diminuée par la pente, puisque s'appliquant sur une surface plus grande; mais l'importance du ruissellement - plus rapide sur pente forte-, et des pentes moyennes de 30 à 55 degrés nous empêchent tout à

fait de parler ici d'une quelconque application de la loi de l'immunité des pentes fortes. Cependant, trop de facteurs entrent ici en jeu et il est difficile d'établir le rôle de chacun d'eux: exposition, lithologie, micro-climats, pente, pendage, évènements météorologiques exceptionnels...

Pour ce qui est du pendage, l'influence paraît nettement plus réelle (tableau 32): l'ablation est bien plus importante là où le pendage est à contre-pente (O) que là où la pente et le pendage sont parallèles (P). On peut supposer que le toit des strates résiste plus longtemps au creusement ~~et à l'attaque~~ (et à l'attaque des alternances gel/dégel) que la tranche des couches, bien plus ouvertes à l'infiltration de l'eau. Il apparaît que l'opposition pente/pendage est au contraire un facteur limitant la solifluxion (voir ch. IV). Ainsi, en comparant, dans les marnes bleues, les déplacements du manteau d'altération à La Vière-adret (opposition pente/pendage) et à Etoile (parallélisme) on s'aperçoit que le déplacement est 2 fois plus rapide dans le second cas (5,9 cm/an contre 3 cm/an).

Ainsi, quand il y a opposition pente/pendage, l'eau et l'onde de gel peuvent pénétrer facilement dans les joints de stratification; par contre, la disposition des feuillets de marne désolidarisés de la roche-mère ralentit leur glissement. A l'inverse, quand le pendage et la pente sont parallèles, l'eau infiltrée est vite arrêtée par le toit des strates; mais chaque joint de stratification est un plan de glissement potentiel.

L'homogénéité tectonique des sites de Saint-Genis et Savournon fait que les sites de mesure d'adret connaissent tous un parallélisme pente/pendage, et les sites d'ubac une opposition de ces deux éléments: les talwegs sont en effet tous sub-parallèles entre eux et il était difficile d'y croiser plus les deux types de variables (opposition pente/pendage et exposition). Aussi, à lithologie égale et exposition égale, les résultats de Courriau, où l'on a, par contre, opposition pente/pendage en adret, conduisent à penser que c'est l'exposition qui explique les valeurs faibles de l'adret: 0,38cm/an d'ablation (proches des 0,65 des adrets de Savournon et des 0,25 des adrets de Saint-Genis). Les valeurs mesurées aux Gallands inciteraient à la prudence, puisqu'elles sont les plus fortes (1,62 cm/an): il y a, comme à Courriau, opposition pente/pendage sur ce site, mais il est exposé à l'Ouest, dont on vient de supposer qu'il vaut mieux l'assimiler à l'adret. Mais le fait que l'essentiel de cette forte valeur soit due à un évènement estival amène à conclure à la prééminence probable du facteur exposition, donc à l'exacerbation des phénomènes périglaciaires sur les ubacs.

d) Comparaison avec d'autres protocoles de mesure

Les résultats sont comparés ici à ceux obtenus par nous-même avec d'autres procédés, ou par d'autres auteurs, sur des terrains comparables (terres noires). Toutes les données chiffrées sont rassemblées dans le tableau 33 ci-dessous:

TABLEAU 33

COMPARAISON DES ABLATIONS ET DEGRADATIONS SPECIFIQUES

ENTRE SITES ET PROCEDES

SITE	Dépt	Auteur	Expo A/U	Procédé	Durée mesure années	Ablat. T/ha /an	cm/an
Courriau	05	Descroix	A	piège	8	76,5	(0,45)
Courriau	05	Descroix	A	parcelle	5	25*	(0,15)
Courriau	05	Descroix	A	règle	2,5	(64,6)	0,38
Savournon	05	ORSTOM	A	règle	3,25	(111)	0,65
Savournon	05	ORSTOM	U	règle	6	(197)	1,16
Savournon	05	ORSTOM	AU	piège + BS	3	111	(0,65)
St Genis	05	ORSTOM	A	règle	6	(42)	0,25
St Genis	05	ORSTOM	U	règle	6	(192)	1,17
St Genis	05	ORSTOM	AU	piège + BS	3	87	(0,51)
St Genis	05	Bufalo	AU	piège	2	207	(1,22)
Gallands	26	Descroix	AU	règle	1	(275)	1,62
Gallands	26	Descroix	AU	parcelle	1	246	(1,45)
Seignon	04	Combes	A	colm.ret.	(17)	116	(0,68)
Draix	04	CEMAGREF	AU	piège + BS	3	110	(0,65)

*(La valeur entre parenthèse est une valeur estimée à partir de l'autre suivant le rapport: D.S. = 1,7.10^{2} ablat. ; D.S. en T/ha/an, ablation en cm/an; *données manquantes, valeur par défaut; procédés: colm.ret.: colmatage de retenue; B.S.: bouteilles-siphons prélevant des échantillons d'eau; piège: piège à sédiment; parcelle: parcelle à cheneau. A/U: Adret ou Ubac. Auteurs: ORSTOM: équipe du programme PACA: J.C.Olivry, J.Hoorelbeck, , L.Descroix; pour Combes F., Bufalo M., CEMAGREF, voir biblio)*

- Piège à sédiments (voir tableaux 28 à 32)

En comparant les résultats recueillis par règle topo, avec ceux du piège à sédiments de Courriau, on obtient, pour une lithologie semblable, en faisant la moyenne de l'ablation observée en adret et en ubac (Savournon et St Genis), une valeur supérieure à celle obtenue sur le piège à sédiments en 8 ans de mesure. Mais il faut remarquer les 3 points suivants:

* le piège de Courriau est en situation d'adret, même s'il est exposé au Sud-Ouest;

* la moyenne d'ablation qui y est retenue (0,45cm/an) est supérieure à la valeur mesurée en adret avec la règle, autant à Courriau (0,38cm/an) qu'à St Genis (0,30 cm/an si l'on ne prend pas en compte les parcelles ayant connu un remblaiement).

* pour les marnes bleues, au contraire, il faut noter, sur le même site d'Etoile, une grosse différence entre l'ablation mesurée à la règle (0,85 cm/an) et au piège (0,45 cm/an); mais comme nous l'avons déjà signalé plus haut, le bas de la parcelle d'Etoile est sûrement influencé par un sapement de berge; si l'on retient la moyenne des trois sites de mesure les plus hauts (0,38 cm/an), on se rapproche des valeurs obtenues avec le piège.

- parcelles à cheneaux:

Les parcelles à cheneaux de Courriau (4 en adret, 1 en ubac) ne permettent pas de constater la même opposition de versant. Il semblerait que le ruissellement, plus fort en adret qu'en ubac à Courriau, du fait du pendage, compense l'opposition de versant. Ou peut-être dans ce site, le fait d'être en ubac secondaire (sur un versant qui est bien un adret) ne suffit pas à obtenir un comportement d'ubac pour la parcelle à cheneau 5, exposée au Nord.

- autres comparaisons:

Les résultats décrits par Bufalo (1989) à Saint-Genis (tableau 32) sont issus de mesures effectuées sur des BV élémentaires de 260, 1110 et 1620 m^2 dans les terres noires, tournées vers l'Ouest, donc comportant un adret et un ubac marqués; le système de mesure consistait en une fosse de 1 ou 2 m3 retenant eau et sédiment à l'aval du bassin; ces valeurs se rapprochent plus de celles mesurées en ubac avec la règle; mais, d'une part, elles n'ont pas été effectuées les mêmes années et, de plus, elles restent du même ordre de grandeur.

Les équipes du CEMAGREF à Draix (04) ont obtenu des valeurs qui sont incluses entre celles mesurées à la règle en ubac et en adret; ces équipes travaillent pourtant sur des bassins très étendus (plusieurs hectares); ceci tend à confirmer qu'il y a peu d'effet de taille et que les exportations de matériaux restent les mêmes quand on les rapporte à la seule surface déjà érodée du bassin concerné.

François Combes (1981) s'est intéressé au comblement de la retenue du Seignon (04): en 17 ans (1963-1980), celle-ci a été entièrement comblée par les apports solides de son BV; en rapportant le volume ainsi stocké aux seuls secteurs ravinés du BV, susceptibles de fournir des sédiments en grande quantité, il arrive à un résultat qui est proche de la moyenne obtenue avec la règle, entre adret et ubac; mais le bassin du Seignon, creusé aussi dans les terres noires, est entièrement en adret: en tant que tel, il n'est comparable qu'aux parcelles à règle topo de Savournon.

Les résultats obtenus confirment la complémentarité des divers protocoles de mesure, permettant de justifier l'utilisation de la "règle topographique", au demeurant fort simple.

Elle requiert des observations de longue durée, mais elle s'est montrée fiable ici dans la mesure où l'ablation est rapide.

Ces mesures confirment la très forte érodabilité des terrains nus des Préalpes du Sud, en particulier des célèbres "terres noires" de l'Oxfordo-Callovien. Cela explique leur rapide creusement et l'omniprésence des "bad-lands" dans les dépressions intramontagnardes, en particulier dans les vastes secteurs anticlinaux des dômes de Laragne, Aspres et Die.

E) MESURE DE L'EROSION ET TRANSFERT D'ECHELLE

Les facteurs de l'écoulement et de l'érosion actuelle étant multiples, il est évident que l'extrapolation des mesures effectuées sur de petites surfaces (bassins-versants, parcelles) ne peut se faire sans corrections.

Celles-ci sont de deux ordres:

- correction visant à rapporter l'état de surface moyen de la parcelle de mesure à celui du secteur étudié, c'est-à-dire s'assurer de la représentativité de la parcelle d'étude;
- correction des valeurs du fait des éléments difficilement mesurables sur parcelle, essentiellement le paramètre "longueur de l'écoulement": en effet, le ruissellement étant un phénomène en grande partie cumulatif, la longueur des flux d'eau influe sur leur volume et leur capacité de transport.

Nous aborderons ici cette problématique à travers trois exemples d'études réalisées sur des bassins-versants où des mesures ont été faites sur des surfaces très diverses:

- la première est le bassin du Céans (80 km2)(fig 81), dans les Baronnies Orientales (Descroix, 1985), sur des mesures effectuées en 1982-85;

- la seconde est le BVRE (bassin versant représentatif expérimental) de Savournon (75 hectares), géré par l'ORSTOM-BRGM, en 1984-88 (Olivry et Hoorelbeck, 1989);

- la troisième est le bassin du Bèz (Descroix, 1991), qui mesure 270 km2, où des mesures ont été réalisées en 1990-91.

1) Le bassin du Céans

Dans la cadre des mesures réalisées en 1982-84 (Descroix, 1985), on avait abouti aux moyennes suivantes:

Ablation dans les terres noires:

- parcelles à cheneaux: 1 à 2 mm/an; (rappel 88-92: 1 à 2,3mm/an)
- pièges à sédiments: 8 mm/an (rappel 88-92: 5,7mm/an)
- volumes des transports solides divisés par surface badlands: 3 à 4 mm/an

Il faut manier ces valeurs chiffrées avec précaution, en particulier celles des parcelles à cheneaux qui sont des valeurs par défaut, tous les épisodes pluvieux n'ayant pas fourni de données fiables. Mais ces valeurs ne sont pas très éloignées de celles qui ont été obtenues sur de plus longues durées (1988-92), sur piège à sédiments (5,6mm/an) et sur parcelles à cheneaux (1-2,3 mm/an).

Il faut surtout noter:

- le rôle prépondérant des bad-lands: il n'est pas abusif de leur attribuer l'essentiel de l'ablation mécanique dans un bassin versant. Les taux d'érosion sont tellement plus élevés que là où il y a un couvert végétal, que l'on peut négliger ces autres surfaces. Le rapport est de 1 à 1000 environ; donc, en terme d'érosion aréolaire, s'il y a plus de 1 ou 2% de bad-lands dans un bassin, ce qui est le cas à peu près partout dans les Préalpes du Sud non karstiques, les parties non érodées ont une production de sédiments à peu près négligeable. Entrent aussi en ligne de compte les sapements de berge, qui peuvent fournir de gros volumes de matériaux solides; mais ils sont du ressort de l'érosion linéaire;

- les valeurs d'ablation qui diminuent avec l'augmentation de surface des BV. Phénomène tout à fait classique en hydrologie, et que l'on retrouve avant cela dans les valeurs de ruissellement: les coefficients de crue, débits spécifiques, coefficients de ruissellement, sont toujours plus élevés sur petites parcelles que sur BV. A cela plusieurs explications:

  * en montagne, la pente qui s'amoindrit vers l'aval;
  * l'évapotranspiration;
  * l'infiltration;
  * l'incorporation de proportions de plus en plus importantes de surfaces végétalisées dans la moyenne globale (par rapport aux surfaces érodées que l'on se

propose d'étudier ici), et qui peuvent constituer autant de bandes d'arrêt aux sédiments et au ruissellement.

Jean Tricart (cité in Descroix, 1985, p.122) mettait en garde contre la tentation de calculer l'ablation sur un bassin versant par la mesure des transports solides à la sortie du BV. En effet, les dépôts intermédiaires et les phénomènes de stockage/déstockage de sédiments, sous forme de terrasses provisoires dans les lits, rendent aléatoire cette comparaison dans l'absolu. Mais, par ailleurs, l'ablation est ici telle dans les marnes qu'en regard, les volumes stockés sont finalement faibles, voire négligeables: dans les bad-lands eux-mêmes, il y a une "micro-dynamique" des sédiments fluviaux très intéressante: petites plages et terrasses (parfois perchées assez haut), dépôts sur le bas des pentes, cônes d'alluvions aux confluents ou aux débouchés dans les vallées; dans les talwegs des marnes noires, ces dépôts sont régulièrement sapés, et emportés en masse, ils sont à l'origine de véritables "laves torrentielles" miniatures, très fréquentes, ainsi que de micro-coulées boueuses dans les bad-lands. Ces dépôts dans les talwegs, sur leurs bordures, au débouché des bad-lands, sont également autant de plages où l'écoulement est freiné lors des petits évènements pluvieux (ou au début des plus importants), se comportant comme des volumes de stockage temporaire de l'eau. Par contre, dès que le débit augmente, ils peuvent au contraire, en se déstockant, générer des phénomènes d'embâcle/débâcle, et des coulées importantes. Ceci étant, si au strict niveau événementiel la comparaison transports solides/ablation est dangereuse, la faiblesse du volume total stocké sur le BV autorise les comparaisons sur les moyennes annuelles.

Parmi les 4 bassins versants analysés (Courriau, 10 ha; Orys, 45 ha; Chevallet, 600 ha; Céans, 7900 ha), on constate que seul le plus petit, celui de Courriau, a des valeurs d'ablation rapportée à la surface érodée sensiblement supérieure aux autres: 5,9 mm/an contre 3,5 à 4,4 mm/an pour les trois autres (voir tableaux 33 et 34). Et parmi ces trois, il est intéressant de remarquer que par contre, c'est le plus grand, celui du Céans, qui a montré les plus fortes ablations rapportées aux surfaces de bad-lands. Mais les valeurs sont trop proches les unes des autres pour que l'on puisse affirmer qu'il y a croissance de l'ablation par unité de surface avec l'augmentation de taille du BV concerné. Les effets relatifs varient: sur de petites surfaces très inclinées, on a de fortes valeurs d'ablation; celle-ci diminue avec la croissance de la taille du B.V. (pentes en général plus faibles); l'ablation réaugmente par extension de la longueur des talwegs où s'exerce l'érosion linéaire (surtout lors d'événements paroxysmaux), puis diminue à nouveau en passant à de grands B.V. (pente encore plus faible, pourcentage de surface végétalisée croissant).

Ce qui ressort (tableau 34), vue la précision des procédés de mesure (la première est par défaut, seule la valeur de Courriau est sensiblement supérieure aux autres, BV et parcelles confondues), c'est que l'ablation par m2 de terrain déjà érodé est à peu près la même,

et qu'elle est trop forte pour permettre d'analyser l'éventualité d'une relation entre la taille de la parcelle ou du BV où se produit l'ablation et la valeur de l'ablation moyenne observée.

TABLEAU 34

VALEUR D'ABLATION MESUREE A PARTIR DES 10 PRINCIPALES CRUES DE NOVEMBRE 1982 A NOVEMBRE 1984 SUR 4 BV DIFFERENTS, COMPARAISON AVEC PARCELLES ET PIEGES A SEDIMENTS

BV ou autre	Parcelle à cheneau Courriau	Piège à sédiments Courriau	Courriau	Orye	Chevallet	Céans
Surface	2-3m2	100m2	10ha	45ha	600ha	8000ha
% de BL	100	100	16	62	6,6	5,6
Surf. BL.	2-3m2	100m2	1,6ha	28ha	40ha	430ha
DS en g/m^2	1904	8000	1600	4000	400	400
DS par g/m^2/BL	1904	8000	10000	6400	6000	7400
tranche en mm érodée/an	1,1	4,7	5,9	3,8	3,5	4,4

Rappel valeurs obtenues pour 1983-1993 sur piège: 5mm/an
1983-1992 sur parcelle: 3-5mm/an
DS = Dégradation spécifique
BL = Bad-Lands

2) Les BVRE de Savournon I et Savournon II

Nous avons pu participer, en 1985, à l'équipement des BVRE (Bassins-Versants Représentatifs Expérimentaux) du bassin du Büech, installés et gérés par le groupement ORSTOM-BRGM. Des 4 sites en fonctionnement, ce sont ceux de Saint-Genis (Bufalo 1989, Olivry et Hoorelbeck, 1989) et surtout Savournon (avec 2 B.V. emboités) qui ont fourni les données les plus intéressantes.

On compare ici les données mesurées in situ grâce à la règle topographique (1985-88) avec l'ablation extrapolée à partir des transports solides aux exutoires de Savournon I (7,84 ha) et Savournon II (75 ha) (S.I et S.II).

On s'aperçoit que si l'on rapporte, dans ce deuxième cas, les transports solides aux seules surfaces déjà érodées (bad-lands), on obtient une ablation très proche de celle mesurée à la règle pour les trois ans et demi pris en compte ici (tableau 35):

TABLEAU 35

ABLATION SUR TERRAIN NU COMPAREE SUR UN MEME SITE MAIS SUR DES UNITES DE SURFACES DIFFERENTES

SITE	ABLATION	TRANCHE ERODEE
Savournon I	111 T/ha/an	6,5 mm/an
Savournon II	116 T/ha/an	6,8 mm/an
Règle topo:		
ubac :		12,9 mm/an
		moyenne: 6,6 mm/an
adret:		-1,8 mm/an

Par contre, il est intéressant de remarquer que en matière de transfert d'échelle, si l'on rapporte l'ablation, non pas à la surface érodée, mais à la surface totale, il y a effectivement, dans ce cas, baisse des valeurs estimées avec l'augmentation de surface (tableau 36):

TABLEAU 36

ABLATION PAR UNITE DE SURFACE SUIVANT TAILLE DE L'UNITE DE MESURE

Parcelle ou BV	Surface	Ablation	% érodée
Règle topographique	20 m2	6,6mm/an	100%
Savournon I	7,84ha	4,2mm/an	50%
Savournon II	75 ha	2,4mm/an	19%

L'ablation est tellement rapide et finalement subégale dans toutes les surfaces érodées des marnes noires que, quelle que soit la superficie concernée, l'effet d'échelle est faible, et on retrouve des valeurs d'érosion par unité de surface relativement proches. Ici les valeurs sont toutes semblables mais globalement supérieures à celles de la vallée du Céans, ce que l'on peut attribuer à différents éléments:

- une différence de faciès à l'intérieur de l'immense série des terres noires: le bassin de Savournon s'est creusé dans les marnes noires de l'Oxfordien inférieur, celles d'Orpierre (Courriau et Orys en particulier) dans l'Oxfordien Moyen: le pourcentage de carbonates est sensiblement supérieur dans ce deuxième faciès (21,9% contre 13,5% à Savournon), ce qui peut expliquer une plus forte résistance globale.

- un effet de masse qui se rattache au problème de transfert d'échelle; la proportion de terrains érodés est bien plus grande dans le cas de Savournon, où les pentes, du reste, sont bien plus fortes en tête de BV, avec même, localement, existence de corniches dues à des strates contenant plus de calcaire, ayant mieux résisté au creusement. L'affouillement en aval sur les étages plus tendres est facilité par la compétence acquise plus haut par les filets d'eau. Le site de Savournon constitue à cet égard un cadre impressionnant dans un amphithéâtre grandiose rendu complètement noir lors des pluies (voir aussi le site de Draix étudié par le CEMAGREF près de Digne).

3) Le bassin du Bèz

Ce bassin, situé dans le Haut-Diois (Drôme), a fait l'objet d'une étude complète des transports solides et de l'ablation (Descroix 1991 et 1992), dans le cadre d'une étude de faisabilité pour le barrage de Saint-Roman, prévu juste en amont du confluent avec la Drôme.

Rappelons que le bassin du Bèz (ch. V, p. 194) a 270km2 (dont 230km2 à la station de jaugeage de Châtillon en Diois) et s'étend de 475m à 2041m d'altitude (plateau du Glandasse). Le débit moyen du Bèz à son confluent est de 4,6m3/s, soit un module spécifique de 17l/s/km2; ce débit est supérieur à celui de la Drôme, qui a pourtant un bassin plus grand: cette meilleure hydraulicité est redevable à la nature karstique d'une partie de son BV (partie sud du Vercors) et à sa plus haute altitude, qui a aussi comme corollaire des précipitations supérieures. 20% de la surface du BV (fig.94) obéit à un fonctionnement de type karstique. De ce fait, les affluents venus du Nord ont un débit et une régularité supérieurs: le torrent de Menée contribue ainsi à 66,8% de l'écoulement pour 39,5% de la superficie du BV (et le seul torrent d'Archiane apporte 46,5% des volumes pour 21% du BV)(voir annexe A6-3 les distributions des maxima annuels des débits du Bèz à Châtillon).

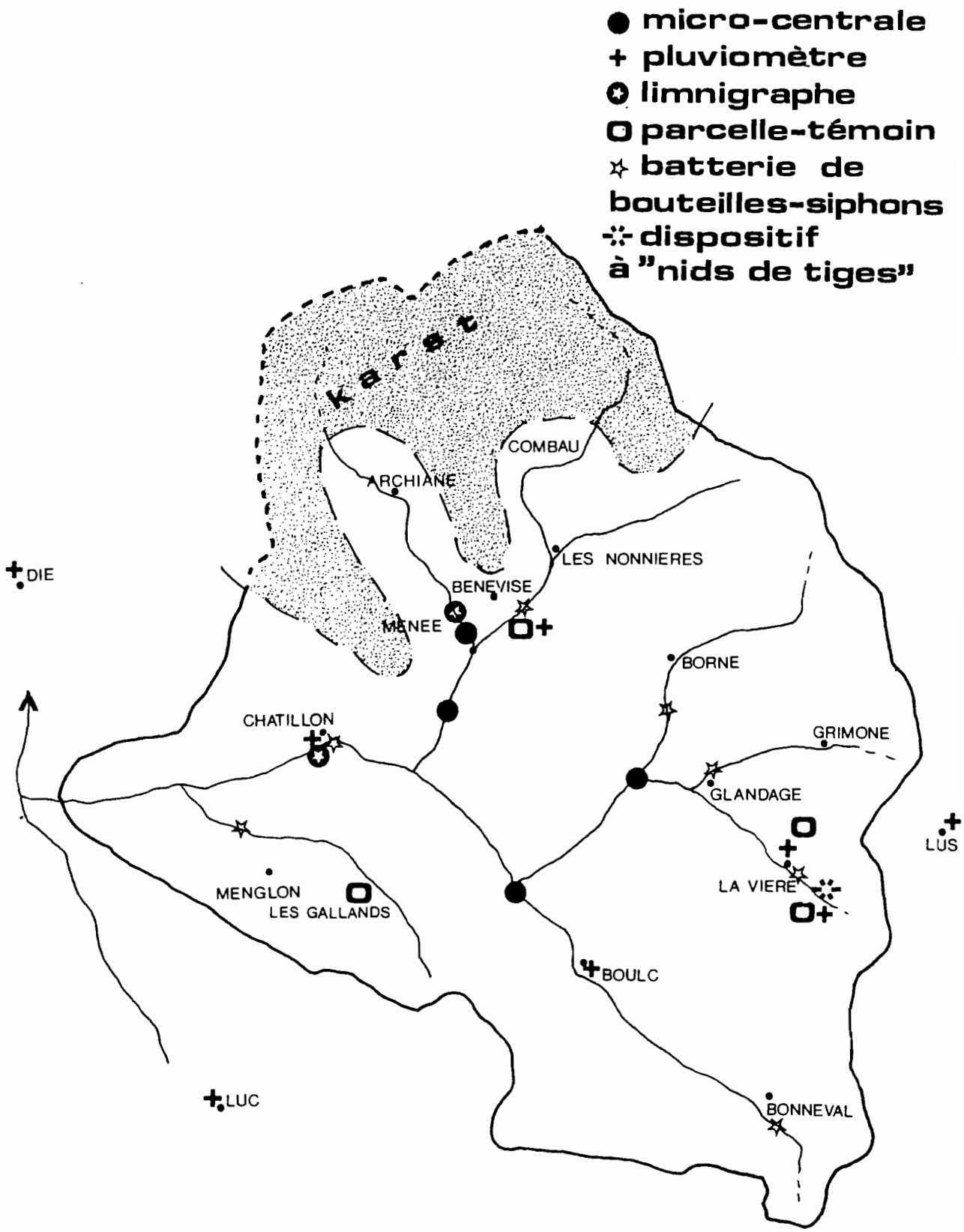
L'étude des transports solides dans le Bèz a été menée parallèlement sur le BV et à l'exutoire, de manière à avoir le plus de données possibles en un minimum de temps (l'étude devait être réalisée en un an, travaux de terrain compris). Le protocole comprenait:

- les sites de mesure in situ dans 4 lithologies affouillables différentes (fig.94): marnes noires, marnes bleues, marno-calcaires, éboulis; chaque site comprenait:

* 3 parcelles à cheneaux pour mesure du ruissellement et de l'érosion;

* 1 site de mesure à la règle topo (4 micro-profils);

FIG 94: BASSIN DU BEZ: RESEAU DE MESURE ET DE PRELEVEMENT



- 7 sites de prélèvement d'eau dans les cours d'eau à l'aide de bouteilles siphons (8 à 12 bouteilles par site): 1 sur le Bèz à Châtillon, 1 sur le torrent des Boidans (aval Châtillon), et 5 sur les affluents du Bèz en amont de Châtillon;

- 1 site de mesure du charriage sur un torrent (a) charge grossière dominante, par dispositif "à nids de tiges";

- 1 dispositif de mesure du déplacement de la coulée de Bonneval, grosse pourvoyeuse de fines à l'exutoire.

* a) les transports mesurés et estimés à l'exutoire du BV

Les transports solides en suspension à Châtillon ont été estimés à 37000 T (soit 22000 m^3 avec une densité de 1,7), entre le 1/7/90 et le 10/5/91, dont 44% du 8/3/91 à 8H au 10/3/91 à 16H (soit 46 heures sur 10 mois d'observation). Les 4 plus grandes crues ont emporté 93% du total exporté sur la période. Mais ces données nous paraissent bien faibles et peu représentatives de la moyenne (Descroix, 1992), dans la mesure où:

- l'intensité instantanée des précipitations n'a jamais dépassé 17mm/h (au pluviographe Oedipe de Glandage); or il se produit annuellement des précipitations avec des intensités supérieures à 30mm/h pendant une heure dans toutes les Alpes du Sud;

- la crue des 8-9 mars 1991 a atteint un débit instantané de 60m3/s, ce qui se produit avec un temps de retour de 2 ans (la crue annuelle est de 43m3/s, la crue décennale de 86m3/s), mais la turbidité n'a jamais dépassé 6,53g/l à Châtillon, ce qui est faible pour un cours d'eau préalpin;

- Le colmatage du Grand et du Petit Lacs du Claps de 1442 à 1789, a représenté un apport annuel de 260000m^3, soit 12 fois plus par unité de surface, que ce qui a été mesuré sur le Bèz. Or la lithologie est semblable. Le climat, certes, a évolué: mais si, plus rude lors du Petit Age Glaciaire, il a pu accélérer les processus de désagrégation, par les alternances gel/dégel, par contre, il a probablement diminué le nombre de précipitations à caractère méditerranéen à forte intensité.

- le BV du Bèz comprend une zone très active de fourniture de fines: la coulée de Bonneval (voir plus haut,p.127 et 171).

* b) l'ablation sur les versants:

L'ablation sur les versants a été calculée grâce aux résultats des parcelles à cheneaux et à règle topographique; ceux-ci ont ensuite été corrigés par simple règle de trois en fonction des résultats obtenus pour une même lithologie dans les Baronnies, sur plusieurs années; ceci afin de rapporter à des données de plus longue durée, cette année de précipitations déficitaires en amont de Châtillon, et très excédentaire en aval, du fait d'un évènement décennal survenu dans le bassin de Menglon.

Les valeurs d'ablation, en amont de Châtillon (BV: 230 km2) ont été estimées entre 15 et 35000 m3/an (dont 10 à 20000 m3 provenant de la seule coulée de Bonneval), estimations qui encadrent le résultat obtenu pour les transports solides (22000 m^3 en 10 mois). Il faut noter que, pour le secteur situé en aval de Châtillon, on obtient, pour 40 km^2 seulement, des valeurs plus élevées (20-50000 m^3/an), ce qui est dû à l'abondance des terres noires dans le dôme de Die.

Là encore, comme dans les deux exemples précédents (Savournon, Céans), l'importance des volumes érodés est telle que l'imprécision des mesures n'a pas grande importance, et surtout, que l'ablation mesurée par unité de surface est la même quelle que soit la superficie étudiée: en se référant ici aux seules ablations de surfaces de bad-lands, on obtient un volume proche de celui obtenu en mesurant les transports solides à l'exutoire: ici, il y a passage direct d'une échelle du m^2 à la centaine de km2 sans grand changement dans l'ablation par unité de surface. Quand on songe au casse-tête qu'est le transfert d'échelle pour les hydrologues, on reste rêveur devant l'apparente simplicité du problème ici: cette simplicité est liée à la très grande érodabilité des terrains marneux, qui est multipliée par un facteur 10^3 ou 10^4 par rapport aux terrains végétalisés. Ceci étant, nous n'avons comparé ici les ablations in situ qu'avec les transports en suspension à l'exutoire (donc sans tenir compte du charriage), et nous n'avons pas pu déterminer ce qu'il se passait pour des crues de fréquence rare, sinon donner des fourchettes très approximatives en matières d'exportation de MES. On peut en effet supposer qu'en cas de crue "ordinaire", l'essentiel de la charge en suspension provient des versants dénudés (turbidité due aux marnes); mais que lors des événements plus importants, la charge a une origine plus diverse.

En conclusion, il est intéressant de se rapporter au tableau 33 (page 260) qui montre, pour les seules terres noires, des résultats somme toute proches entre les sites de mesure des Baronnies, du Diois, et ceux de Savournon et Saint Genis d'une part (ORSTOM-BRGM) et de Draix d'autre part (CEMAGREF). Pour Bufalo (1989), *"cette convergence de résultats est liée à la relative homogénéité lithologique des Terres Noires"* (citant Artru, 1972) (p.161). Bufalo estime que les phénomènes de stockage/ déstockage de sédiments dans les talwegs peuvent représenter 15% de l'érosion annuelle, et qu'ils s'équilibrent d'une année à l'autre. De l'étude de ses trois ravines, Bufalo conclut que *"l'érosion spécifique n'est pas influencée par la superficie des ravines pour des valeurs comprises entre 200 et 2000m^2"*.

Lors de l'étude du B.V. du Bèz (Descroix, 1991), des estimations de transports solides devaient être présentées, ce qui a été fait dans le tableau 37 ci-dessous; les fourchettes de valeurs sont larges, ce qui s'explique par une prudence liée aux difficultés rencontrées comme au court laps de temps imparti. Ces valeurs sont des estimations réalisées à partir des ablations

mesurées in situ sur les secteurs témoins, en général à forte érosion, et des transports solides mesurés aux exutoires; des correctifs ont été établis en fonction de la pluviométrie de l'année par rapport à la moyenne, et des valeurs observées depuis plus longtemps sur les parcelles des Baronnies. La correction s'est effectuée par simple proportionnalité, en se basant sur l'évolution du rapport Pluie/érosion suivant la pluviométrie annuelle (tableau 37):

TABLEAU 37

ABLATION ESTIMEE SUR LES SURFACES DENUDEES PAR SOUS-BASSIN DU BEZ

B.V.	Surfaces dénudées en km^2	Surfaces dénudées en % du B.V.	Ablation estimée sur surfaces ravinées en m^3/an
Archiane	0	0	très faible
Nonnières	0,32	0,75	600 à 3000
Borne	0,047	0,2	80 à 400
Grimone	0,081	0,5	150 à 750
La Vière	0,372	2,9	1500 à 3000
Boulc	0,747		2500 à 7000
+ coulée	0,275		10000 à 20000
total Boulc	1,022	2,02	(12500 à 27000)
Intermédiaire Amont Châtillon	0,037	0,1	60 à 300
Total Amont Châtillon	2,9	1,26	15000 à 35000
Aval Châtillon			
Rive Droite	0,27	5,6	
Rive Gauche			
Menglon	0,74		
Raffignac	0,16		
Total Aval Châtillon	1,17	2,9	20000 à 50000
TOTAL BEZ	4,05	1,5	35000 à 85000

(source: Descroix, 1991)

Ceci correspond à une exportation de 60 à 145000 tonnes par an, soit une dégradation spécifique de 220 à 535 t/km^2/an, valeurs relativement faibles; mais on peut voir qu'une grosse partie de cette exportation revient aux zones aval de Châtillon (terres noires) et à la coulée de Bonneval; encore une fois, le fort taux de boisement et la karsticité partielle du B.V. peuvent expliquer la relative faiblesse de l'érosion.

