LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DE LA CÔTE DU CALVADOS RECHERCHE ET PREVENTION

par
Olivier MAQUAIRE

Document du BRGM n° 197

BRGM

Éditions du BRGM

Cet ouvrage reprend pour l'essentiel le texte d'une thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg, mention Géomorphologie appliquée, soutenue le 19 janvier 1990 devant le jury composé de :

— Monsieur le Professeur J.C. FLAGEOLLET, directeur de thèse, Centre Européen sur les risques géomorphologiques, Université Louis Pasteur, Strasbourg.

— Monsieur le Professeur H. VOGT, président et rapporteur interne, Laboratoire Environnement, Cartographie, Télédétection, Université Louis Pasteur, Strasbourg.

— Monsieur le Professeur J.N. HUTCHINSON, examinateur, Department of Civil Engineering, Imperial College, London.

— Monsieur le Professeur R. PASKOFF, examinateur et rapporteur externe, Département de Géographie, Université de Lyon II.

— Monsieur R. VOIMENT, examinateur, Chef du service géologique du CETE Normandie-Centre.

— Monsieur P. GIGOT, invité, Maître de conférences, Institut de Géologie, Université de Caen.

Photo de couverture : Glissement de Villerville du 13-14 janvier 1982.
Vue vers l'est sur une villa située sur la couronne de glissement.
(Photo : Michel JOLY).

© BRGM, 1990
Toute reproduction ou représentation intégrale ou partielle, par quelque procédé que ce soit, des pages publiées dans la présente publication (ou le présent ouvrage), faite sans l'autorisation de l'éditeur est illicite et constitue une contrefaçon. Seules sont autorisées, d'une part, les reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective, et, d'autre part, les analyses et courtes citations justifiées par le caractère scientifique ou d'information de l'œuvre dans laquelle elles sont incorporées (Loi du 11 mars 1957 - art. 40 et 41 et Code Pénal art. 425).

PRÉFACE

En janvier 1982, à Villerville, plusieurs villas étaient détruites par une réactivation soudaine des glissements, dans une zone connue pour son instabilité endémique, mais restée à peu près calme depuis plus d'un siècle. L'ampleur de l'évènement et les circonstances politiques lui donnèrent un rententissement national, au moment où Haroun TAZIEFF prenait la tête du Commissariat aux Risques Naturels Majeurs et choisissait de venir sur cette côte normande pour s'informer, autant que pour informer les médias de ses entreprises. Mais qui allait prendre en charge les équipements et installations nécessaires à un diagnostic sur la suite du glissement, en l'occurrence la poursuite des désordres ou le retour au calme ? Le tout nouveau Commissariat ou les élus locaux du Conseil Général ou du Conseil Régional ? Après bien des hésitations, le montage d'un programme de recherche initié par l'Université de Caen, obtint finalement un appui, mesuré, mais décisif, tant du CNRS et du Ministère de la Recherche et de la Technologie que du Conseil Général du Calvados et du Conseil Régional de Basse Normandie. Le travail d'Olivier MAQUAIRE est l'aboutissement heureux de ce programme.

A plusieurs années de distance, ce ne sont cependant pas les péripéties et les difficultés du montage qui retiennent aujourd'hui l'attention, même si elles ont dressé des limites financières, et donc techniques et scientifiques, à une recherche qui aurait gagné à disposer de tous les moyens et équipements prévus. Ce qui s'impose, c'est d'abord l'intérêt, et le succès, d'une approche pluridisciplinaire dans ces questions d'instabilité de versants. Jusqu'ici, en France du moins, elles étaient du domaine de compétence des géologues, géotechniciens, mécaniciens des sols. Elles le restent, naturellement. Mais O. MAQUAIRE, grâce à une formation initiale en géotechnique avant ses études en géographie, et à la fréquentation de laboratoires comme celui du CEBTP, puis ceux du CETE de Normandie Centre et de l'EPFL de Lausanne, parmi d'autres, a réussi l'introduction de techniques et méthodes rarement utilisées en géomorphologie : la topométrie, la géophysique, les calculs à la rupture ... Il associe, avec rigueur et compétence, la démarche naturaliste et la démarche de l'ingénieur. Ce faisant, il concourt au développement d'une géomorphologie de notre temps, tournée vers les processus naturels et soucieuse d'applications pratiques. Inversement, l'apport de la géomorphologie s'avère riche d'enseignements pour la compréhension des phénomènes : un relevé précis de géomorphologie structurale dans le secteur du Bouffay débouche sur une interprétation convaincante du glissement de 1981, à la fois dans son extension et ses modalités ; l'analyse de coupes naturelles, celle du vallon du Pisseau par exemple, conduit à mettre en cause le fluage des marnes et la décompression des calcaires qui les surmontent, celle-ci étant confirmée par des mesures de sismique réfraction

grâce à quoi l'auteur dresse une carte des secteurs les plus menacés, en se basant sur la largeur des terrains décomprimés et sur le recul de la falaise, en pied et en sommet, depuis un siècle, obtenu par comparaison de plans cadastraux. Voilà une cartographie fiable du risque (hazard) qui ne repose pas sur le simple jugement, fut-il très pertinent, de l'opérateur.

Le pronostic sur l'avenir physique du bourg de Villerville était attendu, dans la mesure où les spéculations sur les bases géologiques du site avaient pu conduire à des vues très pessimistes. Le risque n'est pas nul, mais O. MAQUAIRE peut confirmer que le bourg est bâti en tête d'un cône d'accumulation périglaciaire de la fin du quaternaire, dont les caractères pétrographiques, sédimentaires, structuraux lui assurent une relative immunité vis à vis des glissements, si l'on tient compte, en outre, de la protection assurée par le mur qui arme la falaise sur toute sa hauteur. D'autant que l'action de la mer n'est pas décisive dans le déclenchement des glissements du secteur. Un peu partout, en Europe et ailleurs, plus on mesure avec précision les déplacements dans les glissements actifs, et même dans des déformations lentes de versants de montagnes (deep seated gravitational deformations) plus on constate l'existence de variations saisonnières, voire journalières, en rapport avec l'évolution climatique locale. Les glissements de Villerville et Cricqueboeuf n'échappent pas à cette sujétion, bien que les relations climat-déplacement, n'y soient pas toutes simples. Il a fallu recourir à l'analyse factorielle pour se rendre compte que des désordres peuvent survenir "à la suite de fortes pluies de mois relativement secs" à condition qu'elles soient "précédées d'abondantes pluies annuelles" et que, à l'opposé, "de fortes pluies du mois ou des deux à trois mois précédents pouvaient suffire à accelérer le glissement, même à la suite d'années faiblement humides". On comprend donc tout l'intérêt que pourrait offrir la définition d'un indice climatique, traduisant la plus ou moins grande sensibilité de réaction du glissement. Le travail n'a malheureusement pu aller jusque là, faute d'enregistrements en continu. La côte normande n'a pas bénéficié des moyens accordés à d'autres sites, en France. Ce qui peut se comprendre car le risque, compte tenu des vitesses prévisibles, semble par exemple moindre qu'à la Clapière, près de Saint Etienne de Tinée. Mais c'est un cas de figure au moins aussi intéressant que celui de Ville au Val, et il devrait pouvoir être équipé de manière aussi complète, pour des mesures en continu, avec l'objectif qui vient d'être évoqué.

Pour l'instant, et pour longtemps encore, sans doute, il n'y a pas d'obstacles juridiques à la chose, le secteur étant classé zone rouge des PER des deux communes concernées. O. MAQUAIRE nous dit que le drainage, en vue d'une stabilisation, n'est pas irréaliste techniquement. Sa réalisation est pourtant peu probable, compte tenu des coûts, à première vue hors de portée financière des propriétaires de ces terrains. A moins que, devant la perspective d'un CD 513 définitivement hors d'usage, les pouvoirs publics n'y mettent les fonds nécessaires. Ce qui éviterait, peut-être, une revente des propriétés à quelque puissant promoteur, attiré par ces espaces encore libres, qui aurait les moyens d'entreprendre des travaux de stabilisation, mais qui, en contrepartie, s'efforcerait d'obtenir une rentabilisation maximum de cette portion de côte, que les glissement affectent mais, à tout prendre, défigurent moins que ne le ferait une construction spéculative débridée.

Monsieur O. MAQUAIRE est actuellement Ingénieur au C.E.B.T.P. et applique sur le terrain les connaissances qu'il a acquises à l'occasion de ses travaux de recherche. On constate une fois de plus l'apport réciproque et enrichissant de la science et de l'industrie.

Jean-Claude FLAGEOLLET

Professeur à l'Université Louis Pasteur de Strasbourg

Directeur du Centre Européen sur les Risques Géo- et Morpho-Dynamiques

Elie ABSI

Professeur à l'Ecole Centrale de Paris

Directeur Scientifique au Centre Expérimental de Recherches et d'Etudes du Bâtiment et des Travaux Publics

RESUME

Les côtes du Calvados présentent 50 Km de falaises dont certains secteurs sont affectés périodiquement par de nombreux mouvements de terrain, parfois de grande ampleur.

Les falaises du Bessin hautes de 10 m à 75 m, sont entaillées dans les formations calcaires et marneuses du Bajocien et du Bathonien inférieur et moyen. Elles sont affectées par des déformations tectoniques. La conséquence est une grande variabilité du profil lithologique de la falaise d'où la diversité, tant en forme qu'en volume, des nombreux mouvements de terrain observés qui peuvent être soit des chutes de pierres ou des écroulements de surplomb dans le secteur de la Pointe du Hoc et à l'est du Cap Manvieux , soit des petits glissements, type glissement plan avec effondrement à l'arrière dans le secteur du Bouffay, soit des glissements par fluage des marnes en pied, dans le secteur du chaos et du Cap Manvieux.

Sur 12 Km, entre Trouville sur mer et Honfleur, le plateau du Pays d'Auge est bordé de hautes falaises, d'altitude maximale de 140 m, composites dans leur aspect topographique et dans leur structure géologique. Le profil change d'une extrémité à l'autre, selon l'épaisseur relative des assises sédimentaires affectées d'un faible pendage vers l'Est. Un escarpement principal formé par la Craie du Cénomanien repose sur une assise de sables glauconieux. Au-dessous, une épaisse série argilo-marneuse du Kimméridgien et de l'Oxfordien surmonte les calcaires gréseux d'Hennequeville qui, entre Trouville et la Pointe du Heurt, arment le pied de la falaise et constituent un platier rocheux. Au pied de l'escarpement crayeux, la pente est plus douce, relativement rectiligne. C'est une pente d'accumulation de formations superficielles épaisses, qui comportent d'une part, des panneaux et blocs de craie glissés, et d'autre part, des "éboulis" (head) d'éclats de craie et de silex et des loess qui comblent les espaces entre les blocs de craie. Ces formations ont achevé de se mettre en place au Pléistocène Supérieur.

Deux secteurs ont été récemment soumis à des glissements spectaculaires qui ont suscité cette recherche. A l'Ouest (Bessin) dans un secteur peu urbanisé qui s'étend sur 32 Km entre Grandcamp et St Côme de Fresné, en août 1981, au lieu-dit Le Bouffay, un pan entier de falaise de 350 m de longueur sur 50 m de largeur s'est détaché brutalement. A l'Est du département, entre Trouville et Honfleur, en janvier 1982, au cirque des Graves et aux Fosses du Macre à Villerville-Cricqueboeuf, un glissement détruisit totalement ou partiellement plusieurs villas, et dégrada la route départementale en plusieurs points.

Cet ouvrage correspond aux résultats d'un programme de recherche élaboré, entre novembre 1984 et février 1985, en collaboration avec plusieurs partenaires régionaux et avec un financement multiparties, pour répondre aux interrogations suscitées par les risques encourus par l'instabilité de ces falaises et versants côtiers.

Pour le versant de Villerville-Cricqueboeuf, les objectifs fixés à la recherche étaient, d'approfondir la connaissance de la cinématique du glissement dans les trois dimensions de l'espace, par des observations et les levés topographiques précis de surface d'une part, et par des mesures de déplacement en profondeur, d'autre part, de déterminer les facteurs d'instabilité internes et externes et de rechercher les corrélations entre ces différents facteurs en déterminant les paramètres responsables de l'instabilité et de sa poursuite, ensuite d'évaluer la probabilité de retour du phénomène, son ampleur et son extension pour tenter de définir des seuils d'alerte dans une perspective de prévision temporelle et enfin, opérer des calculs de stabilité en fonction de différentes hypothèses émises précédemment pour mettre en place les moyens de confortement les mieux adaptés pour stopper ou réduire les phénomènes.

Pour les falaises du Bessin, la méthodologie était autre puisque les enjeux étaient différents. Dans le cadre d'une étude générale, à petite échelle, les objectifs fixés ont nécessité l'établissement d'une typologie des différents mouvements de terrain rencontrés et une cartographie spatiale des zones à risques correspondant à la largeur de terrain décomprimée en relation avec le fluage des marnes sous jacentes.

Après le premier chapitre consacré à la présentation morphologique des deux secteurs étudiés, le second s'attache à présenter succinctement les différentes positions du rivage en liaison avec l'eustatisme glaciaire, puis à évaluer le recul historique du trait de côte en précisant à la fois sa valeur métrique et son rythme.

Dans le pays d'Auge, les différents ensembles lithostratigraphiques des formations du versant ont été attribuées au Weichsélien. Il est possible d'avancer, par chronologie relative, que la mise en place des panneaux de craie masqués par des heads et des loess, s'est effectuée au début d'une période froide du Weichsélien au cours de laquelle ils sont descendus en glissant sur les sables argileux. A la fin du Weichsélien, le trait de côte se trouvait en avant du rivage actuel à une distance que l'on peut estimer à 300 m.

Le moment de l'apparition des désordres reste inconnu, mais ce qui est certain, c'est que les mouvements se sont échelonnés pendant l'Holocène, plus certainement à partir de l'Atlantique soit depuis environ 6 000 ans, ou même beaucoup plus récemment, sur quelques siècles. Ils ont eu pour conséquence, la formation des cirques de Villerville et de Cricqueboeuf, et des glissements moins importants entre Trouville et Hennequeville.

L'estimation du recul historique du littoral à falaises a été réalisée par comparaison de documents cartographiques et photographiques: plans cadastraux à l'échelle du 1/2500 ème du 19ème siècle, sept séries de photographies verticales prises à des dates successives entre 1947 et 1984 comparées et corrigées à l'aide d'un S.Z.T.S. (stéréo zoom transfer scope). L'information a été complétée par l'exécution de quelques levés topographiques du sommet et du pied de falaise et la prise de cinq missions de photographies obliques entre 1984 et 1988.

Ainsi, 150 événements ponctuels d'importances très inégales ont été mis en évidence sur une période d'environ 40 ans dans le Bessin. Le bilan du recul sur environ 150 années est donné à travers une vitesse moyenne annuelle dont la valeur, qui oscille entre 5 et 50 cm par an, est fonction de la nature des matériaux armant le pied de falaise et de la morphostructure. Ces vitesses moyennes sont très inférieures à celles habituellement avancées et qui ne reposaient sur aucun fait tangible.

Les modalités du recul de la côte ont été définies à partir d'un inventaire historique des mouvements de terrain basé sur la collecte d'archives diverses (archives stricto-sensu, journaux...) qui a permis l'élaboration d'un fichier de plus de 300 événements qui montre que les glissements ont été et sont les mouvements les plus souvent rencontrés de par la fréquence et les volumes mobilisés.

Pour le versant de Villerville, à partir des nombreuses anomalies structurales ou stratigraphiques, plusieurs surfaces de glissement possibles de géométries variables sont proposées.

L'ensemble des observations réalisées depuis 1982 dans le pays d'Auge montre que certains secteurs sont soumis à une activité quasi-permanente qui rangent ces glissements parmi les mouvements actifs.

Dans le quatrième et dernier chapitre de cette première partie, une prévision spatiale des risques est abordée et une cartographie des zones à risques est proposée.

Dans le Bessin, les glissements se succèdent dans le temps et dans l'espace et la cartographie des zones à risque a été élaboré à partir de la détermination par sismique réfraction de la largeur de terrain décomprimée dans laquelle les mouvements s'inscrivent.

Dans le pays d'Auge, l'extension des zones en mouvement par glissement de type "régressif" en forme amphithéâtre à des zones jusque là épargnées et du devenir du bourg de Villerville, ont été résolus par une approche morphologique et par une analyse de l'évolution passée. Il a été possible d'expliquer la stabilité du bourg et de rassurer sur son avenir.

La deuxième partie est consacrée à la prévision temporelle et à la prévention, la recherche du rôle respectif des facteurs déclenchants et de leurs interrelations a été réalisée à partir de la mise en place, dès décembre 1984, d'un réseau de surveillance du versant de Villerville-Cricqueboeuf dont le suivi régulier a été effectué jusqu'en février 1988.

Ce réseau est constitué de 80 repères bétonnés fixés dans le sol dont les coordonnées dans l'espace ont été régulièrement déterminées par triangulatération à l'aide d'un théodolite et d'un distancemètre électro-optique, de 3 tubes inclinométriques et de 21 puits et piézomètres pour suivre les battements de la nappe. L'évolution pluriannuelle de la piézométrie est observée à partir de puits situés sur le plateau pour lesquels les enregistrements portent sur une longue période à partir de 1976.

L'analyse statistique de l'ensemble des données recueillies a été entreprise à partir de corrélations simples ou multiples ou d'analyses factorielles multiples.

Parmi les acquis scientifiques, les principaux points sont les suivants :

- statistiquement, le gel n'est pas un facteur déclenchant des mouvements, comme les observations précises durant les trois hivers marqués l'ont montré. Ceci est confirmé par le nombre très faible d'événements survenus pendant les phases de gel ou de dégel, déduits des 320 cas recensés par le dépouillement de la presse régionale ;

- les précipitations ont par contre un rôle déterminant dans la variabilité temporelle des déplacements. Elles ont été étudiées avec des pas de temps différents car leur rôle dans le déclenchement des mouvements intervient dans l'élévation des nappes qui obéissent elles-mêmes à un cycle annuel ou pluriannuel, décalé dans la saison par rapport aux précipitations.

C'est pourquoi, la recherche des corrélations entre remontée des nappes et pluies efficaces est faite selon des intervalles de temps spécifiques aux diverses analyses. Il en ressort clairement que les événements les plus nombreux surviennent lors des périodes "humides". Le niveau haut observé en 1982 est en phase avec le déclenchement du mouvement majeur du 10/11 janvier 1982. A un degré moindre, le niveau piézométrique élevé de l'hiver 1988, correspond au déclenchement des désordres de février 1988 à Cricqueboeuf.

Grâce au fichier d'événements, les conditions météorologiques régnantes ont été analysées par une analyse factorielle. Elles complètent l'analyse des données détaillées recueillies pendant les trois années et demie d'observations et montrent le rôle respectif des différentes combinaisons des pluies annuelles, saisonnières, mensuelles ou décadaires.

Les déplacements mesurés en surface mettent en évidence la variabilité spatiale et temporelle de ceux-ci. Ils sont détectés au droit de la point du Heurt et sont importants au pied de la falaise. L'analyse des déplacements est effectuée en considérant:

- d'une part, les vitesses. Elles montrent la tendance à l'accélération des déplacements et leur variabilité saisonnière (déplacement fort en automne-hiver en relation avec la remontée des eaux souterraines) ;

- d'autre part, la courbe des déplacements cumulés. Des corrélations ont été recherchées, l'ajustement de type exponentiel fournit des courbes prévisionnelles intéressantes.

Les modélisations, réalisées à partir de profils topographiques, des caractéristiques géomécaniques des matériaux, de la forme et de la position des surfaces de rupture, fournissent un bilan chiffré du rôle respectif des différents facteurs d'instabilité.

Des calculs de stabilité ont été réalisés par des méthodes globales déterministes et par des méthodes probabilistes. Selon plusieurs hypothèses de travail, on montre qu'un abaissement ou qu'un relèvement de la hauteur de la nappe de un mètre dans le versant modifie la valeur du coefficient de sécurité global pour environ 5 à 6 %. Un recul de 10 m du pied de versant et un abaissement du profil topographique proche de 50 cm intervient pour seulement 1 à 2 %. Outre la faiblesse des caractéristiques

mécaniques (cohésion nulle et angle de frottement interne moyen de 13°), le rôle déterminant de l'eau comme facteur déclenchant est démontré une nouvelle fois.

Pour la prévention, il est aussi démontré que les dispositifs de confortement devront s'appliquer prioritairement à l'eau et par la suite, à la lutte contre l'érosion du pied de falaise. Des schémas de principe sont proposés :

- dans un premier temps, et pour un moindre coût, il faudrait réaménager les systèmes de drainage naturels ou artificiels qui sont endommagés et inopérants, pour favoriser l'écoulement de surface et réduire l'infiltration ;

- dans un second temps, pour un coût élevé mais avec une efficacité certaine, il faudrait rabattre de plusieurs mètres la nappe par un système de puits avec drains rayonnants ou au mieux, par une tranchée drainante située juste à l'amont du C.D. 513.

L'aménagement du pied de falaise pour stopper la suppression de butée pourra être envisagé à la suite ou en parallèle avec les travaux de drainage, mais surtout pas exclusivement comme cela a été fait à Cricqueboeuf ces dernières années.

SUMMARY

The Calvados coasts are made up of 50 km of cliffs, some parts of them are periodically affected by Landslides.

The Bessin cliffs are 10 to 75 m high, they are cut in the marly calcareous formations of Bajocian and inferior to middle Bathonian. These cliffs are also affected by tectonic movements. The consequences are a great variability of the cliff lithologic profile, thus leading to a variety of shapes and masses which can be observed after soil movements such as rock falls or cliff collapses near the Pointe du Hoc and also to the east of Cap Manvieux ; or small landslides : plane sliding with collapse at the rear of the cliff as observed near Bouffay, or sliding due to creep of the marls at the toe of the cliffs as seen in the chaos of Cap Manvieux.

Between Trouville-sur-Mer and Honfleur for 12 km, the Pays d'Auge plateau is bordered by very high cliffs up to 140 m tall, the topographic and geologic formation of these cliffs being very varied. The profile changes from one end to the other depending on the thickness of the sedimentary support which is affected by a slight inclination toward the East.

The main scarp composed of Cenomanian chalk rests on a glauconitic sand base. Below them a thick series of marly clay marls (Kimmeridgian and Oxfordian) are on top the cornstone limestone of Hennequeville, which between Trouville and the Pointe du Heurt strengthen the cliff toe and constitute a reef flat. At the toe of the scarp the slope is more gentle and relatively straight. It is an accumation slope of thick superficial formations made of blocs of chalk and debris of chalk and flint as well as loess which fill the voids between the chalk blocs. These formations have been placed during the superior pleistocene.

Two locations have been submitted to spectacular slidings which are the object of this research. One to the west (Bessin) in a rural area between Grandcamp and Saint-Côme de Fresné (about 32 km of coast) at a location called Le Bouffay, a whole piece of cliff (350 m long, 50 m wide) fell suddenly. The second one at the east of the Calvados department, between Trouville and Honfleur in January 1982, at the cirque of Graves and at Fosses du Macre near Villerville-Cricqueboeuf, a landslide destroyed totally or partially several villas and damaged the departemental road at several places.

This publication is the results of a research program initiated between november 1984 and February 1985 in collaboration with regional partners and financed by several parties. The object of the research was to answer the questions raised by the prediction of risks associated with cliff stability in this coastal area.

For the Villerville-Cricqueboeuf, the research objectives were to investigate the sliding kinetics of a three-dimensional model, by precise topographical measurements, and also by deep displacement measurements. These measurements were made in order to find the instability factors (internal and external) and also to correlate them and find which one were responsible for the instability and the start of the sliding phenomenon. Finally the probability or return of the event was investigated and the possible triggering level assessed. Several stability computations were performed for various hypotheses and recommendations to reduce or stop the phenomena were given.

With respect to the Bessin cliffs, the methodology was different as the objectives were differents.

For a global study at small scale, the objectives were the establishment of a spatial map of the various zones presenting some potential risks taking into account the decompressed zones due to creep of the underneath marls.

The first chapter presents the morphology of the two site locations studied. The second deals with

the various positions of the coast in relation to the glacial period, and its evolution with time ; dimensions and rythme of erosion.

For the Pays d'Auge, the various stratigraphic formations of the bank are attributed to the Weichselian. It can be postulated by chronological order, that the formation of the chalk pannels, hidden by the heads and the loess occured during the cold period they moved down by sliding on the clayey sands. At the end of the Weichselian the coast ridge was approximatively 300 m ahead of the actual coast.

The precise date of the disorders is unknown, but it could be certain that the movements occured during the Holocene, most probably from the Atlantic, and about 6000 years ago, or more recently a few centuries. These disorders have for consequence, the formation of Villerville and Cricqueboeuf cirques, and the less important sliding between Trouville and Hennequeville.

The estimation of the coast recession was made from comparison of maps (19th century) and photographics documents. Seven series of vertical photographs taken between 1947 and 1984 were compared and corrected with a SZTS (Stereo Zoom Transfer Scope). The information was completed by the realisation of topographic levelling of the crest and toe of the cliff and five series of inclined photographs taken between 1984 and 1988.

Thus 150 events of various intensity have been observed during a 40 years period in the Bessin area. The examination of the coast recession for approximatively 150 years gives an average rate comprised between 5 and 50 cm per year, depending of the nature of the material which constitute the toe of the cliff and its morphology. These rates are inferior to the values usually proposed which bear on no realistic data.

The coast recession was defined from an historical inventory of the various soil movements as reported in the litterature (archives, newspapers, etc...). A base data of more than 300 events has been collected and it is shown that the sliding movements are the most frequent.

For the Villerville slope, using numerous structural or stratigraphical anomalies various possible sliding schemes have been proposed.

A review of all the data collected from the Pays d'Auge indicate that some areas are subjected to a quasi permanent activity which permit to classify these slidings as active movements.

In the fourth and last chapter of this first part a 3-dimensional forcasting map of the potential risks zones is proposed.

For the Bessin area, the sliding movements occur in the time and space, the mapping of the potential risk zones has been established from seismic refraction surveys conducted in a band of decompressed soils where the movements have been noticed.

In the Pays d'Auge, the extension of the moving zones by backwards sliding movements taking shape of cirque was resolved by morphological and historical approaches. It was possible to assess the future of the town Villerville which was susceptible to this kind of erosion.

The second part of the study is devoted to the prediction and prevention of movements and the research of the various factors and their interaction which trigger the phenomenon. Since 1984 a monitoring system has been placed between Villerville and Cricqueboeuf and a regular collection of the data was performed until 1988.

This monitoring system is constituted by 80 cemented banch marks into the ground and the coordinates of them have been regularly measured with a theodolite and an electro-optic distancemeter. Also three inclinometers and 21 wells and piezometers have been used to monitor the phreatic water level variations. The evolution of the water table was also analyzed from wells records kept since 1976.

The statistical analyses of all the collected data were performed from simple or multiple correlations or from multiple factorial analyses.

Among the scientific data collected the main conclusions are :

- Statistically the frost is not a factor which start the movement process as evidenced by the precise observations made during three severe winters. This was confirmed by a small number of events following the phases of frost and thauw, deducted from 320 cases founded in the regional press.

- On the other hand the rainfalls have a prevailing role in the variability of the displacements. The precipitations have been studied for various time steps because the start of movements depends on the elevation of the phreatic water table and there is a time lag between the precipitation occurences and the movements, also the seasons have some influence on the displacements. Therefore attempts to establish correlations between the water level increases and absolute rainfalls have been made for different time steps in the various analyses. It clearly appears that most of the frequent events happened during the "humid" periods. The very high water table recorded in 1982, is in phase with the beginning of the major movement observed the 10th and 11th of January 1982. To a lesser degree, the high piezometric level recorded during the 1988 winter, corresponds to the start of the february 1988 disorders at Cricqueboeuf.

- From the data base of existing events, the meteorological data have been processed by a factorial method. They complement the analysis of the detailed data collected during three year and half and they show the effects of the various rainfalls combination : annual, seasonnal, mensual or daily base (10 days intervals).

- The displacements measured at the surface show clearly the variability of the phenomenon in time and space. The movements are detected at the Pointe du Heurt and they are important at the cliff toe. The displacement analysis is performed by taking into account :

- The speed which is a seasonal variable factor. The displacements are accelerated during the winter seasons while the water table is raising.

- The cumulative displacement curves correlations have been founded and smoothing with exponential curves yielded interesting prediction data.

The models made from the topographical profiles and the geotechnical data using the shape and position of the failure surfaces give a reliable picture of the various factors affecting the stability.

Slope stability computations have been performed by global deterministic methods and also by probabilistic approaches. Using different hypotheses, it is shown that raising or lowering the water table by one meter, the global safety factor is 5 to 6 percent modified. A backward movement of 10 m of the bank toe and lowering the topographic profile by 50 cm change the global safety factor only 1 to 2 percent. Beside the weak mechanical soil properties (absence of cohesion and internal friction angle of 13 degrees), the preponderant role of the water as being the key factor to the start of movement is shown again.

Concerning the prevention, it was demonstrated that the preventive efforts should concern in priority the water and after the erosion control at the cliff toe. Some principle schemes are proposed :

- As a first stage and for the least cost, it is necessary to rehabilitate all the natural and artificial drainage systems which are damaged or inoperating in order to reestablish a good drainage system and reduce the infiltration,

- Then, in a second stage for a relatively high cost, but effective results, it would be necessary to lower the water table several meters by a system of wells with radial drains, or even better digging a drainage trench below the CD 513.

The toe stabilization could be envisaged after or during the drainage works, but it should not be done exclusively as it was done for Cricqueboeuf those past years.

INTRODUCTION GENERALE

Diverses dans leurs paysages, les côtes du Calvados ont été précocement découvertes par les touristes et les scientifiques. Dès le 19ème siècle, les nombreuses reproductions photographiques, dans des guides ou des manuels, de ces curiosités géologiques et picturales que sont les "Vaches Noires", sont parmi les premiers témoignages de cet intérêt. Au long de ces côtes, des secteurs de hautes falaises vigoureuses, sauvages parfois, succèdent à de grandes plages sableuses, célèbres depuis le débarquement du 6 juin 1944. Les uns et les autres évoluent sans cesse, et le recul des falaises a revêtu un caractère spectaculaire, notamment en 1981 et 1982, années qui marquent le début de mes recherches sur cette évolution, et les risques qu'elle fait courir, pour les biens et les personnes, surtout sur les côtes du Pays d'Auge. Les côtes du Bessin sont en effet des falaises subverticales, en bordure d'un plateau à vocation agricole, où l'occupation humaine est peu développée. En raison d'un accès très difficile à la mer l'activité s'est concentrée dans les quelques grands vallons qui permettent l'ouverture vers la mer, comme par exemple Port en Bessin, Arromanches ou Saint-Honorine des Pertes. Cette difficulté d'accès a été particulièrement ressentie lors du débarquement de juin 1944, dont on se souvient qu'il a nécessité la prise d'assaut de la tristement célèbre Pointe du Hoc, et la construction de ports artificiels comme ceux d'Arromanches ou d'Omaha Beach. Les menaces liées à un recul brutal expliquent également la rareté des bâtiments ou installations en bordure immédiate de la falaise. De lointains événements n'ont pas été oubliés : vers 1750-1760, le glissement d'une partie de celle-ci a laissé sur le rivage les célèbres rochers de Fontenailles : trois blocs de calcaires d'une vingtaine de mètres chacun, fichés sur la haute plage, puis progressivement isolés, rongés et finalement détruits par l'attaque des vagues ; le dernier, la Demoiselle de Fontenailles, était distant de 63 m de la falaise quand il s'est écroulé lors de la tempête du 26 août 1902. En février 1969, un important glissement du terrain a contraint à abandonner le sémaphore de Longues sur Mer, et le dernier mouvement majeur s'est produit en 1981, à proximité sur les communes de Longues sur Mer et de Commes au lieu dit le Bouffay. Un pan entier de falaise, de 350 m de long sur 50 de large environ, s'est brutalement détaché dans la soirée du 5 août.

Les côtes du Pays d'Auge sont morphologiquement très différentes. Sur 12 km, entre Trouville et Honfleur, le plateau se termine par un versant raide en haut, mais qui s'adoucit vers sa base, et l'urbanisation ou la construction de villas ont été possibles jusqu'au rivage. Néanmoins, en plusieurs secteurs, et notamment au Cirque des Graves et aux Fosses du Macre, les "désordres" du versant, connus de longue date, font que des propriétés bourgeoises ont pu disposer de terrains assez vastes, en contrebas de villas cossues implantées à une distance respectable du rivage. Mais la spéculation foncière, accentuée par une activité balnéaire lucrative, a conduit peu à peu à une urbanisation plus ou moins contrôlée, voire carrément "sauvage", dans ces secteurs sensibles, au prix de risques jusque là évités. Des désordres graves y sont survenus récemment, à deux reprises. En janvier 1982, dans le Cirque des Graves, le recul de la couronne de glissement a entraîné la destruction de plusieurs villas et d'un groupe d'habitations spontanées, la détérioration des installations d'un camping. Aux Fosses du Macre le glissement a fait moins de dégâts. Mais, en février 1988, ce secteur a été de nouveau touché, une villa s'est effondrée, le haut de plage a été soulevé, des épis et des enrochements protecteurs disloqués.

Les premières recherches sur l'instabilité de ces falaises et leur sensibilité aux mouvements de terrain ont été principalement conduites par les géologues dans les années 1970. D'abord dans l'arrière pays à l'occasion de la construction de l'autoroute de Normandie, puis sur la côte, en raison de graves désordres apparus sur la route touristique Trouville-Honfleur, fissurée et affaissée en de nombreux endroits. Ces recherches ont abouti à l'établissement de la carte ZERMOS de Trouville-Pont l'Evêque à l'échelle du 1/25 000ème, publiée en 1976. Elle concerne le secteur littoral compris entre Trouville et Honfleur et une partie de la zone intérieure du Pays d'Auge. Dans ces documents, les secteurs instables et vulnérables sont définis, et les mécanismes décrits privilégient le rôle de la solifluxion et des facteurs géologiques (structure, faciès,...).

La création du Commissariat aux Risques Naturels Majeurs et la loi de 1982 sur l'indemnisation des dégâts occasionnés par les catastrophes naturelles, la mise en oeuvre des premiers Plans d'Exposition aux Risques (P.E.R.) ont relancé les recherches dans le Calvados. L'élaboration de plusieurs P.E.R. a été confiée au CETE de Rouen par la Direction Départementale de l'Equipement du Calvados, et dans un cadre scientifique, dès 1982, le développement de recherches sur la dynamique actuelle des versants par les géomorphologues du Centre de Recherches en Géographie Physique de l'Environnement (CREGEPE) de l'Université de Caen a conduit à l'étude des deux glissements majeurs survenus sur le littoral du Calvados. Ainsi, sur le versant de Villerville-Cricqueboeuf, une mesure des déplacements relatifs par fissurométrie a été réalisée par le CREGEPE en association avec le Laboratoire de Géologie stratigraphique de l'Université de Caen entre juin 1982 et octobre 1983. Au colloque "Mouvements de Terrain" organisé en mars 1984 a été présentée une étude à caractère morphologique et géotechnique portant sur une première interprétation du glissement du Bouffay et de sa dynamique ainsi qu'une cartographie morphologique et des formations superficielles du versant de Villerville et l'évolution de ce dernier depuis le Quaternaire. Enfin, il y a quelques années une recherche historique portant sur des archives a été lancée à l'échelle du département.

Un programme de **prévision** des risques a été conçu afin de répondre aux

interrogations suscitées par les risques encourus dans le secteur de Villerville-Cricqueboeuf. Il a été élaboré entre novembre 1984 et février 1985 par un comité scientifique et technique qui associe le Centre de Recherches en Géographie Physique de l'Environnement (CREGEPE) de l'Université de Caen à plusieurs partenaires extérieurs : le Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen, CETE Normandie-Centre, le Service Géologique Régional du Bureau de la Recherche Géologique et Minière, le laboratoire de Géologie Stratigraphique de l'Université de Caen. Sa mise en oeuvre a été confiée au CREGEPE, et l'auteur de cette thèse en a été le maître d'oeuvre.

Pour le versant de Villerville Cricqueboeuf les objectifs fixés dans le programme étaient les suivants :

- approfondir la connaissance de la **cinématique du glissement** dans les trois dimensions de l'espace, d'une part à l'aide d'observations et de levés topographiques précis à la surface du terrain et, d'autre part, grâce à des mesures de déplacement en profondeur ;

- par des suivis périodiques déterminer les facteurs d'instabilité, **internes** (géologiques -faciès, structure, caractéristiques géotechniques-, géomorphologiques et hydro-géologiques -oscillations piézométriques du toit des nappes-) et **externes** (climatiques -pluviométrie, température au sol et dans le sol-, et maritimes -actions de la mer, érosion et sédimentation-) ;

- rechercher les corrélations entre ces différents facteurs en déterminant les paramètres responsables de l'instabilité et de sa poursuite, évaluer ensuite la probabilité de retour du phénomène, son ampleur et son extension pour tenter de définir des seuils d'alerte dans une perspective de prévision temporelle. Enfin, opérer des calculs de stabilité en fonction de différentes hypothèses émises précédemment pour mettre en place les moyens de confortement les mieux adaptés afin de stopper ou de réduire les phénomènes.

La méthologie est autre pour les falaises du Bessin puisque les problèmes s'y posent différemment. L'étude doit y être plus générale, à plus petite échelle, se fixant comme objectifs l'établissement d'une typologie des différents mouvements de terrain rencontrés, et une cartographie spatiale des zones à risques. Celles-ci correspondent à la bande littorale de terrain décomprimé, sous l'effet du fluage des marnes sous-jacentes.

Cette différence dans les méthodes utilisées et les moyens également mis en oeuvre, entre les deux secteurs côtiers, Bessin et Pays d'Auge, tient également du fait que les risques y sont inégalement importants : beaucoup plus élevés dans les zones urbanisées ou de loisirs du Pays d'Auge, moindres ou négligeables vis à vis des terrains agricoles du Bessin. Les premières nécessitent une analyse fine et donc la mise en oeuvre de moyens d'étude importants dans un but de prévention ; les seconds, s'ils présentent un égal intérêt scientifique, ne peuvent cependant justifier les mêmes investissements techniques et financiers.

Ces travaux ont pu prendre des développements certains en particulier dans le domaine de la topométrie ou de la mécanique des sols grâce à la formation de base

technique que j'avais acquise antérieurement à mes études universitaires. D'autre part les conditions matérielles du travail ont été grandement favorisées par l'obtention d'une bourse DGRST en tant que chercheur au sein du laboratoire du CREGEPE et du soutien apporté par le Centre de Géomorphologie de Caen à l'équipe de Recherches sur la Dynamique des Formations Superficielles.

Une étude géotechnique approfondie nécessite des moyens lourds d'investigation (sondages carottés de reconnaissance, etc...) et de suivi pluriannuel (pluviométrie, inclinométrie, topométrie, etc...). Le financement du programme a été assuré par différents intervenants, concernés à divers titres par ce sujet : Université de Caen, Centre National de la Recherche Scientifique, Ministère de la Recherche et de la Technologie, Conseil Régional de Basse Normandie et Conseil Général du Calvados. Les moyens consentis, malgré leur importance, ne pouvaient malheureusement pas couvrir toutes les structures techniques souhaitables. Comme souvent en pareil cas, les travaux scientifiques et techniques engagés sont ajustés aux moyens financiers, et non l'inverse.

Ainsi, sur cinq sondages carottés prévus, trois seulement ont été réalisés, le nombre de piézomètres et de levés topométriques a également été réduit. Il n'a pas été possible de faire une surveillance permanente avec enregistrement des paramètres en continu mais seulement des suivis ponctuels plus ou moins rapprochés dans le temps.

De même, un choix a été également opéré en fonction du site, ainsi les Fosses du Macre n'ont pu être équipées. Le suivi y a été réalisé à partir du réseau d'embases de nivelle installé en février 1982 et à partir d'un réseau piézométrique constitué par les puits domestiques recensés sur le site.

De plus, la totalité du financement n'a pu être obtenue en une seule fois, en début de recherche, son étalement sur une durée de trois années a obligé à définir des priorités pour l'installation des différents éléments du réseau de surveillance. Ainsi, par exemple, deux premiers sondages carottés équipés de tubes inclinométriques ont été réalisés en mars 1986 mais le troisième n'a été foré qu'une année après, en février 1987. Le lecteur est donc invité à garder à l'esprit la nature et le poids de ces contraintes, leur rôle dans le choix des méthodes et des techniques et dans le déroulement des recherches.

Après un rappel des principales caractéristiques géologiques et morphologiques des zones étudiées, la première partie du mémoire est consacrée à l'étude de l'évolution du littoral depuis le Quaternaire, en passant par la formation des cirques de Villerville-Cricqueboeuf jusqu'au recul historique évalué par différents moyens photographiques ou cartographiques. Les modalités du recul de la côte sont précisées à partir de l'inventaire historique des mouvements de terrain et de l'analyse des événements récents. Enfin, une cartographie spatiale des zones à risques est proposée, pour les falaises du Bessin, à partir d'une évaluation de la largeur décomprimée dans laquelle les mouvements sont susceptibles de se produire et, pour le Pays d'Auge, à partir de l'analyse de la morphologie et de l'extension historique des zones en mouvements.

La seconde partie étudie les facteurs d'instabilité dans l'objectif d'une prévision et d'une prévention des risques. La prévision s'appuie sur le réseau de surveillance installé depuis décembre 1984 sur le versant de Villerville-Cricqueboeuf, où sont mesurés les déplacements de surface, par topométrie, et ceux en profondeur, par inclinométrie, ainsi que le battement des nappes. L'étude des facteurs climatiques concerne les séries pluviométriques, les épisodes de gel ; l'influence de la mer est appréciée en ce qui concerne l'effet des houles sur le recul du littoral. Puis les relations entre la pluviométrie, la piézométrie et les déplacements sont recherchées. Enfin, une modélisation des phénomènes est entreprise à partir de l'ensemble des données recueillies, de manière à évaluer le poids respectif de chaque facteur dans la création ou le maintien de l'instabilité et à tester les éventuelles dispositions confortatives à mettre en place pour stopper ou ralentir les déplacements.

SOMMAIRE

PREMIERE PARTIE : **LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DES COTES DU CALVADOS : ORIGINE ET PREVISION D'EXTENSION** *11*

Chapitre I : Présentation géomorphologique des côtes du Calvados *12*

Chapitre II : Le recul de la côte *43*

Chapitre III : Les modalités du recul de la côte *73*

Chapitre IV : L'extension prévisible des glissements *103*

DEUXIEME PARTIE : **ANALYSE DES DEPLACEMENTS ET DES FACTEURS D'INSTABILITE EN VUE D'UNE PRÉVISION TEMPORELLE** *131*

Chapitre I : La mesure des déplacements *132*

Chapitre II : Le rôle des facteurs climatiques *165*

Chapitre III : Les relations entre la pluviométrie, la piézométrie et les déplacements. *226*

Chapitre IV : Calculs de stabilité sur les versants de Villerville et du Bessin : modélisation des phénomènes *250*

Chapitre V : Modèle de prévision *285*

CONCLUSION GENERALE *291*

ANNEXES *323*

TABLES DES MATIERES *424*

Première Partie

LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DES COTES DU CALVADOS : ORIGINE ET PREVISION D'EXTENSION

Chapitre I

PRESENTATION GEOMORPHOLOGIQUE DES COTES DU CALVADOS

1. Introduction

1.1. Le cadre morphologique général

Le littoral de la Manche recoupe obliquement les terrains sédimentaires du Bassin Parisien faiblement inclinés vers l'Est-Sud Est et appuyés à l'ouest sur le Massif Armoricain. Dans le Bessin, les falaises sont entaillées dans une série exclusivement jurassique. De l'Aalénien de Saint Honorine des Pertes au Kimmeridgien d'Honfleur, la série jurassique affleure pratiquement de façon continue sur la côte du Calvados.

Au delà de la Dives, à la faveur du pendage général en haut des falaises, les formations crétacées souvent crayeuses prennent le relais des calcaires jurassiques dans le Pays d'Auge jusqu'au Cap d'Antifer. En bordure du Pays de Caux les falaises sont presque entièrement crétacées car seulement recouvertes par des formations tertiaires (EVRARD H et SINELLE Ch. 1980 et 1987). Le Jurassique ne réapparait que dans le Boulonnais, à la faveur d'un anticlinal évidé d'axe Ouest-Est. Le Boulonnais est aussi la terminaison orientale du **Weald anglais**. Les falaises y sont taillées dans les grès et les argiles du Jurassique supérieur et dans la craie du Crétacé (PINTE P., 1987).

Sur la côte sud de l'Angleterre, la même disposition générale, celle d'une série de couverture sédimentaire appuyée à l'ouest sur le massif de Cornouailles, donne généralement naissance à de hautes falaises, principalement dans les formations crétacées, le long du littoral du Kent et du Sussex. Vers l'ouest, du Dorset jusqu'à Lyme Regis, les hautes falaises sont entaillées dans les formations jurassiques.

Sur l'ensemble des côtes de la mer de la Manche, les différents faciès, la tectonique, les alternances couches tendres ou résistantes, les épaisseurs relatives de chaque couche ont pour conséquence une grande variabilité des profils de falaises soumises à une multitude de mouvements de terrain de types et d'ampleurs très diverses qui illustre les typologies données par J.N. HUTCHINSON (1982) ou par J.C. FLAGEOLLET (1988). D'une manière générale, les mouvements les plus importants sont localisés dans les formations jurassiques ou jurassiques et crétacés. Les hautes falaises crétacées taillées dans la craie imposent par leur grandeur mais ne subissent pas de mouvements de terrain d'ampleur exceptionnelle, sauf quelques cas particuliers.

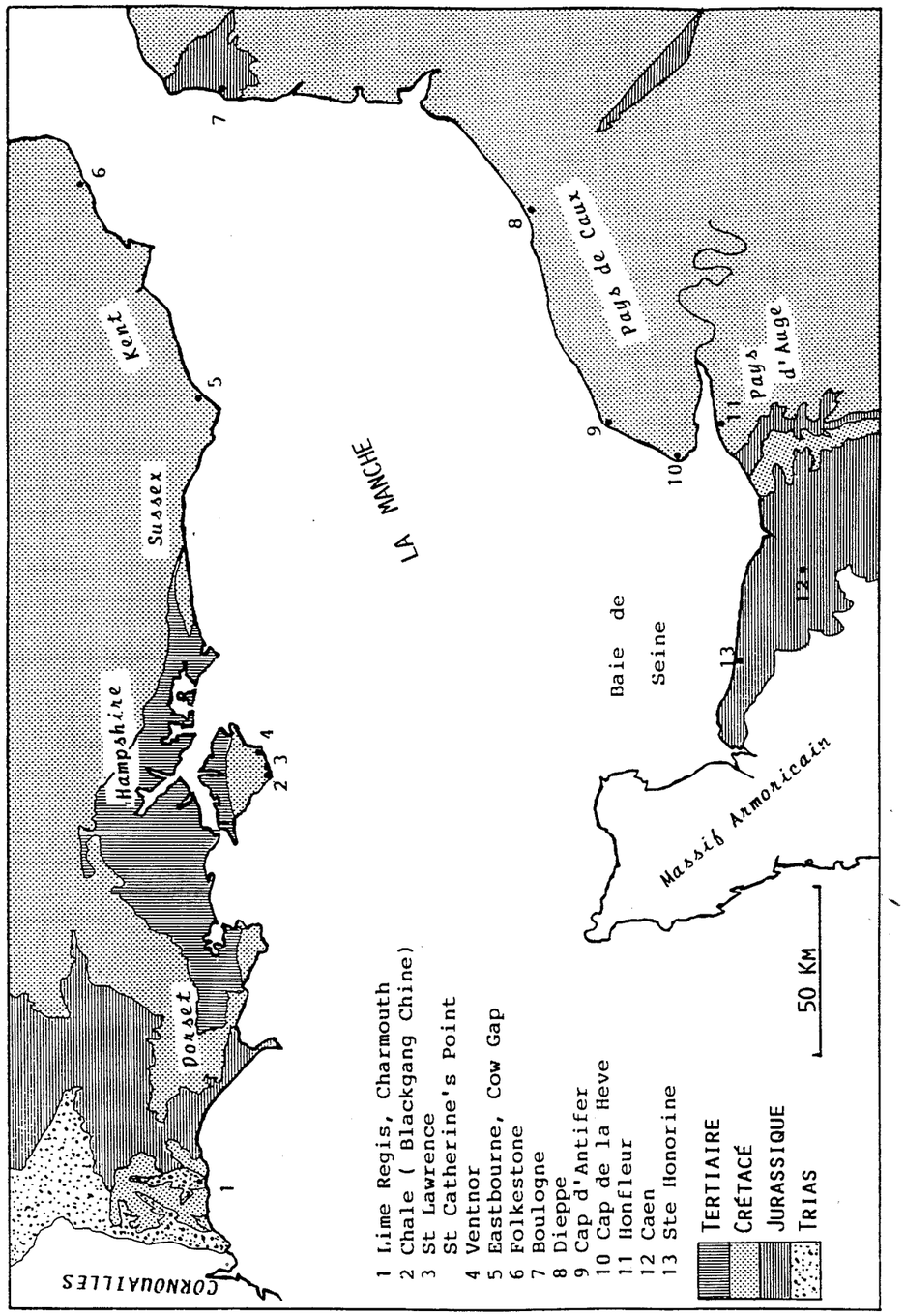


Fig. 1 : Les littoraux de la mer de la Manche : croquis géologique.

Le littoral du Calvados, n'est pas le seul à être soumis à une instabilité spectaculaire, cause de nombreux dégâts.

Sur la côte sud de l'Angleterre, les principaux secteurs touchés par des événements passés sont par exemple (fig. 1) :

- glissements rotationnels emboîtés et rétrogressifs (successive or multiple rotational landslips) à proximité de Folkestone qui ont endommagé plusieurs fois la voie ferrée Douvres-Folkestone en 1915. Les panneaux de craie glissent sur l'argile du Gault au contact des grès glauconieux. Le drainage du versant et un mur de soutènement au pied sont parvenus à stabiliser le versant (WARD W.H., 1945 ; HUTCHINSON J.N., 1969 et 1977 ; HUTCHINSON J.N. et Al., 1980). Plus à l'ouest, à Cow Gap à Eastbourne dans les mêmes matériaux, mais avec un relief moins marqué, les glissements sont relativement plus petits :

- glissements rotationnels (multiple rotational landslips) de l'Undercliff sur l'île de Wight sur 10 km de longueur près de Ventnor à St Lawrence ou à St Catherine's Point où les panneaux de craies qui reposent sur les sables glauconieux et l'argile du Gault ont glissé les uns derrière les autres (CHANDLER M.P., 1984 ; CHANDLER M.P. et HUTCHINSON J.N., 1984) ;

- basculements (Topples) comme celui de juillet 1928 à Gore Cliff sur la falaise au Sud de l'Ile de Wight (CHANDLER M.P., 1984) ;

- active érosion par ruissellement sur des matériaux argilo-sableux qui crée des coulées (flows) et des coulées de blocs (slides of debris) dans les sables verts glauconieux à l'extrémité sud-ouest de l'Ile de Wight à Chale (Black-gang Chine). (J.N. HUTCHINSON et Al., 1981) ;

- chutes de pierres ou écroulements (Falls) se produisent sur les falaises crayeuses du Kent tel l'événement du 31 décembre 1911 sur la falaise d'Abbotscliff (HUTCHINSON, J.N., 1979) ;

- glissements plans étagés dans les falaises du Hampshire affectent les argiles sableuses éocènes. (BARTON M.E., 1977);

- coulées de boues (mudflows) très spectaculaires affectent le littoral ouest du Dorset et principalement Lyme Regis ou Charmouth, où depuis plusieurs dizaines d'années, le départ des couches superficielles de head provoque le recul de la couronne de glissement et de nombreux dégâts (BRUNSDEN D. et JONES D.K.C., 1972 ; CONWAY B.W., 1979 ; DENNESS B. et Al., 1975).

1.2. Les différents secteurs côtiers du Calvados

Le littoral du Calvados entre la Baie des Veys et l'embouchure de la Seine, a un tracé d'orientation générale Ouest-Est caractérisé par une succession d'amples ondulations concaves et convexes (fig. 2) : aux avancées de la côte, de la Pointe du Hoc à celle de la Percée, d'Arromanches à Lion sur Mer, d'Houlgate à Honfleur en face des

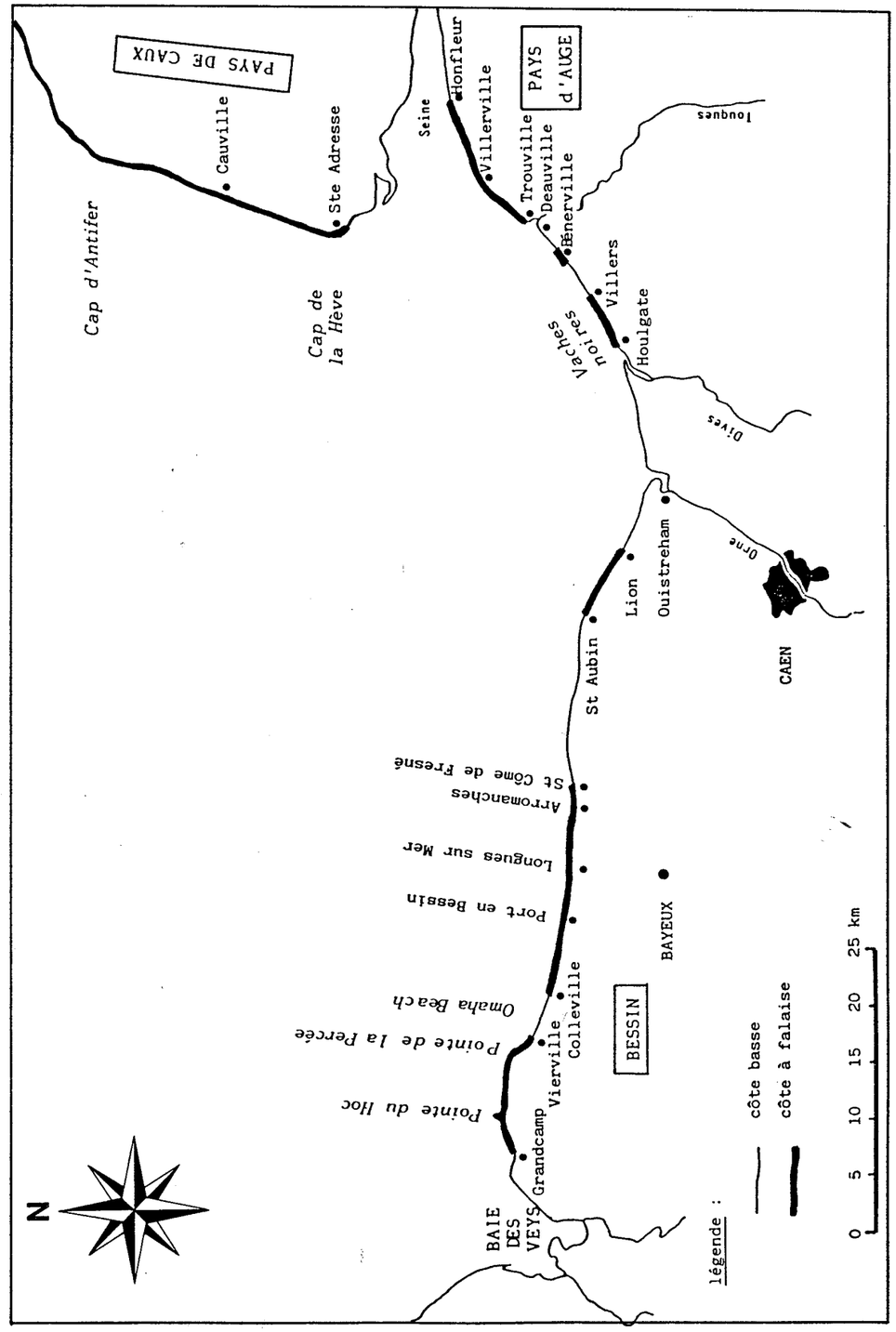


Fig. 2 : Le littoral du Calvados.

falaises taillées dans les roches sédimentaires calcaires succèdent les retraits concaves de Vierville à Port en Bessin et de l'estuaire de l'Orne à celui de la Dives.

Cette relative régularité du tracé s'accompagne toutefois d'une grande diversité des profils transversaux où se succèdent sur de courtes distances de hautes falaises vives, des plages sableuses et des marais maritimes, ce qui fait l'attrait de ce littoral touristique.

Ainsi sur près de 116 km, ce littoral comporte 50 km de côtes basses, de plages de sables, ou de cordons de galets et de marais, entrecoupés de 51 km de falaises érodables plus ou moins élevées, et ponctués par environ 15 km d'estuaires de fleuves côtiers (Orne, Dives, Touques,...). Les secteurs à falaises sont principalement au nombre de quatre et ont chacun leur particularité:

- les falaises du Bessin s'étirent sur 32 km entre Grandcamp et Saint Côme de Fresne. D'une hauteur variant de 10 à 75 m, elles sont entaillées dans des formations calcaires et marneuses.

A Grandcamp, la falaise est masquée par un head limoneux, lui même entaillé en petite falaise littorale de quelques mètres de hauteur. Les falaises vives sont entrecoupées par 4 km de falaises "mortes". Ainsi entre Vierville et Colleville, la côte est un cordon sableux rectiligne, à l'arrière duquel s'étend une zone marécageuse jusqu'au pied de la falaise. Cette plage est celle d'Omaha-Beach (débarquement de 1944). Sa terminaison ouest a été engraissée après la réalisation du port artificiel en caissons immergés (ELHAI H., 1963) :

- sur 6 km, les petites falaises entre Saint Aubin et Lion sur Mer, sont taillées dans le calcaire mais ne dépassent pas une dizaine de mètres de hauteur ;

- les spectaculaires et célèbres falaises des "Vaches Noires" s'étendent sur 5 km d' Houlgate à Villers sur Mer. Sur une hauteur de 100 à 120 m, elles sont essentiellement constituées par des argiles et marnes de couleur noire et surmontées par une corniche calcaire. Elles sont découpées en promontoires par de profonds ravins d'où sortent des coulées boueuses (mud-flows) (AUGER P. et MARY G., 1968) ;

- le littoral du Pays d'Auge, sur 12 km environ entre Trouville et Honfleur, est formé par des versants à profils composites. Le calcaire et l'argile sont recouverts par d'importants dépôts quaternaires (head, limons,...). Entre Vasouy et Cricqueboeuf, le cordon littoral de Pennedepie isole sur 2 km une zone basse et marécageuse qui est l'héritage d'un ancien méandre de la Seine.

Les secteurs de côte basse apparaissent plus réguliers et plus homogènes. De Saint Côme de Fresne à Saint Aubin sur Mer, la côte sableuse correspond à un cordon littoral, peu développé et formé de sables et de galets. Entre la Seulles et Saint Côme, le cordon littoral isole de la mer une zone basse marécageuse (Marais d'Asnelles Meuvaines.

Sur 17 km, entre Lion sur Mer et Houlgate, le cordon littoral sableux est continu

et son développement important est à mettre en relation avec la présence des estuaires de l'Orne et de la Dives qui sont des zones favorables à l'accumulation des matériaux. Des formations dunaires se sont développées, parfois imposantes comme à Merville. Aux débouchés des estuaires de l'Orne et de la Dives, sous l'influence du transit littoral Ouest-Est, des flèches littorales se sont avancées vers l'Est.

Entre les falaises des Vaches Noires et celles du Pays d'Auge sur 6,5 km, le littoral est formé par deux cordons sableux de part et d'autre de la falaise de Benerville (Mont Canisy).

Les falaises ont une évolution qui présente un intérêt plus ou moins grand. Les petites falaises calcaires entre Saint Aubin et Lion sur Mer subissent seulement quelques chutes de pierres ou de blocs. Les falaises des Vaches Noires sont affectées par des coulées boueuses (mudflows) qui provoquent un recul de la corniche calcaire et menacent les aménagements situés sur le plateau ; des études anciennes ont déjà dit l'essentiel sur les mécanismes et les rythmes, du recul en relation avec la pluviométrie (AUGER P. et MARY G., 1968 ; ELHAI H., 1963 ; HELLUIN E., 1971).

Notre étude concerne donc les falaises du Bessin entre Grandcamp et Saint Côme de Fresne et les falaises du Pays d'Auge entre Trouville et Honfleur et principalement le secteur de Villerville-Cricqueboeuf, où se sont produits deux glissements majeurs récents, celui du Bouffay en 1981 et celui de Villerville-Cricqueboeuf en 1982, soit une longueur totale d'environ 40 km.

2. Les falaises du Bessin

2.1. Lithologie et stratigraphie

Entre Grandcamp et Arromanches, les falaises du Bessin s'étendent sur 32 km environ (fig. 3a). Elles ont une hauteur très variable, entre 10 et 75 m, et sont entaillées dans une succession sédimentaire, Bajocien et Bathonien pour l'essentiel, qui comporte, de bas en haut, les trois formations suivantes (fig. 3b et 3c et fig. 4) :

- **les calcaires à "spongiaires" massifs** (Bajocien) arment le pied de la falaise entre Port en Bessin et Saint Honorine des Pertes (RIOULT M. et FILY G., 1980). Ces calcaires ne participent pas aux mouvements ;

- **Les "marnes de Port"** (Bathonien inférieur et moyen) ont 38 m d'épaisseur. Des petits bancs calcairo-marneux s'intercalent principalement dans les parties basales et sommitales (RIOULT M. et FILY G., 1980) ;

- **les calcaires du Bessin** ou **"calcaires de Saint Pierre du Mont"** (FILY G., 1974) sont épais de 35 m au maximum et montrent dans le détail des faciès variés, en bancs massifs à litage oblique ou en petits bancs calcaires séparés par des lits argileux. En 1927, L. GUILLAUME (1927) distingue :

- **les couches de Vierville**, calcaires marneux bleuâtres ou jaunâtres, avec des cordons irréguliers de silicification disposés suivant une stratification horizontale

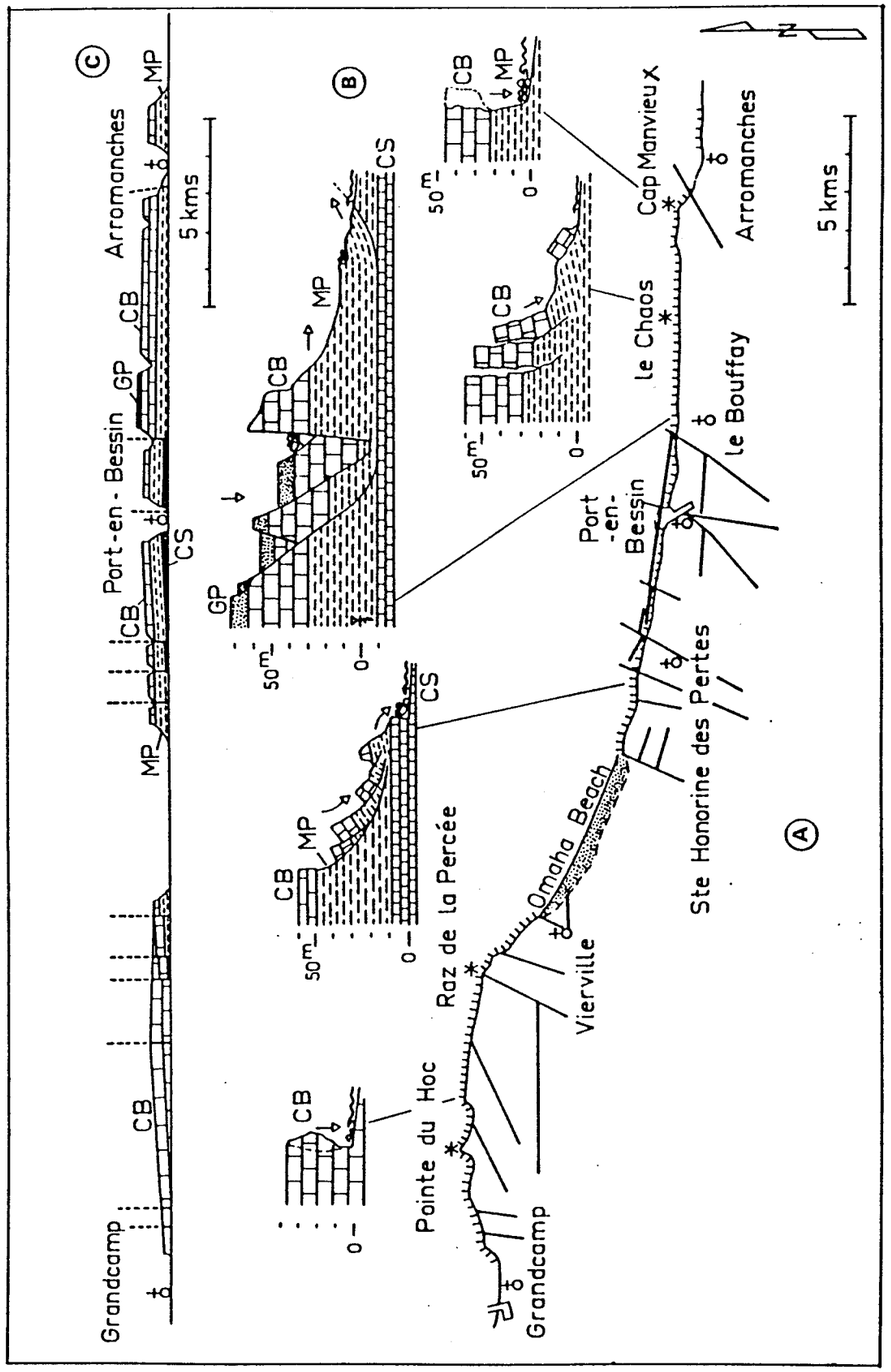


Fig. 3 : Géomorphologie des falaises du Bessin.

généralement régulière. La puissance est de 12 m environ à Vierville et de 4,50 m à Tracy sur Mer ;

- **les calcaires de Cricqueville**, calcaire grenu, spathique, souvent siliceux avec alternances multiples de lits tendres et de lits compacts. La stratification est le plus souvent oblique. La puissance est de 10 à 15 m ;

- **les calcaires de Maisy** calcaires graveleux, en bancs épais à stratification oblique d'une puissance de 8 à 10 m ;

- **les caillasses de Longues sur Mer et de Marigny**, d'une puissance de 8 à 10 m, elles se présentent sous la forme de bancs de calcaires réguliers et assez épais que séparent des lits argileux moins importants.

Au sommet, et d'une manière discontinue, la série bathonienne est surmontée d'une dizaine de mètres d'argiles et grès du Planet attribués au Crétacé (RIOULT M., 1966).

Sur le plateau une assez épaisse **argile résiduelle à silex** (1 à 3 m) est masquée par un **manteau limoneux** qui ne dépasse pas 2 mètres. Des colluvions limoneuses atteignent quelques mètres d'épaisseur en fond des vallons.

2.2. Tectonique

La succession mésozoïque est affectée par une fracturation tectonique importante (fig. 3a et 3c) et notamment par une fracturation verticale orientée Ouest-Est, parallèle au trait de côte. Les principales directions de diaclases et de failles sont N10° à N20°, N90° (failles des Hachettes) et N155°. Le fait tectonique principal est l'existence d'un bombement anticlinal visible dans la falaise des Hachettes, à l'ouest de Port en Bessin, et dont l'axe est orienté NW-SE.

Ces déformations tectoniques engendrent une succession de monoclinaux faillés. Les pendages sont très faibles (de l'ordre de 1 à 1,5 %) et insuffisants pour intervenir directement dans la stabilité des falaises. Mais d'Ouest en Est, ils ont néanmoins pour conséquence une grande variabilité du profil lithologique et notamment des épaisseurs relatives entre les calcaires du Bessin et les marnes de Port (fig. 3c).

Cette variabilité expliquera en grande partie la diversité, tant en forme qu'en volume, des nombreux mouvements de terrain observés tout au long de la côte (voir plus loin).

2.3. Hydrogéologie

Les couches sédimentaires jurassiques contiennent plusieurs nappes souterraines qui représentent une très importante ressource en eau. Dans la région du Bessin, il est possible de discerner :

- l'aquifère inférieur du Bajocien ;
- l'aquifère supérieur du Bathonien.

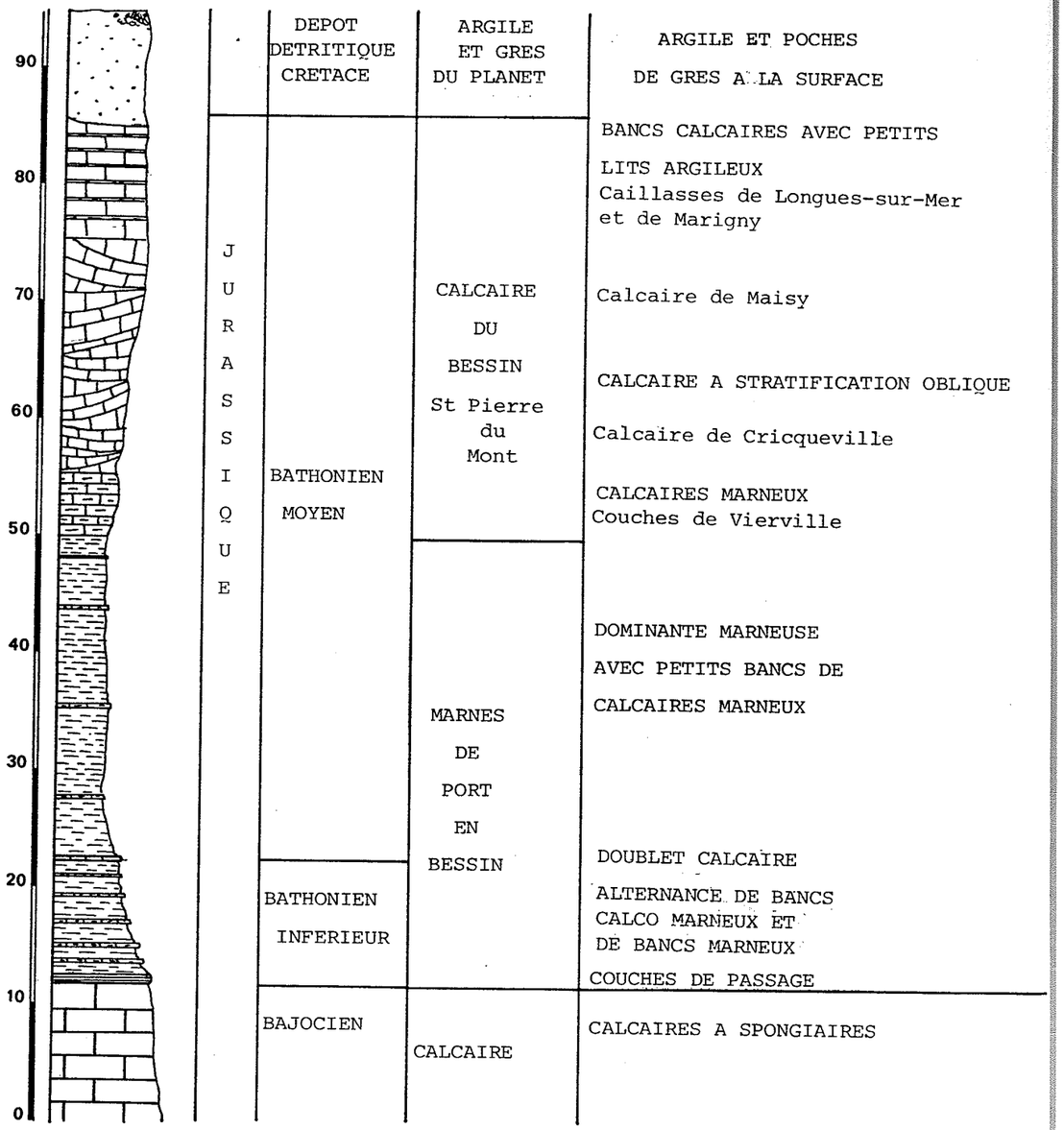


Fig. 4 : Coupe lithostratigraphique de la région de Port en Bessin (d'après M. RIOULT et G. FILY, 1980).

Le premier constitué par la formation de base Aalénien-Bajocien, est un réseau aquifère développé dans la fissuration. Jusqu'à la vallée de la Seulles, ces calcaires renferment la nappe libre dite du "Bajocien" sensu lato. Celle-ci devient captive à l'Est sous les marnes du Bathonien inférieur de Port en Bessin. (DASSIBAT C. et Al., 1980-81 ; LEMOINE B., 1988).

Le second est le plus important de Basse Normandie, la nappe est contenue dans le réseau des fissures du calcaire Bathonien. Dans le Bessin son plancher semi-imperméable est constitué par les marnes de Port. Sur le littoral, les écoulements diffus ou concentrés, sont visibles dans les falaises au contact marnes-calcaires. Les cascades laissent déposer des amas de tuf calcaire. Les zones sourceuses sont très souvent soulignées par des entéromorphes. Dans le Bessin, la nappe des calcaires bathoniens est libre.

La nappe captive bajocienne a un battement assez faible avec une surface piézométrique noyant en toute période de l'année les marnes de Port sur quelques mètres. Dans la région de Port en Bessin, il existe une importante karstification. Des circulations importantes et un vaste réseau de cavités liées aux pertes et aux résurgences de l'Aure ont pu être mis en évidence (Chap. III).

Dans les secteurs de nappes libres, la profondeur de l'eau est extrêmement variable d'un point à un autre. L'examen de la carte hydrogéologique du Calvados à l'échelle du 1/100 000ème publiée en 1985 montre que :

- la surface piézométrique de la nappe libre du Bathonien se cale assez bien sur la topographie de surface ;

- le drainage s'effectue en surface par les vallées principales mais également souterrainement, sous les vallées sèches à cause d'une intense fracturation. Un écoulement important existe en direction de la mer ;

- la pente de la nappe n'est que très faiblement influencée par les variations de perméabilité. Les gradients sont surtout fonction de la topographie. Ils passent de 1 % en bordure de plateaux à 4 % dans les vallées ou sur le littoral.

2.4. Morphologie

2.4.1. Les falaises

Par souci de clarté, mais sans tout de même entrer dans les moindres détails morphologiques, les falaises du Bessin peuvent être divisées en plusieurs "tronçons homogènes" en fonction de la nature de la roche constituant le pied de falaise. Chaque tronçon est illustré par un profil caractéristique (fig. 5).

2.4.1.1. Micro falaise de limon et de head

De Grandcamp au Pont du Hable : à l'est du village de Grandcamp et sur une longueur de près de 500 m, une micro falaise subverticale ou au profil adouci, atteint 7

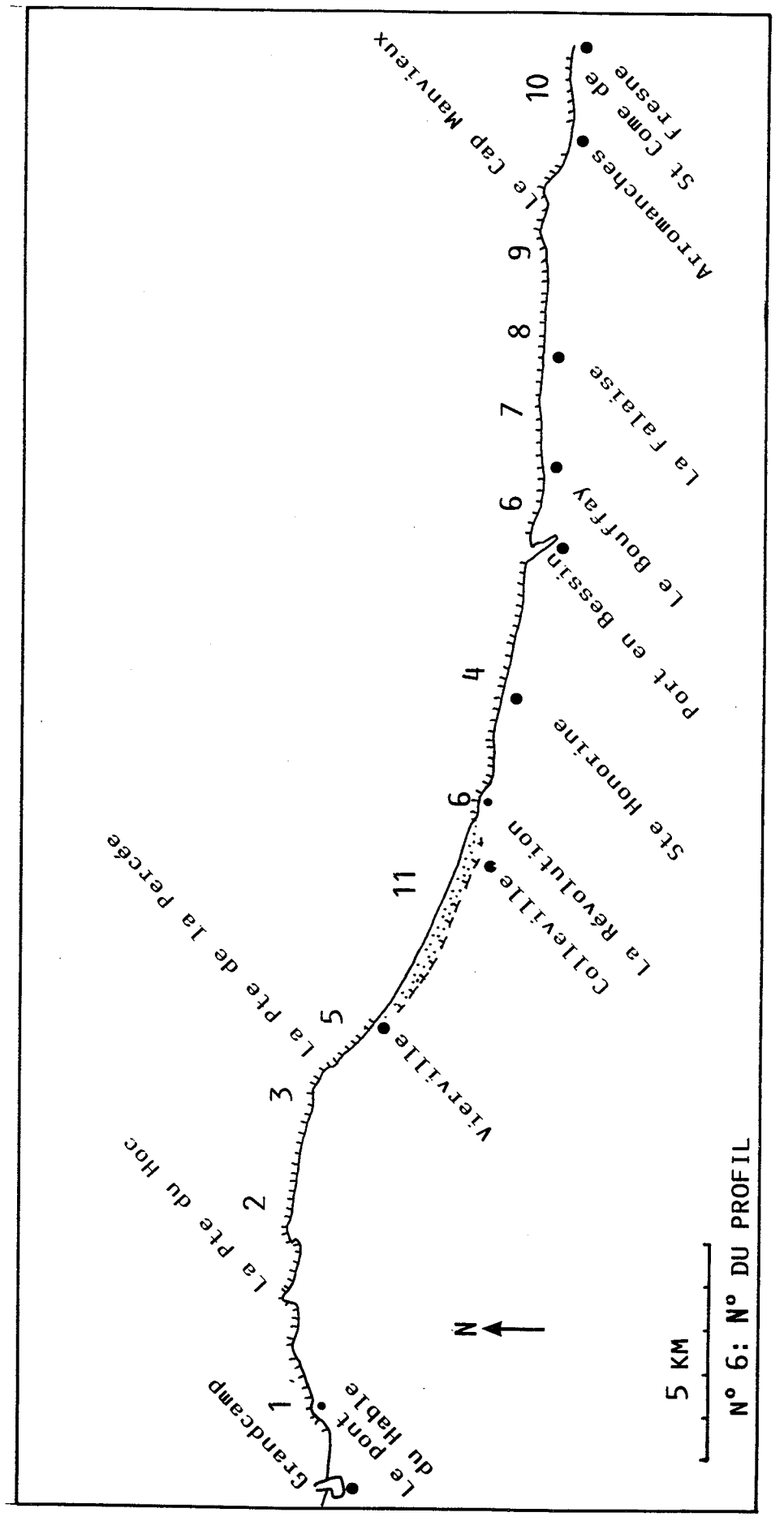


Fig. 5 : Les différents secteurs des falaises du Bessin et localisation des profils types.

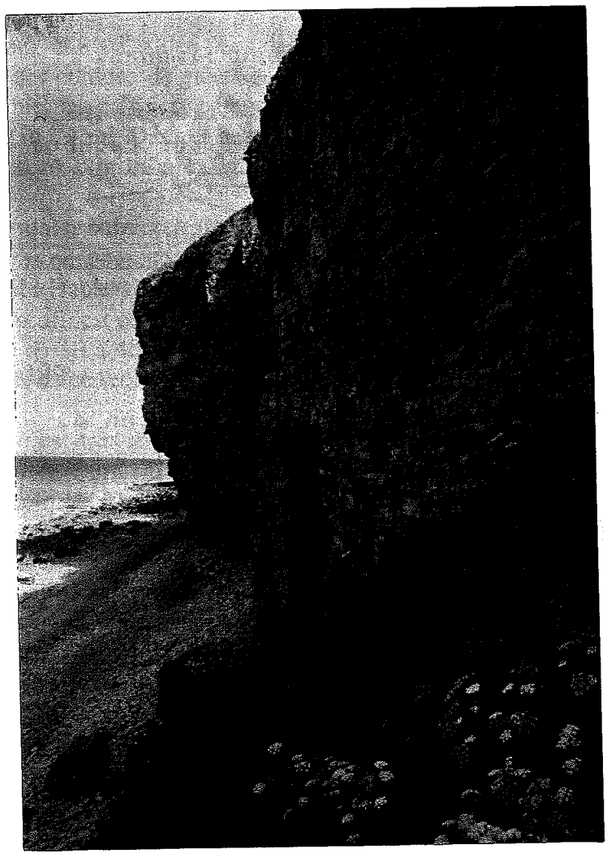


Photo n° 1 : Falaise subverticale calcaire située à l'ouest de la Pointe du Hoc. Vue vers l'est.

Photo n° 2 : Glissement rotationnel entre Port en Bessin et St Honorine des Pertes.

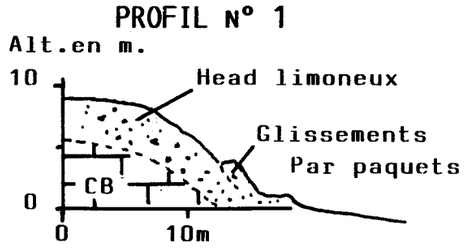


Fig. 6 : Micro falaise de limon et de head entre Grandcamp et le Pont du Hable. Profil n°1.

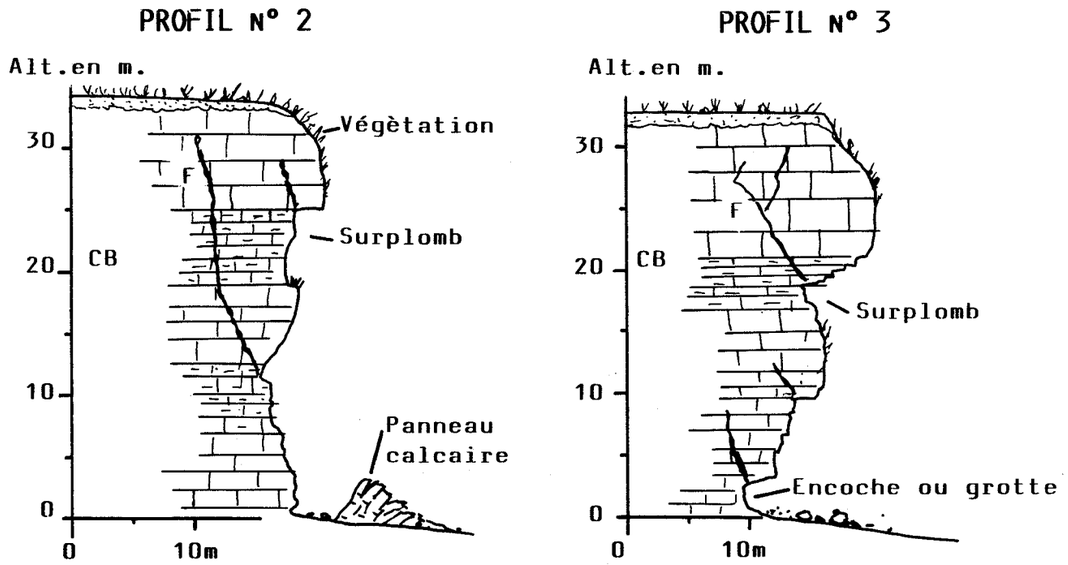


Fig. 7 : Falaise subverticale calcaire entre le Pont du Hable et la Pointe de la Percée. Profils n°2 et n°3.

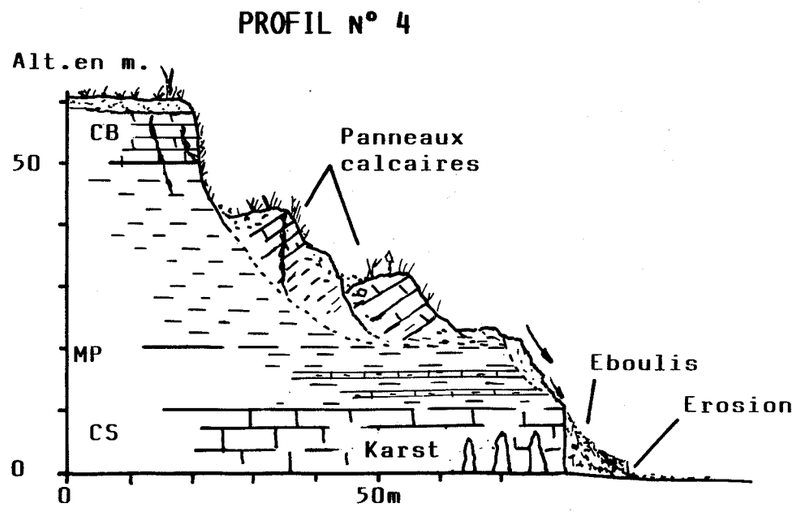


Fig. 8 : Profil type de falaise entre Le Grand Hameau et Port en Bessin. Profil n°4.

à 8 m d'épaisseur, elle est taillée dans des limons (COUTARD J.P., LAUTRIDOU J.P., 1973-1974) et des cordons de galets là masquent en de nombreux endroits. Au niveau du Pont du Hable, les calcaires bathoniens sont recouverts par un head plus ou moins limoneux (0,50 m à 1 m). Dans ce secteur, seuls quelques petits glissements par paquets peuvent être observés (profil n°1, fig. 6).

2.4.1.2. Falaise subverticale calcaire

Du pont du Hable à la pointe de la Percée (profil 2 et 3), sur une longueur de 8 km environ, le profil est celui d'une falaise verticale taillée dans les calcaires du Bessin. L'altitude varie de 10 à 40 m en même temps que le Bathonien se redresse vers l'Est. Les profils types de ce secteur sont donnés par la figure n°7.

La falaise est très diaclasée et le profil est en relation étroite avec la nature lithologique du calcaire où les gros bancs à stratification oblique forment le plus souvent un surplomb. Dans les faciès plus tendres (calcaire-marneux), le profil est atténué et une encoche basale est observée. La végétation se fixe difficilement et de nombreuses empreintes de couleur claire sont le témoignage de chutes récentes de pierres (d'un volume inférieur à 1 dm^3) et de blocs(volume supérieur à 1 dm^3). Une masse chaotique de plusieurs mètres cubes de calcaires marque l'emplacement d'un ancien écroulement de surplomb. De nombreuses fissures ouvertes parallèles à la côte limitent des panneaux en équilibre précaire.

2.4.1.3. Base de la falaise constituée par le calcaire bajocien

Du grand Hameau (ouest de Saint Honorine) à Port en Bessin (profil n°4), le relèvement des couches fait apparaître le calcaire bajocien qui arme le pied de la falaise. Ainsi, à une altitude de 60 m environ, le profil est le suivant (fig. 8) : une corniche de calcaire bathonien de 10 m d'épaisseur environ repose sur les marnes bathoniennes qui forment un talus en pente douce végétalisé, assez chaotique et couvert de loin en loin par des blocs de calcaires basculés ou qui ont pivoté (contre-pendages). Le talus fait suite à un second en pente forte, 60 à 70°, taillé dans les marnes bleues-grises du Bathonien inférieur, armé de bancs calcaro-marneux (voir précédemment), il se termine en une micro falaise basale subverticale constituée par les calcaires à spongiaires du Bajocien. Le calcaire apparait fracturé et de nombreuses cavités ou encoches, toujours associées à une fracture, sont visibles . (ELHAI H., 1963).

Les calcaires à spongiaires ne sont pas mobilisés et ne participent donc pas aux mouvements de terrain. Par contre toute la partie supérieure de la falaise présente les empreintes de glissements rotationnels (fig. 8) de 50 à 200 m de largeur où le panneau calcaire fracturé et glissé avec contrependage se retrouve plusieurs mètres en dessous de son niveau stratigraphique normal. A l'avant, le talus marneux est bouleversé et fracturé et des cônes d'éboulis marneux ou calcaires recouvrent par endroit l'escarpement calcaire. Ces cônes d'éboulis sont attaqués par la mer qui mettra plusieurs années à ronger cette protection "temporaire" du pied de falaise.

La célèbre faille des Hachettes est visible entre Saint Honorine et Port en Bessin, son plan est parallèle à la côte, incliné vers le nord ou vers le sud, suivant les secteurs

(faille normale ou inverse) son rejet est toujours faible et dépasse rarement 10 m. Le compartiment soulevé est toujours le compartiment nord et les différents faciès du Bajocien affleurent de part et d'autre du plan de faille. Au niveau où le rejet est maximum, le compartiment soulevé est conservé sous forme de blocs, de pinacles, comme la pyramide calcaire avec son chapeau marneux qui se décolle de la falaise à quelques 800 m à l'est de Saint Honorine.

2.4.1.4. Base de la falaise taillée dans les marnes

- **de la pointe de la Percée à Vierville** (profil n°5).

Sur un peu plus de 1 km, la falaise haute d'une quarantaine de mètres se décompose en deux escarpements sub-verticaux (supérieur calcaire et inférieur marneux) reliés par un talus, sur lequel s'accumulent, des éboulis calcaires tombés de la corniche calcaire (fig. 9). Cette dernière présente l'empreinte récente d'écroulement de panneaux détachés et basculés qui forment des masses importantes d'éboulis calcaires ;

- **de la "Révolution" au Grand Hameau et de Port en Bessin au Bouffay** (profil n°6).

Ces deux secteurs présentent des profils de falaises et des types de mouvements semblables (fig. 10). Sur une hauteur de 50 à 60 m, le profil est le suivant : à une corniche calcaire de 8 à 10 m d'énergie succède un talus herbu accidenté de quelques ruptures de pente et de bosses irrégulièrement disposées. Ce talus relie la corniche à un escarpement basal de 10 à 12 m de dénivellation constitué par les marnes du Bathonien. Ce profil se différencie du précédent (entre Saint Honorine et Port en Bessin) par le simple fait que les calcaires à spongiaires qui armaient le pied de falaise dans le premier cas sont remplacés par les marnes calcaires du Bathonien inférieur. Sinon les mouvements de terrain rencontrés sont les mêmes : glissements rotationnels profonds ou glissements superficiels du manteau d'éboulis marneux sur le talus ;

- **entre le Bouffay et le lieu dit "La Falaise"** (profil n°7, fig. 11).

Long d'environ 4 km ce secteur est le plus chaotique ("Chaos de Longues") et le plus élevé, 60 à 75 m d'altitude, de toute la côte du Bessin. Sur la corniche calcaire subverticale, on peut observer les différentes couches et faciès du calcaire du Bessin (voir précédemment). La falaise atteint son plus fort commandement (30 m environ) à proximité de la casemate à l'ouest du sémaphore de Longues sur Mer. Cette arrière falaise est très fissurée (larges fissures ouvertes verticales ou obliques, d'orientation sensiblement ouest-est). Elle est couronnée par les argiles et les grès du Planet sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Cette corniche est reliée à la mer sur une largeur maximale de 150 m par un ensemble de panneaux ou de blocs calcaires qui sont :

- soit disposés anarchiquement et séparés par de longues et profondes crevasses sur un talus fortement végétalisé et très bosselé ;

- soit plaqués contre la falaise mais posés plusieurs dizaines de mètres en dessous de leur niveau stratigraphique normal. Les panneaux sont disposés avec un léger ou un fort contre pendage pouvant atteindre 30 à 45° ou parfois plus. Sur un même profil on peut retrouver plusieurs panneaux calcaires, se touchant peu, ou séparés par une large crevasse, qui semblent être descendus progressivement sans se fragmenter, les uns

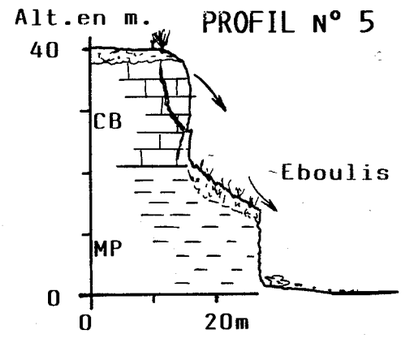


Fig. 9 : Profil type de falaise entre La Pointe de la Percée et Vierville. Profil n°5.

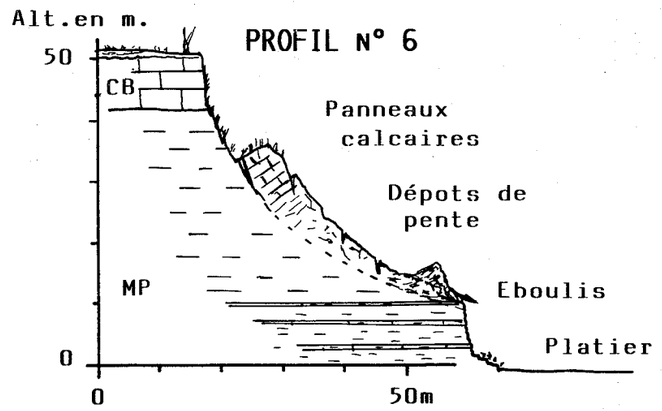


Fig. 10 : Profil type de falaise de "la Révolution" du Grand Hameau et de Port en Bessin au Bouffay. Profil n°6.

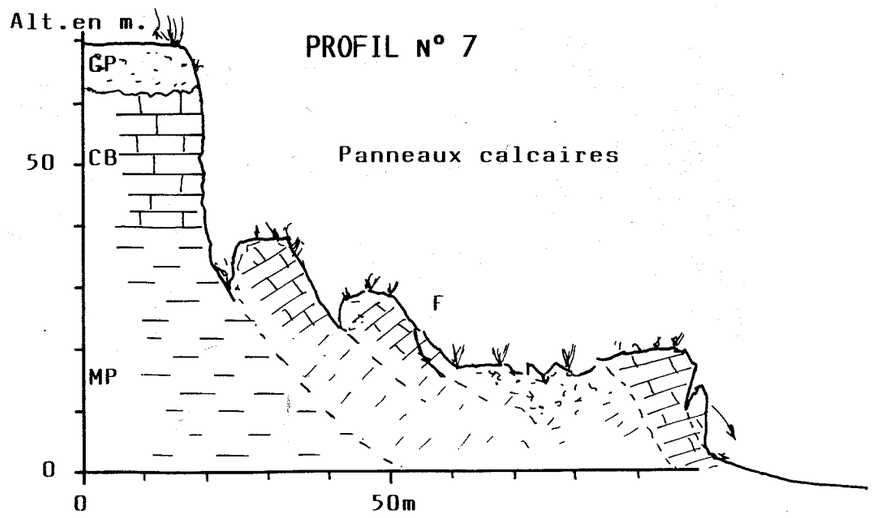


Fig. 11 : Profil type de falaise entre Le Bouffay et le lieu dit "La Falaise". Profil n°7.

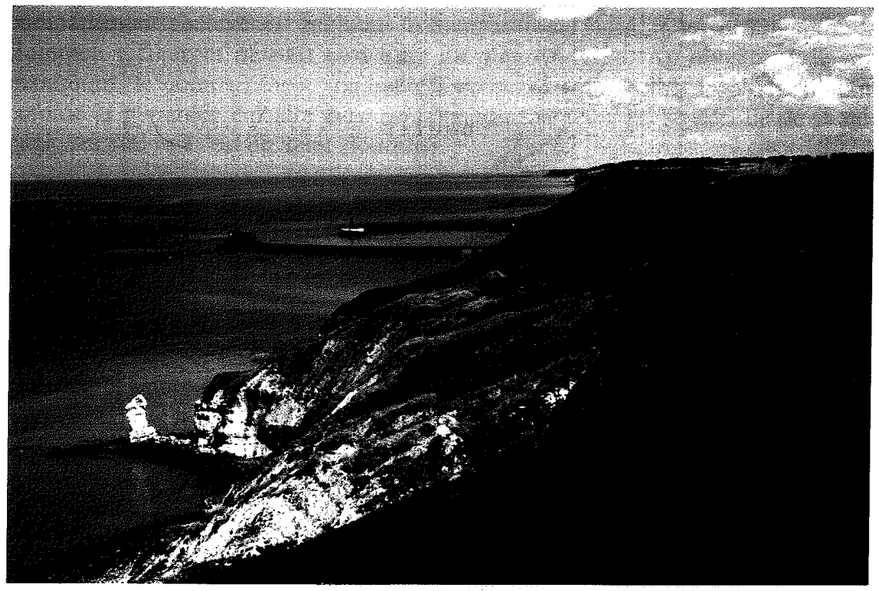


Photo n° 3 : Falaise à l'ouest de Port en Bessin. Vue vers l'est.
(Au premier plan, la faille des Hachettes).

Photo n° 4 : Falaise à l'ouest de Port en Bessin. Vue aérienne vers l'ouest.
(A l'arrière plan, le nouveau sémaphore).

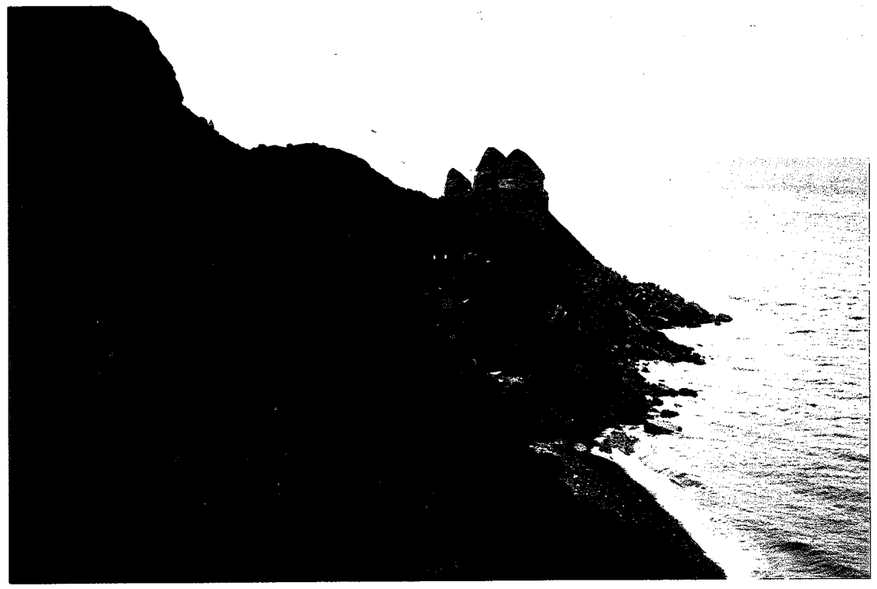


Photo n° 5 : Le chaos de Longues-sur-mer. Vue vers l'ouest.

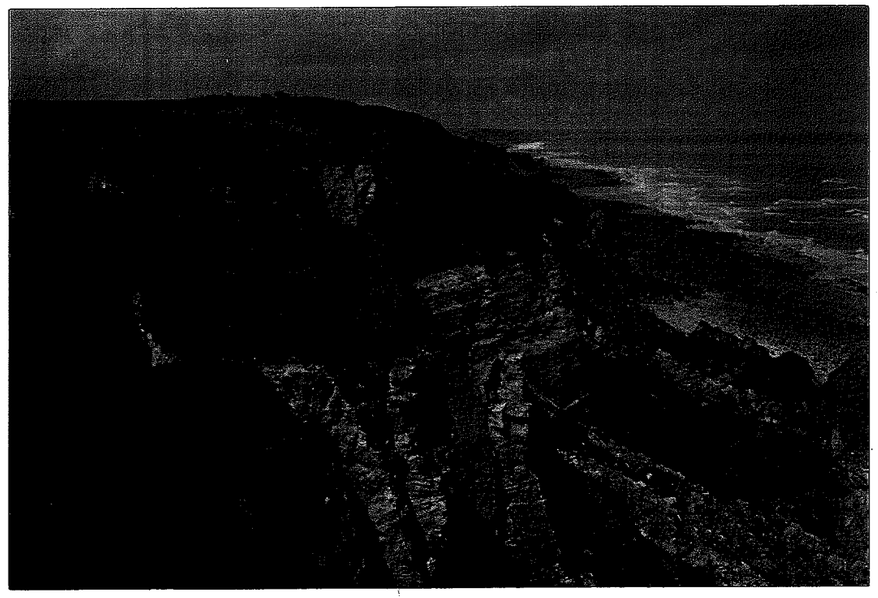


Photo n° 6 : Panneau calcaire affaissé par fluage des marnes et détaché de la corniche. Lieu-dit "La Falaise" à Longues-sur-mer. Vue vers l'ouest.

derrière les autres. Vers le lieu dit "La Falaise", vue de loin et de mer, la falaise semble être exclusivement constituée par le calcaire, le talus vertical basal sapé par la mer et parfois haut de plus de 20 m est formé par d'immenses panneaux de calcaires bathoniens. Un examen attentif montre une grande variabilité des pendages et des contre pendages qui excluent, comme le faisait remarquer H. ELHAI (1963), l'action d'une faille qui aurait abaissé un compartiment à l'avant du talus principal. Dans l'intervalle, des deux escarpements, un talus bosselé, couvert de buissons impénétrables, forme une dépression complexe à mi hauteur. Dans tout ce secteur, les marnes gris-bleu sont aperçues en de rares occasions sur le talus ou en pied de versant.

A l'Ouest du chaos de Longues sur mer, trois blocs de calcaires sont fichés quasi verticalement en limite du talus basal, ils paraissent être en piètre équilibre, pourtant leurs arêtes émoussées et leur surface polie laissent supposer une certaine ancienneté.

- **du lieu dit "La Falaise" à Arromanches** (profil n°8 et n°9, fig. 12).

La falaise haute de 35 à 45 m est composée, pour environ la moitié, d'une corniche calcaire et d'une base marneuse. Le profil est généralement sub-vertical mais présente localement de larges surplombs. Le pied de falaise est masqué en de nombreux endroits par des éboulis issus d'écroulements de surplomb ou par des panneaux calcaires fracturés et avec contre pendage. Il est possible d'observer en plusieurs endroits les différentes phases de phénomènes de détachements et basculements de rebord de falaise rocheuse : en un point,un panneau de 5 à 7 m de largeur sur 25 m de longueur est séparé de la corniche par une fissure ouverte de 50 cm au maximum au sommet. En un autre point, l'évolution est plus marquée, le panneau est légèrement affaissé par fluage sur le soubassement marneux et basculé par le sommet (l'écartement au niveau haut de la fracture atteignant 2 m environ). Enfin, en un troisième point, une masse d'éboulis témoigne d'un écroulement récent.

Le pied de la falaise marneux est violemment attaqué par la mer qui disperse les éboulis et crée une encoche basale dans les bancs marneux les moins résistants et favorise donc la création d'un surplomb.

- **d'Arromanches à Saint Côme de Fresne** (profil n°10, fig. 13).

Dans ce secteur, le profil et les phénomènes ressemblent pour une grande partie à ceux observés entre Port en Bessin et le Bouffay mais la corniche calcaire y est moins épaisse (seulement 5 à 6 m) et le talus y est plus pentu. On y trouve de empreintes de glissements rotationnels ou de décollements superficiels.

2.4.1.5. La côte basse de Vierville à Colleville : falaise morte d'Omaha Beach

Avec le relèvement des couches (fig. 3c) à partir du Raz de la Percée, les calcaires bathoniens n'arment plus le pied de falaise. Ils s'amincissent fortement à la hauteur des plateaux de Vierville-Colleville, ne faisant plus que couronner les interfluves (ELHAI H., 1963). Le littoral est un cordon rectiligne de sables et de galets limitant une zone de marais large d'une cinquantaine de mètres, où viennent se perdre les eaux de trois cours d'eau qui entaillent le plateau convexe, dans les marnes bathoniennes et accidenté de quelques ruptures de pente où des blocs calcaires sont visibles ça et là à travers l'intense végétation herbeuse ou arbustive. Les calcaires bathoniens peu épais qui couronnent les

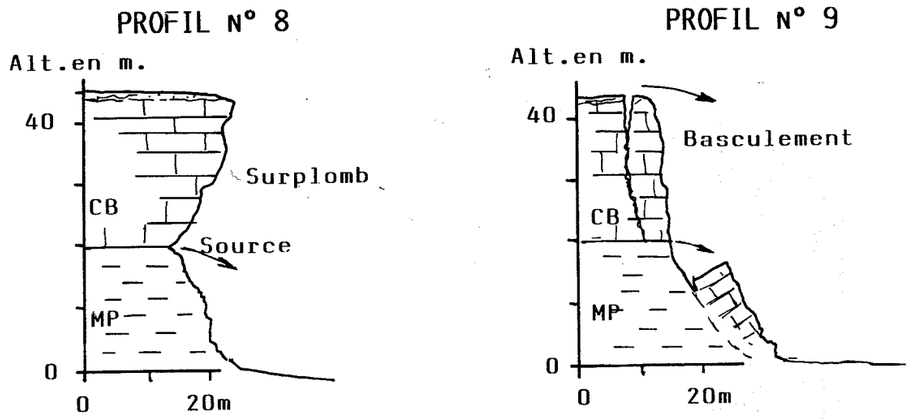


Fig. 12 : Profil type de falaise entre le lieu dit "La Falaise" et Arromanches. Profil n°8 et n°9.

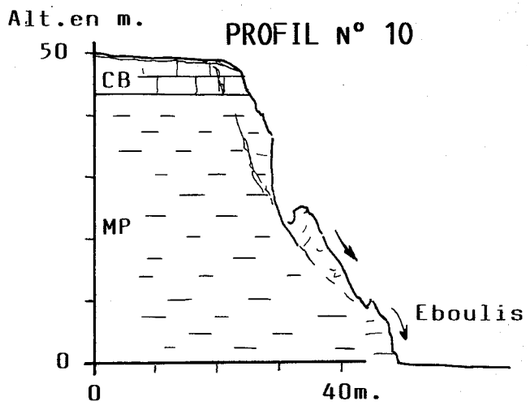


Fig. 13 : Profil type de falaise entre Arromanches et Saint Côme de Fresne. Profil n°10.

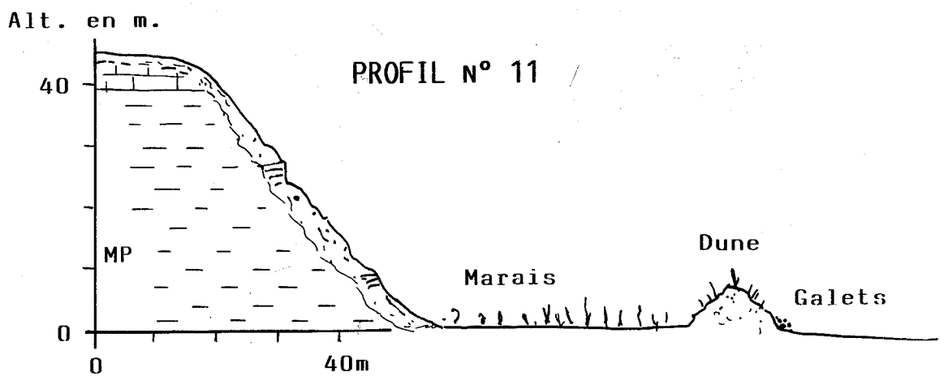


Fig. 14 : Profil type de falaise entre Vierville et Colleville. Profil n°11.

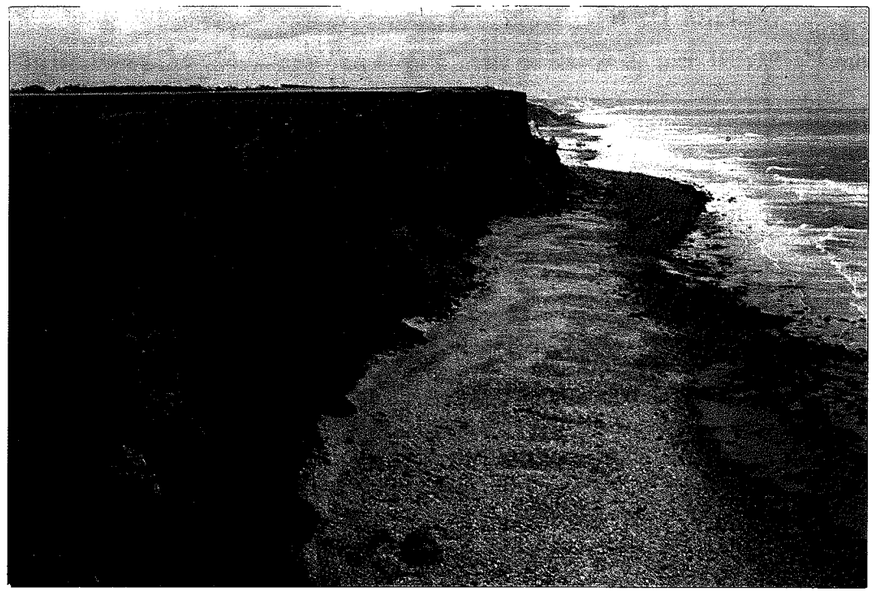


Photo n° 7 : Falaise à base marneuse sur la commune de Manvieux. Vue vers l'ouest.

Photo n° 8 : Surplombs et éboulis d'un écroulement de surplomb au droit du Cap Manvieux. Vue vers l'est.

marnes ne forment pas de corniche mais comme l'ensemble du talus sont recouverts par des éboulis de toutes tailles (profil n°11, fig. 14).

A partir de Vierville et sur 3 km environ, la côte est protégée par une digue. A l'est de celle-ci, une micro falaise basale devient vive et haute de 2 à 4 m. Elle est taillée sur une longueur de 200 m environ dans un matériel de head argilo-calcaire peu grossier dans lequel s'intercalent des bancs de boue tourbeuse. H. ELHAI (1963) a montré que ces formations se retrouvent sur plusieurs niveaux sous le sable de la plage et quelques placages sont parfois observés sur l'estran à marée basse.

Dans cette partie, la micro falaise non protégée est en recul et on peut y observer des glissements par paquets de quelques mètres cubes.

2.4.2. L'estran

Cette portion de littoral comprise entre les plus hautes mers et les plus basses mers est caractérisée dans le Bessin par une large plate forme **d'abrasion** (ou **platier)** sauf entre la Pointe de la Percée et Colleville où comme nous l'avons vu précédemment l'estran est essentiellement sableux et caillouteux. Il existe quelques zones de sédimentation dans le haut estran comme par exemple à l'est de la Pointe du Hoc, l'anse du Bouffay ou celui du Chaos de Longues sur Mer.

Le platier, visible à marée basse, forme une lanière de plus de 300 m de large entre Colleville et Le Bouffay, ailleurs il se rétrécit fortement ou bien il est au contraire très étendu, comme devant Grandcamp, où il atteint 1500 m de large.

Selon les secteurs, et en relation étroite avec la tectonique, le platier est constitué par le calcaire du Bajocien ou par les marno-calcaires du Bathonien. Sur cette surface fracturée, irrégulière, bosselée, on peut observer et relever les directions des différents accidents tectoniques.

Des formes d'érosion caractéristiques de phénomènes de dissolution, d'action mécanique ou d'animaux vivants (lithodomes) sont observables selon une zonation précise (HELIE M., 1957 ; HOMMERIL P. et RIOULT M., 1962 ; ELHAI H., 1963).

Mais les formes les plus intéressantes peuvent être relevées sur le haut estran où les couches du platier régulièrement inclinées selon les pendages généraux, sont localement perturbées et fortement redressées de plusieurs dizaines de degrés en contre pendage (vers le sud) ou fortement bombées. Localement on peut observer des micro-plis et des micro-cisaillements bancs sur bancs. Ces formes caractéristiques rencontrées à l'avant du glissement du Bouffay (voir plus loin) se retrouvent devant le sémaphore de Longues et en plusieurs endroits jusqu'au lieu dit "La Falaise", marqué par les empreintes de grands mouvements de terrain (panneaux calcaires détachés et glissés,...). Ces empreintes sont à dissocier de celles purement tectoniques comme le relèvement des couches d'une faille cisaillante de direction N 120° visible sur l'estran à l'ouest d'Arromanches au droit du Cap Manvieux (BASSOMPIERRE P. et Al., 1968).

3. Les falaises du Pays d'Auge

3.1. Lithologie et stratigraphie

Sur 12 km entre Trouville sur mer et Honfleur, le plateau du Pays d'Auge se termine par des versants raides et élevés, entre 100 et 140 m environ, composites dans leur aspect topographique et dans leur structure géologique. Ils sont développés dans une succession sédimentaire oxfordienne, kimméridgienne, albienne et cénomanienne .

De bas en haut, il est possible de distinguer les formations suivantes (BOURNERIAS M., 1984 ; DORE F., 1987) (fig. 15 et fig. 16) :

- **l'oolithe et le coral-Rag de Trouville** de l'Oxfordien moyen constituent le platier calcaire de part et d'autre des bains d'Hennequeville. L'oolithe de Trouville est faite d'oolithes calcaires mélangées à une boue micritique grise. Le coral-Rag, a un faciès de calcaires noduleux, bioclastiques, oolithiques ou oncolithiques qui alternent avec des marnes grisâtres, pyriteuses contenant une nombreuse faune ;

- **le calcaire gréseux d'Hennequeville** (DUGUE O. et RIOULT M., 1987) contient de nombreux accidents siliceux noirs ressortant de la falaise par érosion différentielle. Cette formation de 10 m d'épaisseur environ présente trois unités lithostratigraphiques. De bas en haut : le membre inférieur (6 m) peu fossilifère est formé d'une alternance d'argile, le membre moyen (2 m) s'individualise en trois bancs de calcaire gréseux séparés par des silts argileux. Le membre supérieur (1,5 m) est argilo-calcaire. Ces calcaires gréseux arment le pied de la falaise et constituent un platier rocheux entre Trouville et Honfleur.

Au dessus, dans l'épaisse série argilo-marneuse de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien, il est possible de distinguer de bas en haut les formations suivantes :

- **les marnes de Villerville** (15 m) débutent par des sables argileux passant à des marnes noires à nombreuses astartes, puis grises à trigonies et rares ammonites. A la partie supérieure les passées sableuses deviennent plus abondantes et la faune se raréfie ;

- **les marnes de Cricqueboeuf** (10 m) apparaissent brunâtres et plus détritiques avec des grès bioturbés, à oolithes de goethite, galets calcaires et passées lumachelliques puis grès et conglomérat à galets vernissés ou rougis, et enfin, marnes à grains ferrugineux, ostracodes, avec dalles lumachelliques à astartes ;

- **le calcaire coquillier ou calcaire à Trigonies** (0,30 à 0,50 m) marque le début du Kimméridgien. C'est un gros banc de calcaire micritique gris, à bioclastes ferruginisés ou phosphatés caractérisé par l'abondance des tests de mollusques recristallisés en calcite blanc-verdâtre ;

- **les marnes et calcaire du Kimméridgien** dont la seconde séquence comporte des argiles grises à passées silteuses ou bioturbées, avec lits de grandes huîtres à contour triangulaire. Elle se termine par un calcaire gris, micritique, légèrement

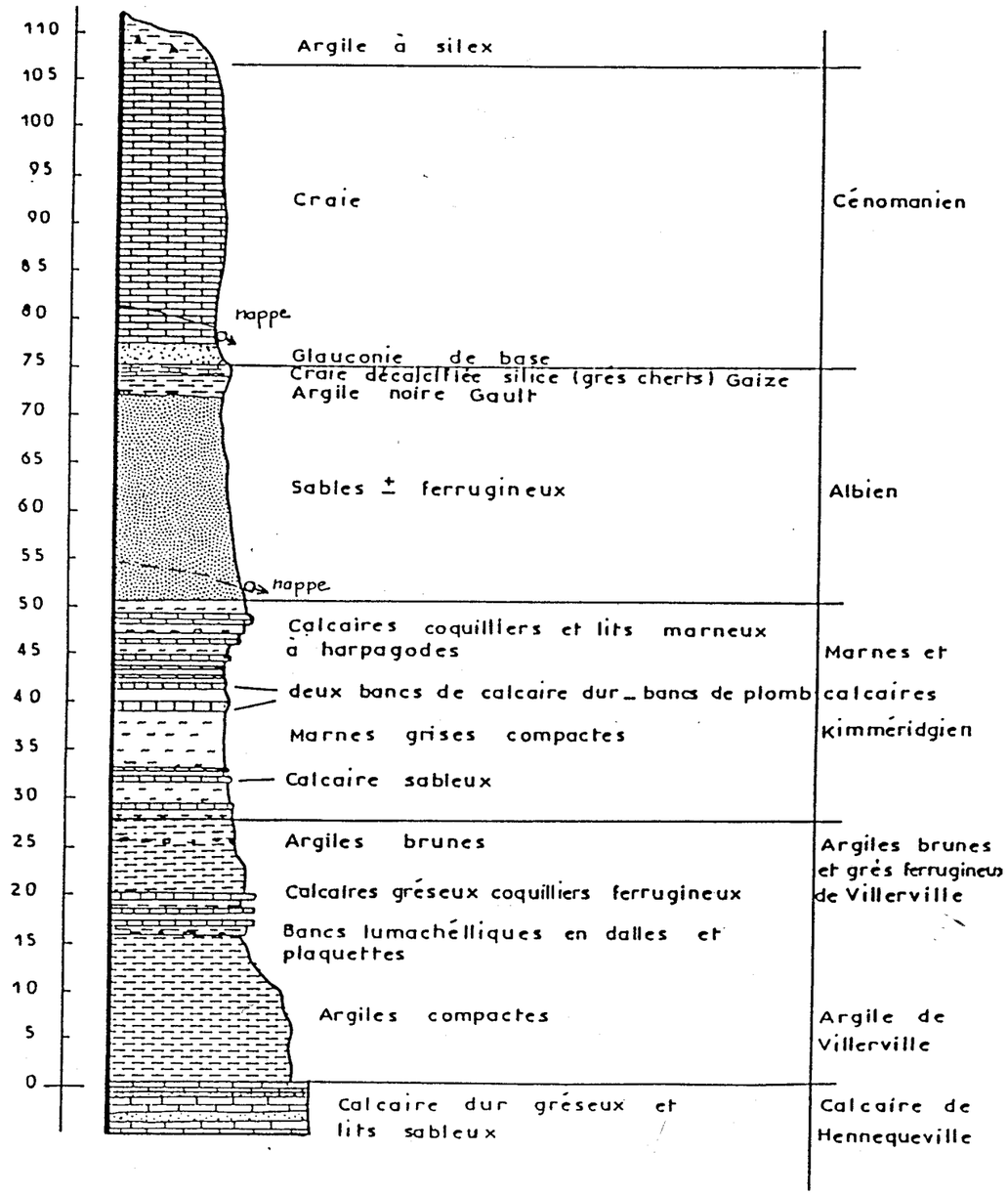


Fig. 15 : Coupe lithostratigraphique synthétique de la région de Villerville (d'après SINELLE Ch., 1989).

magnésien, fortement bouleversé par les terriers fouisseurs et vigoureusement érodé au sommet. La dernière séquence kimméridgienne commence par un cordon de galets empruntés au calcaire sous-jacent, perforés, encroûtés et verdis par la glauconie, à la base d'une alternance de marnes à exogyres et de calcaires marneux bioturbés. Elle se termine par un calcaire noduleux et les marnes, parfois silteuses, grisâtres, très fossilifères, dont les mollusques sont essentiellement représentés par des moules internes de nautiles, des ammonites à fortes côtes et surtout des gastropodes (Harpagodes) et bivalves.

Ces formations jurassiques sont ensuite recouvertes, en discordance, par la transgression cénomanienne. Les formations suivantes sont successivement rencontrées :

- **des sables grossiers** à fins plus ou moins argileux et ferrugineux (Albien-Aptien) ;

- **des argiles noires du Gault** (Albien supérieur) qui sont compactes et d'épaisseurs faibles mais variables ;

- **la gaize** (Albien) qui se présente sous un faciès de craie sableuse décalcifiée contenant des bancs de grès dur continus ou en rognons ;

- **la craie du Cénomanien** plus ou moins massive, en bancs réguliers qui contient de nombreux lits de silex, plus ou moins continus. A la base son faciès est plus ou moins glauconieux. Elle repose sur la **glauconie de base**, concentration de grains de glauconie verte, qui est une argile verte sableuse très sensible à l'eau ;

- **une argile à silex,** d'épaisseur variable, recouvre l'ensemble du plateau. Elle est parfaitement visible en sommet de falaise où l'on peut observer des **poches** qui pénètrent profondément la craie. Cette formation provient de la décalcification de la craie. Elle est recouverte par une couche de **limons**.

3.2. Tectonique

Les couches du substratum sont affectées d'un pendage de 0,8 % en direction Nord-Est. Ce pendage est très visible entre Trouville où la basse falaise est constituée par les calcaires oxfordien, et Hennequeville, où les calcaires gréseux disparaissent progressivement sous l'estran. On note l'absence de faille importante malgré le diaclasage des grès visibles sur le platier jusqu'à Villerville.

3.3. Hydrogéologie

Le principal aquifère est celui de la nappe cénomanienne, qui est retenue par la glauconie de base. L'eau circule dans la craie à la faveur de réseaux karstiques. A Saint Gatien des bois, un puits a recoupé à 32,50 m de profondeur une large fissure béante dans laquelle un débit de 35 m^3/h est prélevé (d'après la notice de la carte géologique du Havre).

A un degré moindre, les niveaux sableux de l'Albien contiennent une nappe plus

ou moins en relation avec celle de la craie. D'ailleurs, les sources engendrées sont parfois difficiles à distinguer de celles qui sont issues de la base de la craie cénomanienne (DE LA QUERIERE Ph. et AL., 1970).

Les épaisseurs de réservoir non saturé et saturé sont les suivants :

- la puissance de la craie au dessus du niveau d'eau varie de 5 à 25 m (en plateau) ;

- celle de la nappe est estimée à environ 25 à 40 m d'épaisseur suivant la position topographique.

Sous les plateaux, la nappe de la craie est libre et perchée. Les hydroisohypses reproduisent les traits de la surface topographique d'autant plus que la nappe est perchée et donc très découpée par les vallons et les vallées.

D'après la carte hydrogéologique du département du Calvados à l'échelle du 1/100 000ème, publiée en 1985, sous le plateau de Saint Gatien entre la rive droite de la Touques, la Manche et l'estuaire de la Seine, la surface piézométrique est située à des altitudes maximales de l'ordre de 118 m à Saint Gatien, et de 122 m à la Croix Sonnet soit à 26 m de profondeur par rapport à la surface du plateau. Les cotes minimales sont de 0 à 5 m dans l'estuaire de la Seine.

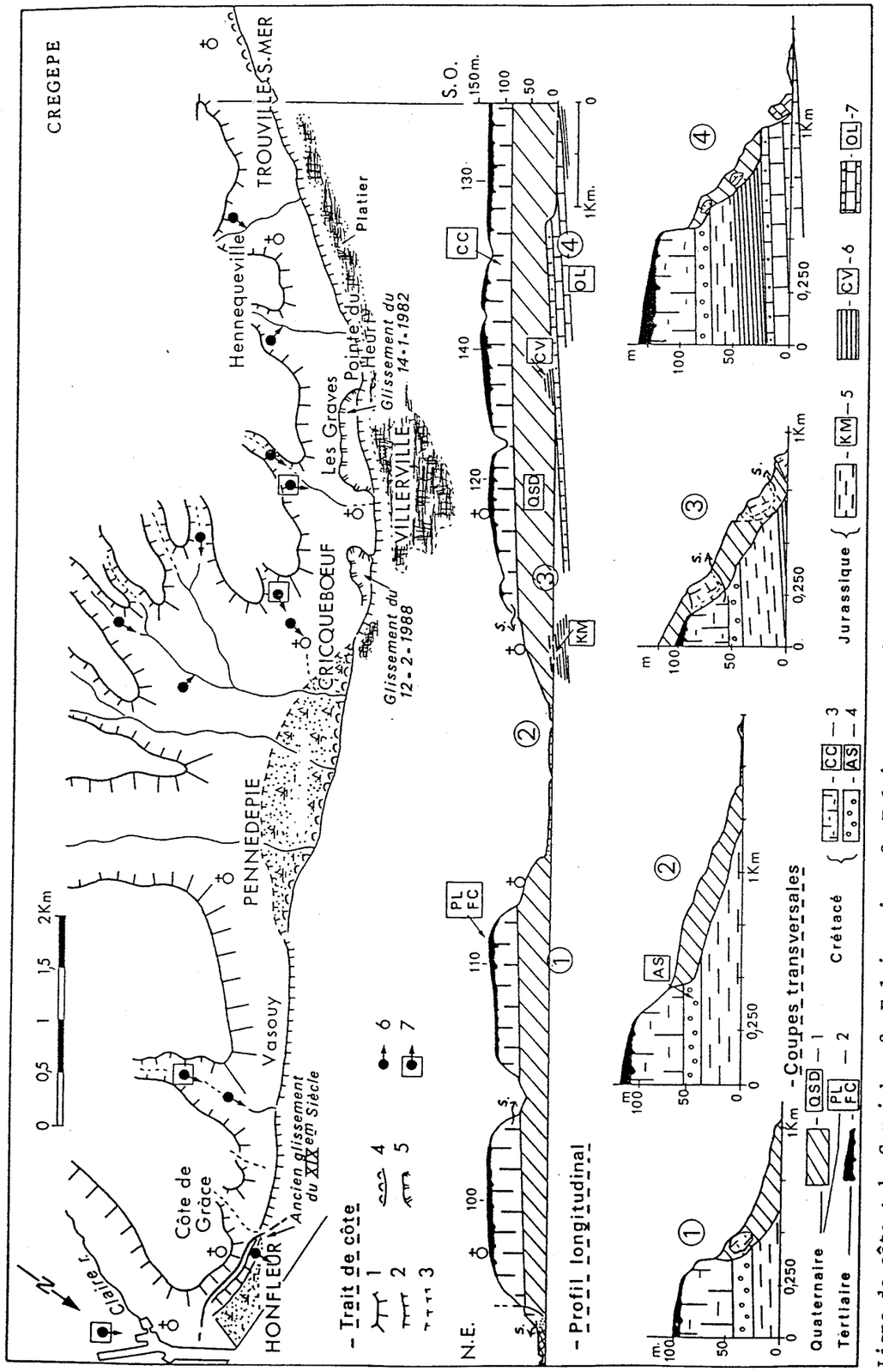
Les gradients hydrauliques sont représentatifs des caractéristiques aquifères du réservoir et de la situation topographique de la nappe. Sur le plateau de Saint Gatien, ils varient entre 10 et 15 pour 1000 dans le fond de ces vallées.

Sous le plateau, cette nappe du Cénomanien est rencontrée à une profondeur variable de 5 à 25 m. Elle est peu importante, ce qui n'est pas dû aux imperméables situés en position perchée, mais résulte principalement de la **faible perméabilité du réservoir** comme l'indiquent les gradients hydrauliques (faibles en plateau et élevés sur les versants).

La région est caractérisée par un grand nombre de sources dues surtout à la situation des nappes en position perchée sur leur substratum. Sur le littoral, la présence des formations superficielles rend souvent difficile les conditions d'observation. Les sources les plus souvent rencontrées sont celles de la craie et elles ont un débit faible, très souvent inférieur à 10 l/s. La plupart sont captées soit pour les adductions d'eau potable soit pour des usages particuliers. L'écoulement de la nappe est plus ou moins diffus et s'effectue sur toute la périphérie du réservoir par une ligne d'émergence continue.

Dans les ouvrages de captage, les débits obtenus aux essais sont en général faibles puisqu'ils sont compris entre 2 et 15 m^3/h (DE LA QUERIERE Ph. et Al., 1970). Ce qui est normal car la craie sur le plateau est peu fissurée. Les débits spécifiques obtenus varient de 1 à 10 $m^3/h/m$.

Dans les formations superficielles sur le littoral (voir plus loin) les circulations sont très anarchiques dans les sables, les argiles ou les blocs de craie fissurés. Le



Ligne de côte : 1. Corniche, 2. Falaise vive, 3. Falaise morte, 4. Cordon dunaire, 5. Escarpement de glissement, 6. Source, 7. Captage.
Profil longitudinal: 1. Formations superficielles quaternaires, 2. Limon et argile à silex de plateau, 3. Craie cénomanienne, 4. Sables albiens, 5. Marnes kimmeridgiennes, 6. Argiles de Villerville, 7. Calcaires gréseux d'Hennequeville.

Fig. 16 : Géomorphologie des falaises du Pays d'Auge.

parcours des eaux superficielles est très sinueux avec une alternance de haut en bas, de sources, pertes, résurgences dues aux passages de formations perméables (craies - sables) à des formations imperméables (argiles).

3.4. Morphologie

Sur les 12 km qui séparent Trouville sur mer d' Honfleur, le littoral du Pays d'Auge a un tracé d'abord orienté, Nord-Est (N320°) entre Trouville et Cricqueboeuf, qui s'infléchit légèrement selon une direction E-NE (N290°) jusqu'à Honfleur. Le versant côtier bordant le plateau du Pays d'Auge qui culmine à une altitude maximale de 140 m N.G.F. est composite dans son aspect topographique et dans sa structure géologique. Le profil est variable d'une extrémité à l'autre (fig. 16) et en rapport avec l'épaisseur relative des assises sédimentaires qui sont, comme nous l'avons vu précédemment, affectées d'un faible pendage vers le Nord-Est. Un escarpement principal d'une trentaine de mètres de commandement est formé par la craie du Cénomanien. Elle est visible principalement dans l'escarpement vertical au lieu dit Les Creuniers sous le sémaphore d'Hennequeville. Au pied de l'escarpement crayeux, la pente est plus douce, de 15 à 20 %, relativement rectiligne, abstraction faite des entailles de vallons qui descendent du plateau vers la mer. La pente relativement régulière est celle de formations superficielles épaisses, qui comportent d'une part des panneaux de craie glissés, et d'autre part, des "éboulis" (head) d'éclats de craie et de silex et des loess qui comblent les espaces entre les blocs de craie (chap. III).

De Trouville à la Pointe du Heurt, le versant littoral se termine par un escarpement vertical, haut d'une dizaine de mètres, taillé dans les grès d'Hennequeville. De Villerville à Honfleur, le substratum n'affleure plus, et la base de la falaise est entaillée dans des formations superficielles quaternaires (head à silex,...). Cette portion de littoral était appelée par H. ELHAI (1963), **la côte à débris**. Entre Cricqueboeuf et Vasouy, le littoral est un cordon à peu près rectiligne, sableux et à galets, surmonté de dunes modestes. Il isole une zone basse et marécageuse, limitée vers l'arrière par un arc de falaises anciennes modelées par un ancien méandre de la Seine. Le cordon de sable et de galets est bas et peu large (une dizaine de mètres).

Entre Trouville et Villerville, l'estran est constitué par un platier rocheux formé par les grès d'Hennequeville, lanière étroite large d'environ 250 m, qui s'élargit très fortement en face de Villerville, jusqu'à atteindre près de 750 m (Les Perques de Villerville, ancienne moulière).

Comme pour le platier du Bessin, les mêmes observations peuvent être faites à propos des formes d'érosion caractéristiques de phénomènes de dissolution et d'action mécanique, on y relève également des déformations et des perturbations locales avec des couches relevées en contre pendage (vers le sud) de plusieurs dizaines de degrés.

En face du cirque des Graves, sur le haut estran, à la suite d'une période de fort démaigrissement de la plage sableuse, on a pu y relever, jusqu'à une distance d'une vingtaine de mètres du rebord de la falaise, des redressements, de 30° à 55°, de bancs marno-calcaires.

Photo n° 9 : Vue aérienne vers l'ouest du versant littoral entre Villerville-Cricquebœuf et Deauville. (On distingue les deux cirques, le bourg de Villerville, le C.D. 513, le platier rocheux et à l'arrière plan le port de Deauville).

Photo n° 10 : Escarpement vertical au lieu-dit "Les Creuniers" à Hennequeville (le C.D. 513 est fracturé et affaissé).

A l'Est de Villerville, le platier laisse la place à un estran sablo-vaseux contenant de nombreux galets de silex. En face des Fosses du Macre à Cricqueboeuf, lors d'une sortie avec Ch. SINELLE du CETE de Rouen, nous avons pu observer, sur plus de 90 mètres de largeur à partir du pied de falaise des niveaux témoins de la série stratigraphique allant de la craie jusqu'au calcaire d'Hennequeville (avec disparition des sables). Les bancs apparaissent entièrement redressés, basculés avec des contre-pendages de plus de 45° (SINELLE Ch., 1989).

De part et d'autre du bourg de Villerville, on peut observer deux cirques (Le Cirque des Graves et les Fosses du Macre) limités par un escarpement de hauteur très variable, et à l'intérieur desquels de nombreux escarpements avec contre-pentes, et une topographie chaotique avec des fractures ouvertes sont révélateurs de mouvements de terrain composites, et de grande ampleur (chap.II, III et IV).