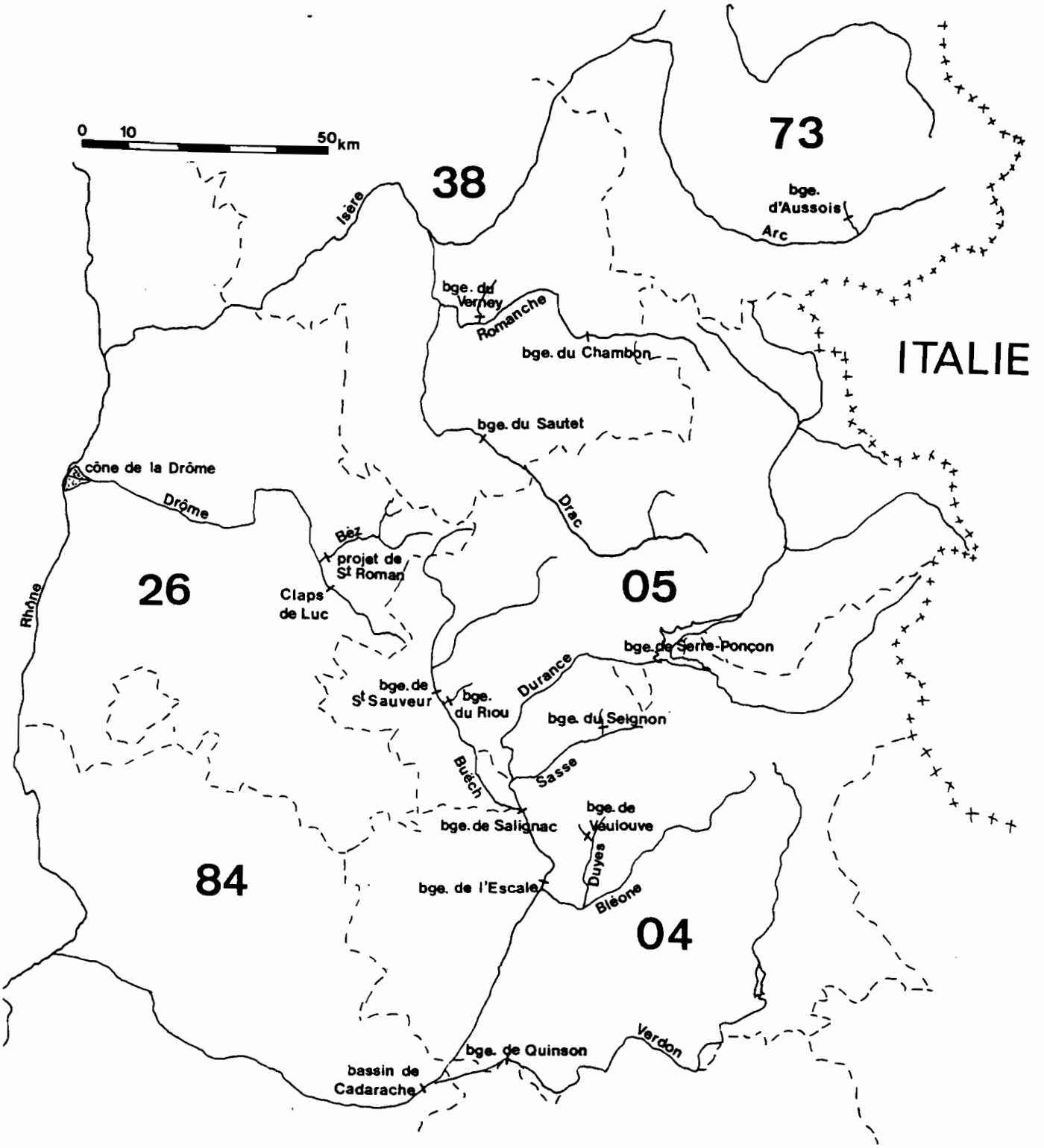
F) LA SEDIMENTATION DANS LES RESERVOIRS: CONSEQUENCE ET INDICE DE L'EROSION

Il est évident qu'il est difficile d'intégrer tous les paramètres entrant en ligne de compte dans l'érosion des sols (pluviométrie, lithologie, couverture végétale, etc...) et dans les transports (processus de stockage/déstockage dans les lits des cours d'eau) en analysant les transports solides d'une rivière. Mais nous avons eu l'occasion de mesurer l'érosion aréolaire sur des bassins-versants variés, et pour des lithologies diverses, ainsi que, pour certains cours d'eau, les transports solides (essentiellement en suspension). De nombreuses études ayant été menées sur des bassins-versants des Alpes du Sud concernant la sédimentation dans les réservoirs artificiels (à but hydroélectrique ou agricole), il nous paraît important de mettre en relation érosion, transports solides et alluvionnement.

Tous les réservoirs hydroélectriques bâtis en montagne, c'est-à-dire là où il est le plus facile de produire ce type d'électricité, sont soumis à un colmatage plus ou moins rapide. Si le B.V. est constitué de terrains friables et que le manteau forestier est dégradé, l'alluvionnement est d'autant plus intense. M.Benchetrit (1977), dans ses recherches sur l'érosion dans les montagnes de l'Algérie du Nord, citait le cas de plusieurs barrages où le colmatage total avait été plus ou moins rapide. Mais le problème se pose aussi de ce côté-ci de la Méditerranée.

Dans les Alpes de Haute-Provence, à La-Motte-du-Caire (vallée du Sasse)(fig.95), le barrage du Seignon a été colmaté en 18 ans (1962-1979). Le B.V. a 400 hectares, est situé dans les terres noires oxfordo-calloviennes, et comprend 40% de terrains nus (marnes), 40% de landes et pâturages, 20% de forêts. François Combes (1981) a estimé que l'on pouvait attribuer à ces 40% de terrains nus, 90% des apports solides dans la retenue. En plus du volume initial du réservoir (120000 m3), les matériaux venus du B.V. ont bâti un cône qui s'avance dans les deux torrents principaux débouchant dans l'ancien lac. Le volume total des sédiments retenus par le barrage se monte en fait à 178800 m3. Le volume apporté en moyenne chaque année est d'environ 9750 m3, qui,rapportés aux 144 hectares de terrains nus, donnent 67,7 m3/ha/an, soit une ablation de 6,77 mm/an. A cette échelle-là, l'exercice consistant à estimer l'érosion à partir du stockage dans le réservoir est peu risqué. il n'est en fait que l'ampliation du principe du piège à sédiments.

FIG 95: LOCALISATION DES BARRAGES CITES



Le barrage de Vaulouve (fig 95) a été construit en 1989-90, dans la vallée des Duyes (canton de Thoard, Alpes de Haute-Provence). Le ravin de Vaulouve est un affluent de droite des Duyes, et le barrage a été construit juste avant le confluent, dans un but agricole. Le plan d'eau a 2,6 hectares et un volume de 200000 m3. Le barrage a à peu près les mêmes dimensions que celui du Seignon: 20 m. de haut, 110 m. de long, un B.V. de 300 hectares. Le ravin est creusé essentiellement dans les marnes miocènes du "golfe" de Thoard, sauf dans sa partie supérieure où il coule sur les terrains du jurassique supérieur, assez à très résistants (dont le calcaire tithonique). Les mollasses sont bien moins affouillables que les marnes noires et nous avons estimé (Descroix, 1988) que les transports solides représentaient un volume total de 50m3/an seulement; soit, avec 1% du B.V. érodé, une tranche de 1,67mm/an dans les mollasses. Même en intégrant des crues décennales et centennales, il apparaît donc que le barrage de Vaulouve pourrait bien ne pas être colmaté avant un bon millier d'années. C'est un bon point pour ce barrage "électoral", qui a nécessité la construction d'une digue de 60000m3 pour n'en stocker que 200000, ce qui en fait sûrement un des barrages les plus chers du monde par m3 stocké.

Pour rester dans les barrages de cette dimension-là, celui du Riou de Saint-Genis a été construit en 1990 dans le cadre de l'aménagement hydro-électrique du Buëch, cet ouvrage n'étant a priori pas rentable pour EDF (GRPH Méditerranée) au vu du coût et du gain de production attendu, les collectivités locales ont été sollicitées pour en financer 20%, elles-mêmes y voyant un intérêt touristique et paysager: le canal d'amenée de l'eau du Buëch -achevé seulement à l'été 1992, suite à de gros problèmes techniques survenus dans la galerie de Javanon- à la centrale de Lazer-Upaix alimente un lac de retenue à but touristique. La digue fait 20 m. de haut 300m. de long, le marnage est faible puisque le canal maintient l'alimentation et que le canal de sortie est appelé à être toujours alimenté aussi.

M.Bufalo (et alter, 1988),; dans une étude non publiée réalisée pour EDF, a estimé que, pour un B.V. de 12 km2, il fallait s'attendre à une dégradation spécifique de 10T/ha/an. le B.V.comprend 90 ha. de bad-lands sur lesquels l'ablation est de 200 T/ha/an environ. Bufalo montre que le taux de sédimentation à retenir pour cette retenue de 950000 m3 est de 14600 à 18100 m3/an , soit une durée de colmatage de 50 à 65 ans. cette étude a été réalisée à partir de deux années de mesures (1986-87) et en extrapolant les résultats obtenus par Bufalo dans le BVRE de Saint-Genis, tout proche.

A l'échelle des réservoirs de plus grande dimension, les études sont également nombreuses, car la réalisation de tels ouvrages ne manque pas de poser ce genre de problèmes. Ainsi, avant sa construction, le barrage de Serre-Ponçon avait occasionné des recherches sur les transports solides de la Durance à Embrun (Hénin et al, 1952). Ces apports sont évidemment

énormes (terrains en pente raide et très affouillables: marnes, moraines, schistes...), mais toutes les études avaient conclu à un temps de remplissage pluri-séculaire (EDF table sur 6 à 8 siècles, mais des évaluations plus "indépendantes"- communications orales d'ingénieurs de Génie Civil ayant participé à l'étude de faisabilité- parlent de 1,5 à 2 siècles).

Le barrage du Sautet, sur le Drac (fig.95), a fait depuis les années 20 (soit 15 ans avant sa mise en eau) l'objet de mesures de l'alluvionnement à attendre.

Il faut dire qu'avant la construction du barrage actuel, et sur le même site, avait été édifié en 1920 le barrage du Pont du Loup, créant le lac du Motty (2,5M m3). Dès 1922, le comblement du lac est rapide; il s'accélère après 1927 et le lac est pratiquement comblé en 1932; 40% de ce comblement revenaient à deux crues consécutives de l'automne 1928, responsables de l'équivalent d'une érosion de 1mm en quelques heures, rapportée à toute l'étendue du B.V..

Mise en eau en 1935, la retenue du Sautet couvre 350 hectares (volume: 100 Mm3). Le volume de matériaux accumulés entre 1935 et 1965, a été estimé (Vivian, 1980) à 13 Mm3, soit 370000 m3/an (soit environ 0,37 mm rabotés sur toute l'étendue du B.V.. La progression horizontale du cône d'alluvions a été de 400 mètres entre 1958 et 1965. De 1952 à 1976, à deux kilomètres du barrage, ce cône s'est gonflé de 12 mètres, à 3 km, de 20 mètres. Depuis 1965, la vidange faite dans le barrage entre la surface de la vase à cette époque et la prise de l'usine permet de maintenir le cône à un niveau stable, par érosion lors des chasses: mais le problème de l'alluvionnement reste entier, même si cet inconvénient a été pallié pour l'instant.

Plus récemment, des études ont été menées concernant le comblement des barrages construits en escalier sur la Durance. Ainsi le barrage de La Saulce-Curbans a été en grande partie envahi par la vase et les roseaux; il est devenu un gîte ornithologique de première importance dans les Alpes du Sud; c'est aussi ce qu'il est en train d'advenir des lacs de L'Escale et de Salignac (voir plus bas), comme au Seignon, et comme, dans une toute autre région, à la retenue de Génissiat sur le haut-Rhône.

La construction de l'immense piège que constitue Serre-Ponçon a certes bloqué l'essentiel des transports solides dans la Durance; mais les affluents de celle-ci en aval du barrage et le bassin-versant intermédiaire fournissent suffisamment de MES pour provoquer le comblement des lacs, plus récents, de l'Escale et de Salignac.

Pour Serre-Ponçon, les apports moyens sont estimés à 126000 m3/an pour le charriage et 1,5 Mm3/an pour les MES (rapports techniques d'EDF-GRPH-Méditerranée consultés à la Direction Technique Générale de Marseille,1988), soit 500 m3 ou 850 T/km2/an (à noter

que le rapport de 30% de charriage dans les apports totaux, retenu habituellement par EDF, n'est pas respecté).

La retenue de L'Escale a été mise en eau en 1962. Son B.V. est de 6760 km², desquels il faut en fait défalquer les 3200 km² du B.V. à Serre-Ponçon, celui-ci retenant pratiquement toute la charge solide; son volume initial était de 15 Mm3 (pour une étendue de 230 ha)(EDF-DTG Marseille, 1988). De 1962 à 1976 (date de la mise en eau de la retenue de St Lazare-Salignac, en amont, arrêtant les alluvions jusqu'alors piégées à l'Escale), le stockage a été de 808000 m3/an (soit 120 m3/km²/an soit 200 T environ, ou plutôt, 230 m3 et 350 T pour ne tenir compte que du B.V. en aval de Serre-Ponçon) (EDF-DTG-Marseille, 1988).

Plus en aval, le bassin de décantation de Cadarache a été mis en service en 1980, pour pallier le problème des dépôts qui se déposaient dans l'Etang de Berre (3,7 Mm3 entre 1966 et 1980 à la sortie de l'usine de St Chamas), pour retenir 65% des apports annuels (11000 km² de B.V. Durance + Verdon) estimés à 970000 T (soit 570000 m3) soit 88 T/km²/an (mais environ le double si l'on ne prend en compte que les B.V. aval de Serre-Ponçon et Castillon)(source: EDF-DTG, Marseille, 1988).

Le barrage de Saint-Lazare Salignac a donc piégé l'essentiel de ce qui auparavant sédimentait dans le réservoir de l'Escale: de 1976 à 1982, 2,77 Mm3 de sédiments s'y sont déposés;, soit 51% de la capacité totale de la retenue, soit 460000 m3/an, c'est-à-dire 72,7 m3/km²/an, ou 124 T/km²/an (B.V. à St Lazare: 6326 km²); ou plutôt, compte tenu du seul B.V. en aval de Serre-Ponçon, 148 m3/km²/an (soit 252 T/km²/an).

Une étude d'EDF (Sédimentation dans la retenue de St Lazare, 1984, EDF-GRPH Méditerranée) montre que, par hectare de retenue, la sédimentation est semblable:

3915 m3/ha/an à Saint Lazare
3514 m3/ha/an à L'Escale

Le chiffre est un peu inférieur pour L'Escale (avant mise en service de St Lazare), ce qui est expliqué par le fait qu'il y a baisse du pourcentage de rétention des apports avec le temps:

* ainsi à Saint Lazare, en 6 ans, on a 51% de sédimentation
* à L'Escale, en 14 ans, 75% de sédimentation;

Cela vient du fait que les zones les plus favorables aux dépôts sont comblées les premières et qu'ensuite, avec le rétrécissement de la surface d'écoulement, on assiste à une accélération de la vitesse de l'eau, qui entrave les dépôts.

Le barrage de Saint-Sauveur, sur le Buëch, se rapproche des deux précédents; de là part le canal d'amenée à la centrale de Lazer-Upaix, qui passe par le plan d'eau du Riou. Mais sa mise en service est trop récente pour que des études d'engravement aient déjà été menées. Les vannes peuvent s'y ouvrir jusqu'à la base de l'ouvrage, mais, comme à L'Escale et à St Lazare, ce n'est pas une garantie contre le colmatage; d'autant qu'ici, le Buëch sort d'un secteur à forte pente, qu'il est encore proche des montagnes (Dévoluy); sa compétence est encore élevée (information obtenue dans les notes techniques d'EDF, DTG, Marseille, 1991).

Pour ce qui concerne le B.V. du Bèz, l'étude des transports solides, réalisée en 1990-91 (Descroix, 1991) a permis d'obtenir les résultats suivants

Pour un an de mesure (été 90-été 91), les transports solides ont été de 37000 T, soit 22000 m3; le B.V. ayant 230 km² (à Châtilllon), on obtient une dégradation spécifique de 161 T/ha/an, soit 96 m3/ha/an. Si l'on considère que 90% de cette fourniture au moins proviennent de surfaces déjà érodées (3,05 km²), on obtient une D.S. de 10900 T/km²/an soit 109 T/ha/an, ce qui reste dans la moyenne des résultats obtenus dans les marnes noires.

Bien d'autres barrages ont fait l'objet d'études sur leur sédimentation (EDF, Grenoble et Marseille); pour ne retenir que quelques cas dans les Alpes, citons:

* le barrage d'Aussois (Savoie), qui reçoit 7700 m3/an de matériaux solides pour 150 km² de B.V., soit 51 m3/km²/an (87 T/km²/an);
* le barrage du Chambon (sur la Romanche) accumule chaque année 20 à 30000 m3 supplémentaires, pour 220 km² de B.V., soit 90 à 136 m3/km²/an (153 à 230 T/km²/an);
* le barrage de Quinson, sur le Verdon (10Mm3) a été colmaté en une quinzaine d'années;
* enfin des études d'EDF ont montré que pour le barrage du Verney, sur l'Eau d'Olle (Isère), les apports seraient de 25 à 40000 m3/an pour 120 km² de B.V. (soit 200 à 330 m3/km²/an ou 340 à 560 T/km²/an);

Par ailleurs, nous avons vu plus haut comment l'on pouvait aussi se reférer au comblement du lac de Luc-en-Diois; en effet, il a fallu 350 ans au lac pour être complètement colmaté: pour un volume initial de 90 Mm3, cela représente une accumulation annuelle de 254000 m3, soit 1400 m3/km²/an (ou 2400 T/km²/an) (B.V.= 182km²). Mais nous faisions remarquer alors qu'il était délicat d'extrapoler cette accumulation sur d'autres B.V. et surtout sur

la période actuelle: d'une part, parce qu'on ignore presque tout sur la puissance des crues survenues durant les 350 ans nécessaires au colmatage (1442-1800), sur leur période de retour (des crues millénalles ont-elles eu lieu?). D'autre part et surtout, cette période correspond en grande partie au Petit Age Glaciaire (Le Roy Ladurie, 1967), durant lequel le climat a été plus froid que l'actuel: on peut supposer que les transports solides ont été soit plus importants soit plus faibles durant cette période:

- plus faibles car un refroidissement du climat devait se traduire par une diminution de la fréquence des précipitations à forte intensité, de type orageux, méditerranéen (c'est ce qu'a montré H.Brisse (1966) en comparant dans les Alpes du Sud les normales de précipitations de 1881-1910 et 1931-60);

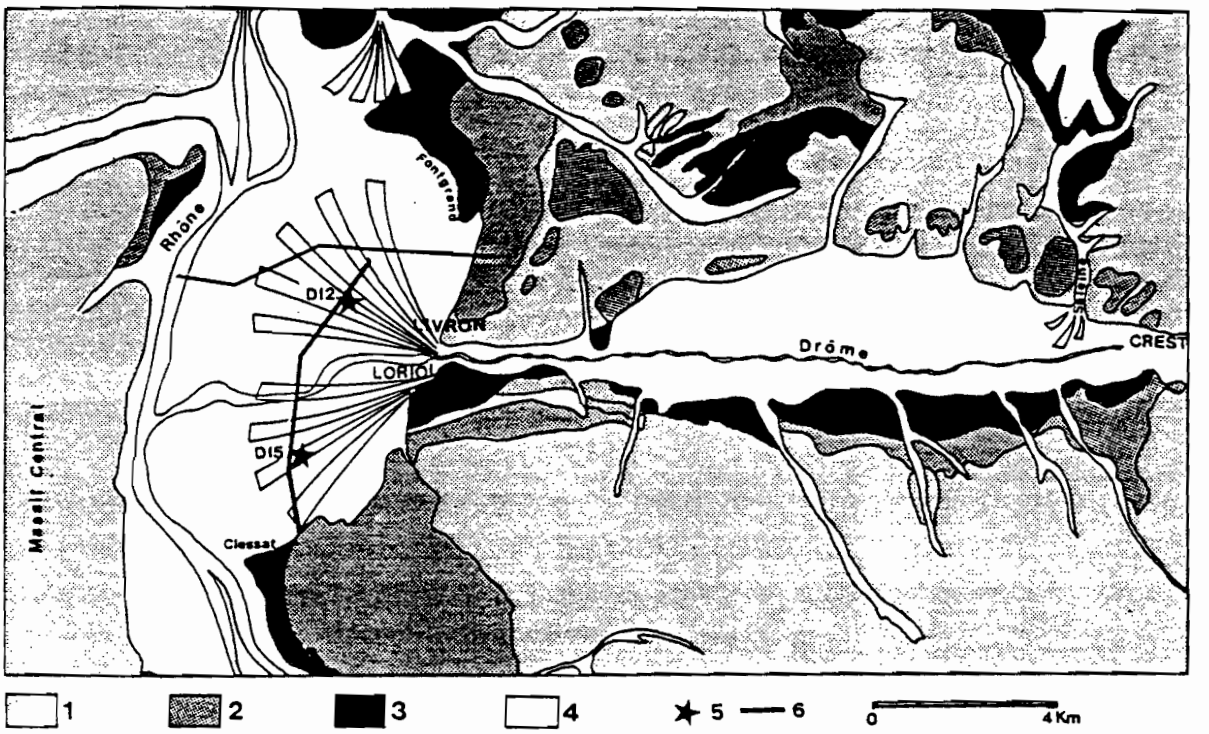
- plus fortes, au contraire, du fait de l'accroissement des phénomènes de solifluxion (qui peuvent conduire à une augmentation de la D.S.), car, malgré la péjoration climatique, on assistait alors à une forte poussée démographique (qui devait aboutir à un pic vers 1850), donc à un maximum de défrichements; et aussi du fait d'une éventuelle gêne de la végétation d'origine, inadaptée au climat plus rigoureux de cette période.

Mais étant donnée la taille du lac et la longue durée de son comblement, il est probable que celui-ci constitue une bonne moyenne exploitable comme donnée de D.S., de transports solides et de sédimentation.

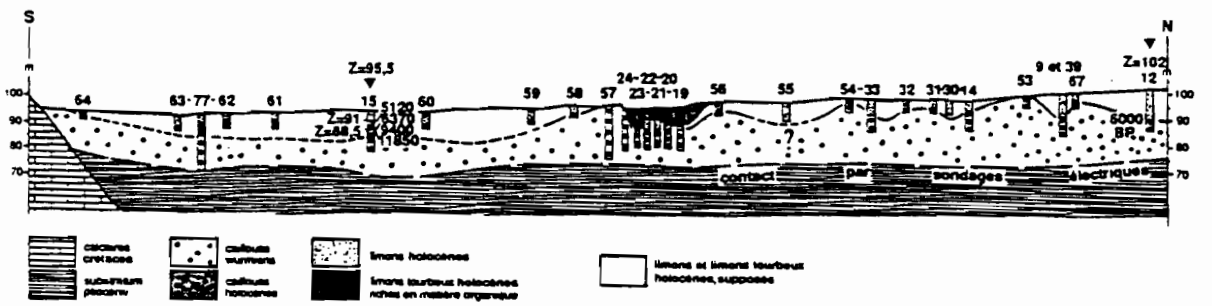
A plus petite échelle, on peut aussi exploiter les dépôts holocènes, dans les secteurs où ils sont bien connus. Ainsi, le cône détritique de la Drôme dans la vallée du Rhône a fait l'objet d'études spécifiques (Mandier et alter, 1991): le B.V. de cette rivière a 2000 km², le cône fait environ 25 km², et comprend 10 mètres d'épaisseur de dépôts post-Würmiens; soit 250 Mm3 de matériaux accumulés en 10000 ans environ soit 25000 m3/an, soit à peine 12,5 m3 (ou 21 T/km²/an. Mais on a là une moyenne qui cache les pics de D.S. de l'époque historique et préhistorique. De plus il est probable que le Rhône a emporté une grande partie (l'essentiel?) de ce qu'apportait son affluent (fig 96).

La subégalité entre les résultats d'ablation sur les versants et le colmatage des retenues, du moins leur compatibilité, n'exclut évidemment pas qu'il y ait d'autres apports que ceux des versants dans les matériaux solides sédimentant dans les réservoirs: l'érosion aréolaire a sa part, mais l'érosion linéaire (sapements de berge le long des cours d'eau) a aussi la sienne, bien sûr. Mais il semble que dans l'ensemble des terrains tendres des Alpes du Sud, et malgré un grand nombre de zones où les berges sont friables et affouillées, les apports des versants soient de loin les plus importants.

FIG 96: PLAN ET COUPE DU CONE DE LA DROME (in Brochier, Mandier et al, 1991)



La confluence Drôme-Rhône. Situation et contexte géomorphologique du cône détritique alluvial de la Drôme d'après Mandier P., 1988. 1. substratum antéquaternaire ; 2. terrasses quaternaires anciennes; 3. terrasses würmiennes ; 4. plaine alluviale actuelle, Holocène et cône détritique ; 5. carottages Drôme 12 (D12) et Drôme 15 (D15); 6. profil stratigraphique sud-nord (cf. fig. 3) et est-ouest = tranchée de gazoduc.



Coupe stratigraphique sud nord du cône de la Drôme d'après les forages de l'autoroute A7 et D12 – D15

Il apparaît clairement:

* que les vitesses de comblement des retenues sont importantes (charriage + MES), ce qui n'a rien d'étonnant en montagne et en lithologie friable;

* que ces vitesses de colmatage, dans toutes les régions où abondent les bad-lands creusés dans les marnes, sont fonction de la taille respective du B.V. et du réservoir, certes, mais surtout du pourcentage de surfaces érodées sur ce B.V.

* que l'on peut facilement corréler l'érosion dans les bad-lands et le colmatage des retenues avec la durée de vie de celles-ci étant donné que la durée annule les possibles effets de stockage/déstockage des matériaux dans le lit et le B.V.

CONCLUSION

Le colmatage des retenues hydroélectriques et des réservoirs pour l'irrigation est le principal problème posé aujourd'hui, en termes économiques, par l'érosion des sols. L'agriculture est peu gênée, son recul (en superficie) lui permettant de se concentrer sur les meilleures terres. De temps en temps toutefois, une crue ou un glissement de terrain (catastrophes de Vaison-la-Romaine en septembre 1992, de Salle-en-Beaumont en janvier 1994) vient rappeller que la montagne est souvent un milieu jeune et en cours d'évolution. Ces accidents, heureusement rares, se sont produits de tous temps, il suffit pour s'en convaincre de consulter les archives. Ils semblent plus facilement évitables, aujourd'hui, et au moins est-il plus facile de prévenir et de prévoir certains phénomènes. A l'Inverse, c'est aussi à l'aménageur de ne pas laisser les responsables installer ou construire certains types d'équipements ou de logements dans les sites menacés à des degrés divers.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Les mesures qui ont été réalisées sur une durée parfois proche de 10 ans ont permis de connaître les taux d'ablation à attendre pour la plupart des terrains tendres des Alpes du Sud; si la tranche érodée annuellement dans les fameuses Terres Noires était déjà plus ou moins connue (Descroix 1985, Olivry et alt. 1988, Bufalo 1989), on a pu déterminer certains des facteurs qui jouent un rôle dans la variabilité de cette ablation, et avant tout l'exposition et l'opposition entre la pente et le pendage des affleurements de marnes nues.

L'ablation moyenne annuelle est comprise entre 5 et 10 mm, et ces valeurs ont été déterminées par divers protocoles, ce qui ne suffit certes pas à prouver leur justesse, mais qui rend tout au moins ces valeurs crédibles. Il apparaît nettement que les versants exposés au Nord (ubacs) connaissent une ablation au moins deux fois supérieure à celle enregistrée sur les versants exposés au Sud (adret), du fait des phénomènes que l'on peut rattacher en partie au domaine du périglaciaire, à savoir les coulées, les processus solifluidaux, la cryo-reptation, la cryo-expulsion, dont l'origine réside essentiellement dans la combinaison des alternances humectation/dessication et gel/dégel, ce qui explique la grande différence entre les expositions de versants. L'autre facteur expliquant la grande variabilité locale de l'ablation dans les bad-lands est le parallèlisme (ou le non-parallélisme) entre la pente et le pendage: en cas de parallèlisme, dominent les phénomènes de solifluxion, mais celle-ci, on l'a vu, est en fin de compte une grosse source d'exportation de matières solides, puisque les masses glissées finissent par atteindre le talweg et être exportées hors du bassin. En cas de perpendicularité entre pente et pendage , les processus de solifluxion sont sinon inhibés, du moins ralentis; le ruissellement et l'ablation obéissent alors à un fonctionnement original lié à la saturation du manteau d'altération et à la disposition des "paillettes" et des "frites", modes de fracturation superficielle des marnes noires à nu.

Les autres terrains tendres des Préalpes du Sud connaissent contre toute attente une ablation parfois importante: les terrains de colmatage glaciaire ont une ablation 2 à 5 fois

supérieure à celle des terres noires. La verticalité des parois des ravines à "demoiselles coiffées" n'est pas liée à leur forte résistance à l'érosion, mais à la cohésion liée à la présence des argiles, et surtout à la rapidité du creusement; ceci peut paraître contradictoire à la logique qui veut qu'un talus, ou un terrain pentu, soit signe de la présence d'une roche dure, mais peut s'expliquer par la loi de l'immunisation des pentes raides contre les processus liés à la pluie (mais pas contre sapements et écroulements).

Les marnes bleues connaissent une érosion qui est du même ordre que celle des marnes noires: ceci s'oppose à ce que nous pensions auparavant (Descroix 1985), mais nous n'avions alors pas fait de véritables mesures sur ces terrains-là. Pour ce qui est des autres terrains tendres, l'ablation qu'ils connaissent, sans être négligeable, est dix à cent fois inférieure à celle enregistrée dans les Terres Noires; elle demeure toutefois supérieure d'un facteur 10 à 100 à celle que l'on peut constater sur une parcelle végétalisée.

La solifluxion n'a pu être abordée que sous la forme de phénomènes ponctuels et isolés, même si a été tentée une étude plus globale, à l'échelle d'un versant, sur le site de Courriau: celle-ci était d'autant plus nécessaire, voire indispensable, qu'en de nombreux endroits, la solifluxion, loin de représenter une menace localisée, peut déstabiliser des versants entiers; sans constituer forcément un danger grave pour les parties situées en aval (comme ce pourrait être le cas à Bonneval-en-Diois), ce n'en est pas moins une grave contrainte au développement, dans la mesure où elle impose des limites techniques à de nombreux aménagements. La déprise rurale est bien réelle, et de ce fait, peu de projets sont contrecarrés par cette contrainte. C'est bien du reste cette déprise rurale qui est en partie responsable de maints processus de déstabilisation: de l'espace géré dans son intégralité, voire surexploité, qu'était la zone subalpine au siècle dernier encore, on est passé à un espace sous-utilisé, et de ce fait, déprécié, donc mal sauvegardé. De fait, la déprise rurale a été très rapide (ch.1) et les structures socio-économiques, les systèmes de production, ont vite délaissé des espaces coûteux à l'entretien mais qui auraient eu besoin de cet entretien; ils avaient été conquis sur des pentes et la forêt au fil des siècles, avec ce que cela sous-entend de travaux permanents pour mettre en valeur et sauvegarder l'espace gagné: drainage, terrassements, nivellements, parfois irrigation, etc: avec l'arrêt de l'exploitation, l'entretien a été abandonné et c'est souvent le colmatage des drains, le débordement des canaux, l'effondrement des terrasses, qui sont le point de départ de coulées ou glissements, comme parfois du creusement des ravinements.

La datation des bad-lands

L'un des problèmes qu'il nous paraissait le plus intéressant d'aborder était celui de la datation des bad-lands, ou, plus exactement, dans la mesure où il s'agit d'une forme de destruction, de savoir à quel moment approximatif avait commencé leur formation, c'est-à-dire leur creusement.

Les mesures effectuées ici, rejoignant les résultats obtenus par d'autres méthodes et d'autres équipes de chercheurs, peuvent permettre d'oser avancer une datation des formes de ravinement généralisé que sont les bad-lands. Si le taux d'ablation actuel de 0,5 à 1 cm/an s'applique aux périodes passées, on peut supposer que les différents types de ravinements ont l'âge suivant:

- les grandes ravines d'érosion creusées dans les glacis sous corniche de calcaire tithonique, encaissées de 50 à 100 mètres, ont probablement commencé à se former au minimum au début de l'Holocène: cette profondeur d'encaissement correspondant à un travail commencé à 5 ou 10000 BP, voire 12000 BP; il est probable que certains de ces glacis (voir celui de La Courtine, au Sarret, commune de La Batie-Montsaléon) soient antérieurs à la dernière phase du Würm;

- les grandes bad-lands des marnes noires, profondes de plusieurs dizaines de mètres par endroits (combes de Laragne, d'Aspres, de Die..) sont certainement une conséquence des phases de croissance démographique (et de destruction du couvert végétal) du néolithique et peut-être de l'époque romaine ou médiévale ("optimum" du XIIème siècle?);

- les petites bad-lands de profondeur métrique ou pluri-métrique (en marnes noires et en marnes bleues) doivent correspondre à la phase de croissance démographique des XVIIIème et XIXème siècles;

- enfin, localement, d'autres bad-lands se forment encore à l'heure actuelle, mais de manière très ponctuelle, lorsque des troupeaux, mal conduits (parfois à proximité des exploitations, où les flux de passage se concentrent), passent trop souvent au même endroit. Mais ce surpâturage est tout-à-fait marginal et accidentel, le nombre de bêtes étant bien inférieur à celui du siècle dernier, et ne suffisant plus, la plupart du temps, à maintenir les surfaces de parcours, de plus en plus souvent envahies par la végétation secondaire (genêts, genévriers, amélanchiers, buis, et surtout églantiers et aubépines, puis pins sylvestres).

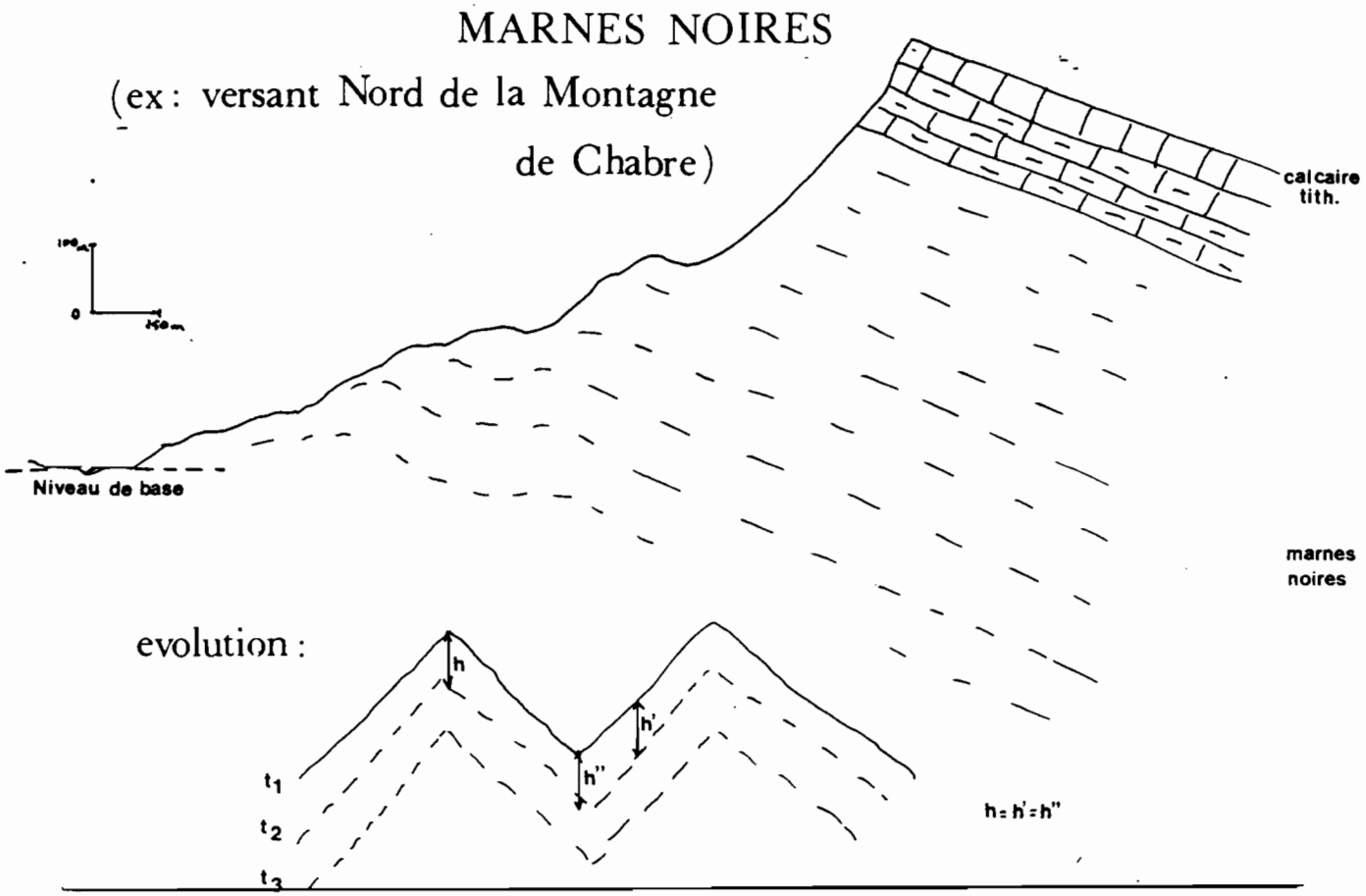
Il faut néanmoins s'interroger sur l'existence des bad-lands que nous venons de supposer récents, dans les marnes bleues: celles-ci connaissent, nous l'avons vu, une D.S. comparable à celle des marnes noires; pourquoi les ravines n'y dépassent-elles jamais 5 ou 6 mètres de profondeur? on peut exposer comme ébauches d'hypothèses la plus faible épaisseur totale des marnes du crétacé, la fréquence de la localisation actuelle de leurs affleurements en synclinal (la plupart sont du Crétacé, donc ne subsistent que dans le fond des synclinaux où elles ont été protégées), la plus grande fréquence des bancs calcaires ou marno-calcaires formant temporairement un plancher difficile à disloquer et, à l'opposé, le fait que l'on ne les trouve pas en bordure des secteurs les plus déprimés (là où l'on trouve les plus fortes dénivellations, voire les pentes les plus raides), comme les combes profondes si typiques des Préalpes sud-dauphinoises.

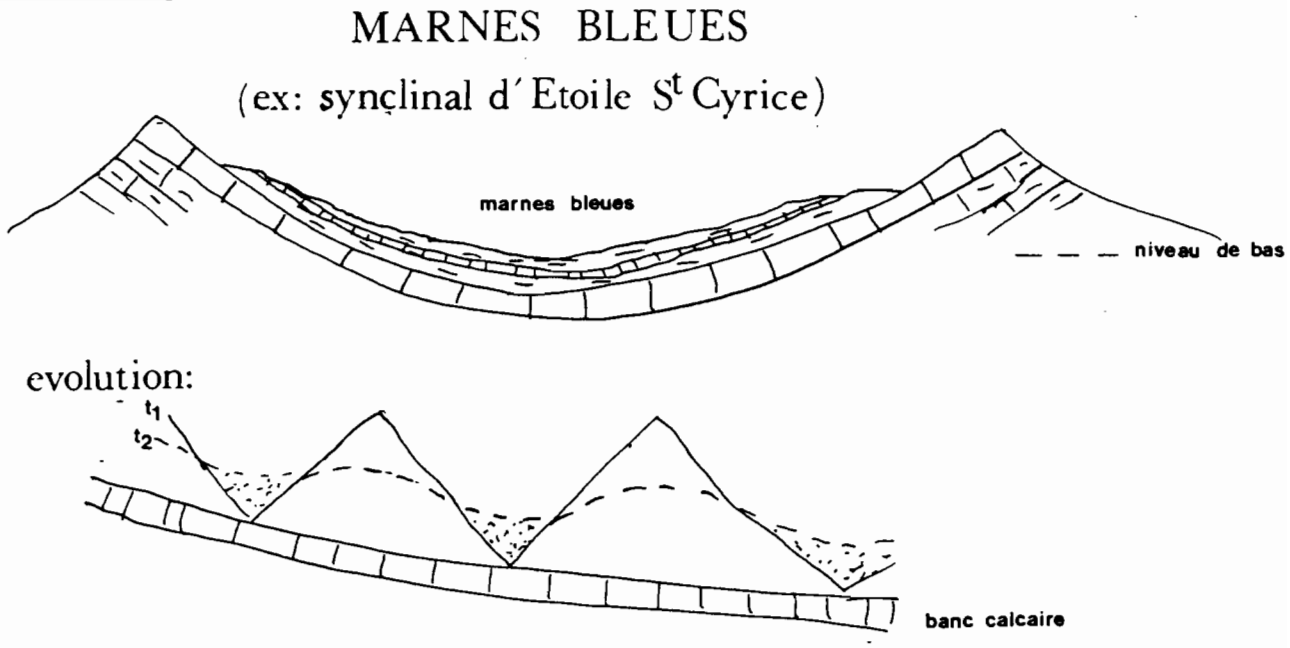
D'autre part, l'existence d'une pente d'équilibre de 40 à 50 degrés sur les versants des bad-lands des marnes noires conduit à penser que le creusement de 0,5 à 1 cm/an se fait sur l'ensemble de la surface des bad-lands, et que quand s'abaissent les versants et les interfluves, les talwegs se creusent d'autant (fig. 97). Ceci est bien moins évident dans les marnes bleues où, du fait de leur moindre épaisseur, un "plancher" ou niveau de base plus résistant est vite atteint, qui conduit à une autre évolution des bad-lands, avec amoindrissement des pentes et empâtement par colluvionnement des parties basses, la compétence des filets d'écoulement étant diminuée par l'affaiblissement de la pente (fig. 97).

Le maintien apparent dans le temps, de cette pente d'équilibre là où n'apparaît pas de plancher plus résistant oblige à admettre que les bad-lands continuent à s'étendre de nos jours; c'est certainement le cas, puisqu'il peut même localement en apparaître de nouvelles, mais à l'avenir leur progression par recul de tête sera de plus en plus freinée par la progression de la couverture forestière, donc on pourrait arriver à une accentuation de la pente d'équilibre dans la partie amont des ravines, autorisée par la consolidation du sol par le système racinaire.

On peut aussi supposer qu'il y a une évolution temporelle, avec des phases de climat plus sec, où la végétation, moins dense, favoriserait le ravinement et l'approfondissement des talwegs; et des phases plus humides où, au contraire, il y aurait des glissements le long des versants et donc élargissement des bad-lands et amoindrissement de la "pente d'équilibre". La succession de ces phases, qui existe à l'échelle annuelle (alternance des saisons), a pu exister au pas de temps du siècle ou du millénaire depuis l'Holocène et contribuer au paysage actuel; il est probable que le rôle de l'homme dans ce cas a été d'accélérer la dégradation du couvert végétal lors des périodes sèches, et de modifier le drainage du versant ou de le dégrader par surpâturage lors des périodes humides.

FIG 97: CONFIGURATION-TYPE ET EVOLUTION COMPAREE DES BAD-LANDS EN MARNES NOIRES ET EN MARNES BLEUES





Faisant désormais partie du paysage des Préalpes du Sud, par leur singularité comme par leur omniprésence, les bad-lands sont le témoignage d'un déséquilibre qui a pu se produire à diverses périodes par le passé (voir ci-dessus), qui n'est plus tellement une limite au développement; c'est la solifluxion, bien plus pernicieuse et en fin de compte tout aussi diffuse dans l'espace (malgré l'existence de phénomènes spectaculaires localisés), qui pose aujourd'hui le plus de problèmes à l'occupant et à l'aménageur des montagnes.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALBERGEL J., 1987: "Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso"; thèse de doctorat d'université, juin 1987, Paris VI;

ANTOINE P. et FABRE D., 1980: "Géologie appliquée au génie civil"; Masson, Paris, 1980;

ARTRU Ph., 1973: "Les terres Noires du Bassin Rhôdanien"; thèse de Géologie, Université LyonI, 1973;

AUBERT J. et DESCROIX L., 1981: "L'érosion actuelle dans le bassin du Céans"; mémoire de maîtrise, Université Lyon II, 1981;

AUBERT J. et DESCROIX L., 1982: "Contribution à l'étude de la dynamique érosive dans les Baronnies Orientales et les Pays du Buëch Moyen: problèmes d'aménagement"; mémoire de DEA, Université Lyon II, 1982;

AVENARD J.M. et TRICART J., 1960: "Techniques de travail et idées de recherches: application de la mécaniquye des sols à l'étude des versants"; revue de géomorphologie dynamique, n°11, 1960;

AVENARD J.M., 1977: "La solifluxion": travaux du laboratoire de géographie physique du centre de géographie appliquée de Strasbourg, 1977;

AVOCAT Ch., 1979: "Montagnes de lumière: Briançonnais, Embrunais, Queyras, Ubaye"; Ed. Ch. Avocat, Imp. Fayolle, Villeurbanne, 1979, 680p.;

BALLANDRAS S. et NEVIERE C., 1991: "Le détritisme torrentiel holocène intra-alpin: l'exemple du bassin de Barcelonnette"; in Physio-Géo, travaux du lab. de géog. phys. P. Birot, n°22-23, 1991;

BEDIOT G., 1966: "Etude de l'érosion des sols dûe au ruissellement superficiel dans la Dorsale Tunisienne"; thèse IIIème cycle, université de besançon, 1966;

BENCHETRIT M., 1972: "L'érosion actuelle et ses conséquences sur l'aménagement en Algérie du Nord"; publication de l'Université de Poitiers, Lettres et sciences humaines, n°XI, PUF, 1972, 216p.;

BERNARD A., 1987: "Le simulateur de pluie, 2ème génération; note technique"; ORSTOM, laboratoire d'Hydrologie, Montpellier, juillet 1987;

BIROT P., 1981: "Les processus d'érosion à la surface des continents"; Masson, Paris, 1981, 605p.;

BLANCHET G., 1981: "Analyse cartographique de la pluviométrie annuelle dans la région Rhône-Alpes"; in Eaux et Climats, mélanges géographiques offerts en hommage à Charles Pierre Péguy, CNRS Grenoble, 1981 (p.433 à 443);

BLANCHARD R., 1945: "Les Alpes Occidentales"; tome IV, thèse de l'Université de Grenoble, Arthaud, Grenoble, 1945;

BONNIER G., 1977: "Flore complète portative de France"; librairie générale de l'enseignement, Paris, 1977, 425p.;

BRAVARD J.P., 1989: "La métamorphose des rivières des Alpes Françaises à la fin du Moyen-Age et à l'époque moderne"; Bull. de la Société Géographique de Liège, 1989, 25; p.145-157;

BRISSE H., 1966: "L'évolution du régime moyen des précipitations dans les Alpes Françaises pour deux périodes de référence: 1881-1910 et 1931-1960"; CEPE (Centre d'Etudes Phyto-sociologiques et écologiques), Montpellier, 1966;

BRISSE H., 1968: "Esquisse biogéographique de la commune de Montauban sur l'Ouvèze (Drôme)"; thèse, Université des sciences de Montpellier, 1968;

BROC N., 1991: "Les montagnes au siècle des lumières"; éditions du C.T.H.S., Ministère de l'Education Nationale, 1969, rééd. 1991, Paris;

BROCHIER J.L., MANDIER P., ARGANT J., PETIOT R., 1991: "Le cône détritique de la Drôme: une contribution à la connaissance de l'Holocène du Sud-Est de la France"; in Quaternaire, n°2, 1991, pp.83-99;

BUFALO M., 1989: "L'érosion des terres noires dans la région du Buëch"; thèse de géologie, Aix-Marseille III, 1989;

BUFALO M., OLIVEROS C., QUELENNEC R.E., 1989: "L'érosion mécanique des terres noires dans la région du Buëch"; in Mémoire H.S. n°15 de Géologie Alpine (Grenoble), Actes du Colloque d'Avignon, oct. 1989;

CAILLEUX A. et TRICART J., 1950: "Un type de solifluxion: les coulées boueuses"; revue de géomorphologie dynamique n°1, 1950;

CASENAVE A., CHEVALLIER P., GUIGUEN N.,SIMON J.M., 1982: "Simulation de pluie sur bassins-versants représentatifs"; Cahiers ORSTOM-Hydrologie, vol.XIX, n°4, 1982, Paris;

CASENAVE A. et VALENTIN C., 1989: "Les états de surface de la zone sahélienne; influence sur l'infiltration"; Ed. de l'ORSTOM, coll. Didactiques, Paris, 1989;

C.C.E.H. (Commission cantonale d'études historiques), 1962: "Orpierre la Baronnie"; imp. Louis Jean, Gap, 1962;

C.E.M.A.G.R.E.F. et R.T.M.04, 1987: "Bassins expérimentaux de Draix; compte rendu n°1 en érosion et hydraulique torrentielle"; Grenoble, Aix en Provence, sept. 1987;

C.E.P.E., 1970: "Conséquences écologiques d'une régression de l'agriculture"; C.E.P.E., Montpellier, 1970;

C.E.T.E., 1980: "Zones exposées aux riques liés aux mouvements du sol et du sous-sol de Barcelonnette (04)";

C.E.T.E., 1980, Aix en Provence, notice explicative et carte ZERMOS, 1980;

CEZARD M., 1975: "La Vallouise à travers l'histoire"; Société d'études des hautes-Alpes, Gap, 1975;

CHAUVET P. et PONS P., 1975: "Les Hautes-Alpes, hier, aujourd'hui, demain"; Société d'Etudes des Hautes-Alpes, Gap, 1975, 2 tomes;

CHEVALLIER D., 1981: "Des villages et des ronces: le canton de Châtillon-en-Diois face au changement"; 1981;

CHEVALLIER P., 1983: "L'indice des précipitations antérieures: Evaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs";cahiers ORSTOM Hydrologie, vol. XX, n°3-4, 1983;

CHODZKO J., LECOMPTE M., LHENAFF R. et MARRE A., 1991: "Vitesse de l'érosion dans les "roubines" des Baronnies"; in Physio-Géo, trav. du lab. de géog. phys. P. Birot, n°22-23, 1991;

C.N.R.S., 1981: "La végétation des Alpes Sud-Occidentales"; notice détaillée des feuilles Gap, Larche, Digne, Nice, Antibes, de la carte de la végétation, C.N.R.S., 1981;

COLLECTIF, 1982: "Dauphiné: Drôme, Hautes-Alpes, Isère"; Christine Bonneton Editeur, Le Puy, 1982;

COMBES F., 1982: "Réflexions sur les problèmes d'érosion dans les Alpes de haute Provence"; R.F.F. t.XXXIV, 1-1982;

COMMISSARIAT A L'ETUDE ET A LA PREVENTION DES RISQUES NATURELS MAJEURS, 1982: "Propositions pour une cartographie des risques naturels en France (inondations, avalanches, mouvements de terrain, séismes), en vue de l'élaboration des plans d'exposition aux risques natuirels (P.E.R.)"; groupe de travail: "cartographie des risques naturels", 1982;

COSANDEY C., 1990: "L'origine des crues dans les bassins-versants élémentaires"; Annales de géographie, n°556, nov-déc. 1990;

COSANDEY C.M. et KOBILINSKY A., 1981: "Les relations entre la pluie et le ruissellement dans le bassin de Carnoët (Sud-Finistère)"; in Eaux et Climats, p.143 à 155;

COSANDEY C., 1993: "La crue du 22 septembre 1992 sur le Mont Lozère"; Revue de géomorphologie dynamique, XLII, n°2, 1993,pp 49-56;

DEBELMAS J., 1970: "Guide géologique régional; Alpes: Savoie et Dauphiné"; Masson, Paris, 1970;

DEBELMAS J., 1974: "Géologie de la France", tome II, Doin, Paris, 1974;

DEBELMAS J., 1987: "Découverte géologique des Alpes du Sud"; éditions du BRGM, 1987, Orléans;

DESCROIX L., 1985: "Contribution à l'étude de la dynamique érosive dans les Baronnies Orientales et les Pays du Buëch Moyen: problèmes d'aménagement"; thèse IIIème cycle de géographie, Lyon II, 1985;

DESCROIX L., 1986: "Les formes d'érosion dans les Alpes du Sud"; 1ère partie du manuel: "La végétalisation des versants érodés des Alpes du Sud", CEMAGREF, 1986, 50p.;

DESCROIX L., 1989: "Evaluation des transports solides dans un petit bassin mollassique: le torrent de Vaulouve(04)"; rapport S.R.A.E., Aix-en-Provence, 1989, 25p.;

DESCROIX L., 1989: "La mesure de l'érosion actuelle dans les terres noires des Préalpes du Sud: recherches sur petites parcelles expérimentales"; bull. rhôd. de Géomorphologie, n°23-24, 1989;

DESCROIX L., 1991: "Les transports solides dans le Bèz (Drôme)"; rapport L.R.G.-S.M.A.R.D., 55p., Syndicat Mixte d'Aménagement Rural de la Drôme, Valence, 1991;

DESCROIX L., 1991: "Les transports solides dans le Bèz (Drôme)"; in Bull. Labo. Rhod. de Géom. , n 27-28, 1991, p55-70, Lyon;

DESCROIX L. et HOORELBECK J., 1993: "La mesure de l'érosion par la méthode de la règle topographique" in bull. rhôd. de géomorph., Lyon II, 1993, 15p.;

DESCROIX L., 1994: "Complementarity and contradictions of the gully erosion and the solifluxion in the Southern French Alps"; poster préparé pour le Congrès de Assoc. Intern. des Sciences du Sol, Acapulco, Mexique, juillet 1994;

DESHONS P., 1985: "Bassins expérimentaux en Haute-Provence: problèmes d'érosion, cadre climatologique"; mémoire de DEA, USTL-BRGM, Montpellier, 1985;

DESHONS P., QUELLENEC M.E., ROUIRE J., 1985: "Bassins-versants expérimentaux en région provençale"; B.R.G.M. Marseille, 1985, 52p., réf. BRGM 85 AGI 002 PAC;

DOREE A. et GAY G., 1991: "Multiple use of mixedgrass/ woodlands systems; sylvo pastoral systems"; thème de recherche; rencontre de Laborel, oct. 1991, CEMAGREF-INERM, Grenoble;

DOUGUEDROIT A. et DE SAINTIGNON M.F., 1981: "Décroissance des températures mensuelles et annuelles avec l'altitude dans les Alpes du Sud et en Provence (1959-1978)"; in "Eaux et Climats" (cf. plus haut), p.179 à 193;

DOUGUEDROIT A. et DE SAINTIGNON M.F., 1984: "Les gradients de température et de précipitation en montagne"; RGA, t.72, 1984, 2-3 (Spécial Montagnes);

DUMAS B., GUEREMY P., LECOMPTE M., LHENAFF R., RAFFY J., 1988: Mouvements de terrain et érosion hydrique dans les Baronnies méridionales: méthodes d'étude et premiers résultats"; laboratoire de Géographie Paris VI, 1988;

EDOUARD J.L. et VIVIAN H., 1984: "Une hydrologie naturelle dans les Alpes du Nord"; RGA t.72, 1984, 2-3, spécial Montagnes;

E.N.E.F. (Ecole Nationale des Eaux et Forêts, Nancy, Annales de l'), 1953: "Voyage d'études dans les Alpes Françaises"; 28 juin-8 juillet 1952, compte rendu 1953;

E.N.E.F., 1957: "Voyage d'études en France dans la région provençale"; 27 mai-3 juin 1956; compte rendu 1957;

ESCOURROU G., 1980: "Climat et environnement"; Masson, Paris, 1980, 182p.;

FEODOROFF A., 1965: "Mécanismes de l'érosion par la pluie"; revue de géographie physique et de géologie dynamique, vol. VII, fasc.2, p. 149 à 163, 1965;

FLAGEOLLET J.C., 1989: "Les mouvements de terrain et leur prévention"; Masson, Paris, 1989;

FOURNIER F., 1960: "Climats et érosion"; thèse, PUF, 1960, 195p.;

FRECAUT R., 1981: "Les transports solides fluviaux en suspension dans les bassins tropicaux humides"; in Eaux et climats, p. 215 à 225;

FRITSCH E., CHEVALLIER P., JANEAU J.L., 1990: "Le fonctionnement hydrodynamique du bas de versant"; in "Structure et fonctionnement hydropédologique d'un petit bassin-versant de savane humide"; ORSTOM, équipe HYPERBAV, 1990, 307P., Etudes et thèses;

FROMENT Abbé Louis, 1973: "Le Claps et le lac de Luc-en-Diois"; Die, 1973;

GALEVSKI M., 1955: "La corrélation entre les pluies torrentielles et l'intensité de l'érosion"; Annales de l'école nationale des Eaux et Forêts et de la station de recherches expérimentales, t.XIV, fasc.2, Nancy, 1955;

GAUTIER E., 1991: "essai d'interprétation dynamique de la phase d'accumulation holocène principale du bassin du Buëch"; in Physio-Géo, trav. du lab. de Géog. phys. P. Birot, n°22-23, 1991;

GAUTIER E., 1992: "Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buëch (Alpes du Sud)"; Thèse de Géographie de l'Université Paris X-Nanterre,janvier 1992;

GAY G., 1991: "Processus de colonisation et de régénération naturelle de Pinus Sylvestris L.: impact du pâturage ovin; Laborel, Préalpes calcaires sud-occidentales"; DEA Ecologie Géographie et Aménagement des Montagnes, CEMAGREF-INERM, Grenoble, sept. 1991;

GAYVALLET P. et MANDIER P., 1990: "L'érosion hydrique des sols loessiques: du constat in situ à l'expérimentation en laboratoire sous pluies simulées"; bull. rhôd. de géomorphologie, n°25-26, 1990, Lyon;

GILARD O., CHASTAN B., GIVONE P., LAVABRE J., 1993: "La crue de l'Ouvèze du 22/9/92: difficulté d'estimation des débits observés"; in Sécheresse, n°3, vol.4, sept. 1993;

GUILCHER A., 1981: "Sur la charge solide des cours d'eau périglaciaires ou pléistocènes"; in Eaux et Climats, p. 241 à 249;

HERNANDEZ F. et SERRATTE C., 1977: "Essai de mesure d'érosion par la technique des cheneaux en versant sud de la Tête Noire du Galibier"; travaux du Laboratoire de Géographie Physique, Paris VII, n°2,, p.45-53, 1977;

HOORELBECK J. et OLIVRY J.C., 1984: " Compte rendu des travaux réalisés en 1984 (infrastructures et équipements); ORSTOM-Montpellier, 1984, 12p.;

JORDA M., 1980: "Morphogénèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute-Provence depuis le Tardi-Glaciaire; facteurs naturels et facteurs anthropiques"; B.A.G.F. (Bulletin de l'Association des Géographes Français), n°472, 1980, p.295 à 304;

JORDA M., PARRON C., PROVANSAL M. et ROUX M., 1991: "Erosion et détritisme holocènes en Basse-Provence calcaire. L'impact de l'anthropisation"; in PHysio-Géo, trav. du lab. de géog. phys. P. Birot, n°22-23, 1991;

LADOUCETTE J.C.F., 1848: "Histoire, topographie, antiquités, usages, dialectes des Hautes-Alpes"; (ancien préfet du département); Gide et Cie. Editeurs, Paris, 1848; réédité par Laffite Reprints, Marseille, 1973;

LECOMPTE M., 1981: "Deux approches de la relation climat-végétation"; in Eaux et Climats, p.303 à 311;

LENOBLE F., 1923: "La légende du déboisement des Alpes"; RGA t.XI, 1923, p.5 à 116, Grenoble;

LENOBLE F., 1924: "La valeur économique des reboisements des Alpes du Sud"; in RGA, t.XII, p.5 à 29, Grenoble, 1924;

LENOBLE F., 1926: "Remarques complémentaires sur la question du déboisement et du reboisement des Alpes"; RGA, t.XIV, 1926, p.187 à 213, Grenoble;

LOUP J., 1974: "Les eaux terrestres"; Masson, Paris, 1974, 174p. coll. "Initiation aux études de géographie";

LE ROY LADURIE E., 1967: "Histoire du climat depuis l'an mil"; Flammarion, Paris, 1967; rééd. 1983, 530p. (2 tomes, coll. Champs);

MANDIER P. et GAYVALLET P., 1990: "Ruissellement en nappe et ruissellement concentré sur sols nus dans la moyenne vallée du Rhône"; bull. rhôd. de géomorphologie, n°25-26, 1990, Lyon;

MANNENT R., 1982: "Les Hautes-Alpes"; Ed. René Mannent, imp. Fot, Vaulx en Velin, 1982, 125p.;

MARSTRAND A.C. et FRENAY M., 1981: "L'impact du tourisme sur le milieu rural dans la zone de montagnes des Baronnies (Drôme)"; mémoire de maîtrise de géographie, Université Lyon II, CREGS, 1981, 221p.;

MASSEPORT J., 1960: "Le Diois, les Baronnies et leur avant-pays rhôdanien"; thèse, Université de Grenoble, imp. Allier, Grenoble, 1960, 478p.;

MASSEPORT J., 1964: "Considérations sur les glacis d'érosion nord-méditerranéens"; RGA, t.LII, p.125 à 153, 1964, Grenoble;

MESSINES J., 1960: "Etude du débit solide et de la sédimentation des grands barrages"; compte rendu du colloque de l'Unesco, Téhéran, 1960;

MEUNIER M., 1985: "Transport solide dans les cours d'eau à forte pente; comparaison de travaux suisses et japonais"; C.E.M.A.G.R.E.F. Grenoble-RTM, R2F. 1332, mai 1985;

MEYZENQ C., 1979: "Les versants sous corniche de calcaire tithonique dans les Préalpes du Sud: une concavité parabolique"; RGA t.LXVII, fasc. 2, 1979, pp. 133-151, Grenoble;

MEYZENQ C., 1984: "Hautes-Alpes, Ubaye, Haut-Drac, Préalpes Drômoises: pays de transition entre Alpes du Nord et Alpes du Sud"; thèse, Institut de Géographie Alpine, éd. Ophrys, Grenoble-Gap, 1984, 954p.;

MEYZENQ C., 1984: "A propos de la limite Alpes du Nord/Alpes du Sud"; RGA, T.72 ("spécial montagnes"), Grenoble, 1984, n°2-3;

NEBOIT-GUILHOT R., 1990: "Les contraintes physiques et la fragilité du milieu méditerranéen"; Annales de Géographie, n°551, Janv-fév. 1990;

NOUVELOT J-F., 1993: "Guide des pratiques hydrologiques sur les petits bassins-versants ruraux en Afrique Tropicale et Equatoriale"; ORSTOM-CIEH (Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques), Montpellier-Paris, mars 1993;

OLIVRY J.C., 1983: "Etude du ruissellement et de l'érosion sur les bassins représentatifs et parcelles paysannes dans la région de Thyssé Kaymor (Siné Saloum). Présentation du programme et cadre des études"; ORSTOM, Dakar, 1983, 17p.;

OLIVRY J.C. et HOORELBECK J., 1984:"Mesure et évaluation de l'érosion et des transports solides sur bassins versants des terres noires de la région PACA" Compte rendu des travaux réalisés en 1984; BRGM-ORSTOM, 1984, Montpellier;

OLIVRY J.C., 1985: "Réflexions sur la mesure et l'estimation des bilans d'exportation de matières solides en zones sensibles à l'érosion"; note ORSTOM, 1985, Montpellier;

OLIVRY J.C., QUELENNEC R.E., HOORELBECK J., 1986:"Présentation du projet de mesure et d'évaluation de l'érosion et des transports solides sur bassin des terres noires de la région PACA"; Groupe BRGM-ORSTOM, Montpellier, 1986;

OLIVRY J.C. et HOORELBECK J., 1986:"Mesure et évaluation de l'érosion et des transports solides sur bassins versants des terres noires de la région PACA"; compte rendu des travaux réalisés en 1985; BRGM_ORSTOM. Montpellier, 1986, 12p.;

OLIVRY J.C. et HOORELBECK J., 1988: "Erosion des terres noires de la vallée du Buëch; Bassins sur roubines de Savournon"; BRGM-ORSTOM, Montpellier, 20p., 1988;

OLIVRY J.C., 1988: "Géomorphologie et Dynamique des bassins versants élémentaires en régions méditerranéennes. Mesure et estimation des bilans d'exportation de matière solide en zones sensibles à l'érosion"; Table ronde de Poitiers. d.éc. 1987; Etudes méditerranéennes. CIEM-Poitiers. fasc. 12, 1988;

OLIVRY J.C. HOORELBECK J., QUELENNEC R.E., BUFALO M., 1988: "Erosion des terres noires de la vallée du Buëch; compte rendu de fin d'études"; groupe BRGM-ORSTOM. PACA, MRT. 1988, Montpellier. 367p.;

OLIVRY J.C. et HOORELBECK J., 1990: "Erodabilité des terres noires de la vallée du Buëch"; cahier ORSTOM Pédologie, vol.XXV, n°1-2, 1989-1990, p.95 à 110;

OLIVRY J.C. et HOORELBECK J., 1990: "Erodibilité des Terres Noires de la vallée du Buëch"; cahiers ORSTOM, Pédologie, vol.XXV, n°1-2, pp97-112, 1990;

OLIVRY J.C. et HOORELBECK J., 1990:"Erosion des Terres Noires de la vallée du Buëch"; in Actes du colloque AIS/AISH, ressources en eau des régions montagneuses, Lausanne, août 1990;

OLIVRY J.C. et HOORELBECK J., 1993: "Black marls erosion in French Southern Alps: comparison between outlet basin and hillslope reasults"; (soumis à Journal of Hydrology en 1993);

PARDE M., 1953: "La turbidité des rivières et ses facteurs géographiques"; RGA, t.XLI, Grenoble, 1953, p.399 à 421;

PEYRONNET J., 1988: "Caractérisation de l'érosion dans les zones sensibles des Alpes du Sud"; mémoire de DEA d'hydrologie, USTL-ORSTOM, Montpellier, 1988;

PLANCHON O. et JANEAU J.L., 1990: "Le fonctionnement hydrodynamique à l'échelle du versant"; in "Structure et fonctionnement hydropédologique d'un petit bassin-versant de savane humide"; ORSTOM, équipe HYPERBAV, 1990, 307 p., Etudes et thèses;

PONCET A., 1961: "Réflexions sur le contrôle de l'érosion torrentielle et sa mesure"; annales de l'E.N.G.R.E.F., Nancy, 1961, t.XVIII, fasc.4.

RECLUS E., JOANNE A., MALTE-BRUN V.A., WHYMPER E., 1982: "Le Dauphiné vu au XIXème siècle"; Editions Errance, Paris, 1982;

REVUE FORESTIERE FRANCAISE, 1982: "Restauration des terrains en montagne"; n° spécial de la RFF n°5, 1982;

RODIER J., 1992: "Du simulateur de pluie aux bassins représentatifs sahéliens"; Ed. de l'ORSTOM, Etudes et Thèses, Paris, 1992;

ROUGERIE G., 1963: "Observations qualitatives et précisions quantitatives sur les pertes de substances des versants couverts"; Université de Besançon; Vanderhoeck and Ruprecht im Gottingen, 1963;

ROUGERIE G., 1978: "Erosion des sols et couverts végétaux"; Hérodote n°12, Maspéro, Paris, 1978;

SCHLOSSER F., 1988: "Eléments de mécanique des sols"; Cours de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 1988;

SCLAFFERT Th., 1933: "A propos du déboisement des Alpes du Sud"; Annales de Géographie XLII, 1933, p.266 à 277 et 350 à 360; XLIII, 1934, p.126 à 145;

SEGUIS L., 1987: "Indice des précipitations antérieures et prédiction des crues au Sahel"; Hydrologie Continentale, vol.2, n.1, 1987, pp 47-55";

SURELL A, 1841: "Etude sur les torrents des Hautes Alpes"; Dunod, Paris, 1841, rééd. 1870, 2 tomes;

TABUTEAU M., 1960: "Etude graphique pour les conséquences hydro-érosives du climat méditerranéen"; B.A.G.F. n°294-295, 1960;

TAZIONI G.S., 1982: "Trasporto solido e fenomeni erosivi"; Consiglio Nazionale delle Ricerche. Progetto "Conservazione del Suolo", pubblicazione n°197, 1982;

THIVOT H., 1966: "La vie privée dans les Hautes Alpes vers le milieu du XIXème siècle"; Ed. des Cahiers de l'Alpe, La Tronche, 2 tomes, 1966;

TRICART J., 1978: "Géomorphologie applicable"; Masson, Paris, 1978, 204p.;

TRICART J. et KILLIAN J., 1979: "L'écogéographie"; coll. Hérodote, Maspéro, 1979, 326p.;

TRICART J., 1982: "L'homme et les cataclysmes"; in Hérodote n°24, 1982;

TRON L., 1980: "Comportement hydrogéologique des calcaires du tithonique de la région de Serres (Hautes-Alpes)"; Annales des Sciences, Université de Besançon, 1980;

VALENTIN C., CHEVALLIER P., FRITSCH E. et JANEAU J.L., 1989: "Le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelles"; in "Structure et fonctionnement hydropédologique d'un petit bassin-versant de savane humide"; ORSTOM, équipe HYPERBAV, 1989, Montpellier;

VAN ASCH T., 1983: "Water erosion on slopes in some land units in a mediterranean area"; Jan de Ploey Ed., Catena Supplement 4, Braunschweig, 1983;

VAN ASCH T., 1984: "Landslides: the deduction of strength parameters of materials from equilibrium analysis"; Catena, vol. 11, p.39-49, Braunschweig, 1984;

VAN ASCH T. et MULDER H., 1988: "Quantitative approches in landslide hazard analyses"; Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, n°69-70-71-72, p.43-53,1988;

VAN ASCH T. et VAN GENUCHTEN P.M.B., 1988: "Factors controlling the movement of a landslide in varved clays near La Mure (French Alps)"; Bull. Soc. Géol. France, t.IV, n°3, p.461-469, 1988 (8);

VAN ASCH T., DEIMEL M.S., HAAK W. et SIMON J., 1989: "The viscous creep component in shallow clayed soil and the influence of tree load on creep rates"; Earth surface processes and landforms, vol. 14, p.557-564, 1989;

VAN ASCH T. et VAN GENUCHTEN P.M.B., 1990: "A comparison between theoretical and measured creep profiles of landslides"; in Geomorphology, 3 (1990) p.45-55, Amsterdam;

VAN GENUCHTEN P.M.B. et DE RIJKE H., 1989: "On pore water pressure variations causing slide velocities and accelerations observed in a seasonally active landslide"; Earth surface processes and landsforms, vol. 14, p.577-586 (1989);

VAN GENUCHTEN P.M.B., 1989: "On the temporal and spatial variance in displacement velocity of a slide in varved clays in the French Alps"; Earth surface processes and landforms, vol.14, p.565-576 (1989);

VAN STEIJN H. et VAN DEN HOF J.J., 1983: "Stability of slopes near Barcelonnette (04): a case study in slope stability mapping"; Geologie en Mijnbouw 0016-7746, 1983, Utrecht;

VAN STEIJN H., 1988: "Etude de "debris flow" à partir de quelques exemples pris dans les Alpes Françaises"; Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, n°69-72, p.55-67, 1988;

VAN STEIJN H., 1988: "Debris flows involved in the development of pleistocene stratifies slope deposits"; Z. Geomorph. N.F., déc. 1988, p.45-58, Berlin, Stuttgart;

VAN STEIJN H, COUTARD J.P., FILIPPO H., MANDERSLOTT C., 1988: "Simulation expérimentale de laves de ruissellement: mouvement et sédimentation"; Bull. Assoc. Géogr. Franç., Paris, 1988;

VAN STEIJN H. et COUTARD J.P., 1989: "Laboratory experiments with small debris flows: physical properties related to sedimentary characteristics"; Earth surface processes and landforms, vol. 14, p. 587-596, 1989;

VEYRET P., 1945: "Les pays de la Moyenne Durance Alpestre"; thèse, Université de Grenoble, Arthaud, 1945;

VIVIAN H. et THOMAS A., 1982: "Erosion et transports solides dans le bassin du Haut-Drac"; C.E.M.A.G.R.E.F., étude n°186, déc. 1982;

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

BASTIDE J.: "Voyage d'études sur l'aménagement des bassins-versants en Europe: le barrage de Serre-Ponçon et l'aménagement agro-industriel de la Durance"; Ecole Nationale des Eaux et Forêts, Nancy, 1962;

BERNARD-ALLEE Ph. et COSANDEY C.1, 1991: "Conséquences d'une coupe forestière sur les bilans hydrologique et sédimentaire: le bassin-versant de la Latte, Mont Lozère"; Physio-Géo., n°21, 1991, pp 79-94;

BIROT P.: "Mise au point sur les études expérimentales et théoriques de la capacité de transport et de la compétence des rivières"; B.A.G.F. n°373-374, 1969, p.435 à 443;

BONNIN J.: "Les débits liquides et solides de la Durance"; 2èmes journées de l'hydraulique, Grenoble, 1959;

B.R.G.M.: "La gestion régionale des sédiments"; compte rendu du colloque de Propriano, Documents du BRGM n° , 1981;

BUNTE K. et ERGENZINGER P.: "New tracer techniques for particles in gravel bed rivers"; Bull. Société Géographique de Liège, 1989, 25, p.85-90;

CAILLEUX A.: "Géologie générale"; Masson, Paris, 1976, 345p.;

C.E.G.R.E.M. (Centre d'études géographiques et de recherches méditerranéennes): "Actes du symposium sur les versants en pays méditerranéen"; Aix, 28-30 avril 1975, vol. 5, Université Aix-Marseille II, p. 113 à 124;

CLEMENT P.: "Processus d'érosion et évolution du relief: exemples sous climat tempéré à hiver froid"; bull. du Labo. Rhôd. de Géomorphologie, Lyon II, 1989;

CLEMENT P.: "Enseignements d'une aire-témoin d'érosion dans les Appalaches Estriennes (Québec, canada)"; revue de géomorphologie dynamique,t.XXXIX, n°4, 1990;

COMITE INTERNATIONAL DES GRANDS BARRAGES (CIGB): "Dams and the environment"; bul. n°35, CIGB, oct. 1982;