4. Conclusion

Les deux secteurs de côtes offrent des profils de falaises très variables, les uns sont entaillés exclusivement dans des formations sédimentaires, les autres sont recouverts par un épais manteau de formations superficielles masquant le plus souvent le substratum.

La diversité des profils topographiques en relation avec la lithostratigraphie et la structure tectonique livre de multiples mouvements de terrain, de typologies très variées et d'importance très inégales, qui vont de la simple chute de pierres ou de blocs aux glissements composites mobilisant plusieurs millions de mètres cubes de matériaux.

Ainsi sur le littoral du Calvados, il est possible de trouver un exemple d' à peu près tous les types de mouvements de terrain décrits dans la littérature.

L'instabilité qui affecte les falaises du Pays d'Auge et principalement les secteurs des Cirques de Villerville et de Cricqueboeuf existe également, en face, sur la rive droite de l'embouchure de la Seine, au Nice Havrais à Sainte Adresse au sud du Cap de la Hève.

Cette ressemblance ne s'arrête pas là. Le long des côtes du Pays de Caux les différents profils de falaise rappelent ceux du Bessin. Non pas dans la nature des matériaux, mais dans la structure, la morphologie, la disposition et l'alternance des couches tendres ou résistantes. Ainsi, entre Le Havre et le Cap d'Antifer, la base des falaises crayeuses est constituée d'argile et de sables sur une quarantaine de mètres d'épaisseur, et l'on peut assister à des mouvements d'ampleur variés de type glissement par fluage, basculement, glissement rotationnel, effondrement de surplomb (au niveau de l'argile du Gault),... D'Antifer à Saint Valéry en Caux et de Dieppe au Treport, la falaise est exclusivement crayeuse, avec un profil vertical à subvertical, et dans le détail, des formes variées, selon la nature de la craie (recristallisée ou tendre, présence ou absence de silex,...), la fracturation et la disposition des diaclases (colonnes, formes en coin, en écaille, en cube). Y apparaissent des effondrements, des basculements ou des éboulements comme celui de Saint Valéry en Caux dans la falaise homogène du Sénonien (volume de 125 000 m^3, longueur : 120 m et largeur : 15 à 20 m). Les

encoches basales ou les grottes formées par l'attaque de la mer ou par dissolution jouent un rôle fondamental dans l'apparition des désordres.

Seul le type de falaises de Varengeville, près de Dieppe, dont les assises crayeuses sont surmontées par une quarantaine de mètres de formations sablo-argileuses d'âge tertiaire et qui conduisent à de vastes effondrements en "poches" et à des glissements de masse, n'est pas représenté sur le littoral du Calvados.

Chapitre II

LE RECUL DE LA COTE

La ligne de côte n'est pas fixe. La côte actuelle correspond à une position momentanée de la ligne de rivage qui peut avoir laissé vers la mer ou vers la terre des traces d'une position plus ancienne en relation avec les transgressions et les régressions successives du Quaternaire (DERRUAU M., 1988). L'objectif de ce chapitre est de présenter, succinctement, les différentes positions du rivage en liaison avec l'eustatisme glaciaire, à partir des nombreux travaux réalisés ces dernières années sur le Quaternaire de Normandie, puis d'évaluer le recul historique du trait de côte en précisant à la fois **sa valeur métrique** et **son rythme**.

1. La position des rivages au Quaternaire en liaison avec l'eustatisme glaciaire

La description des formations quaternaires marines ou continentales a été faite depuis le début du siècle, avec des tentatives de datation. Mais les progrès dans la litho et la chronostratigraphie n'ont été réellement effectués que depuis une vingtaine d'années par les universitaires locaux (ELHAI H., 1963 ; LARSONNEUR C., 1971 ;...) et par les chercheurs du Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen. L'équipe de recherche "Groupe-Seine" associant le laboratoire de géologie de l'Université de Rouen et le Centre de Géomorphologie de Caen a, par l'utilisation de moyens et de techniques modernes, accumulé une longue série de publications relatives au domaine quaternaire de la Normandie. L'objectif de ce chapitre n'est pas de reproduire un résumé de l'ensemble de ces recherches mais de seulement donner quelques repères sur ce qu'a pu être la position du rivage au cours du quaternaire, en précisant toutefois que des doutes subsistent encore sur la datation de certains dépôts qui font encore l'objet de recherches plus approfondies. Les références bibliographiques seront trouvées entre autres dans les différents bulletins du Centre de Géomorphologie et dans la thèse de J.P. LAUTRIDOU (1985) consacrée au Pléistocène et dans le livret guide I.N.Q.U.A. (1986).

1.1. Généralités sur le Quaternaire

L'évolution paléogéographique et géomorphologique de la région a suivi les importantes oscillations climatiques du quaternaire (alternance de climats tempérés et périglaciaires). Les transgressions et les régressions ont marqué le paysage et laissé des dépôts. La grande extension des formations continentales de couverture en particulier des loess et de l'intercalation de dépôts marins dans ces séquences a permis d'établir une chronostratigraphie à partir des limons et des sédiments de versants, puis d'intégrer les séquences littorales et estuariennes dans un schéma basé sur la nomenclature chronologique nordique de l'Europe du Nord-Ouest (LAUTRIDOU J.P., 1987) et non sur le terme ancien imprécis de Normannien qui avait été créé pour définir les formations marines. Mais même dans une région à dominante tectonique stable, le critère d'altitude doit être utilisé avec une extrême prudence, l'âge des formations

marines est différent de celui des plates formes qu'elles recouvrent (LAUTRIDOU J.P., 1985, 1987 et 1988) et chaque cycle climato-sédimentaire a profondément remanié les précédents de telle sorte que les témoins de **l'Holocène** et du **Pléistocène supérieur** sont souvent retrouvés alors que les formations plus anciennes sont rarement conservées.

A l'Holocène des sédiments organo-détritiques variés se sont déposés (Asnelles par exemple, voir plus loin). Dans les zones littorales en voie de colmatage (estuaires, baies abritées), ces dépôts ont enregistré les progrés de la transgression flandrienne marquée d'oscillations de quelques mètres d'amplitude.

Par contre, les côtes exposées aux houles sont en voie d'érosion, ce qui se traduit par l'apparition d'affleurements tourbeux sur les plages sableuses séparées d'un marais maritime par un cordon dunaire flandrien (Colleville, Saint Côme,...). Pendant la dernière période glaciaire, des **alluvions fluviatiles** se sont accumulées au fond des paléovallées, un manteau de loess récents, calcaires ou non, a été déposé dans lequel s'inscrivent les oscillations climatiques du **Weichselien**. Des dépôts de gélivation et de gélifluxion connus sous le nom de **head** ont été également mis en place.

Les restes d'anciens cordons littoraux sont fréquents sur la frange côtière où ils s'échelonnent entre le niveau des plages actuelles et une vingtaine de mètres d'altitude. Souvent, une ancienne falaise se détache encore dans le paysage. Les accumulations d'origine marine, rarement fossilisées, sont difficiles à dater. Quelques unes, qui ne dépassent pas 2 à 3 m au dessus des plus **hautes mers** actuelles, ont été rapportées à **l'Eémien**, c'est à dire au dernier interglaciaire (Grandcamp,....). Pour les dépôts plus élevés, les incertitudes demeurent car comme nous l'avons dit précédemment l'altitude n'est pas un critère de datation suffisant. Il peut s'agir de dépôts **intra-saaliens**, **holsteiniens**, voire plus anciens pour les plus élevés et les plus altérés.

En fonction d'une évolution holocène plus ou moins avancée, par érosion ou par sédimentation, les côtes Normandes offrent des coupes diversifiées dans les formations quaternaires.

Les formations marines du quaternaire ancien ont été retrouvées à l'intérieur des terres à des altitudes très variables allant jusqu'à 100 m par exemple dans le Val de Seine sur les plateaux. A partir de nombreux sondages quelques gisements ont été découverts tel celui situé à 100 m NGF à Saint Gilles des marais près de Domfront qui contient des argiles laguno-lacustres ou bien celui de la Londe correspondant à un fond de baie **Reuvèrien** (Pliocène supérieur) (HUAULT M.F., 1987) à une altitude de 100 m NGF. Dans le cotentin, le pléistocène inférieur est représenté par les marnes du Bosq d'Aubigny et par la formation sablo-argileuse de Pierrepont légèrement plus récente. Ces dépôts marins à estuariens attestent de fluctuations climatiques tempérées à froides au cours du Tiglien (pratiquement au début du Pléistocène inférieur). A ces formations, se superposent les sables de Saint Vigor qui sont surtout répandus dans le seuil du Cotentin mais aussi dans le Bessin, et sont maintenant datés du Pléistocène et non du Pliocène (PAREYN C., 1987). Ces sables sont les témoins d'une importante transgression marine à la fin du Pléistocène inférieur et de mouvements tectoniques récents compte tenu de leur géométrie disloquée et des altitudes parfois élevées (plus de

100 m sur le plateau de la Pernelle) auxquelles ils se trouvent aujourd'hui (PAREYN C., 1980 et 1987). Dans les parties subsidentes, liées à la néotectonique dans le seuil du Cotentin -Bassin de Carentan-, les formations sont conservées en superposition, comme en Hollande (PAREYN C., 1987).

Au sud de la Seine, près d'Elbeuf, les silts, argiles et sables de la Londe d'origine estuarienne à fluviatile sont des témoins du passage Plio-Pléistocène, du Reuvèrien au Tiglien (DORE F. et Al., 1987 ; LAUTRIDOU J.P., 1985).

Comme le soulignait J.P. LAUTRIDOU (1987 et 1988) la Normandie est riche en éléments de datation des formations marines du Pléistocène supérieur et moyen, mais de nombreuses incertitudes demeurent sur les dépôts littoraux de la 1ère partie du Pléistocène inférieur faute de contexte stratigraphique précis : les plages à galets très altérés situées vers 15-20 m, 24-30 m, 60-100 m ne sont pas datées avec précision faute de dépôts de couverture et de formes ou de restes organiques, sauf les séquences disposées dans les fossés tectoniques du seuil du Cotentin (PAREYN C., 1987 ; LAUTRIDOU J.P., 1987).

1.2. Les points "fixes" sur la côte du Calvados

La reconstitution précise des différentes positions du littoral au cours du quaternaire est impossible, il ne subsiste pas assez d'éléments car les dépôts ont quasiment été tous érodés. Par contre, les quelques dépôts conservés en position d'abri sur le littoral du Calvados nous permettent de montrer que pendant certaines périodes du Pléistocène le littoral était situé en quelques endroits à la même position qu'à l'actuel, voire même **plus en arrière** avec la conservation d'une falaise "fossile", tel est le cas principalement entre Vierville-Colleville et entre Saint Côme-Bernières sur mer.

Les points "fixes" d'âge Eémien ou pré-Eémien sont attestés à partir des formations de Grandcamp ou de celles d'Asnelles-Saint Côme du Fresne (fig. 17). Celles-ci sont conservées en position d'abri entre **les falaises vives** du Bessin **qui étaient,** elles**, situées en avant du littoral actuel**, sans que l'on connaisse précisément leurs positions :

- **la formation de Grandcamp** : A l'Est et à l'Ouest de Grandcamp s'étend une petite falaise constituée par des limons reposant sur une ancienne plage marine. La falaise basse entre Grandcamp et le Pont du Hable, d'environ 8 m de vigueur, offre la plus belle coupe dans ces dépôts quaternaires. Cette coupe a été décrite en détail par J.P. COUTARD et J.P. LAUTRIDOU (1973-1974), mais bien avant eux, cette succession avait déjà été sommairement analysée par A. BIGOT (1926), M.T. GRAINDOR (1967) qui signalaient le Bas-Normannien ou Normannien II à Isigny et Grandcamp et par H. ELHAI (1963). Repris par J.P. COUTARD et Al., (1979) et par J.P. LAUTRIDOU (1985) la formation de Grandcamp de l'optimum Eémien comporte une plage marine pré-éémienne (0,90 m) située légèrement au dessus des plus hautes mers actuelles surmontée par des loess saaliens (3,60 m) eux-mêmes couronnés par des limons weichseliens (3,30 m) ;

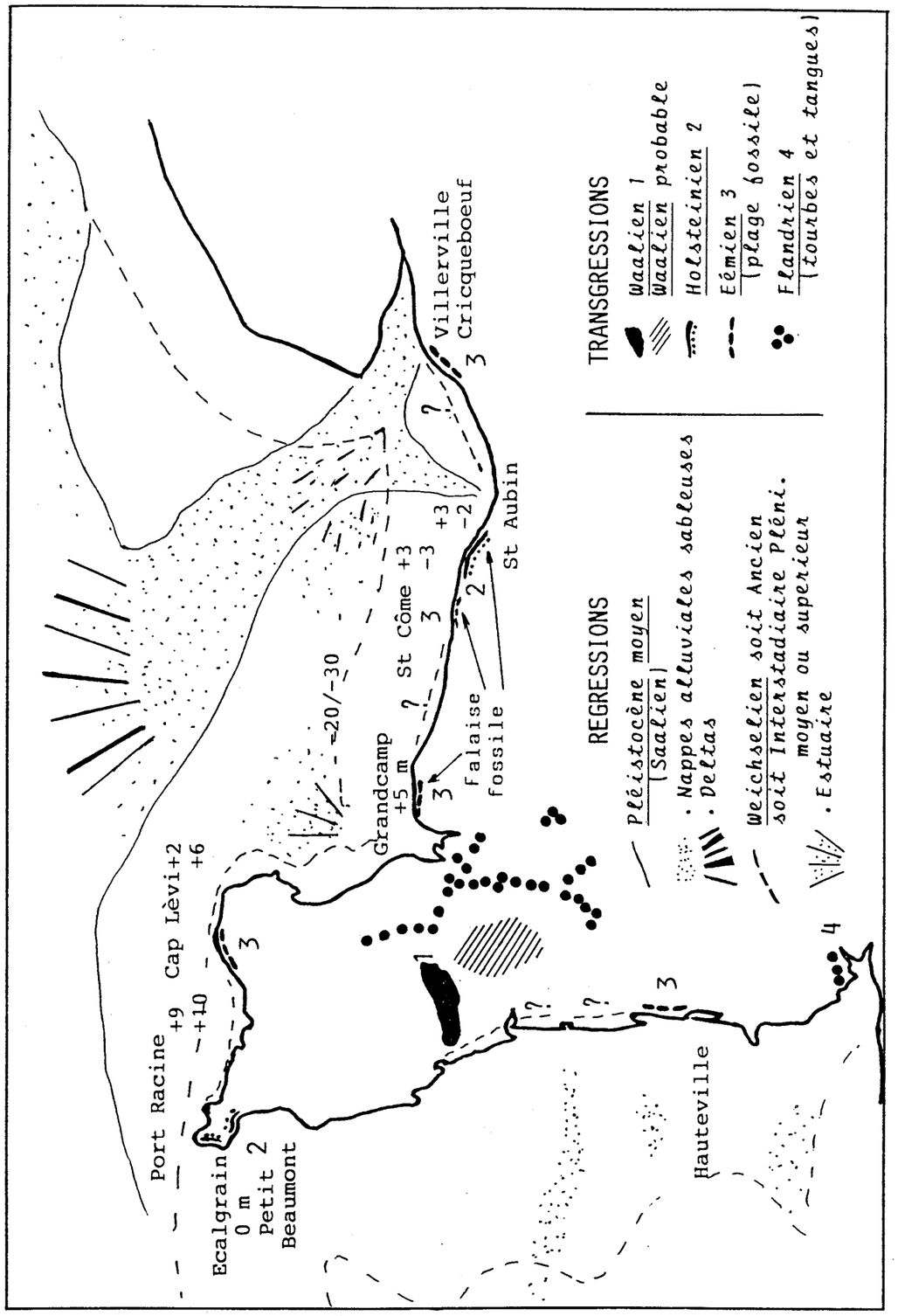


Fig. 17 : Localisation des rivages quaternaires.

- **les formations de la région d'Asnelles-Saint Côme du Fresne** : Entre deux zones de falaises vives, élevées à l'Ouest dans le Bessin et plus basses à l'Est près de Luc sur mer, la côte du Calvados est bordée par un marais littoral sur environ 12 km. De Saint Côme à Bernières sur mer, le marais, large de 500 m à 1 km, est limité au sud par une **falaise fossile dominant une plate forme** d'érosion dont l'altitude moyenne est de -1 à -3 m NGF. Des dépôts **marins fossilifères**, généralement attribués à un âge fini-Eémien, ont été repérés sur cette plate forme et ont été décrits depuis de nombreuses années. Jusqu'au pied de la falaise fossile ces dépôts sont recouverts soit par des **tourbes Holocènes** soit par des dépôts de pente et des **loess weichseliens** (CLET-PELLERIN M. et Al., 1987 ; CLET M., 1988). Cette séquence est à rapprocher de celle décrite à Hauteville sur mer dans le département de la Manche, sur la côte Ouest du Cotentin, à même altitude par J.P. LAUTRIDOU (1985) ;

- **le gisement de Luc sur mer** : au cimetière de Luc sur mer un dépôt de sables marins calcaires fossilifères a été trouvé à une altitude comprise entre +14,5 et +15,7 m NGF au pied d'une falaise fossile repérée par sondages et totalement masquée par une couverture de loess weichséliens. Cette falaise est la continuation de celle qui se poursuit sur 5,5 km de Langrune à Bernières (PELLERIN J., 1982). A Bernières, un gisement de sable marin avait été découvert dans la même position morphologique que celui de Luc (ELHAI H. et Al., 1969), mais à une altitude comprise entre +9,5 m et +13,10 m NGF. Les sables de Bernières sont malheureusement dépourvus de faune et non datés précisément.

Par contre, le niveau de +15 m de Luc sur mer, riche en faune, a permis de le dater du Pléistocène marin sans influence d'eau douce. Ce gisement est considéré par J. PELLERIN et Al. (1987) comme **pré-Eémien** étant donné son altitude, il est situé à une altitude très supérieure à celle de l'Eémien qui parait voisine du zéro actuel.

Les premiers essais de datation de la faune par amino-acides montrent qu'elle est très clairement antérieure au stade 5 et probablement des stades 7 ou 9 (Hoogeveen ou Holsteinien) sans pouvoir trouver d'argument stratigraphique ou morphologique pour les vieillir au delà de ces stades (PELLERIN J. et Al., 1987).

Le littoral Eémien ou Pré-éémien se trouvait donc en **plusieurs endroits à la même position que le littoral actuel avec un niveau de la mer sensiblement peu différent sauf pour les périodes plus anciennes où le niveau de la mer a atteint un niveau plus élevé** (+15m par exemple à Luc probablement à Holsteinien). **Entre ces points "fixes"** où les dépôts quaternaires ont été conservés en position d'abri ou grâce à l'existence de réseaux de failles comme à Saint Côme-Asnelles, **les falaises du Bessin qui se trouvaient au Pléistocène en avant** ont reculé pendant l'Holocène à un **rythme** qui a dû s'accélérer avec l'élévation du niveau marin à l'Atlantique pendant la transgression flandrienne.

1.3. Les formations périglaciaires du Pays d'Auge

Le talus qui succède à la corniche de craie Cénomaniénne (voir précédemment), est constitué par des formations quaternaires épaisses de plusieurs mètres, effondrées ou glissées, qui masquent le substratum. Au bas du versant, à l'Est de Villerville, sur une

hauteur de quelques mètres, ces formations sont érodées et donnent naissance à une petite falaise à "débris" (BIGOT A, 1942 ; DANGEARD L., 1951 ; ELHAI H., 1963). La nature et les risques de déplacements de ces formations ont été étudiés (MASSON M., 1973 et 1976) et ont été à la base de la cartographie des zones à risque d'instabilité (chap. IV). Mais plus récemment, à la suite du glissement de Villerville de janvier 1982, la cartographie détaillée, l'analyse morphologique et la chronostratigraphie des formations quaternaires ont été entreprises par J.C. FLAGEOLLET et E. HELLUIN (1984 et 1987).

1.3.1. La nature des formations

A partir des études de J.C. FLAGEOLLET et E. HELLUIN (1984 et 1987), il est possible de distinguer trois types de formations qui sont :

- **des panneaux de craie**, effondrés ou glissés à partir de la corniche, qui devait avoir un profil adouci, généralement plus volumineux dans la partie médiane du versant (plus de 100 m de long) qu'à proximité du rivage (quelques dizaines de mètres). Ils sont constitués de craie appartenant au niveau de "craie glauconieuse" de la base du Cénomanien (JUIGNET P., 1974). La craie est jaunâtre, sableuse ou gréseuse, toujours glauconieuse, armée de gros bancs de cherts, diaclasée, fissurée, parfois décarbonatée, très souvent altérée et prenant l'aspect d'une argile verdâtre très plastique. La craie repose presque toujours sur plusieurs mètres d'argiles et de sables gauconieux. Les panneaux ont donc glissé avec leur "coussin" de sables argileux ;

- des **dépôts éoliens** (loess) et des formations périglaciaires de type "**éboulis**". Les **loess** proviennent de l'estuaire de la Seine largement ouvert au moment des dernières glaciations quaternaires (LAUTRIDOU J.P., 1984). Ils sont sableux, à granules de craie, très calcaires (25 à 30 % de CaCo3), avec des traces d'oxydation ou de marmorisation ; remaniés par ruissellement, leur structure est de ce fait légèrement lamellaire. Les **"éboulis" périglaciaires**, intercalés entre ces dépôts loessiques, sont faits de gélifracts de cherts et de silex, de rognons de craie emballés dans une matrice plus ou moins abondante sableuse (craie) ou limoneuse (loess). Leur aspect varie beaucoup selon leur localisation dans le versant et les changements du modelé de ce dernier : on passe très rapidement d'une blocaille crayeuse plaquée contre la paroi d'un panneau de craie à une formation stratifiée de type "head" avec cherts anguleux calibrés et redressés vers l'avant. Accumulés depuis le pied de la corniche, ces dépôts se retrouvent surtout en avant des panneaux où ils ont été piégés et où ils peuvent atteindre deux à trois mètres d'épaisseur ;

- des **formations "solifluées"** qui sont constituées de matériaux hétérométriques de nature variée à matrice argileuse. Ces formations solifluées ont été observées en surface où, peu épaisses, elles recouvrent les panneaux de craie et les loess. Comme le soulignaient J.C. FLAGEOLLET et E. HELLUIN (1984), leur présence sous les blocs crayeux est peu probable.

1.3.2. Mise en place et chronostratigraphie

A partir de l'observation de coupes dans les formations quaternaires de types

heads et loess principalement celles situées au pied de la falaise de débris dans l'axe du vallon de Villerville et des analyses effectuées, les différents ensembles lithostratigraphiques ont été attribués au **Weichselien**. A partir de ces formations -heads et loess- recouvrant les grands panneaux de craie sur le versant, il est possible d'avancer, par chronologie relative, que la mise en place de ces derniers s'est effectuée au début d'une période froide du Weichselien au cours de laquelle ils sont descendus en glissant sur les sables argileux. La chronologie de la mise en place de ces formations proposée par J.C. FLAGEOLLET et E. HELLUIN (1984) serait la suivante :

- destabilisation du biseau de craie du haut de versant par appel au vide et soutirage des sables albiens gorgés d'eau ;
- rupture de blocs et mise en mouvement par fluage des argiles glauconieuses sous-jacentes. Les panneaux de craie ont ainsi glissé jusqu'au bas du versant en se fragmentant en cours de la descente ;
- le glissement a été favorisé par la disparition du couvert forestier et la forte humidité en début de période froide ;
- le profil initial du versant s'est trouvé adouci sur les 2/3 inférieurs, accentué en corniche en haut ;
- l'interruption de la corniche en amont du vallon de Villerville rend compte de l'absence presque complète de blocs de craie dans l'axe de ce dernier, rempli principalement par des formations superficielles de types, sables, loess ou heads (chap. IV) ;
- la descente des grands panneaux de craie était, pour l'essentiel, terminée quand les derniers loess se sont déposés et quand la gélifraction, attaquant la corniche crayeuse, a produit les débris qui ont constitué les heads. Néanmoins, des blocs de petites dimensions ont pu encore descendre tardivement et être incorporés aux formations.

En conclusion, à la fin du Weichselien, le versant devait avoir un profil assez régularisé et stabilisé (FLAGEOLLET J.C. et Al., 1987) avec un trait de côte qui se trouvait, par l'extension très probable des formations de pente, en avant du rivage actuel à une distance que l'on peut estimer à 300 m, si l'on reconstitue l'extension du head du vallon et des formations de versant, en prolongeant leur surface d'accumulation.

2. La formation des cirques de Villerville et de Cricqueboeuf

Pendant l'Holocène, la remontée progressive du niveau marin a entrainé le recul du pied de falaise au rythme des petites variations altimétriques qui se sont succédées et selon des vitesses de recul variables mais inconnues. Par exemple, pendant le premier optimum climatique à **l'Atlantique**, il y a 6500 ans B.P., la **transgression flandrienne**, pendant laquelle le niveau de la mer a été relevé de quelques mètres, a dû entraîner une vitesse de recul plus importante qu'actuellement. Dans les zones abritées, des dépôts se sont accumulés comme dans le secteur de Vasouy (ELHAI H., 1963).

Il a dû en être de même pendant la petite remontée du niveau marin du second optimum climatique, du début du **Sub-atlantique** vers 2300 ans B.P.

Le recul progressif du littoral a eu pour conséquence l'apparition de déséquilibres

sur le versant. Celui-ci, d'allure relativement régularisée par les éboulis et par les loess, est devenu chaotique. Les désordres se sont préférentiellement localisés de part et d'autre de Villerville en ayant pour conséquence la création des deux cirques : la Fosse du Macre et le cirque des Graves.

Le moment de l'apparition des désordres reste inconnu, par contre ce qui est certain, c'est que les mouvements sont apparus et se sont échelonnés pendant l'Holocène et plus certainement à partir de l'Atlantique soit depuis environ 6000 ans ou même beaucoup plus récemment, c'est à dire quelques siècles.

Par contre, les zones instables devaient être connues depuis longtemps puisque le bourg de Villerville s'est implanté dans l'axe du vallon et que les villas ont été construites sur le haut du versant, au niveau du replat sur lequel la route a été implantée. Une évolution historique des cirques depuis moins de deux siècles a été avancée par certains en se basant sur les modifications du tracé des voies d'accès au village et surtout de celles du chemin des Graves. Cette hypothèse sera discutée au chapitre IV.

Si la vitesse et les différentes étapes de la formation des deux cirques restent inconnues, leur localisation peut trouver une explication grâce à la morphostructure. En effet, pendant l'Holocène, la capacité érosive de la mer a été freinée à l'ouest de l'actuelle pointe du Heurt, par les calcaires gréseux d'Hennequeville. Ces derniers offraient une résistance plus grande à l'assaut des vagues et des houles que les matériaux beaucoup plus meubles et non cohérents comme les argiles, la craie altérée, les sables,... Le recul plus rapide, à l'est de la pointe est, d'une part, responsable du changement d'orientation du trait de côte (voir précédemment) et, d'autre part, responsable des deséquilibres sur un ancien versant régularisé et stable au début de l'Holocène. Les désordres ont progressé selon un schéma classique, vers l'amont du versant, par une vidange progressive (lente ou par à coups ?) des matériaux de la couverture quaternaire et du substrat marneux (chap. III) en donnant aux deux zones instables une forme banale en arc de cercle, de part et d'autre d'un "éperon" stable sur lequel le village s'est implanté. L'origine de cette stabilité et la nature des matériaux de remplissage du paléo-vallon constituent l'une des principales interrogations auxquelles une réponse sera donnée ultérieurement (chap. IV).

3. le recul historique du trait de côte

La mesure du recul historique du trait de côte aboutit à localiser les secteurs sensibles et à prévoir par la suite son évolution future.

3.1. La notion de trait de côte et de recul

Dans le cas d'une falaise verticale ou sub-verticale, il n'y a pas de problème, le trait de côte correspond au tracé habituellement dessiné sur les cartes topographiques. Par contre, dans celui d'une falaise composite ou d'un versant en pente en évolution du bas vers le haut, il est nécessaire de distinguer :

- **le pied de falaise ou de versant**, qui est le plus souvent marqué par un petit escarpement de quelques mètres de hauteur, plus ou moins abrupt, et baigné par les

vagues, au moins à marée haute ;

- **le haut de falaise ou de versant**, qui dans notre cas pour le Bessin et le Pays d'Auge correspond, à la limite entre le plateau et l'escarpement sommital, relayé au pied de la falaise par un talus plus ou moins chaotique.

Dans ce qui suit, le trait de côte sera considéré comme la limite du pied de falaise. Les différentes parties du versant littoral sont dépendantes les unes des autres, leurs évolutions respectives s'effectuent avec **un décalage dans le temps**.

D'une manière générale, il est admis qu'un littoral à falaises, calcaires ou crayeux, subit deux modes de destruction :

- une érosion **lente et continue**, par chutes de petits éléments, effritements, dissolution et entrainement des particules par les eaux souterraines, enlèvement des matériaux du pied de falaise et transport sous l'action des vagues et des houles ;

- une destruction **brutale**, par écroulements, glissements, etc... qui sont souvent spectaculaires car ils peuvent mobiliser des masses considérables de matériaux, comme par exemple, le glissement du Bouffay. Cette phase est la conséquence de l'érosion lente précédente.

Ainsi par recul, on entend apprécier ici d'une part sa **valeur métrique** et d'autre part son **rythme**. Certaines méthodes et moyens techniques permettent surtout d'apprécier la valeur métrique à l'échelle du siècle (les cadastres), d'autres peuvent préciser aussi le rythme à l'échelle de quelques dizaines d'années (photographies aériennes,...) ou de quelques années (levés topographiques,...).

3.2. Méthodes et moyens d'étude sur le recul du trait de côte

Il existe dans quelques récits anciens des descriptions de quelques mouvements de terrain. Par exemple dans le Bessin, au droit du hameau de Fontenailles vers 1750-1760, trois blocs de calcaires se sont éboulés et ont formé les célèbres "Demoiselles de Fontenailles" (SKRODSKI J., 1888 in ELHAI H., 1963). L'autre exemple est celui du glissement spectaculaire de la falaise de Longues sur mer qui s'est produit le 25 septembre 1859 (LAVALLEY G., 1868 in MAQUAIRE O., 1983). Les informations apportées sont cependant insuffisantes pour estimer de façon claire et précise la vitesse de recul du trait de côte car les auteurs ont eu trop souvent tendance à surestimer la gravité et les dimensions de l'évènement. Ainsi G. LAVALLEY a donné au glissement une longueur de 1200 m sur une largeur de 25 m, alors qu'il a été ensuite prouvé que ce glissement avait une longueur de l'ordre de 300 m seulement. Ces récits sont toutefois forts intéressants et leur recherche indispensable pour juger des modalités du recul (chapitre III), déterminer les périodes et les conditions climatiques favorables à l'instabilité.

Les plus anciens documents cartographiques datent du Moyen Age, ils sont consultables à la Bibliothèque Nationale ou au musée de la Marine au Fort de Versailles mais ils sont à petite échelle et trop imprécis pour servir de base de comparaison avec des documents cartographiques récents. La seule carte ancienne publiée entre 1771 et

1785 fiable est à l'échelle du 1/14400ème. Elle n'est disponible que dans le secteur compris entre Englesqueville et la Baie de Veys. **Les premiers documents cartographiques utilisables sont les plans cadastraux à l'échelle du 1/2500ème réalisés à partir du début du 19ème siècle.**

Les documents photographiques et les cartes postales anciennes permettent d'approcher d'une manière plus exacte les modifications survenues dans le profil de falaise par comparaison avec des documents récents, comme par exemple à la pointe du Hoc ou au Cap Manvieux... Des ordres de grandeur du recul historique des falaises du Bessin peuvent être avancés à partir de ces documents. Dans la région de Longues sur mer, si la date donnée dans le récit de SKRODSKI est exacte et en supposant que l'éboulement ait effectivement laissé le bloc de calcaire plaqué contre le pied de la falaise, le recul moyen annuel serait de l'ordre de 40 cm sur une période de 150 ans ; des cartes postales anciennes de 1901 ou 1902 montrent en effet un bloc de calcaire d'une hauteur de 25 m -La grande Demoiselle de Fontenailles- situé sur le platier à plus de soixante mètres du pied de la falaise ;

Depuis 1947, des photographies aériennes verticales sont prises régulièrement par l'I.G.N. à des échelles de l'ordre du 1/25000ème et fournissent des données précieuses pour analyser la cinématique littorale sur une période d'environ quarante années. En outre afin de mesurer les modifications très récentes du trait de côte et de compléter les données fournies par les documents précédents, nous avons pris des photographies aériennes obliques, à plusieurs reprises, entre 1984 et 1988, sur l'ensemble des falaises du Bessin.

3.2.1. Les plans cadastraux

Les plans cadastraux ont été utilisés avec succès, en Normandie, par de nombreux auteurs afin d'estimer le recul des côtes à falaises ; celles du Pays de Caux (EVRARD H. et SINELLE Ch., 1980), celui du littoral du Cotentin (HINSCHBERGER F. et ORANGE Th., 1983, LEVOY F., 1985, DELAHAYE D., 1986, HINSCHBERGER F. et Al., 1988) et d'une partie du Bessin (MAQUAIRE O., 1983). Deux séries cadastrales sont disponibles pour la totalité du littoral : Celle des levés anciens ou dits "Napoléoniens" à l'échelle du 1/2500ème, exécutés à partir de 1809, et celle des levés révisés à partir des années soixante et aux échelles du 1/2000ème ou du 1/2500ème.

La justesse de la représentation du parcellaire est prouvée et vérifiée par l'ensemble des utilisateurs, et le cadastre sert au calcul de l'impôt foncier. Toutefois, dans certains cas, un doute peut subsister sur la justesse des limites du trait de côte qui apparaissent simplifiées, surtout dans les secteurs dangereux et d'accès difficile, principalement en pied de falaise.

3.2.2. Photographies aériennes verticales

La photographie aérienne est d'un grand intérêt dans l'étude historique des modifications du trait de côte car elle permet de localiser les zones actives et d'estimer qualitativement et quantitativement le recul et les volumes mobilisés à des dates successives.

3.2.2.1. Méthodes possibles et méthodes utilisées

Différentes méthodes d'analyse et de comparaison de photographies aériennes sont possibles. Elles diffèrent selon leur simplicité de mise en oeuvre, la précision obtenue, les moyens techniques disponibles et le temps nécessaire à l'étude de chaque document.

a. L'appréciation des modifications morphologiques survenues :

Cette méthode simple et rapide consiste à observer successivement deux photographies diachroniques et à noter sur un document cartographique les limites approximatives de l'évènement ou de le localiser par un signe conventionnel selon sa taille. Cette appréciation est plus qualitative que quantitative car elle se contente d'établir une simple distinction entre un évènement de petite ou de grande importance. Elle a permis cependant de fournir rapidement une première approche des modifications survenues entre deux dates (EVRARD H. et SINELLE Ch., 1980 ; MAQUAIRE O., 1983).

b. L'estimation quantitative du recul :

- une première technique, la plus simple, mais très imprécise, consiste à mesurer, directement sur la photogaphie, la distance entre le rebord de la falaise et deux points fixes alignés et mesurés sur un autre document cartographique, un cadastre par exemple. La distance entre les deux points de repères communs étant connue, l'échelle approximative de la photographie est ensuite calculée et une simple règle de trois détermine la distance entre les deux repères et le rebord de la falaise. L'opération est alors renouvelée pour différents points le long de la côte et selon les missions aériennes disponibles. Cette méthode est longue et fastidieuse et le temps passé n'est pas en rapport avec la médiocre précision obtenue. En effet, l'échelle des photographies n'est pas constante et varie du centre vers les bords du cliché et les déformations sont d'autant plus fortes que le relief est marqué. Principalement, la lecture d'une distance sur un document à l'échelle du 1/25000ème est délicate car un millimètre représente 25 m, une erreur de lecture de quelques dizièmes de millimètres entraine des approximations de l'ordre de la dizaine de mètres. Compte tenu, de son imprécision, cette technique n'a pas été utilisée ;

- une seconde méthode, performante, nécessite l'utilisation d'un matériel lourd et assez coûteux, le Stereo Zoom Transfer Scope (S.Z.T.S.). Par sa précision cet appareil permet la révision et le complément des cartes topographiques. Il a été utilisé, par exemple et avec succès pour l'appréciation quantitative du recul du littoral sableux de la côte ouest du Cotentin (LEVOY F., 1985). L'appareil a la possibilité d'agrandir un document dans un rapport maximal de 16, de faire pivoter et de lire des couples photographiques ou tous autres documents pouvant être observés en superposition avec une carte. Les déformations géométriques sont corrigées, à partir de points de référence fixes. La description précise de l'appareil et de la méthode de travail sont données par F. LEVOY, (1985). Succinctement, le principe est le suivant : deux documents à des échelles différentes sont superposés par un système optique fixe pour le document de

base et un système optique de zoom pour les données nouvelles. La manipulation la plus délicate et la plus longue est la superposition la plus parfaite possible des repères (routes, limites de parcelles, maisons...) communs aux deux documents. Le calage effectué, l'opérateur dessine facilement les nouvelles informations -limites de falaise ou de la zone mobilisée- sur le document de base, qui a été le cadastre à l'échelle du 1/2000ème ou du 1/2500ème. Nous avons utilisé l'appareil du Centre de télédétection de l'Université de Haute Bretagne à Rennes ;

- une troisième méthode, très performante mais malheureusement onéreuse, est la photogrammétrie analytique utilisée classiquement pour l'établissement des plans et cartes. Elle peut servir par exemple à la détermination quantitative d'un recul de trait de côte ou à la détermination de vecteurs déplacements de points de mesure identifiables après calage sur des points communs aux deux photographies diachroniques (MIZEREZ A., 1984, FOLLACI J.P., 1987). Le coût élevé de cette méthode n'a pas permis son emploi.

3.2.2.2. Les documents utilisés

Les photographies aériennes antérieures à la Seconde Guerre Mondiale sont inexistantes ou introuvables sur l'ensemble des falaises du Calvados. Un important fond photographique de la côte du Bessin élaboré par les alliés entre novembre 1939 et mai 1945 est toutefois consultable à **l'Université de Keele, à l'Air photolibrairy, Départment of Geography, en Angleterre**. Quelques clichés obliques de qualité médiocre n'apportent pas de renseignements supplémentaires à ceux de la première mission complète et continue de 1947.

Les photographies aériennes verticales utilisées sont celles de l'Institut Géographique National qui effectue depuis 1947 périodiquement des missions sur l'ensemble ou partie du département du Calvados.

Pour les falaises du Bessin, sept missions aériennes : 1947, 1955, 1964-1965, 1972, 1977, 1980 et 1984 à l'échelle du 1/25000ème ou du 1/30 000ème ont été analysées avec le S.Z.T.S. Les limites du trait de côte ou de l'extension des différents mouvements de terrain ont été reportées sur le plus récent plan cadastral à l'échelle du 1/2000ème ou du 1/2500ème.

Pour les falaises du Pays d'Auge, les photographies aériennes n'ont pu être utilisées, avec le S.Z.T.S., dans ce secteur accidenté et en déplacement, du fait de l'absence de repères fixes de calage proches du littoral. Cette opération pourrait être effectuée en utilisant des moyens lourds et côuteux de l'I.G.N. par exemple.

3.2.2.3. Les limites

Contrairement au littoral sableux du Cotentin qui a migré de plusieurs centaines de mètres en quelques dizaines d'années (LEVOY F., 1985), entre 1947 et 1984, soit 37 années, le littoral à falaises du Bessin ou du Pays d'Auge a reculé modestement. En de nombreux sites, aucune différence notable n'a été constatée, compte tenu de la précision d'interprétation de la méthode qui peut être estimée dans les meilleurs cas -bon

éclairage et contrastes marqués- à environ 2 à 3 mètres. Sur un autre plan, l'imprécision du report est due également à la morphologie spécifique de la falaise :

- dans le cas d'une falaise verticale ou sub-verticale comme par exemple, entre Grandcamp-Vierville et Manvieux-Arromanches, le rebord du plateau horizontal (falaise) est net et facilement identifiable ;

- dans le cas d'une falaise au profil différencié composée d'une corniche sommitale, d'un talus bouleversé et d'une falaise basale comme c'est le cas entre Vierville et Longues sur mer, le report des limites est problématique. En effet, le contact entre le plateau et la corniche est souvent adouci et recouvert de bosquets et dans l'hypothèse d'un recul faible, la distinction des modifications longitudinales est impossible. De même, en raison du relief important et des déformations de la photographie, en l'absence de repères fixes identifiables sur l'estran ou sur le talus, le recul du pied de falaise ne peut être estimé, ce qui constitue l'une des principales limites à ce genre de travail.

Par contre, la localisation des changements morphologiques survenus entre deux missions est assez facile. Les limites des glissements sont données grâce à l'empreinte de teinte claire sur le versant, dont la largeur varie de 75 m à 200 m environ. Si le versant se stabilise, la végétation colonise les empreintes, mais l'intervalle de temps entre deux missions est assez court -cinq à dix ans- et un changement survenu pendant cette période est toujours repérable. Il faut toutefois un bon éclairage du versant, un bon contraste entre la partie végétalisée -sombre- et la zone récemment mobilisée, avec les éboulis marneux ou calcaires, qui apparait en clair. Une telle méthode n'est pas applicable dans le cas d'un déplacement lent sans cicatrice et modifications visibles. Malheureusement, cet éclairage contrasté n'existait pas toujours au moment de la prise de vue, et constitue donc une des limites de cette méthode.

3.2.3. Les levés topographiques

Compte tenu des limites d'utilisation des méthodes précédentes dans certains secteurs, des levés topographiques ont été réalisés durant les années 1986 et 1987 dans le secteur de Port en Bessin : à l'Ouest sur une falaise armée en pied par les calcaires à spongiaires compacts du Bajocien et à l'Est sur une falaise à base marneuse. Initialement, ils ont été entrepris pour dessiner les profils qui serviront de base à la modélisation et aux calculs de stabilité puis ils ont été étendus pour être comparés avec les plans cadastraux.

Un levé topographique à l'échelle du 1/2000ème du trait de côte de Villerville dans le secteur du Cirque des Graves a été réalisé par nos soins en 1987 pour compléter les documents cartographiques existants.

3.3. Le recul des côtes du Bessin

3.3.1. La valeur du recul

- A partir des plans cadastraux

Sur certains plans cadastraux anciens, comme par exemple ceux de Longues sur mer et de Commes, le pied de falaise n'a pas été levé et il est représenté par une ligne droite rectiligne. Pour quelques communes, de Vierville à Saint Honorine et Commes, la comparaison entre les deux plans a été impossible car seules les limites parcellaires ont été modifiées, et le trait de côte est resté identique à celui du cadastre précédent.

A ceci près, les plans ont été comparés (annexe n°1) et les principaux traits dégagés de cette comparaison sont les suivants :

- entre Grandcamp et le Raz de la Percée, le recul est très faible pour les falaises entaillées dans les calcaires. Malgré la simplification du trait de la côte de 1824 (fig. 18) sur une partie de la commune d'Englesqueville, les deux limites sont pratiquement similaires, avec même parfois des zones levées en 1966 en avant de la limite ancienne. Le nouveau plan montre nettement l'aspect déchiqueté du trait de côte, résultant d'effondrements ponctuels de l'ordre de 10 à 15 m de profondeur. Dans toute cette partie, le recul de la falaise est effectif puisque le petit château d'Englesqueville reporté sur le cadastre ancien, a en partie disparu aujourd'hui. Il ne reste actuellement qu'une partie des fondations. Sur le cadastre de Cricqueville en Bessin (fig. 19), le flanc ouest de la pointe du Hoc révèle localement un recul inférieur à **une dizaine de mètres** avec des encoches profondes de 18 à 20 m, et la disparition du chemin des douaniers ;

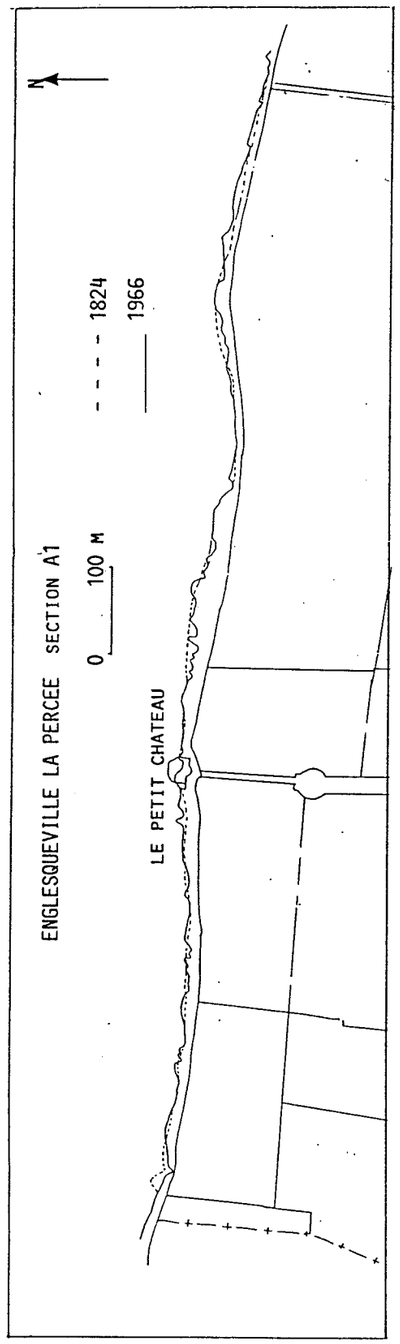
- entre le Raz de la Percée (cadastre de Louvières) et Vierville (section C dite de la Hérode), sur une falaise recoupant des marnes surmontées par des calcaires, le recul du sommet varie de **15 à 20 m** avec des maxima de 25 m ;

- pour le secteur compris entre Commes et Longues (MAQUAIRE O. et Al., 1984), au droit du glissement du Bouffay, le recul moyen atteint 20 m pour la période allant de 1809 à 1975. Dans les autres secteurs proches, la relation entre l'avancée du pied de falaise et le recul du sommet résulte des glissements intervenus entre temps, comme celui du glissement de février 1969 en face du sémaphore ;

- au lieu dit Le Vignet, commune de Longues sur mer, un recul du haut de falaise d'environ 500 m de longueur sur 20 m de largeur (fig. 20) est perceptible. Sur le plan de 1809, cette zone est occupée par les "Signaux". Ces indications sont en accord avec celles de G. LAVALLEY (1868) à propos du glissement de septembre 1859 qui a détruit deux chemins et une petite construction abritant les dits "Signaux" [1]. Cette comparaison a permis de localiser le glissement de 1809 car G. LAVALLEY était resté imprécis sur ce point et, par la même, de vérifier les reculs déterminés à partir des cadastres ;

- sur les communes de Manvieux et de Tracy, la falaise avec des marnes en pied

1. (..."un douanier, qui passait, nous fit observer que le vent nous gênerait et nous serions parfaitement à l'abri dans l'ancien corps de garde. En même temps, il nous montrait une vieille construction destinée sous le premier empire, à transmettre des signaux sur la côte... Le corps de garde, où l'on nous avait invités à entrer, fut arraché violemment de ses fondations. Ses murs se disloqèrent...").



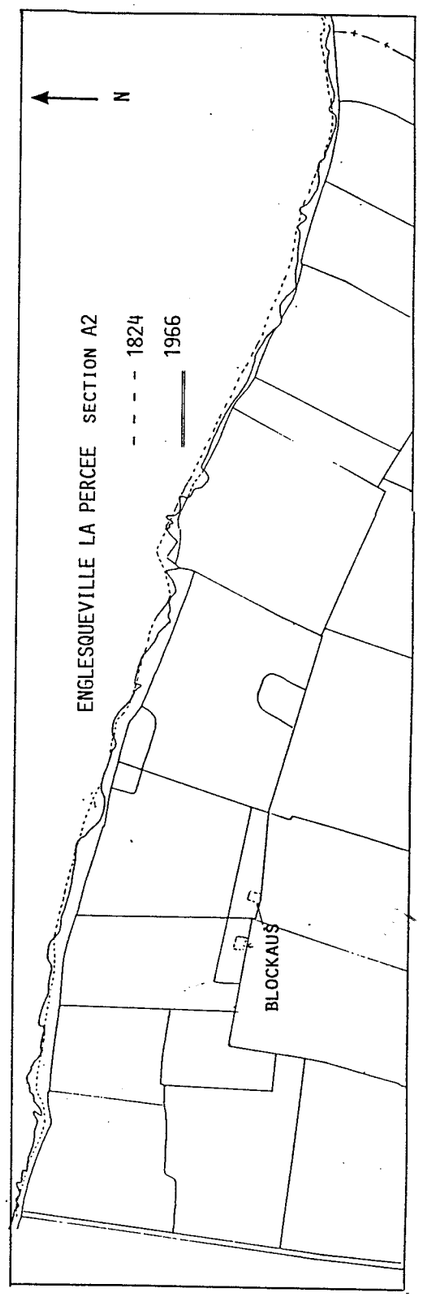


Fig. 18 : Recul du trait de côte, de la commune d'Englesqueville La Percée, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1824 et de 1966.

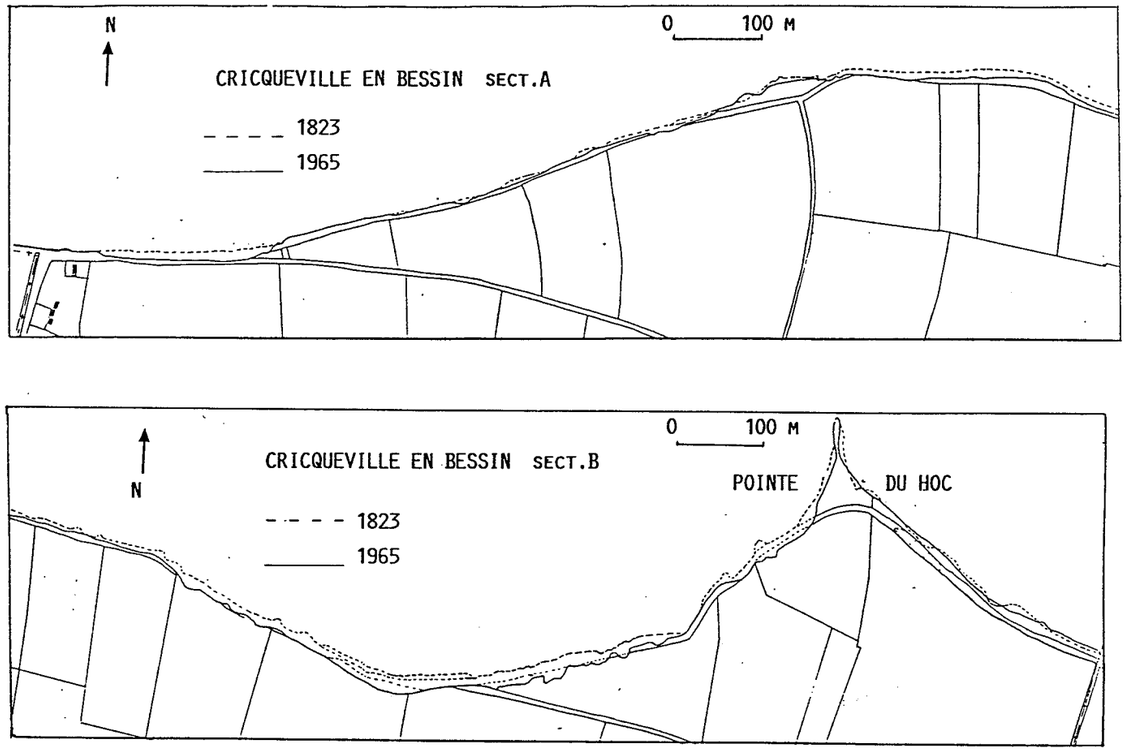


Fig. 19 : Recul du trait de côte de la Commune de Cricqueville en Bessin, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1823 et de 1965.

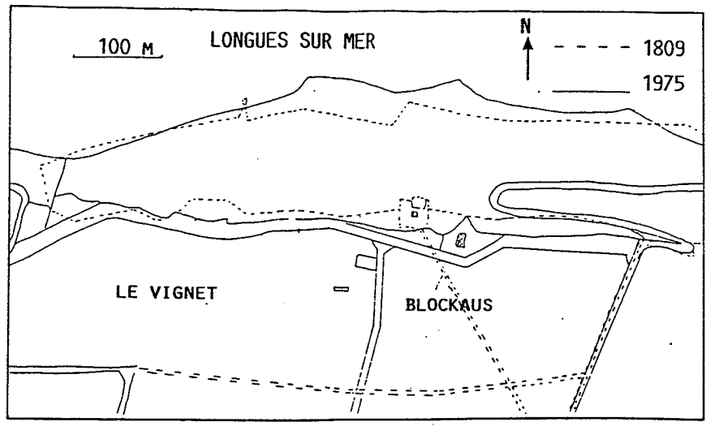


Fig. 20 : Recul du trait de côte sur la commune de Longues sur Mer, au lieu dit Le Vignet, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1975.

et corniche calcaire a reculé de 25 m environ, le recul atteint localement 35 à 40 m au Cap Manvieux (fig. 21 et fig. 22) ;

- entre le cap Manvieux et le bourg de Tracy (fig. 22), le recul atteint 10 à 15 m, ce qui est attesté par les vestiges de quelques habitations. Le chemin rural dit des Poissonniers qui longeait le rebord de la falaise a disparu depuis lors, il a été retracé en arrière de la falaise. Actuellement, le chemin est attaqué par l'érosion ;
- entre Arromanches et Saint Côme de Fresné, les falaises essentiellement marneuses ont reculé **de 20 à 25 m avec un maximum de 35 m** (fig. 23 et fig. 24). La comparaison poursuivie dans le secteur de côte basse sableuse indique **un fort recul, de 55 m** au maximum, jusqu'au secteur protégé par une digue.

En résumé, les reculs observés sur 130 années apparaissent faibles dans les secteurs de falaises résistantes calcaires et sont élevés dans les secteurs à substrat marneux. Mais ils demeurent néanmoins faibles comparés au recul du secteur de côte sableux

- A partir des photographies aériennes verticales

En superposant les limites cadastrales avec celles des différentes photographies aériennes, à l'aide du S.Z.T.S., pour les différents secteurs :

- entre Grandcamp et le Raz de la Percée, le recul est très faible sur cette courte période de temps comme la comparaison des deux cadastres le laissait supposer. Il est difficile et souvent impossible de distinguer les limites correspondantes aux deux missions de 1947 et 1984 qui se superposent, à l'exemple de la falaise d'Englesqueville où seuls deux petits effondrements sont visibles entre 1977 et 1980. Cette superposition permet de vérifier l'exactitude de la limite de falaise portée sur le cadastre de 1966. Les mêmes observations ont été réalisées sur les autres feuilles cadastrales des communes de Grandcamp, Cricqueville, Saint Pierre du Mont, Louvières, seuls quelques effondrements ont été repérés, ils sont responsables du tracé très déchiqueté de la côte. Le recul est faible dans ce secteur de hautes falaises calcaires, il est le plus souvent inférieur à 5 cm par année. L'activité maximale est atteinte à la pointe du Hoc où le recul est **de 3 à 6 m soit de l'ordre de 5 à 10 cm par an** ;

- entre Longues sur mer au lieu dit "la Falaise", et Arromanches, la côte a reculé fortement, le retrait est de 6 à 10 m pour cette période avec une valeur maximale de 20 m au droit du Cap Manvieux ;

- sur la commune de Colleville, le retrait du littoral est très sensible mais affecte un cordon dunaire sableux. Depuis 1935, un recul d'au moins trente mètres a été estimé sur près de cinquante ans soit en moyenne **une valeur de 60 cm par an**, ce qui a entraîné des dégâts importants : quelques maisons ont disparu, ainsi qu'un terrain de tennis, et des chemins d'accès à la plage ont dû être modifiés.

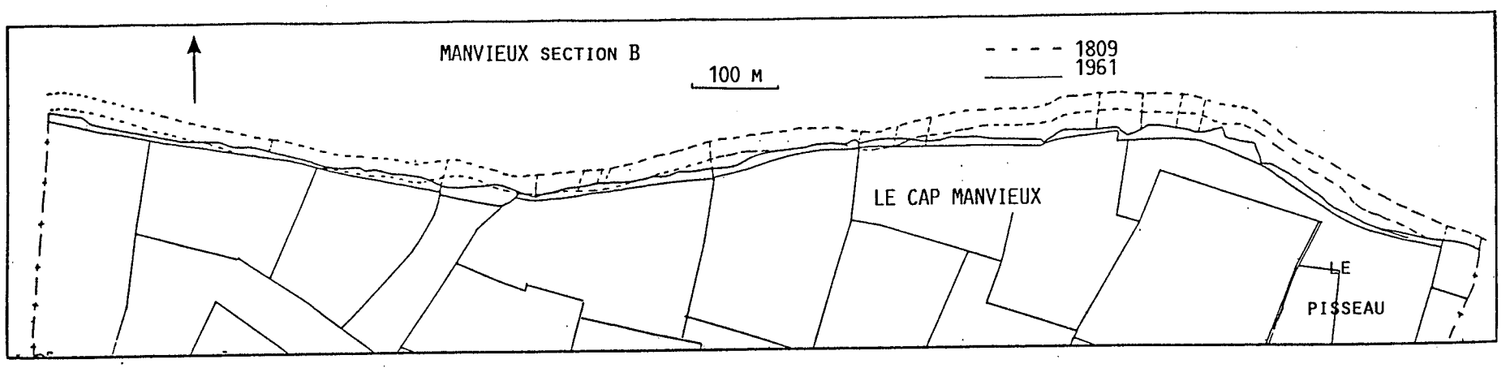


Fig. 21 : Recul du trait de côte sur la commune de Manvieux, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1961.

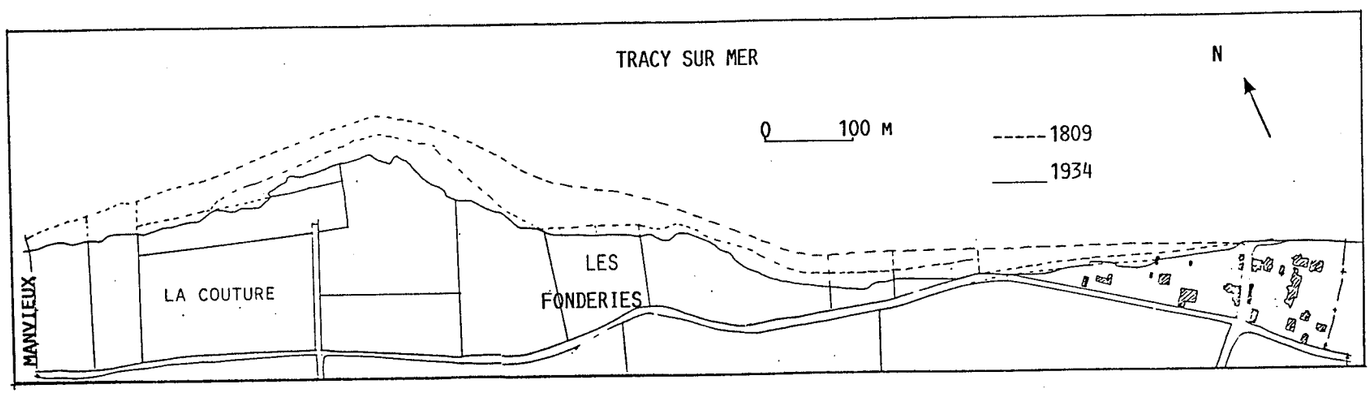


Fig. 22 : Recul du trait de côte, sur la commune de Tracy sur mer, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1934.

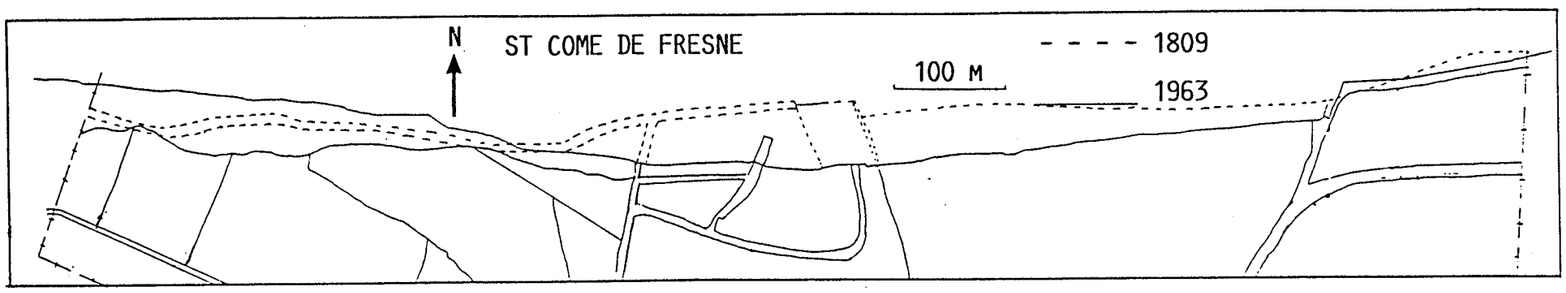


Fig. 24 : Recul du trait de côte sur la commune de Saint Côme de Fresné, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1963.

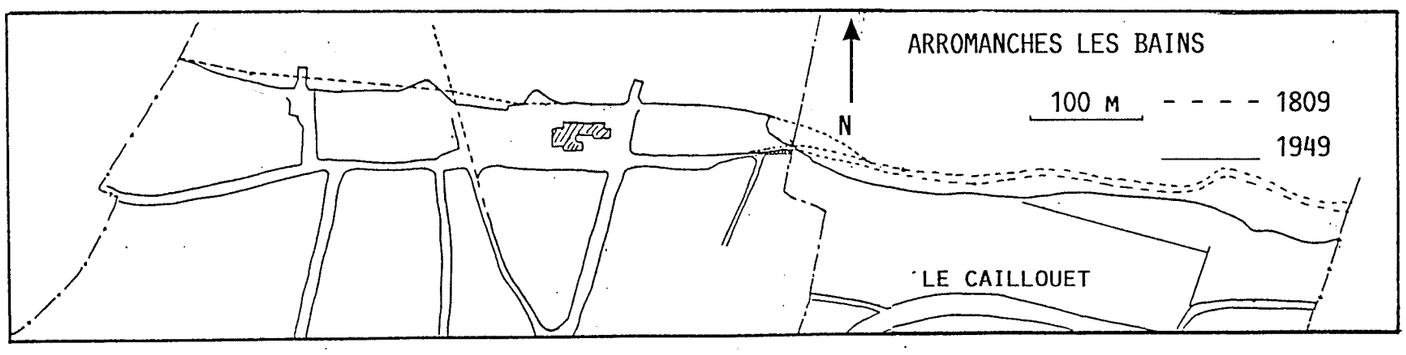


Fig. 23 : Recul du trait de côte, sur la commune d'Arromanches, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1949.

- **A partir des levés topographiques**

A l'ouest de Port en Bessin (fig. 25a), dans le secteur où les limites portées du pied de falaise étaient identiques sur les deux cadastres de 1823 et 1934, le recul entre 1823 et 1987 est au maximum de 12 m en pied, et 5 à 6 m en moyenne au sommet : localement il atteint 15 à 20 m au droit d'un important glissement rotationnel. Si les limites portées sur le cadastre de 1823 ne sont pas trop inexactes, **le recul moyen annuel calculé sur 164 années est de 7 cm en pied de falaise, et de moitié moins au sommet.**

A l'est de Port en Bessin (fig. 25b), les ordres de grandeur obtenus sont élevés, environ 15 m de recul entre 1809 et 1954 **soit un peu plus de 10 cm par an sur 145 années**. La valeur calculée en comparant le plan cadastral de 1954 et le levé topographique de 1986 est de 5 à 7 m sur 32 années **soit un recul moyen annuel de 15 à 20 cm**. En raison de l'imprécision du trait de côte porté sur le cadastre de 1809, la deuxième valeur est préférable puisqu'elle est du même ordre que celle obtenue dans le secteur de falaises à base marneuse entre Manvieux et Arromanches.

Le recul au sommet du versant est de quelques mètres avec un maximum proche de 25 m correspondant à un glissement survenu entre 1977 et 1980, qui avait mobilisé l'ensemble de la falaise et largement entaillé le plateau en une forme d'arc de cercle. Depuis lors, les importants éboulis générés par ce mouvement et recouvrant le haut de plage ont été en grande partie déblayés par la mer.

3.3.2. Le rythme du recul

Le rythme du recul est appréhendé à partir des photographies aériennes verticales entre 1947 et 1984 et à partir des photographies aériennes obliques entre 1984 et 1988.