COSANDEY C.1992: "Influence de la forêt sur le cycle de l'eau; conséquences d'une coupe forestière sur le bilan d'écoulement annuel"; Hydrol. continent., vol.7, n°1, 1992: 13-22;

DEGOIS E.; "Le bon moutonnier"; La maison rustique, Paris, rééd. 1977;

DESCROIX L.: "L'adret du berceau tarin: la maîtrise de l'eau"; rapport au Comité Scientifique du Parc National de la Vanoise, Lyon, 1987, 55p.;

DRESCH J.: "Un géographe au déclin des empires"; Maspéro, Paris, 1979, 262p.;

E.D.F.: "Etude d'impact sur l'environnement: l'aménagement du Buëch"; EDF-GRPH-Méditerranée,1979;

FAURY O.: "L'érosion anthropique actuelle sur les hautes chaumes des Monts du Forez: mesures de suivi"; bull. rhôd. de géomorphologie, n°25-26, 1990, Lyon;

GABERT J.: "Moraines, terrasses et glacis de versants du bassin de Laragne"; RGA t.LVII, 1967, p.521 à 548;

GABERT J.: "Les moyennes terrasses de la Durance entre Sisteron et Manosque"; RGA, t.68, 1980 "Montagnes et montagnards";

GLABEKE F.: "L'écoulement des crues dans le lit des cours d'eau court-circuités par des dérivations importantes, notamment à usage énergétique"; Soc. Hydrotechnique de France, Xèmes journées de l'hydraulique, Paris, 1968, rapport n°10;

GUILCHER A.: "Précis d'hydrologie marine et continentale"
Masson, Paris, 1965, 390p.;

HENIN S., MICHON X. et GOBILLOT H.: "Etude de l'érosion des vallées de la Haute-Durance et du Haut-Drac"; Association Internationale d'Hydrologie/ORSTOM, public. n°36, Assemblée Générale de Rome, 1954;

HENIN S. et MICHON X.: "Essai d'interprétation des résultats des mesures du débit solide effectuées sur la Durance"; bulletin de l'Association Internationale d'Hydrologie, 1952;

HUCHON H.: "Aménagement et érosion torrentielle: la Ravoire des Arcs, en Tarentaise"; in Montagne et Aménagement; coll. de Chamonix, 21-25 Août 1981, LAMA 1982, pp. 35-40;

LARONNE J.B.: "A geomorphological approach to coarse bed-material movement in alluvial channels, with special reference to a small appalachian steam"; Thèse; dept. de Geographie, Mc Gill University, Montréal, Québec, 1973;

LECARPENTIER C. et OSTER R.: "L'érosion en milieu tropical tempéré par l'altitude: l'exemple des Andes Colombiennes: essai de cartographie thématique"; et

LECARPENTIER C., KHOBZI J., OSTER R., PEREZ A.: "L'érosion en Colombie"; bulletin de l'I.F.E.A., n°1-22, t.VII, p.23 à 37, Lima, 1978;

LEPETIT J.P.: "Sédimentation dans les retenues hydroélectriques et vidanges"; Mémoire technique EDF-DER (Direction Etudes et Recherches), Paris, 1985;

MAHE G.: "Les écoulements fluviaux sur la façade atlantique de l'Afrique"; thèse de doctorat d'état en sciences de la Terre, juin 1992, Paris XI, Orsay;

MASSON J.M.: "L'érosion des sols par l'eau en climat méditerranéen, méthodes expérimentales"; thèse, Université des sciences, Montpellier, 1971, 195p.;

MAZZALAI P.: "Esame preliminare dell'influenza delle condizioni pluviometriche e delle sistemazioni idrauliche sui fenomeni di dissesto franoso in Trentino"; Assoc. Geotecnica Italiana, XIV Convegno Nazionale di Geotecnica, Firenze, oct. 1980;

MONTJUVENT G. et WINISTORFER J.: "Glaciations quaternaires dans les Alpes Franco-Suisses et leur piedmont"; Géologie Alpine, t.56, 1980, p.251 à 282;

NACHTNEBEL H.P., SUMMER W., MUELLER H., SCHWAIGHOFER B.: "Sedimentation in the reservoir of the hydropower plant Altenwoerth", Proceedings of the International Conference on Water Pollution Control in the Basin of the River Danube, Novi Sad, Yougoslavie, pp.173-181, IWW 1989;

NEBOIT-GUILHOT R.: "Les facteurs naturels et les facteurs humains de la morphogénèse; essai de mise au point"; Annales de Géographie, n°490, nov-déc. 1979;

NIEUWENHUIS J.D.: "Experimental investigations into temporary blocking mechanisms observed in seasonal landslides"; Delft Geotecnics, Delft, 1989;

NIZERY A., BRAUDEAU G. et BONNIN J.: "La station du Sautet pour l'étude de l'alluvionnement des réservoirs"; 2èmes journées de l'hydraulique, Grenoble, 1955;

PECH P.: "Essai de quantification de l'ablation en moyenne et haute montagne à partir d'analyses volumétriques: l'exemple de l'Ossola (Alpes Centrales, italie du Nord); Revue de Géomorphologie Dynamique, T XXXV, n°2, pp11-20, 1986;

PECH P.: "La dynamique des versants de l'Ossola (Italie du Nord); RGA, t.LXXIV, 1986-4, Grenoble;

PECH P.: "Méthode statistique pour la cartographie des zones exposées à des risques (l'exemple de l'Ossola-Italie du Nord-46°N); Revue de Géomorphologie Dynamique, XXXXIIème, N°2, 1988;

PECH P.: "Les crues du 7 août 1978 dans l'Ossola"; RGA, t.LXXVII, 1990, 2-3, Grenoble;

PECH P.: "Le glissement de terrain de "Champ du meunier" (commune de Montclus, hautes-Alpes)"; bull. de liaison de l'Assoc. Départ. de Sauvegarde du Patrimoine du Pays du Buëch et des Baronnies, 18, 1994, pp 62-69;

PIERROT R., PICOT P., POULAIN P.A.: "Inventaire minéralogique des Hautes-Alpes"; éditions du BRGM, 1974;

PONCET A.: "Interactions forêts et climats"; in Eaux et Climats, p.445 à 461;

RAYNAL R.: "Indices climatiques et géomorphologie"; in Eaux et climats", p.463 à 471;

REVUE FORESTIERE FRANCAISE: "Les incendies de forêt"; n° spécial de la RFF, 1976, 2 tomes;

REVUE DE GEOGRAPHIE ALPINE: "Catastrophes naturelles récentes dans les Alpes"; RGA t.LXXVIII, n°1,2,3, 1990, Grenoble;

LA RECHERCHE (revue): "Les crises climatiques"; n°128 (déc 1981);

ROCHE M.: "Hydrologie de surface"; ORSTOM, Paris, 1963;

SANCHEZ BRITO C. et KARL WOOD M.; "Arrastre de sedimentos por efecto del pastoreo en la cuenca hidrológica El Plateado, Zacatecas"; in Agric. Tec. Mex. vol 15, Num 1, janv-juin 1989;

S.R.A.E. (Service régional d'aménagement des eaux) d'Aix en Provence: "L'eau souterraine, hydrologie profonde: Provence-Côte-d'Azur" 1977;

SOCIETE DU CANAL DE PROVENCE ET D'AMENAGEMENT DE LA REGION PROVENCALE: "Développement des ressources hydrauliques: inventaire des sites de retenues collinaires; pays du Buëch"; 1978;

TARLET J.: "Une politique pour le lit de la Durance"; in méditerranée, n°3, 1976;

TAYLOR C.H.: "Sediment dicharge from the Eaton River Basin (Québec) during spring runoff"; thèse, Dept. de Géographie, Mc Gill University, Montréal, Québec, 1972;

VIRAMONTES D.: "Cuantificación del escurrimiento y la erosión hídrica en el desierto chihuahuense (reserva de la biósfera de Mapimí); tesis de biólogo de la Universidad Juarez del Estado de Durango, Gomez Palacio, nov.1990, 90p.;

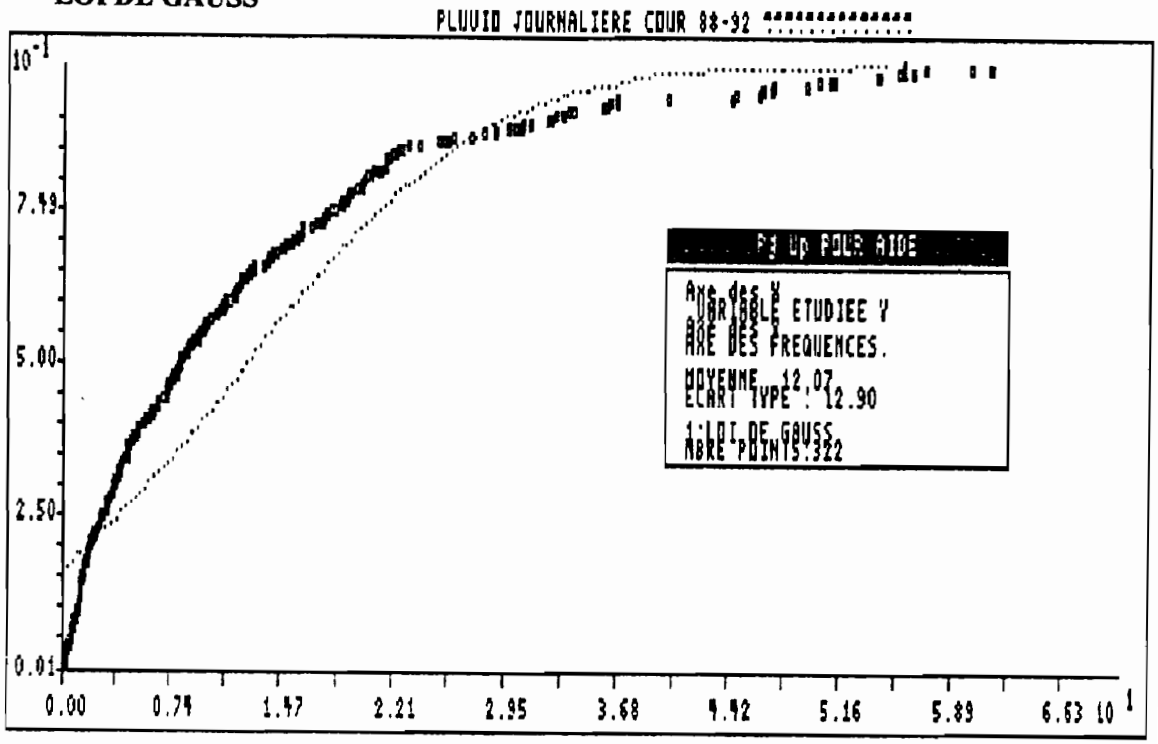
VIVIAN H.: "L'épisode pluvieux du mois d'octobre 1979 dans les Alpes du Sud"; in Eaux et Climats", p.573 à 583;

WIDMANN J.: "Barrages hydroélectriques et érosion des sols en montagne"; Revue Forestière Française, n°10 , 1951;

ANNEXES

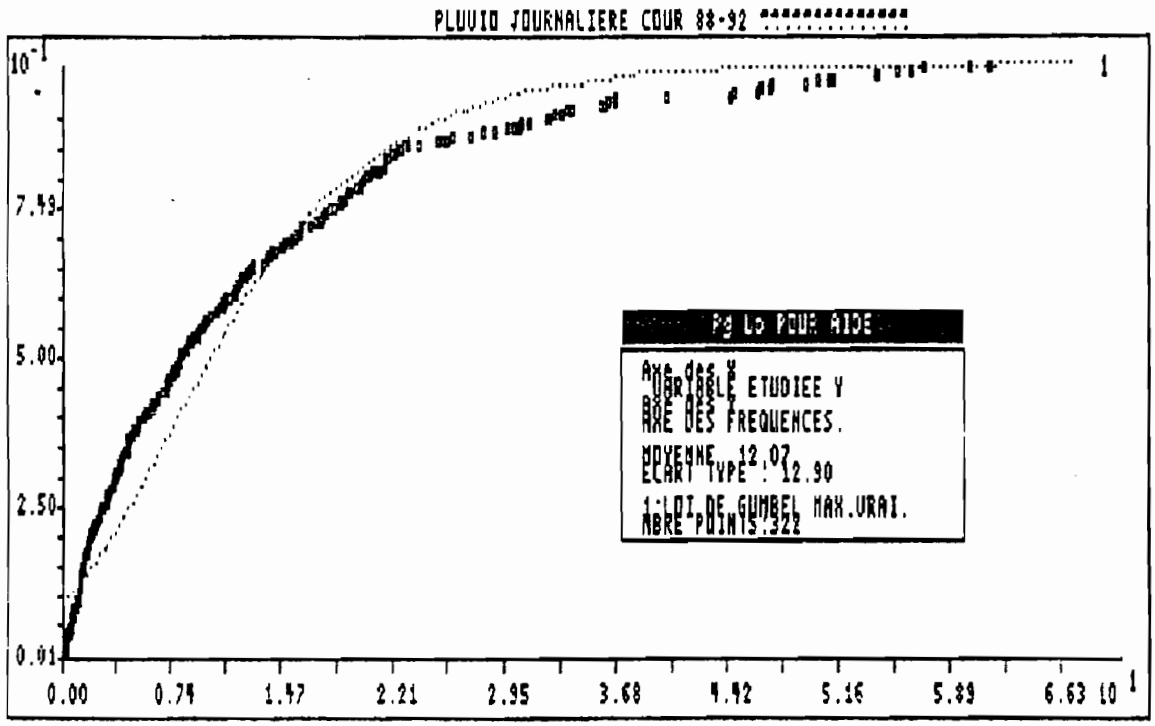
ANNEXE A1-1 DISTRIBUTION DES PLUIES JOURNALIERES A COURRIAU: LOI DE GAUSS

a



ANNEXE A1-2: DISTRIBUTION DES PLUIES JOURNALIERES A COURRIAU: LOI DE GUMBEL

b



ANNEXE A1-3

Histoire des forêts sous la révolution

1787,1788: deux hivers parmi les plus rudes jamais subis par le pays endommagent gravement les forêts.

1789 : les Tables de Marbre, ces juridictions forestières des Grands Maîtres des Eaux et Forêts, devant lesquelles venaient se plaider les affaires relatives au domaine forestier, sont emportées dans la tourmente révolutionnaire. L'oeuvre de Colbert, l'ordonnance de 1669 s'effondre à son tour. C'est la ruée vers les forêts.

Ecoutons Michelet: " A la Révolution, toute barrière tomba; la population pauvre commença d'ensemble cette oeuvre de destruction. Ils escaladèrent, le feu et la bêche à la main, jusqu'aux nids des aigles et cultivèrent l'abîme pendus à une corde. Les arbres furent sacrifiés aux moindres usages. On abattait deux pins pour faire une paire de sabots.

En même temps, le petit bétail, se multipliant sans nombre, s'établit dans la forêt, blessant les arbres, les arbrisseaux, les jeunes pousses, dévorant l'espérance; la chèvre surtout, la bête de celui qui ne possède rien, bête aventureuse qui vit sur le commun, fut l'instrument de cette dévastation démagogique, la terreur du désert."

Sans doute, en matière forestière comme dans d'autres domaines, aurait-on pu, par des réformes raisonnables adoptées à temps, faire l'économie de ces bouleversements et de ces ruines? La lecture des cahiers de doléances rédigés par les paroisses à l'aube de la Révolution trahit les inquiétudes des populations rurales devant l'épuisement des forêts et leurs craintes de bientôt manquer de bois pour les besoins essentiels.

Un peu partout en France, les forêts communales furent livrées au pillage durant l'hiver 1789-90, presque aussi rigoureux que le précédent, et se trouvent dans une situation déplorable, sans que les agents chargés de leur surveillance puissent ou veuillent intervenir d'une manière quelconque.

On vit de jeunes peuplements normalement mis en défens ouvertement pâturés par le bétail, ou fauchés; on vint couper et voler le bois en plein jour par "bandes armées", aussi bien dans les forêts seigneuriales que dans celles qui faisaient partie du domaine du roi; on fit ouvertement commerce de bois coupé en délit.

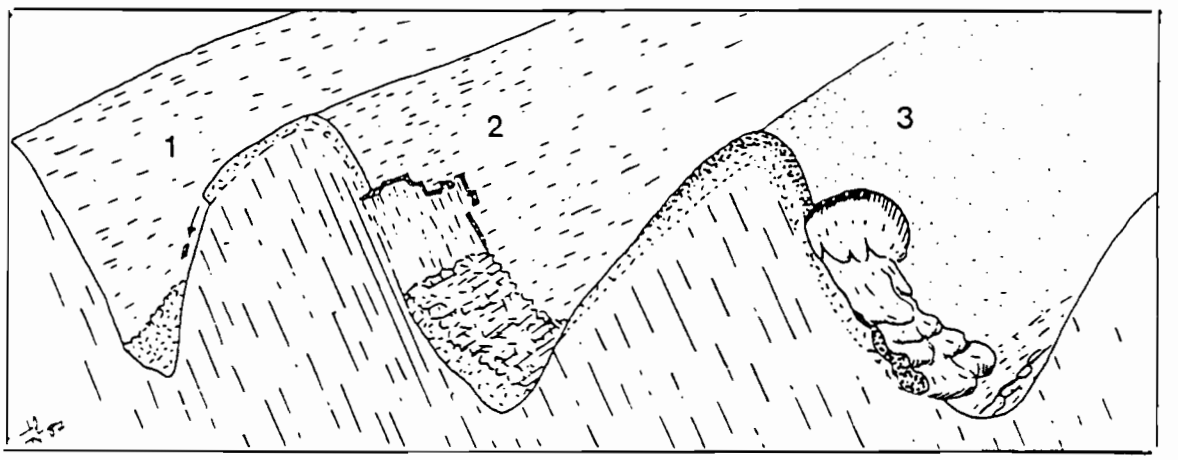
Le Roi et l'Assemblée Nationale, effrayés des suites funestes que pouvaient produire les attentats multipliés contre les forêts, tant royales, communales, que particulières, même contre les arbres plantés le long des chemins, mettent sous la sauvegarde de la Nation et de la Loi les forêts, les bois et les arbres, ordonnent la poursuite des délits selon l'ordonnance de 1669 et donnent mission à la garde nationale de faire emprisonner sur-le-champ les délinquants arrêtés en flagrant délit.

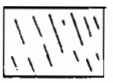
Mais rien n'effraye plus ceux qui savent qu'il n'y a plus, du haut en bas de la hiérarchie, d'autorité capable de faire appliquer la loi et les arrêtés. L'interrègne entre les maîtrises royales agonisantes et une nouvelle administration républicaine ou impériale va, en fait, durer dix ans. Dix ans pendant lesquels les forêts françaises vont subir la plus dure épreuve de leur longue existence.

Bernard Meffre

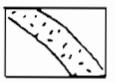
ANNEXE A2-1(d'après Olivry, 1988)

TYPES DE MOUVEMENTS DE TERRAIN





MARNES NOIRES : Roche saine. Le sens des hachures donne le pendage des strates.



MARNES OCRES : Roche altérée débitée en frites géométriques.

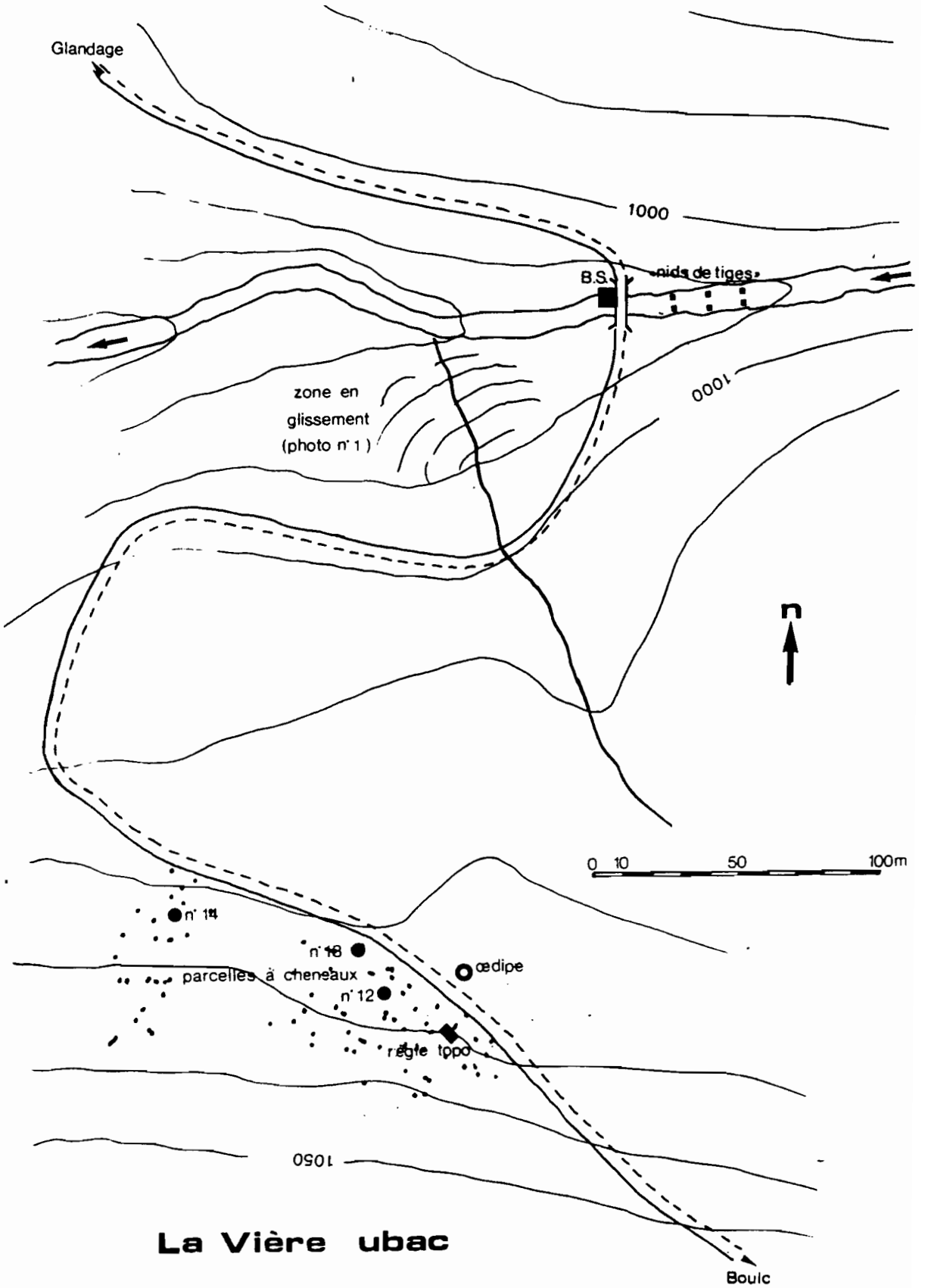
ALTERITE ARGILEUSE : permet l'implantation de la végétation, début de pédogénèse (sur des pentes inférieures à 40°)

1 Eboulement par gravité dû au sapement de la base du versant , perpendiculaire au pendage.

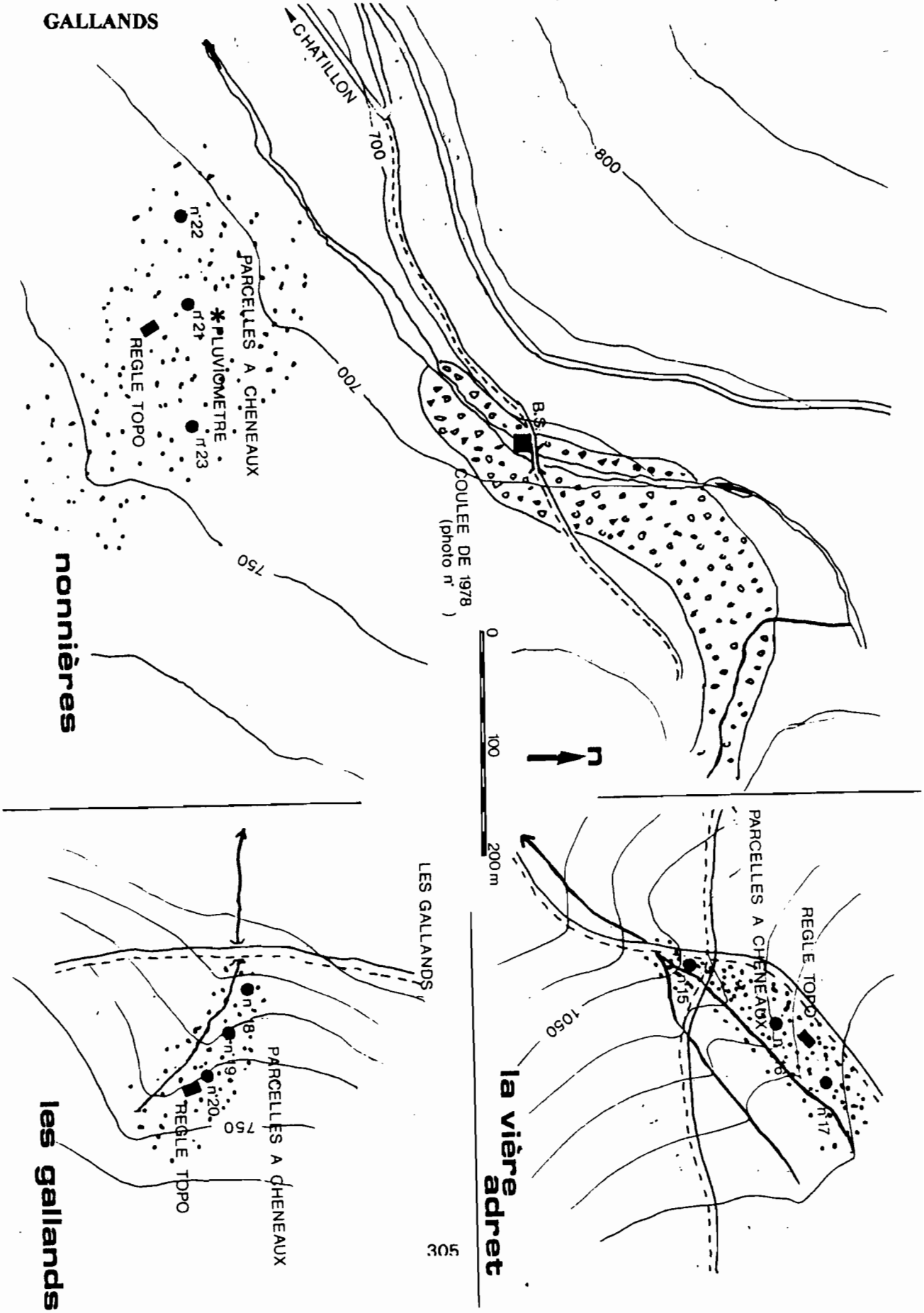
2 Glissement en planche parallèlement au pendage.

3 Coulée boueuse avec niche de décollement affectant l'altérite.

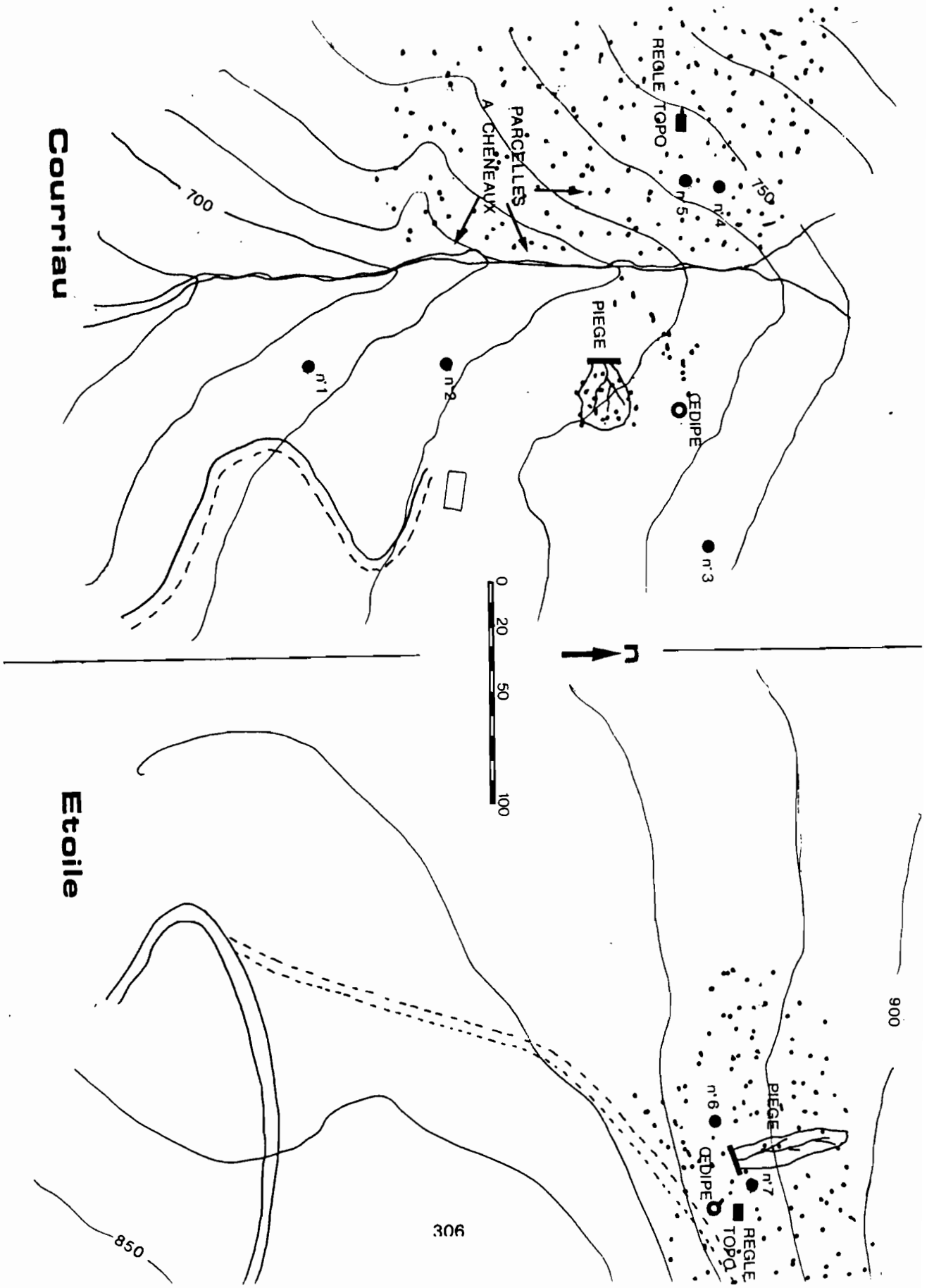
ANNEXE A 3-1: SITE DE LA VIERE UBAC



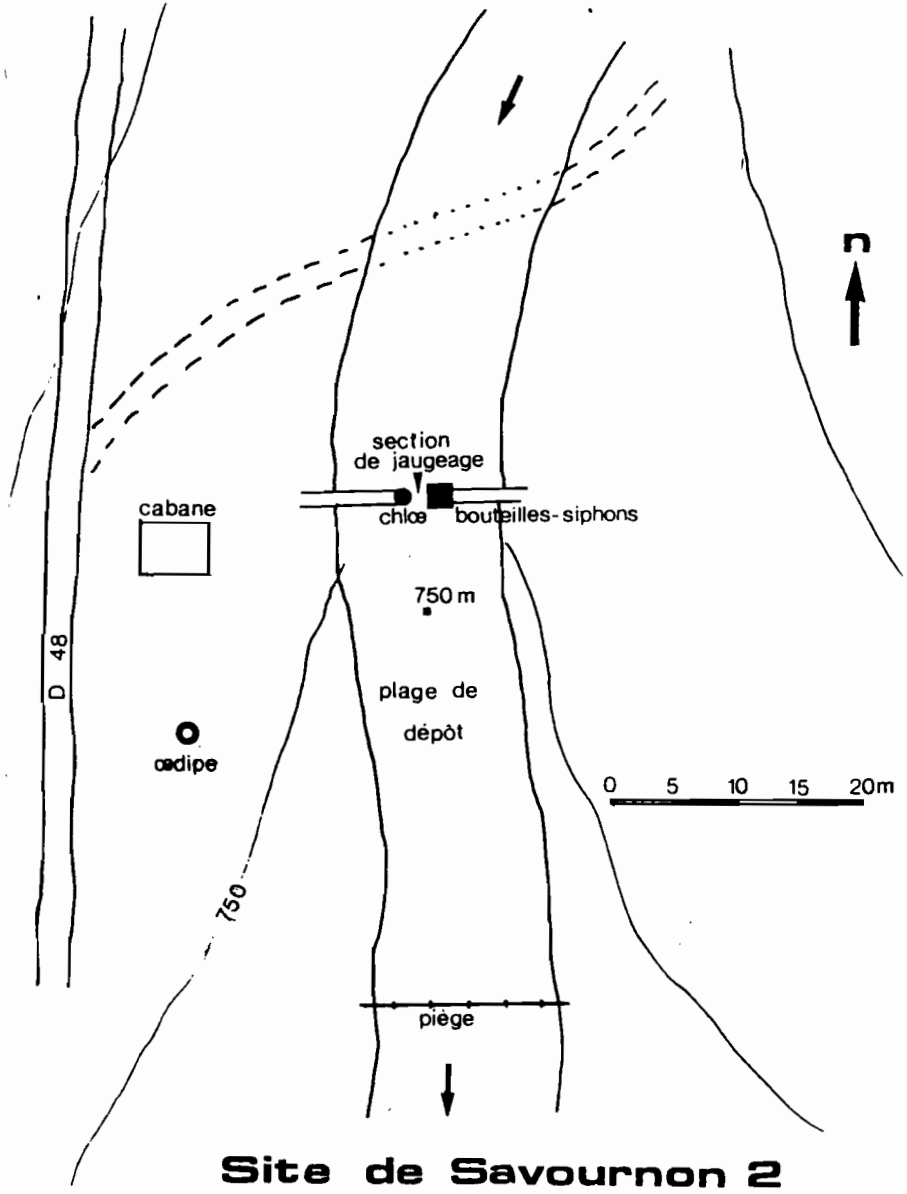
ANNEXE A3-2 A A3-4: SITES DES NONNIERES, LA VIERE ADRET, LES GALLANDS



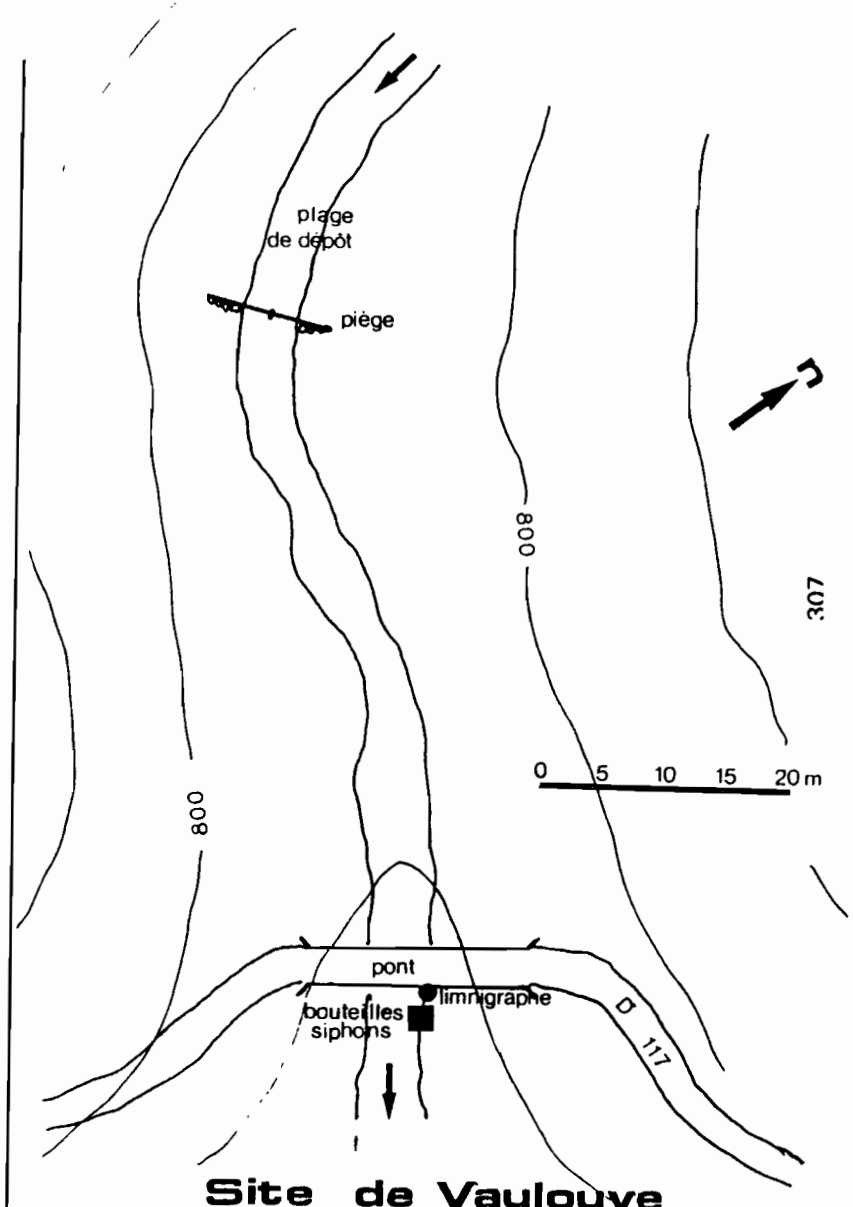
ANNEXES A3-5 ET A3-6: SITES DE COURRIAU ET D'ETOILE