Sur la figure n°26 sont représentés sous forme schématique les divers changements morphologiques ponctuels relevés pour les différentes périodes entre 1947 et 1984. Les mouvements antérieurs sont répertoriés grâce à la fraîcheur apparente de leur cicatrice. Cette représentation spatio-temporelle fait apparaître une concentration particulière dans trois secteurs en activité permanente mais d'ampleur inégale : Arromanches-Saint Côme, Le Bouffay-Colleville et le Raz de la Percée-Vierville. En 37 années, une centaine d'événements ponctuels ont été ainsi parfaitement localisés. Le nombre élevé de mouvements entre 1980 et 1984 doit être critiqué car il n'est pas forcément lié à une accélération de l'activité pendant cette courte période, mais à un défaut d'observation entre la période 1977 et 1980 du fait de clichés photographiques de mauvaises qualités :

- **entre Colleville-Longues sur mer et Arromanches-Saint Côme.** L'activité parait avoir été **constante** à la base du talus en pente forte, à partir duquel se détachent des matériaux par paquets de quelques mètres cubes et alimentant ainsi des cônes d'éboulis à la base de l'escarpement inférieur. Localement, l'extension de la zone mobilisée peut s'étendre latéralement, et remonter jusqu'au sommet du versant. Ponctuellement, les glissements rotationnels profonds entaillent une partie du plateau et mobilisent l'ensemble du versant. Sur de nombreux clichés, des petits arrachements

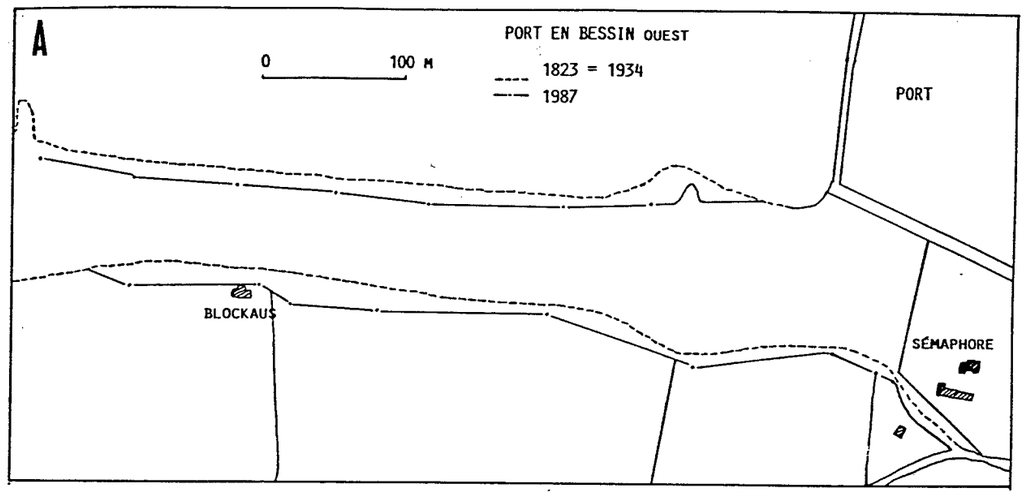


Fig. 25 : Recul du trait de côte estimé par la comparaison des plans cadastraux de 1809 et des levés topographiques de 1986 à Port en Bessin Ouest (A) et Est (B).

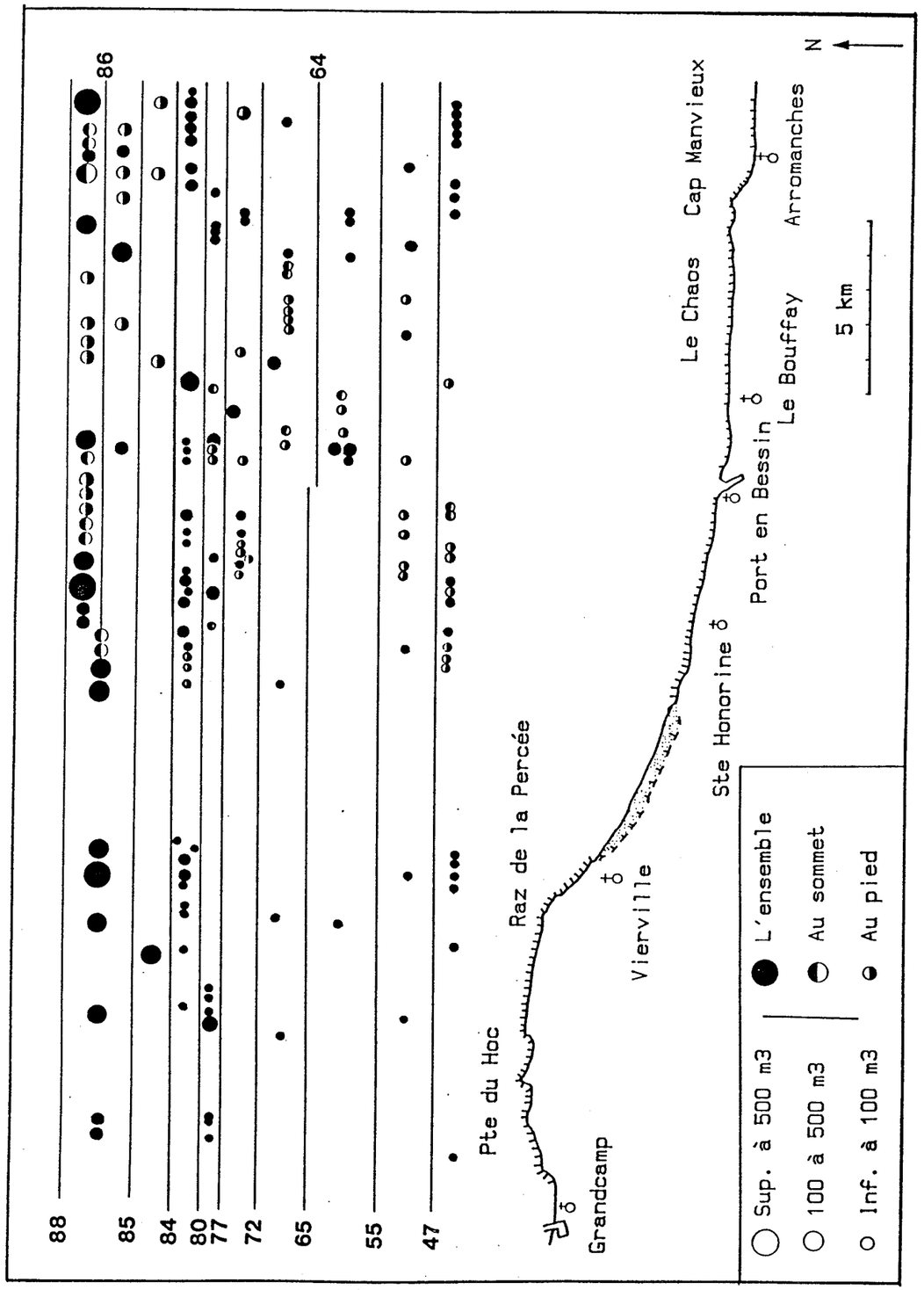


Fig. 26 : Localisation spatio-temporelle schématique des évènements localisés à partir des photographies aériennes verticales entre 1947 et 1984 et à partir de photographies aériennes obliques entre 1984 et 1988.

superficiels (coups de cuiller ou des basculements de blocs de la corniche calcaire) créent des langues d'éboulis sur le talus.

- entre Longues sur mer au lieu dit "la Falaise" et Arromanches. Une vingtaine de mouvements ont été repérés entre 1947 et 1984. Au niveau du Cap Manvieux, une dizaine d'évènements ont été identifiés (fig. 27). Par exemple entre 1980 et 1984, ce cap a subi un mouvement important d'une centaine de mètres de large sur dix de profondeur dont les cicatrices sont encore visibles sur place.

- entre le Raz de la Percée et Vierville. Sur 1 300 m de largeur l'instabilité permanente est localisée sur tout une partie du talus basal marneux, quatre événements majeurs survenus entre 1980 et 1984, entaillent le plateau sur une profondeur d'une cinquantaine de mètres et une largeur de 5 à 10 m. La cicatrice dans le plateau et l'éboulis à l'avant sont parfaitement observés. Selon les témoignages d'habitants, deux de ces quatre événements se seraient produits durant l'hiver 1982-1983.

A partir de janvier 1984, cinq missions **de photographies aériennes obliques** ont été réalisées afin de fournir des documents d'analyse à grande échelle de la falaise entre Grandcamp et Saint Côme de Fresne. Les modifications survenues entre deux missions sont parfaitement identifiables, et sur cinq années d'observation une quarantaine d'événements ont été localisés et leur volume estimé (fig. 26).

L'évolution permanente du talus marneux basal entre Colleville et Commes est constatée mais l'estimation des volumes éboulés est impossible puisque les cônes d'éboulis sont déblayés rapidement par la mer.

3.3.3. Bilan du recul historique sur environ 150 ans

Grâce aux différents documents, un bilan de recul historique du trait de côte du Bessin peut être effectué. L'évolution de la falaise se fait à la fois par mouvements brusques discontinus correspondant à des paroxysmes et par érosion lente et permanente. Les vitesses de recul peuvent être néanmoins appréhendées en calculant une vitesse moyenne annuelle sur 150 années pour approcher le phénomène (fig. 28). En fonction de la nature des matériaux et de la morpho-structure de la falaise :

- pour les falaises entièrement calcaires, le recul moyen annuel est inférieur à 10 cm, et souvent proche de 5 cm ;
- pour les falaises au pied marneux, il est de l'ordre de 15 à 20 cm par an avec un maximum observé au Cap Manvieux de 25 cm par an ;

- pour les falaises soumises à d'importants glissements, comme celle entre le Bouffay et Longues-sur-mer au lieu dit la Falaise, le retrait en pied ou au sommet est de l'ordre de 10 cm par an, mais il peut être nul ou négatif car masqué par l'avancée d'une masse considérable de matériaux. Par exemple le glissement du Bouffay a entrainé un déplacement vers l'avant de 25 m qui a compensé le recul observé entre 1809 et 1981.

Les vitesses moyennes du recul sont très inférieures aux ordres de grandeur qui ont été généralement avancés pour les falaises du Bessin de l'ordre de 50 cm par an

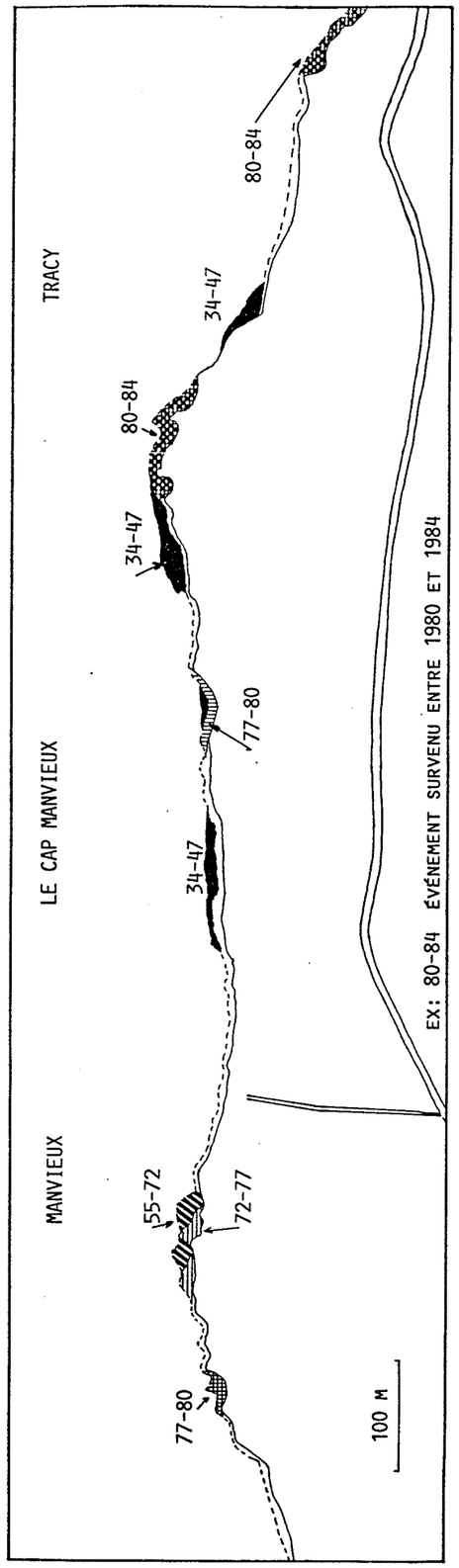


Fig. 27 : Modification de la falaise déterminée par comparaison des photographies aériennes verticales entre 1947 et 1984 au droit du Cap Manvieux.

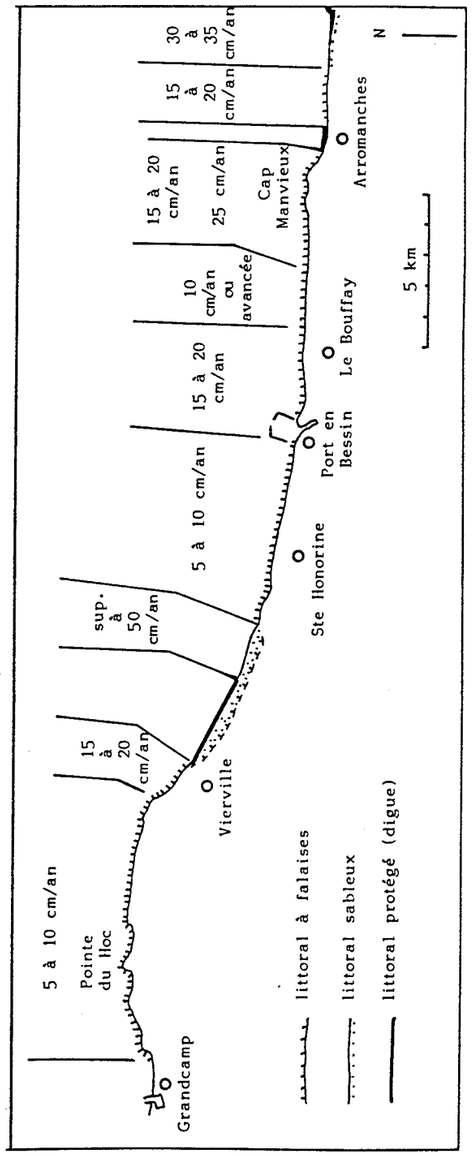


Fig. 28 : Bilan du recul historique des falaises du Bessin sur environ 150 années.

(VOLMAT J., 1929, ELHAI H., 1963, L.C.H.F., 1986). Elles ont atteint au maximum **25 cm par an** sur des falaises constituées de matériaux tendres et de 5 à 10 cm par an sur des falaises calcaires résistantes. Les reculs ont été nettement plus forts sur le littoral sableux (Colleville, Saint Côme) où ils ont atteint 50 cm par an, ce qui est conforme aux ordres de grandeur avancés par les auteurs.

Les photographies aériennes verticales ou obliques montrent que les secteurs d'activité permanente se situent entre le cap de la Percée et Vierville, à l'est de Saint Honorine et entre Arromanches et Saint Côme de Fresné ; ils sont à la base du talus marneux entre Colleville et le Bouffay.

Sur une période brève de 40 ans, 140 événements se sont produits dont 40 entre 1984 et 1988, ce qui démontre **clairement** toute l'importance des mouvements brutaux et d'ampleur variable dans la dynamique et l'évolution du littoral. Si l'activité est intense, le recul du trait de côte reste faible malgré un déblaiement **rapide** par la mer des éboulis argileux et marneux. Les argiles sont déblayées et dispersées en peu de temps, ces observations avaient été faites à la suite du glissement du Bouffay (MAQUAIRE O., 1983) où les matériaux soulevés sur l'estran avaient été enlevés en quelques mois. F. HINSCHBERGER, (1984) a également insisté sur ce "nettoyage" rapide et incessant des matériaux argileux-marneux sous l'action des vagues. Par contre, les éboulis, les blocs ou les pans calcaires persistent très longtemps en pied du versant et le protègent.

3.4. Le recul des côtes du Pays d'Auge

Comme souligné précédemment, nous nous sommes limités à la détermination du recul du trait de côte pour les deux seules communes de Villerville et Cricqueboeuf qui permettent néanmoins de déterminer les reculs d'une falaise armée de calcaires résistants comme entre Trouville et la Pointe du Heurt, d'un pied de falaise constitué de matériaux peu consolidés (formations superficielles diverses) et d'une côte basse sableuse. La valeur du recul du littoral n'a pu être estimé que par la comparaison des documents cartographiques suivants :

- les plans cadastraux anciens datant de 1829 pour Villerville et 1808 pour Cricqueboeuf aux échelles du 1/2500ème ;

- les plans cadastraux révisés en 1935 aux échelles du 1/2500ème ou de 1/1250ème pour les deux communes ;

- un plan topographique à l'échelle du 1/2000ème de 1978 de l'ensemble des deux cirques ;

- un levé topographique à l'échelle du 1/2000ème du trait côtier de Villerville dans le secteur du cirque des Graves réalisé en 1987.

De la comparaison de ces différents documents (fig. 29 et 30) il ressort que :

- le littoral armé au pied des grès d'Hennequeville, à l'ouest de la pointe du Heurt

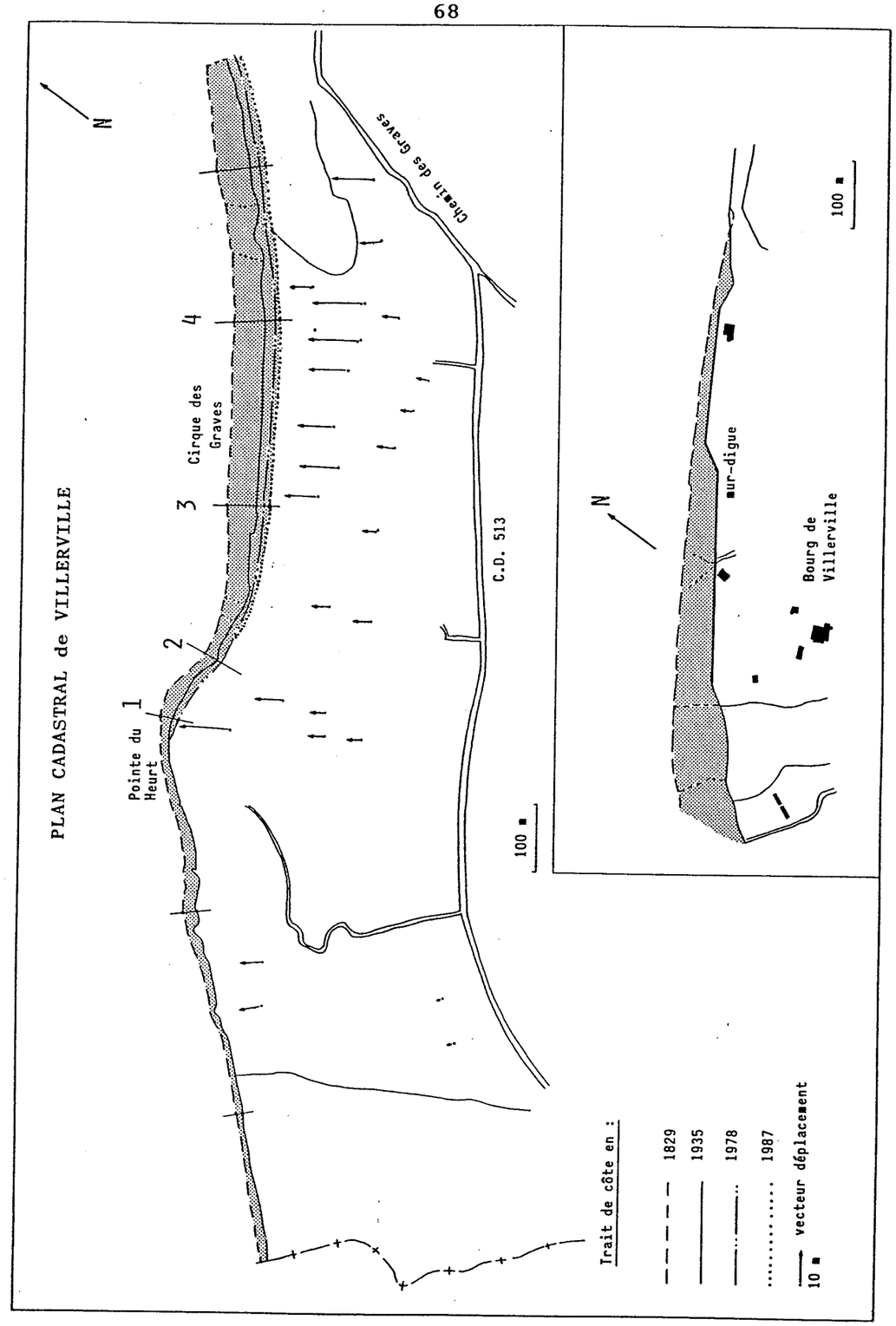


Fig. 29 : Recul du trait de côte de la commune de Villerville entre 1829-1987 et vecteurs de déplacements déterminés par comparaison des plans cadastraux de 1829 et de 1935.

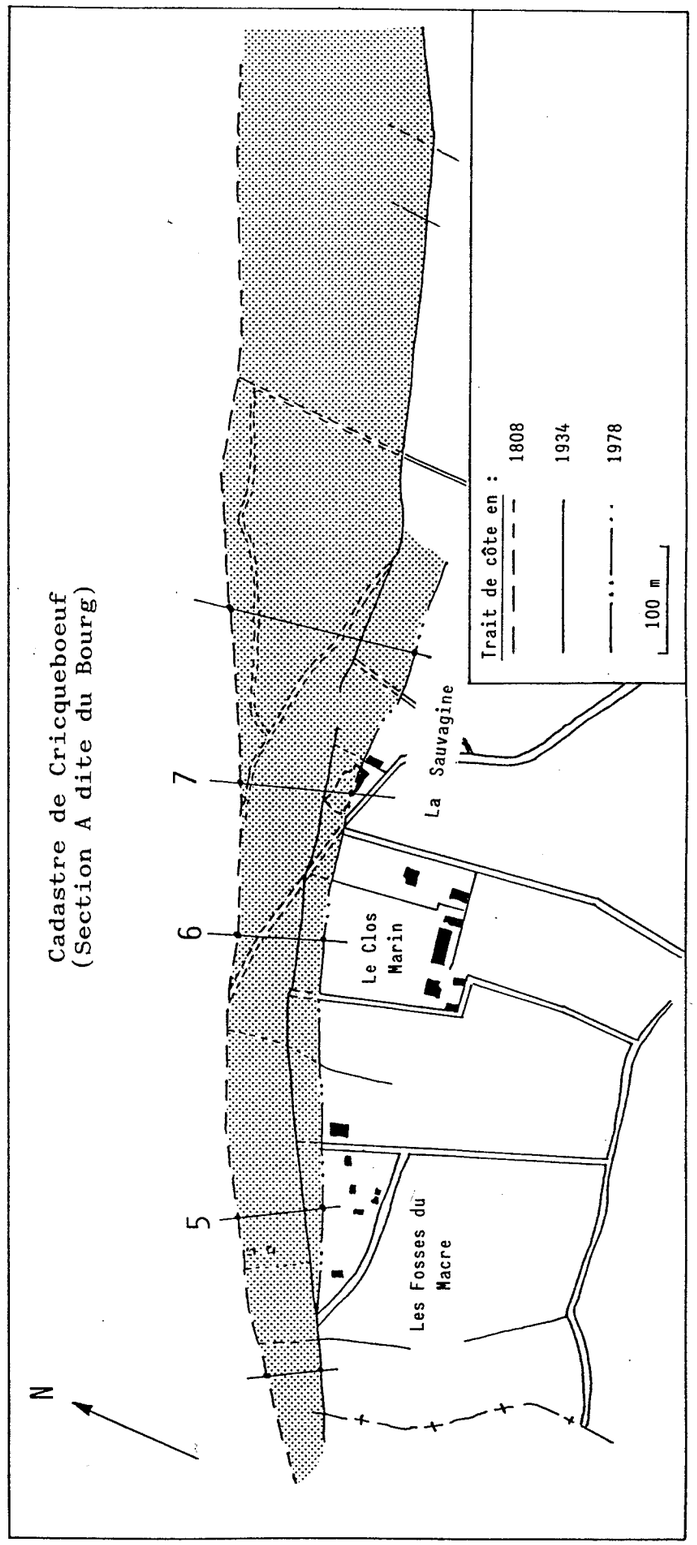


Fig. 30 : Recul du trait de côte de la commune de Cricqueboeuf entre 1808 et 1978.

a peu reculé, de 10 à 15 m entre 1829 et 1978 soit une vitesse moyenne annuelle inférieure à 10 cm ;

- entre la pointe du Heurt et le bourg de Villerville, actuellement protégé par un mur-digue dont la date de construction reste inconnue, le recul est de l'ordre de 60 à 70 m entre 1829 et 1987 soit sur 158 années une vitesse annuelle moyenne de 40 cm ;

- au droit du bourg de Villerville avant la construction des ouvrages de défense, le recul s'échelonnait de l'Ouest vers l'Est de 25 m à 6 m jusqu'à la digue promenade ancienne de la rue des Bains ;

- au droit des Fosses du Macre (fig. 30) et jusqu'au lieu dit "La Sauvagine, lieu Brissé", le recul entre 1809 et 1978 est de l'ordre de 70 m pour une vitesse moyenne annuelle de 40 cm, valeur identique à celle calculée au Cirque de Graves. De nombreuses maisons et chemins ont disparu, des blockhaus sont déchaussés depuis 1944, et se trouvent sur la haute plage ;

- à partir de la pointe de la Sauvagine qui marque la limite entre le secteur de versant actif et celui du littoral sableux, le recul s'intensifie fortement, il est de 108 m à la pointe et au maximum de 190 m en 109 ans soit un recul moyen annuel variable de 0,64 à 1,10 m.

Contrairement aux falaises du Bessin, le recul plus important déterminé à partir de plusieurs séries de plans permet le calcul des vitesses moyennes pour les différentes périodes de référence. Ces vitesses sont proches les unes des autres, d'ailleurs le recul cumulé (fig. 31) pour différentes stations est linéaire sur une longue période d'observation entre 1808 et 1987.

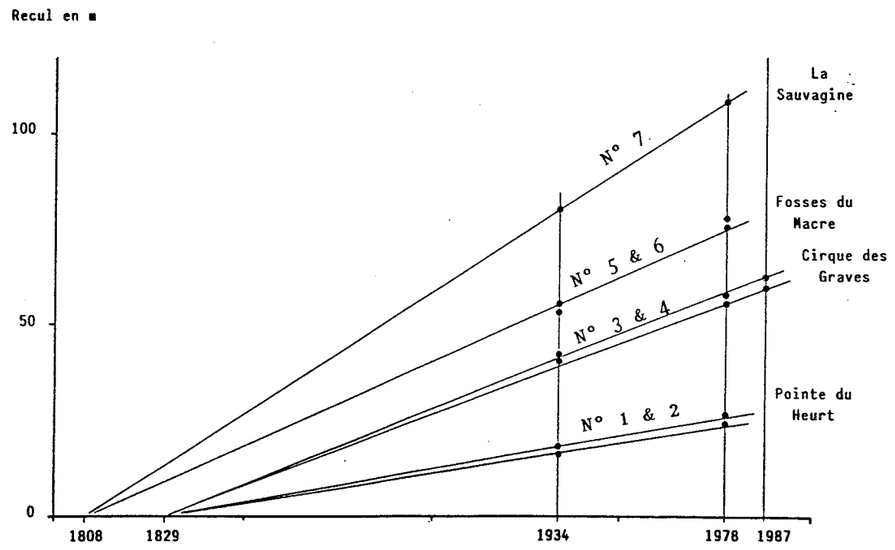


Fig. 31 : Evolution du trait de côte en différents points du littoral de Villerville et de Cricquebœuf entre 1808 et 1987.

Nos résultats remettent en question, les ordres de grandeur de recul du littoral de 0,3 m par an avancés par le L.C.H.F., (1986) entre Trouville et Cricqueboeuf. Ils sont trop faibles. Ils négligent le contraste saisissant entre les vitesses faibles, inférieures à 10 cm, de la falaise armée des grès d'Hennequeville et celles, rapides, du pied de falaise constitué de matériaux de faibles résistances et peu consolidés -formations superficielles diverses- qui atteignent 40 cm par an au droit des deux cirques de Villerville et de Cricqueboeuf.

De Cricqueboeuf à Vasouy, la zone basse marécageuse protégée sur 2,5 km, par un cordon de sable et de galets a été considérée par J. VOLMAT, (1929) comme stable. Par contre le B.C.E.O.M., (1975) mettait en évidence en 1974 un recul de l'ordre de 30 m en dix ans soit 3 m par an sur une courte période. Une valeur moyenne calculée sur une longue période de 170 années est préférable et plus représentative. Elle est **d'un mètre par an** et très nettement inférieure à celle donnée par le B.C.E.O.M. qui admettait à l'époque en 1974 que l'érosion était plus intense, et qu'elle était peut être la conséquence des aménagements de l'estuaire de la Seine, en particulier de la construction de la digue du Ratier.

En conclusion, le recul de cette partie du littoral est nettement plus fort que celui des falaises du Bessin, bien que les ordres de grandeur trouvés pour les falaises résistantes calcaires soient identiques pour les deux secteurs (de l'ordre de 5 à 10 cm par an). Le recul moyen de 40 cm par an se rapproche de celui donné par J. VOLMAT, (1929) pour le littoral entre Houlgate et Deauville.

Comme pour le Bessin, la mer sape et entraîne facilement les matériaux peu cohérents du pied de versant. Lors des glissements de Villerville en janvier 1982 et de Cricqueboeuf en février 1988, les matériaux -argileux ou marneux- ont été soulevés sur plusieurs mètres de hauteur, en formant des bourrelets parallèles à la côte. Ces derniers ont été très rapidement déblayés, et ne subsistent actuellement de ceux-ci que les blocs calcaires ou gréseux. En dehors de tous événements majeurs, ce déblaiement apparaît d'autant plus actif que le pied de falaise est continuellement "alimenté" par les matériaux glissant lentement du versant.

3.5. Conclusion

Le recul des falaises se fait par à-coups aussi les évaluations n'ont de signification que si elles résultent d'observations portant sur des périodes assez longues.

Les reculs historiques estimés sur les côtes à falaises du Calvados (Bessin et Pays d'Auge) apparaissent inférieurs, d'une part, à ceux généralement avancés pour cette côte, et d'autre part, à ceux qui sont donnés pour d'autres côte en France ou à l'étranger.

A titre d'exemple, le retrait des falaises de craie du Pays de Caux est estimé à environ 30 m par siècle (PRECHEUR Cl., 1960), mais il varie suivant les endroits, le site d'Etretat ne parait pas se modifier (NESTEROFF W. et MELIERES F., 1967) tandis que celui de Saint Valéry en Caux évolue plus rapidement d'une soixantaine de mètres par siècle. De même, les falaises de Kilkeel, dans la presqu'île des Monts Mourne (sud-est de l'Irlande du Nord), ont reculé entre 1834 et 1962, en moyenne de 0,40 m/an sur 3

km de littoral (Mc GREAL W.S., 1979 in PASKOFF R., 1985). Enfin, au Japon, dans la préfecture de Fukumhima, au Nord de Tokyo, les escarpements côtiers d'Iwaki, hauts de 30-35 m, taillés dans des grés et des argilites pliocènes, reculaient à une vitesse de 0,3 à 0,7 m/an (ARAMAKI M., 1980 in PASKOFF R., 1985).

Chapitre III

LES MODALITES DU RECUL DE LA COTE

1. L'inventaire historique des mouvements de terrain

Dans le cadre d'une étude des risques liés aux mouvements de terrain, il est nécessaire de **recenser** les événements qui se sont produits dans le **passé** pour leur prévision en supposant que les conditions d'évolution future sont contenues dans celles du passé. Les études historiques ont donc été entreprises dans le but de dénombrer, localiser, caractériser et replacer les mouvements de terrain dans leur contexte climatique.

Cette phase indispensable **d'inventaire** et d'analyse des faits historiques passe par l'étude comparative des différents documents cartographiques et des photographies aériennes, confrontées à un examen détaillé du terrain. La **collecte** de données nécessite l'exploitation et la recherche **d'archives** diverses, mais dans lesquelles les mouvements ne sont enregistrés que s'ils ont engendré des dégâts notables particulièrement dans les zones urbanisées.

La recherche d'archives ou de tous documents susceptibles de livrer des informations concernant les catastrophes naturelles comme les séismes, les inondations, les mouvements de terrain... a été élaborée en France et expérimentée principalement par J. VOGT (1973) puis développée et élargie à l'inventaire général des risques géologiques en France par B. CADIOT et Al. (1979), par J. DELAUNAY (1983) et par M. HUMBERT et P. GODEFROY (1983)...

En Normandie, et plus particulièrement sur le littoral, les premières recherches ont été entreprises dans le Bessin par O. MAQUAIRE (1983 et 1984) puis poursuivies et complétées pour l'ensemble du Calvados par J.L. BALLAIS et Al. (1984) et E. HELLUIN (1988).

1.1. Méthodologie

1.1.1. Les sources

Les sources écrites de l'information sont contenues dans les archives nationales, départementales, communales, paroissiales..., d'intérêt inégal, parfois d'accès difficile. D'une manière générale, les séries sont classées selon l'origine du versement des documents (VOGT J., 1973 ; HUMBERT M. et VOGT J., 1983). Dans les archives départementales, les dossiers relatifs aux calamités et sinistres sont contenues dans la série Z (versement des sous-préfectures) ou la série M (versement des préfectures), la

série S contient les dossiers des services des Mines et des Ponts et Chaussées, etc...

L'expérience a montré que les archives communales ou paroissiales sont décevantes, elles sont peu accessibles ou simplement inexistantes car détruites durant la Seconde Guerre Mondiale.

Une étude générale concernant les risques naturels en Basse Normandie a été menée en 1983 par J.L. BALLAIS, O. MAQUAIRE et H. BALLAIS. Une liste exhaustive des documents consultés aux Archives Départementales du Calvados peut être trouvée dans l'article de J.L. BALLAIS et Al. (1984). Il en ressort que les journaux du XIXème et du XXème siècle sont une source précieuse de renseignements ainsi que les multiples publications locales plus ou moins éphémères mais conservées en séries limitées ou discontinues. Les archives stricto-sensu sont assez pauvres en renseignements sur les mouvements de terrain, par contre les dossiers consacrés aux calamités publiques (M 3586, par exemple) contiennent des descriptions plus ou moins précises d'incendies, de tempêtes, d'orages, d'autres sont spécifiques aux sécheresses (M 8400) mais les mouvements de terrain ne sont pas intégrés dans les calamités. D'un autre côté, les inondations font l'objet de nombreux rapports et de dossiers multiples détaillés (BALLAIS H. et BALLAIS J.L., 1984).

1.1.2. Les méthodes d'investigation

En premier lieu, deux méthodes ont été testées, elles sont inspirées de l'expérience de J. VOGT ("Approche méthodologique des recherches de matériaux sur les catastrophes naturelles du passé", conférence prononcée à l'Université de Caen, 1983), et ont été utilisées sur une liste de cotes d'archives départementales que cet auteur a eu l'amabilité de fournir. Une recherche exhaustive sur les séries C, M, S, P, B et O a été tout d'abord tentée mais devant l'ampleur de la tâche, et surtout devant la médiocrité des résultats obtenus, une autre méthode, dite de la tache d'huile, a été appliquée à partir d'un événement connu pour tenter de le retrouver dans une autre source. Cette méthode s'applique, avec une relative facilité, aux journaux, et s'avère souvent efficace car, à l'occasion d'un événement, le journaliste fait souvent référence ou allusion à un événement précédent, ce qui permet ainsi de découvrir des faits antérieurs. (J.L. BALLAIS et Al., 1984).

En second lieu, une méthode fort longue mais plus efficace a été menée par E. HELLUIN (communication orale, thèse de 3ème cycle en cours). Elle a consisté à dépouiller systématiquement 25 collections complètes des journaux régionaux du Pays d'Auge et de ses proches environs à parution hebdomadaire ou quotidienne entre 1875 et 1985, 320 cas de mouvements de terrain ont été ainsi recensés. 23 autres cas de mouvements de terrain dans le département du Calvados durant l'hiver 1987-1988, ont été tirés de journaux régionaux, Ouest-France Ed. Pays d'Auge et l'Eveil Côte Normande, Ed. Honfleur (HELLUIN E., 1988).

1.1.3. L'interprétation des sources

Il serait illusoire de penser qu'un dépouillement de toutes les archives, aussi large soit-il, livre un dénombrement exhaustif. Les résultats sont très inégaux et les sources

doivent être critiquées pour juger de la qualité et de la représentativité des renseignements recueillis.

De ces travaux menés en Normandie, concernant principalement le littoral du Calvados, trois observations principales peuvent être dégagées (BALLAIS J.L. et Al., 1984) :

- **le problème de la "résonance " journalistique.** Le dépouillement des journaux des XIXème et XXème siècles montre une liaison étroite entre les inondations et les mouvements de terrain, y compris ceux qui n'intéressent que les falaises côtières. Par exemple, en novembre 1974, des articles de "Ouest-France", édition du Calvados, sont consacrés aux inondations les 16-17, 18, 20 et 21, et aux mouvements de terrain les 6, 16-17 et 20. Ou encore, en octobre 1852, l'hebdomadaire "L'indicateur de Bayeux" traite des inondations dans ses numéros 80 à 83 et d'un éboulement dans le n°85. Evidemment, des mouvements de terrain, surtout les plus spectaculaires, comme celui de Honfleur en 1849, sont décrits indépendamment de toute inondation ("Le Pilote du Calvados" et "Le Haro" du 30 janvier).

Cette coïncidence fréquente pousse à se demander si le déclenchement d'une catastrophe naturelle majeure -glissement de terrain ou inondations-, ne produit pas, chez les journalistes autrefois et, plus généralement, dans les mass-média aujourd'hui, une sensibilisation aux catastrophes naturelles en général. Cette sensibilisation éphémère expliquerait que les mouvements de terrain, même mineurs, soient alors répercutés. Cette **résonance journalistique** pourrait être l'une des raisons pour laquelle la loi dite des séries est aussi fameuse que fausse, ce qui apparaît clairement dans la presse à la suite des mouvements majeurs de Villerville de janvier 1982 ou de celui de Cricqueboeuf de février 1988 ;

- **une banalisation des glissements de terrain superficiels dans le domaine continental**, sauf l'indication exceptionnelle de quelques mouvements profonds qui ont provoqué quelques dégâts, tels ceux de Saint Pair du Mont (1852), Saint Martin de la Lieue (1981), Hermival-les-Vaux (1981 ?), Saint Germain du Livet (déc. 1981) et Bonneville-sur-Touques (janvier 1982). Et encore, dans trois cas sur cinq, le phénomène de "résonance" journalistique a dû jouer (inondations de 1852, glissement de Villerville en janvier 1982). Les mouvements superficiels liés à la solifluxion ne sont pas recensés. Pourtant, l'enquête orale montre que, partout ou presque, "ça glisse". Ces phénomènes superficiels lents et progressifs sont si généralisés qu'ils en deviennent banaux. Ils sont intégrés au vécu des populations et n'apparaissent pas comme des risques naturels car ils sont peu dangereux. Il faut ajouter que la tradition de la construction en torchis et colombage, beaucoup plus souple que la maçonnerie, facilite l'adaptation aux petites déformations et en limite les effets.

Dans les autres "pays" du département (Plaines de Caen et de Falaise, Bessin, synclinal bocain), les mouvements de terrain sont réellement exceptionnels.

- **la banalisation des mouvements de terrain sur la côte du Bessin.** Entre Port en Bessin et Arromanches, la morphologie des falaises révèle de nombreuses empreintes de mouvements de terrain d'ampleurs et de nature variées (chapitre II). Il

apparaît que le danger est bien connu des populations, et que personne n'aurait eu l'idée, ni le désir, de construire sa maison à proximité de la falaise ; d'ailleurs, les villages sont implantés assez loin du bord de la falaise (Longues sur mer, Fontenailles, Manvieux, etc...).

Pour ces raisons, quelques compte rendus sont retrouvés dans les archives lorsque des chemins ou des édifices publics (glissement devant le sémaphore de Longues sur mer en février 1969) ont été détruits ou mis en péril, lorsqu'un écrivain de réputation régionale est le témoin d'un événement, tel le glissement du 25 septembre 1859, rapporté avec beaucoup de détails par G. LAVALLEY (1868).

Dans le Bessin, seuls les champs ou les labours sont touchés et les agriculteurs reculent leurs limites d'exploitation au fur et à mesure du retrait de la falaise sans signaler pour autant l'événement à l'administration. Ceci explique la relative pauvreté des faits recensés, dans les archives, (moins d'une quinzaine sur les côtes du Bessin), alors qu'au cours des cinq années de surveillance par nos soins, une quarantaine d'événements de tailles très variables, (1ère partie, chapitre II), dont quelques uns ont mobilisé l'ensemble de la falaise et provoqué d'importants dégâts, se sont produits dans l'indifférence générale. Seul le glissement de janvier-février 1988 qui a détruit une maison à Port en Bessin a retenu l'attention des autorités locales et des journaux régionaux pendant plusieurs jours.

1.2. Conclusion

Les données recueillies sont nombreuses, mais ne représentent pas la totalité des mouvements réellement survenus. La recherche d'archives n'est réellement **opérante** et **fructueuse** que si elle concerne des secteurs urbanisés où seuls, sauf peut être quelques exceptions, les déplacements superficiels des sols par solifluxion ne sont pas répertoriés. Dans les secteurs peu urbanisés, sauf rare exception, le phénomène naturel est passé sous silence ou bien il est purement et simplement banalisé par les populations locales. **Ceci apparaît à travers le fichier de plus de 300 événements dans lequel, plus de 90 % concernent le Pays d'Auge littoral urbanisé. Les glissements ont été et sont les mouvements le plus souvent rencontrés de par la fréquence et les volumes mobilisés.** L'analyse statistique des événements et de leurs conditions climatiques précédentes, proches ou lointaines, est entreprise par la suite dans la deuxième partie, chapitre II.

2. L'analyse du mouvement récent du Bouffay sur la côte du Bessin

Les falaises du Bessin sont soumises à une instabilité chronique par mouvements de terrain de types et d'ampleur variables (chap. I et II). L'étude a débuté dès 1982 par le glissement du Bouffay survenu le 05 août 1981 qui a mobilisé une masse de matériaux de l'ordre de 1,5 million de m^3. C'est le mouvement le plus important recensé à ce jour sur le littoral du Bessin (MAQUAIRE O., 1983 et 1984 ; MAQUAIRE O. et Al., 1984).

2.1. Rappel des faits

Au lieu dit Le Bouffay, sur les communes de Commes et Longues sur mer, à 2 km à l'est de Port en Bessin, la falaise est haute de 73 m et elle entaille environ 30 m de marnes et 35 m de calcaires du Bessin. Le profil se compose de haut en bas, d'un talus supérieur en pente douce, d'un escarpement de 10 à 15 m de commandement (arrière-falaise) et d'un talus convexo-concave se terminant par une microfalaise basale, haute de quelques mètres. Sur ce talus, des contre-pentes provoquées par de petits glissements rotationnels, étaient observées avant l'événement majeur mais le site ne portait aucune trace, ni en forme, ni en importance, d'un glissement comparable à celui du 05 août.

Le glissement s'est produit le 05 août à 20h05 après plusieurs mois de mouvements précurseurs de faible ampleur matérialisés par des fissures et des petits affaissements sur le plateau. Si les témoignages précis sont rares et le plus souvent contradictoires, tout le monde s'accorde pour affirmer la rapidité du mouvement. Certains affirment que la mer était agitée par des jets d'eau fusant vers le ciel en gerbes plus hautes que la falaise. Au loin, le phénomène était signalé par un immense nuage de poussière.

2.2. Morphologie de la zone mobilisée

Le plateau a été entamé sur une longueur de 350 m et sur une cinquantaine de mètres de largeur au maximum (fig. 32). La limite externe a grossièrement une forme en arc de cercle avec un tronçon de direction est-ouest à l'Ouest du chemin rural n°3. A l'Est de celui-ci, elle est nette, sous la forme d'une ligne sinueuse d'orientation nord nord-est qui devient tangente à l'arrière-falaise qui n'a pas bougé. Par contre, la limite occidentale est très floue, en raison de l'abondante végétation qui masque le sol. Le chemin de Ronde a été entraîné et des traces ont été retrouvées 10 à 15 m en contrebas du plateau. La morphologie du glissement peut être divisée en trois grands ensembles :

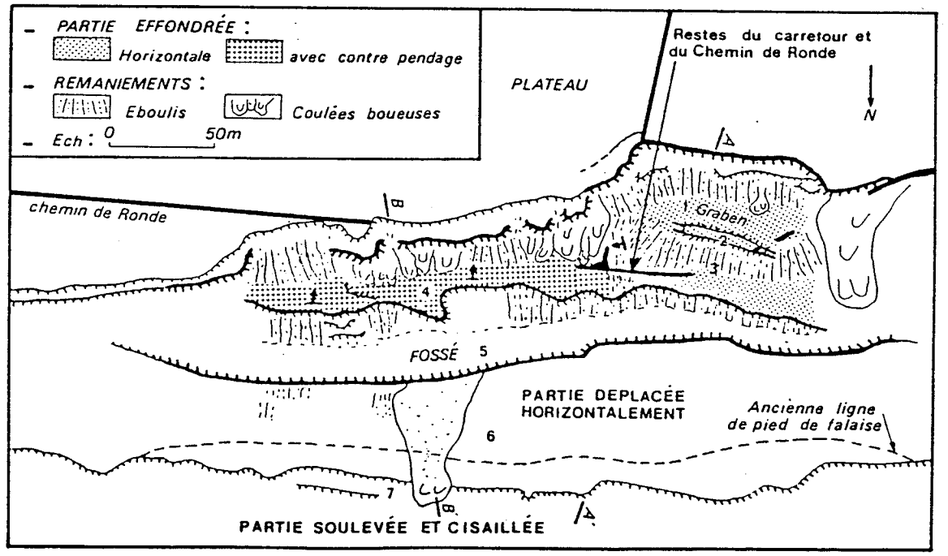
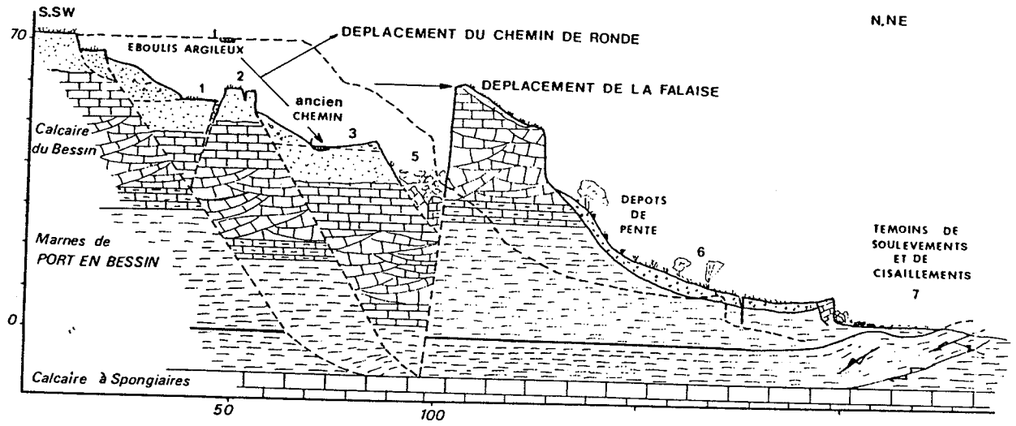


Fig. 32 : Morphologie du glissement du Bouffay.



COUPE AA'

COUPE BB'

Fig. 33 : Coupes interprétatives du glissement du Bouffay.

- **une zone déplacée horizontalement** : cette zone d'une soixantaine de mètres de largeur a subi un déplacement horizontal vers le nord de 25 m au maximum, moindre sur les côtés. Elle est limitée, au sud, par un escarpement orienté à peu près ouest-est, d'une vingtaine de mètres de commandement au maximum. Elle a subi peu de dommages importants, seules quelques fissures ouvertes, peu profondes, et des décrochements de blocs calcaires et marneux l'affectent ;

- **en arrière** de la zone déplacée horizontalement. Le secteur effondré se présente sous deux aspects distincts. Dans la partie occidentale, cette zone, large d'environ 80 m, comporte des pans aux **surfaces horizontales** (fig. 33a). Dans la partie orientale, la zone effondrée, large d'environ 40 m, comporte un pan présentant un **contre pendage** de quelques degrés (fig. 33b) ;

- **à l'avant, une zone soulevée et cisaillée** lors du glissement. Le platier a été soulevé, les premières déformations du platier apparaissent à 220 m à l'est de l'escalier d'accès à la plage et ils se poursuivent sur 570 m environ. L'amplitude n'est pas identique partout : de 7 à 8 m à l'est, 2 à 4 m en moyenne. Des bourrelets constitués de blocs hétérométriques de calcaires et de marnes délimitaient des mares d'eau de mer. A

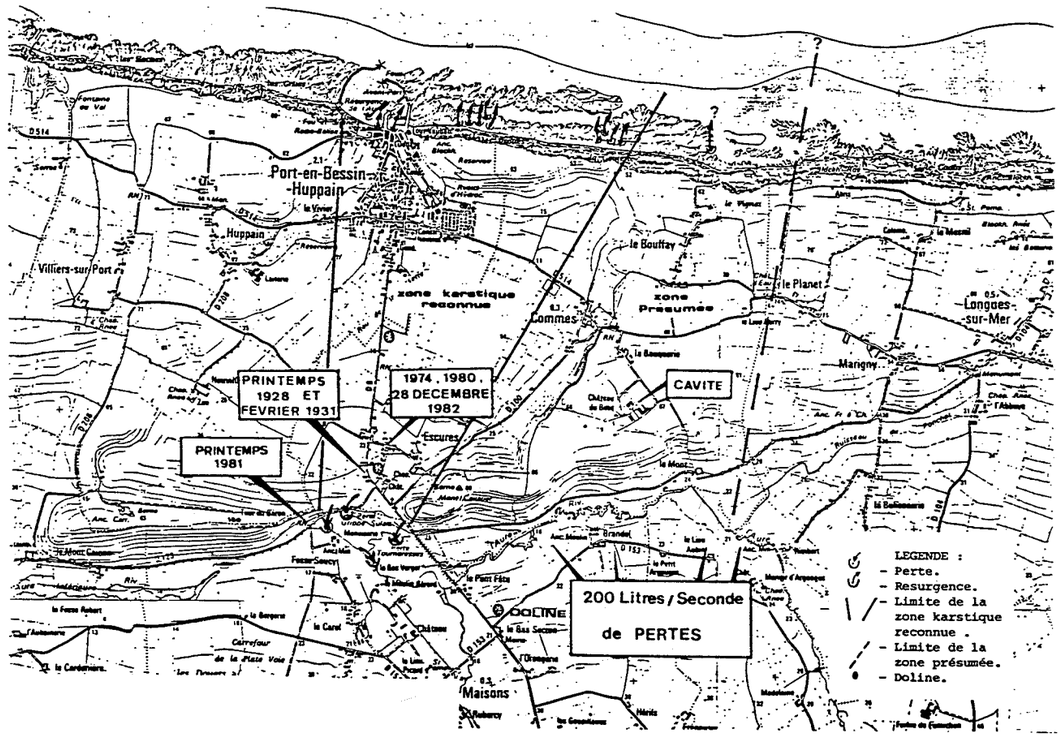


Fig. 34 : Les phénomènes karstiques et leur conséquence dans la région de Port en Bessin.

l'heure actuelle, à marée basse, il est possible de distinguer des ondulations (mini-plis) d'amplitude métrique et des cisaillements bancs sur bancs (mini-chevauchements).

2.3. Les problèmes de l'interprétation

Ce glissement est l'illustration parfaite d'un glissement plan, avec effondrement à l'arrière, localisé à la base des marnes de Port (-10 m NGF) juste au dessus des calcaires à Spongiaires qui ne participent pas au mouvement.

Ces calcaires contiennent une importante nappe captive dont la surface piézométrique moyenne est située à environ 0 m NGF au Bouffay, elle circule à la faveur d'un réseau karstique bien développé (PASCAUX J. et ROUX J.C., 1969). Ce réseau est lié aux pertes de l'Aure, au lieu dit le Pont Fatu, à Maisons à 3 km au sud de Port en Bessin, dont les eaux ressurgissent dans le port et sur le littoral sur 1,7 km jusqu'à la goulette de Vary, en trois zones principales (RODET J. et LEBOULANGER T., 1982 ; LEBOULANGER T., 1987). L'écoulement souterrain des eaux s'effectuerait donc en éventail ouvert de 35 à 40° depuis les fosses du Soucy de part et d'autre d'un axe nord et nord-est. Cette karstification est responsable de nombreux effondrements et dolines entre Escures et Port en Bessin. Depuis 1981, le réseau des pertes de l'Aure est exploré et étudié par les spéléologues régionaux sous la direction scientifique de T. LEBOULANGER. A ce jour, le réseau apparaît beaucoup plus important qu'on ne le supposait en 1983, puisque environ 3500 m au total de galeries ont été découvertes. Les plus importantes sont larges de 4 à 6 m et hautes de 1 à 2 m, mais elles se ramifient et se rétrécissent assez rapidement au fur et à mesure de la progression (fig. 34) (LEBOULANGER T., 1987).

L'existence de ces phénomènes karstiques avait conduit à interpréter le mouvement du Bouffay comme un effondrement dû à d'importantes chambres karstiques (GUILLAUME M., 1983 in MAQUAIRE O., 1983), ce qui est **peu probable** compte tenu de la connaissance passée et actuelle sur l'extension et sur la dimension du réseau karstique.

La cinématique du glissement a été reconstituée de façon très précise à partir des observations de surface (MAQUAIRE O., 1983 et 1984 ; MAQUAIRE O. et Al., 1984) : à savoir un glissement pratiquement plan horizontal d'une partie médiane de la falaise, sous l'effet d'une poussée d'une partie arrière qui s'effondre en horsts et grabens avec mouvements rotationnels ou non rotationnels, et malgré la présence d'une dizaine de mètres d'épaisseur de marnes offrant une résistance en butée, matérialisée par les plis et les cisaillements plats. L'hypothèse faite était justifiée si, pour un choix raisonnable des caractéristiques mécaniques des marnes, le coefficient de sécurité F était proche de 1. L'influence sur la stabilité, par l'intermédiaire des variations de F, de deux facteurs essentiels, outre le profil de la falaise, a été démontré : à savoir **le recul du pied de falaise** qui a été de 20 m entre 1809 et 1975 (chap. II) et qui a pour conséquence **une diminution de la résistance au glissement**, et **une variation du niveau de la nappe des calcaires à Spongiaires.**

Deux modèles à priori très différents quant à la démarche utilisée pour le calcul de F ont apporté des résultats très semblables :

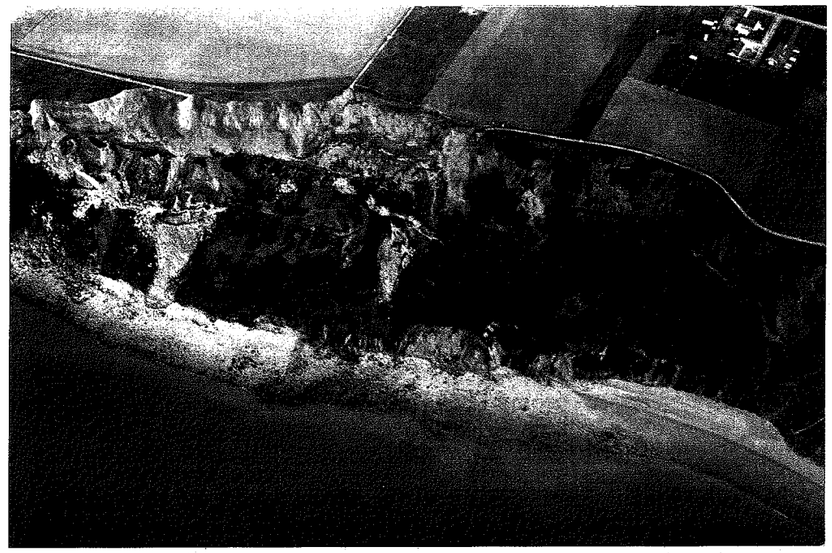


Photo n° 11 : Vue aérienne au droit du Bouffay.

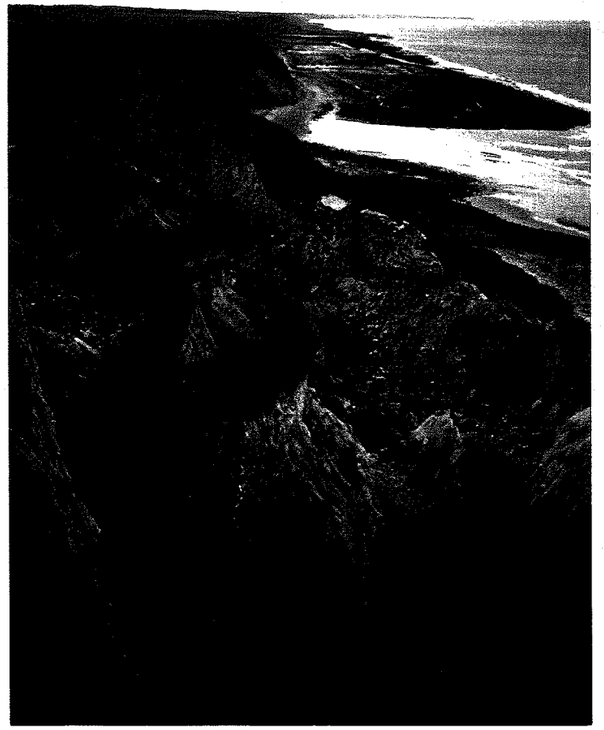


Photo n° 12 : Vue vers l'ouest du glissement du Bouffay.

- le premier modèle est un glissement non circulaire à faible courbure à la base qui s'accorde à la forme continue de la surface de glissement, mais n'intègre pas les déformations internes observées (effondrements, cisaillements plats et plis). Il a été calculé suivant la méthode des perturbations sur le programme PETAL du C.E.T.E. de Rouen (2ème partie, chap. IV) ;

- le second modèle a été calculé suivant la méthode classique des poussées à l'arrière, butées à l'avant et glissement plan dans la partie intermédiaire.

Dans les deux cas, les calcaires du Bessin ont été considérés à priori comme suffisamment fracturés et décomprimés pour que leur résistance au cisaillement soit négligeable.

Dès deux modélisations effectuées, les influences relatives des deux facteurs d'instabilité sont les suivantes : le recul du pied de falaise (10 m de suppression de butée) fait chuter le coefficient de sécurité de 9 % et une élévation saisonnière du niveau de la nappe captive des calcaires à Spongiaires de 2 m l'abaisse de 2 à 3 %. Mais le point de loin le plus intéressant et le plus curieux est le suivant : la prise en compte, dans le calcul, des caractéristiques mécaniques de pic des marnes de Port, obtenues par les essais de cisaillements rectilignes (cohésion de 150 KPa, angle de frottement interne de 18°) indique qu'on est loin de l'instabilité avec un coefficient de sécurité très supérieur à 1, et qu'en fait le glissement du Bouffay n'aurait pas dû se produire. Par contre, l'instabilité est atteinte pour des caractéristiques mécaniques des marnes de l'ordre respectivement de 10 KPa et 18°, c'est à dire très proche des caractéristiques résiduelles, alors que le glissement ne peut pas être considéré comme la reprise d'une surface de rupture ancienne.

Ce dernier point, essentiel, a fourni un axe de recherches sur les phénomènes de **fluage** (remaniement lent) de la masse des marnes (BJERRUM L., 1967) entraînant la **décompression** des calcaires du Bessin sus-jacents qui ont pu altérer de façon importante la résistance mécanique des marnes et abaisser celle-ci au niveau des caractéristiques résiduelles (MAQUAIRE O. et GIGOT P., 1988). La mise en évidence de ce phénomène et la cartographie spatiale de la zone décomprimée a été réalisée par prospection sismique réfraction (chap. IV).

3. Les mouvements sur la côte du Pays d'Auge

Les mouvements de terrain et les risques encourus sur la côte du Pays d'Auge ont été signalés dès 1938, par l'étude du secteur en glissement d'Hennequeville qui avait donné lieu à la réalisation d'un sondage d'environ 72 m de profondeur (DANGEARD L., 1938 et 1948-1950). Puis toute une série de travaux échelonnés à partir de 1970 ont permis au C.E.T.E. de Rouen d'établir, de 1977 à 1981, les zonages de stabilité des terrains dans le cadre de la réalisation des P.O.S. Les secteurs instables mis en évidence par ces études (fig. 35) sont Les Roches Noires à Trouville, Les Creuniers à Hennequeville, Les Graves à Villerville et les fosses du Macre à Cricqueboeuf (MASSON et Al., 1970 ; MASSON M., 1972, 1973 et 1976). Entre Trouville et Hennequeville, des tassements importants, de 1 à 2 m et des amorces de glissements

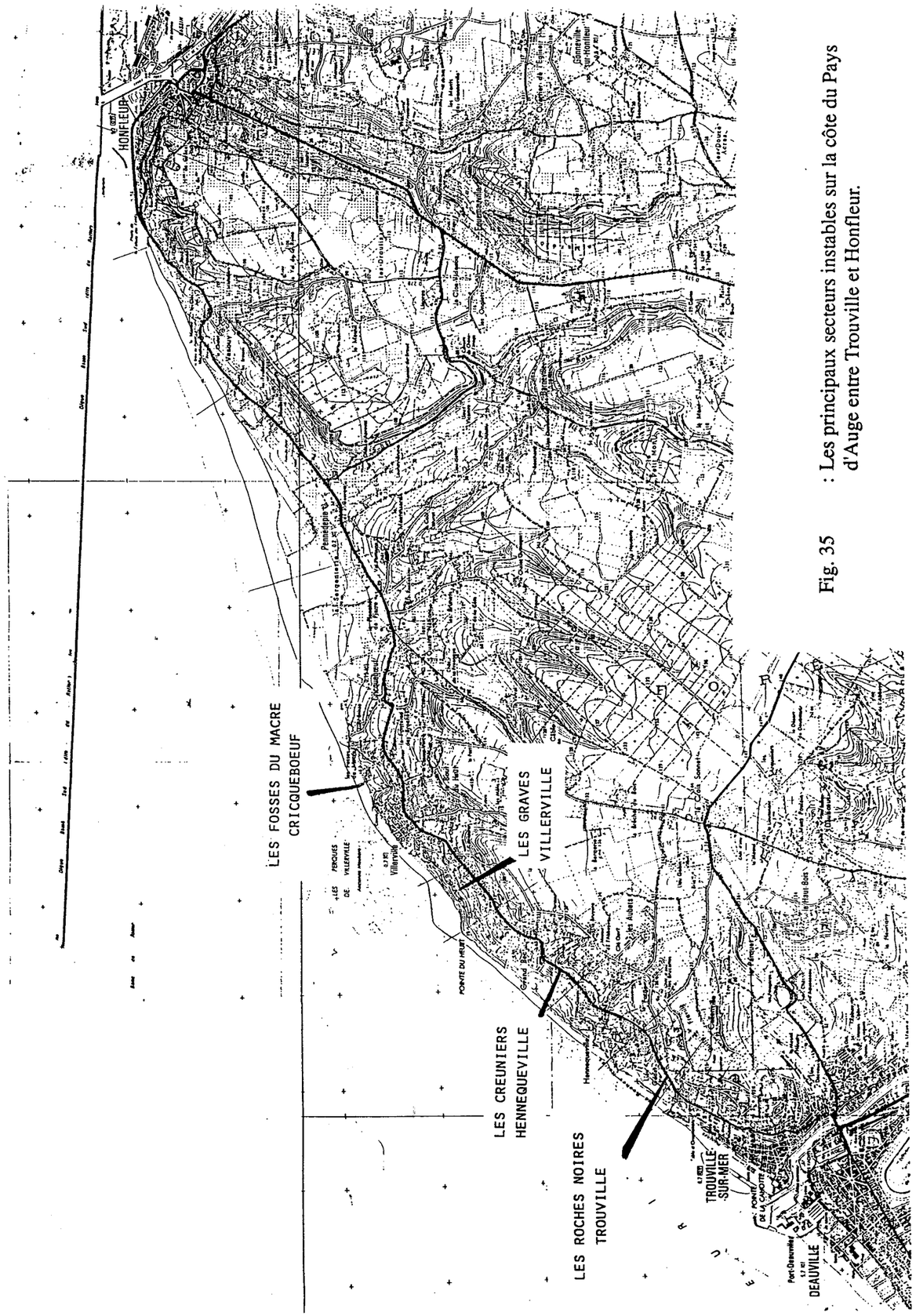


Fig. 35 : Les principaux secteurs instables sur la côte du Pays d'Auge entre Trouville et Honfleur.

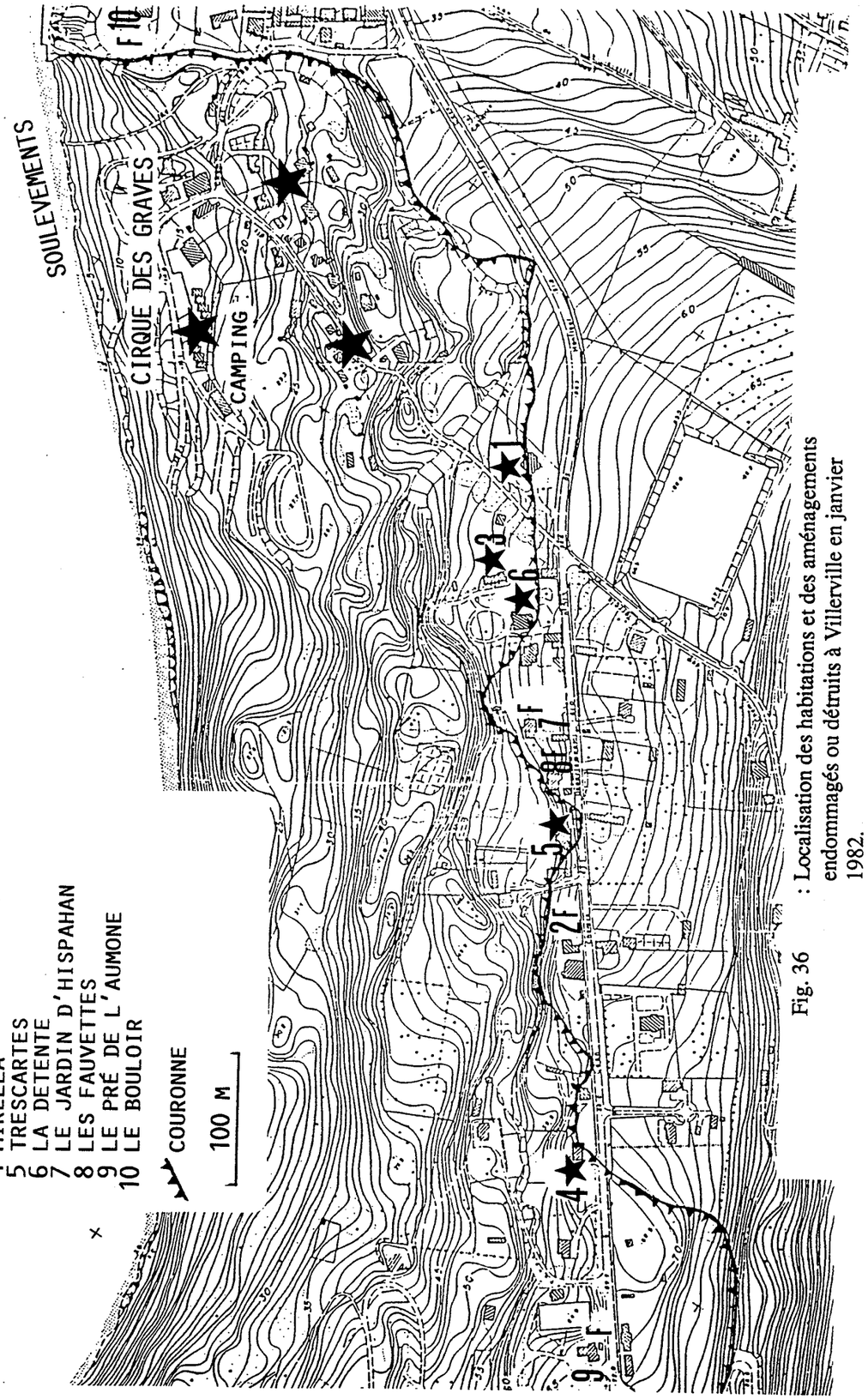


Fig. 36 : Localisation des habitations et des aménagements endommagés ou détruits à Villerville en janvier 1982.

affectaient la route nationale et de nombreuses villas situées au tiers supérieur du versant, à 20 m d'altitude dans une zone apparemment très saine (MASSON M., 1976). Les premières explications des causes de ces phénomènes ont été données par les auteurs nommés ci-dessus et la carte ZERMOS de Trouville-Pont l'Evêque à l'échelle du 1/25000e a été élaborée sur le secteur littoral et dans l'intérieur du Pays d'Auge (MAHIEU J.L. et GUILLOPE P., 1976 ; MAHIEU J.L. et Al., 1977 ; PORCHER M. et GUILLOPE P., 1979). En 1978, le C.E.T.E. a réalisé une reconnaissance des sols en vue de créer une digue stabilisatrice en avant du terrain de camping de Villerville qui subissait des désordres depuis plusieurs années.

3.1. Les événements majeurs

3.1.1. Le glissement de janvier 1982 à Villerville-Cricqueboeuf

3.1.1.1. Rappel des faits : chronologie des événements

Les signes annonciateurs ont été nombreux. Les premiers désordres aux habitations ont affecté, six années auparavant, la villa "Chanteclair" (fig. 36) et ont entraîné des travaux de chaînage des assises de cette dernière. Toujours au niveau du C.D. 513, à l'avant de la villa "Barbey" construite en 1892, la dénivellation d'un petit escarpement, qui était traversé par six marches d'escalier, a subitement et progressivement augmenté à partir de 1979, nécessitant l'ajout de 2 marches par année pour permettre l'accès au jardin situé en contre bas (communication orale du propriétaire). Parallèlement et pendant plusieurs années, la route a été rechargée en bitume en plusieurs points selon une fréquence annuelle.

Au cours de l'automne 1981, devant l'évolution des petits désordres (affaissements), le Club House des tennis municipaux avait été déplacé (PAREYN C. et Al., 1982). Les mois précédents, des déformations lentes ont été ressenties dans la villa "Chanteclair" et deux jours avant le glissement, la multiplicité des craquements avait incité le propriétaire de la maison "Le Cheval de Brique" à déménager.

Dès le mardi 12 janvier après midi, une fracture ouverte de 50 cm de dénivellation et de 50 cm de largeur s'est produite dans la propriété "Le Cheval de Brique" sur plusieurs centaines de mètres. Le mercredi matin, la dénivellation de cette même fracture atteignait 1 m et le soir, une autre apparaissait dans le chemin des Graves, en provoquant un petit escarpement vertical d'environ 30 cm de hauteur.

Dans la nuit du 13 au 14 janvier, l'accélération des déplacements provoqua de nombreux dégâts, les désordres sur le versant étaient visibles sous la forme d'affaissements compartimentés par des escarpements subverticaux de quelques dizaines de centimètres a plus de 1 à 2 mètres. Au sommet du versant, au niveau du C.D. 513, la fracture avait une dénivellation de plus de 2,50 m de hauteur au maximum, la route était coupée en deux endroits -Trescartes et Mirella- par des affaissements de plusieurs dizaines de centimètres (fig. 36).

La couronne principale du glissement décrivait un arc de cercle plus ou moins sinueux qui tangeantait le bourg de Villerville sur sa façade occidentale. L'escarpement

Photo n° 13 : Couronne de glissement et villa détruite par le glissement de janvier 1982 à Villerville. Vue vers l'est.

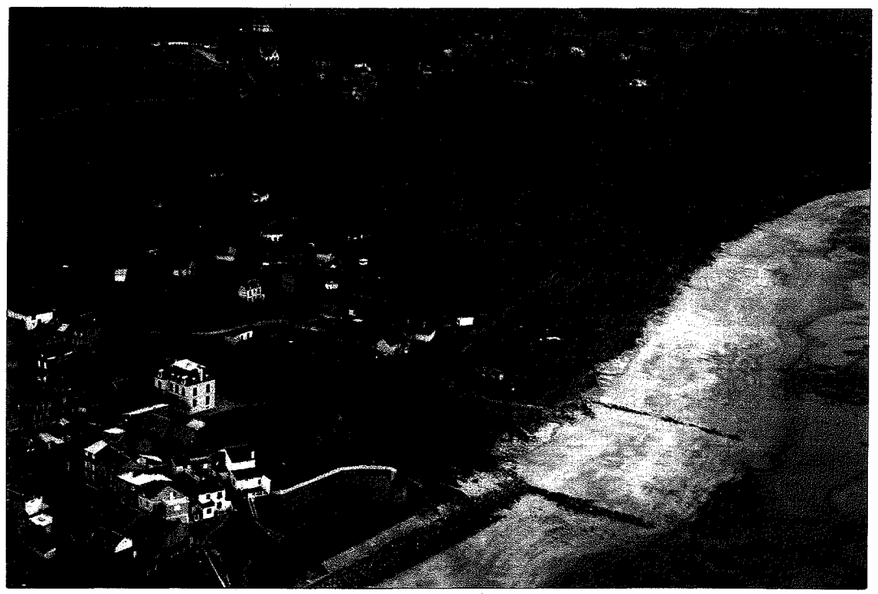


Photo n° 14 : Vue aérienne du cirque des Graves et du bourg de Villerville. Vue vers l'ouest.

pré-existant était raviné sur plusieurs mètres de largeur principalement dans la propriété "Le Bouloir". Plusieurs résidences furent détruites entièrement ou en partie (Cheval de Brique, La Détente, Chanteclair,...).

Le cirque des Graves et celui des Fosses du Macre à Cricqueboeuf étaient depuis toujours réputés instables et déclarés inconstructibles dans les documents d'urbanisme. Pourtant, après la Seconde Guerre Mondiale, un groupe d'habitations spontanées s'était progressivement installé sans autorisation (PAREYN C. et Al., 1982). Les mouvements ont entraîné une dislocation complète ou partielle de l'ensemble de ces habitations. Les dégâts ont été également très importants sur les infrastructures du camping du cirque des Graves. L'extension latérale de la zone mobilisée a causé la destruction d'une partie d'un des tennis municipaux. Mais le plus surprenant a été l'apparition dans la nuit du 13 au 14 d'un bourrelet de matériaux marneux d'environ 2,50 m de hauteur sur 300 m de long sur le pied du terrain du camping des Graves qui a provoqué le soulèvement du haut de plage et des épis en enrochements. Un tel phénomène n'a pas été observé à l'avant des fosses du Macre.

Au total, le 14 janvier 1982, une trentaine de maisons présentaient des fissures plus ou moins marquées.

A la suite de cette accélération brutale et destructrice, les vitesses ont diminué mais les déplacements ont été observés pendant les jours suivants avec l'apparition de nouveaux désordres. Ainsi, le samedi 16, une fissure de traction était visible au droit des résidences "Le jardin d'Hispahan" et "Les Fauvettes". Les désordres progressaient vers l'ouest et une autre fissure apparaissait le dimanche 17 dans la maison du gardien de la villa le "Pré de l'Aumone" située vers la Pointe du Heurt, en contrebas du C.D. 513 (fig. 36). Pendant une quinzaine de jours, des réajustements se sont produits sur l'ensemble de la zone mobilisée, et ils ont été un peu plus marqués dans la résidence "Le Bouloir" et à l'emplacement des tennis.

En résumé, les désordres ont été beaucoup plus importants à Villerville (cirque des Graves) qu'à Cricqueboeuf (Fosses du Macre). L'extension régressive des désordres a mobilisé une bande de terrain beaucoup plus large entraînant des dégâts importants aux constructions et au C.D. 513. A Cricqueboeuf, la zone soumise à des glissements actifs a peu progressé par rapport à celle connue de longue date (cartographie ZERMOS) sauf principalement sur les flancs. Après la phase de l'accélération brutale l'amortissement des déplacements, a duré environ deux semaines. Pour être complet, il faut signaler que ces désordres s'étaient produits à la suite d'une période particulièrement pluvieuse et pendant un épisode de gel intense.

3.1.1.2. Les premières hypothèses émises sur les causes du déclenchement

A la suite des désordres de janvier 1982, une équipe pluridisciplinaire a été constituée à la demande du Préfet du Calvados. Sous l'égide de la Direction Départementale de l'Equipement du Calvados elle a été chargée de faire rapidement un premier rapport préliminaire (10 février 1982) qui se limitait au seul cas du glissement de Villerville et accessoirement aux effets de moindre importance enregistrés en même

temps à Cricqueboeuf. Ses observations et la prise en compte des études antérieures réalisées sur le site ont permis à ce groupe de travail (PAREYN C. et Al., 1982) d'avancer quelques conclusions relatives aux causes probables et aux perspectives d'évolution. Tout en mettant l'accent sur le fait que certaines de leurs hypothèses ne pourraient être levées qu'à la suite d'investigations supplémentaires plus poussées et demandant des moyens financiers plus élevés.

Selon ce rapport, l'accélération du mouvement résultait de **la conjonction d'une période particulièrement pluvieuse et d'un épisode de gel intense**, la déstabilisation du versant aurait donc eu pour cause essentielle une brusque et importante remontée de la nappe phréatique et un blocage des écoulements créant des surpressions interstitielles. Il était ajouté que cette situation météorologique, sans être exceptionnelle, n'était tout de même pas courante dans la région normande.

A titre de comparaison, on peut d'ores et déjà souligner que le glissement de Cricqueboeuf de 1988 s'est produit à la suite de plusieurs mois très pluvieux (voir plus loin) mais sans gel, ce qui permet déjà d'accorder une place ou un rôle tout relatif au gel dans le déclenchement des phénomènes majeurs (2ème partie, chap. II).

Toujours selon ce rapport, les facteurs géologiques et principalement lithologiques résultant de la **superposition** d'une roche cohérente perméable (craie) et reposant sur **un soubassement meuble** (sables argileux glauconieux, argiles et sables) jouent un rôle essentiel dans l'explication du glissement surtout lorsque ces dernières couches sont imbibées d'eau (PAREYN C. et Al., 1982). L'accent était mis également sur la présence de l'épais manteau de "formations de solifluxion" qui constituent un aquifère formé par des blocs de calcaires ou des panneaux de craie emballés dans des argiles plus ou moins mêlées de sables et de glauconie. Tous ces éléments sont donc le réservoir d'une nappe phréatique qui jouerait un rôle capital dans la mécanique des glissements par son action de dissolution dans les calcaires et la craie, provoquant leur désagrégation et leur effritement, et par son action de déstabilisation des argiles et de la glauconie, lesquelles deviendraient véritablement liquides en perdant toute cohésion autour des zones de circulation (PAREYN C. et Al., 1982).

L'explication met également l'accent sur l'action combinée de la mer, qui empêche la formation d'une butée en pied du versant, et de l'eau, responsable de l'altération progressive "des énormes panneaux de craie, véritables îles flottantes posées sur un mélange d'argile, de sable et de glauconie", cause, elle même, d'affaissements lents des pans de craie, susceptibles de se rompre en plusieurs blocs.

Aux conditions naturelles favorables à l'instabilité C. PAREYN et Al. (1982) ajoutent les interventions humaines qui se sont superposées aux premières, sans toutefois leur attribuer un rôle déterminant. A savoir : le déboisement, l'accroissement des rejets d'eaux d'origines diverses, l'augmentation du trafic qui contraint à élargir les routes au détriment des fossés, les modifications du milieu rural,...

En résumé, l'instabilité du versant résulterait de la combinaison de plusieurs facteurs, qui sont essentiellement : la pente, l'épaisseur des formations superficielles susceptibles de glisser sur le substratum, la nature et les caractéristiques mécaniques

des terrains, les conditions climatiques particulièrement défavorables et de la pression de l'eau qui dépend de la position de la nappe phréatique.

La nature des matériaux constituant le bourrelet apparu sur la plage et la reconnaissance effectuée par le C.E.T.E. en 1978 sur le camping, qui a permis de détecter des surfaces de glissement dans le substratum marneux, (voir plus loin) ont fait penser (PAREYN C. et Al., 1982) à la réactivation d'un ancien glissement qui aurait pu être de plus grande amplitude.

3.1.2. Le glissement de Cricqueboeuf de février 1988

Comme pour les mouvements de 1982, des signes annonciateurs ont été observés pendant les années et les jours précédents la phase d'accélération brutale des déplacements. En effet, durant les deux derniers hivers, pendant les mois de janvier et février des désordres ont été relevés sous la forme de nombreuses fissures de traction, d'orientation approximativement parallèle au trait de côte, qui affectaient principalement la partie inférieure du versant (MAQUAIRE O., 1988). Les dénivellations n'excédaient pas 10 à 20 cm. Quelques fissures étaient également perceptibles tout du long du chemin d'accès au lieu dit "L'estuaire".

Le rejeu des fractures précédemment décrites a été observé dès la mi-novembre 1987. Au niveau de la couronne de glissement, issue des événements majeurs de janvier 1982, une petite fissure de traction de quelques millimètres a été relevée au nord-est de la villa des "Troènes" à l'intersection avec le chemin rural des "Fosses Vieux" et celui descendant vers le lieu dit "L'estuaire". Des repères ont été installés de part et d'autre de la fissure, et par la suite, l'écartement des deux repères et leur dénivellation régulièrement mesurés. Il faut souligner qu'à la même époque des désordres ont été enregistrés dans les principales zones connues pour leur instabilité chronique (voir précédemment) à savoir : au lieu dit "Les Creuniers", à Hennequeville et en divers points sur le C.D. 513 à Villerville.

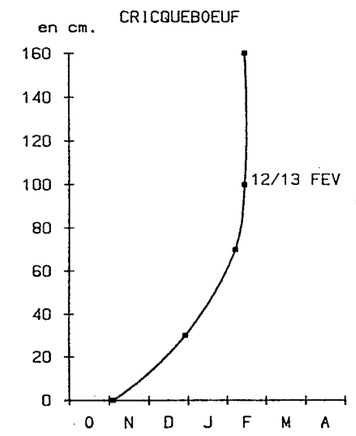


Fig. 37 : Courbe des déplacements cumulés précédents le glissement du 12/13 Février 1988 à Cricquebœuf.

La tendance était à une accélération des dénivellations, la courbe des déplacements cumulés par rapport au temps le montrait clairement (fig. 37). La chronologie sommaire du déroulement du phénomène a été la suivante : début janvier, les tassements étaient de l'ordre de 30 cm, ils atteignaient 70 cm le 5 février. Ce même jour, toute la partie aval du versant était perturbée par une série d'escarpements formant des horsts et des grabens de 20 à 30 cm de hauteur et orientés parallèlement au trait de côte. Dans l'après-midi du 12 février, des craquements ont été perçus dans le jardin de la propriété "Les Symphorines", située juste au dessus de l'escarpement principal. La nuit suivante, le mouvement s'est généralisé et a provoqué des escarpements de l'ordre de 5 à 7 m de puissance en tête du glissement et la zone aval a été fortement bouleversée. Simultanément, l'estran a été soulevé en un bourrelet discontinu, haut et large de 2 à 4 m environ. L'enrochement et les épis de défense contre la mer ont été déplacés et soulevés, une villa a été disloquée. Initialement, les mouvements n'affectaient que la zone reconnue comme instable. Toutefois, la limite a progressé latéralement de 3 à 5 m, principalement sur le flanc oriental, provoquant des dégâts sur les tennis et en quelques points de la couronne de glissement, et en particulier au droit de la villa "Les Préfailles" où l'escarpement principal tangente le pignon nord de la maison. A Hennequeville, un affaissement brutal de l'ordre de 40 cm de la chaussée a provoqué d'importantes gênes à la circulation. Quelques jours plus tard la déstabilisation de la couronne de glissement provoquait des fissures continues de quelques centimètres de dénivellation à une dizaine de mètres en arrière de celle-ci, qui se refermaient en forme d'arc de cercle de part et d'autre de la villa "Les Préfailles". Dans les jours suivants, l'évolution des déplacements a provoqué la destruction de toute la partie nord de la maison. Comme pour les glissements de janvier 1982, une phase d'amortissement et de réajustement a été observée les jours suivants jusque vers la fin février.

L'observation de la zone mobilisée montre de l'amont vers l'aval (fig. 38) : un fossé d'effondrement large d'une dizaine de mètres et profond de 2 à 3 m, une zone très fracturée (fissures de traction et escarpements de plusieurs dizaines de centimètres), une large zone médiane peu modifiée mais affectée par quelques fissures de compression, bien visible sur un chemin d'accès par le soulèvement du goudron et une zone très fissurée mais néanmoins peu bouleversée dans la partie occidentale en pied du versant (fissures de traction).

Par leur importance et leur nature, les déplacements de février 1988 sont très similaires à ceux observés en janvier 1982 à Villerville. Les dégâts ont été toutefois moins importants puisque les fosses du Macre étaient inhabitées depuis 1982, sauf la villa de vacances détruite. Par contre, l'extension régressive à l'amont et sur les flancs a provoqué la destruction partielle d'une villa, d'une partie d'un terrain de tennis, et la zone instable tangente maintenant dangereusement la villa "Les Etincelles" sur le flanc est. Le glissement est intervenu à la suite d'une période particulièrement pluvieuse mais sans gel.

L'analyse détaillée des conditions climatiques qui ont précédé ces deux événements majeurs sera effectuée plus loin ainsi que la détermination de l'influence des paramètres climatiques dans l'apparition des désordres (2ème partie, chap.II).

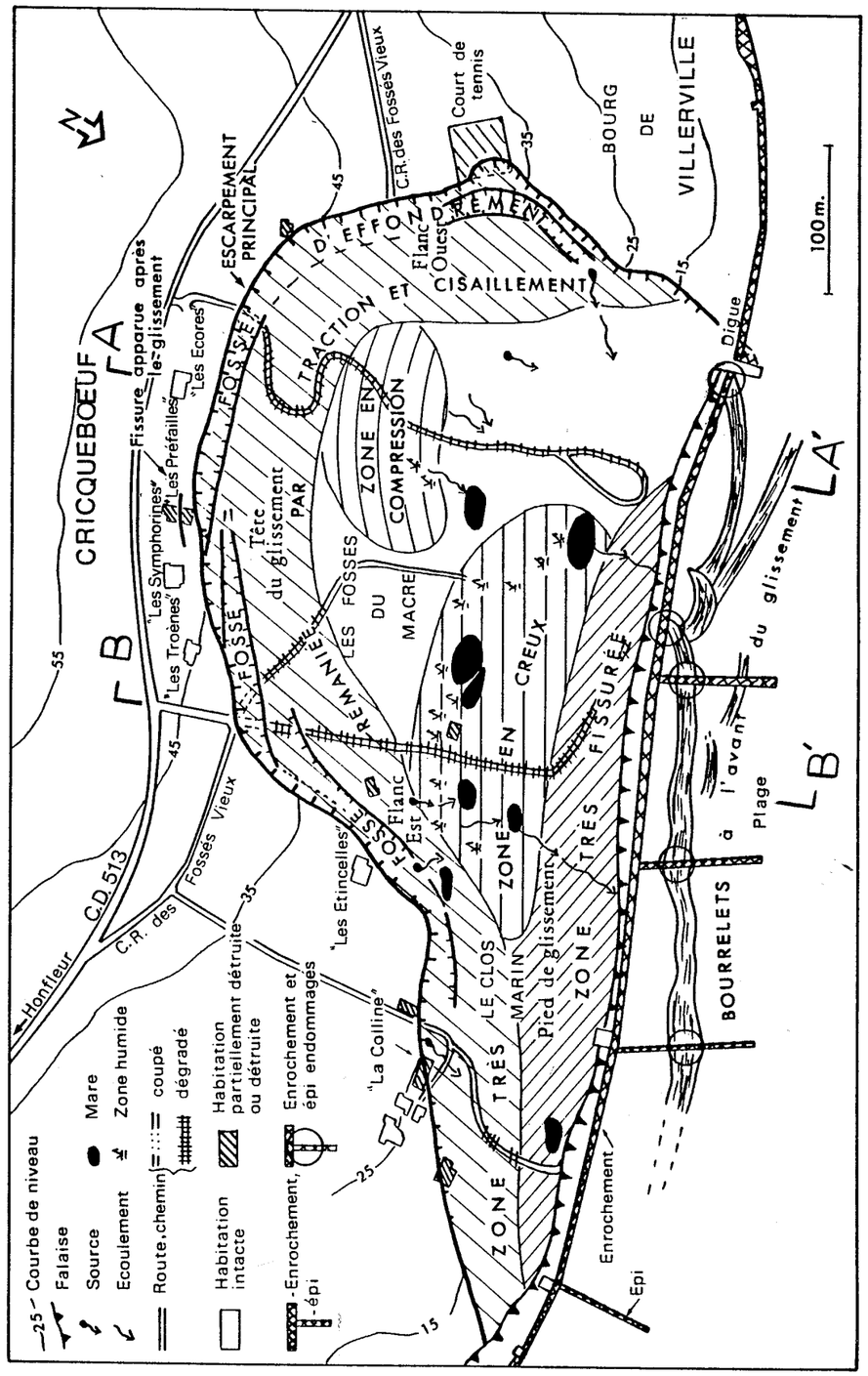


Fig. 38 : Morphologie du glissement de Cricqueboeuf du 12/13 février 1988 (d'après E. HELLUIN, 1988).

Photo n° 15 : Vue aérienne de la couronne de glissement réactivée en février 1988 aux Fosses du Macre à Cricquebœuf.

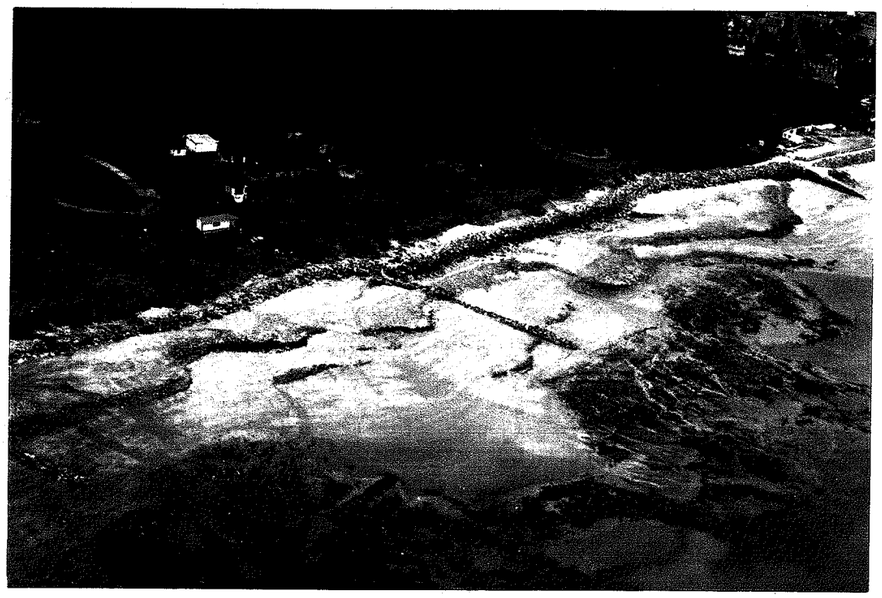


Photo n° 16 : Soulèvement de l'estran en un bourrelet discontinu lors du glissement de février 1988 aux Fosses du Macre à Cricquebœuf. Vue aérienne.

3.2. Le type de glissement

3.2.1. Les hypothèses immédiates

A la suite du glissement majeur de 1982 à Villerville, les spécialistes dépêchés sur place ont été unanimes pour en faire un **glissement profond** affectant soit les terrains de couverture soit le substratum soit les deux à la fois, en opposition avec des glissements superficiels affectant des couches de terrain de quelques mètres. J.P. BOMBARD (1968) fixe cette limite à environ 5 m, mais les notions de profondeur et de superficialité ne sont pas clairement explicitées dans la littérature et rarement utilisées dans les différentes classifications. Quoi qu'il en soit, l'amplitude des désordres et la formation du bourrelet de matériaux marneux qui a soulevé la plage étaient l'indication d'une surface interne de glissement relativement profonde (PAREYN C. et Al., 1982).

Dans la basse falaise et dans le bourrelet, en recul rapide parce que la mer attaquait facilement les matériaux peu cohérents, les marnes et les argiles de Villerville étaient redressées presqu'à 45° et en pendage amont. Le bourrelet s'est formé grâce à la butée offerte par les bancs des grés d'Hennequeville. Mais ceux-ci, horizontaux sur le platier en avant de la plage, paraissaient affectés par des déformations avec redressement de quelques degrés en contre pendage en quelques endroits, et situés parfois très loin de la ligne de côte (à une distance de plus de 100 m). Un des problèmes était donc de savoir si ces grés avaient été ou non mobilisés pendant le mouvement majeur ?.

La mise en mouvement des seules formations superficielles de type limons et heads paraissait improbable, elles n'étaient pas tenues responsables de la remise en mouvement de l'ensemble du versant. Par contre les grands panneaux de craie dont la base est chargée en glauconie et qui reposent souvent sur les sables verts albiens pouvaient être à eux seuls par fluage, responsables des désordres.

L'observation de la morphologie a permis de montrer la relative indépendance du réseau de fissures liées aux désordres majeurs par rapport aux limites des panneaux de craie basculés avec contrependage. Les failles recoupaient plusieurs panneaux de craie distincts ou ne s'ajustaient qu'imparfaitement aux limites de ceux-ci (FLAGEOLLET J.C., et HELLUIN E., 1984 et 1987). Ces observations ont conduit, ces derniers, à émettre à juste titre, l'hypothèse d'une remise en mouvement, par à coups, par glissements rotationnels (multiple rotational slides) qui, au moins dans la partie aval du versant affecteraient **non seulement les formations quaternaires mais aussi les argiles kimméridgiennes** sous-jacentes sans exclure la possibilité de glissements individuels de panneaux de craie sur leur base argileuse. Les plans de rupture pourraient donc se raccorder en profondeur à une ou plusieurs surfaces de glissement de type semi-circulaire dans les marnes in situ. Deux surfaces de ce type avaient d'ailleurs été décelées dans des sondages instrumentés d'inclinomètres et implantés sur le camping des Graves (C.E.T.E., 1978).

Le type de mouvement catalogué comme un glissement profond, et les hypothèses de glissements rotationnels raccordés à une vaste surface de glissement étant vraisemblables, il restait indispensable de vérifier l'extension et la forme de ces

surfaces. Le problème étant de savoir :

- si une ou plusieurs surfaces recoupent seulement les formations superficielles ou bien seulement les marnes et argiles du substratum ou bien les deux ? ;

- si l'enveloppe de l'ensemble de la masse mobilisée est plutôt d'allure rectiligne, curviligne ou bien semi-circulaire avec un grand rayon de courbure ? ;

- si les grés d'Hennequeville sont mobilisés ou non ?.

3.2.2. Les investigations géologiques

Pour répondre aux questions posées ci-dessus et lever les nombreuses incertitudes, une étude de la structure géologique des zones en glissement de Villerville a été entreprise dans le cadre du projet de recherches, par la réalisation de trois sondages carottés à l'aval du C.D. 513 et de deux sondages destructifs à la tarière, à l'amont de la route. Ils ont été effectués pendant les années 1986 et 1987 par le C.E.T.E. de Rouen, selon un transect passant par la zone du camping entre la plage et le pied de l'escarpement de craie du versant (fig. 39). Les trois sondages carottés d'un diamètre de 110 mm ont été systématiquement menés jusqu'aux calcaires gréseux d'Hennequeville et équipés de tubes inclinométriques pour déterminer la position des surfaces de rupture actuelles (2ème partie, Chap. I). Les deux sondages destructifs à la tarière d'un diamètre de 170 mm ont été entrepris dans le but de préciser la nature et l'épaisseur des formations recouvrant les marnes qui ont été atteintes à une profondeur d'environ 20 m.

La coupe lithostratigraphique donnée (fig. 40) a été élaborée en collaboration avec E. HELLUIN, et M. RIOULT et O. DUGUE, du Laboratoire de Géologie de Normandie Occidentale de l'Université de Caen. Ces deux derniers ont déterminé la faune et la micro-faune contenue dans les marnes et les argiles. De ces investigations et de la détermination des différentes couches, il ressort que :

- les calcaires gréseux d'Hennequeville ont été atteints dans les trois forages à la cote attendue déterminée à partir du pendage relevé sur le platier. Cette certitude est donnée par la comparaison des échantillons recueillis avec les études récemment menées sur cette formation (DUGUE O. et RIOULT M., 1987). Ils ne sont donc pas perturbés et il apparaît d'ailleurs qu'il y a peu de chance pour qu'ils le soient entre les trois sondages ou bien au niveau du trait de côte. Mais la certitude serait plus grande encore si un autre sondage avait pu être réalisé en haut de plage. Les déformations relevées sur le platier à plusieurs dizaines de mètres en avant du trait de côte sont indépendantes du dernier événement de 1982. Elles peuvent être liées à une poussée exercée pour les panneaux lors du Pléistocène (voir précédemment) ;

- dans le sondage SC3, la succession stratigraphique des grés jusqu'au sommet des argiles de Villerville se retrouve normalement. La partie inférieure des argiles de Villerville montre un faciès d'argiles noirâtres très fossilifères et la partie supérieure un faciès d'argiles chargées en oolithes ferrugineuses. Toute cette succession, en position stratigraphique normale, peut être estimée comme "en place". A une profondeur de 35,70-35,90 m soit à une altitude de 17,10-17,30 m, une première anomalie

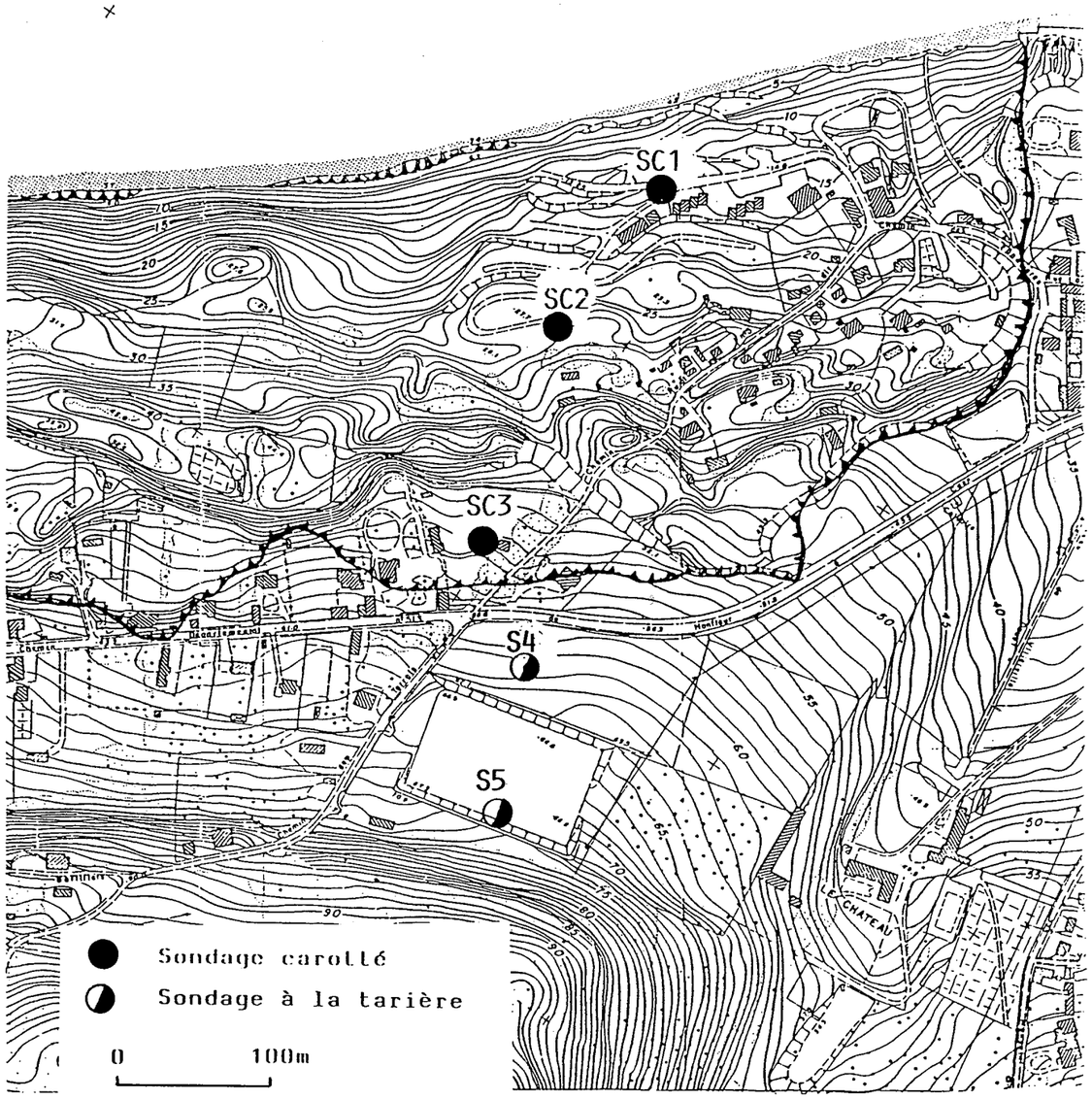


Fig. 39 : Localisation des sondages carottés et destructifs à Villerville.

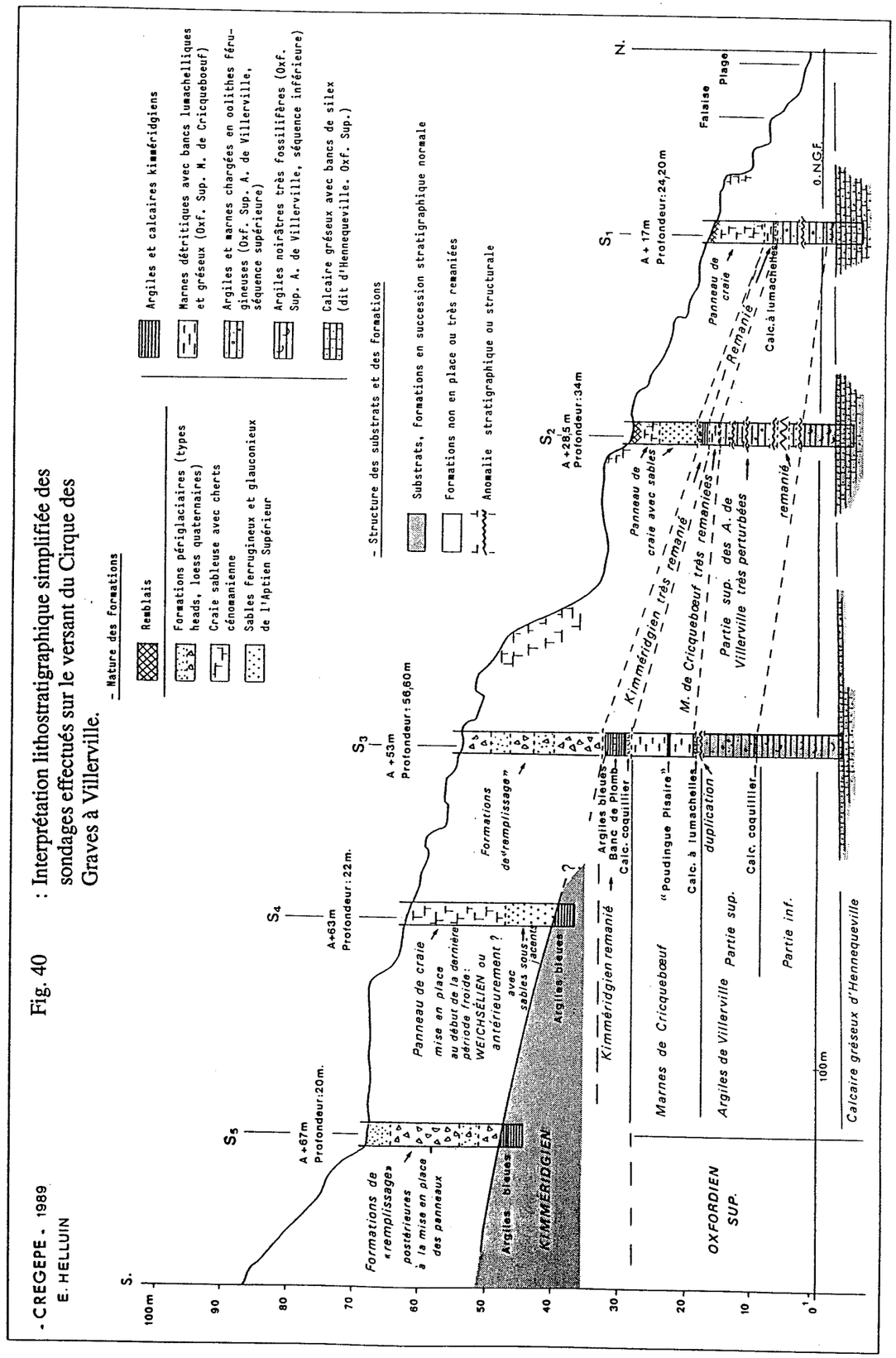


Fig. 40 : Interprétation lithostratigraphique simplifiée des sondages effectués sur le versant du Cirque des Graves à Villerville.

- CREGEPE - 1989
E. HELLUIN

stratigraphique apparente a été rencontrée sous la forme d'une remontée de boue verdâtre glauconieuse sableuse. Cette curieuse remontée rappelle la passée de sables albiens trouvée dans le forage d'Hennequeville (DANGEARD L., 1938) à une profondeur de 16 m dans le Kimméridgien. Dans ce cas, le sable aurait pu être prélevé pendant la remontée puisque les sables avaient été trouvés au dessus des argiles. Dans notre cas, cela n'est pas possible puisqu'aucun horizon sableux n'a été traversé. A ce jour, cette anomalie n'est pas résolue, mais il est difficile d'y voir une pollution de début ou de fin de carotte. Au dessus, une dalle calcaire (calcaire à lumachelles) d'environ 50 cm est anormalement épaisse, ce qui fait penser à une duplication (communication orale de M. RIOULT). L'altitude 17,10 m marquerait donc la première anomalie stratigraphique probable mais néanmoins pas certaine. Les marnes de Cricqueboeuf, sus-jacentes, à bancs lumachelliques et gréseux ont été trouvées sur 10 m d'épaisseur laquelle correspond à celle habituellement donnée dans la littérature (DORE F. et Al., 1987), ce qui pourrait correspondre **au substrat en place avec probabilité mais sans certitud**e compte tenu de "l'anomalie" précédente. Ensuite se retrouvent sur un peu plus de trois mètres d'épaisseur les marnes bleues kimméridgiennes avec le calcaire coquillier ou calcaire à Trigonies qui marque normalement le passage entre l'Oxfordien supérieur et le début du Kimméridgien. A partir de 22 m de profondeur et jusqu'au sommet, une formation hétérogène avec une alternance de limons argileux, avec graviers, cailloux de craie ou de silex constitue une formation de remplissage des fractures ouvertes d'un bloc de craie que l'on retrouve en avant, où il forme l'escarpement inférieur et en arrière dans le sondage ST4. Une formation similaire de type périglaciaire a été également retrouvée dans le sondage ST5 en pied de l'escarpement principal crayeux. **En résumé : une possibilité de superposition anormale, et donc de plan de rupture, à 35 m, toutefois sans certitude ;**

- dans le sondage SC2 situé dans la partie médiane du cirque des Graves les formations géologiques sont plus chahutées. Il existe de nombreuses traces de remaniements (par exemple une très nette à 23 m de profondeur). La partie supérieure des argiles de Villerville est beaucoup plus épaisse que la normale (voir précédemment) en raison de duplications. En effet, on retrouve plusieurs fois la même formation. Les marnes kimméridgiennes et celles de Cricqueboeuf ont une épaisseur très réduite et elles apparaissent très perturbées avec de nombreuses fractures et anomalies stratigraphiques. Un panneau de craie de faible épaisseur reposait sur presque 8 m de sables ferrugineux et glauconieux de l'Aptien supérieur.

- dans le sondage SC1, la partie inférieure des argiles de Villerville a quasiment entièrement disparu mais la partie supérieure de ces argiles se retrouve presque entièrement avec toutefois une anomalie (fig. 40). Au dessus, la craie a été traversée sur une épaisseur d'environ 8 m avec une absence de coussin de sable glauconieux.

Deux sur trois sondages montrent parfaitement le bouleversement des formations argileuses et marneuses. Dans le SC2 principalement, les nombreuses anomalies structurales ou stratigraphiques sont autant de surfaces de rupture probables. A partir de tous ces différents points il est facile d'y faire passer de nombreuses surfaces possibles de géométries variables, comme celles proposées par J.C. FLAGEOLLET et Al. (1987).

Toutefois, il est difficile de faire la distinction entre les zones ou les plans de rupture qui ont pu jouer lors de l'activité holocène et celle du glissement majeur de janvier 1982.

Une autre constatation est fournie par le forage d'Hennequeville de 1938 où L. DANGEARD (1938) soulignait que la traversée des couches argileuses fournissait tantôt de belles "carottes", dans lesquelles l'argile se fendait bien en petits lits horizontaux coquilliers, tantôt **des carottes d'aspect remanié** : l'argile était alors formée de portions mélangées avec des fragments de coquilles disposés dans tous les sens. Il soulignait même que certaines carottes présentaient même **des plans de glissement**. Les couches les plus remaniées étaient situées dans les marnes kimméridgiennes et dans les argiles de Villerville à des profondeurs successives de : 16 m, 37-38 m, 40 m, 44-45 m, 62-63 m. L. DANGEARD soulignait qu'elles correspondaient tout de même souvent à un changement dans la nature lithologique des couches voisines. Ces observations lui paraissait tout de même curieuse étant donné que le sondage avait été effectué juste au pied de la falaise, à une altitude de 81,30 m, et que, de ce fait, on était en droit de s'attendre ou de supposer "à priori" que les terrains rencontrés seraient absolument "en place".

Le choix d'une enveloppe est donc difficile, même s'il apparaît que la majeure partie de celle-ci se situera dans les argiles ou les marnes dans la moitié inférieure du versant. Dans cette enveloppe, les mouvements différentiels des éléments les uns par rapport aux autres (blocs de craie,...) peuvent être responsables des nombreuses autres ruptures. L'inclinométrie (2ème partie, chap. I) permettra de faire le choix et de montrer sur quel type de surface se poursuivent les déplacements.

3.2.3. Le glissement de Cricqueboeuf de 1988

La morphologie de la zone en glissement et la formation des bourrelets sur la plage montrent de grandes similitudes avec le glissement de Villerville et nous incitent à en faire un glissement profond. Aucune reconnaissance géologique n'a été permise en raison de nos impératifs budgétaires. Toutefois, nous avons tenté de reconstituer la surface de rupture probable, selon la méthode proposée par T.W.J. VAN ASCH (1984), à partir de la géomorphologie du terrain, notamment la direction et la valeur de la pente de l'escarpement principal, et des stries de glissement visibles sur les flancs. Cette méthode, habituellement appliquée à des petits glissements, n'a pas fourni pour ce grand glissement les résultats souhaités et n'a pas permis la construction approximative de la surface de rupture. La forme probable de la surface de glissement a été déterminée à partir des deux profils (fig. 41 a et b), en tenant compte de la morphologie de surface et en estimant la profondeur des calcaires gréseux d'Hennequeville non perturbés qui en raison de leur pendage régulier doivent se situer approximativement, dans les fosses du Macre, entre -8 et -10 m. La forme obtenue se rapproche de celle de Villerville, avec un long tronçon rectiligne devenant curviligne vers l'amont. L'épaisseur de la masse mobilisée est, dans ce cas, d'une quinzaine de mètres.

3.3. Les observations sur les mouvements après 1982

A la suite des mouvements majeurs de janvier 1982, une demande de travaux

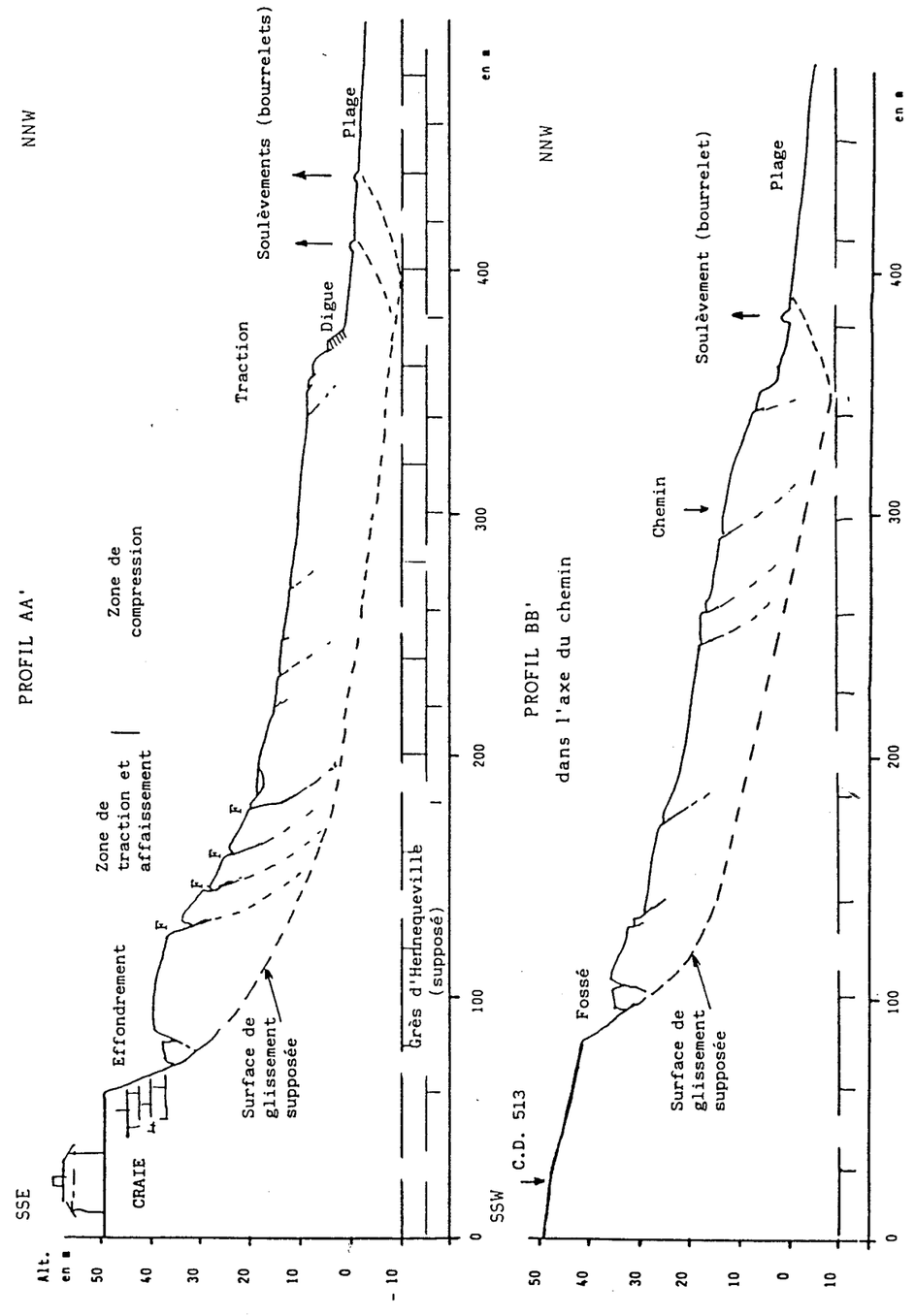


Fig. 41 : Coupes interprétatives du glissement de Cricquebouef (d'après levés topographiques de février 1988).

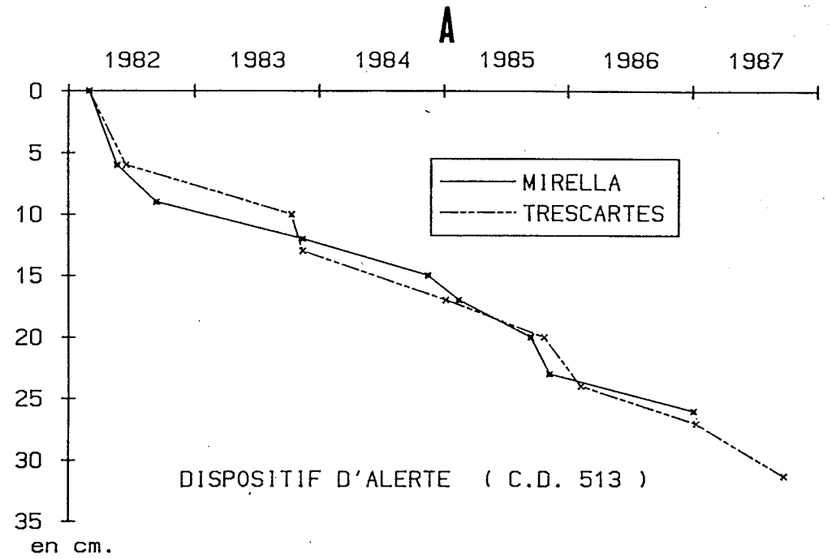
complémentaires avait été déposée auprès du Conseil Général du Calvados par le groupe de travail (PAREYN C. et Al.). Une petite partie seulement de ce programme reçut un financement pour effectuer périodiquement des mesures de déplacements de surface :

- par l'installation, dès février 1982 par le C.E.T.E. de Rouen, de **41 embases de nivelle**, dans les zones de mouvements actifs et dans celles où les déplacements sont potentiels de part et d'autre du C.D. 513 à Villerville et à Cricqueboeuf. Le suivi régulier a été entrepris jusqu'en mai 1982 (C.E.T.E., 1982b). L'amortissement et une stabilisation saisonnière ont été observés sur la quasi totalité des embases ;

- par une mesure des déplacements relatifs, par fissurométrie effectuée par E. HELLUIN du CREGEPE et en association avec le Laboratoire de Géologie stratigraphique de l'Université de Caen (4 rapports ont été remis à la D.D.E. du Calvados et au Conseil Régional). Entre juin 1982 et octobre 1983 les mesures montraient des déplacements d'intensité variable selon la saison et avec une répartition des vitesses moyennes annuelles très contrastée entre les différentes parties du glissement : deux parties étaient très instables, la tête avec des vitesses moyennes annuelles de 10 à 30 cm/an et le pied du glissement, avec des vitesses plus fortes atteignant 50 cm/an. Entre ces deux parties, dans les cirques des Graves par exemple, le corps du glissement a subi des déplacements moyens inférieurs à 1 cm par année (FLAGEOLLET J.C. et HELLUIN E., 1987) ;

- par une surveillance du C.D. 513 par les services des Ponts et Chaussées du Calvados et le C.E.T.E. de Rouen, entreprise dès mars 1982 grâce à l'élaboration d'un système d'alerte basé sur un dispositif de tassement différentiel installé aux deux endroits où la couronne de glissement traversait la route (Trescartes et Mirella) en provoquant des tassements (fig. 36). Ce dispositif, toujours en fonction, est destiné à mettre automatiquement en service des feux de signalisation passant d'orange clignotant à rouge au cas où une reprise du glissement rendrait trop dangereuse la circulation sur la route (C.E.T.E., 1982a).

Le principe du détecteur est basé sur celui du niveau de maçon et est constitué d'une tubulure remplie de mercure avec, à une extrémité, un contact électrique. L'une des branches du tube est solidaire d'un élément fixe (à l'amont de la route), l'autre peut suivre l'évolution altimétrique du terrain (à l'aval de la route) Ce dispositif est le seul à fournir des mesures de tassement le long du C.D. 513, sur une longue période entre 1982 et 1988 soit sur 7 années. Les premières données fournies sont celles de périodes pendant lesquelles les feux se sont mis au rouge, après quoi il a fallu remonter l'une des branches du dispositif (fig. 42a). Les déplacements se sont produits pendant les mois d'automne et d'hiver. Une seconde mesure plus précise a consisté à niveler le tube aval, à partir d'un point fixé à l'amont de la route. Les mesures réalisées avec une fréquence très irrégulière à partir de novembre 1982 montrent (fig. 42b) : que les tassements se sont poursuivis jusqu'à la fin de l'hiver 1982 avec des valeurs de 10 à 11 cm pour les deux points de mesure. Pendant plus de deux années et demi, les tassements ont été faibles de l'ordre de 10 cm au total. Puis à partir de janvier 1986, s'amorce une période où les tassements enregistrés s'accélèrent, principalement pour la station Mirella avec 28 cm entre janvier 1986 et novembre 1988, pour un total sur 6 années de 52 cm. A la



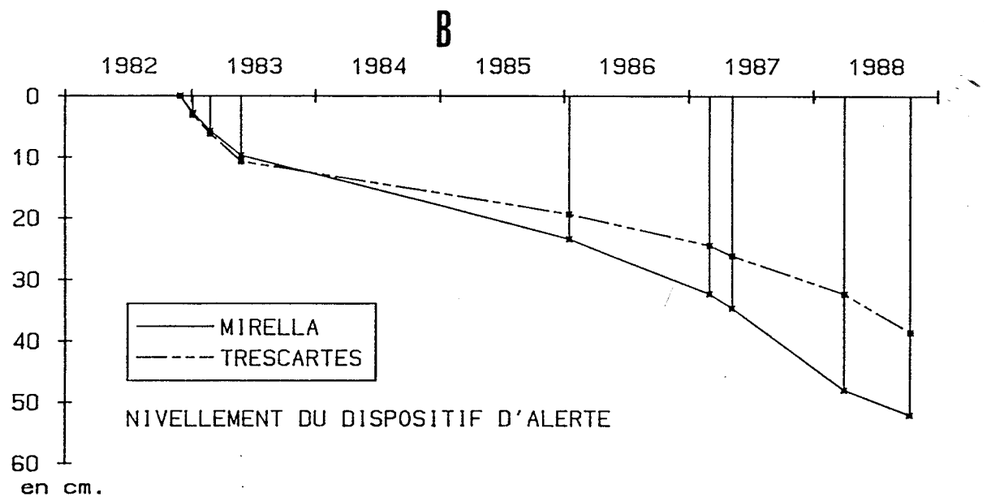


Fig. 42 : Dispositif d'alerte le long du C.D. 513 : valeurs du relèvement du tube aval du dispositif après mise au rouge des feux tricolores (A) et nivellement du tube aval (B).

station "Trescartes" les déformations sont un peu moindres 39 cm au total entre novembre 1982 et novembre 1988.

L'ensemble de ces observations indique clairement que ces secteurs sont soumis à une activité quasi permanente qui range ces glissements parmi **les mouvements actifs**. Aucune mesure précise n'a été entreprise à Hennequeville, au lieu dit "Les Creuniers" mais cette zone connait des désordres depuis de très longues années et il ne se passe pas un hiver sans que les services de l'Equipement ne soient obligés de charger la route en bitume. Dans un degré moindre, la voie subit des déformations aux "Roches Noires" à Trouville, au dessus du camping caravaning "Le champ des oiseaux".

Chapitre IV

L'EXTENSION PRÉVISIBLE DES GLISSEMENTS

1. Introduction

La prévision des risques liés aux mouvements de terrain nécessite la connaissance du lieu où celui-ci va se produire, ou risque de se produire. Cette prévision spatiale est plus ou moins facile en fonction du type de mouvements, mais il est possible de localiser les principaux secteurs où ils ont le plus de chance de survenir et, à partir de là, d'agir pour les éviter ou réduire leurs effets. (FLAGEOLLET J.C., 1988).

A la suite de la phase de l'inventaire des mouvements existants, (chap. III), il est indispensable d'essayer de délimiter des zones où les mouvements peuvent survenir, les secteurs où ils sont potentiels et de définir dans la mesure du possible le degré de risque (ou de probabilité).

En France, les cartographies se sont développées dans le cadre de l'opération Z.E.R.M.O.S. et se poursuivent actuellement avec les PER (Plans d'Exposition aux Risques) (CHAMPETIER de RIBES G., 1987 ; FLAGEOLLET J.C., 1988). Pour ce qui est de la localisation des glissements à venir, la question se pose de manière différente sur la côte du Bessin et sur la côte du Pays d'Auge. En effet, dans le Bessin les glissements se succèdent dans le temps et dans l'espace et nous avons élaboré la cartographie des zones à risques à partir de la détermination par sismique réfraction de la largeur de terrain décomprimée dans laquelle les mouvements s'inscrivent et par la localisation des principaux secteurs à risque, en fonction du recul historique et des événements passés recensés grâce à la comparaison des plans cadastraux et des photographies aériennes (chap. II.).

Dans le pays d'Auge, à Villerville-Cricqueboeuf, le problème est lié à l'extension des "cirques" des zones en mouvement par glissement de type "régressif" en forme d'amphithéâtre à des zones jusque là épargnées et du devenir du bourg de Villerville. Le zonage s'effectue à partir d'une approche géomorphologique et à partir des observations faites précédemment.

2. Bessin

2.1. Cartographie de la zone décomprimée

A la suite de l'étude du glissement du Bouffay, la **faiblesse anormale** des caractéristiques mécaniques des marnes, abaissées aux caractéristiques résiduelles, alors qu'il n'y a pas reprise d'un ancien glissement (chap.III) d'une part et l'observation directe de la coupe du vallon du pisseau (ouest d'Arromanches) qui montre une

déformation diffuse des marnes associée à la décompression de versant des calcaires sus-jacents (MAQUAIRE O. et GIGOT P., 1988) d'autre part nous ont amené à préciser la largeur de la zone décomprimée à l'arrière de la falaise actuelle par une étude basée sur une prospection par petite sismique réfraction.

2.1.1. Mécanismes : la décompression et le fluage

Il règne en tous points du sous-sol et à toutes profondeurs une pression dite lithostatique due aux poids des terrains sus-jacents. Sous l'effet de cette pression chaque "élément rocheux" subit une diminution de volume -compaction- jusqu'à un état d'équilibre pour lequel la roche a acquis le volume qu'autorise sa compressibilité (fig. 43) (BJERRUM L., 1967 ; LETOURNEUR J. et DAYRE M., 1981).

Cet équilibre peut être rompu par une baisse, plus ou moins localisée des contraintes **lithostatiques** provoquées par des causes :

- **naturelles**, par modification du relief (érosion, applanissement, creusement d'une vallée), par la disparition d'une poussée latérale telle une suppression de butée dans le cas d'une falaise vive, par la disparition d'une surcharge (déglaciation) ;

- **anthropiques**, creusement d'une tranchée ou d'une cavité souterraine, ouverture d'une carrière...

Cette diminution des contraintes à l'approche du vide entraîne un relachement de la roche et une expansion de ses différents éléments constitutifs. Cette détente des contraintes est appelée par certains **l'endodynamisme** (DEMEANGEOT J., 1981) mais plus communément la **décompression**. Celle-çi peut créer de nouvelles ruptures dans le massif (fissuration induite), elle est surtout révélatrice de l'état initial antérieur de discontinuité. En effet, la décompression rend beaucoup plus apparentes, en les ouvrant, les fissures qui n'étaient auparavant que des joints de séparation virtuelle conservant le plus souvent une certaine cohésion.

Ces discontinuités sont soit **originelles**, c'est à dire d'origine lithologique (joints de stratification, de schistosité...), soit **acquises**, dans le passé géologique plus ou moins proche par l'effet des **contraintes tectoniques** et des variations de leur intensité. Telles sont la schistosité dynamique, les joints de cisaillement et les fractures diverses, qui vont de la microfissure intracristalline à la faille de toutes dimensions. Dans le cadre général des phénomènes de décompression, des discontinuités acquises se retrouvent, par exemple dans un paysage aplani, ayant supporté une importante calotte de glace, en un système de fissuration qui pourra être à peu près horizontal.

Les conséquences pour les versants, quelque soit l'hétérogénéité lithologique ou la variation dans la densité du réseau de fissures, sont une **fragilisation par décohésion** de l'ensemble rocheux dont l'organisation et les propriétés de la masse du versant varient en fonction de la distance perpendiculaire à la **surface libre**.

L'ouverture et la fréquence des discontinuités vont diminuer de façon assez régulière au fur et à mesure qu'elles s'éloignent de la surface libre jusqu'à une limite où l'équilibre des forces antérieures n'est pas modifié.

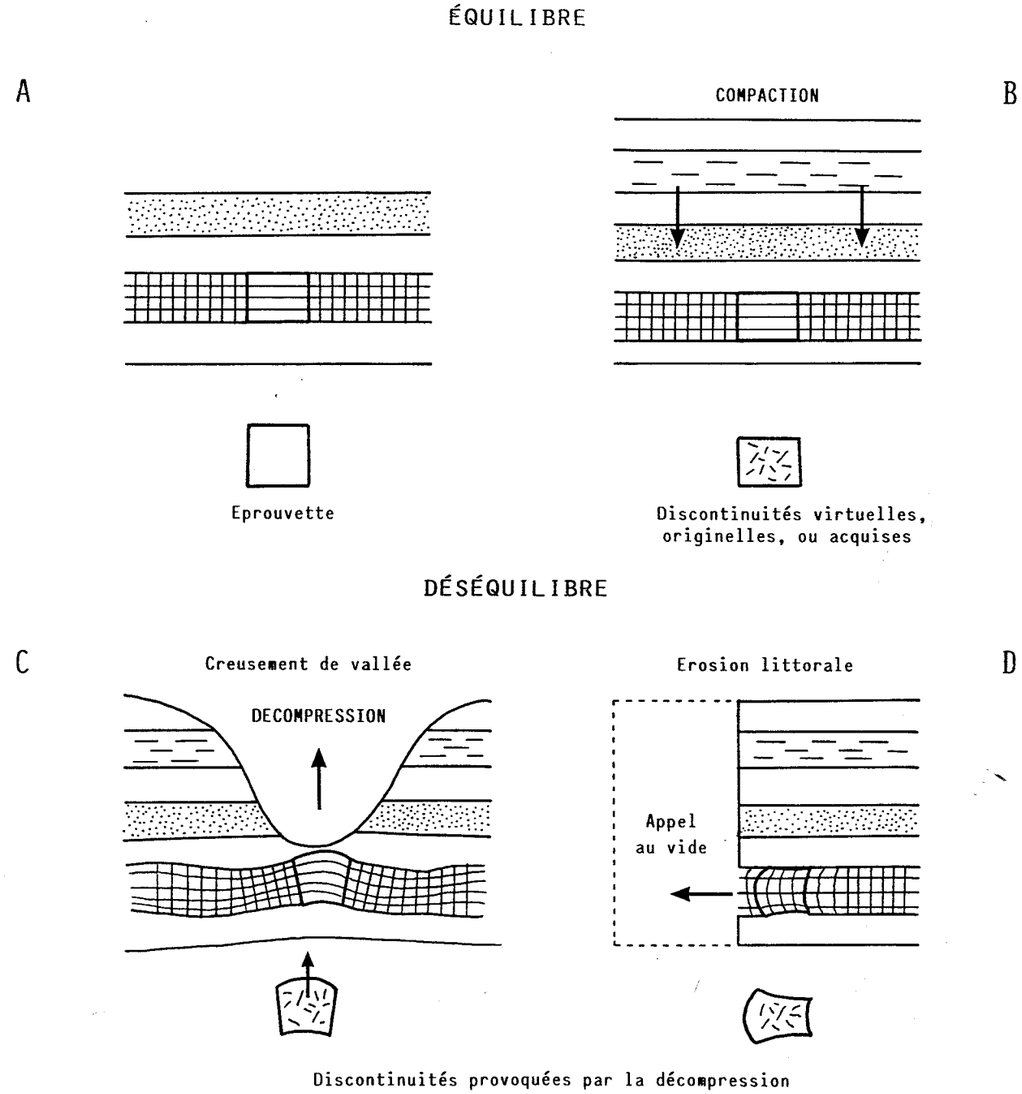


Fig. 43 : Equilibre et déséquilibre d'un élément dans le sol (d'après LETOURNEUR J. et DAYRE M., 1981).

La décompression favorise l'intervention de la météorisation par l'action de certains agents tels que la gélifraction, l'altération, l'infiltration qui peut localement provoquer des surpression interstitielles, la dissolution...

Un autre phénomène concerne essentiellement les milieux argileux, dans notre cas de marnes de Port : **le fluage qui est une déformation visco-plastique lente sous contrainte permanente inférieure à la résistance de cisaillement du matériau** (FILLIAT G., 1981 ; FELIX B., 1980). Le fluage se fait plus ou moins ressentir en fonction :

- des caractéristiques mécaniques du matériel ou des modifications temporaires de ces caractéristiques par une imbibition importante qui se traduit par un passage de l'état solide à un état plastique déformable ;

- des contraintes lithostatiques des bancs sus-jacents supportées par le massif argileux ou marneux dans le cas par exemple des falaises du Bessin.