ANNEXES A3-7 ET A3-8: SITES DE SAVOURNON I ET DE VAULOUVE



Site de Savournon 2



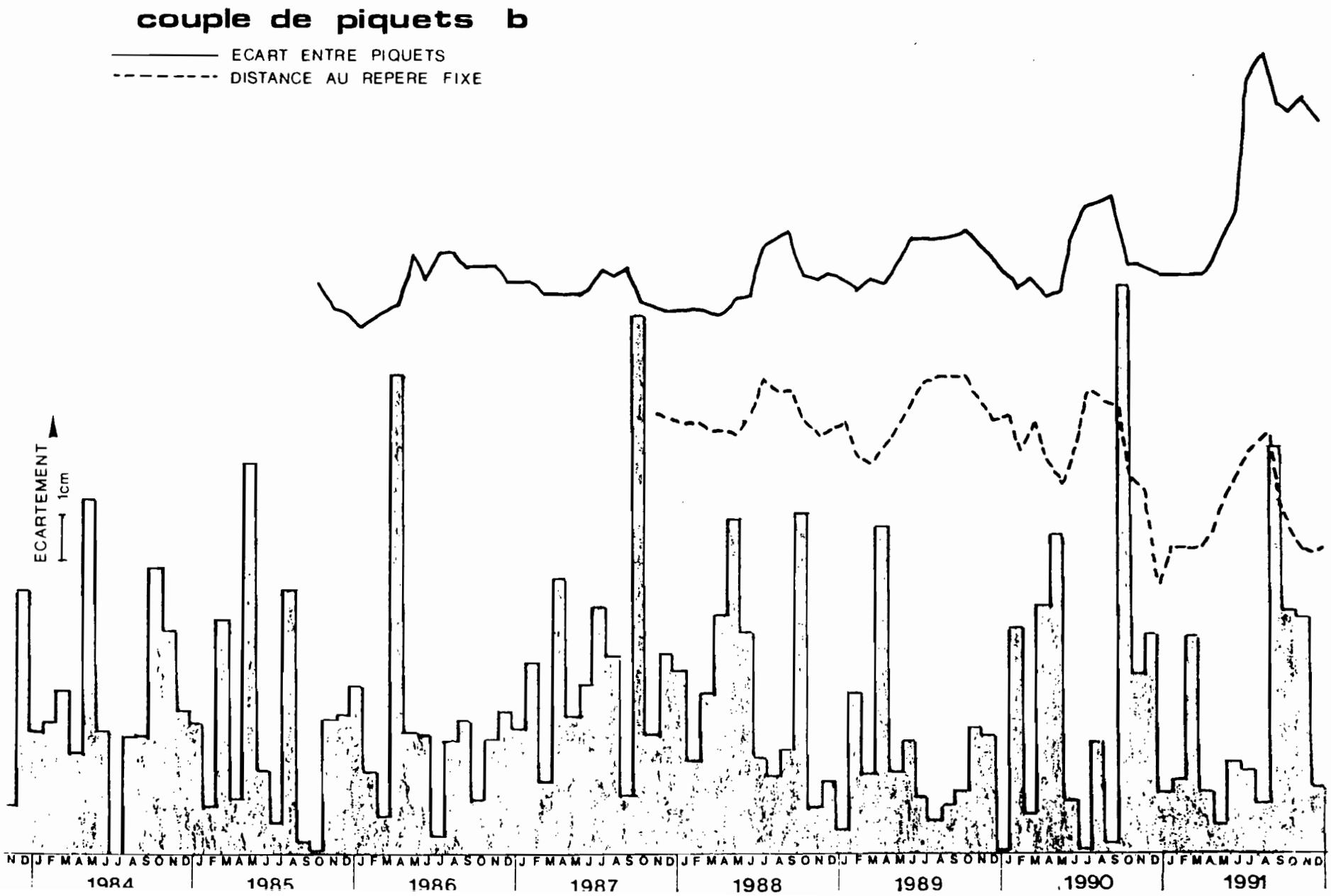
Site de Vaulouve

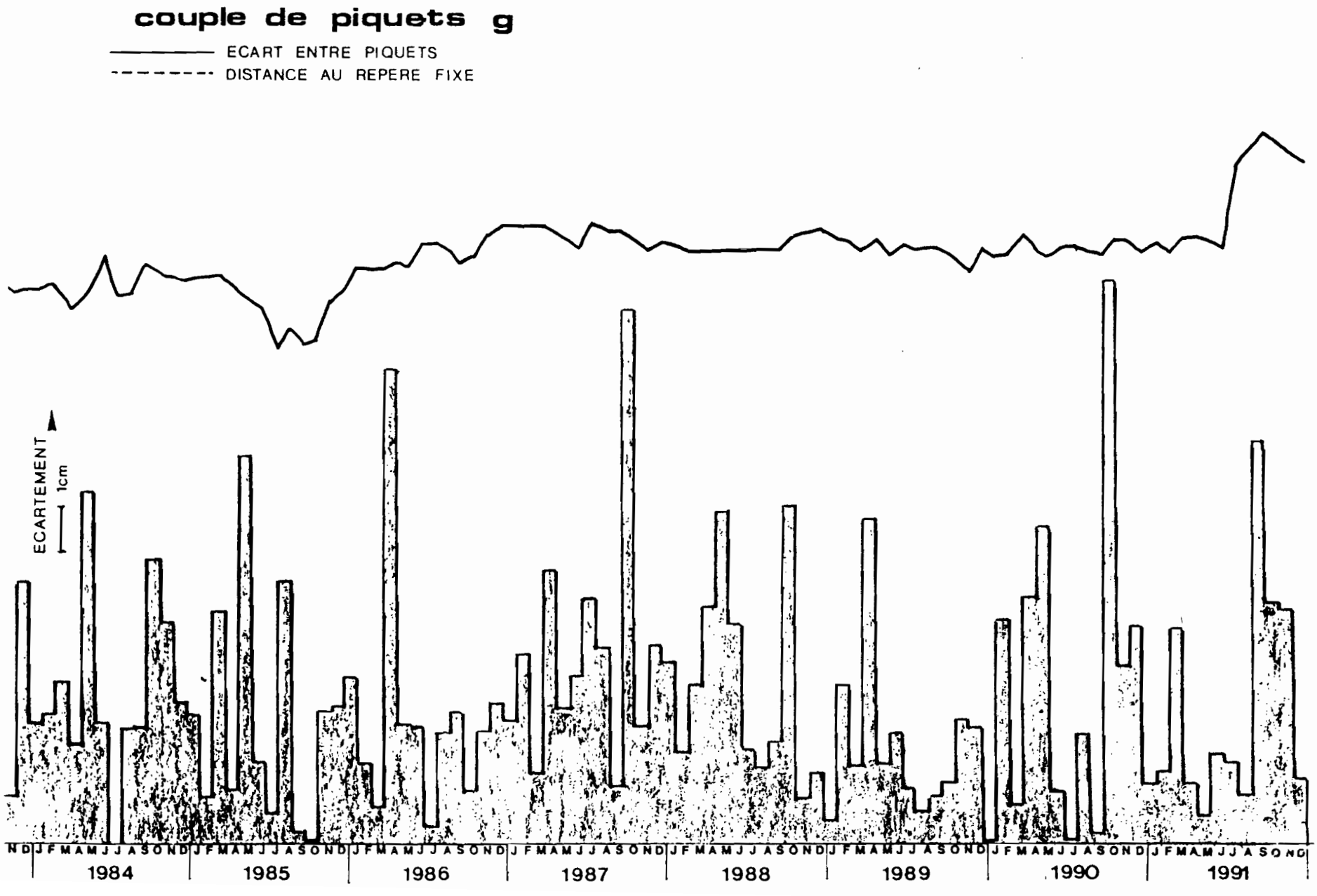
ANNEXES A4-1 A A4-22: EVOLUTION DES MOUVEMENTS DES COUPLES DE PIQUETS DU VERSANT EXPERIMENTAL DE COURRIAU

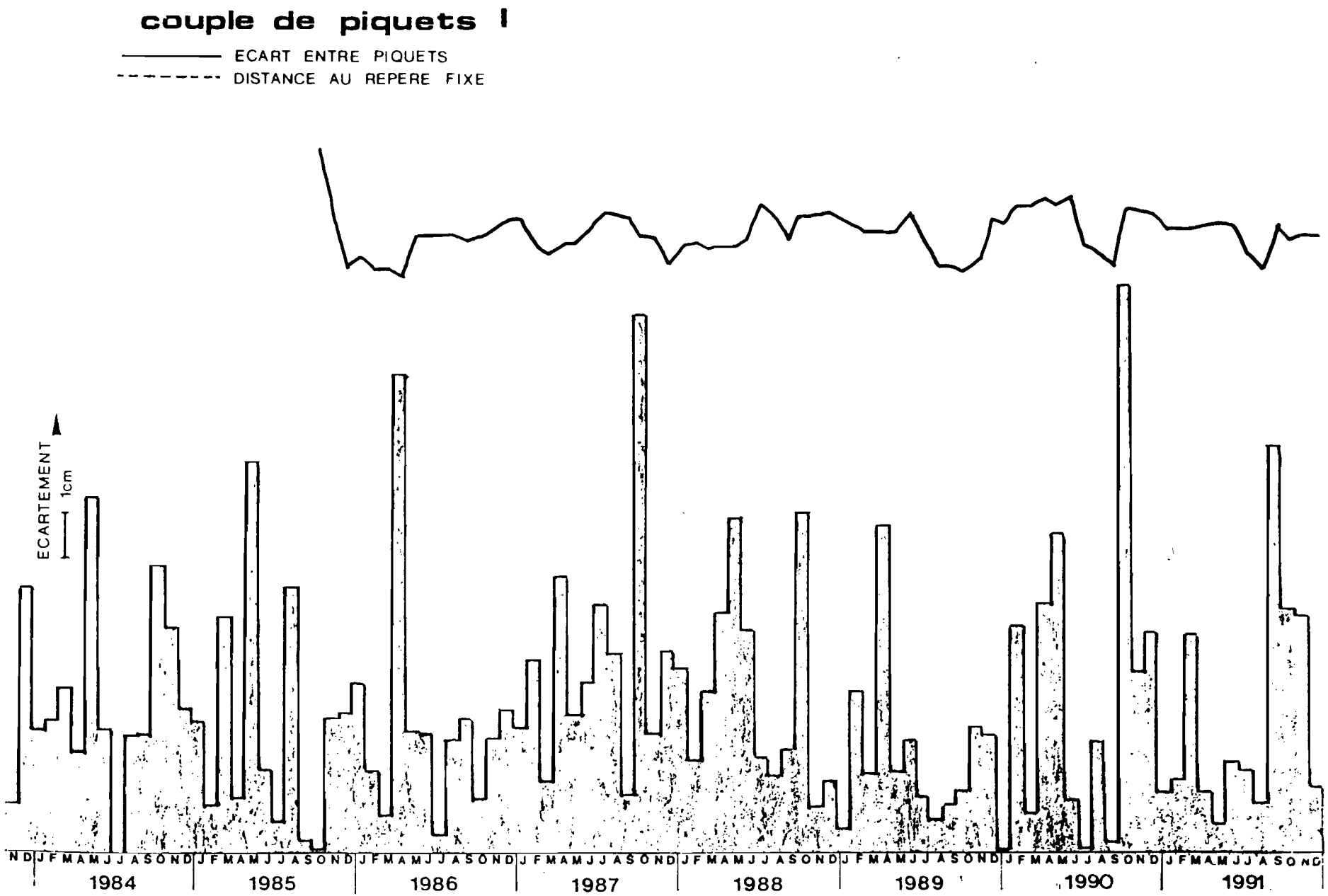
- les colonnes indiquent la pluviométrie du mois concerné

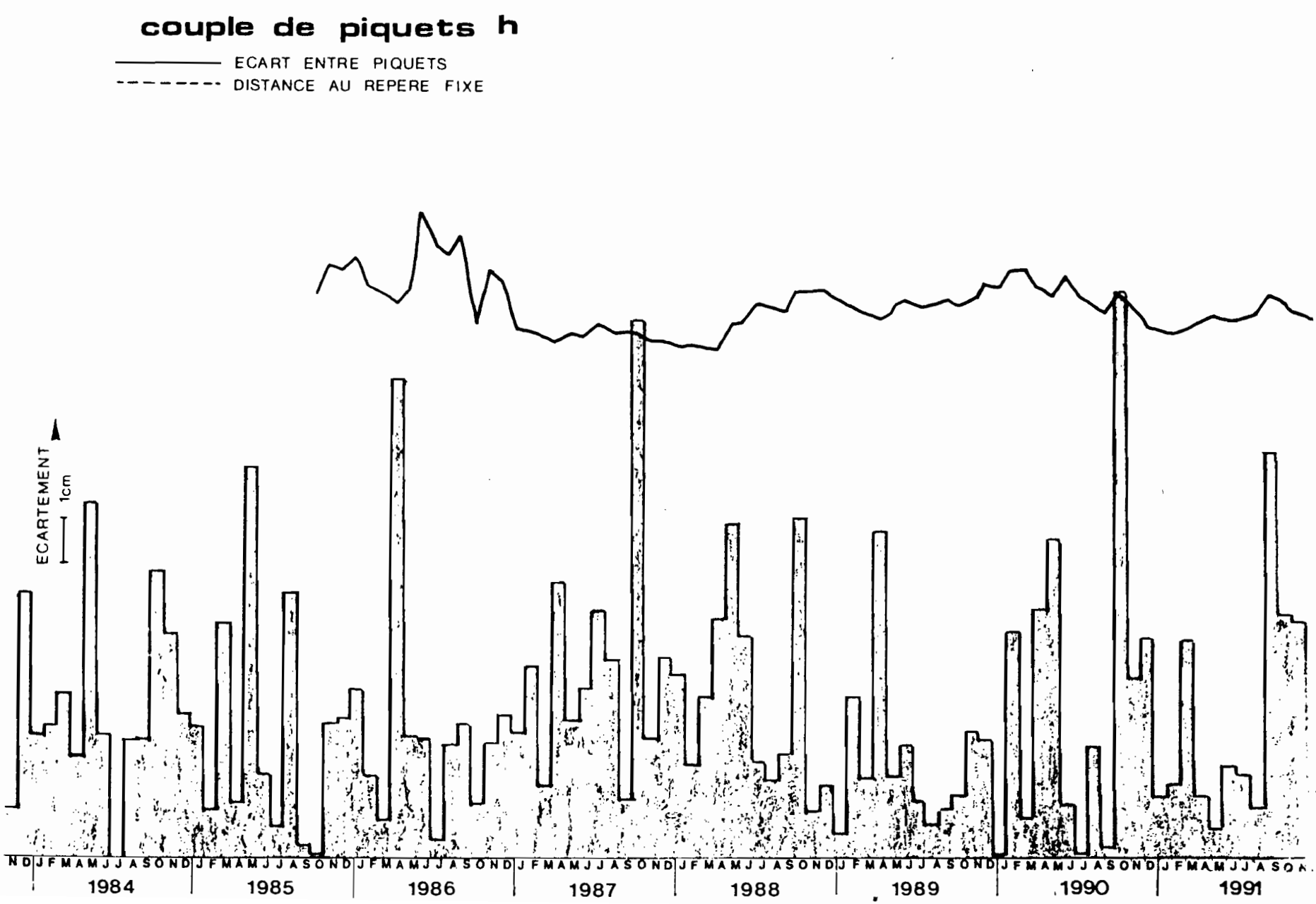
- la ligne continue indique l'évolution de la distance entre les piquets

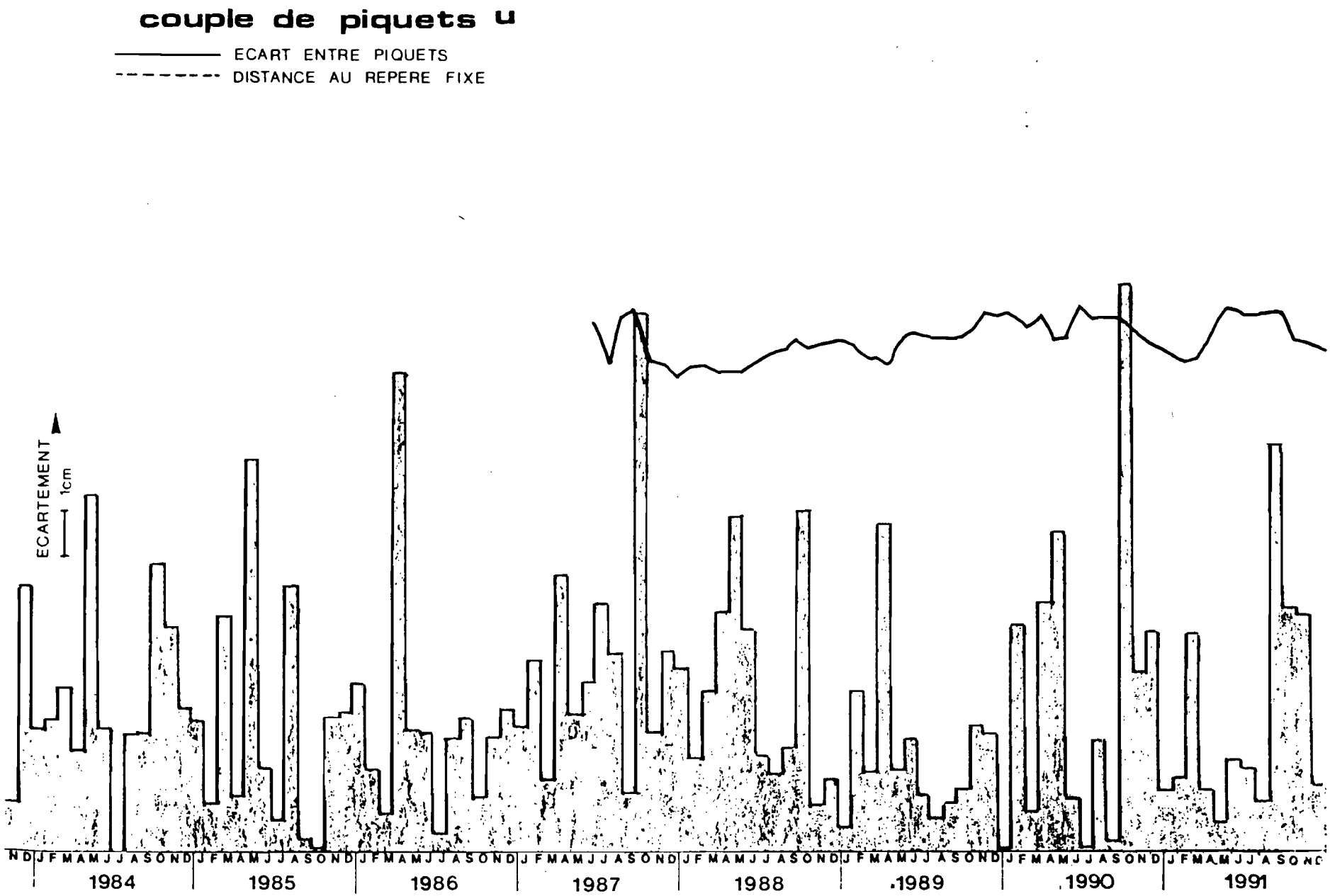
- la ligne brisée indique l'évolution de la distance entre le piquet fixe et le plus proche des deux piquets du couple;

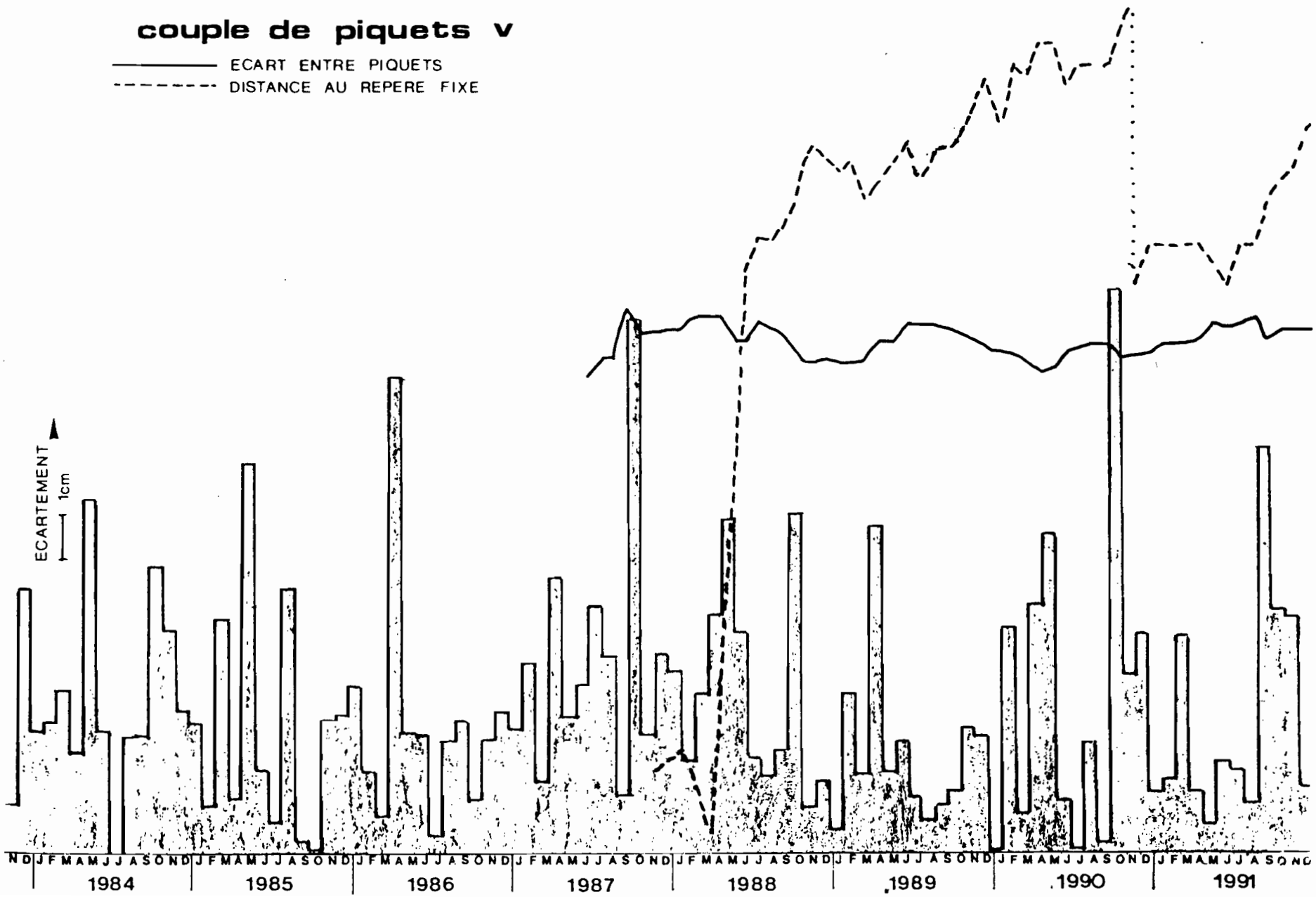

couple de piquets b
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

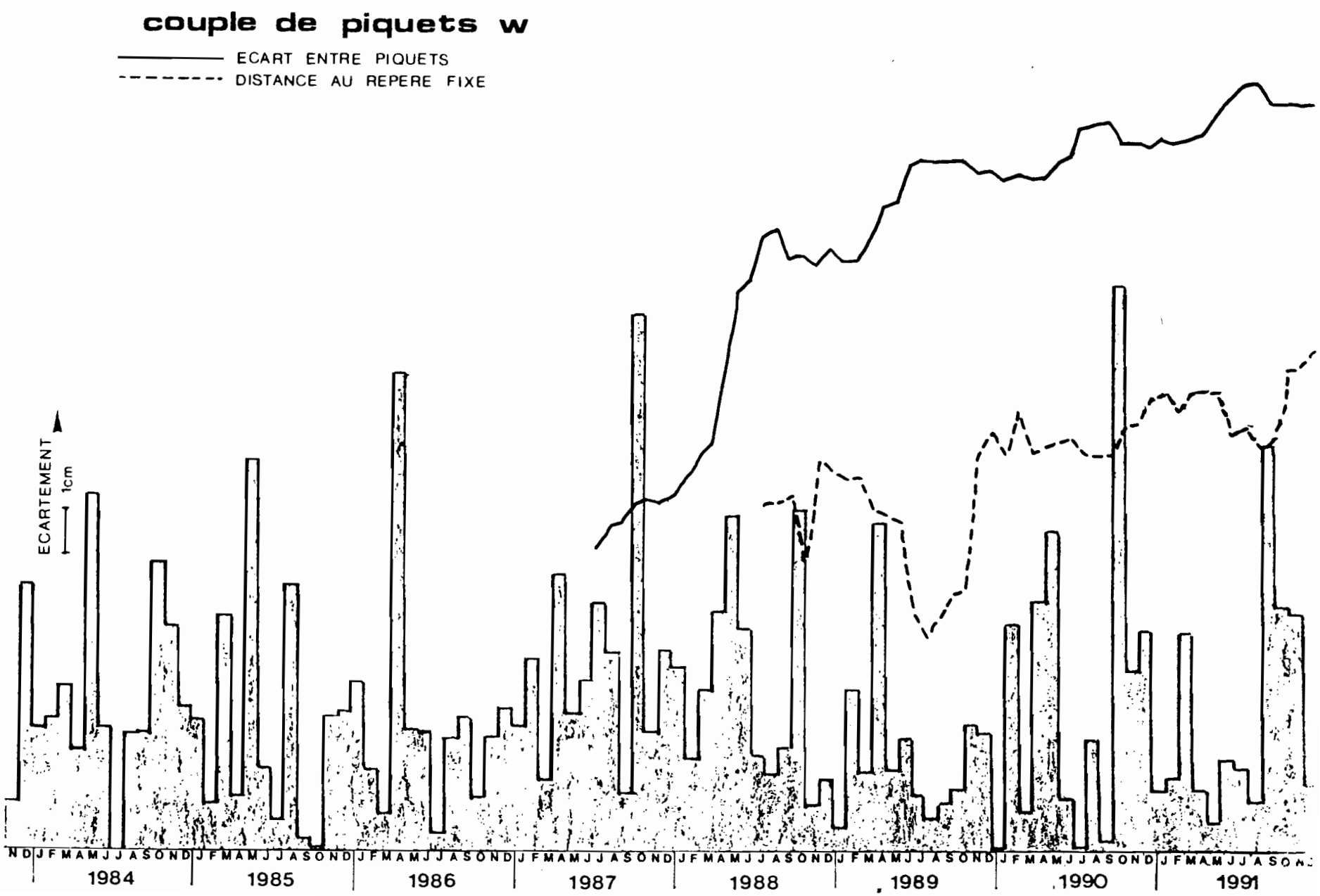

couple de piquets g
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

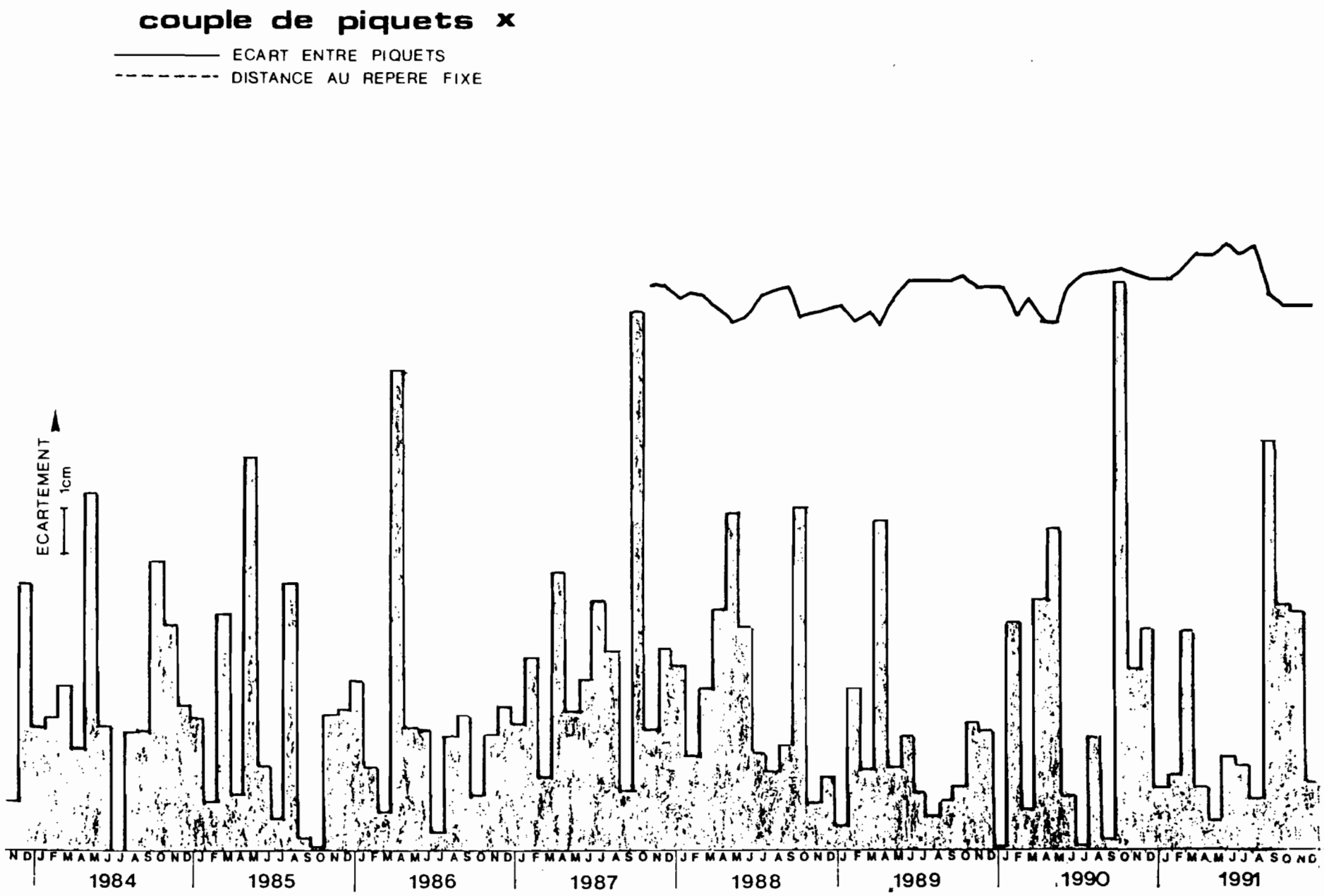

couple de piquets I
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

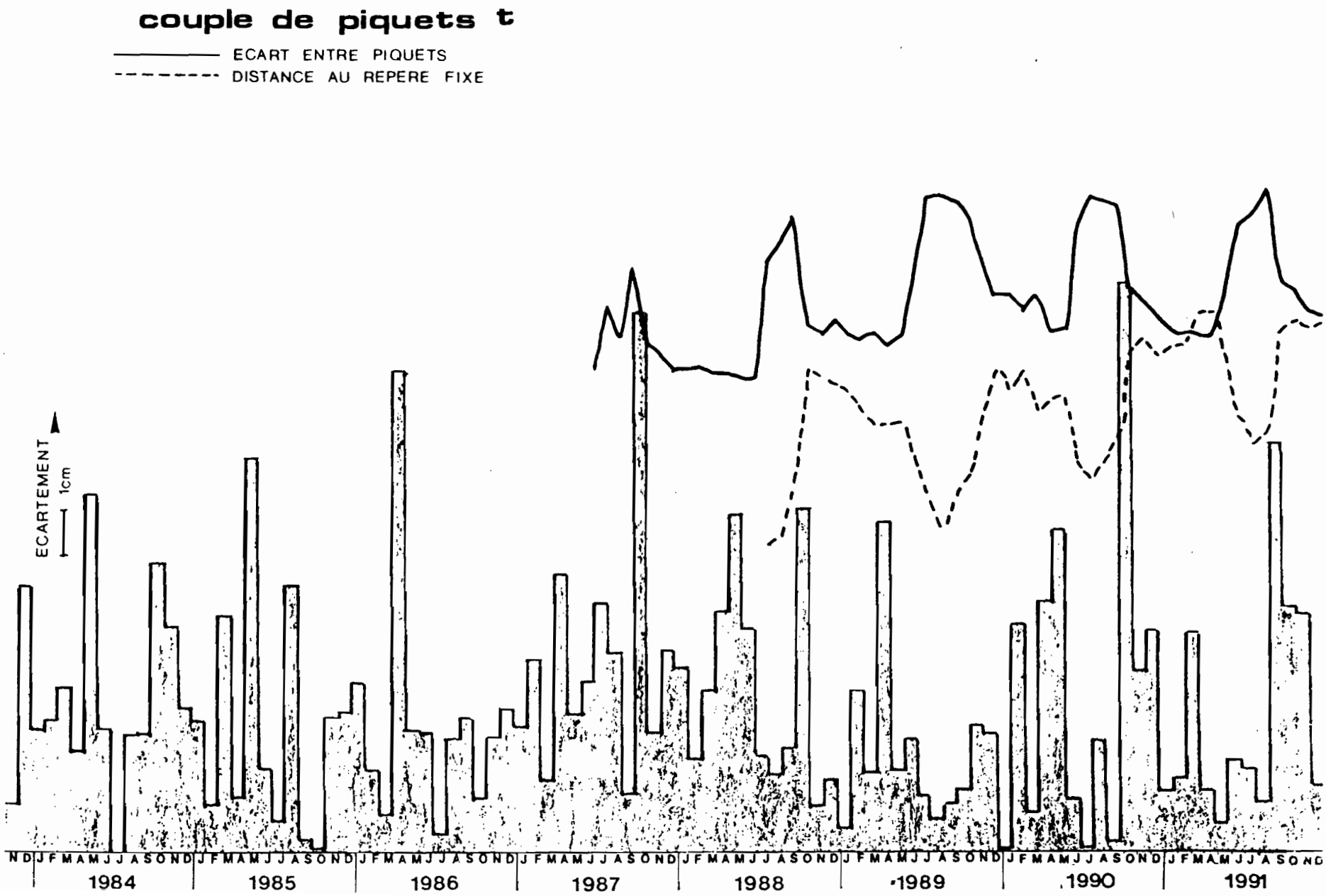

couple de piquets h
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

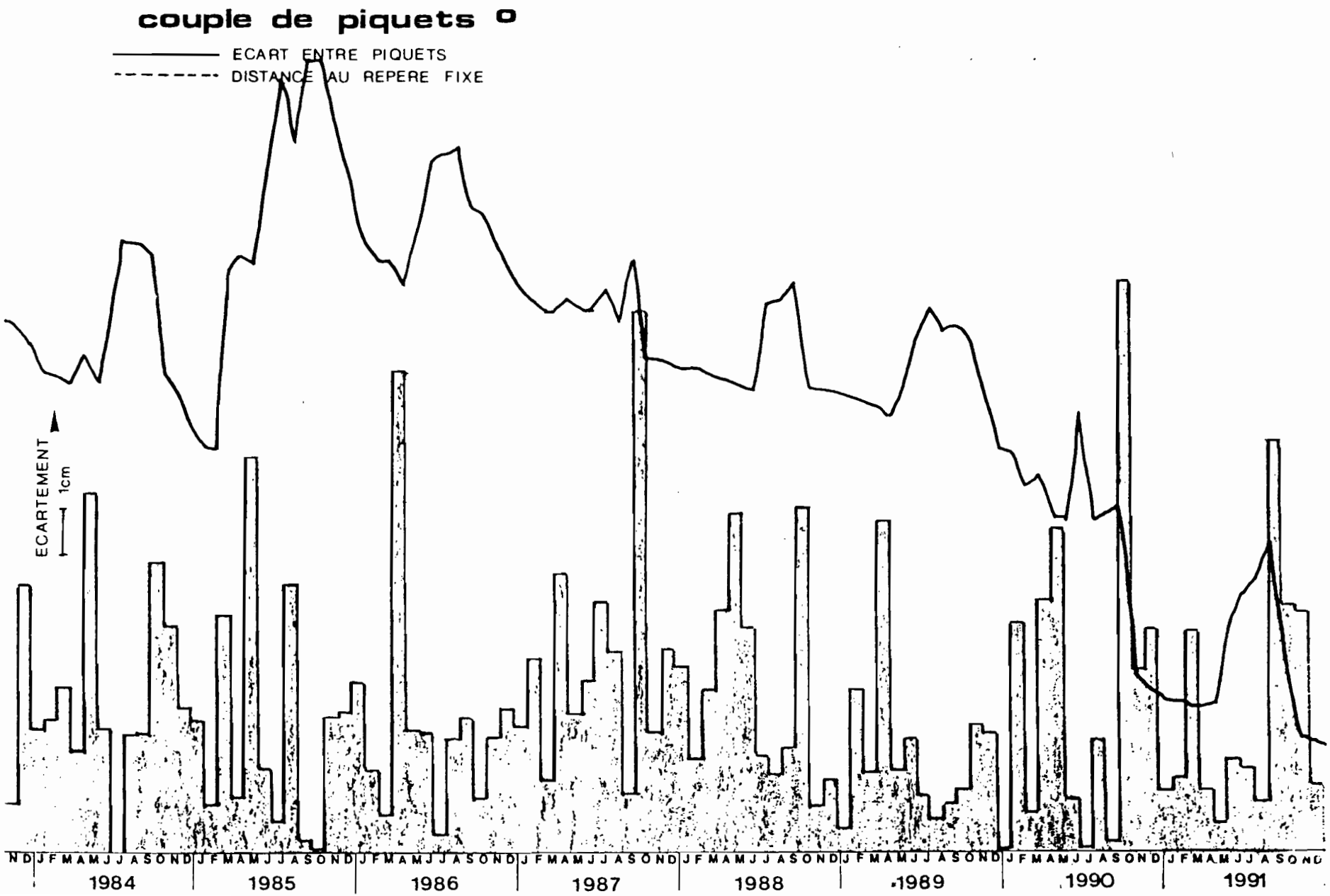

couple de piquets u
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
ND J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