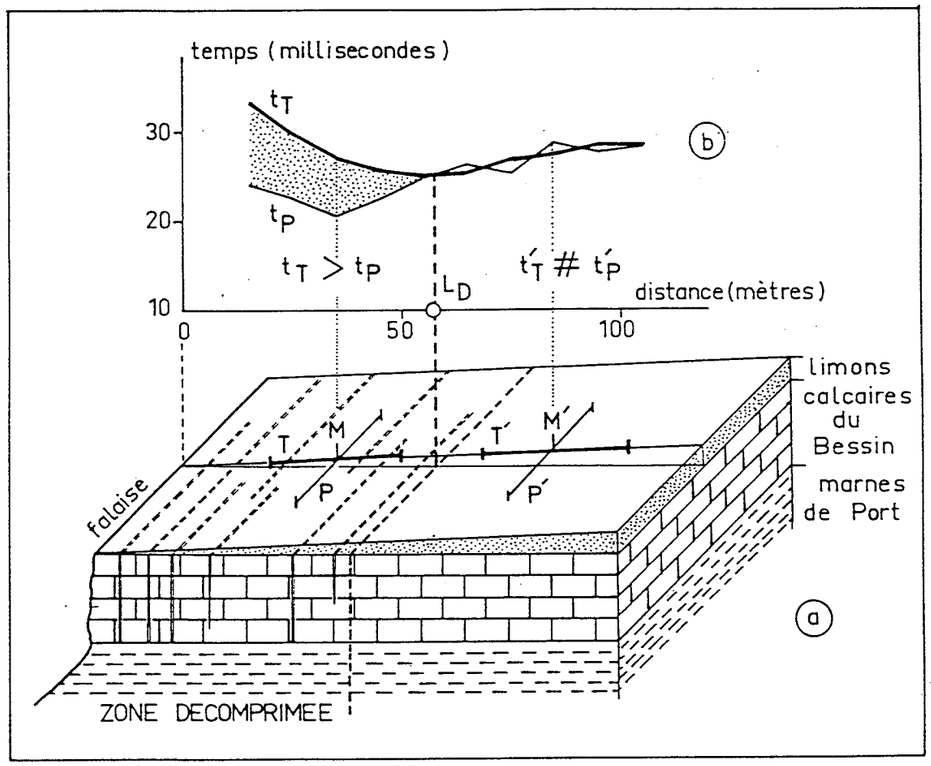
En conséquence, ce phénomène va se conjuguer et par la même favoriser la décompression. Sous la contrainte lithostatique, le niveau marneux à tendance à s'extruder par fluage, entraînant progressivement un porte à faux des bancs sus-jacents. Des contraintes de traction se développent alors dans le banc rocheux et des fissures verticales apparaissent. Parallèlement, le remaniement lent du matériau marneux va avoir pour conséquence un abaissement des caractéristiques mécaniques de ce dernier.

Plus la contrainte lithostatique créée par la corniche calcaire sera importante, plus le phénomène de décompression lié au fluage des marnes sera marqué et, grâce à la détermination de la largeur décomprimée en arrière de la falaise vive, des relations entre cette dernière et l'épaisseur de la corniche calcaire supportée par le massif marneux pourront être proposées.

2.1.2. Analyse par sismique de la largeur décomprimée dans les calcaires du Bessin

Cette partie reprend pour l'essentiel le texte d'un article de O. MAQUAIRE et P. GIGOT (1988). Le principe de la prospection par sismique réfraction n'est pas développé ci-après, nous renvoyons entre autres aux ouvrages ou articles de TALOBRE J.A. (1967), COSTET J. et SANGLERAT G. (1975) ; J. VERDEYEN et AL. (1968) ; J. BERTIN in G. FILLIAT (1981)...

La décompression dans une série sédimentaire horizontale peut être facilement mise en évidence en mesurant la vitesse de propagation d'une onde sismique entre deux points situés à la surface du sol (fig. 44). En effet l'onde est ralentie lorsqu'elle se propage perpendiculairement aux fissures ouvertes, tandis que, parallèlement aux fissures, elle se propage à une vitesse sensiblement identique à celle qu'on mesurerait dans la même série non fissurée. **L'anisotropie des vitesses de propagation dans le plan horizontal reflète donc directement l'anisotropie du milieu liée à l'ouverture des fissures par décompression.**



a. Dispositif de mesure de la largeur décomprimée par comparaison des temps de propagation d'une onde sismique en tir transverse T et parallèle P. M, M' : points de mesures sur un profil perpendiculaire à la falaise.
b. Comparaison des temps t_T obtenus en tir transverse (onde sismique ralentie par la décompression) avec les temps t_p obtenus en tir parallèle. L'écart entre les deux courbes s'annule à l'arrière de la zone décomprimée, dont la largeur est LD.

Fig. 44 : Dispositif de mesure des temps de propagation des ondes sismiques.

2.1.2.1. Réalisation pratique

Elle a consisté à évaluer l'anisotropie des vitesses à différentes distances du rebord de la falaise le long de profils perpendiculaires à celle ci. L'appareil utilisé est le Bison monotrace à mémoire, modèle 1570 C.

Des stations de mesure "M" ont été réparties tous les 10 à 20 m le long des profils. Sur chaque station, les temps de propagation des ondes sismiques ont été mesurés parallèlement (ligne P) et transversalement (ligne T) à la falaise. La longueur de ligne entre le point d'impact du marteau et le géophone a été fixée à 10 m. Cette longueur est suffisante dans la plupart des cas pour mesurer un temps de propagation des ondes sismiques qui reflète bien le comportement sismique des calcaires sous-jacents aux formations superficielles, à condition que l'épaisseur de ces dernières ne soit pas supérieure à 3 ou 4 m (le temps de propagation intègre évidemment le trajet effectué à l'intérieur de ces dernières). Cette condition a été vérifiée à l'aide de sondages sismiques (fig. 45) et de sondages à la tarière à main, notamment aux points de mesure les plus éloignés de la falaise. La longueur de ligne a été parfois portée à 15 ou 20 m pour lever toute ambiguïté. Les mesures douteuses ont été éliminées et ne figurent pas dans les résultats présentés ici. Par ailleurs, les secteurs à couvertures trop épaisses ont été éliminés (voir plus loin).

En admettant en première approximation l'isotropie horizontale de la formation limoneuse, la comparaison des temps de propagation parallèle t_p et transverse t_t à la falaise montre :

- dans la zone non décomprimée, des temps sensiblement égaux en tirs transverses et en tirs parallèles ;

- dans la zone décomprimée, des temps sensiblement supérieurs en tirs transverses.

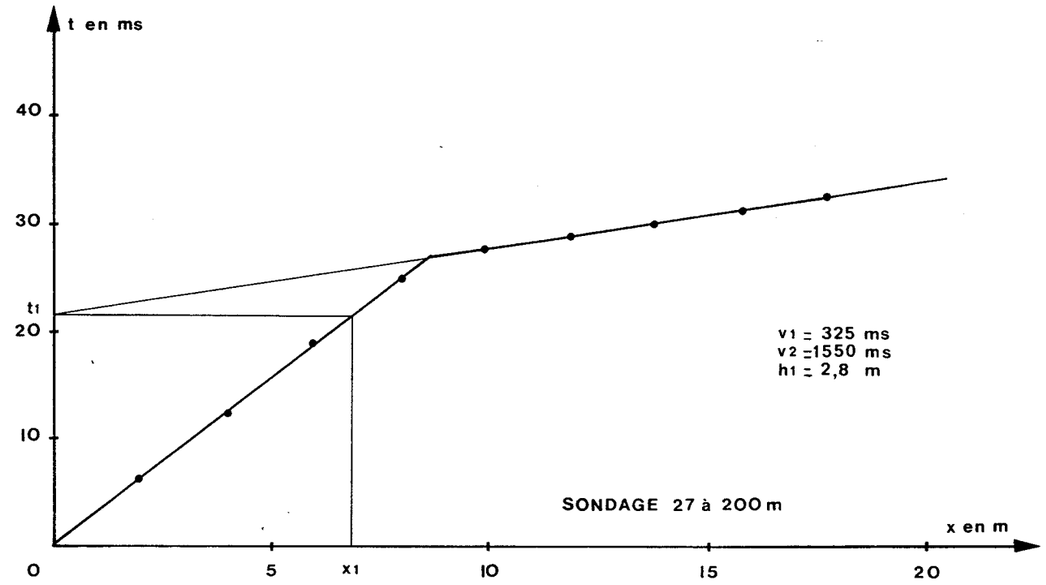
Pour chaque profil, l'évolution des temps en fonction de la distance à partir du rebord de la falaise est représentée par une courbe (t_t) pour les tirs transverses et une courbe (t_p) pour les tirs parallèles. La largeur de la zone décomprimée correspondant à un écart systématique des deux courbes apparaît ainsi directement.

L'implantation des profils a été évitée dans les zones sujettes aux principales causes de perturbations, à savoir :

- les zones fortement bombardées durant la dernière guerre. L'analyse des photographies aériennes de l'I.G.N. datant de 1947 a permis de définir approximativement leur extension ;

- les secteurs proches de vallons transverses et de grandes failles reconnues ;

- les zones à forte couverture argileuse (argile d'altération dans la région de Vierville ou argiles et grès du Planet dans la région du Bouffay).



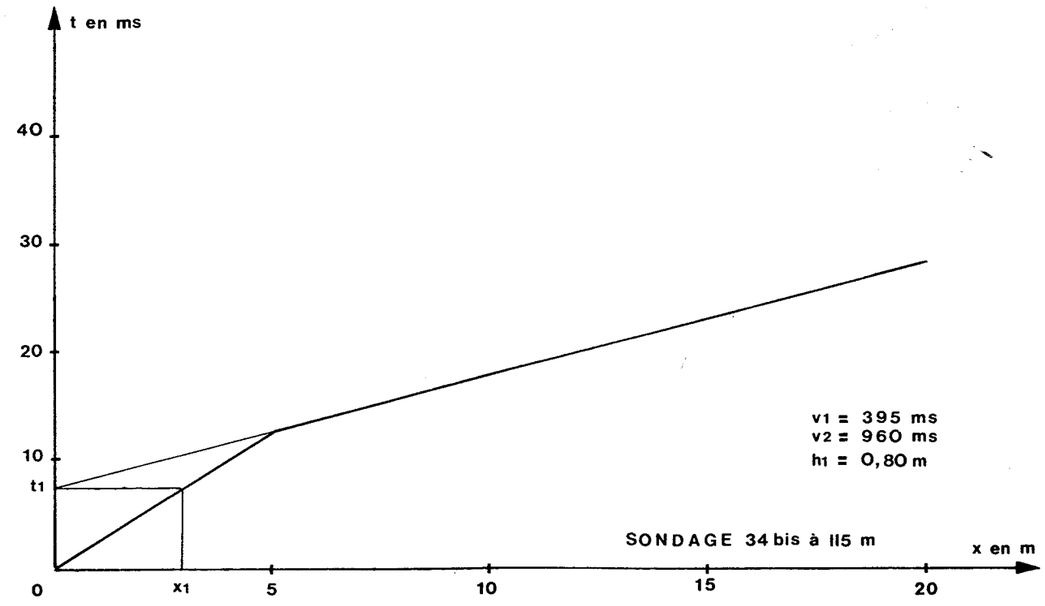


Fig. 45 : Sondages sismiques dans le Bessin.

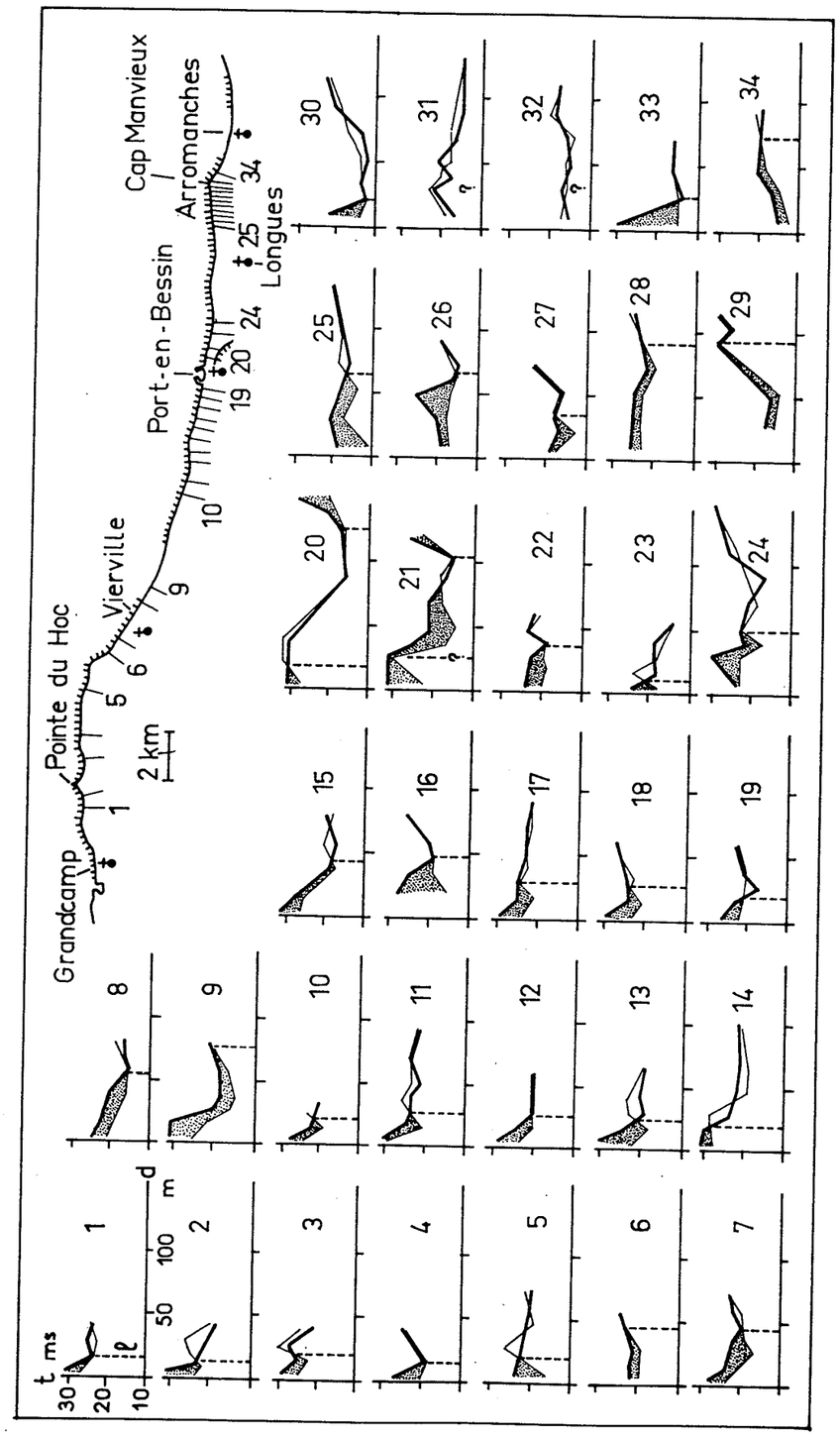


Fig. 46 : Localisation et présentation des trente quatre profils de mesures sismiques de comparaison des temps de propagation transverse et parallèle (représentation identique à la fig. 44b).

2.1.2.2. Les résultats

Trente quatre profils ont été réalisés entre Grandcamp et Arromanches (fig. 46). Leur longueur varie de 30 à 180 m.

La largeur de la zone décomprimée ressort nettement de la plupart des profils réalisés (fig. 46). Elle varie de 10 à 95 m. Malgré les précautions prises, il reste quelques profils difficilement interprétables (profils 31 et 32). Les profils 20 et 21 résultent d'une disposition particulière : au début du profil la décompression liée à la falaise vive est mise en évidence, à l'extrémité du profil la décompression liée à l'existence d'un versant parallèle à la côte tourné vers le sud (site particulier de Port en Bessin) est enregistrée.

Il est apparu intéressant d'établir la relation entre **la largeur décomprimée et la morphologie de la falaise**. Ainsi, la largeur décomprimée dépend de deux paramètres :

- de la **présence ou de l'absence des marnes en pied de falaise** ;

- de **l'épaisseur de la corniche calcaire.**

Ainsi le diagramme qui relie la largeur décomprimée à la variation d'épaisseur de la corniche calcaire fait apparaître deux groupes de résultats (fig. 47).

a. La falaise est entièrement entaillée dans les calcaires du Bessin

La largeur décomprimée LD augmente linéairement en fonction de la hauteur de la falaise calcaire Hc suivant la relation :

$$LD = 0.6\ Hc$$

A titre d'exemple une falaise calcaire de 20 m montre une largeur décomprimée de 12 m environ (fig. 47).

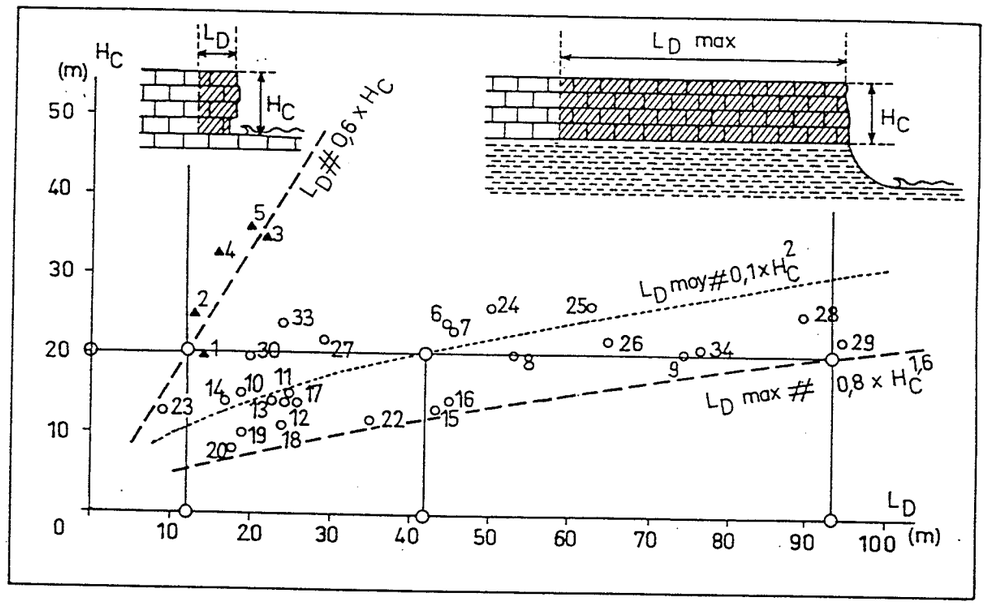
b. La falaise est constituée d'une corniche calcaire surmontant des marnes

Les chiffres font apparaître une largeur décomprimée beaucoup plus importante et soulignent l'influence considérable du soubassement marneux dans la décompression. En moyenne la largeur décomprimée LD augmente rapidement suivant une relation approximativement

$$LD = 0.1\ Hc^2$$

Pour une corniche calcaire de 20 m d'épaisseur surmontant des marnes, la largeur décomprimée moyenne est de l'ordre de 40 m.

Il faut noter la forte dispersion des valeurs de la largeur décomprimée qui nous paraît s'expliquer notamment par le fait que les mesures faites concernent une falaise en



Profils 1 à 5 : falaise calcaire sans soubassement marneux.
Profils 6 à 34 : corniche calcaire sur soubassement marneux.
LD : largeur décomprimée. Hc : hauteur de la corniche ou falaise calcaire.

Fig. 47 : Relation entre la largeur décomprimée et l'épaisseur de la corniche calcaire à partir des 34 profils de mesures sismiques réalisés.

évolution actuelle et que, compte tenu du recul de la falaise, la décompression n'est pas partout au même stade d'évolution.

A notre sens la relation précédente ne permet pas la définition d'un ordre de grandeur correct de la largeur décomprimée dans un but de prévision. Pour cette dernière, il semble souhaitable de retenir l'enveloppe maximale des points obtenus qui correspond à une relation approximativement

$$LD = 0.8\ Hc^{1.6}$$

A titre d'exemple pour une corniche calcaire de 20 m d'épaisseur surmontant des marnes, on peut prévoir une largeur décomprimée maximale de l'ordre de 95 m.

Ces chiffres montrent clairement l'ampleur de la zone décomprimée et soulignent l'influence importante de la présence des marnes sur la décompression des calcaires sus-jacents.

2.1.2.3. Essai comparatif sur les falaises du pays de Caux

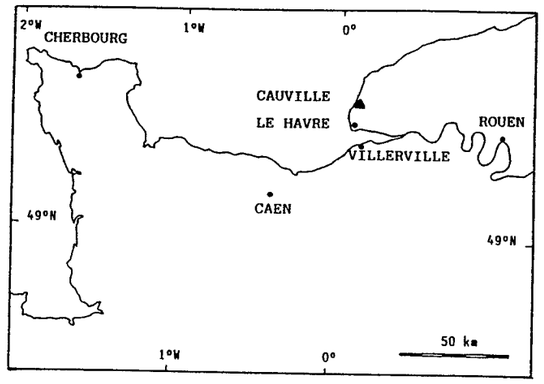
Pour valider et comparer les résultats obtenus précédemment, des investigations semblables ont été menées sur un site de falaises présentant des séries à caractéristiques lithologiques et mécaniques différentes.

Dans le pays de Caux, au sud du village de Cauville (Seine Maritime) (fig.48a), des tirs sismiques ont été réalisés selon le principe décrit précédemment. Ce travail a été mené en collaboration avec Ch. SINELLE du C.E.T.E de Rouen. Dans ce secteur, la falaise est constituée par une corniche de craie d'une vingtaine de mètres d'épaisseur reposant sur un niveau de glauconie et au dessous duquel on trouve successivement la gaize, les argiles du gault et les sables albiens (EVRARD M. et SINELLE Ch., 1980 et 1987). En raison du fort recouvrement de la corniche crayeuse par une formation d'argiles résiduelles à silex (10 à 15 m), l'utilisation d'un sismographe équipé de 12 géophones sur une base sismique de 60 m avec emploi d'explosifs, a été rendue nécessaire.

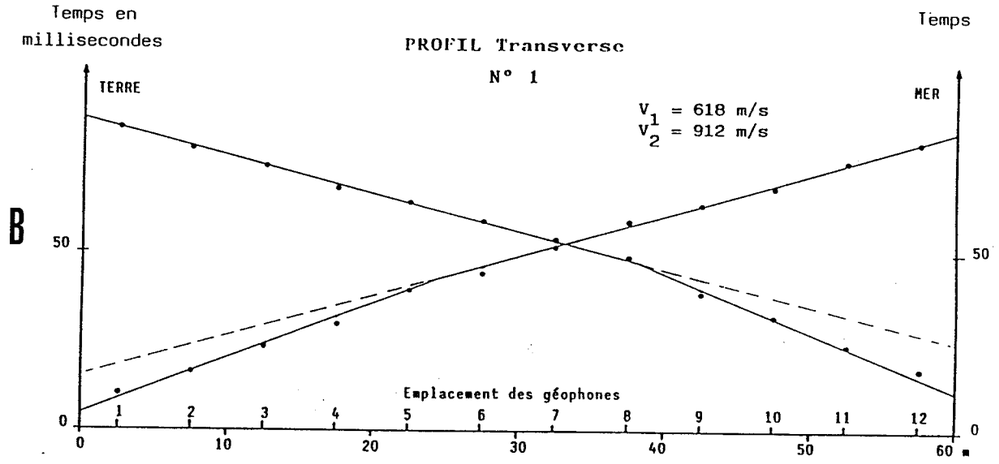
A partir des sismogrammes, sur lesquels sont portés les temps obtenus en tirs "directs" et en tirs "inverses" (fig. 48b), les vitesses vraies calculées, traversant le massif crayeux en tirs parallèles (P) ou en tirs transverses (T) à la falaise, ont pu être comparées (fig. 48c).

En tirs transverses, les vitesses de l'ordre de 900 m/s sont inférieures à celles obtenues en tirs parallèles, environ 1200 m/s, jusqu'à une distance, par rapport au rebord de la falaise vive, comprise entre 60 et 90 m. Au delà de cette limite, les vitesses sur les tirs parallèles et transverses sont semblables de l'ordre de 1500 m/s. Les vitesses faibles obtenues dans la craie décomprimée sont à rapprocher de celles trouvées par M. COULON (1986) en bordure de versant dans la région de Reims.

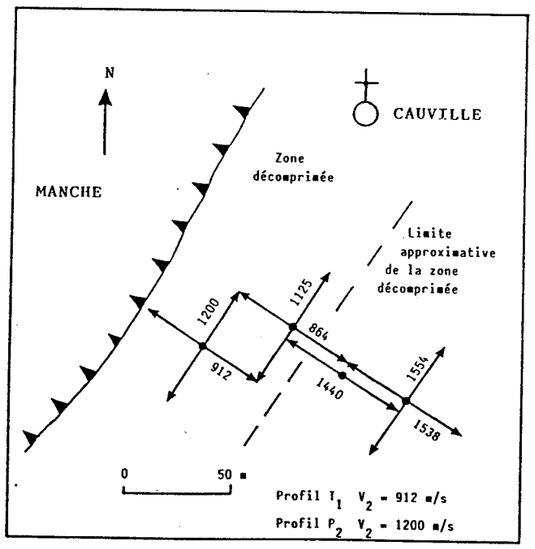
La limite de la zone décomprimée pourrait être précisée avec quelques tirs sismiques supplémentaires. Mais il s'agissait seulement de vérifier que la technique



A



B



C

Fig. 48 : Investigations sismiques dans les falaises du Pays de Caux. Localisation (A), sismogrammes (B) et comparaison des vitesses vraies en tirs parallèles P, et en tirs transverses T, (C).

était applicable à d'autres sites, ce qui est le cas puisque les ordres de grandeur de la largeur décomprimée d'une corniche de craie reposant sur un substratum déformable (sables et argiles) sont comparables à ceux obtenus dans le Bessin. Néanmoins, une telle entreprise demanderait bien sûr à être poursuivie sur un plus grand nombre de profils transverses à la falaise.

2.1.3. Etude d'une décompression fossilisée : la coupe du vallon du Pisseau

Le Pisseau est un ruisseau orienté nord-sud situé à 1,5 km à l'ouest d'Arromanches (fig. 49). Il entaille le plateau calcaire sur une profondeur de 8 à 10 m et se déverse en cascade à 20 m au dessus de l'estran. La falaise vive, orientée est-ouest, permet d'observer la morphologie du vallon et la nature de son remblaiement :

- la base de la falaise vive est constituée par 24 m de marnes de Port armées de petits lits calcaires ;

- le sommet est constitué par 10 m de calcaires du Bessin ;

- un paléo-vallon quaternaire a entaillé les calcaires du Bessin jusqu'au toit des marnes. Il a été remblayé par un limon à débris. Le ruisseau actuel se surimpose en se décalant légèrement vers l'Est par rapport à l'ancien talweg. Cette coupe permet d'observer les déformations liées à la décompression dans les versants du paléo-vallon :

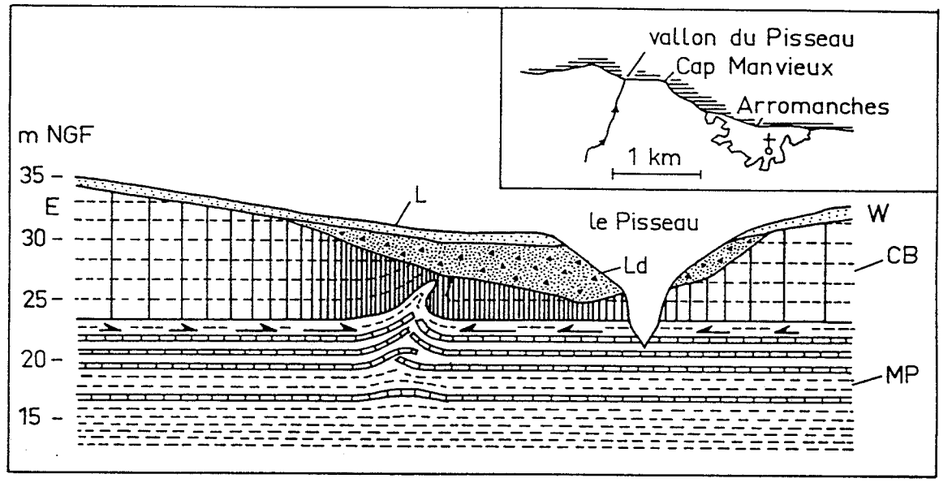
- une importante fissuration ouverte, orientée nord-sud parallèlement à l'axe du paléo-vallon, affecte les calcaires du Bessin. Elle est perceptible à l'observation directe jusqu'à une distance de 40 m de part et d'autre de l'axe ;

- une déformation plicative affecte la base des calcaires du Bessin et les marnes de Port sous le versant Est du paléo-vallon. Il s'agit d'un pli déversé d'une amplitude de 4 m environ, développé au contact marnes-calcaires. Vers le bas, ce pli s'amortit progressivement dans les marnes puis passe à un petit cisaillement plat encore perceptible à 7 m sous le toit des marnes. Le sommet de ce pli est tronqué par l'érosion avant le remblaiement du paléo-vallon.

Cette coupe met en évidence la liaison génétique entre la décompression par fissuration ouverte de la corniche calcaire et le fluage des marnes sous-jacentes vers la zone de déchargement correspondant à l'axe du paléo-vallon. Le déplacement peut être estimé à 2,50 m environ pour chaque versant.

Ce déplacement latéral se matérialise dans les calcaires par l'ouverture des fissures. Il correspond dans les marnes à un cisaillement banc sur banc diffus qui n'apparaît pas à l'échelle macroscopique. Ce cisaillement diffus des marnes, au niveau des deux versants décomprimés, est compensé par les déformations plicatives visibles dans la partie centrale.

Il faut noter enfin que cette décompression affecte une largeur de l'ordre de 40 m de part et d'autre de l'axe du paléo-vallon, soit environ 4 fois l'épaisseur de la corniche calcaire. Cette valeur est comparable aux valeurs maximales prévisibles par la prospection sismique.



MP : marnes de Port. CB : calcaires du Bessin. Ld : limons à débris. L : limons. Les flèches matérialisent la zone de cisaillement diffus dans les marnes associée à la décompression de calcaires représentée schématiquement par des hachures verticales (échelle horizontale et verticale identique).

Fig. 49 : Coupe naturelle du vallon du Pisseau exposée dans la falaise actuelle à l'ouest d'Arromanches montrant des relations fossilisées entre un fluage des marnes et une décompression des calcaires du Bessin.

2.1.4. Conclusion

Cette étude montre clairement que pour une évaluation de la stabilité des falaises comportant des marnes en pied, il faut prendre en compte l'importance des modifications mécaniques du comportement des marnes soumises au fluage, ce dernier étant mis en évidence indirectement par la décompression des calcaires sus-jacents.

L'étude sismique montre l'importance de cette zone décomprimée à l'arrière des falaises. En particulier, la présence des marnes en pied de falaise augmente considérablement le volume décomprimé derrière la falaise.

Les relations empiriques proposées qui relient la largeur décomprimée à l'épaisseur de la corniche calcaire, en présence ou en absence des marnes, permettent, pour un profil lithologique donné, de prévoir les volumes concernés par la décompression.

Cette décompression constatée dans la coupe du Pisseau est associée à un cisaillement diffus dans les marnes, probablement lent (fluage) et susceptible d'altérer profondément la résistance des marnes au cisaillement.

Pour les calculs de stabilité, il convient de prendre en compte systématiquement, à l'intérieur des volumes décomprimés, **les caractéristiques mécaniques résiduelles au lieu des caractéristiques de pic**, ce qui a été d'ailleurs vérifié à l'occasion des modélisations effectuées dans la région de Port en Bessin sur des cercles de rupture (2ème partie,chap. IV).

2.2. Localisation des secteurs menacés de recul

En dehors des zones soumises à une reprise ou à une réactivation des mouvements sur le talus marneux, la zone potentiellement instable, dans laquelle la probabilité d'apparition des mouvements est forte, est déterminée à partir du zonage établi par la prospection sismique. Ce zonage apparaît dans une première approche suffisante, en effet tous les mouvements de terrain recensés, grâce à la comparaison des photographies aériennes verticales ou du suivi en continu de l'évaluation des falaises par photographies obliques et levés morphologiques (1ère partie, chap.II), s'inscrivent dans l'enveloppe du volume décomprimé. Mais, il faut tout de même nuancer car certaines zones apparaissent à court terme **plus dangereuses** que d'autres.

Les observations morphologiques de l'ensemble de la falaise vive entre Grandcamp et Saint Côme de Fresne montrent par exemple :

- des **surplombs** avec une fracturation ouverte importante dans le secteur du Cap Manvieux et dans celui de la Pointe du Hoc ;

- des **panneaux calcaires décollés** de la corniche sous l'effet du fluage du soubassement marneux dans le secteur de Longues sur mer ;

- de **nombreux blocs** calcaires ou marneux désolidarisés et en équilibre précaire

sur l'ensemble des falaises...

Dans ces cas précis, et compte tenu de la connaissance acquise sur ces différents phénomènes par l'observation des empreintes laissées, l'emprise sur le plateau (c'est-à-dire le recul du trait de côte) est facilement prévisible. Par exemple, un surplomb cartographié par nos soins en 1984 s'est écroulé quelques mois plus tard en créant une entaille d'une cinquantaine de mètres de longueur sur 15 m de profondeur.

La prévision spatiale -à l'échelle humaine ou plus- nécessite de faire appel à la notion de période d'évolution nommée assez souvent et injustement par de nombreux auteurs le "**cycle d'évolution**".

En effet, il a été montré que l'évolution d'une falaise a un déroulement "cyclique", selon lequel l'érosion est permanente mais le recul s'effectue par à-coups (PASKOFF R., 1985), ce qui pose le problème de la représentativité de la période d'observation considérée. Le phénomène sera surestimé si des événements de grande ampleur se produisent ou au contraire sous-estimé. (HUTCHINSON J.N., 1973).

La durée du "cycle d'évolution" d'une falaise vive et de chaque étape intermédiaire est fonction de la morphostructure, de la résistance des matériaux et de son exposition par rapport à l'action des houles... Ainsi une falaise entaillée dans des matériaux résistants subit une érosion lente et un faible déblaiement des éboulis sur une période longue. A l'inverse, une falaise constituée de matériaux argileux ou marneux à sa base connait une érosion rapide avec un déblaiement aisé des éboulis, et sa période d'évolution est donc rapide.

A partir des observations précédentes (chap. II et chap. III), l'évolution des falaises sous l'action des processus morphogéniques et subaériens peut être schématisée en trois phases :

- dans la première, la falaise est dite **jeune**, elle va se dégrader lentement sous l'action des agents continentaux et marins par une érosion lente dont l'aboutissement est une seconde phase critique où la falaise est dite **vieille**, sous-cavée, fracturée, en équilibre limite. A ce stade, la falaise est dangereuse et peut évoluer rapidement par glissements, par écroulements ou par effondrements brutaux... Ensuite, elle connait une troisième phase de pseudo-stabilité, **protégée** par des éboulis développés à son pied, ces derniers seront progressivement enlevés par la mer.

Le site d'Etretat peut être pris comme exemple, il ne paraît pas se modifier (NESTEROFF W. et MELIERES F., 1967) en raison d'une qualité exceptionnelle de la craie qui déterminerait un "cycle" de destruction s'étalant sur plusieurs centaines d'années (EVRARD H. et SINELLE Ch., 1987). Par contre, selon les mêmes auteurs, une période de trente ans suffira pour provoquer un écroulement et déblayer les éboulis à Saint-Valéry-en-Caux.

A travers ces deux cas, il peut être avancé que le "cycle" est d'autant plus long que le recul sera faible. Ainsi les déterminations n'ont de signification que si elles résultent d'observations portant sur des laps de temps suffisamment longs intégrant la

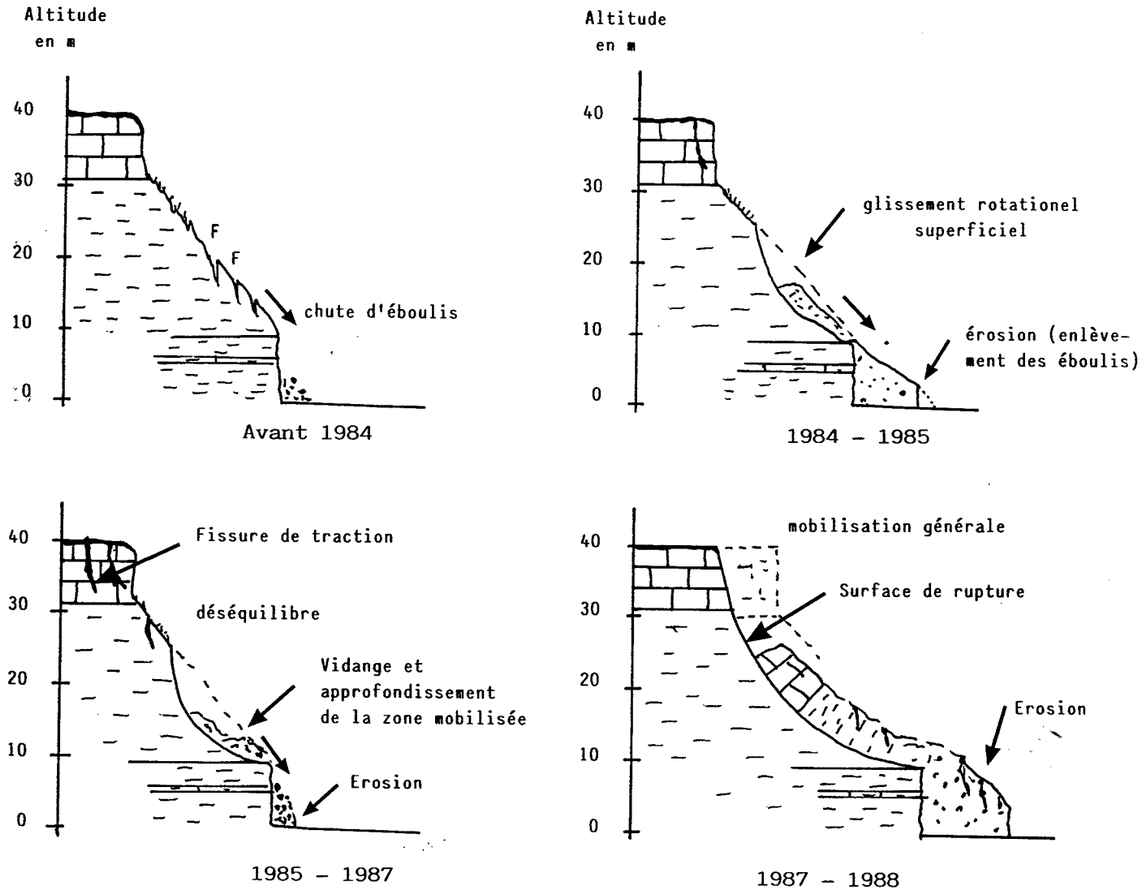


Fig. 50 : Evolution de la falaise entre Saint Côme de Fresné et Arromanches entre 1984 et 1988 d'après photographies aériennes obliques.

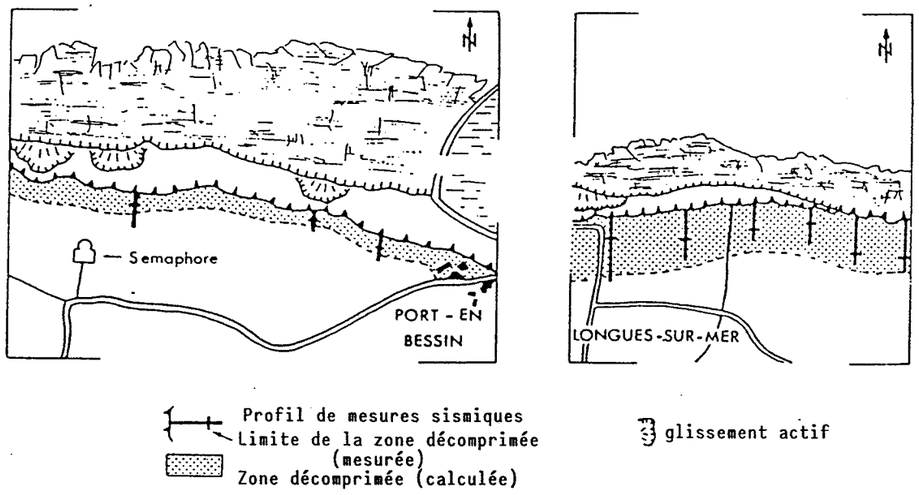


Fig. 51 : Exemples de cartographie de la largeur de terrain décomprimé à Port en Bessin et à Longues sur Mer.

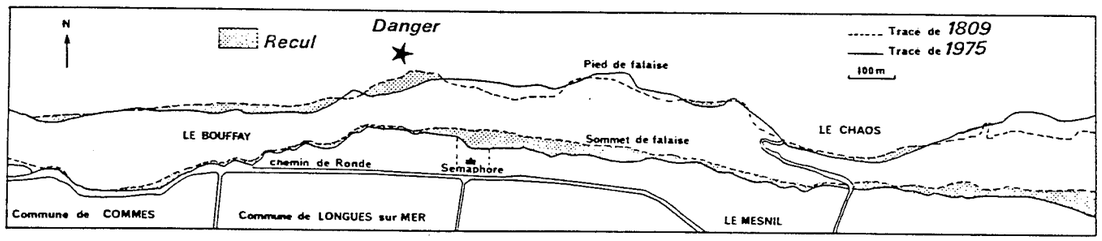


Fig. 52 : Secteurs dangereux dans la région du Bouffay mis en évidence par la comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1875.

période entière d'évolution (PASKOFF R., 1985).

Dans le Bessin, la durée des périodes d'évolution apparaît longue car étalée sur plusieurs décennies à quelques siècles. Les documents photographiques montrent que, dans le cadre d'une période d'observation relativement courte d'environ **quarante années, en un même lieu, deux événements majeurs ne se succèdent pas**. Le déblaiement des éboulis calcaires correspondant à la phase préparatoire de l'instabilité est fort long, mais des précisions doivent être apportées :

- dans le cas d'un écroulement de surplomb, par exemple à l'est du Cap Manvieux, le sous cavage par le déblaiement des matériaux marneux s'est produit sur 4 à 5 années. Actuellement, la fragmentation et la dispersion des éboulis calcaires se produit lentement comme l'attestent les nombreux blocs calcaires jonchant le pied de falaise. Ils apparaissent patinés, de couleur sombre et sont issus des écroulements ou des effondrements anciens historiques cartographiés et localisés grâce aux photographies aériennes verticales. Il est possible alors d'avancer que pendant une période relativement longue, plusieurs dizaines d'années, le pied de falaise sera protégé par ces éboulis calcaires ;

- un glissement rotationnel comme celui qui s'est produit entre Saint Côme et Arromanches, peut survenir sur des petits glissements rétrogressifs affectant la base du talus marneux (fig. 50) car l'enlèvement des éboulis provoque un approfondissement de la zone mobilisée et crée un déséquilibre au sommet du versant marneux. Entre 1987 et 1988, il y a eu mobilisation générale du versant avec recul du sommet de la falaise. Parallèlement, la mer déblaie facilement les éboulis marneux. La même évolution est remarquée sur le littoral entre Commes et Colleville.

A partir de ces différentes observations, la détermination d'un zonage avec une estimation de plusieurs niveaux de risque est délicate. Ce zonage peut seulement faire apparaître :

- les zones stables, situées au delà du volume décomprimé maximal déterminé par sismique réfraction, dont deux exemples ont été donnés (fig. 51) à l'ouest de Port en Bessin et sur la commune de Longues sur mer in J.C. FLAGEOLLET et Al. (1987) ;

- les zones dangereuses ou menacées de recul, c'est-à-dire les secteurs qui ont subi un fort recul du pied de falaise déterminé par comparaison des plans cadastraux (chap. II) à savoir par exemple une première zone située à l'ouest de l'ancien sémaphore de Commes et une seconde au chaos de Longues sur mer (fig. 52) ;

- les secteurs dangereux pour les raisons citées précédemment (surplombs, ect...) et enfin les secteurs où l'activité paraît avoir été constante : la base du talus marneux entre Colleville-Longues sur mer et Arromanches-Saint Côme de Fresné, l'ensemble de la falaise à l'est de Saint Honorine, le secteur compris entre le Raz de la Percée et Vierville.

Dans l'immédiat, ces secteurs ne menacent aucune construction privée ou publique, les aménagements étant établis assez loin du rebord de la falaise, à l'exemple

de la construction récente du nouveau sémaphore de Port en Bessin installé à plusieurs centaines de mètres de la falaise. Le véritable danger concerne principalement les promeneurs qui parcourent le "chemin" du littoral plus ou moins entretenu qui longe le sommet de la falaise (proximité des surplombs...) ou les pêcheurs à pied et les amateurs de fossiles qui s'approchent à marée basse de la base de la falaise, à cause des chutes de pierres de toutes tailles.

Une information des dangers encourus sera indispensable sur l'ensemble des voies d'accès à la mer, et des descentes (cordes, escaliers,...) comme par exemple celle faite sur les falaises d'Irlande (WILLIAMS A.T. et HOWDEN J.C.W., 1984).

3. Villerville et Cricqueboeuf

La prévision spatiale dans ce secteur se résume aux problèmes de l'extension des "cirques" en glissement de type régressif qui s'effectue par à coups sous la forme d'amphithéâtre. Cette extension de la zone mobilisée entraînerait de graves dégâts à la route et aux maisons situées en bordure de celle-ci. Mais l'enjeu le plus important est tout de même l'avenir du bourg de Villerville. Ce dernier peut-il être atteint à court terme par des phénomènes d'instabilité liés à l'extension latérale des deux cirques qui le ceinturent ? Mais surtout existe-t-il des risques d'un mouvement généralisé du versant entier y compris celui qui supporte l'agglomération, comme cela se produit dans les deux cirques ?

3.1. Le bourg de Villerville

Une approche géomorphologique avait conduit J.C. FLAGEOLLET et E. HELLUIN (1984), à une cartographie des zones exposées aux risques de mouvements de terrain tenant compte de la présence des panneaux de craie à base de sables glauconieux (voir précédemment). L'observation d'une coupe naturelle à la base de la falaise, entre deux murs de soutènements et au dessus de la digue de protection leur avait permis de conclure que le "substratum" du bourg de Villerville est constitué par le remplissage d'une paléovallée par des formations superficielles quaternaires de type heads, sables et limons. Cette hypothèse, en opposition avec celle antérieurement avancée, celle de l'existence d'un gros panneau de craie reposant sur les marnes, (PAREYN C. et Al., 1982) devait être vérifiée pour lever les incertitudes liées à la nature du soubassement géologique du bourg et estimer le degré de risque d'instabilité.

Pour ce faire, un sondage de reconnaissance à la tarière d'un diamètre de 160 mm, a été réalisé, par le C.E.T.E. de Rouen, dans l'axe du vallon de Villerville, dans le centre du bourg.

Ce sondage ST6 dont la tête est située à une altitude de 27,00 m IGN 69 a été poursuivi pendant 20 m de profondeur jusqu'au refus sur des marnes bleues compactes à une altitude d'environ 7,00 m IGN 69 (fig. 53).

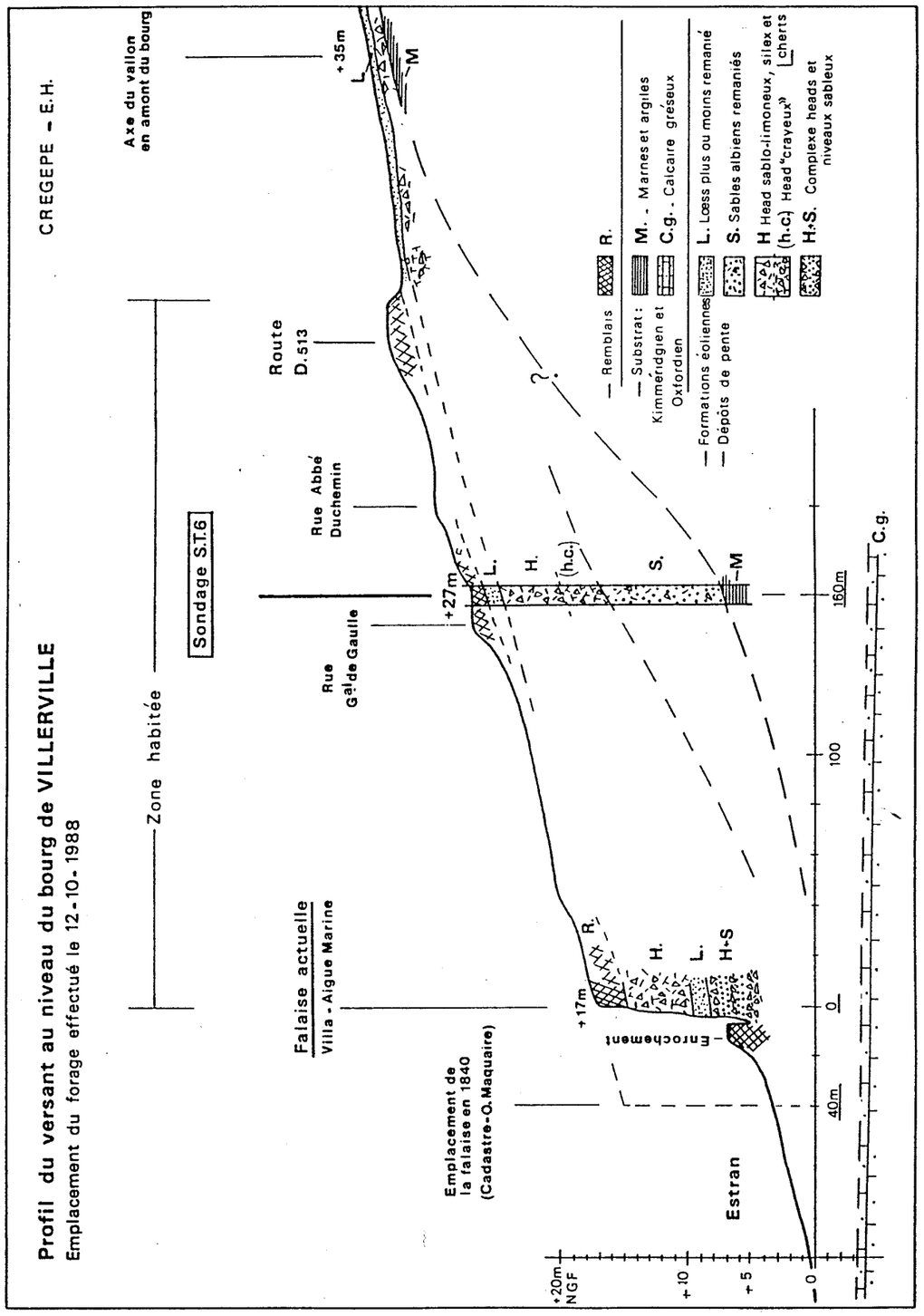


Fig. 53 : **Géologie du bourg de Villerville : Profil schématique dans l'axe du vallon.**

Les formations traversées sont successivement les suivantes :

- de 0 à 1,00 m : remblais

- de 1 à 2,00 m : loess calcaire avec nombreux petits éclats de silex ;

- de 2 à 9,50 m : Head à matrice sablo-limoneuse glauconieuse, verdâtre, avec éclats de silex et de cherts d'un diamètre de l'ordre de 2 à 3 cm et parfois 5 cm.
Quelques fragments de craie sont trouvés ainsi que des lentilles argileuses. Entre 7,20 et 9,50 m, les fragments de craie sont plus nombreux et noyés dans une formation limono-sableuse glauconieuse ;

- de 9,50 à 19,70 : sables albiens remaniés de couleur vert émeraude avec une alternance de passées argileuses principalement entre 9,50 et 11,00 m. Cette formation sableuse contient de nombreux petits fragments et éclats de silex. A partir de 16,00 m les sables deviennent plus grossiers ;

- de 19,70 à 20 m : marnes bleues compactes. Refus.

Sur le profil géologique schématique (fig. 53) mené dans l'axe du vallon, la concordance et le raccord des différentes formations rencontrées lors du sondage avec celles cartographiées sur la falaise par J.C. FLAGEOLLET et E. HELLUIN (1984) peuvent poser quelques problèmes :

- d'une part, la tarière ne permet pas de voir si le sable est remanié ou non. Il faudrait pour cela plusieurs sondages pour trancher et carotter le contact sable-argile. Ces sables albiens, que nous pensons remaniés en raison des nombreux petits fragments et d'éclats de silex qu'ils contiennent, n'ont pas été trouvés en pied de falaise mais peuvent toutefois être situés en profondeur et masqués par les ouvrages de défense contre la mer. Ce dépôt est de forme prismatique plaqué sur une ancienne falaise marneuse dont le profil longitudinal n'est pas connu ;

- d'autre part, la difficulté à relier les différentes formations relevées précisément sur la falaise avec celles rencontrées dans le sondage provient du fait que ce dernier réalisé à la tarière hélicoïdale détruit les structures et mélange les différents petits lits ou bancs sédimentaires. Quoi qu'il en soit, la nature des formations est très proche. Le head est seulement beaucoup plus crayeux entre 7,20 et 9,50 m de profondeur dans le sondage que sur la coupe de la falaise. Les analyses et l'interprétation chronostratigraphique sont actuellement en cours (travail de thèse 3ème cycle d'E. HELLUIN).

Aucun panneau de craie n'a été traversé dans l'axe du vallon. L'allure régulièrement inclinée de la pente du bourg, pour partie sans doute issue des travaux de construction, s'accorde bien avec la pente (en valeur et en direction) des surfaces d'accumulations des heads littoraux normands. Les panneaux de craie existent toutefois

sur le flanc du cirque des Graves, visibles sur l'escarpement vertical au niveau du blockhaus et de la villa "Le Bouloir", ce qui confirme parfaitement l'hypothèse émise par J.C. FLAGEOLLET et E. HELLUIN (1984) sur l'existence d'un remplissage d'une paléovallée par des formations superficielles quaternaires. Ainsi, à Villerville même, les supposés panneaux de craie accompagnés de leur coussin de sable glauconieux reposant sur les argiles et les marnes comme dans le cas des deux cirques soumis à l'instabilité, sont bénéfiquement remplacés par une formation sableuse perméable qui permet d'expliquer la stabilité actuelle de Villerville et de rassurer sur son avenir. Toutefois, la poursuite des désordres dans les deux cirques (fosses du Macre et cirque des Graves) pourra provoquer à terme des problèmes d'instabilité sur les deux flancs du bourg, par extension latérale de la zone en mouvement.

3.2. Extension des zones en mouvement

Les risques d'extension, par glissements régressifs, de la zone instable ont été mis en avant dès les premières études (MASSON M. et Al., 1970 ; MASSON M., 1973 et 1976 ; PAREYN C. et Al., 1982 ; FLAGEOLLET J.C. et HELLUIN E., 1984 et 1987,...). L'extension probable des glissements à des zones jusque là épargnées est une évidence, celle-ci est attestée par de nombreux exemples tel le glissement de janvier 1982 qui a provoqué de nombreux dégâts ou le dernier glissement majeur de février 1988 qui a entraîné la destruction de la villa "Les Préfailles" à l'amont de la couronne limitant initialement la zone des désordres. Latéralement, vers l'est la zone mobilisée tangente dangereusement la villa "Les Etincelles" (HELLUIN E., 1988 ; MAQUAIRE O., 1988). Cette extension se produit à l'occasion d'accélérations subites faisant suite à des périodes plus ou moins longues de mouvements précurseurs de faibles amplitudes.

Ainsi, il apparaît qu'avant les mouvements importants de janvier 1982, la villa "Chanteclair", maintenant détruite, s'était déformée lentement pendant les six années précédentes (PAREYN C., 1982). De même, pendant les trois années de surveillance, les désordres importants ont été observés dans les fosses du Macre, à Cricqueboeuf. Les mouvements précurseurs en tête du glissement mesurés dès octobre 1987 ont montré clairement la phase d'accélération des déplacements avant la mobilisation générale du 12 février 1988 (MAQUAIRE O., 1988).

L'extension de la zone en mouvement est donc provoquée par la vidange progressive de la partie aval qui occasionne, depuis l'escarpement principal, des déséquilibres et un déchaussement progressif des panneaux de craie situés à l'amont.

La vitesse du recul de l'escarpement ne peut être évaluée de manière précise. Par contre une approche géomorphologique permet de déterminer le lieu où cette extension a le plus de chance de se produire.

3.2.1. Les différentes cartographies

L'observation des formations et de la morphologie des versants a été à la base de l'élaboration de la carte ZERMOS de Trouville (MAHIEU J.L. et GUILLOPE P., 1976 ; PORCHER M. et GUILLOPE P., 1979). Le zonage a été basé sur six classes : deux zones en **rouge** (foncé et clair) indiquant les zones soumises à des mouvements actifs

ou des zones d'instabilité déclarée (cicatrices d'arrachements récentes,...). Deux zones **intermédiaires** en **orange** (de risque potentiel avec possibilité de mouvement) avec deux nuances. Une zone **orange foncé** où la probabilité de mouvement est élevée et dans laquelle les facteurs d'instabilité sont défavorables alors que, la zone en **orange clair** (zone sensible et de stabilité précaire) indique des conditions plus favorables avec toutefois des précautions à prendre pour éviter de modifier l'équilibre précaire. Enfin, deux zones **vertes**, l'une en **clair** correspondant à une zone stabilisée par le couvert forestier dont la modification peut remettre en cause l'équilibre général du versant et l'autre en **foncé** correspondant au terrain stable sur le plateau.

Le zonage de la carte ZERMOS a été repris à la lumière des observations des formations superficielles et des déplacements (FLAGEOLLET J.C. et HELLUIN E., 1984) indiquant le sens de la propagation des mouvements. Celle-ci est régressive vers l'amont selon un axe sud-nord légèrement oblique à la pente principale du versant, en partant du secteur proche du littoral à l'ouest de Villerville, dont les panneaux ont disparu au cours des glissements antérieurs. La cartographie des zones exposées aux risques de mouvements de terrain tient compte de la présence ou de l'absence des panneaux de craie avec leur base glauconieuse. Le zonage en 8 zones distinctes fait apparaître un liseré d'une largeur de l'ordre de 50 m correspondant à l'élargissement de la zone 1 autour de la zone où les risques de poursuite des désordres majeurs sont évidents.

Le P.E.R. des communes de Trouville, Villerville et Cricqueboeuf en cours d'établissement à l'échelle du 1/5000ème a conduit à l'élaboration d'une carte d'aléas comportant 3 niveaux de risques. Un extrait du secteur des fosses du Macre, dans la commune de Cricqueboeuf a été publié in J.C. FLAGEOLLET (1988) un autre exemple est donné in CHAMPETIER DE RIBES G. (1987). Actuellement, le PER n'est toujours pas publié et suit la procédure administrative.

Sur la carte d'aléas, la zone à risque élevé (de niveau 3) correspond à celle des mouvements actifs de grande ampleur à laquelle est ajoutée une bande de largeur variable où les mouvements sont potentiels. Le pourtour de la zone active est appelé à être progressivement déstabilisé, la largeur de cette bande est fonction des conditions morphostructurales. Par exemple, elle est plus large en amont de la couronne, en particulier, là où la limite des glissements s'approche du pied des falaises crayeuses (cas d'Hennequeville) ou dans les zones où l'alimentation en eau est forte.

La zone de niveau 2 à risque moyen est constituée également par une bande de terrain parallèle à la limite précédente et dans laquelle les mouvements sont potentiels.

La zone de niveau 1 à risque faible recouvre l'ensemble du versant jusqu'à la limite supérieure avec le plateau sur lequel le risque présumé est nul.

Cette solution tient compte des possibilités de révisions des POS et également des PER lorsque de nouvelles données apparaissent comme à la suite du glissement de février 1988 à Cricqueboeuf. Ce zonage consiste donc à déterminer autour du glissement **une double garde** :

- une première zone d'extension de même niveau d'aléas que le grand glissement actif ;

- une deuxième zone au niveau juste inférieur qui pourra, selon l'évolution du phénomène, faire l'objet d'une révision du PER et repasser au niveau supérieur (CHAMPETIER DE RIBES G., 1987).

3.2.2. Discussion

La détermination de la largeur optimale de la bande de risque fort et moyen (choisie ici de quelques dizaines de mètres) tout autour de la zone active et correspondant à une extension régressive des glissements, prévisible à moyen terme, est délicate. En effet, celle-ci doit être admise par la collectivité locale et donc ne pas apporter trop de contraintes au POS, tout en évaluant le mieux possible ce risque d'extension.

Il est donc indispensable de se poser les deux questions suivantes :

- la bande doit-elle être tracée parallèlement à la limite du glissement ? ;

- qu'elle doit être sa largeur optimale ?

A la première question, des réponses peuvent être données en se basant sur les observations faites en janvier 1982 à Villerville-Cricqueboeuf et à Cricqueboeuf en février 1988 où l'on a vu, lors de ces événements majeurs, que les flancs ont peu reculé alors que l'amont a beaucoup plus reculé. Il est donc possible de maintenir pour l'avenir cette même proportionnalité.

Pour répondre à la deuxième question, il est indispensable d'analyser les différentes positions de la couronne de glissement en se basant sur l'évolution historique du versant. Puisqu'il a été montré qu'un recul de la couronne est observé lors des événements majeurs, cela revient à étudier qu'elle est la durée d'une accalmie et du moment de la reprise des mouvements majeurs.

Avant janvier 1982, au droit du chemin des Graves il est possible d'admettre que la couronne correspondait à l'escarpement subvertical de 10 à 12 m de dénivellation. Quelle est donc la date de la formation de cet escarpement ?

Si l'évolution du versant et la formation des deux cirques entourant le bourg de Villerville se sont produits certainement à Holocène, après la régularisation du versant achevée à la fin du Pleistocène, l'évolution historique reste encore à ce jour très incertaine. En effet, il est difficile de se caler et de faire référence à des documents cartographiques, à des écrits ou à des rapports anciens des deux ou trois siècles passés. Dans l'état actuel des recherches historiques, les éléments avancés, par certains pour juger de l'évolution des cirques les 200 dernières années, sont loin d'être vérifiés. En effet, il est couramment admis que les modifications de la topographie depuis un à deux siècles, au niveau du cirque des Graves, ont entraîné une dénivellation de 10 à 12 m sur le chemin des Fondrières qui se rétrécit et dont le tracé est tortueux. Pour étayer cette

hypothèse, certains avancent qu'au milieu du 19ème siècle cette voie d'accès a relié Trouville à Honfleur et quelle était empruntée par les "carrioles" qui faisaient escale à Villerville en venant du plateau. Un texte de G. FLAUBERT a été souvent cité en appui à cette hypothèse. Le seul texte de cet auteur intéressant la région est un récit de voyage effectué de mai à juillet 1847 dans lequel la brièveté de son récit[2] ne permet pas de tirer de quelconques conclusions sur l'état du versant et du chemin à cette époque. La seule certitude est donnée par le tracé du chemin des Fondrières sur le cadastre de 1829, qui apparaît beaucoup plus régulier et rectiligne que maintenant. De même, il n'y a aucune certitude sur la date de la création du C.D. 513 entre Trouville et Honfleur, pour certains, celle-ci est relativement récente et date du milieu du 19ème siècle. Le chemin est peut être beaucoup plus ancien, il est d'ailleurs inscrit sur le cadastre de 1829, et les relations entre Trouville et Honfleur se faisaient peut être par cette voie. L'emprunt du chemin des Fondrières, il y a 150 années, par les carrioles, n'est donc pas certain, mais il n'est pas non plus à priori rejeté.

Si l'on admet que l'escarpement et les deux cirques sont âgés de moins de 200 années, il faut reconnaître que la vidange est énorme et que les volumes de matériaux disparus sont colossaux. En planimétrie les seules valeurs chiffrées, sur les déplacements à long terme, sont fournies grâce à la comparaison des plans cadastraux (chap. II) qui indique des vitesses moyennes annuelles s'échelonnant de 15 cm à 2 cm de l'aval vers l'amont.

Si tel est le cas, il faut donc admettre que la vidange s'est produite par déplacements lents et non brutaux comme lors des événements majeurs de 1982 ou de 1988 car les recherches exhaustives menées par E. HELLUIN auraient sans aucun doute permis de retrouver quelques indices ou témoignages relatifs à de tels événements brutaux.

3.4. Conclusion

La détermination précise des zones susceptibles d'être atteintes par des phénomènes d'instabilité, est donc très délicate. Mais, à partir des observations morphologiques, des suivis des déplacements de ces dernières années, des informations contenues dans des études antérieures et des recherches historiques sur les événements anciens, **il est possible de limiter raisonnablement les zones à risque fort ou moyen, selon une bande de terrain de quelques dizaines à une centaine de mètres**, autour des zones d'instabilité déclarée dans lesquelles les risques sont forts. Cette solution adoptée pour l'élaboration du PER, tient compte des possibilités de révision des POS et du PER proprement dit à la suite d'événements. Toutefois, ce zonage peut faire apparaître à long terme une sous estimation du risque, puisque la stabilisation du versant est loin d'être certaine, bien au contraire dans la mesure où l'on assiste à une activité quasi-permanente depuis plusieurs dizaines d'années. En l'absence de confortements, la poursuite des désordres entraînera avec **certitude** la rupture de la route, et à très long terme le risque d'une déstabilisation de la corniche elle-même.

2. "Par les champs et par les grèves" récit de voyage effectué de Mai à Juillet 1947 avec Maxime Du Camp. Ce dernier a d'ailleurs rédigé les chapîtres pairs de l'ouvrage. Extrait du Chap. XII p. 238; Voyage de Dives vers Honfleur "Cricquebœuf, nous n'entrons pas; Villerville, que nous traversons seulement. Nous faisons descendre nos chevaux par les chemins des douaniers. -Dîner chez M. Quetier..."

A l'heure actuelle, il est difficile de dire en combien de fois et sur quelle durée, ce phénomène régressif pourrait s'étaler.

Historiquement, les villas construites de part et d'autre du C.D. 513 avaient tenu compte de la localisation des secteurs sensibles, en sous estimant malheureusement les possibilités d'extension.

Devant cette incertitude et pour ne pas faire peser trop de contraintes sur les POS, la cartographie des zones à risques peut être révisée en fonction de l'évolution constatée. Pour éviter tout risque concernant les personnes ou les biens, il faudrait poursuivre les suivis selon un réseau de surveillance allégé servant de système d'alarme.