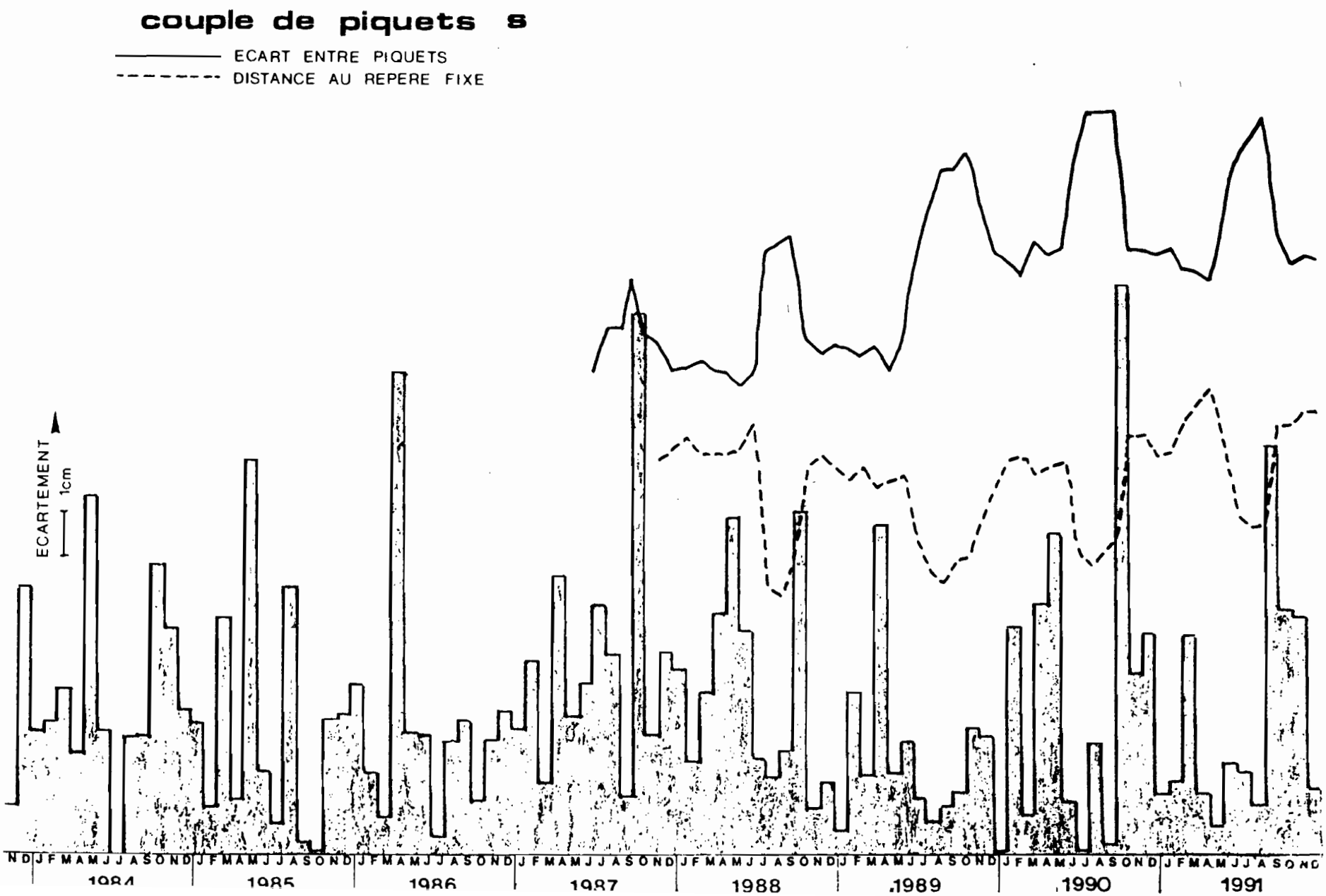

couple de piquets v
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

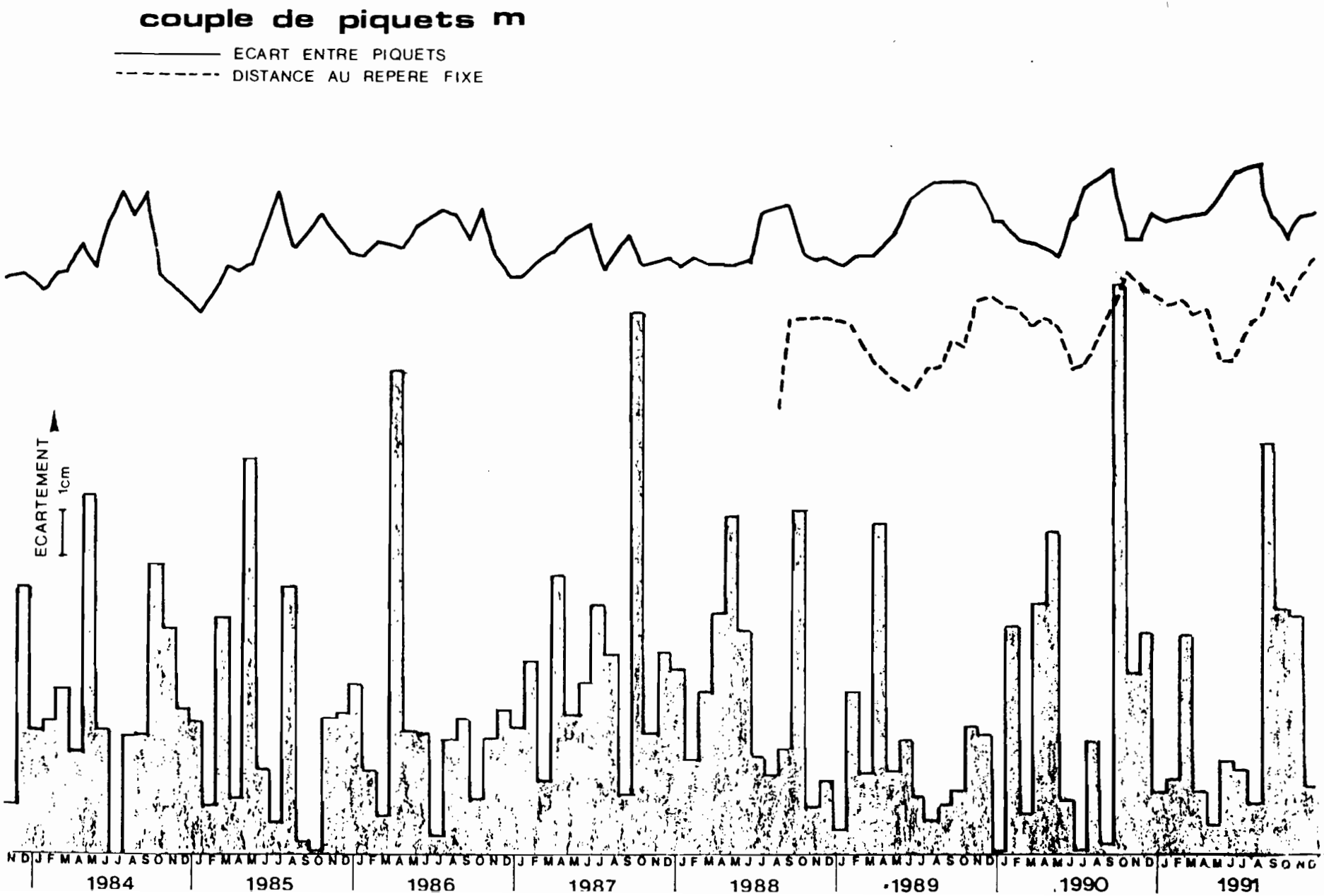

couple de piquets w
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

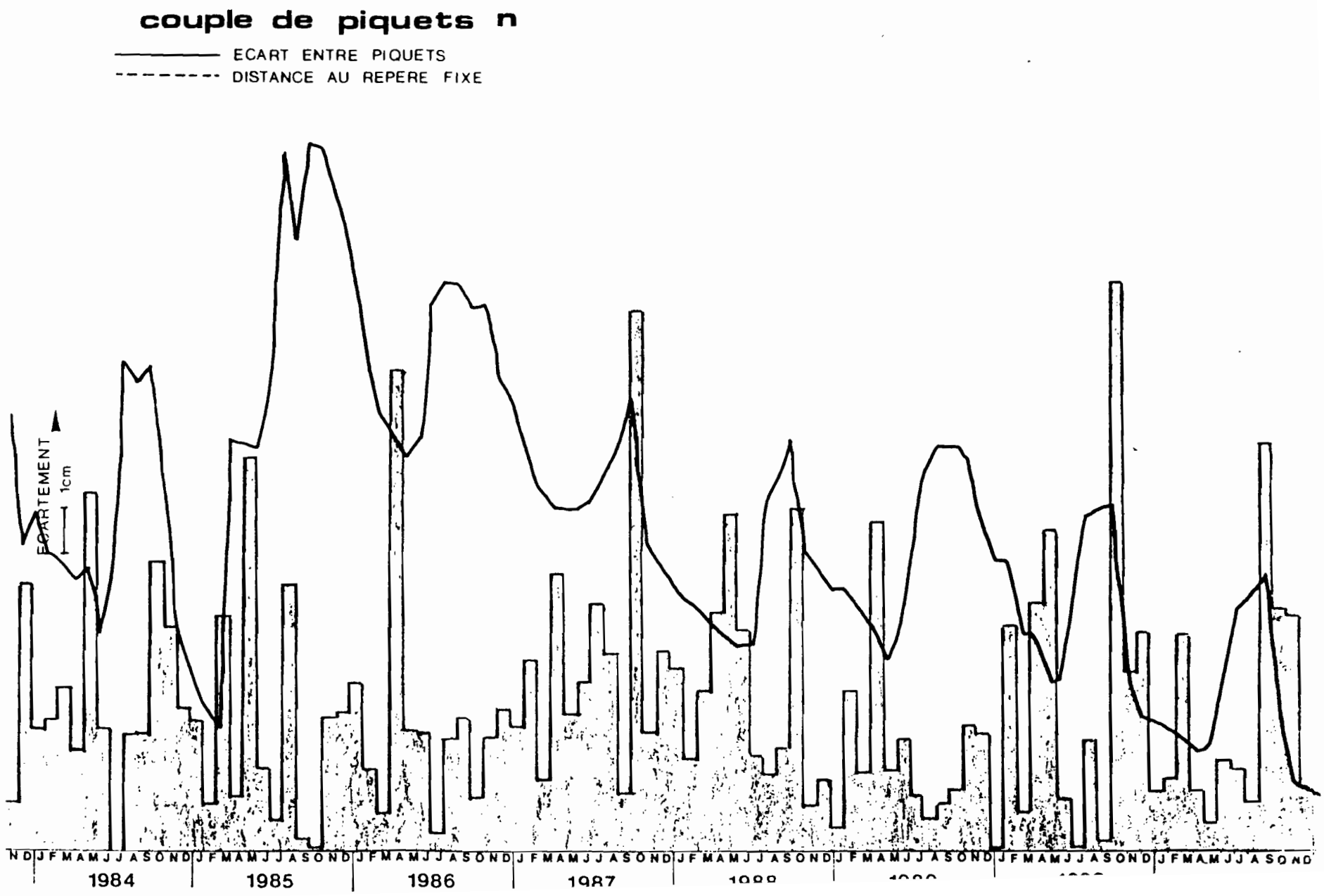

couple de piquets x
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

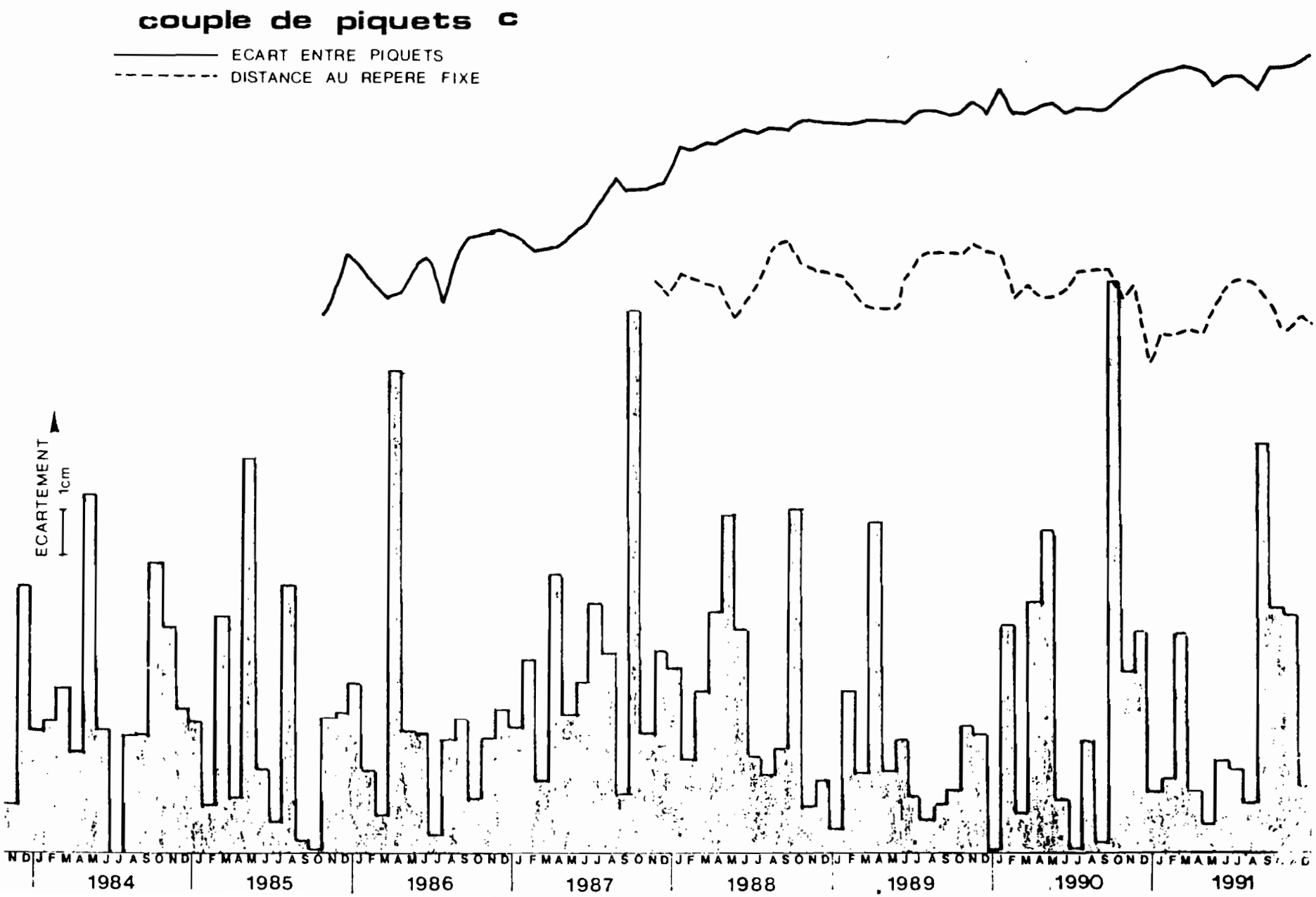

couple de piquets t
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

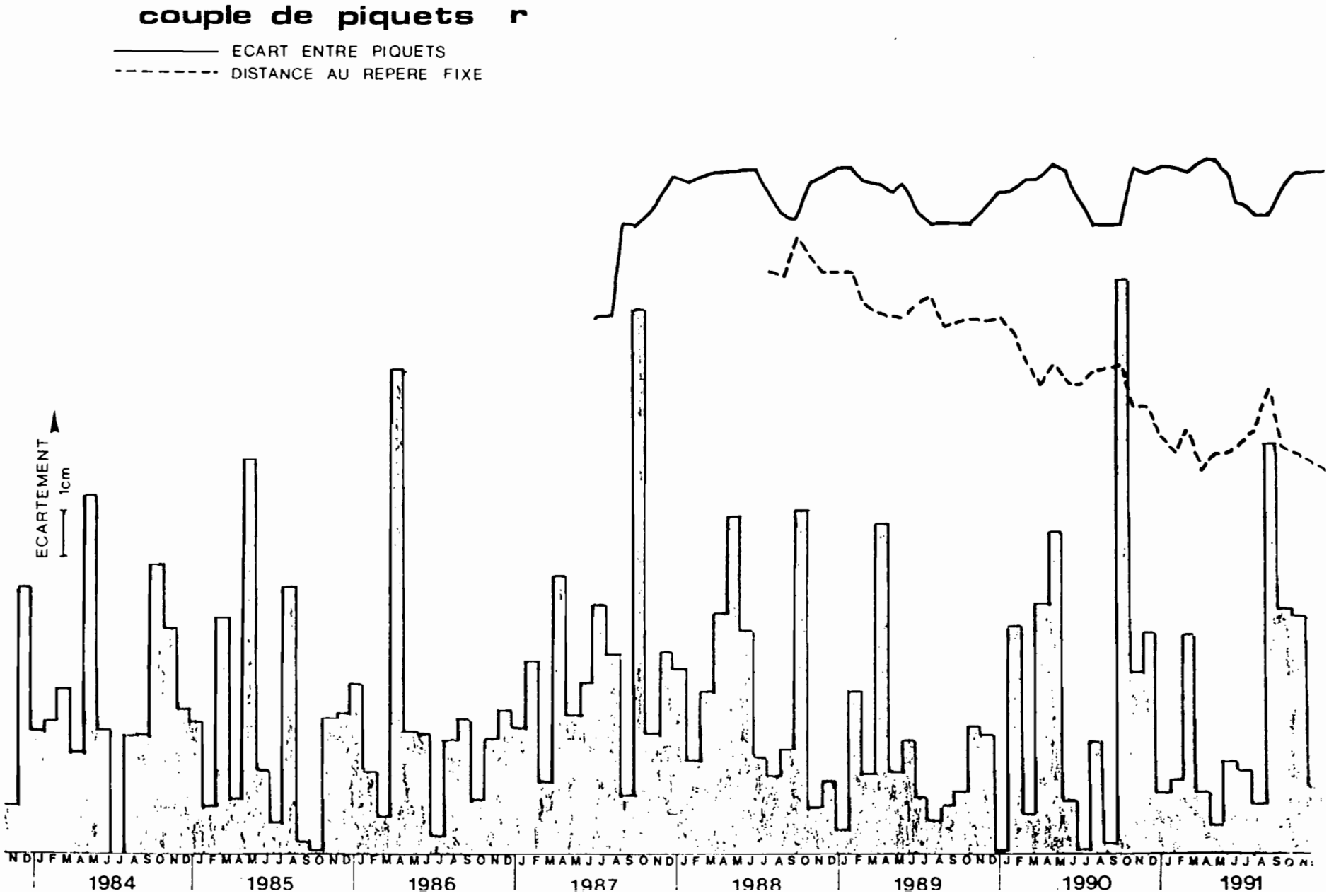

couple de piquets °
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

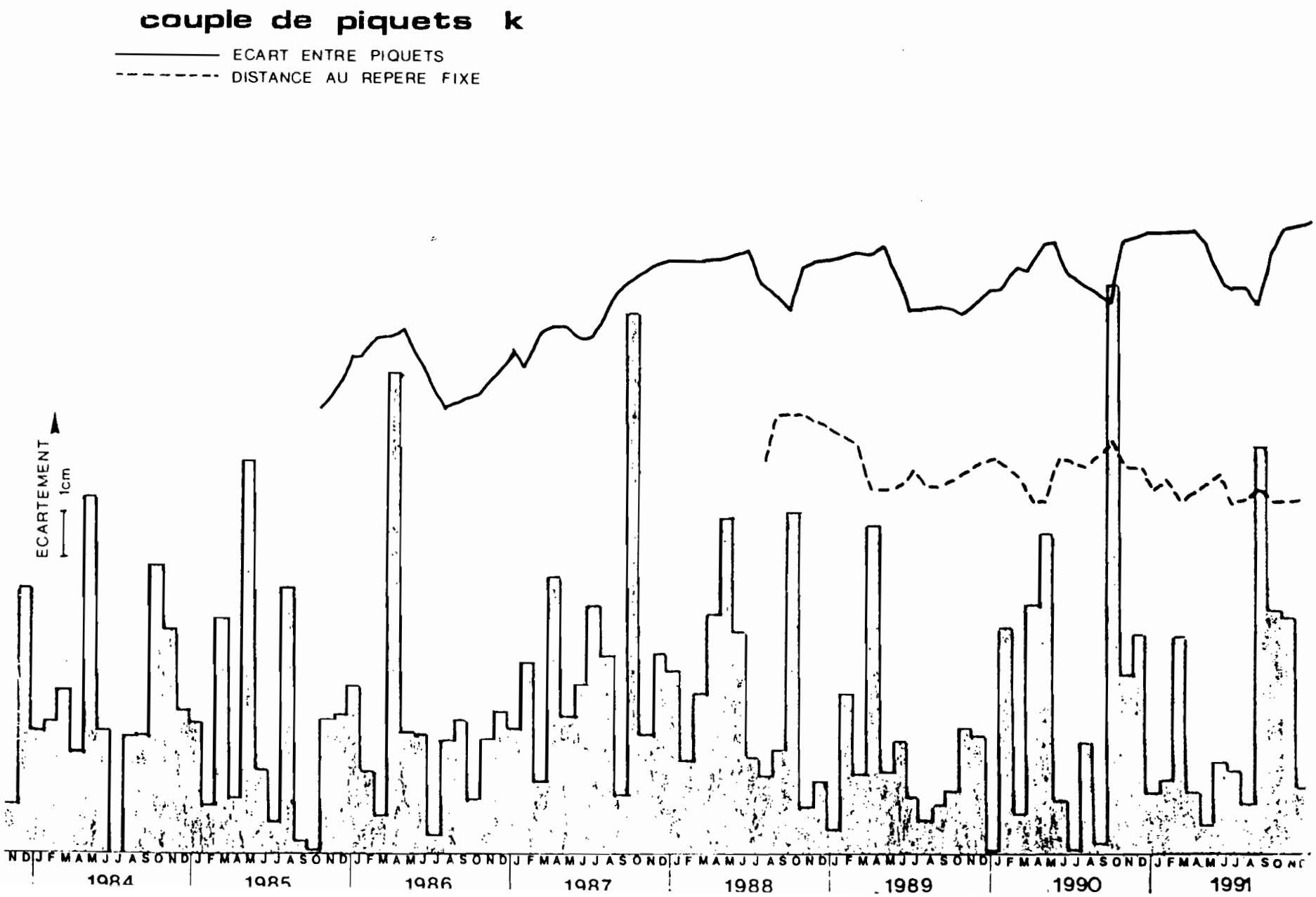

couple de piquets s
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

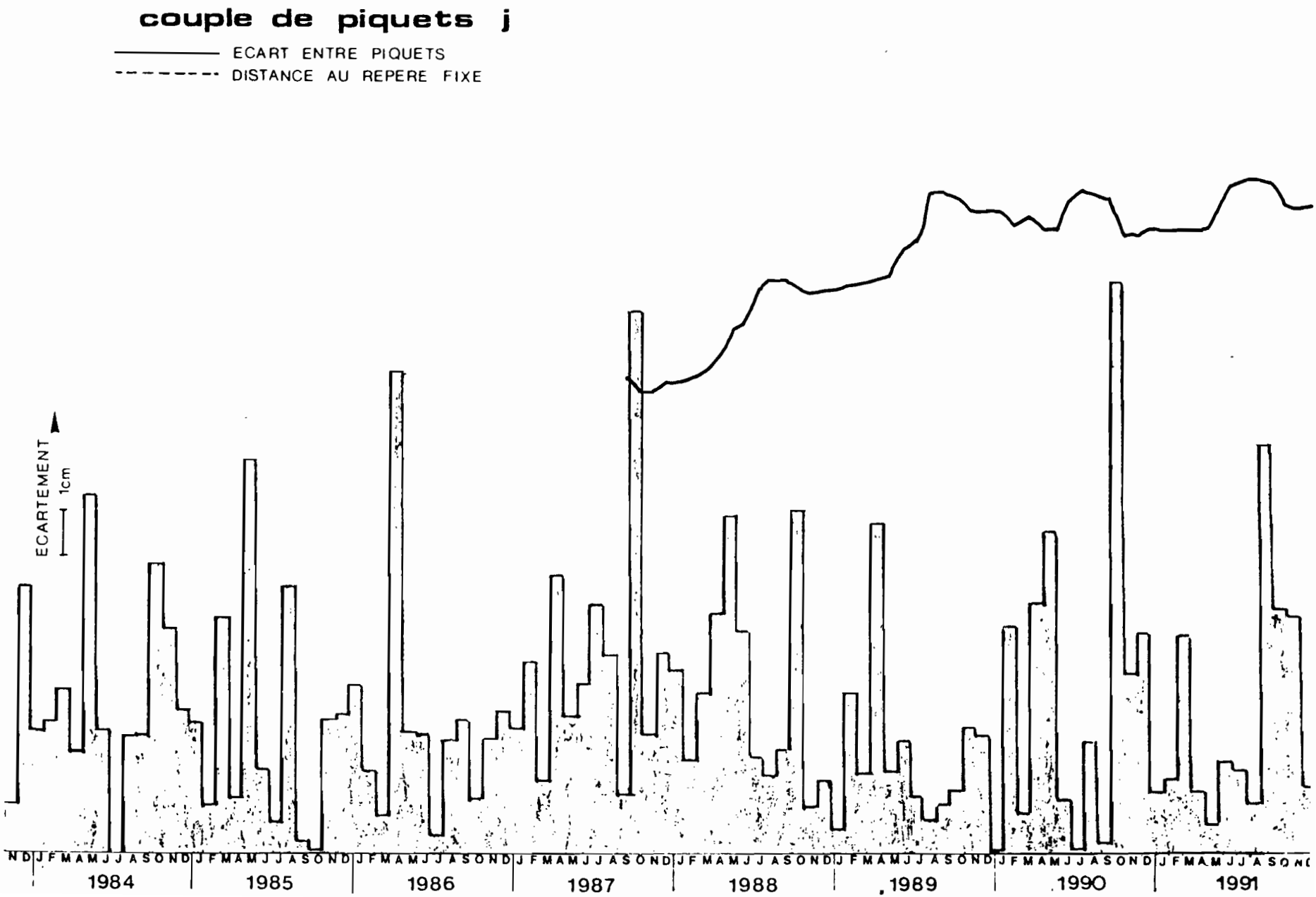

couple de piquets m
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
ND J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

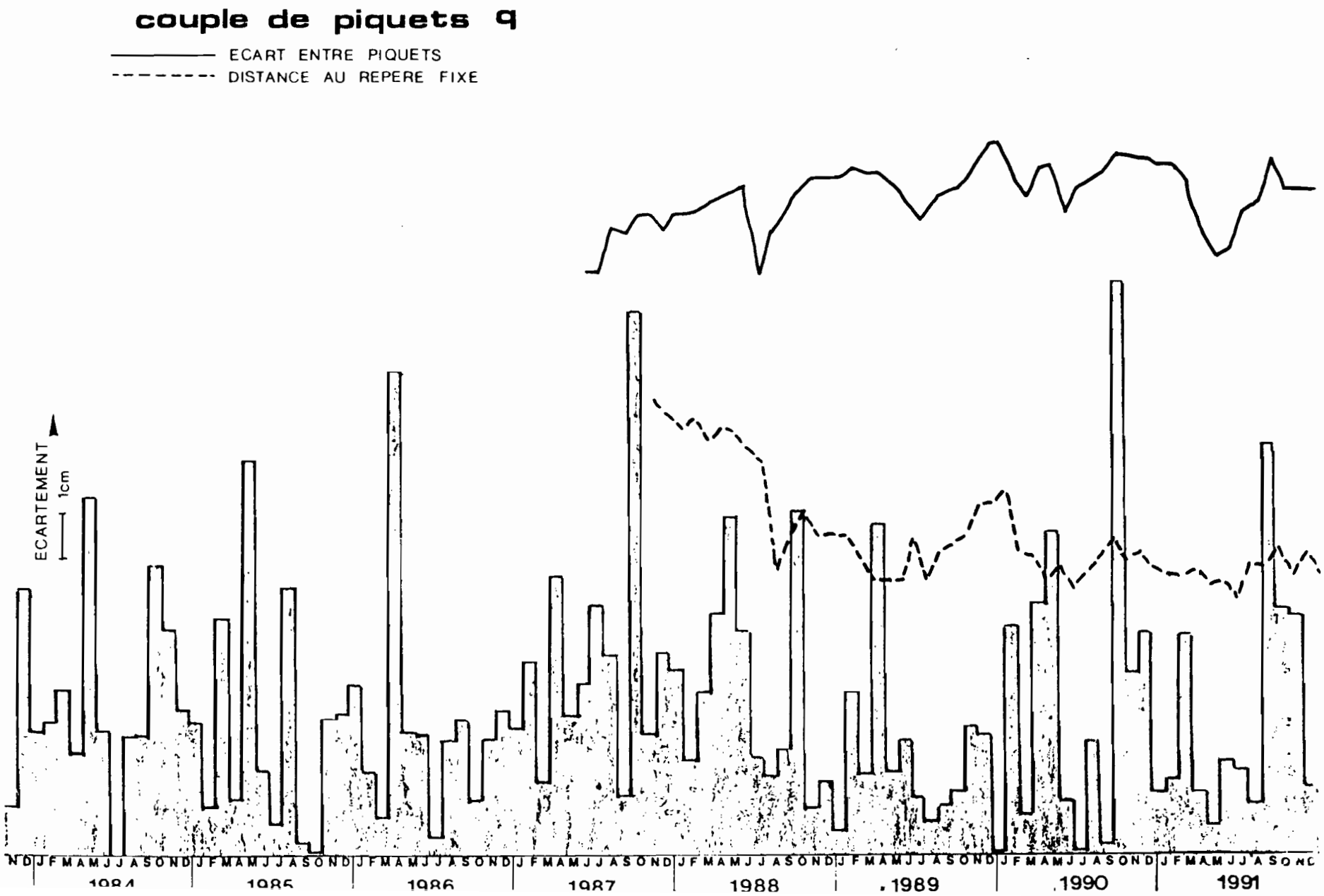

couple de piquets n
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987

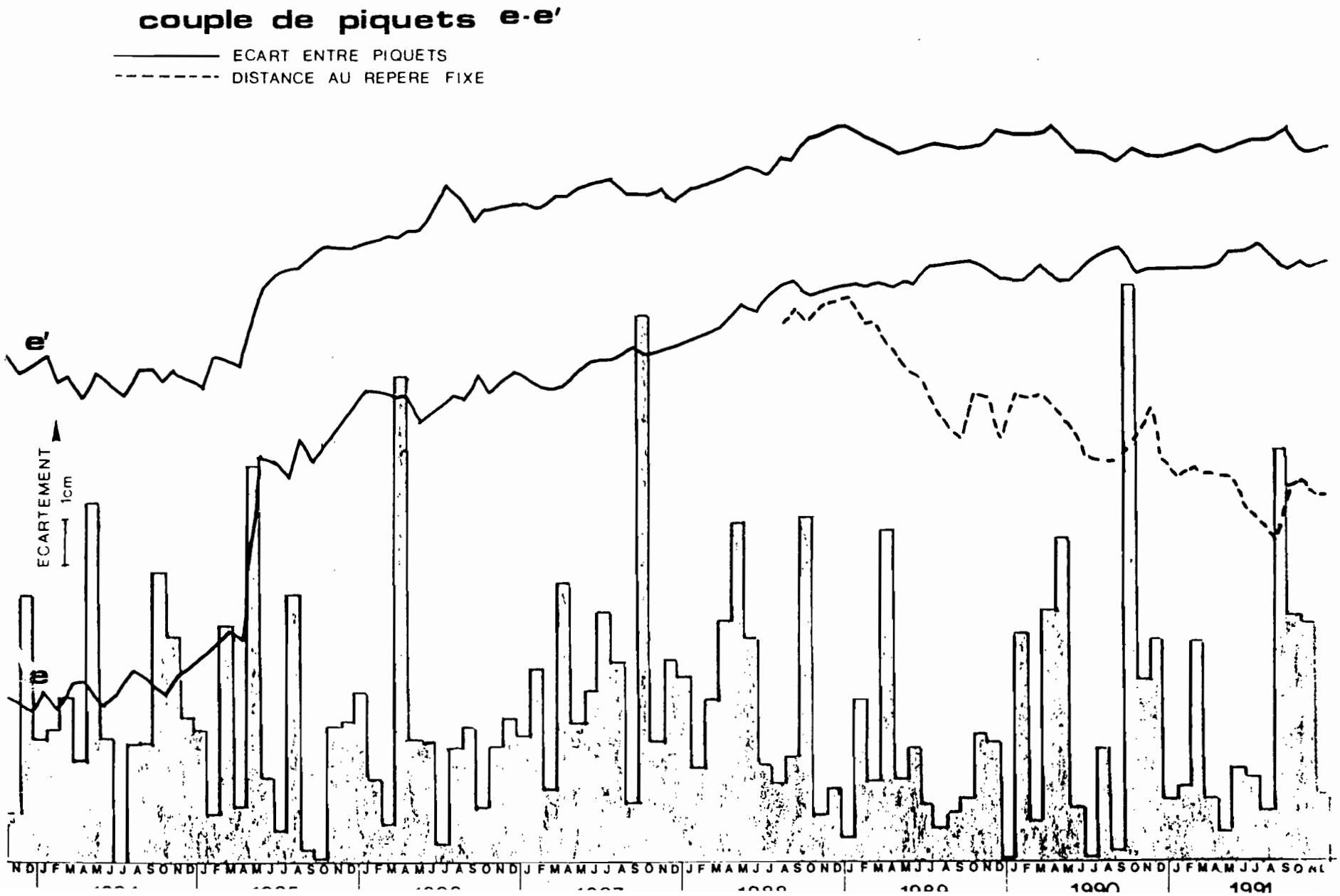

couple de piquets c
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

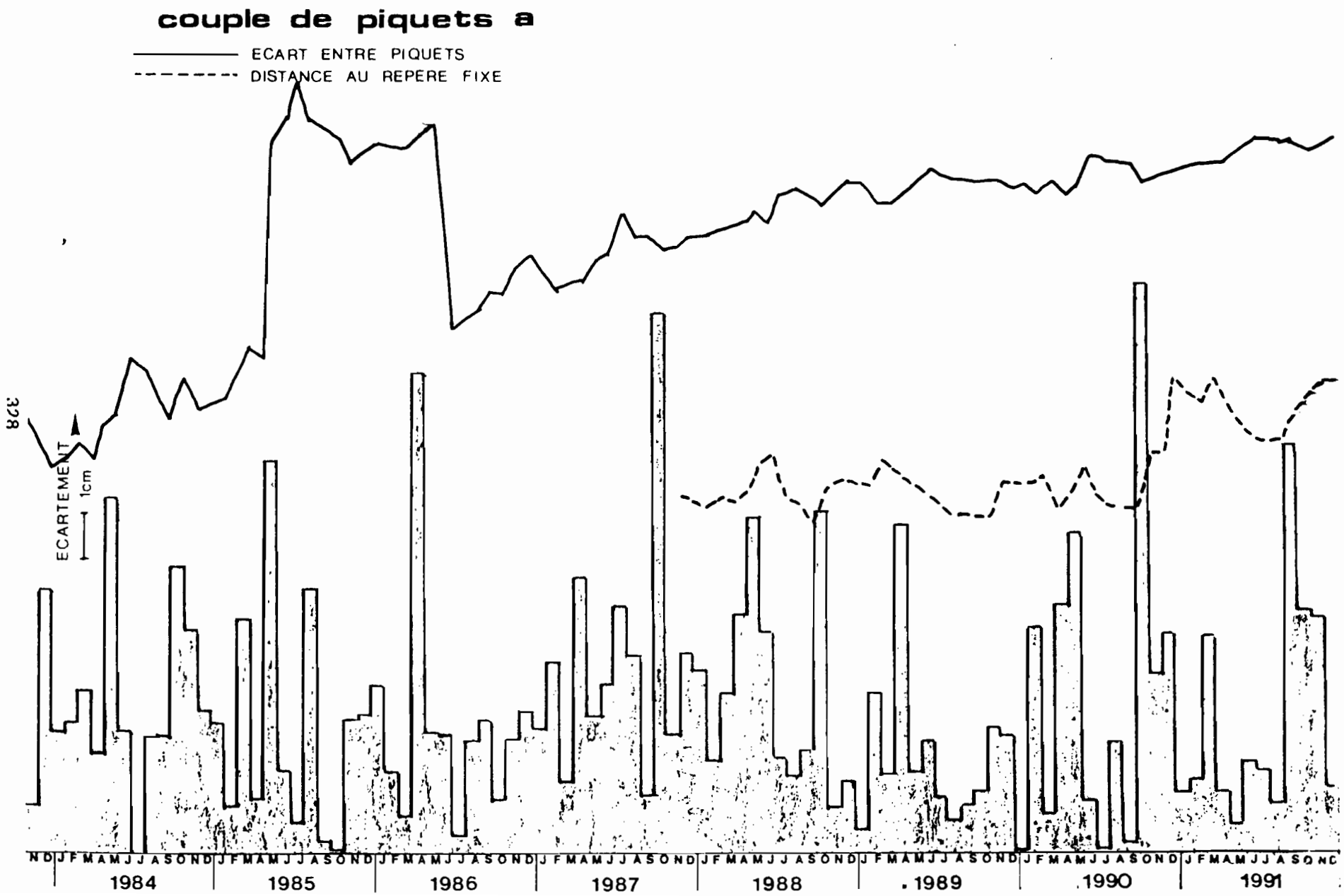

couple de piquets r
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

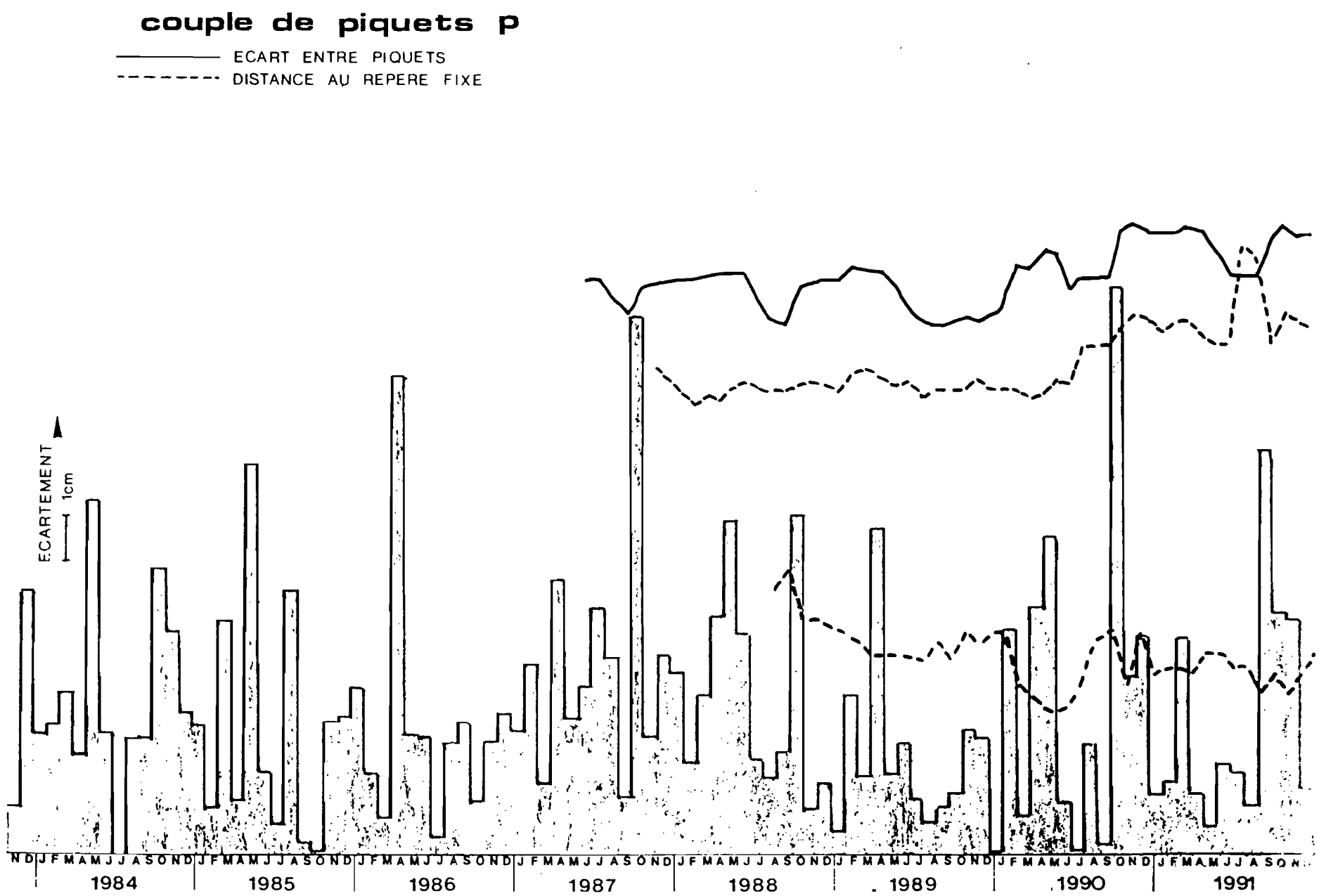

couple de piquets k
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

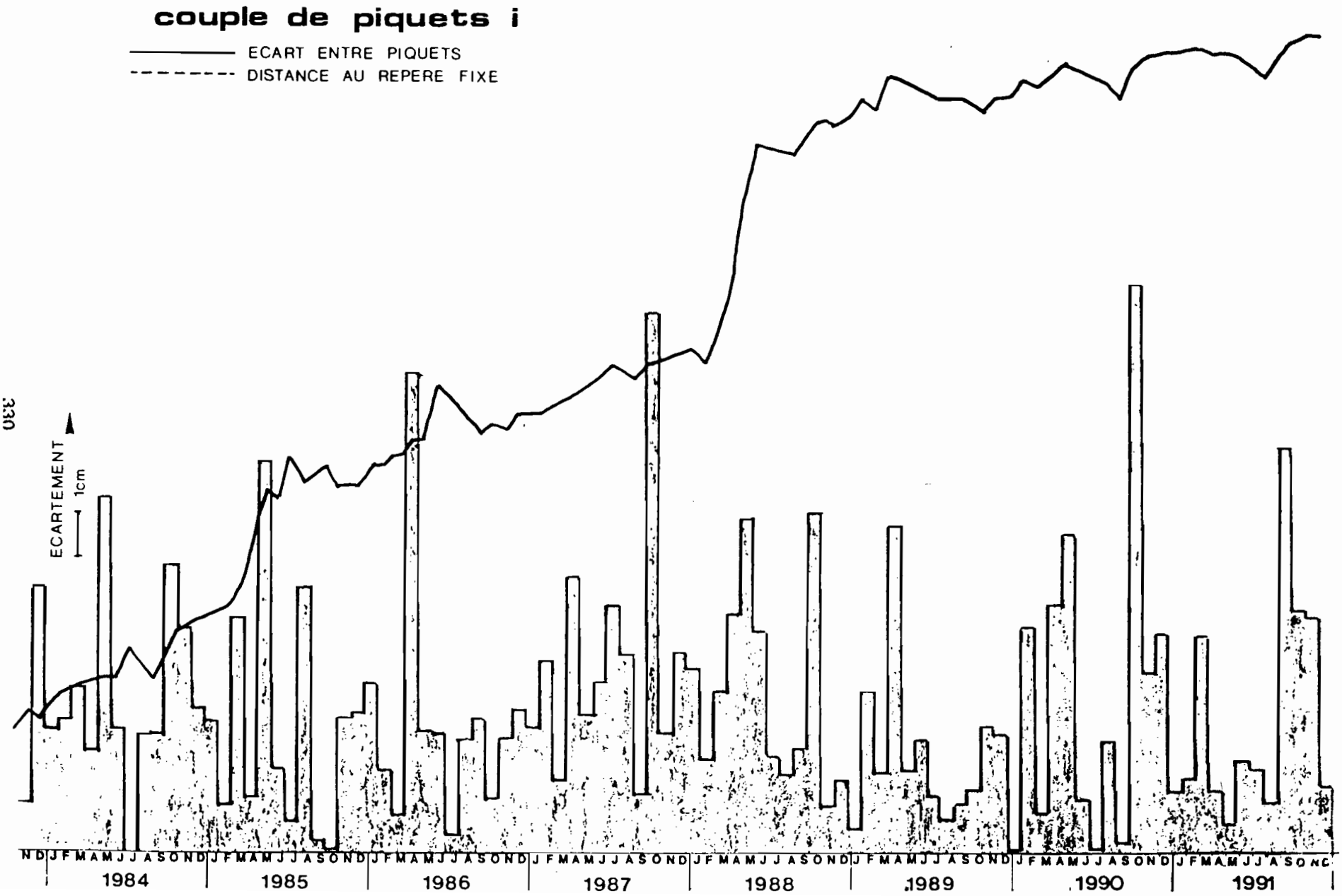

couple de piquets j
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991


couple de piquets 9
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
ND J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

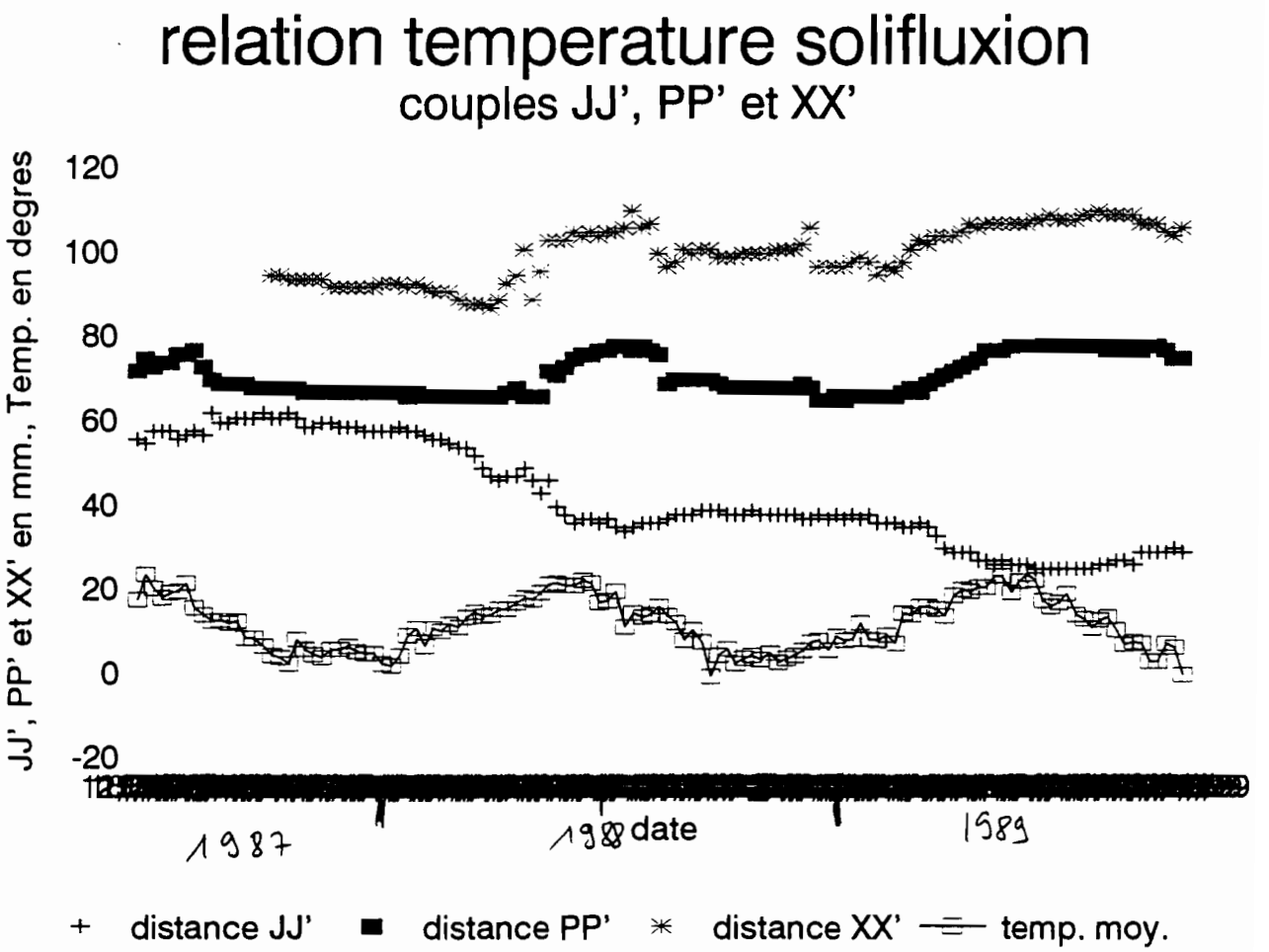

couple de piquets e-e'
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
e'
e
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1990
1991


couple de piquets a
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

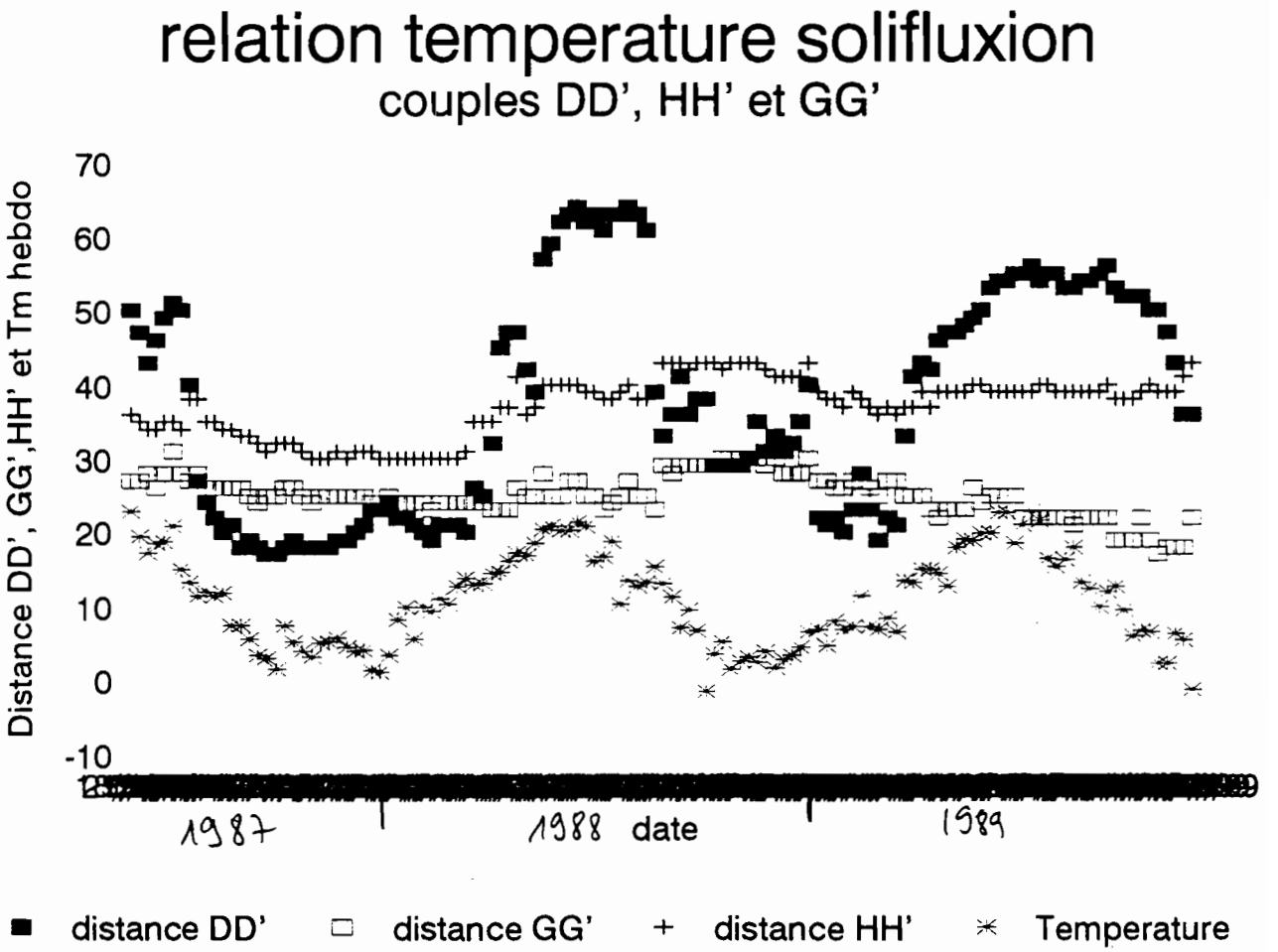

couple de piquets p
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991


couple de piquets i
ECART ENTRE PIQUETS
DISTANCE AU REPERE FIXE
ECARTEMENT
1cm
N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N D J F M A M J J A S O N C
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991

ANNEXE A3-23: RELATION TEMPERATURE/SOLIFLUXION DES COUPLES JJ', PP' ET XX'



ANNEXE A4-24: RELATION TEMPERATURE/SOLIFLUXION DES COUPLES DD', HH' ET GG'



ANNEXES A4-25: REPONSE DE L'INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE STRASBOURG

UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR (Strasbourg 1)

INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE STRASBOURG

Ecole et Observatoire de Physique du Globe

H. Haessler - 88 41 63 80

Mme: Luc DESCROIX

Pas de séisme du 11 au 18 Juillet 1988 dans la région indiquée des Alpes du Sud -

HYETOGRAMME DES AVERSES D'UN FICHIER TYPE OEDIPE
****

Edition du : 04-04-1980
à : 00:17

Fichier : ORPI9491

Averse n° 78 — Début le 8/ 3/1991 à 2h58'51 — Fin le 8/ 3/1991 à 23h32'30 — Pluie = 69 mm — Durée : 20h 33' 39

Intensités élémentaires

HMS base	int mm/h	HMS base	int mm/h	HMS base	int mm/h	HMS base	int mm/h	HMS base	int mm/h	HMS base	int mm/h	HMS base	int mm/h	HMS base	int mm/h	HMS base	int mm/h
2h58'51	1.3	3h22' 1	1.3	3h45'11	1.3	4h 1'[illegible]	2.4	4h14'[illegible]	2.5	4h26'41	3.1	4h3[illegible]'30	3.1	4h46'[illegible]	[illegible]		
5h 2'55	2.7	5h13'50	2.9	5h24' 4	4.4	5h30'50	3.9	5h38'31	3.7	5h46'38	4.9	5h52'43	2.7	6h 3'16	[illegible]		
6h11'55	3.8	6h19'48	2.8	6h30'36	3.2	6h40' 3	1.8	6h57' [illegible]	1.7	7h14'28	2.7	7h25'41	0.9	8h 0' 2	[illegible]		
8h32'28	1.1	8h59' 0	2.4	9h11'31	3.0	9h21'33	2.8	9h32' 5	4.0	9h39'33	5.2	9h45'22	3.9	9h52'5[illegible]	[illegible]		
10h 6' 3	4.7	10h12'22	4.7	10h18'49	3.9	10h26'25	3.2	10h32'11	5.1	10h38' 7	7.3	10h41'21	5.8	10h45'33	[illegible]		
10h49'34	5.4	10h55' 8	4.4	11h 1'56	4.5	11h 8'[illegible]	7.4	11h1[illegible]'38	4.8	11h18'56	5.3	11h24'35	4.8	11h30'48	[illegible]		
11h36'25	4.7	11h42'46	6.1	11h47'41	5.2	11h53'28	5.5	11h58'56	7.5	12h 2'55	6.8	12h 7'20	6.0	12h12'16	[illegible]		
12h15'56	5.9	12h21' 2	5.4	12h26'34	5.1	12h32'28	7.8	12h36'18	6.7	12h40'45	6.4	12h45'25	7.9	12h49'14	[illegible]		
12h54'58	4.7	13h 1'17	4.9	13h 7'25	5.7	13h12'39	7.4	13h16'42	6.3	13h21'28	4.4	13h25' 2	7.5	13h29' 2	[illegible]		
13h33'43	7.2	13h37'52	11.2	13h40'33	7.6	13h44'21	7.3	13h48'36	7.0	13h52'52	6.9	13h57'12	5.9	14h 2'17	[illegible]		
14h 6'30	6.0	14h11'28	6.8	14h15'52	6.4	14h20'35	5.7	14h25'52	4.6	14h32'24	4.2	14h39'29	5.1	14h45'23	[illegible]		
14h52'53	4.3	14h59'50	4.9	15h 6' 1	5.1	15h11'54	3.4	15h20'48	4.3	15h27'48	4.9	15h33'53	4.1	15h41'[illegible]	[illegible]		
15h47'44	4.2	15h54'52	4.5	16h 1'31	3.5	16h10' 2	3.4	16h18'54	3.7	16h27' 0	6.0	16h31'58	4.1	16h39'17	[illegible]		
16h47'44	2.8	16h58'30	5.8	17h 3'43	2.6	17h15'28	1.5	17h35' 4	6.6	17h39'36	6.3	17h44'21	3.0	17h54'15	[illegible]		
18h 5'27	1.3	18h29'12	1.1	18h57'25	2.5	19h 9'22	2.1	19h23'46	1.3	19h46'31	1.2	20h11' 4	2.0	20h25'56			
20h51'35	2.4	21h 1'18	3.4	21h13'10	4.3	21h20'12	5.5	21h25'38	3.9	21h33'18	2.7	21h44'13	3.1	21h55'39	[illegible]		
22h 5'50	4.2	22h12'58	4.3	22h20' 1	4.5	22h26'41	4.4	22h35'31	4.4	22h40'22	3.9	22h48' 1	3.9	22h55'41	[illegible]		
23h 5' 9	2.3	23h18'28	2.1	23h32'30													

Intensité maximale élémentaire : 11.2mm/h pendant 161 secondes

Intensités maximales pour une durée donnée

Durée (mn) :	inst.	1	5	10	15	20	30	60
Int. (mm/h) :	11.2	11.2	9.3	8.4	8.0	7.8	7.6	7.1

Hauteurs tombées avec une intensité supérieure aux seuils suivants :

Seuil (mm/h) :	5	10	15	20	25	30	40	50
Haut. (mm) :	25.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

ANNEXE A5-2 EQUATIONS DE REGRESSION ENTRE L'ECOULEMENT ET SES PARAMETRES EXPLICATIFS SUR PARCELLES A CHENEAUX

EQUATIONS DE REGRESSION ENTRE L'ECOULEMENT ET SES PARAMETRES EXPLICATIFS SUR PARCELLES A CHENEAUX

PARAMETRES

Ec = Energie Cinétique en kg/m²
E = Erosion en g/m²
P = Pluies en mm
IT = Indice thermique, somme des amplitudes thermiques journalières au dessus de + 5 degrés C.
JS = Nombre de jours secs préalables;

EQUATIONS	R^2
PARCELLE 1	
K = 2,7 Ec + 29,3	0,06
K = 0,1 E + 0,23	0,08
K = 0,02 Ec + 0,01 P + 1,68	0,06
K = 0,018 Ec + 0,01 P - 0,0006 IT + 1,77	0,06
K = 0,015 Ec + 0,007 P - 0,006 IT + 0,14 JS + 1,52	0,17
K = 0,018 Ec + 0,005 P - 0,002 IT + 0,62 log JS + 0,88	0,1
K = 0,015 Ec + 1,08 log P -0,006 IT + 0,13 JS + 0,35	0,18
K = 0,47 log Ec + 1,46 log P - 0,006 IT + 0,11 JS + 0,013	0,21
PARCELLE 2	
K = 0,37 Ec + 16,4	0,12
K = 0,4 Ec - 0,014 IT + 17,59	0,13
K = 0,4 Ec - 0,002 IT - 0,21 JS + 17,96	0,135
K = 0,048 P + 23,62	0,002
K = - 0,28 P + 0,55 Ec + 18,92	0,165
K = - 0,32 P + 0,61 Ec - 0,02 IT + 20,99	0,19
K = - 0,33 P + 0,62 Ec - 0,03 IT + 0,13 JS + 20,92	0,19
log K = 0,0072 P + 0,95	0,025
log K = - 0,004 P + 0,02 Ec + 0,79	0,12
K = 0,64 Ec - 0,29 P - 10,13 log IT + 36,1	0,22
K = 0,65 Ec - 0,29 P - 17,4 log IT + 0,39 JS + 45,7	0,24
K = 0,63 Ec - 0,27 P - 8,37 log IT - 1,09 log JS + 33,12	0,225
K = 0,93 Ec - 0,25 P -16 log IT + 0,31 JS + 38,2	0,36
K = 9,98 log P + 12,04	0,025
K = 0,38 Ec + 0,012 log P + 14,09	0,13
K = 0,18 log Ec + 18,03	0,07
K = - 0,042 P + 6,48 log Ec + 18,7	0,07

PARCELLE 3

K = 0,24 Ec + 5,97	0,2
K = 0,8 Ec + 0,31	0,26
K = 0,945 Ec + 0,33 P - 0,036 IT + 14,97	0,34
K = 0,88 Ec + 0,3 P - 0,075 IT + 0,83 JS + 14,71	0,375
K = 0,848 Ec + 21,67 log P - 0,078 IT + 0,85 JS - 5,35	0,39

PARCELLE 4

K = 0,74 Ec + 33,97	0,15
K = 0,49 Ec - 0,29 P + 4,55	0,19
K = 0,52 Ec - 0,31 P - 0,027 IT + 8,4	0,24
K = 0,43 Ec - 0,2 P - 0,052 IT + 0,55 JS + 8,03	0,26
K = 28,13 log Ec + 0,011 P - 0,059 IT + 0,67 JS - 21,82	0,27
K = 21,05 log Ec + 14,55 log P - 22,2 log IT + 0,46 JS + 5,83	0,25

PARCELLE 5

K = 0,31 Ec + 14,7	0,17
K = 0,71 Ec - 0,2 P + 10,9	0,23
K = 0,65 Ec - 0,16 P - 0,03 IT + 16,22	0,29
K = 0,73 Ec - 0,17 P - 0,009 IT - 0,6 JS + 16,7	0,32
K = 0,7 Ec - 0,11 P - 8,88 log IT - 0,42 JS + 30,04	0,34
K = 0,66 Ec - 0,05 P - 5,7 log IT - 5,82 log JS + 21,81	0,36

ANNEXE A6-1: VIDANGES DES PIEGES A SEDIMENTS: PIEGE DE COURRIAU SEUL

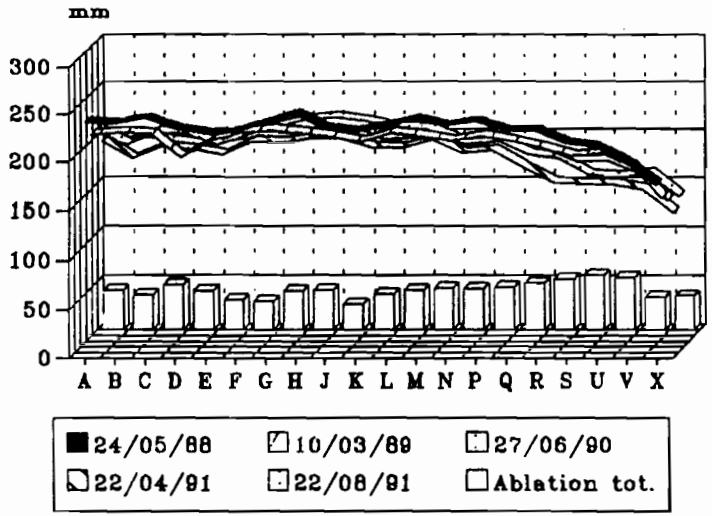
DEBUT REMPLISSAGE	VIDANGE	POIDS SEC EN KG COURRIAU	ETOILE	CLARET
18/4/83	17/5/83	201		
21/8/83	24/8/83	784		
12/10/83	27/10/83	40		
27/10/83	6/11/83	11		
6/11/83	1/12/83	4		
1/12/83	31/12/83	38		
1/1/84	13/3/84	8		
13/3/84	15/4/84	14		
15/4/84	11/5/84	12,5		
11/5/84	16/6/84	19		
16/6/84	14/8/84	4		
14/8/84	11/10/84	108		
11/10/84	5/11/84	36		
5/11/84	20/11/84	9		
20/11/84	31/8/85	946		
31/8/85	2/4/87	709		
2/4/87	19/4/87	72		
19/4/87	15/7/87	(FUITE)		
15/7/87	8/9/87	342		
8/9/87	1/12/87	(FUITE)		
1/12/87	22/4/88	490		
26/4/88	4/5/88	38		
4/5/88	23/5/88	160		
23/5/88	3/6/88	12		
3/6/88	22/6/88	4		
22/6/88	11/7/88	506		
11/7/88	28/8/88	95		
28/8/88	19/9/88	115		

TROIS PIEGES

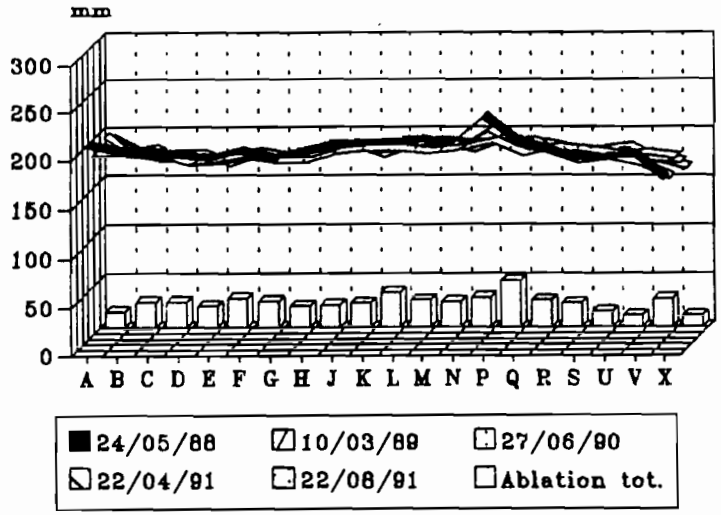
DEBUT REMPLISSAGE	VIDANGE	POIDS SEC EN KG COURRIAU	ETOILE	CLARET
19/9/88	29/10/88	265	102	
29/10/88	6/1/89	8	13	
6/1/89	10/3/89		21	
6/1/89	13/3/89	5		
13/3/89	19/4/89	70	10	
19/4/89	8/5/89	5	14	
8/5/89	4/6/89	13	105	
4/6/89	10/7/89	379	128	
10/7/89	5/9/89	184		
5/9/89	5/10/89	9		
10/7/89	5/10/89		32	
5/10/89	24/1/90	32	66	
24/1/90	26/2/90	3	34	
26/2/90	25/3/90	6	9	
25/3/90	24/6/90	365	198	
24/6/90	29/8/90	195	393	
29/8/90	29/1/91	302	238	
29/1/91	11/6/91	10	60	
11/6/91	15/8/91	478	18	
15/8/91	26/10/91	244	244	
26/10/91	6/4/92	11	91	
1/11/91	20/7/92			195
6/4/92	20/7/92	216	754	
20/7/92	20/2/93	1476	888	260

ANNEXE A6-2: MESURE A LA REGLE: ABLATION A SAVOURNON

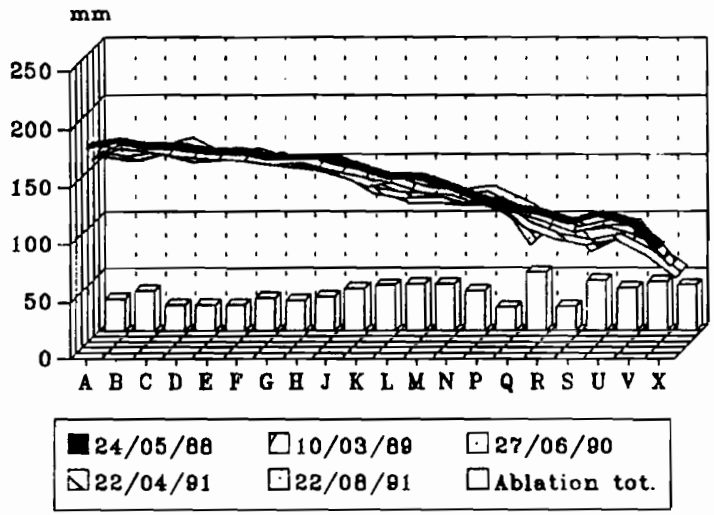
Savournon – S-3



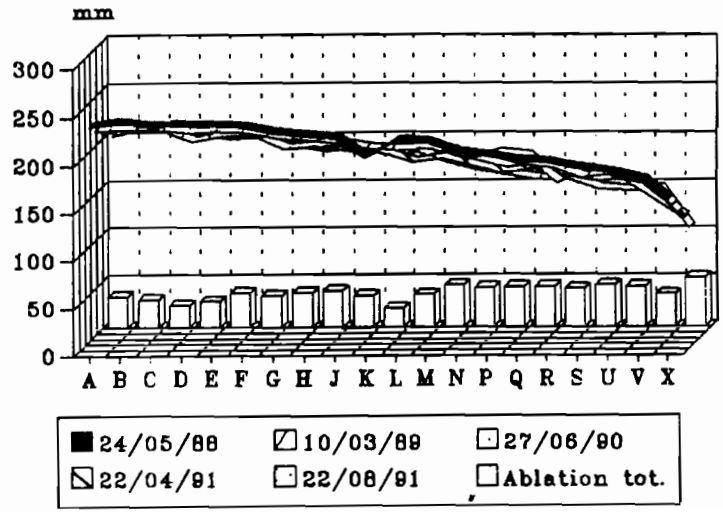
Savournon – S-4



Savournon – S-5

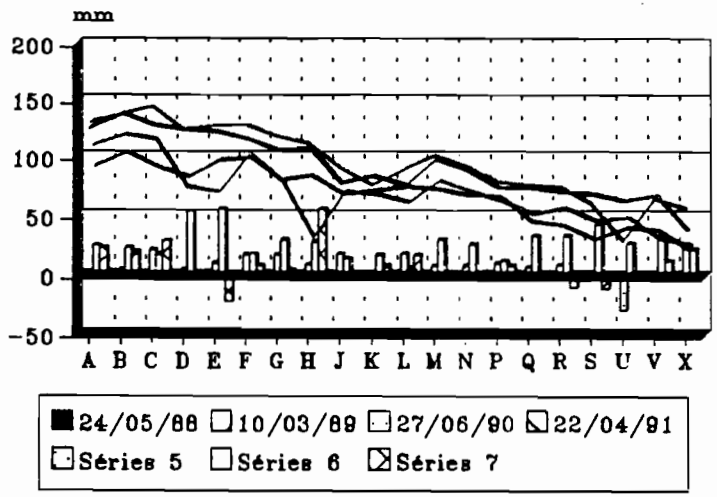


Savournon – S-6



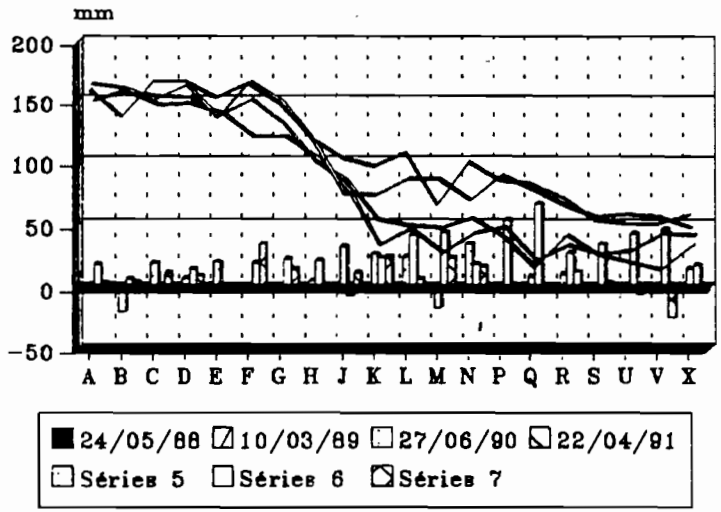
MESURE A LA REGLE TOPOGRAPHIQUE: ABLATION A SAINT-GENIS

Profil d'érosion
St.Génis – 2–11

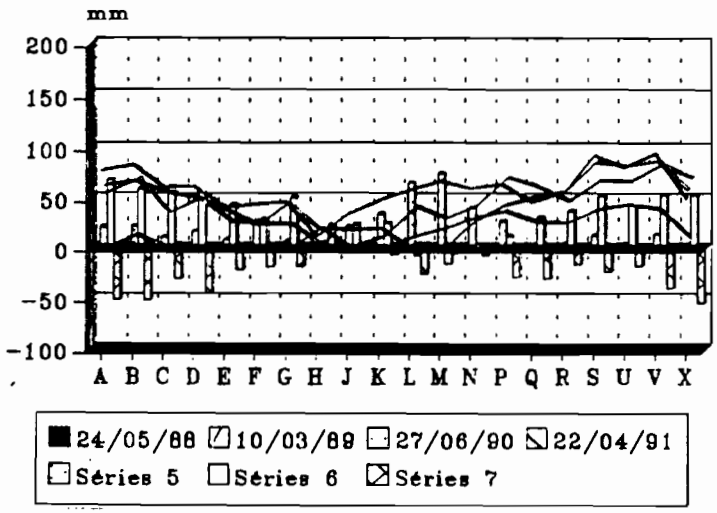


malie au H.