Dans le bourg de Villerville, les supposés panneaux de craie accompagnés de leur coussin de sable glauconieux reposant sur les argiles et les marnes, comme dans le cas des deux cirques soumis à l'instabilité, sont ainsi bénéfiquement remplacés par une formation sableuse perméable qui permet d'expliquer la stabilité du bourg et de rassurer sur son avenir. Toutefois, la poursuite des désordres dans les deux cirques (Fosses du Macre et Cirque des Graves) pourra très certainement entraîner à terme des désordres sur les flancs, comme cela s'est déjà produit par le passé par extension latérale de la zone en mouvement.

Deuxième Partie

ANALYSE DES DEPLACEMENTS ET DES FACTEURS D'INSTABILITE EN VUE D'UNE PREVISION TEMPORELLE

Chapitre I
LA MESURE DES DÉPLACEMENTS

De manière générale la mesure des déplacements est entreprise pour déceler les zones de déplacements faibles, et cartographier la zone active en l'absence d'indices de surfaces évidents. De plus, l'évaluation des volumes mobilisés, pour les calculs de stabilité nécessite la détection précise de la ou des surfaces de glissement. La chronologie des déplacements, c'est à dire les différentes phases cinématiques - accélération, ralentissement ou arrêt- doit être approchée au mieux pour être recalée avec les paramètres hydroclimatiques et pour établir un modèle prévisionnel.

Les dispositifs de mesure ont dû tenir compte de plusieurs critères, répondre à la fois aux ressources financières limitées et s'adapter aux caractéristiques physiques du site fortement boisé et construit, tout en permettant :

- une détermination rapide, dans un délai de quelques jours, du déplacement "absolu" de nombreux points disposés sur environ soixante hectares ;

- une précision de la mesure de l'ordre de un à deux centimètres, en raison des ordres de grandeur du déplacement relatif moyen annuel de quelques centimètres mesuré antérieurement par fissurométrie entre juin 1982 et octobre 1983 (HELLUIN E., 1983b) ;

- une perénnité du système, appelé à résister aux effets du temps et du vandalisme pendant une période de plusieurs années.

1. Choix de la méthode et des instruments

La surveillance de plusieurs grands glissements, en France ou à l'étranger, durant ces dernières années fournit de nombreux exemples qui ont guidé le choix entre les différentes méthodes et appareils disponibles.

La méthodologie de la surveillance des déplacements a beaucoup évolué suite aux travaux entrepris par l'EDF dans le suivi des grands barrages et par l'Equipement dans la surveillance des terrains instables et des remblais d'essais. Parmi ces études, les exemples les plus souvent cités sont :

- en France, le glissement de la Clapière près de Saint Etienne de Tinée (FOLLACI J.P., 1984 ; VIBERT C., 1987), le remblai d'essais sur le versant instable à Sallédes, dans le Puy de Dôme (POUGET P. et Al, 1984), le contrôle de la stabilité de la route du Fréjus à flanc d'un versant instable (GIRAUDIN P., 1984) ;

- à l'étranger, les nombreux travaux entrepris en Suisse par l'E.P.F.L. dans le cadre du projet D.U.T.I., sur les sites d'Hérémence (MISEREZ A., 1985), de Villarbeney, de La Chenaula, de Cossonay, de La Frasse....

Dans ces sites la détermination des déplacements absolus de surface a été effectuée par l'utilisation d'appareils de mesure optique, comme un théodolite couplé avec un distancemètre électro-optique, ou par aérotriangulation et photogrammétrie aérienne, et la détection des mouvements a été réalisée à l'aide d'embases de nivelle. En profondeur les déplacements ont été déterminés par des capteurs dans des forages, l'inclinométre par exemple.

2. Les déplacements de surface

2.1. La détection des mouvements par la mesure des déplacements angulaires.

Les déplacements peuvent être détectés grâce à des niveaux à bulle de grande sensibilité placés sur un support solidaire du sol (fig. 54). Avec une nivelle mobile à vis micrométrique positionnée sur chacune des embases repères (plaque métallique 140 mm x 50 mm), une double mesure en opposition de l'inclinaison de l'embase est effectuée, en centrant à chaque fois la bulle du niveau.

Les calculs suivants sont faits (fig. 55) à partir des mesures effectuées sur le vernier de la vis.

- la demi-somme (L1 + L2)/2 des lectures, qui est une caractéristique de l'appareil et doit être constante dans le temps. Un écart indique une erreur de mesure ;

- la demi-différence (L1 - L2)/2 qui, rapportée à la longueur du bras de levier, donne l'inclinaison de la plaque repère par rapport à l'horizontale. Son suivi dans le temps permet de déceler l'existence de mouvements et leur accélération éventuelle, mais ne permet pas de déterminer la cinématique de ceux-ci.

Le temps d'exécution d'une mesure est bref et il est ainsi possible d'une façon fiable, efficace et peu coûteuse de délimiter l'étendue d'une zone de glissement et de déterminer avec précision les périodes d'accélération des mouvements grâce à des relevés rapprochés dans le temps.

A la suite des événements de janvier 1982, le Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées de Rouen avait installé sur le versant de Villerville et de Cricqueboeuf quarante et une embases qui ont été relevées pendant une courte période entre février 1982 et mai 1982 (C.E.T.E., 1982b). A Villerville sur les trente et une embases installées en 1982, seulement vingt étaient encore utilisables en décembre 1984 date de la reprise des relevés par la Subdivision de l'Equipement de Trouville sur mer. Certaines de celles-ci ont été intégrées au réseau de surveillance topométrique (voir plus loin).

2.2. La mesure des déplacements absolus

En raison de leurs performances le choix s'est porté vers l'utilisation d'un théodolite équipé d'un distancemètre électro-optique . En effet sur un théodolite moderne, les angles horizontaux et verticaux peuvent être lus au décimilligrade (10^{-4}

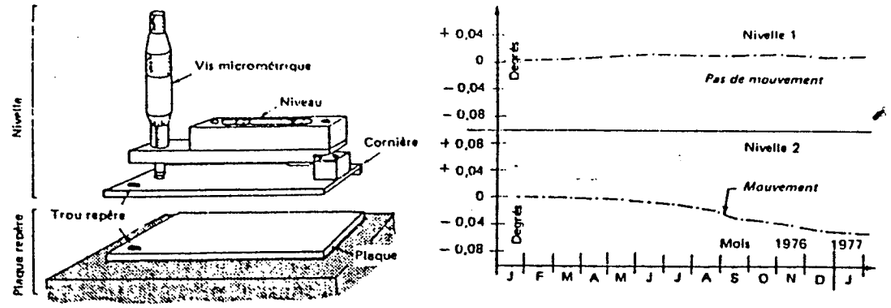


Fig. 54 : Nivelle de précision à vis micrométrique et exemples de mesures (d'après G. CARTIER, 1981).

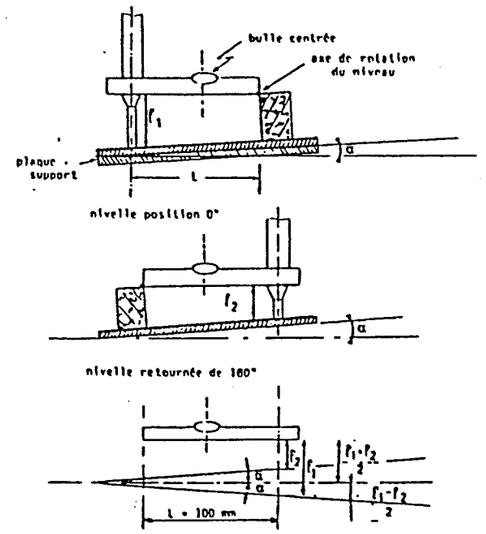


Fig. 55 : Principe de la mesure avec nivelle mobile (d'après P. POUGET et Al., 1984).

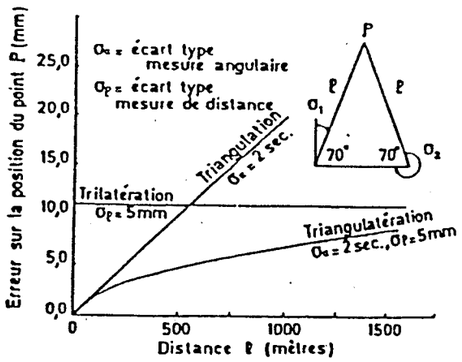


Fig. 56 : Erreur sur la position d'un point en topométrie (d'après ASHKENAZI, cité par LAROQUE, 1977).

grade) soit un déplacement en plan de 0,08 mm à 50 m (PINCENT B., 1978). De plus la qualité de leur optique permet des visées très longues de plusieurs centaines de mètres.

Le principe des distancemètres électro-optiques est basé sur l'émission d'un rayon infrarouge réfléchi par une mirette composée de prismes qui possède la propriété de renvoyer le rayon lumineux parallèlement à lui même. Le micro processeur de l'appareil calcule le temps de parcours du rayon et, la vitesse des temps de propagation des rayons lumineux étant connue, la déduction de la distance parcourue est immédiate et s'affiche par exemple sous forme digitale. Cette distance mesurée selon la pente du terrain doit être réduite à l'horizontale.

Parmi les trois méthodes disponibles pour déterminer la position d'un point dans l'espace, la triangulatération a été retenue. Elle consiste à partir d'une ou plusieurs stations à positionner un point dans l'espace à l'aide d'angles et de distances. La triangulation, qui utilise seulement les angles mesurés à partir de deux ou plusieurs stations, et la trilatération, les distances à partir de trois ou plusieurs stations n'ont pas été utilisées.

Une évaluation précise des erreurs maximales commises sur la position d'un point dans une configuration particulière indiquée (fig. 56) montre que la triangulatération est la méthode la plus performante et est particulièrement intéressante pour les distances d'observation comprises entre 100 et 1000 mètres.

La photogrammétrie est avantageusement mise en oeuvre dans le cadre de la surveillance de sites étendus et d'accès difficiles comme au Piton de la Fournaise à la Réunion, dans les Alpes Valaisannes à Hérémence (MISEREZ A., 1984), le suivi du glissement du Billan sur la retenue de Grand'Maison (DUBIE J.Y. et Al., 1988) ou encore sur les quatre kilomètres de la route d'accès au tunnel routier du Fréjus, (GIRAUDIN P., 1984). Dans ce dernier cas, l'I.G.N. a réalisé une aérotriangulation analytique à partir de prises de vue ayant un fort recouvrement longitudinal de l'ordre de 85 %, ce qui permet une très bonne précision de l'ordre centimétrique. La mise en oeuvre de cette technique sur le versant de Villerville a été exclue à cause de son coût très élevé.

D'anciennes photographies aériennes successives de l'I.G.N. peuvent être exploitées en donnant la valeur des déplacements de points identifiables, tels que les angles de murs de constructions, les blocs de rochers etc..., avec une précision de l'ordre de 20 cm pour des clichés à l'échelle du 1/25 000. Cette technique a été mise en oeuvre sur le site d'Hérémence (MISEREZ A., 1984) et à la Clapière (FOLLACI J.P., 1987). L'existence de plusieurs missions photographiques effectuées depuis 1947 sur les falaises du Pays d'Auge aurait pu permettre d'estimer les vitesses moyennes de déplacement sur une longue période, malheureusement, également pour des raisons de coût, cette technique n'a pas été retenue dans l'immédiat.

Mais par contre, les déplacements de surface à long terme ont été déterminés sur le versant de Villerville par simple comparaison des deux séries cadastrales. Cette méthode avait été expérimentée en Suisse sur le glissement de la Frasse (D.U.T.I., 1985

et 1986a ; ENGEL T., 1986). Les déplacements ont été déterminés par simple traitement graphique par superposition. Le principe est identique à celui de la comparaison de photographies aériennes consistant à superposer deux transparents où sont portés des repères comme des maisons, des limites parcellaires, caractéristiques de secteurs géographiques stables, puis à relever graphiquement les déplacements de points se trouvant dans les zones en glissement. Seule la composante horizontale des mouvements est mise en évidence, car sur ces documents ne sont pas portées les cotes altimétriques. Une première observation avait montré clairement l'opposition d'une part entre la zone aval du C.D. 513 actuellement en mouvement et sur laquelle les limites parcellaires sont systématiquement décalées et d'autre part le secteur en amont de cette même route où les limites parcellaires se superposaient parfaitement.

Les vecteurs déplacements (fig. 29) pour la période comprise entre 1829 et 1935 doivent être interprétés avec méfiance et utilisés avec prudence en raison de l'échelle des documents et de l'imprécision des levés en zone accidentée et difficile d'accès. Les déplacements sont les plus élevés dans la partie aval du Cirque des Graves puis s'amortissent progressivement et s'annulent vers l'amont et sur les flancs. Les vitesses moyennes annuelles à long terme calculées sur un siècle varient de 15 cm à 2 cm de l'aval vers l'amont.

2.3. Le réseau de surveillance

Le choix de la méthode et des instruments étant fait, il a fallu retenir les types de repères et leur lieu d'implantation en tenant compte des objectifs de précision recherchés, des contraintes propres au site et des règles élémentaires dictées par la topométrie.

2.3.1. Le choix des repères

La surveillance devant se poursuivre sur plusieurs années, il a été indispensable de matérialiser et d'ancrer les repères de façon à éviter leur dégradation par les intempéries ou un déchaussement par vandalisme. Une autre contrainte est le respect de la représentativité des repères. Il est indispensable que ceux-ci ne soient ni trop ancrés pour ne pas être entravés, ni trop superficiels, pour ne pas être sensibles aux chocs ou à l'action des intempéries (eau, gel). En terrain découvert, le choix s'est porté :

- sur des jalons en béton, préfabriqués dans un tube PVC de 110 mm de diamètre servant de coffrage, et scellés dans le sol à une profondeur variant entre 50 à 80 cm (fig. 57a) ;

- sur des pointrolles en acier enfoncées en force dans les fissures (fig. 57b) du platier rocheux ;

- sur des repères enfoncés dans les chaussées ou sur les dalles en béton à l'exemple du point 36 logé sur un balcon (fig. 57c).

Tous ces repères ont toujours un point de centrage sur lequel l'appareil de mesure est stationné (voir plus loin). La tête de certains repères est équipée d'une embase de nivelle.

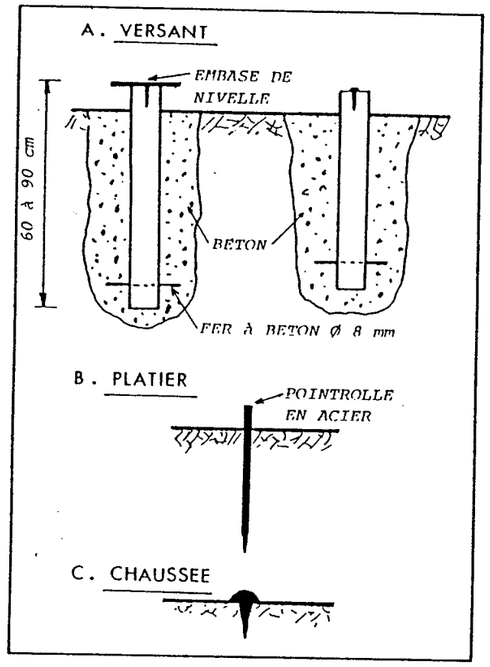


Fig. 57 : Les différents types de repères installés.

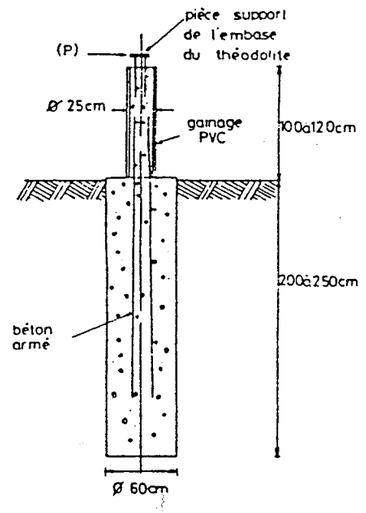


Fig. 58 : Type d'embase pour station de visée (d'après P. POUGET et Al., 1984).

En raison du nombre élevé de stations, il n'a pas été possible, d'installer des plots en béton, comme à Sallèdes (fig. 58) (POUGET P. et Al., 1984) qui étaient ancrés dans le sol à plus de deux mètres de profondeur et dépassaient d'environ un mètre du sol. A leur extrémité supérieure ils comportaient un dispositif de centrage forcé, constitué d'une plaque portant trois rainures radiales à 120°, dans lesquelles est introduite l'embase du théodolite. La mise en place de tels repères aurait grandement amélioré la précision par l'élimination de l'erreur de centrage et aurait permis un stationnement plus rapide.

2.3.2. L'implantation

La zone choisie pour la surveillance des déplacements par topométrie s'étend, d'une part, sur un kilomètre de longueur entre la bordure ouest du bourg de Villerville et la pointe du Heurt et, d'autre part, sur une largeur d'environ 600 m entre le platier rocheux et le rebord du plateau, soit sur une surface d'environ soixante hectares. Le versant de Cricqueboeuf n'a pu être équipé dans la zone des Fosses du Macre en raison de la forte densité du couvert végétal qui rend les mesures optiques impossibles, sans travaux de déboisements considérables préalables, que les propriétaires auraient sans doute refusés.

Dans une moindre mesure le versant de Villerville présente tout de même des entraves à un levé topographique. Ce sont : la morphologie fortement tourmentée, la dénivelée d'environ 120 m, de nombreux replats successifs et emboîtés qui s'étagent dans le versant avec contre-pentes marquées et recouvertes ou limitées par une végétation arbustive assez dense, sans parler des nombreuses constructions. L'implantation du réseau a dû tenir compte de ces contraintes en évitant dans la mesure du possible de couper certains arbres ou de les élaguer régulièrement. Si la localisation des repères a été décidée sur plan, l'implantation définitive a été parfois modifiée pour permettre par exemple, la visée entre deux obstacles à partir d'un ou de plusieurs autres points précédemment implantés.

Les repères ont été implantés en tenant compte de la morpho-structure mise en évidence par J.C. FLAGEOLLET et E. HELLUIN (1984), déterminée par la disposition des différents panneaux de craie, qui sont susceptibles de se déplacer différemment les uns par rapport aux autres.

Certains l'ont été sur une zone reconnue comme stable ou susceptible de le rester. Ce sont les points fixes du canevas de base, à proximité de la zone active pour éviter les points intermédiaires supplémentaires ou les visées trop éloignées.

Un maillage géométrique régulier n'a pu être développé comme cela aurait été préférable et de nombreux points intermédiaires ont dû être installés. Sur la figure n°59, une large zone ne comporte aucun point en raison de son inaccessibilité due à des coulées boueuses et à une végétation très dense. En raison des contraintes citées précédemment, un grand nombre de stations, sont indispensables, soit trente neuf en totalité, et un système simple de visée basé uniquement sur deux stations fixées face au versant n'a pu être implanté comme ce fût le cas pour la surveillance du versant de la Clapière (FOLLACI J.P., 1984) ou du remblai d'essais sur versant instable à Sallèdes (POUGET P. et Al., 1984).

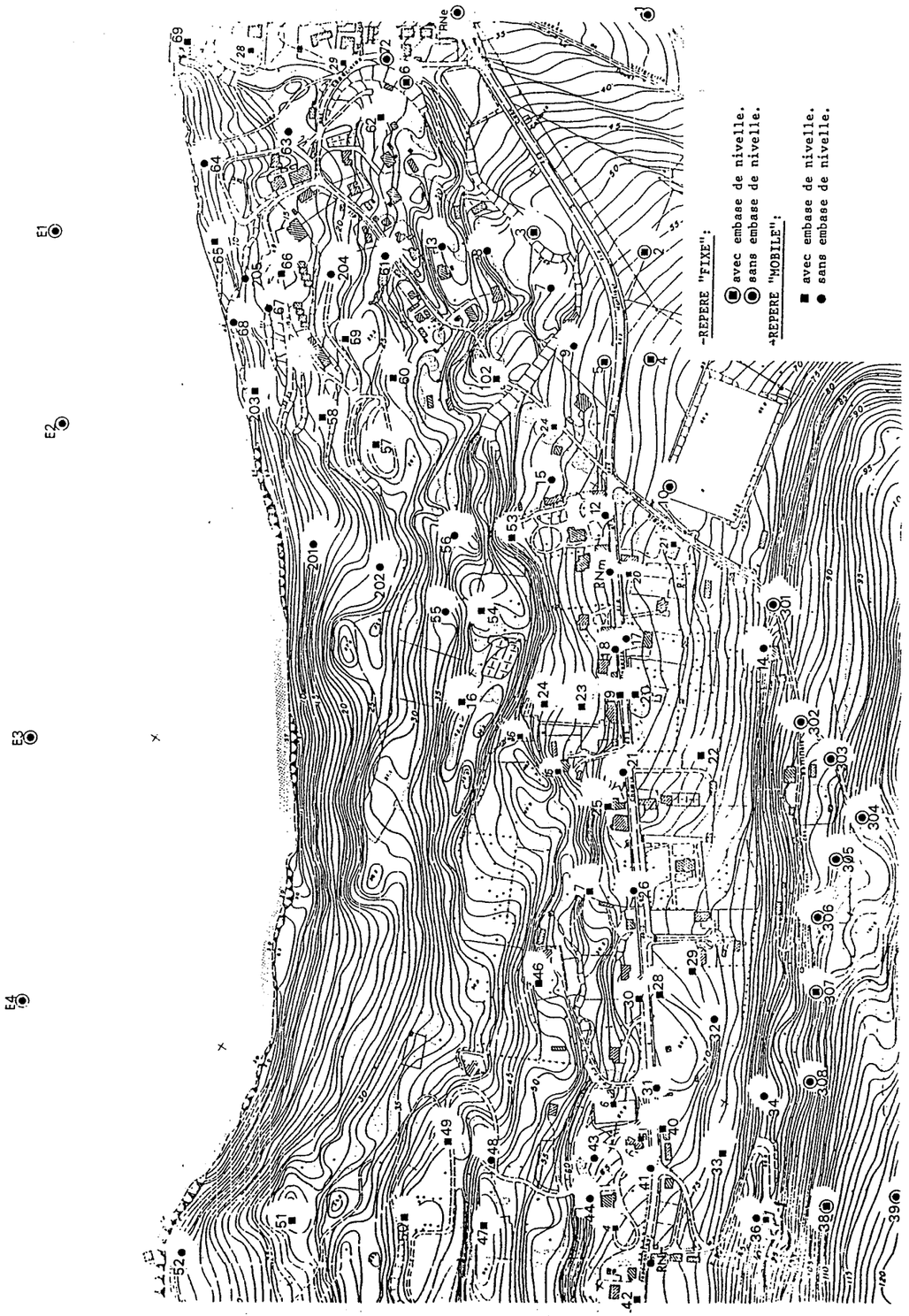


Fig. 59 : Localisation des repères du réseau de surveillance topométrique à Villerville.

La détermination de la polygonale de base constituée par des points fixes a nécessité l'implantation de quatre stations, E1 à E4, sur le platier rocheux. Leur utilisation est contraignante lors du levé car il faut attendre la marée basse pour y accéder, ce qui est particulièrement difficile en période hivernale.

Le réseau a été implanté durant le mois de décembre 1984, il se compose de 87 repères dont 24 fixes constituent la polygonale de base ; 39 repères sont munis d'une embase de nivelle et trois sont des repères de nivellement du premier ordre, RNe, RNm, RNr. Le nombre total des embases de nivelle est de soixante et se décompose comme suit : 39 intégrées au réseau topométrique, 11 installées en 1982 à Villerville, 10 installées en 1982 à Cricqueboeuf.

2.3.3. Les levés

Le stationnement du théodolite Wild T2 muni de son distancemètre DI4L au dessus du point de centrage du repère est effectué avec minutie à l'aide d'un plomb optique, contrôlé au fil à plomb. Le prisme fixé à l'extrémité d'une canne télescopique munie d'un niveau à bulle permet de s'affranchir des obstacles bas, inférieurs à 2,10 m. La canne est maintenue à la verticale du repère par un trépied à pince (fig. 60).

Pour l'ensemble du réseau de mesures en raison du soin apporté à la mise en station, du nombre élevé de celles-ci, des difficultés de déplacement sur le versant, des contraintes sur l'estran, le temps d'un levé est de l'ordre de trois à quatre jours, selon les conditions météorologiques, et il occupe trois à quatre intervenants en permanence. Deux personnes sont au stationnement, un observateur et un secrétaire. Les deux autres opérateurs sont affectés aux réflecteurs, déplacés par roulement de repère en repère. Les deux équipes sont en contact permanent par émetteurs récepteurs radios.

Au total, environ deux cents visées sont effectuées, la plupart sont des visées aller et retour (fig. 61). Pour chaque station est mesurée la hauteur de l'appareil ou hauteur des tourillons pour la déduction ultérieure de la dénivellation. Pour chaque point visé, sont relevés à plusieurs reprises :

- la distance oblique (deux pointés ou plus selon la distance) ;
- l'angle horizontal (deux pointés) ;
- l'angle vertical (deux pointés) ;
- la hauteur du prisme.

Parallèlement, au cours des différents levés, toutes les manipulations et vérifications ont été faites afin de tester la fiabilité des appareils et de déterminer par la suite l'incertitude de mesure. Ces vérifications directes ou indirectes, décrites en détails par R. D'HOLLANDER (1970), sont le **double retournement** pour calculer l'erreur d'excentricité du théodolite, la fermeture du tour d'horizon, la sensibilité de l'appareillage aux variations des conditions atmosphériques (brouillard, humidité, pression...). Pour estimer celle-ci, les cibles fixes sont visées au début et à la fin de chaque opération, leurs distances de référence étant connues, un facteur correctif en est éventuellement déduit sans avoir à relever la température et la pression atmosphérique.

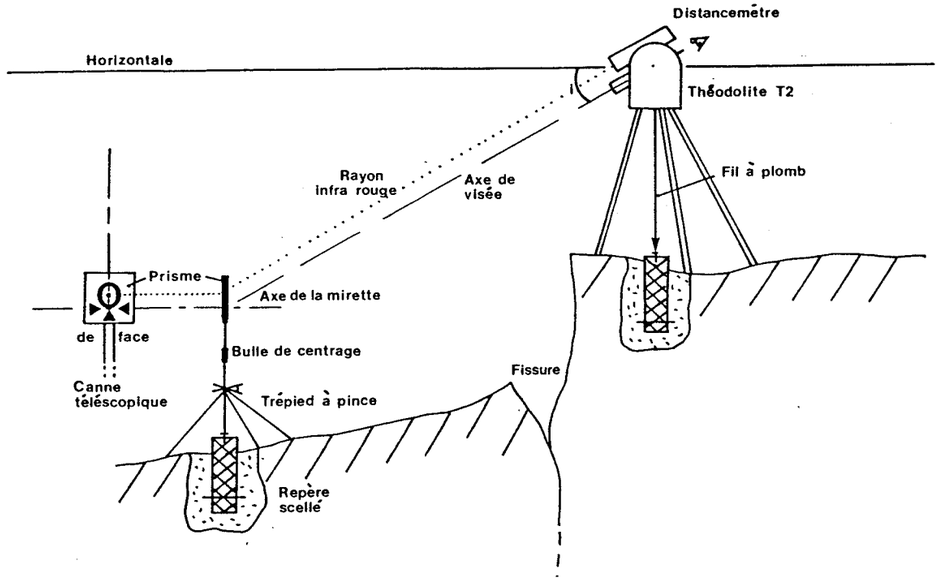


Fig. 60 : Stationnement des appareils sur les repères.

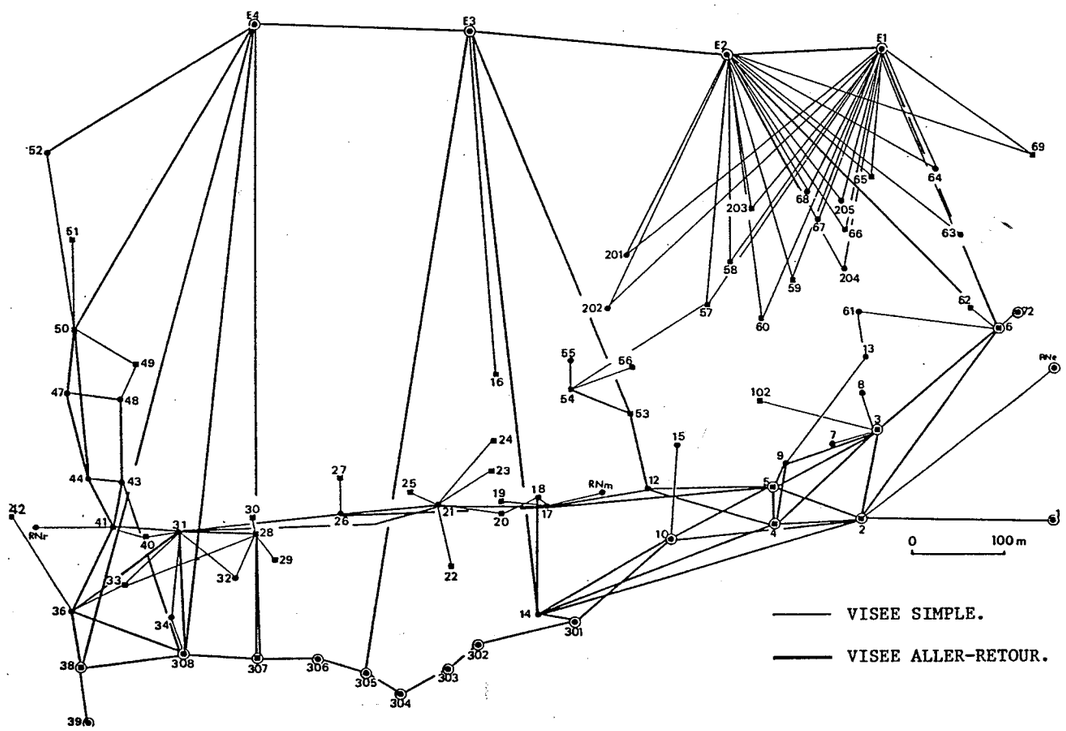


Fig. 61 : Schéma de visées effectuées lors d'un levé topométrique à Villerville.

2.3.4. Traitement des données

En raison du nombre élevé de données à traiter, environ 800 par levé, le calcul par triangulatération des coordonnées d'un point dans l'espace n'est réalisable dans un moindre temps et avec la meilleure précision possible qu'avec le recours de programmes informatiques spécifiques. Ces derniers ont été développés en collaboration avec S. MONTAIGU de l'Ecole Nationale des Sciences Géographiques de l'I.G.N. en 1985 lors de son stage de fin d'études (MONTAIGU S., 1985).

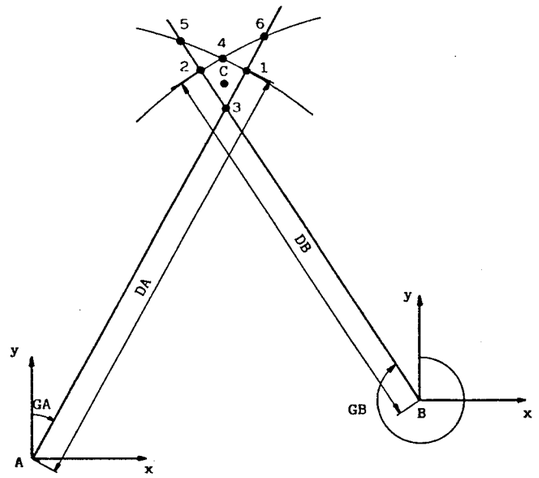


Fig. 62 : Schéma de positionnement d'un point en planimétrie par triangulatération.

Dans son principe, le calcul des coordonnées d'un point en planimétrie par triangulatération peut-être donné à travers l'exemple traité ci-après. A partir de deux stations de coordonnées connues, les observations sur un point permettent d'en définir six autres, associés eux-mêmes à un quadruplé de grandeurs de la forme : G^M_A, D^M_A, G^M_B, D^M_B qui, représentent les gisements et les distances relatifs aux stations A et B. Certaines de ces grandeurs G_A, G_B, D_A, D_B sont mesurées, d'autres sont calculées. D'après la figure géométrique (fig. 62) la position la plus probable du repère visé est celle du point C dit point compensé telles que les coordonnées de G^C_A, G^C_B, D^C_A, D^C_B par rapport aux stations A et B soient les plus proches possibles des coordonnées mesurées par les appareils. La méthode des moindres carrés (LEVALLOIS J.J., 1962) a été adaptée à ce type de détermination (annexe n°2).

Une opération préalable, nécessaire au calcul des solutions définitives a pour objet la vérification des fichiers d'observation après calcul d'une solution approchée afin de déceler les erreurs grossières liées à la saisie des données, faute de lecture, confusion de chiffres... Ensuite à partir des relations d'observation le programme des moindres carrés permet d'apprécier la validité des mesures par le calcul des résidus. Si une erreur grossière est mise en évidence par ce mode de calcul, elle est rejetée et un second traitement est repris à partir des données épurées (MAQUAIRE O. et LEVOY F., 1987). La précision obtenue est différente pour chaque point selon qu'il est déterminé à

partir d'une, deux ou plusieurs stations. En planimétrie, elle est de l'ordre de un à deux centimètres. En altimètrie, par contre, la précision est moindre, car le nivellement indirect fournit des résultats moins bons que ceux obtenus par un nivellement direct. C'est pourquoi, un nivellement direct fermé a été effectué à l'aide d'un niveau d'ingénieur automatique NA 1 Wild qui permet de recaler les altitudes des stations fixes au millimètre près. La comparaison des résultats obtenus selon les deux modes de nivellement donne une précision de nivellement indirect comprise entre 1,5 et 3 cm.

2.3.5. Conclusion

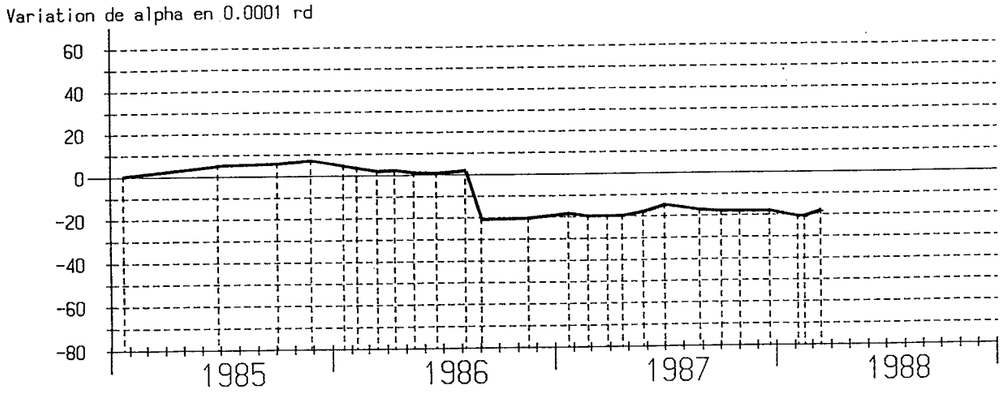
La nivelle fournit une mesure relative des mouvements, l'utilisation du théodolite muni d'un distancemètre électro-optique permet la détermination des déplacements absolus par triangulatération. Dans la plupart des études de sites instables, ces deux techniques menées conjointement permettent une approche quantitative précise de la cinématique des mouvements. Les précisions obtenues peuvent apparaître médiocres comparées à celles obtenues sur d'autres sites instables évoqués précédemment. Mais la complexité du dispositif de surveillance liée aux contraintes naturelles et à un budget limité ont conduit à faire un choix : il a été retenu d'appréhender la plus grande surface possible par un grand nombre de points répartis selon un maillage lâche avec pour contrepartie une détermination centimétrique plutôt que de porter des actions restreintes dans des secteurs sensibles ou de référence afin d'obtenir une précision millimétrique. Le nombre élevé de visées, la difficulté de se déplacer sur le versant obligent, à des opérations de levé et de contrôle longues et fastidieuses, qui font de ce réseau un outil difficile à maîtriser. Mais le soin apporté au traitement des données est facilité par des logiciels spécifiques, il aboutit à des déterminations conformes aux buts fixés. Il aurait été possible d'obtenir une précision supérieure, mais cela aurait nécessité le recours à un appareillage lourd, et à une méthodologie sophistiquée : redondance des visées, personnels nombreux et spécialisés. La pérènnité du réseau est assurée puisque cinq points seulement ont été détruits en quatre années.

2.4. L'analyse des données

Les données fournies par la nivelle et par la topométrie ont permis de cartographier en détail la zone d'activité limitée par l'escarpement principal apparu en janvier 1982. En amont de ce dernier, les points du réseau régulièrement relevés à la nivelle et, pour certains, contrôlés par topométrie révèlent une stabilité actuelle de cette zone, comme le démontrent les relevés à la nivelle des points 5 et 72 de la polygonale de base (fig. 63) ou les points 25, 401, 420 (fig. 64). Toutefois, même si les repères sont solidement implantés dans le sol, l'embase en acier est sensible à des chocs violents. Ainsi, pendant l'été 1986, lors du fauchage des herbages, ces dispositifs ont subi quelques dommages par les engins, ceci est mis en évidence sur la figure n°63 de l'embase 3 qui indique une absence de mouvement entre janvier 1985 et août 1986, puis une importante et brusque variation en septembre et de nouveau une longue période de stabilité. Les embases des repères 2, 4, 428, 29 ont été également endommagées mais une vérification ultérieure démontre que les repères étaient toujours stables et parfaitement solidaires du sol.

L'ensemble des graphiques présentant la variation de l'angle de rotation de

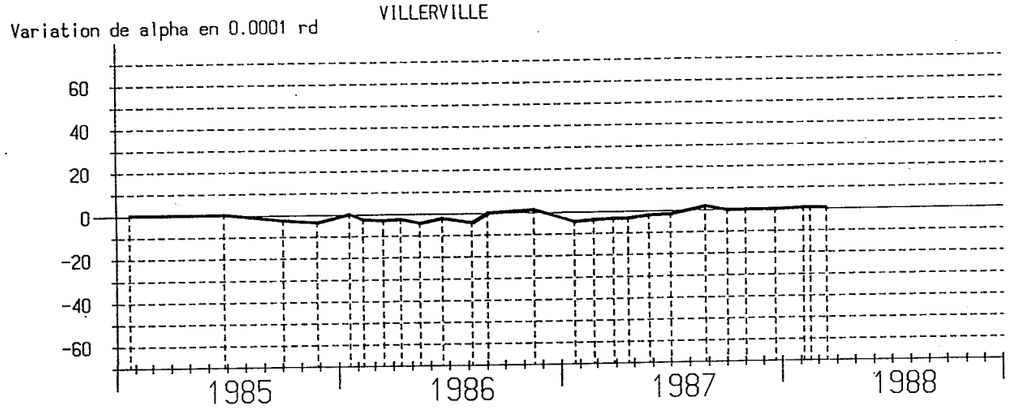
EMBASE: 3



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 5

VILLERVILLE



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 72

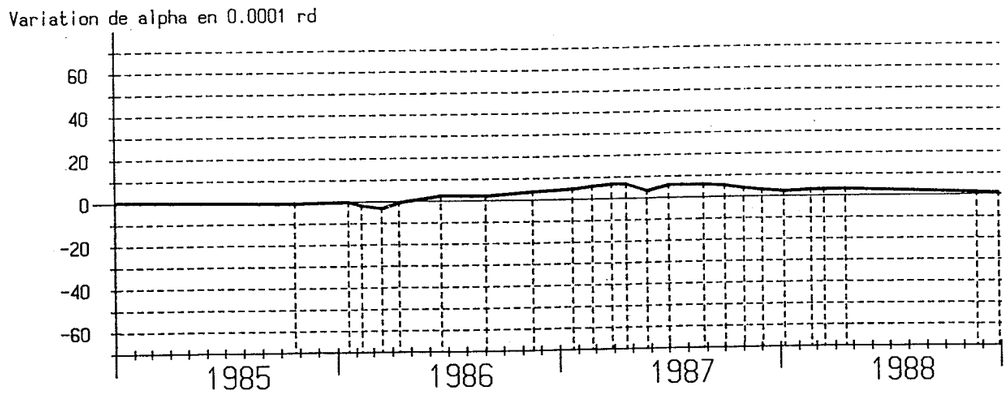
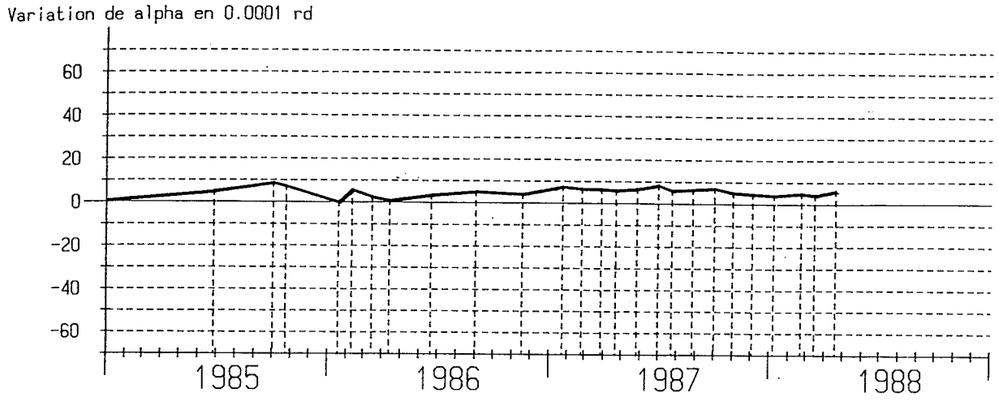


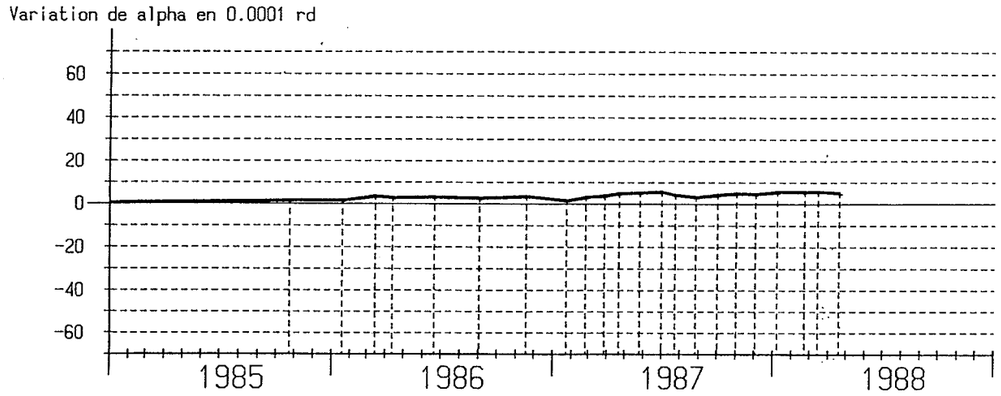
Fig. 63 : Variation angulaire des embases de nivelle n°35 et 72.

EMBASE: 25



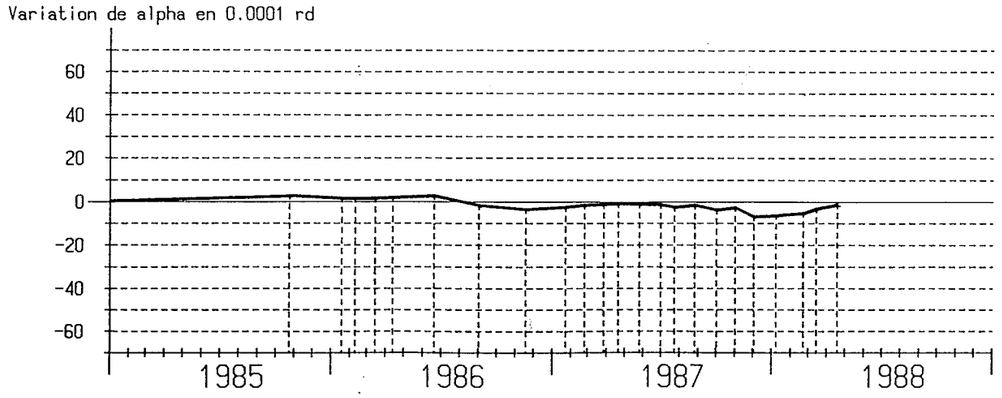
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 401



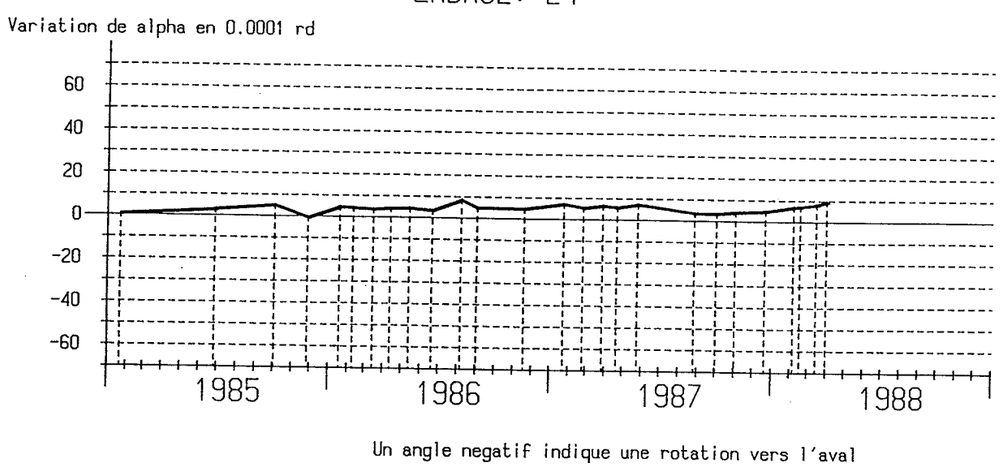
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 420



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

Fig. 64 : Variation angulaire des embases n°25, 401 et 420.



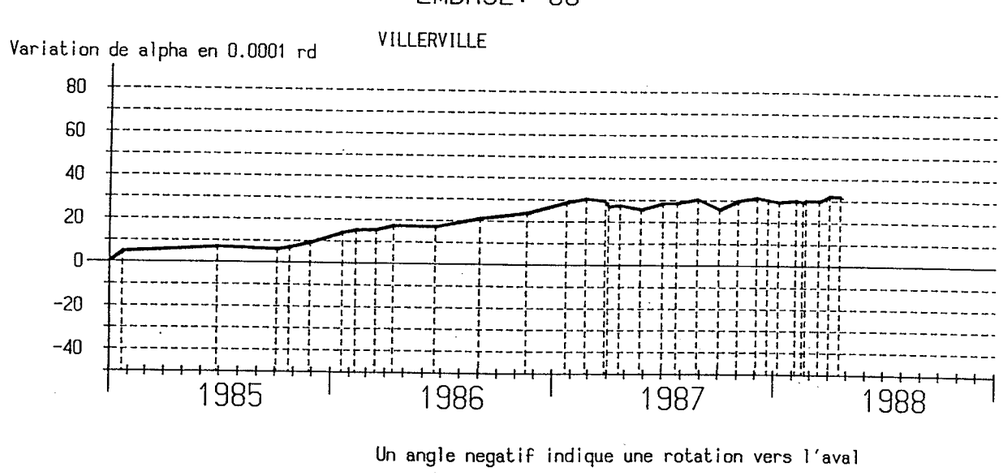


Fig. 65 : Variation angulaire des embases n°24 et 66.

l'embase par rapport au temps est donné à l'annexe n°3.

Le faible nombre de relevés en 1985 s'explique par l'impossibilité d'utiliser la nivelle endommagée suite à un choc. En règle générale, les relevés ont été réalisés tous les mois avec un intervalle de temps plus réduit pendant les périodes hivernales de forte activité. Il existe une étroite corrélation entre les mouvements détectés à la nivelle et les déplacements mesurés par topométrie mais quelques exceptions sont néanmoins à signaler. Pour les points 24, 66, (fig. 65) les relevés à la nivelle ne permettaient pas de mettre le moindre mouvement en évidence mais les indices de surfaces, fissures ou affaissements locaux à proximité du point de mesure et les mesures topométriques, répétées et vérifiées, indiquent un déplacement notable des repères. Ces cas particuliers montrent tout l'intérêt d'utiliser deux méthodes complémentaires et de confronter les résultats de l'une à ceux de l'autre.

L'analyse détaillée des données fournies par la nivelle pour les points sera effectuée avec celles des relations, qui existent entre les déplacements constatés, les fluctuations piézométriques et le cycle saisonnier. Seule la répartition spatiale des déplacements cumulés et entre chaque relevé est décrite ci-après..

Entre janvier 1985 et février 1988, dix levés topométriques ont été effectués, soit environ trois par année. La campagne de mesure topométrique était décidée en fonction de l'ampleur des mouvements détectés à la nivelle et des désordres observés en surface, comme des fissures, des affaissements...

Une règle générale a été observée : exécuter un levé en début et à la fin de l'hiver. Dans le tableau de la figure n°66 sont indiquées les caractéristiques de chacun des levés. Le nombre de points observés n'est pas constant, car certains relevés sont incomplets en raison de problèmes survenus sur le terrain : accès impossible dans une propriété, fautes de lecture ou d'observation entraînant une détermination fantaisiste des nouvelles coordonnées du point, visée impossible par la gêne de hautes branches, conditions météorologiques mauvaises, etc...

Ce dernier cas est illustré par le levé "VILTRI" du 11 juin 1985 pendant lequel les conditions météorologiques ont été particulièrement exécrables, entraînant de graves problèmes avec les appareils de mesure.

2.4.1. Les déplacements cumulés

Pendant un peu plus de trois années d'observation soit 1138 jours, sur 87 repères, 46 ont subi des déplacements dont la valeur cumulée pour chacun d'entre eux est très variable (fig. 67 et annexe n°4). Par exemple en planimétrie, elle varie de 4 cm à 5,20 m. Une répartition par classes rend mieux compte de ces écarts (fig.68).

Sur quarante cinq repères mobiles, trente, ont des déplacements inférieurs ou égaux à 30 cm dont seize compris entre 20 à 30 cm. Sur l'ensemble des quarante cinq points mobiles, seuls trois ont des valeurs supérieures à un mètre, les points n°201, 68 et 52 avec respectivement 5,20 m, 1,63 m et 1,09 m. La moyenne est de 24 cm en éliminant ces trois données qui s'individualisent trop fortement. Par exemple, la forte

Nom du fichier	Date	Jours écoulés Total	Jours écoulés entre 2 relevés	Nombre de points relevés	Nombre de points mobiles
VILUN	13 janvier 1985	0		82	0
VILDOS	30 mars 1985	76	76	82	40
VILTRI	11 juin 1985	149	73	30	15
VILCAT	7 décembre 1985	328	179	83	40
VILCIQ	22 mars 1986	433	105	85	42
VILSIX	12 octobre 1986	637	204	84	41
VILSET	8 février 1987	756	119	84	41
VILUIT	25 mars 1987	832	76	86	43
VILNEF	14 novembre 1987	1035	203	77	33
VILDIX	24 février 1988	1138	103	71	29

Fig. 66 : Tableau des relevés topométriques de Villerville entre janvier 1985 et février 1988.

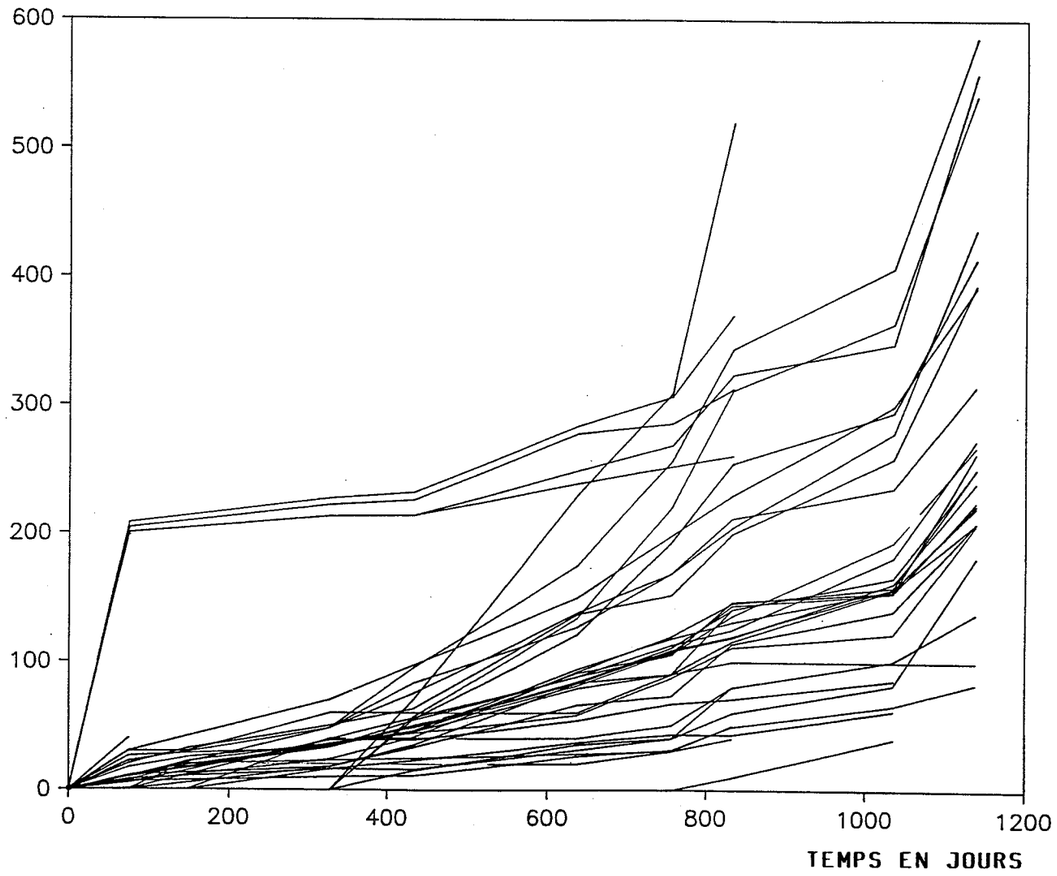
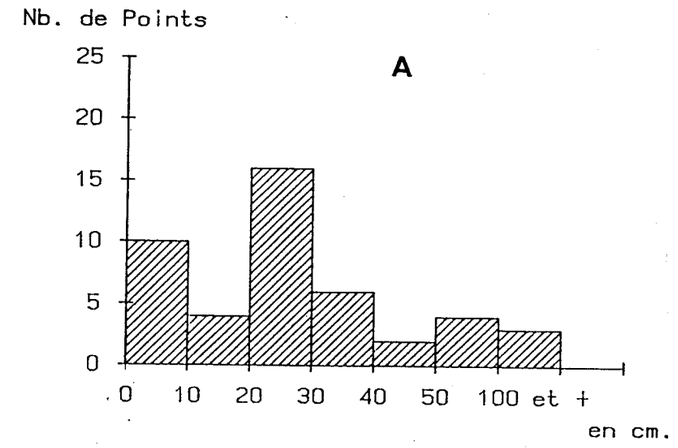


Fig. 67 : Courbes des déplacements cumulés pour l'ensemble des points entre janvier 1985 et février 1988.



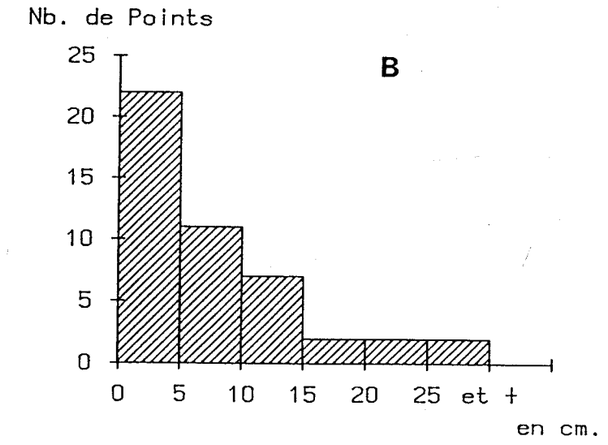


Fig. 68 : Distribution des points mobiles selon leur déplacement cumulé en planimétrie (A) et en altimétrie (B).

valeur des déplacements mesurés pour le point n°201 doit être considérée avec prudence. En effet, ce repère est implanté sur un petit panneau de craie de quelques m^3, son fort déplacement relève plus d'un mouvement superficiel de ce panneau noyé dans une coulée boueuse bien alimentée en eau, que d'un mouvement profond. En altimétrie, les affaissements varient de 1,5 cm à 30 cm voire même 260 cm pour le point 201. Sur les quarante six points mobiles, vingt deux soit 48 % des cas ont subi un déplacement inférieur ou égal à 5 cm, onze soit 24 % un déplacement compris entre 5 et 10 cm. La moyenne sur quarante cinq repères après élimination de la valeur forte du point 201, est de 8 cm.

Cette première analyse permet d'avancer des valeurs extrêmes et moyennes des déplacements en planimétrie et en altimétrie. Il convient dès à présent d'en étudier la répartition spatiale.

2.4.1.1. La composante horizontale

. les vecteurs déplacements

Sur la figure n°69 sont représentées pour chaque point mobile la direction et la valeur du déplacement sous la forme d'un vecteur. **La direction générale des déplacements observée à l'intérieur du glissement correspond à la ligne de plus grande pente qui est perpendiculaire au littoral.**

Dans la zone du camping des Graves, le secteur le plus actif est localisé dans la partie basale du versant ainsi les trois points où sont observés les plus grands écarts, 201, 68 et 52 sont proches du pied de falaise, puis les déplacements s'amortissent vers l'amont et sur la bordure orientale pour atteindre des valeurs comprises entre 4 et 10 cm au niveau de la couronne. Dans la partie située au droit de la pointe du Heurt, les mouvements demeurent sensibles sur l'ensemble du versant avec au niveau du C.D. 513, des valeurs comprises entre 22 et 31 cm puis ils s'accroissent progressivement vers l'aval avec successivement des valeurs de 39,5, 44 et 109 cm relevées en pied du versant.

. La vitesse moyenne annuelle

La vitesse moyenne annuelle rend mieux compte de la répartition spatiale de ces déplacements (fig. 70). Les vitesses croissantes de l'amont vers l'aval s'organisent en bandes plus ou moins concentriques à partir d'un noyau médian, centré sur les repères 201 et 202, pour des valeurs supérieures à 20 cm par an. Au droit de ce noyau, les vitesses demeurent fortes jusqu'à la couronne principale : entre 10 et 20 cm par an. De part et d'autre, de cet axe, une large bande regroupe des déplacements inférieurs à 5 cm par an, puis elle s'élargit vers l'est en redescendant très bas sur le versant pour atteindre le flanc oriental de la zone active vers la pointe du Heurt. Le schéma de répartition de ces vitesses est opposé à celui de la zone du camping des Graves et il est différent.

2.4.1.2. La composante verticale du déplacement

La valeur de la composante verticale du mouvement d'ensemble et sa vitesse

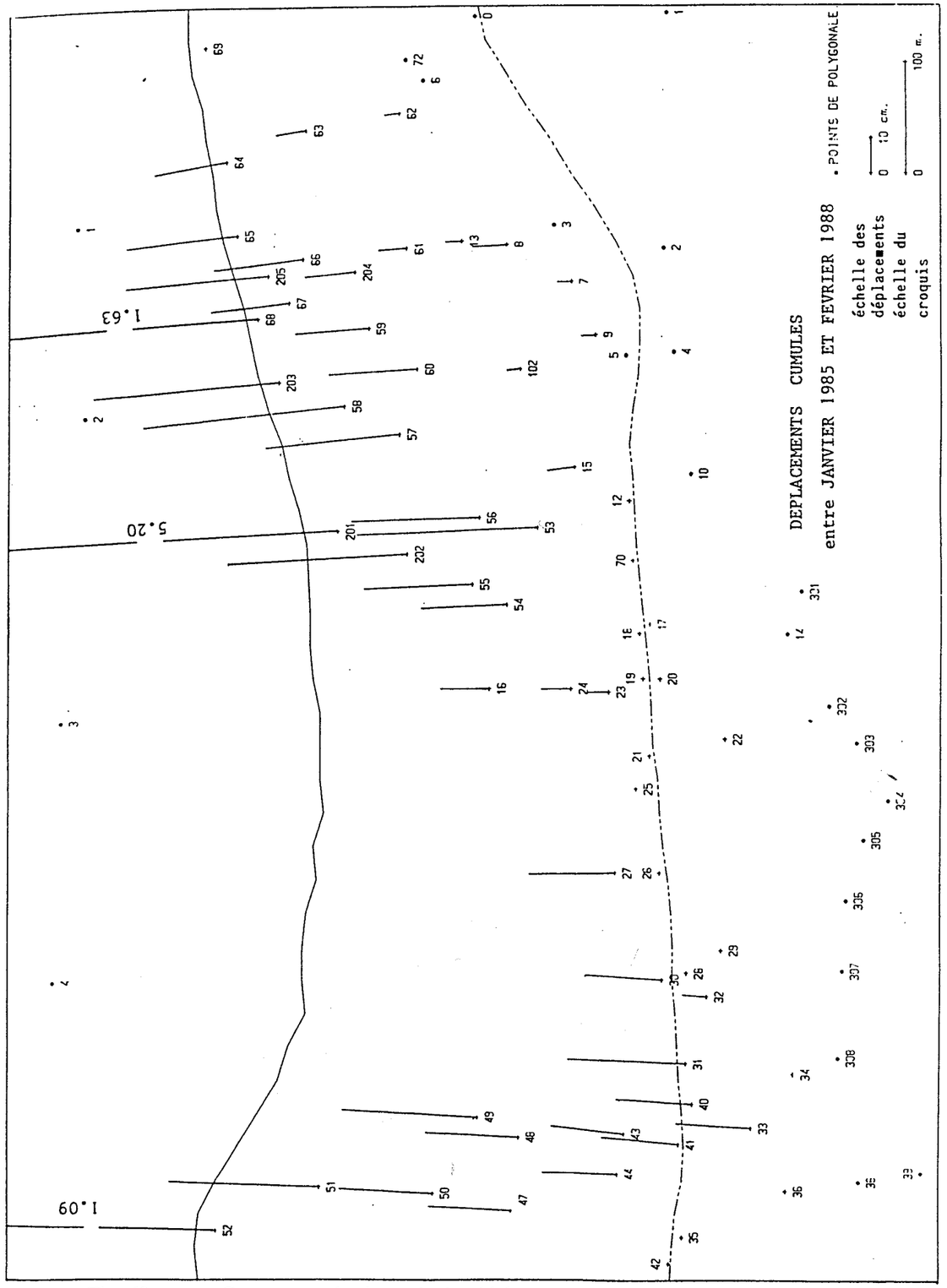


Fig. 69 : Composante horizontale des déplacements : vecteurs déplacements.

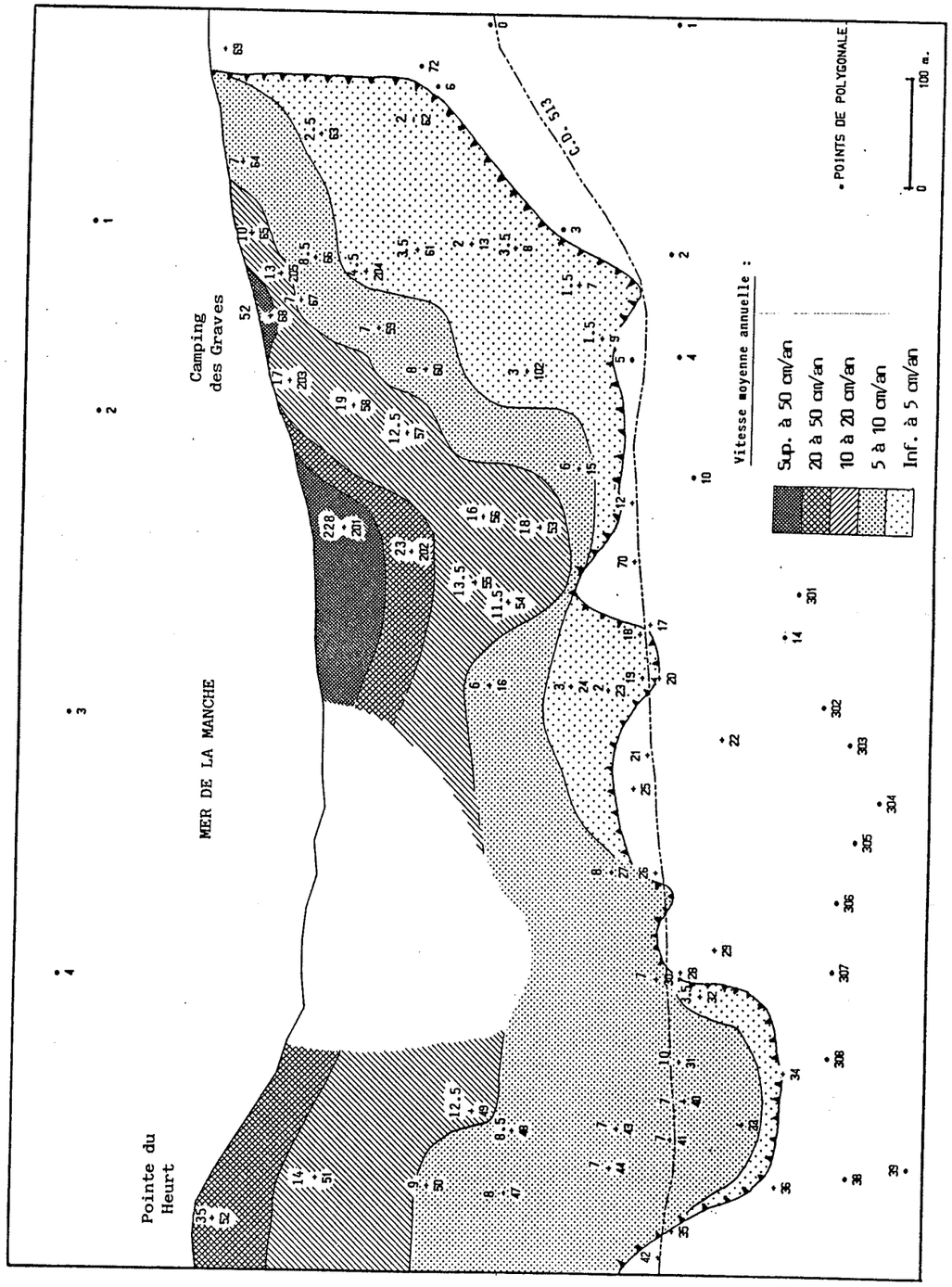


Fig. 70 : Composante horizontale des déplacements : vitesse moyenne annuelle en planimétrie.