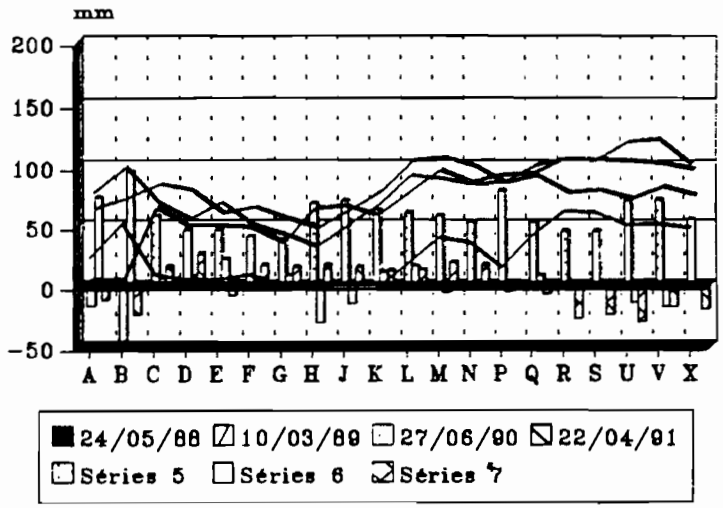
Profil d'érosion
St.Génis – 2–12



Profil d'érosion
St.Génis – 2–13

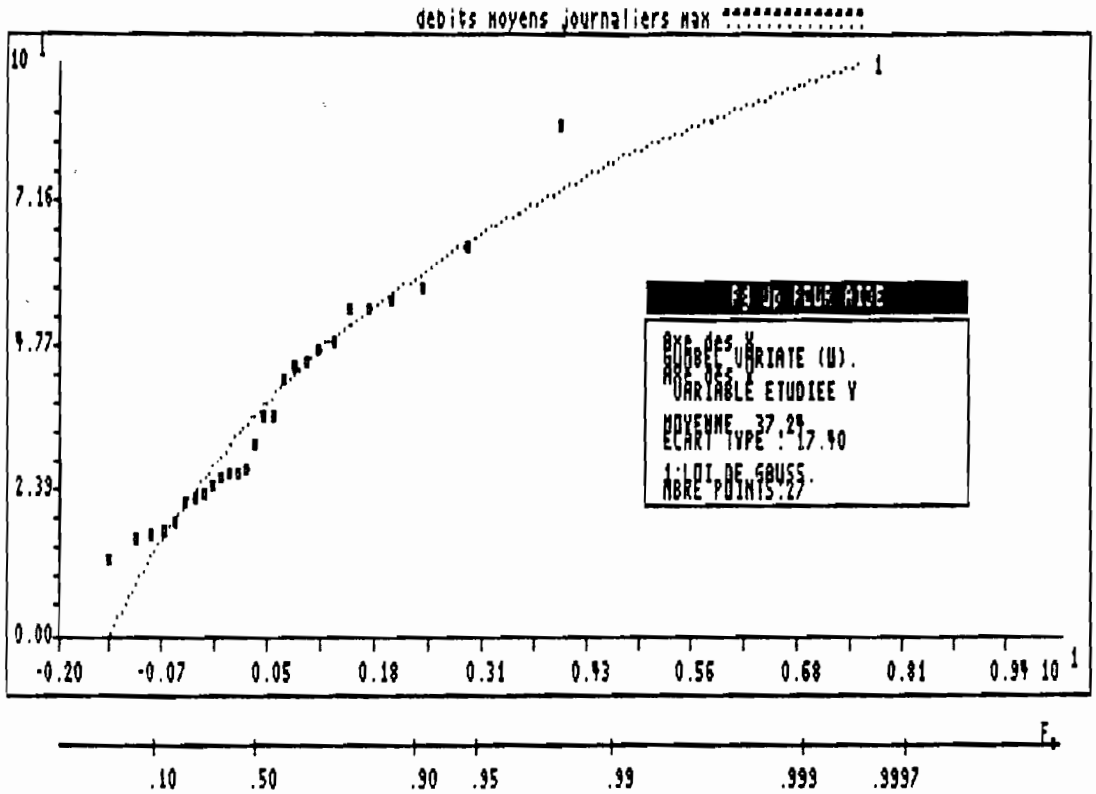


Profil d'érosion
St.Génis – 2–14



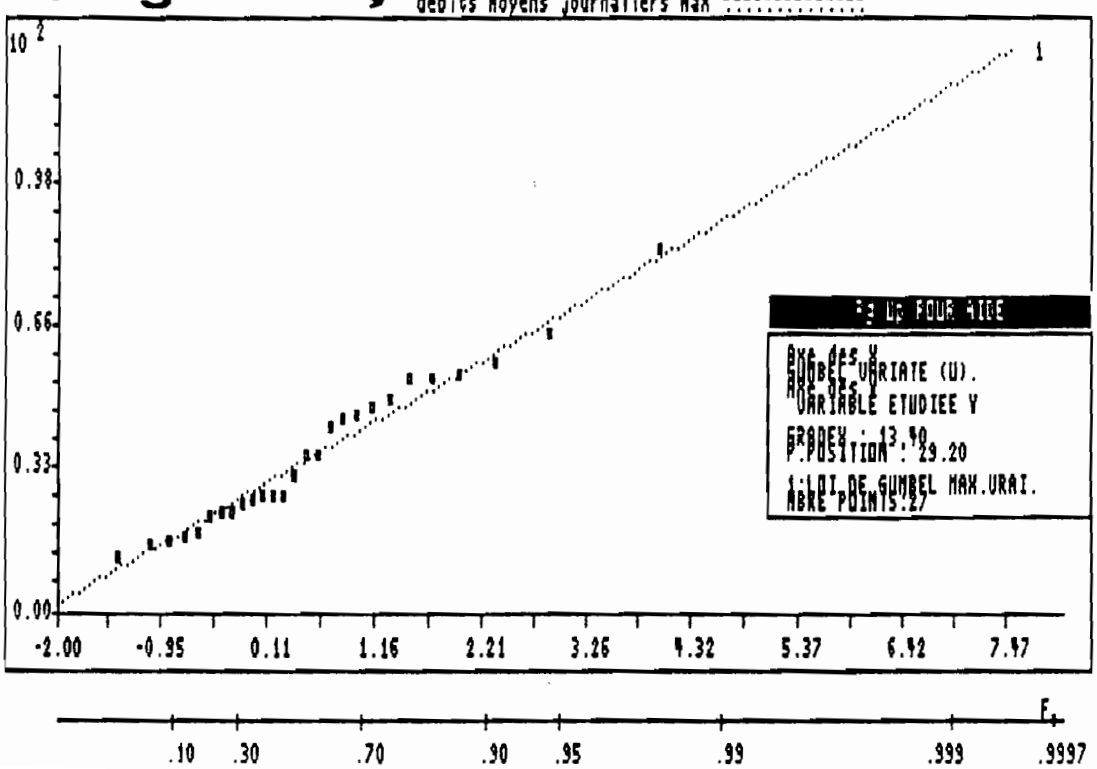
ANNEXE A6-3: DISTRIBUTION DES MAXIMA ANNUELS DE DÉBITS MOYENS JOURNALIERS DU BEZ A CHATILLON

a



loi de gauss ↗
loi de gumbel ↘

b



LISTE DES FIGURES

Figure page

CH.I

- 1- Les grands ensembles du relief 8
- 2- Carte structurale 16
- 3- Les domaines de sédimentation des chaînes subalpines entre le Lias et l'Aptien 17
- 4- Reconstitution structurale des bassins de sédimentation des "Terres Noires" oxfordiennes dans la zone subalpine et la basse vallée du Rhône 18
- 5- L'inversion du relief 20
- 6- Carte de la résisyance des roches à l'érosion 23
- 7- Echelle stratigraphique 25
- 8- Plan et coupe du fossé tectonique de Mondorès-Terre Rouge et coulée de Bonneval 27
- 9- Bad-lands et structures géologiques 27
-10- Ravinements guidés par une faille (Aspremont, Etoile 28
-11- Précipitations annuelles moyennes 34
-12- Nombre d'alternances gel/dégel par an 34
-13- Précipitations mensuelles sur l'axe Durance-Buëch 36
-14- Précipitations mensuelles du Rhône au coeur des Alpes .36
-15- Précipitations saisonnières du Rhône au coeur des Alpes 37
-16- Nombre mensuel de jours de pluie 37
-17- Régionalisation des Alpes du Sud:
  - par l'indice d'agressivité climatique P/n 44
  - par l'indice d'agressivité (p+)2/P 44
-17- Régionalisation des Alpes du Sud:
  - par l'indice d'agressivité climatique p-/p*12*100 45
  - par l'indice d'agressivité climatique p+/p- 45
-18- Evolution des indicatifs saisonniers 48
-19- L'éboulis englacé de Laux Montaux (Drôme) et sa coulée boueuse 51
-20- La progression de la couverture forestière (in Combes, 1982) 53
-21- Localisation des secteurs représentés sur les cartes 22 à 25 montrant l'expansion du couvert forestier de 1948 à 1984 58
-22- Progression de la forêt dans le secteur de Chevalet 60
-23- Progression de la forêt dans le secteur des Hautes-Duyes 61
-24- Progression de la forêt dans le secteur du Haut-Diois 62
-25- Progression de la forêt dans les Baronnies Orientales 63
-26- Evolution de la plaine de Laragne entre 1778 et 1830 (d'après Gautier, 1992) 68
-27- Evolution de la population entre 1848 et 1990 77

CH.II

-28- Déplacement des particules par alternances climatiques 84

-29- Le splash (in Birot, 1981)1 88
-30- Le glissement de Saint-Cyrice (Baronnies Orientales) 93
-31- Le glissement de La Mure (Matheysine) 94
-32- L'écroulement du Granier (Savoie) 97
-33- Les lacs de Luc-en-Diois 98
-34- Les falaises d'Izon-la-Bruisse et les risques d'effondrement 100
-35- Profils-types des versants duranciens dans la zone alpine 103
-36- Profil-type de versant durancien dans la zone subalpine 104
-37- Profil-type de versant à glacis sous corniche calcaire autour des grandes combes préalpines 105
-38- Processus de formation des bad-lands dans les marnes 107
-39- Coupe du manteau d'altération des marnes 108
-40- Processus de formation des "demoiselles coiffées" 112
-41- Coupe et plan d'un torrent "du 2ème genre" par Surell (1841) 115
-42- Coupes sériées des ravinements dans les glacis 118
-43- Plan des ravinements dans les glacis 119

CH.III

-44- Localisation des sites de mesure dans le contexte alpin 124
-45- Les sites expérimentaux 125
-46- La coulée de Bonneval-en-Diois 128
-47- Le dispositif de "plaquettes-repères" 130
-48- La mesure de la solifluxion en versant végétalisé par couples de piquets-repères 131
-49a- Le versant expérimental de mesure de la solifluxion de Courriau 133
-49b- Emplacements des couples de piquets-repères 133
-50- Principe de la parcelle à cheneau 136
-51- Parcelle à règle topographique 140
-52- Piège à sédiments 141
-53- Batterie de bouteilles-siphons 143
-54- Dispositif à "nids-de-tiges" pour la mesure du charriage 146

CH.IV

-55- Mesure de la solifluxion sur l'adret de Courriau 153
-56- En zone de compression: évolution de la distance entre les piquets F et F' 154
-57- En zone d'extension: évolution de la distance entre les piquets D et D' 154
-58- Déplacement annuel moyen en fonction de la pente 157
-59- Amplitude annuelle moyenne en fonction de la pente 157
-60a- Relation Température/Solifluxion sur l'ensemble des secteurs en compression 159
-60b- Relation Température/Solifluxion sur l'ensemble des secteurs en extension 159
-60c- Relation Température/Solifluxion en zone d'extension: saisons 1987-88, 1988-89, 1989-90 160

-61a- Relation Température/Solifluxion pour les couples de piquets des zones de compression: évolution interannuelle 162
-61b- Relation Température/Solifluxion pour les couples de piquets des zones en extension: évolution interannuelle 162
-62a- Rôle de l'exposition dans le déplacement annuel des piqueys 163
-62b- Rôle de l'exposition dans l'amplitude annuelle du mouvement des piquets 163
-63a- Relation Précipitation/Solifluxion en zone de compression 164
-63b- Relation Précipitation/Solifluxion en zone d'extension 164
-64- Eléments d'explication de l'amplitude annuelle 167
-65- Relation Pente/Solifluxion sur le manteau d'altération des principaux terrains tendres des Préalpes du Sud 170
-66- Datation des coulées boueuses de Bonneval-en-Diois 173
-67- Pourcentage des transports solides du Bèz provenant de la coulée Bonneval-en-Diois 176

CH.V

-68- Les espaces des variables suivant les parcelles 189
-69- Les espaces des unités statistiques, par parcelle 190
-70- Le bassin du Bèz et ses sous-bassins 195
-71- Débit spécifiques des affluents du Bèz 195
-72- Hydrogrammes comparés du Bèz et du Torrent d'Archiane 198
-73- Répartition moyenne des crues dans l'année 199
-74- Chronologie des crues du Bèz à Châtillon-en-Diois 200
-75- Temps de retour des crues du Bèz à Châtillon (Loi de Gumbel) 200
-76- Courbe de turbidité et de débit du Bèz à Châtillon pour la crue des 8 et 9 mars 1991 202
-77- Transports liquides et solides du Bèz à Châtillon 203
-78- Hydrogramme du Ruisseau des Boidans les 8 et 9 mars 1991 204
-79- Caractéristiques des précipitations et écoulement 208

CH.VI

-80- Carte de localisation des sites de mesure 215
-81- Relation entre les transports solides mesurés sur Savournon I et II pour les principales crues observées 219
-82- Relation Précipitation/Erosion, pour les parcelles 1 à 5 226
-83- Relation Erosion/Energie cinétique, pour les parcelles 1 à 5 230
-84- Relation Erosion/Energie cinétique, suivant le nombre d'évènements pluvieux 232
-85- Influence du nombre d'alternances gel/dégel sur le relation Erosion/Energie cinétique 236
-86- Relation Erosion/Energie cinétique suivant les saisons 240
-87- Evènement pluviométrique et exportation de matières 241
-88- Relation Erosion/Energie cinétique au piège de Courriau 249
-89- Evolution de la vitesse d'ablation au piège de Courriau 250
-90- Ablation dans les marnes noires (ADRET) 254

-91- Ablation dans les marnes noires (UBAC) 255
-92- Ablation dans les marnes noires (ADRET et UBAC) 256
-93- relation Pente/Ablation sur les sites de mesure à la règle topographique 258
-94- Bassin du Bèz: réseau de mesures et de prélèvement 269
-95- Localisationn des barrages cités 274
-96- Plan et coupe du cône de la Drôme 280

Conclusion

-97- Configuration-type et évolution comparée des bad-lands en marnes noires et en marnes bleues 288

LISTE DES TABLEAUX

Titre	Page
CH.I	
- 1- Quelques caractéristiques des roches en place	29
- 2- Action des alternances gel/dégel sur des blocs de roche en armoire climatique	30
- 3- Nombre de jours de précipitations supérieures à 0,1mm par mois et par an	34
- 4- Précipitations mensuelles et annuelles moyennes (1951-80)	35
- 5- Températures annuelles moyennes	40
- 6- Nombre de jours de gel par mois et par an	41
- 7- Nombre d'alternances gel/dégel à Laragne	41
- 8- Evolution de la couverture forestière par département	59
CH.III	
- 9- Caractéristiques des parcelles à cheneaux	138
CH.IV	
-10- Solifluxion: déplacements annueles moyens mesurés à Courriau	155
-11- Reptation du manteau d'altération sur les parcelles à règle topographique	168
CH.V	
-12- Hauteurs de précipitations tombées au-dessus de certains seuils d'intensité	181
-13- Nombre d'averses par tranches d'intensités maximales instantanées	181
-14- Nombre d'averses en fonction de la durée de dépassement de certains seuils d'intensité (non cumulée)	182
-15- Répartition dans l'année des pluies à forte intensité instantanée	182
-16- Matrices de corrélation des paramètres de l'érosion, par parcelles	185
-17- Coefficients de ruissellement, par parcelles	191
-18- Coefficient de ruissellement et taille de l'impluvium	206
-19- Coefficient de ruissellement et pluviométrie annuelle	206
-20- Coefficient de ruissellement sur parcelles pour de petites pluies	209
CH.VI	
-21- Comparaison des ablations et des transports solides suivant les sites	214

-22- Bilan des transports solides et calcul de la dégradation spécifique à Savournon I et II 220
-23- Répartition des évènements mesurés par mois (mai 88- mai 92) 221
-24- Disponibilité des parcelles à cheneaux 222
-25- Equations de régression Erosion/Energie cinétique 228
-26- Ablation comparée par parcelle 243
-27- Trois pièges à sédiments 245
-28- Piégeage total de sédiments 245
-29- Ablation totale par m^2 dénudé (2ème période) 245
-30- Ablation annuelle par m^2 de bad-land 246
-31- Ablation annuelle en tranche 246
-32- Ablation sur les différents sites de mesure à la règle topographique 253
-33- Comparaison des ablations et dégradations spécifiques entre sites et procédés 261
-34- Valeur d'ablation mesurée à partir des 10 principales crues de nov. 1982 à nov. 1984, sur 4 B.V. différents; comparaison avec parcelles et pièges à sédiments 266
-35- Ablation sur terrain nu comparée sur un même site mais des unités de surface différentes 267
-36- Ablation par unité de surface suivant la taille de l'unité de mesure 267
-37- Ablation estimée sur les surfaces dénudées par sous-bassins du Bèz 272

ANNEXES

		page
A1-1: Ajustement de la distribution des pluies journalières à Courriau (1988-92) à la loi de Gauss		301
A1-2: Ajustement de la distribution des pluies journalières à Courriau (1988-92) à la loi de Gumbel		301
A1-3: Histoire des forêts sous la Révolution (B. Meffre, Orpierre, Le Gros Doigt, 1990)		302
A2-1: Ls types de mouvements de terrain dans les marnes (in Olivry, 1988)		303
A3-1 à A3-8: Plans de situation et équipement des sites de mesure	304 à	307
A4-1 à A4-22: Evolution de la solifluxion sur les couples de piquets de Courriau	à	308 330
A4-23: Relation température/solifluxion, couples JJ', PP' et XX'		331
A4-24: Relation température/solifluxion, couples DD', HH' et GG'		332
A4-25: Réponse de l'IPG de Strasbourg sur la sismicité de la semaine du 11 au 18 juillet 1988		333
A5-1: Exemple de traitement réalisé par Oedipe		334
A5-2: Equations de régression entre l'écoulement et ses paramètres explicatifs sur parcelles à cheneaux	à	335 336
A6-1: Vidanges des pièges à sédiments:		
piège de Courriau seul		337
trois pièges		338
A6-2: Mesures à la règle topographique:		
ablation à Savournon		339
ablation à Saint-Genis		340
A6-3: Distribution des maxima annuels de débit moyen journalier du Bèz à Châtillon (lois de Gauss et Gumbel)		341

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION 1
- Les Alpes Sud-Occidentales 4
- Problématique 5
- Déclin ou adaptation du monde rural de montagne 10

Ch.I: LES CONDITIONS DE L'EROSION ACTUELLE 14
A) LES CONDITIONS GEOLOGIQUES 14
1) La structure, la lithologie et la tectonique 15
a) Une disposition particulière des reliefs 15
b) La sédimentation 17
c) La tectonique 19
d) Conséquences morphologiques 19
2) Les formes du relief 21
3) Conséquences sur l'érosivité 22
4) Le rôle des failles: érosion actuelle et tectonique 24
5) Les caractéristiques des terrains subalpins 29
B) LES CONTRAINTES DU CLIMAT DE MONTAGNE
A TENDANCES MEDITERRANEENNES ET CONTINENETALES 32
1) Les influences méditerranéennes 32
2) Des caractères montagnards 39
3) Le rôle de la bise 42
4) Analyse de certains indices d'agressivité climatique 43
5) Une "méditerranéisation" du climat? 46
6) Le "Petit Age Glaciaire"a-t'il eu une influence sur l'érosion 49
C) UNE COUVERTURE VEGETALE EN PLEINE RENAISSANCE 52
1) L'exposition prime l'altitude 52
2) L'intervention de l'homme 56
D) CONTROVERSE SUR LE ROLE DE L'HOMME: L'APPORT
DE L'HISTORIOGRAPHIE ET DE LA GEOMORPHOLOGIE 66
1) Erosion et transports solides à l'Holocène 66
2) Une question en suspens: le rôle du déboisement 69
3) L'évolution démographique récente 75
CONCLUSION 79

Ch.II: LES FORMES DE L'EROSION ACTUELLE DANS LES ALPES DU SUD 81
A) LA DESAGREGATION DES ROCHES
ET LE TRANSPORT DES PARTICULES 82
1) Le rôle des températures: cryoclastie et thermoclastie 82
2) L'action des alternances humectation/dessiccation 85
3) L'haloclastie 86
4) Splash et saltation pluviale 87
5) Le transport des éléments désagrégés .88
B) LES PROCESSUS AREOLAIRES: LA SOLIFLUXION 91
1) Les glissements de terrain 92

2) les coulées boueuses 95
3) Les écroulements rocheux 96
B) LES FORMES D'EROSION LINEAIRE 102
1) Héritage et profil des versants 102
2) L'érosion linéaire: les bad-lands 106
3) Les torrents 112
4) Un type de torrent préalpin: les ravinements dans les glacis 117
CONCLUSION 121

Ch.III: LES METHODES DE MESURE DE L'EROSION ACTUELLE 123
A) LA SOLIFLUXION 126
1) Observations sur la coulée de Bonneval-en-Diois 127
2) Les plaquettes-repères 129
3) Une modélisation de la solifluxion sur un versant expérimental: l'adret de Courriau (Orpierre) 130
B) LA MESURE DE L'EROSION AREOLAIRE 132
1) La complémentarité des méthodes employées 134
2) Les parcelles à cheneaux 135
3) La règle topographique 137
C) LA MESURE DE L'EROSION LINEAIRE ET DES TRANSPORTS SOLIDES 140
1) Les pièges à sédiments: des parcelles de quelques dizaines de m^2 140
2) Les bouteilles-siphons 142
3) Les prélèvements directs 144
4) Les aléas de la mesure du charriage 145
5) Le réseau météorologique 147
6) L'intérêt du simulateur de pluie 147
CONCLUSION 149

PLANCHES DE PHOTOS

Ch.IV: RESULTATS ET INTERPRETATION DES MESURES DE LA SOLIFLUXION 151
A) RESULTATS SUR LE VERSANT EXPERIMENTAL DE COURRIAU 151
1) Un déplacement appréciable 152
2) Déplacement et amplitude 156
3) Extension et compression 156
4) Influence de la pente 156
5) Le rôle des températures 158
6) Le rôle de l'exposition 161
7) Le rôle des précipitations 161
8) le rôle de la sismicité 165
9) Les autres paramètres étudiés 165
10) Evolution couple par couple 166
11) Eléments d'explication 166

B)SOLIFLUXION ET REPTATION DU MANTEAU D'ALTERATION DES MARNES 168
C) L'EVOLUTION DE LA COULEE DE BONNEVAL-EN-DIOIS 171
1) Conditions d'existence et risques présentés par la coulée 172
2) Une source importante de Matières en suspension (MES) 175
CONCLUSION 177

Ch.V: LES PARAMETRES DE L'EROSION ET LEURS RAPPORTS AVEC LE RUISSELLEMENT ET L'ECOULEMENT 179
A) LES PARAMETRES INFLUENCANT RUISSELLEMENT ET EROSION 180
1) Intensité des précipitations 180
2) Les paramètres du ruissellement et de l'érosion et leurs corrélations avec les variables dépendantes 183
B) LES PARCELLES A CHENEAUX COMME INSTRUMENT DE MESURE DU RUISSELLEMENT 191
1) Ruissellement et Energie Cinétique 192
2) Ruissellement et autres paramètres 192
3) Critique du protocole 193
C) ECOULEMENTS DANS LE BASSIN DU BEZ 194
1) Les crues du Bèz 196
2) Crue solide/crue liquide 201
D) LES BASSINS BARONNIARDS 205
CONCLUSION 211

Ch.VI: RESULTATS ET INTERPRETATION DES MESURES DE L'EROSION AREOLAIRE ET LINEAIRE 213
A) L'IMPORTANCE DE L'ABLATION ET DES TRANSPORTS SOLIDES EN TERRAIN DENUDE 213
B) L'ABLATION SUR LES PARCELLES A CHENEAUX 221
1) La disponibilité des parcelles 221
2) Erosion et précipitation totale 224
3) Le rôle prédominant de l'intensité des précipitations 227
4) Le rôle mineur des autres paramètres 231
a) le paramètre "nombre d'épisodes pluvieux" 231
b) influence de l'état initial du sol 234
c) influence du nombre de jours de gel 235
d) influence des saisons 238
5) Comparaison entre parcelles 239
C) LE PIEGEAGE DES SEDIMENTS 245
D) LA DEGRADATION MESUREE PAR LA REGLE TOPOGRAPHIQUE 251
1) Résultats de terrain 251
2) Sept années de mesures 252
a) la variabilité dans le temps 257
b) l'exposition 257
c) la pente et le pendage 259
d) comparaison avec d'autres protocoles de mesure 260
E) MESURE DE L'EROSION ET TRANSFERT D'ECHELLE 263
1) Le bassin du Céans 264

2) Les BVRE de Savournon I et II 266
3) Le bassin du Bèz 268
a) les transports mesurés et estimés à l'exutoire du B.V. 270
b) l'ablation sur les versants 270
F) LA SEDIMENTATION DANS LES RESERVOIRS: CONSEQUENCE ET INDICE DE L'EROSION 273
CONCLUSION 282

CONCLUSION GENERALE 283
LA DATATION DES BAD-LANDS 285

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 289

BIBLIOGRAPHIE 297

ANNEXES 301

TABLES DES FIGURES 343

LISTE DES TABLEAUX 347

LISTE DES ANNEXES 349

TABLE DES MATIERES 350

RESUME

L'EROSION ACTUELLE DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DES ALPES DU SUD

Thèse présentée par Luc DESCROIX

Les Préalpes du Sud-Ouest (Baronnies, Diois, Pays du Buëch et bassin de Laragne) sont caractérisées par l'épaisse série des "Terres Noires" (du Bajocien, Bathonien et Oxfordo-Callovien), puissante de plus de 2000 mètres, et dont les ravinements sont très nombreux dans les combes anticlinales (Die, Laragne, Aspres..). D'autres affleurements rocheux tendres, ainsi qu'un climat où les contrastes de temps et d'exposition sont violents (une centaine d'alternances gel/dégel, et de nombreuses alternances humectation/dessiccation par an), font que cette région connaît une très forte érosion linéaire. Celle-ci a été accentuée au moment des maximums démographiques connus ou supposés: Néolithique, époque romaine, Réforme, XIXème siècle, ont connu une forte réduction de la couverture forestière, et, à en croire les Archives, une forte progression parallèle des ravages du ravinement et de la torrentialité.

Depuis la fin du XIXème siècle, le dépeuplement et la politique forestière de l'Etat (avec l'oeuvre de la RTM, Restauration des Terrains en Montagne), ont fait énormément progresser en surface l'étendue forestière, qui a, globalement, doublé en un siècle, et continue aujourd'hui, à gagner de la surface.

Mais le dépeuplement a aussi entraîné un défaut d'entretien du paysage, et surtout des systèmes traditionnels de drainage et d'irrigation, qui, cumulé parfois à l'envahissement par les broussailles, à la destruction progressive des chemins, des murets et des terrasses, a pu favoriser les phénomènes de solifluxion: coulées boueuses, glissements de terrain, mouvements lents liés à la fluo-reptation, amènent souvent à des coupures de voies de communication, voire la destruction de bâtiments. Les sapements de berge et les déséquilibres de versants liés aux ravinements sont également fréquents.

Une série de protocoles de mesure a été utilisée pour mesurer:

- la solifluxion: plaquettes-repères, piquets-repères, étude de l'évolution de certains glissements et coulées;
- le ravinement et l'érosion linéaire: parcelles à cheneaux, parcelles à règle topographique;
- les transports solides: piàges à sédiments, "nids de tiges", batteries de bouteilles-siphons;

Les résultats obtenus des mesures effectuées, couplés à une étude du ruissellement et de l'écoulement, permettent de situer la partie occidentale des Alpes du Sud comme une région de forte érosion actuelle; mais cette érosion est aujourd'hui surtout le fait des secteurs déjà érodés: bad-lands, surtout dans les "Terres Noires", mais aussi dans les marnes du Crétacé, du Jurassique inférieur, les molasses, et les terrains glaciaires, où les ravinements constituent les célèbres "demoiselles coiffées".

Dans les bad-lands des marnes, la tranche annuelle érodée est de l'ordre de 0,4 cm sur les adrets et de 1,2 cm sur les ubacs, où les phénomènes de solifluxion sont plus intenses; cette ablation est encore plus forte dans les terrains de colmatage glaciaire, où la forte pente des versants (la pente d'équilibre est de 50-55 degrés, contre 35-40 dans les marnes) est liée à la rapidité du creusement et à la cohésion de la roche due à la présence de l'argile, bien plus qu'à la dureté de celle-ci.

Les paramètres pris en compte ici pour connaître les causes de l'érosion sont variés, liés au climat et à l'état du sol au moment de la précipitation. En effet, si le manteau d'altération des marnes est en grande partie constitué par l'action des alternances gel/dégel et humectation/ dessiccation, l'arrachement des particules (splash) et leur transport, sous forme de laves torrentielles ou de coulées boueuses, se fait par l'action de l'eau: il apparaît que, plus que la quantité d'eau précipitée, c'est surtout l'intensité de la pluie, traduite ici sous forme d'énergie cinétique des gouttes d'eau, qui est cause de l'érosion linéaire. Le nombre d'évènements pluvieux intervient logiquement, puisque plus ou moins proportionnel à la quantité d'eau précipitée.

Les autres paramètres, tenant compte de l'état initial du sol avant la précipitation, sont, en fin de compte, très peu corrélés avec l'érosion: les facteurs suivants: nombre de jours secs avant la pluie, indice thermique, l'indice de Kolher (ou Indice des précipitations antérieures, ou Indice d'Humidité préalable du sol), ailleurs très influents sur l'action érosive des pluies, sont ici, apparemment, peu importants. Seul le nombre de jours de gel semble avoir une certaine influence sur l'action érosive des précipitations hivernales.

Le principal problème posé aujourd'hui par cette érosion est le colmatage des retenues hydrauliques, qui est rapide et raccourcit leur durée de vie. De plus, l'occurence d'évènements paroxysmaux (comme l'a rappelé la crue de l'Ouvèze du 22 septembre 1992) est très productrice d'érosion et de transports solides; les phénomènes de solifluxion dépendent plus, eux, des périodes humides de plusieurs semaines au cours desquelles s'infiltrent de grandes quantités d'eau. Si cette configuration météorologique se produit au moment du dégel, la teneur en eau du sol et le risque d'apparition de phénomènes de solifluxion sera encore plus grand.

Les mesures d'ablation moyenne annuelle ont permis de tenter une datation des différents types de ravinement que l'on peut rencontrer en particulier en bordure des grandes combes anticlinales (axe Drôme-Buëch), c'est-à-dire surtout là où affleurent les marnes noires: même en tenant compte des très probables fluctuations climatiques depuis l'Holocène (on les connaît mais on ne sait pas toujours ce qu'elles ont été au point de vue érosif), il a été possible de tenter une datation des différents types de ravinements, qui permet de situer à peu près les grandes phases érosives de l'histoire des Alpes du Sud.