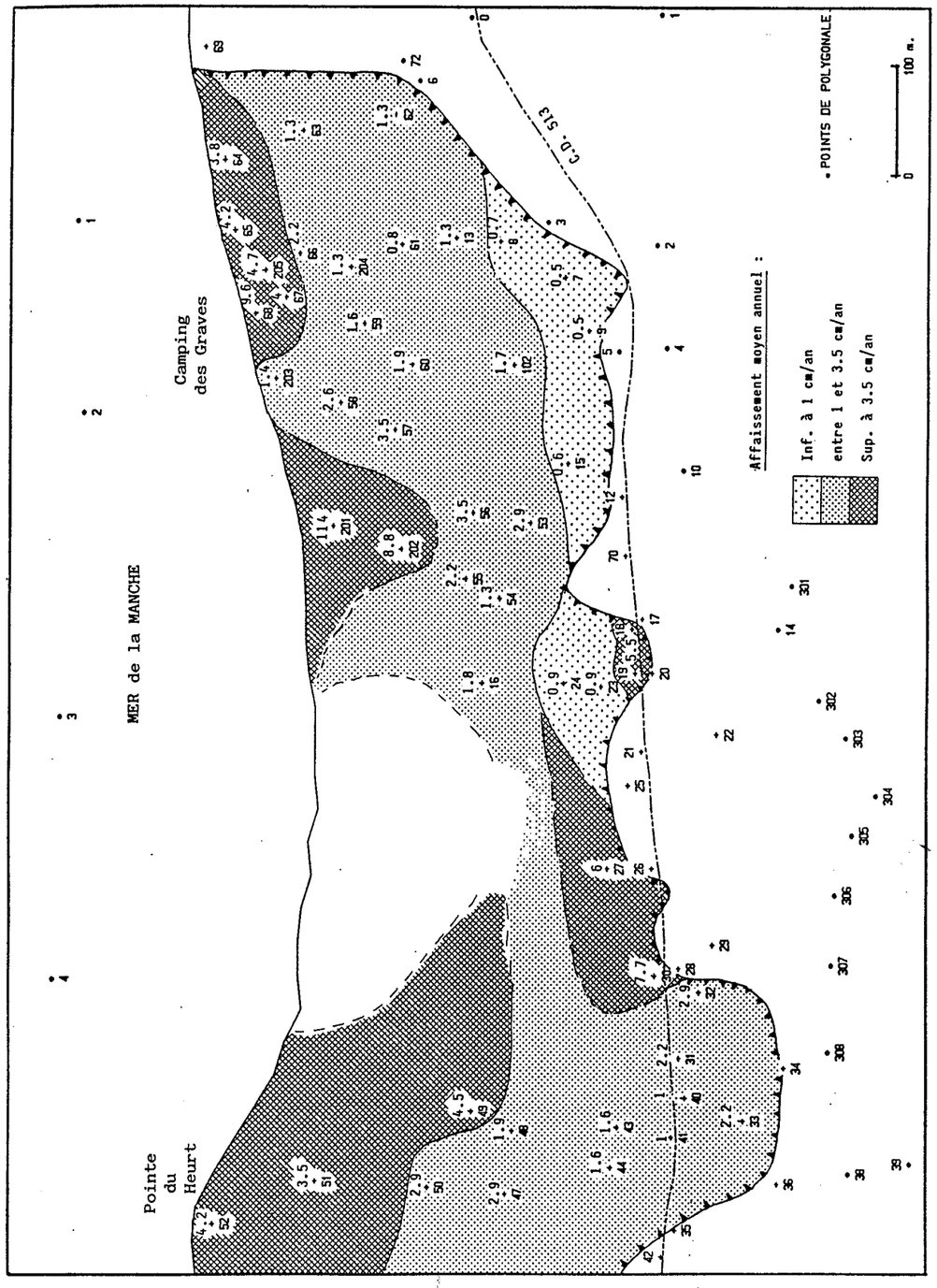


Fig. 71 : Composante verticale du déplacement : affaissement total et vitesse moyenne annuelle.

moyenne annuelle sont reportées sur la figure n°71. Les secteurs où les affaissements sont les plus marqués se localisent :

- en pied de versant selon une large bande englobant le camping. Les valeurs sont comprises entre 30 et 12 cm par an au total, et même au droit des points 201 et 202, 260 et 20 cm par an. Dans le secteur de la Pointe du Heurt, elles vont de 11 à 14 cm par an

- au niveau de la couronne de glissement, proche du C.D. 513, les valeurs sont comprises entre 17 et 24 cm par an.

Le schéma établi précédemment se retrouve : les déplacements verticaux sont faibles dans la zone amont et orientale du glissement et ceux de valeurs moyennes se rencontrent dans toute la partie supérieure du versant et au droit de la pointe du Heurt.

Les pentes des trajectoires de chaque repère calculées sur le cumul de la composante horizontale et verticale varient de 5° à 47° par rapport à l'horizontale. Au cours du temps, cette trajectoire peut changer comme l'indiquent les repères 27, 30 et 58 (fig. 72). Les petits écarts sont relevés mais la direction générale est conservée en raison de la faiblesse des valeurs de la composante verticale, d'autant que sa détermination reste imprécise pour la plupart des repères seule une composante "moyenne" est donnée, elle a été déterminée entre le premier et le dernier relevé topométrique.

2.4.2. les déplacements entre deux relevés

Entre chaque période de levé topométrique, les composantes horizontales des déplacements sont représentées sous forme de vecteur (annexe n°4). L'absence de figuré pour un point de mesure indique une stabilité de celui-ci, ou un déplacement faible compris dans l'ellipse d'incertitude est donc non retenu.

Il ressort des figures que tous les points situés en pied du camping des Graves ou sur le versant au droit de la pointe du Heurt ont suffisamment bougés pour que leurs déplacements puissent être mesurés. Par contre pour les points situés plus haut dans le versant, il existe un déphasage de plusieurs mois entre le déplacement mesuré sur un point bas et celui enregistré sur un point plus en amont. Par exemple, le 22 mars 1986 "Vilciq", les points stables n°15, 53, 54, 63, ont subi des déplacements plus tardifs qui ne sont mesurés que lors du levé du 12 octobre 1986 "Vilsix". De même les points considérés comme stables lors de ce levé, ont bougé plus tardivement et les déplacements ont été mesurés au cours de "Vilset" du 8 février 1987.

Il existe donc un déphasage ou un "retard" dans le temps des déplacements de l'aval vers l'amont. Cette évolution rend bien compte d'un type de mouvement **régressif** vers l'amont. La suppression de butée offerte par le panneau aval déplacé entraîne le déplacement du panneau situé immédiatement à l'amont et ceci en rétrogression. Ce déphasage a été mis en évidence sur le versant de la Clapière par C. VIBERT (1987) où, grâce à des mesures topométriques rapprochées, une par semaine, et de bonne précision (quelques millimètres), il a étudié les déphasages des mouvements entre les différents repères en déterminant à partir d'une accélération constatée sur une cible, sa

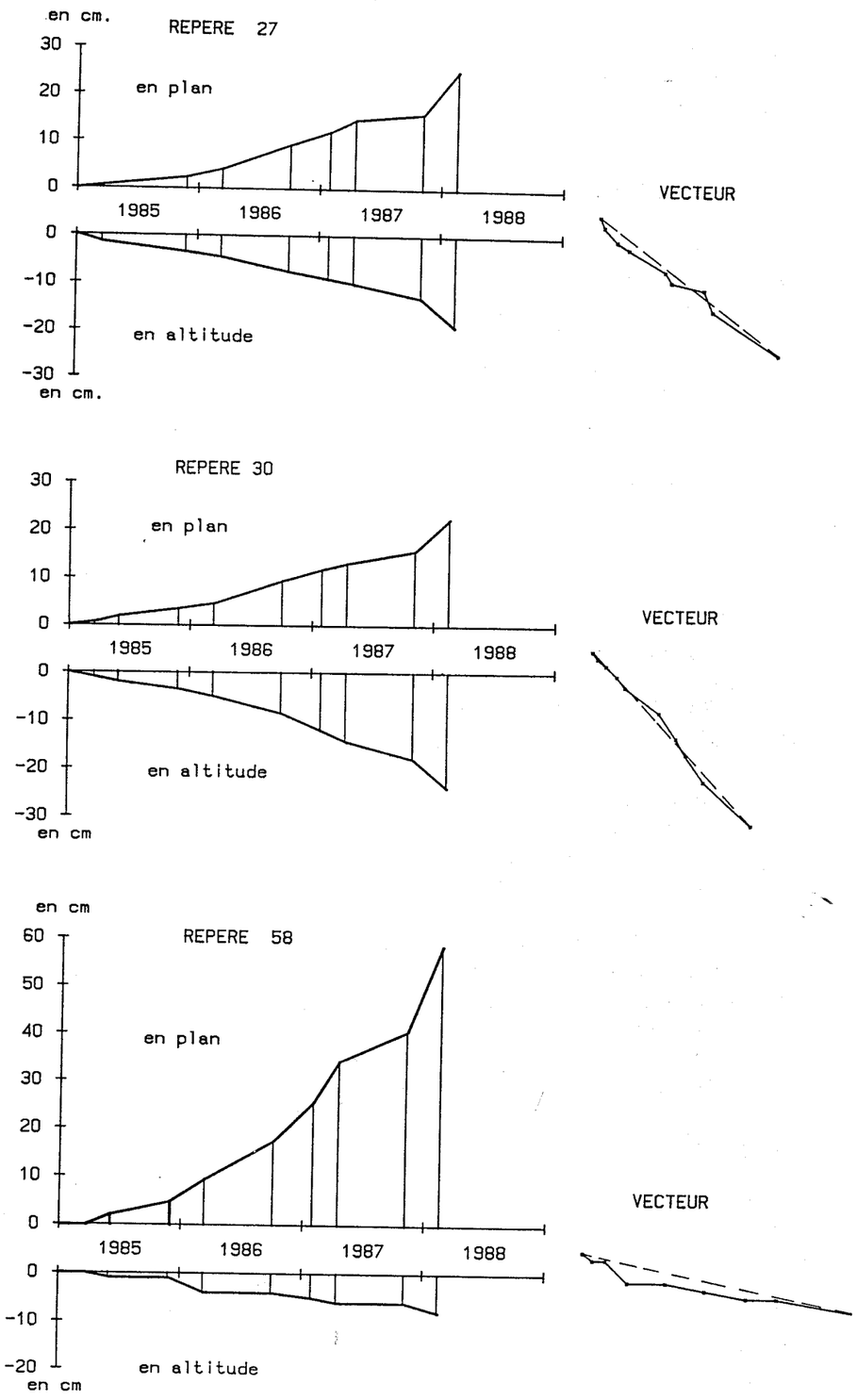


Fig. 72 : Déplacements en plan, en altitude, et trajectoire des repères n°27, 30 et 58.

répercussion sur les autres et sa vitesse. Dans une perspective de prédiction, cette analyse lui a permis entre autre, de dessiner précisément la distribution des retards de la composante de périodicité annuelle de la vitesse. Le nombre réduit de mesures à Villerville n'a pas permis d'envisager une démarche similaire.

2.5. Conclusion

Les déplacements mesurés sont très variables d'un point à un autre du versant. Ils sont marqués principalement dans la partie basale et s'amortissent vers l'amont. Si les valeurs relevées étaient prévisibles dans la zone du camping des Graves, leur importance au niveau de la Pointe du Heurt a surpris car les chiffres fournis par la nivelle sur quelques repères ne laissaient pas présumer de tels déplacements. Les déphasages entre les déplacements des points de l'aval vers l'amont traduisent l'évolution d'un mouvement **régressif** qui s'amorce en pied de versant.

3. La détection des déplacements en profondeur

3.1. Les moyens et les méthodes

La reconnaissance et la mesure des mouvements en profondeur peuvent être effectuées directement sur un ouvrage du site, un puits par exemple. Mais le plus souvent l'installation de capteurs ou de systèmes de mesures sont nécessaires (ZARUBA Q. et MENCL V., 1969 ; PINCENT B., 1977; PINCENT B. et BLONDEAU F., 1978 ; HUTCHINSON J.N., 1983,...) . Selon l'objet recherché peuvent être utilisés dans ce domaine parmi les nombreuses possibilités offertes :

- des tassomètres pour la mesure des tassements verticaux ;
- des extensomètres pour celle des déformations ;
- des inclinomètres pour celle des déplacements horizontaux du sol ;
- des détecteurs de rupture.

La volonté de contrôler les déplacements horizontaux pour déterminer avec précision la position de la ou des surfaces de rupture a conduit à mettre en place des tubes inclinomètriques. Une localisation approximative des surfaces de rupture peut être faite à l'aide d'un moyen simple consistant à introduire à l'intérieur du forage des calibres de diamètres différents, tout en relevant les profondeurs à partir desquelles certains d'entre eux se trouveront bloqués. Pour une meilleure précision, le choix s'est porté vers l'appareil actuellement le plus performant et le plus employé pour la détection des surfaces de rupture : l'inclinomètre coulissant en forage. Dans ce cas il est nécessaire d'équiper le forage d'un tube PVC qui est rendu solidaire des parois du trou par un coulis de ciment. Le tube est prolongé en profondeur jusqu'au terrain supposé stable. Pour une présentation détaillée des appareils, des modes de traitements de données et de la détermination des incertitudes et des erreurs de mesure, nous renvoyons entre autres aux articles de J. LENGLET (1976), B. PINCENT (1977 et 1978) et G. CARTIER (1981). Une utilisation prolongée suppose toutefois que les déplacements ne soient pas trop importants (HUTCHINSON J.N., 1983). Succinctement le principe est le suivant :

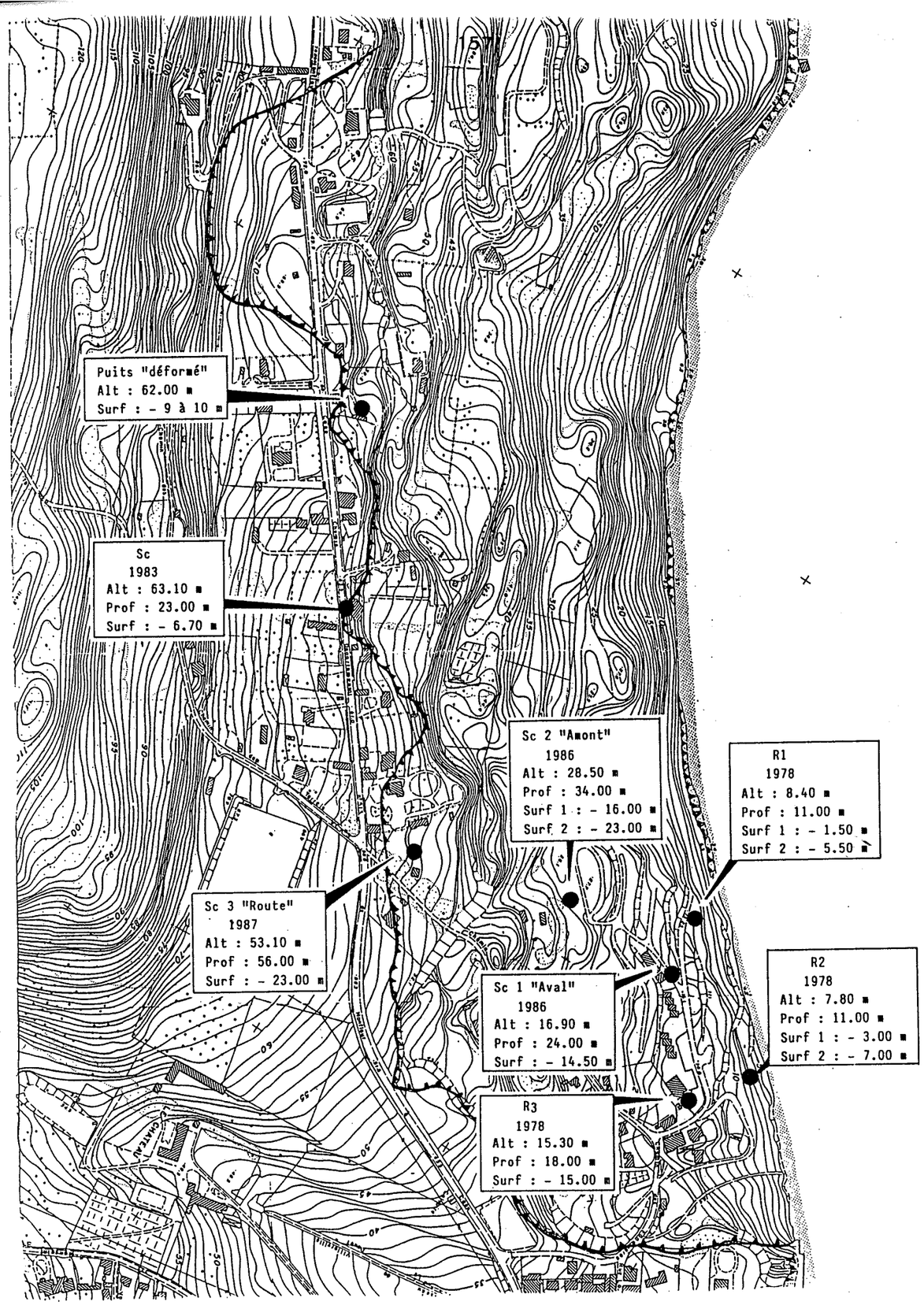


Fig. 73 : Localisation des forages sur le versant de Villerville.

	Sc1 Aval	Sc2 Amont	Sc3 Route
Date de forage	mars 1986	avril 1986	février 1987
Profondeur du tube	24 m	34 m	56 m
Altitude de la tête (NGF)	16.9 m	28.5 m	53.1 m
Date des relevés			
7 mai 1986	Référence	Référence	-
19 juin 1986	1ère mesure	1ère mesure	-
21 octobre 1986	2ème mesure	2ème mesure	
26 mars 1987	3ème mesure	3ème mesure	Référence
23 avril 1987			1ère mesure

Fig. 74 : Tableau des caractéristiques des tubes inclinométriques et des dates de relevés.

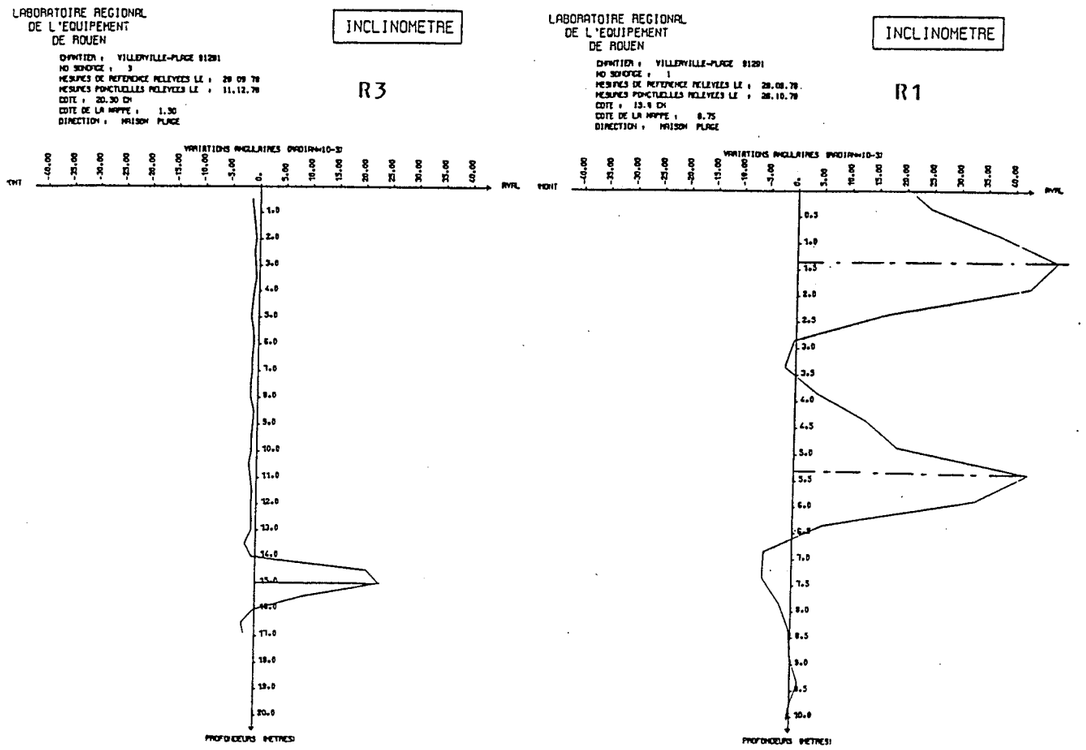


Fig. 75 : Relevés inclinométriques des tubes R1 et R3 installés en 1978 (d'après C.E.T.E., 1978).

- une sonde coulissante ou torpille, descendue à l'intérieur du tube donne son inclinaison par rapport à la verticale en des points régulièrement espacés de 0,50 m. Les angles sont obtenus en mesurant la force électromagnétique à appliquer à un pendule libre dans un champ magnétique pour le réaligner sur la verticale. Ils sont généralement mesurés dans deux plans perpendiculaires qui donnent après calculs une image de la déformation du tube grâce à deux graphes représentant la variation angulaire en radians et les déplacements relatifs en centimètres avec pour chacun l'incertitude de la mesure représentée en chaque points par des traits horizontaux de longueur égale à leur valeur.

3.2. Les mesures et les résultats

Les trois forages équipés de tubes inclinomètriques sont localisés sur la figure n°73, leurs caractéristiques et le calendrier des mesures sont donnés dans le tableau de la figure n°74.

Pour des raisons financières, les trois forages n'ont pu être menés au cours d'une même campagne, le Sc3 "route" a été réalisé environ une année après les deux premiers ce qui explique le nombre restreint de données pour ce tube.

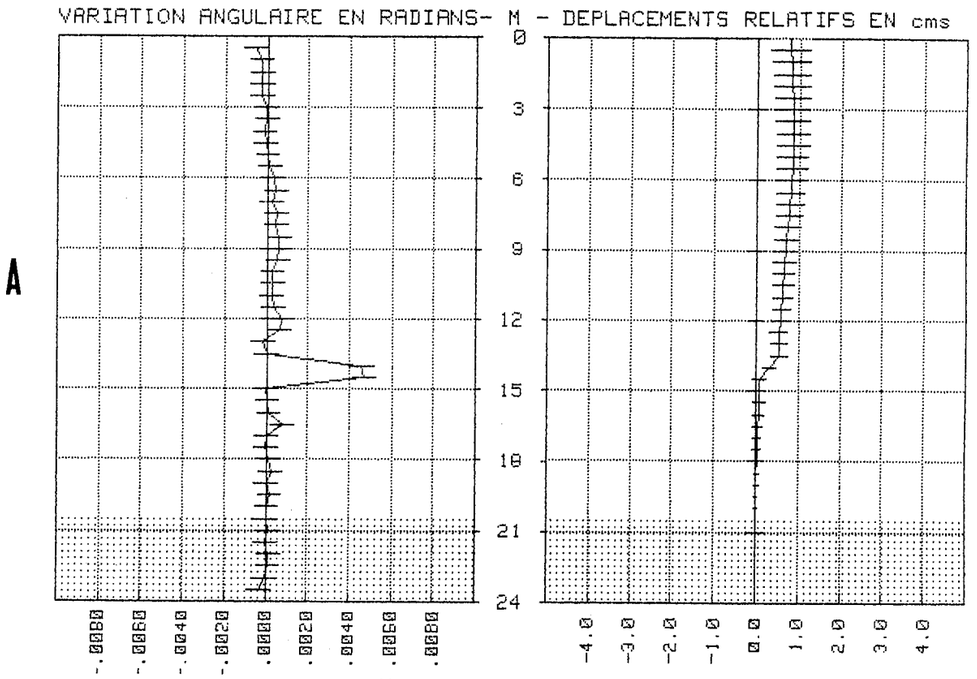
Dans le cas précis de Villerville, l'obtention de données sur de longues périodes est impossible. Les premiers travaux effectués par le C.E.T.E. de Rouen en 1978 sur les tubes R1 et R2 fixés au pied du versant sur le camping des Graves le démontre (fig. 74). Les surfaces de rupture détectées étaient à de faibles profondeurs, à -1,5 m et -5,5 m dans le tube R1 (fig. 75) et à -3 m et -7 m dans le tube R2. Par exemple le tube R2 n'a pu faire l'objet d'un suivi que pendant 1 mois et demi après son installation du fait de sa trop grande déformation (C.E.T.E., 1978). Pour tenir compte de ces vitesses d'évolution, le tube Sc1 a été implanté, comme le tube R3 de 1978, en retrait du trait de côte. Une surface située à -15 m a été détectée dans le tube R3 (fig. 75).

Initialement, la périodicité des mesures avait été fixée à trois mois, mais les désordres décelés par la topométrie, et les mesures à la nivelle, ont imposé des relevés plus serrés dans le temps, en les multipliant pendant certaines périodes.

Par comparaison à la mesure de mai 1986 prise comme référence, celle de juin montre pour le tube Sc1 situé le plus en aval du versant, une surface de rupture très nette localisée à -14,50 mètres du sol (fig. 76a). Pour le tube Sc2 "Amont" situé à environ cent mètres au dessus du tube précédent une déformation moins marquée est décelée entre -14,50 et -16,00 m (fig. 77a). Cette première campagne indique clairement la différence dans les vitesses de déplacement en profondeur entre les parties inférieures et supérieures du versant. La mesure réalisée en octobre de cette même année confirme pour le tube aval la localisation de la déformation décelée dans les argiles à -14,50 m avec un déplacement en tête du tube de 2,5 cm (fig. 76b). Pour le tube amont, la qualité des mesures est médiocre et l'incertitude pour chacune d'elles est forte. Cependant, la déformation vers -16,00 m est nette, mais il en existe probablement d'autres vers -23,00 m de profondeur sous forme de petites variations qui se détachent néanmoins de l'axe vertical, malgré l'imprécision de la mesure (fig. 77b). Cette seconde campagne montre que les déplacements se poursuivent en période estivale selon différentes vitesses en profondeur, avec des petites déformations à -23,00 m dans le

LABORATOIRE REGIONAL DE ROUEN
MECANIQUE DES SOLS

INCLINOMETRE VILLERVILLE
TUBE AVAL
Mesures en date du 190686



Mesures en date du 211086

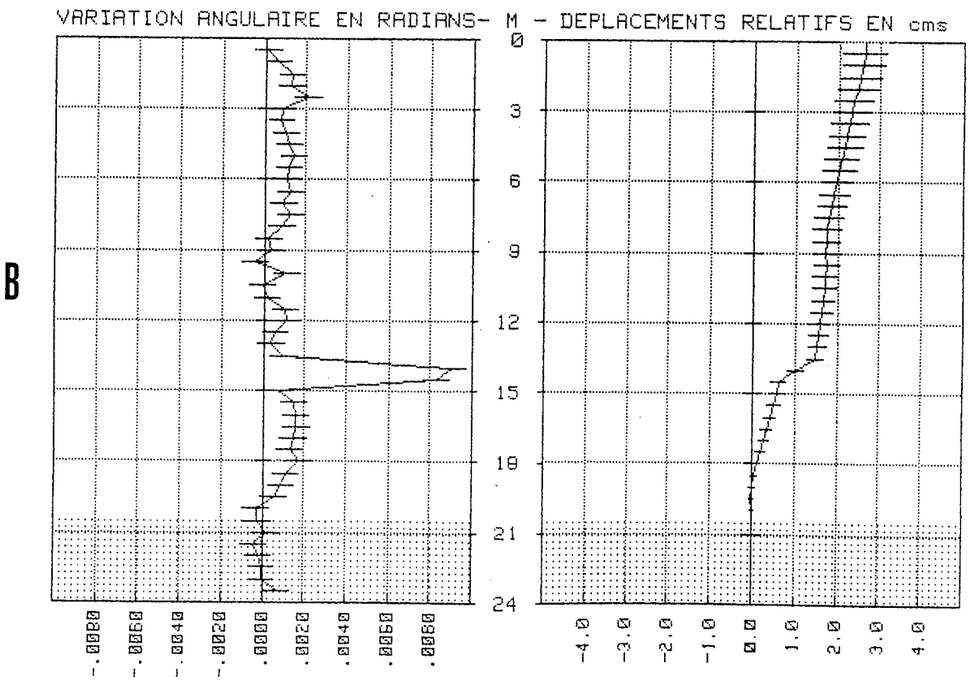
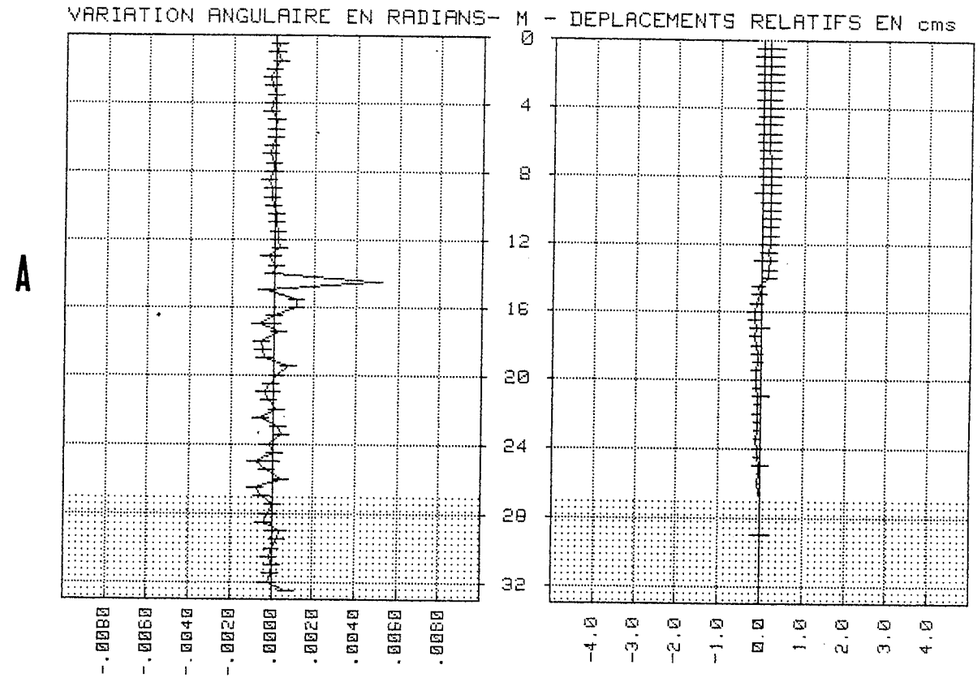


Fig. 76 : Inclinomètre Sc1 Tube AVAL : mesures du 19 juin 1986 (A) et du 21 oct. 1986 (B).

LABORATOIRE REGIONAL DE ROUEN
MECANIQUE DES SOLS

INCLINOMETRE VILLERVILLE
TUBE AMONT
Mesures en date du 190686



Mesures en date du 211086

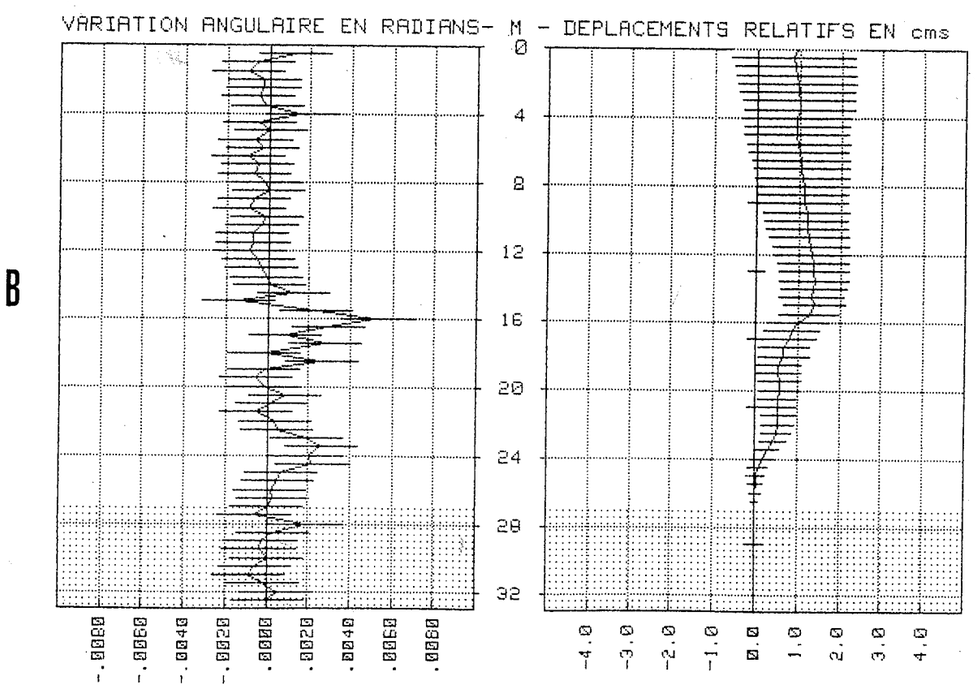


Fig. 77 : Inclinomètre Sc2 Tube AMONT : mesures du 19 juin 1986 (A) et du 21 oct. 1986 (B).

tube Sc2 inférieures à celles mesurées à -16,00 m. Cette seconde surface de rupture n'a pu malheureusement être confirmée par l'inclinomètrie. En effet lors du troisième relevé de mars 1987, les déplacements intenses de la fin de l'hiver ont provoqué la cassure des deux tubes Sc1 et Sc2 respectivement à une profondeur de 14,30 m et 16,00 m, rendant impossible la progression de la sonde à des profondeurs inférieures.

Pour le tube Sc3 "route", le relevé du 23 avril 1987 permettait de localiser précisément une surface de glissement à environ 23,00 m de profondeur pour un déplacement en tête du tube de 3 cm (fig. 78) et ceci pendant une période d'observation inférieure à un mois. Ce déplacement en tête est par ailleurs confirmé par la topométrie. En raison de la qualité de la mesure, la surface de glissement étant ainsi connue avec précision, le suivi n'a pas été poursuivi. D'ailleurs, en raison des déplacements importants mesurés par la suite par topométrie (déplacements de plus de 10 cm) il est probable que le tube ait cassé.

Dans le tube inclinométrique installé par le C.E.T.E de Rouen en mars 1983, le long du C.D. 513 (fig. 73), un premier et unique relevé effectué en juin 1983 a permis de déceler une surface de rupture vers 6,40 m. Lors de la campagne de mai 1986, la sonde s'est bloquée dans ce tube à une profondeur de 6,70 m et indique que celui-ci est cassé. Cette mesure atteste bien de l'ampleur des déplacements survenus.

3.3. Autres données : un puits déformable.

La découverte fortuite et tardive d'un puits déformé, localisé à cinquante mètres en avant de la couronne de glissement (fig. 73) a fourni un certain nombre d'observations intéressantes outre celles de données géologiques supplémentaires. En effet, ce puits a été creusé puis busé avant 1981, il a été amené dans la craie jusqu'au contact avec les sables ferrugineux aptiens. Le relevé de la coupe géologique et une prise d'échantillons ont été possibles en raison de l'intense fracturation et du fort décalage de certaines buses. Un relevé topographique a permis la réalisation d'un croquis sommaire (fig. 79) de sa géométrie. Il met en évidence un décalage d'environ 1,50 m entre la tête et le fond du puits situé à -10 m.

En supposant que la dernière buse, en fond de forage ne soit pas fortement décalée vers l'aval ou même qu'elle soit restée en place, grâce à la courbure prononcée du puits il est possible d'avancer, qu'une surface de glissement existe vers -9 à -10 m de la surface du sol, c'est à dire au contact entre la craie et les sables.

Si la découverte de ce puits avait été plus précoce, un équipement semblable à celui proposé par G. TER STEPANIAN (1965) in J. LENGLET (1976) aurait pu être envisagé pour mesurer les déformations actuelles dans cette zone.

3.4. Conclusion

L'inclinométrie a parfaitement répondu aux objectifs fixés et a donné des résultats fiables et précis. Toutefois, les données fournies par ce type d'appareillage sont limitées car seules des déformations de l'ordre de quelques centimètres sont fournies avant rupture du tube ou suite à un rayon de courbure accentuée de celui-ci. De plus les relevés

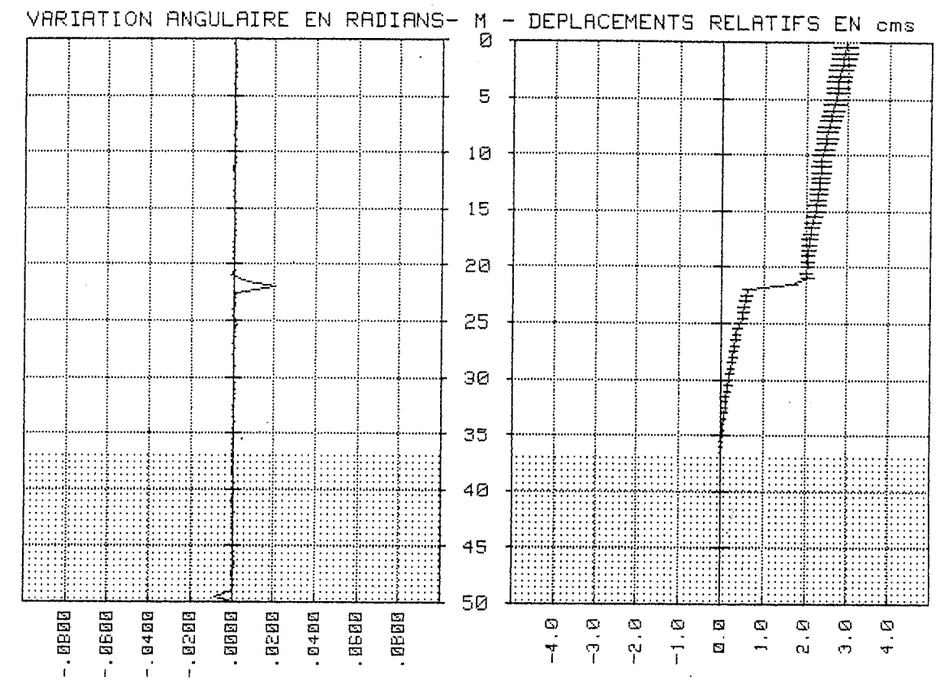


Fig. 78 : Inclinomètre Sc3 Tube ROUTE : mesure du 23 avril 1987.

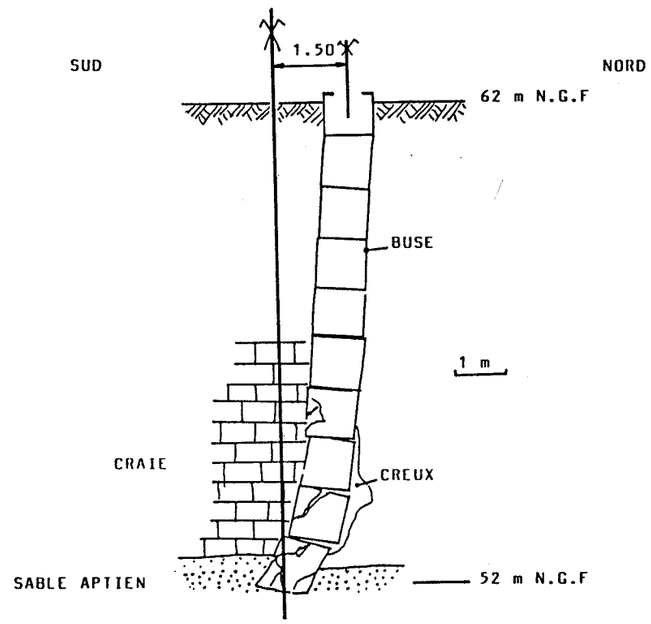


Fig. 79 : Déformations dans un puits busé à Villerville.

sont aléatoires car dépendants d'une évolution plus ou moins rapide des mouvements ainsi le pas de temps et la durée de l'observation sont délicats à fixer à priori.

L'objectif principal de ces campagnes de mesures qui était de connaître avec précision la ou les surfaces de glissement avant rupture du tube a été atteint. La seule restriction est que la présence d'une surface de glissement à -23 m dans le sondage Sc2 n'a pu être confirmée. Son existence est cependant très probable car la zone fortement perturbée et très humide rencontrée dans les carottes à cette profondeur peut très logiquement être interprétée comme le résultat d'une rupture (2ème partie, chapitre IV).

Chapitre II

LE ROLE DES FACTEURS CLIMATIQUES

Lorsque tous les autres facteurs d'instabilité d'un type de mouvement sont réunis sur un site, la détermination des paramètres climatiques est primordiale dans la mesure où ces derniers peuvent jouer un rôle dans le comportement des masses instables. De nombreux auteurs ont montré que le plus souvent le déclenchement est causé par la modification des conditions hydrogéologiques, la montée du niveau de la nappe phréatique dans le versant. Plus généralement l'eau est responsable de l'entretien et des fluctuations de l'activité. Toutefois des facteurs agissant sur une courte durée peuvent se superposer à la pluie et contribuer à aggraver une situation déjà préoccupante. Le gel, par exemple qui avait été mis en cause lors du déclenchement du mouvement majeur de janvier 1982 à Villerville ou bien les tempêtes dont les actions érosives en pied de falaise entraînent une diminution de la butée.

La piézométrie étant une fonction directe de la pluviométrie, la recherche des relations entre la pluviométrie, les variations des niveaux piézométriques et les désordres, peut permettre de dégager les paramètres climatiques et les seuils significatifs aideront à la définition de critères d'alerte.

Cette démarche nécessite l'analyse des événements survenus dans le passé, leur relation avec les conditions climatiques, afin d'estimer l'aléa et d'identifier un phénomène potentiel, pour fixer si possible les probabilités d'occurrence. Dans des conditions analogues, un événement se produisant dans un passé plus ou moins lointain, a une chance de se reproduire dans un futur plus ou moins proche.

Cette analyse passe avant tout par un inventaire et une critique des données disponibles et par une détermination de leur variabilité spatiale et temporelle. Les quantités précipitées sont traitées selon des intervalles de temps spécifiques aux différentes analyses en fonction des données disponibles pendant les diverses périodes d'observation et en fonction des autres données mises en corrélation. Ainsi, les pas de temps varient de l'année au mois pour l'analyse de la pluie, et se rétrécissent jusqu'à la décade pour l'analyse des données fournies par l'instrumentation du versant de Villerville.

1. La pluviométrie

1.1. Les données disponibles

Avant 1865, les observations météorologiques sont fragmentaires et épisodiques, l'installation d'un pluviomètre à l'Ecole Normale de Caen à cette date marque le début d'une longue période d'observation, régulière mais affectée de nombreux changements d'emplacements. Le poste a été placé successivement à l'Ecole Normale jusqu'en 1910,

au Jardin des Plantes jusqu'en 1925 puis à la Maladrerie jusqu'en 1945 et enfin à Carpiquet, lieu de l'actuelle station officielle du réseau principal d'observations de la Météorologie Nationale.

Depuis 1870, le réseau d'observation du département s'est densifié et les données brutes des différents postes d'observation ont été rassemblées dans les Annales du Bureau Central de la Météorologie Nationale, dans les différents bulletins de la Commission Météorologique du Calvados et dans certains ouvrages par exemple ceux d'ANGOT publiés entre 1881 et 1918 ou de J. SANSON en 1953.

En 1940, les observations ont été presque toutes suspendues, elles ont repris après la seconde Guerre Mondiale. C'est seulement à la fin des années cinquante que le nombre de postes d'observation a atteint celui de 1900, mais leur répartition géographique n'est pas aussi harmonieuse. Afin d'améliorer la situation existante, en 1968, la Mission Déléguée de Bassin Seine Normandie a pris la décision de constituer un réseau pluviométrique complémentaire dont l'installation a été terminée au début de 1972.

Sur la totalité du réseau, la collecte des données anciennes et récentes disponibles pour le secteur proche du littoral du Bessin et du Pays d'Auge porte sur les stations de Caen, Saint Gatien des Bois et sur les cinq postes d'observation de Bayeux Deauville-Orphelinat, Trouville, Longues sur mer et Englesqueville-la-Percée (fig. 80) pour des périodes d'observation variables.

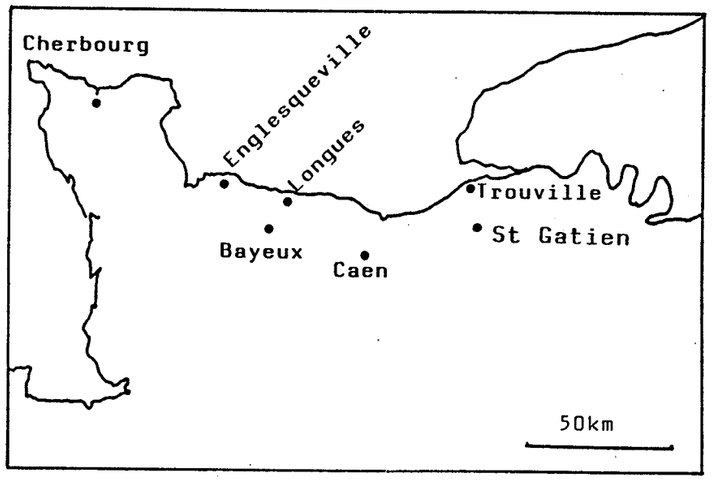


Fig. 80 : Localisation des stations et des postes d'observation climatiques.

La station de Caen est localisée à 20 Km du littoral sur un plateau à 65 m d'altitude. Sa situation à l'intérieur des terres est un inconvénient pour une étude des littoraux. Mais elle offre l'avantage de fournir une longue série d'observation qui est utilisée d'une part pour contrôler celles des postes installés sur le littoral, et, d'autre part, pour étendre les séries courtes issues de ces postes en s'appuyant sur le coefficient de

corrélation obtenu.

La station de Saint Gatien des Bois située à 3 Km du littoral du Pays d'Auge est en position de plateau à une altitude de 134 m. L'orographie a pour effet d'accroître la pluviosité mais cette station reste intéressante car elle est très proche de Villerville, et comme pour la station de Caen, elle a fourni toutes les données climatiques enregistrées en continu avec une bonne fiabilité.

Les postes d'observation sont gérés par un bénévole qui dispose d'un matériel rudimentaire : pluviomètre et thermomètre mini-maxi. La qualité des relevés quotidiens dépend de la ponctualité avec laquelle ils sont faits. Préalablement à toutes analyses, les valeurs seront contrôlées afin d'éliminer les erreurs grossières.

Le poste de Deauville-Orphelinat, situé dans le bourg de Deauville, a succédé à celui de Trouville dont la situation exacte reste inconnue. Ces postes proches du littoral du Pays d'Auge sont très intéressants.

Dans le Bessin, le poste de Bayeux, situé dans un faubourg de la ville à 40 m d'altitude, peut être influencé par le microclimat de la ville. Le poste d'Englesqueville-la-Percée apporte des données climatologiques pour le Bessin occidental, il est localisé à 800 m du bord de la falaise sur le plateau à 38 m d'altitude. Pour le Bessin oriental, les données sont fournies par le poste du sémaphore de Longues sur mer qui a été désarmé en mai 1970 à la suite de l'important glissement de terrain de l'hiver de 1969. A 100 m du rebord de la falaise et à 70 m d'altitude, cette position le rend sensible aux fortes chutes de pluies consécutives au vent heurtant la falaise. Le nouveau poste du sémaphore de Port en Bessin situé à quelques centaines de mètres à l'ouest du village et en position de plateau fournit des données depuis janvier 1984. Compte tenu du nombre restreint d'années d'observation, l'utilisation des données ne sera pas effectuée.

Les longues séries d'observation supérieures à 30 ans sont rares, mais le réseau de stations et de postes climatologiques est nettement suffisant et représentatif pour une étude climatique appliquée aux glissements de terrain. Un pluviomètre installé en janvier 1985 à Villerville complète le réseau et fournit des totaux hebdomadaires pour les périodes hivernales entre 1985 et 1987.

1.2. Critique des données

Elle porte sur les données pluviométriques annuelles, à l'exception des stations que gère la Météorologie Nationale, cette dernière effectuant cette opération sur ses seules stations. Par contre les relevés des postes du réseau complémentaire sont livrés bruts, sans examen de leur validité et de leur degré de pureté. Les erreurs de mesures sont de deux types :

- systématiques et liées à un étalonnage défectueux du capteur ;
- aléatoires ou accidentelles et dues par exemple à un changement d'appareillage, un déplacement du capteur, une erreur de mesure...

La détection s'opère en étudiant la continuité des mesures et leur validité, ou le

plus souvent par comparaison avec les stations voisines ayant un degré de liaison marqué. Un poste fournit la série à tester, celle-ci est confrontée avec une autre réputée sûre. Les stations de Caen et de Saint Gatien des Bois seront prises comme base de référence. Les trois méthodes employées pour établir des corrélations interstations sont :

- l'analyse en composantes principales ;
- la méthode des doubles cumuls ;
- la méthode des écarts cumulés.

1.2.1. L'analyse en composantes principales

L'analyse de tableau de données quantitatives pose rapidement un problème. En effet, un tableau composé de P variables et contenant n observations est difficilement exploitable directement sauf si P est égal à deux. La solution est alors de représenter chaque observation dans un plan par un point dont les coordonnées sont les valeurs prises pour chaque variable. Si le nombre de variables augmente, les comparaisons sont réalisables par une analyse en composantes principales ou A.C.P. (LAVABRE J., 1983). L'A.C.P. est une méthode descriptive qui consiste à réaliser des changements d'axes selon de nouvelles variables indépendantes, appelées composantes principales ou facteurs, résultant des combinaisons linéaires des premières. Ces nouvelles variables sont indépendantes et telles que les projections des individus par rapport aux axes factoriels définis soient les plus dispersées possible. L'A.C.P. transforme donc l'espace initial de variables généralement corrélées par des variables non corrélées (base orthogonale de vecteurs propres). L'intérêt de cette méthode est la réduction du nombre de variables. Les projections des individus dans le nouveau système basé sur les axes factoriels permettent, par l'intermédiaire des coefficients de corrélation, de visualiser les regroupements de stations ayant des comportements similaires et au contraire, celles qui échappent aux regroupements régionaux. L'A.C.P. décèle les erreurs aléatoires, ou de mesure, mais, met également en évidence un comportement systématiquement différent d'une station. Elle se montre moins efficace pour juger de l'homogénéité d'une série.

Elle a été réalisée sur la pluviométrie annuelle de 1959 à 1969, correspondant à une période commune de relevés pour les six stations disponibles retenues de Caen, Saint Gatien des Bois, Deauville, Longues sur mer, Bayeux et Englesqueville-la-Percée. La matrice et le cercle de corrélation (fig. 81) montrent que :

- aucune station n'a un comportement très différent des autres; elles se situent dans la même partie du cercle. Seul le poste de Longues sur mer est légèrement éloigné du groupe, ses coefficients de corrélation sont très médiocres avec les cinq autres sauf avec le poste d'Englesqueville-la-Percée (0,85) ;

- les regroupements régionaux sont centrés autour des deux stations continentales de Caen et Bayeux. Au dessus de l'axe horizontal, les stations du Pays d'Auge de Saint Gatien des Bois et de Deauville sont intimement liées avec un coefficient de 0,90 et dans la partie inférieure, les postes du Bessin sont éloignés l'un de l'autre malgré un coefficient de corrélation égal à 0,85 ; ceci est dû au comportement de la station de Longues sur mer comme cité précédemment. Au vu de ces résultats, aucune station ne

STATISTIQUES ELEMENTAIRES

VARIABLES	MOYENNES	ECARTS-TYPES DE LA SERIE
BAYEU	851.818	155.7749
CAEN	732.364	146.3043
STGAT	828.091	122.4120
LONG	758.455	118.9772
DEAU	671.545	105.8972
ENGLE	796.455	139.6715

CORRELATIONS

	BAYEU	CAEN	STGAT	LONG	DEAU	ENGLE
BAYEU	1.000					
CAEN	0.814	1.000				
STGAT	0.898	0.882	1.000			
LONG	0.650	0.692	0.572	1.000		
DEAU	0.871	0.877	0.901	0.527	1.000	
ENGLE	0.833	0.854	0.819	0.848	0.811	1.000

	1 BAYEU	2 CAEN	3 STGAT	4 LONG	5 DEAU	6 ENGLE
1	676.00	529.00	649.00	575.00	640.00	617.00
2	957.00	991.00	954.00	989.00	824.00	1076.00
3	708.00	686.00	682.00	715.00	560.00	715.00
4	761.00	726.00	877.00	705.00	671.00	702.00
5	680.00	640.00	759.00	683.00	560.00	731.00
6	846.00	761.00	783.00	805.00	631.00	721.00
7	1093.00	924.00	1043.00	703.00	853.00	934.00
8	1162.00	936.00	1009.00	915.00	829.00	975.00
9	906.00	633.00	818.00	856.00	643.00	865.00
10	819.00	610.00	769.00	776.00	581.00	780.00
11	762.00	620.00	766.00	621.00	595.00	645.00

***** ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES ****

CERCLE DES CORRELATIONS

PLAN 1 2 AXE 1 HORIZONTAL AXE 2 VERTICAL

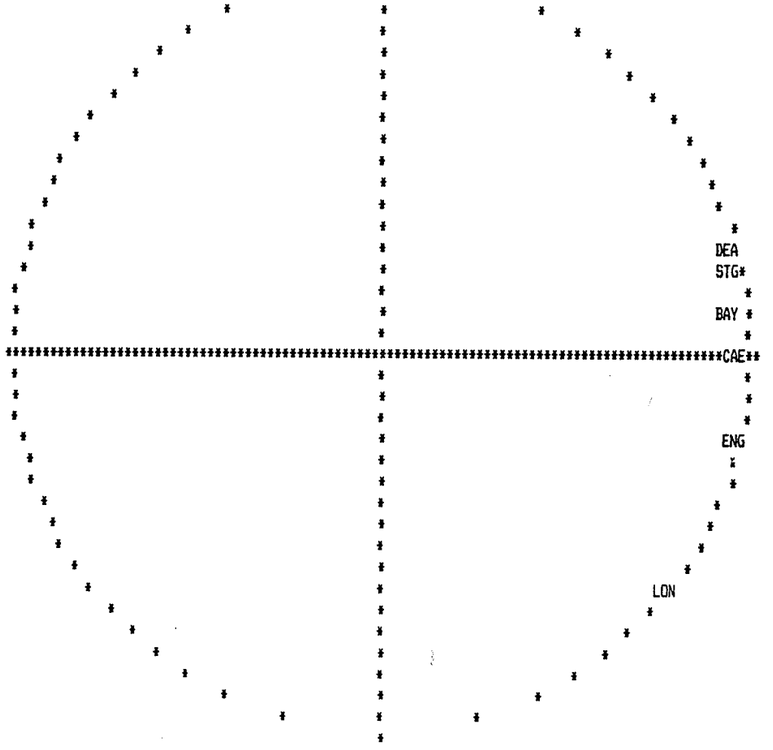


Fig. 81 : Analyse en composantes principales des données pluviométriques annuelles entre 1959 et 1969.

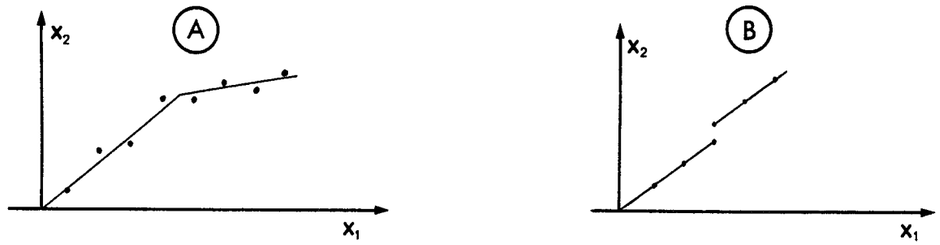


Fig. 82 : La méthode des doubles cumuls : série hétérogène (A) et série comportant une valeur aberrante (B).

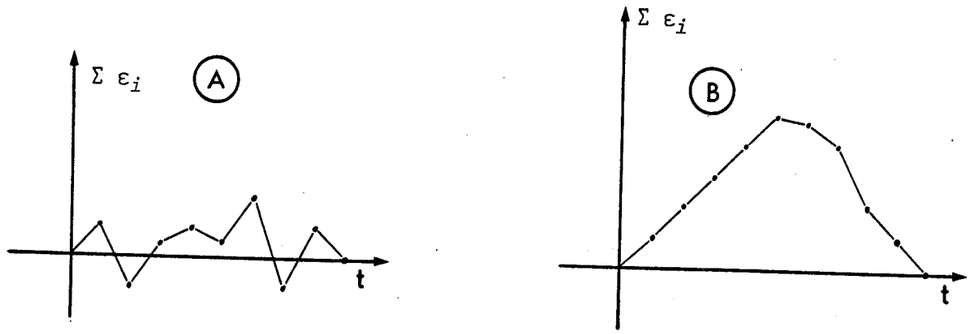


Fig. 83 : La méthode des écarts cumulés : série homogène (A) et série présentant une rupture homogénéité (B).

semble connaître d'évolution particulière ou tout au moins distincte de celles des autres. La série d'observation est donc statistiquement homogène.

1.2.2 Les méthodes des doubles cumuls et des écarts cumulés.

La méthode des doubles cumuls consiste à reporter graphiquement le cumul dans le temps des valeurs d'une série à contrôler en fonction du cumul dans la même chronologie de la série témoin (LAVABRE J., 1983) si x_1 est la série à tester et x_2 la série témoin, observées toutes deux de i = 1 à n.

$$x_1 = \sum_{i=1}^{n} x_{1,i} \qquad x_2 = \sum_{i=1}^{n} x_{2,i}$$

Dans le cas de deux séries homogènes, ces points sont plus ou moins alignés, par contre un changement de pente à partir d'une certaine valeur de i indique une hétérogénéité et une cassure dans la droite indique une valeur aberrante (fig. 82a et b).

La méthode des écarts cumulés consiste à reporter graphiquement, non plus les cumuls des valeurs (comme dans le cas précédent), mais ceux des résidus de la corrélation entre la série à contrôler et la série témoin.

Les résidus ε_i de la corrélation ont pour propriété :

$$\sum_{i=1}^{n} \varepsilon_i = 0$$

Le cheminement chronologique de la somme des ε_i, bien qu'aléatoire, est d'autant moins probable qu'il s'éloigne de l'axe t (LAVABRE J., 1983) (fig. 83a et b), Ph. BOIS (1976) développe diverses études théoriques sur le comportement attendu de la somme des ε_i. Il indique que dans l'hypothèse de normalité des résidus, pour un seuil de probabilité de non dépassement donné, des ellipses peuvent être tracées. Pour un seuil de signification retenu à 10%, si tous les points sont inclus dans l'ellipse la série est vraisemblablement homogène. Selon Ph. BOIS (1976), l'enveloppe globale est une ellipse de grand axe égal à n (nombre de valeurs) et de petit axe égal à $u\alpha\ \sigma\varepsilon\ n/\sqrt{n-1}$

avec $u\alpha$: variable centrée réduite normale de probalité au non dépassement égal à $1-\alpha/2$ et pour un seuil de signification de 10 %, u = 1,645.

Pour les postes littoraux ces deux méthodes de contrôle ont été appliquées en utilisant comme stations de référence celles de Caen et de Saint Gatien des Bois.

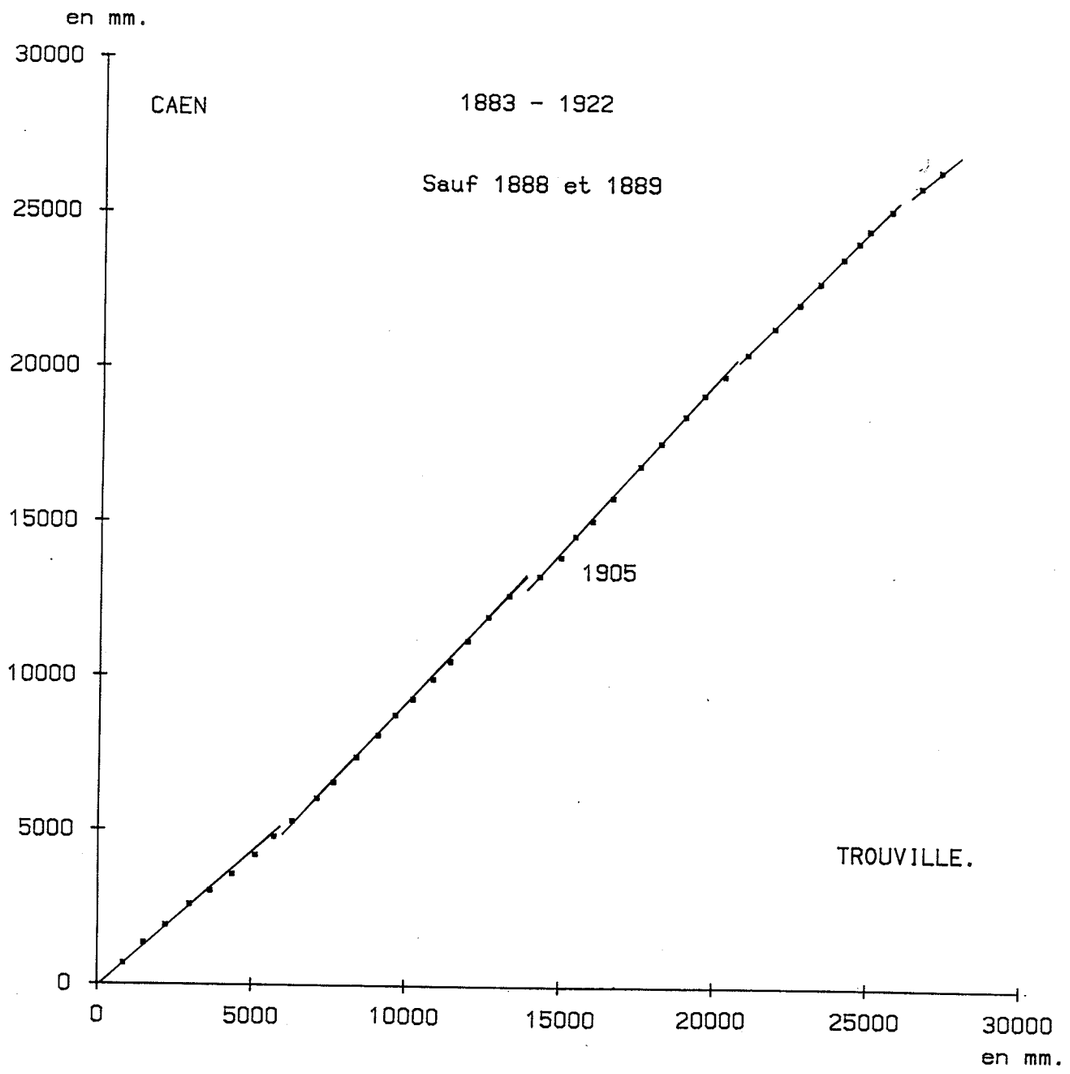


Fig. 84 : Droite des doubles cumuls : Caen et Trouville entre 1883 et 1922.

série témoin	série à contrôler	période
Caen	Trouville	1883-1922
Caen	Longues sur mer	1948-1969
Caen	Englesqueville	1959-1986
Saint Gatien	Deauville	1951-1970

- Le poste de Trouville.

Malgré l'éloignement (50 Km) de la station de Caen et du poste de Trouville, il était intéressant de vérifier si cette série comportait de grosses erreurs. La méthode du double cumul (fig. 84) montre quelques changements de pente peu marqués et révèle quelques valeurs aberrantes avec par exemple 1905. Comme on s'y attend, celle des écarts cumulés indique pour Trouville une série présentant une forte rupture d'homogénéité sans grande signification compte tenu de l'éloignement des deux stations.

- Les postes d'Englesqueville-la-Percée et de Longues sur mer

Pour chaque poste, les droites des doubles cumuls (fig. 85a et fig. 86a) indiquent quelques cassures, sans changement de pente, les années 1966, 1967 et 1981 pour Englesqueville-la-Percée et 1960 et 1965 pour Longues sur mer. Les écarts cumulés (fig. 85b et fig. 86b) révèlent une bonne homogénéité des deux séries pour lesquelles l'ensemble des valeurs est distribué d'une manière équilibrée de part et d'autre de la moyenne (T) et est entièrement inscrit sous ellipse globale à 90 % de probabilité.

- Le poste de Deauville-Orphelinat.

Ce poste fournit un bel exemple de disparité dans la série. Sur le graphique des doubles cumuls (fig. 87a) la pente de la droite est régulière, puis change brusquement en 1959. Cette hétérogénéité dans cette série est confirmée par la méthode des écarts cumulés (fig. 87b) dans laquelle la quasi totalité des valeurs est située en dehors de l'éllipse. Ces résultats mettent en évidence deux séries distinctes, l'une de 1951 à 1959 et l'autre de 1960 à 1970. Pour ces deux nouvelles séries courtes, les mêmes opérations de contrôle ont été effectuées. Dans les deux cas l'ensemble des points est compris dans l'ellipse. On se trouve en présence de deux séries au régime pluviométrique différent avec comme moyennes annuelles respectives 752 mm et 664 mm. Pour les mêmes périodes, les moyennes de la pluviométrie annuelle de la station de Saint Gatien sont respectivement de 783 mm et 845 mm. Quelle est donc la série qui représente le régime pluviométrique du littoral de la région de Deauville ? Les coefficients de corrélation des deux séries courtes de Deauville avec celles de Saint Gatien ne sont pas significatifs puisque presque égaux à 0,95 et 0,97.

Une autre démarche peut-être menée en s'intéressant uniquement aux moyennes annuelles. Ainsi entre 1951 et 1959, les précipitations sont plus élevées de 4 % environ à Deauville qu'à Saint Gatien. Au contraire entre 1960 et 1970, la tendance s'inverse puisque le poste de Deauville reçoit en moyenne 20 % de moins de pluie qu'à Saint Gatien. Dans l'état actuel des connaissances et en se basant sur le fait que les structures

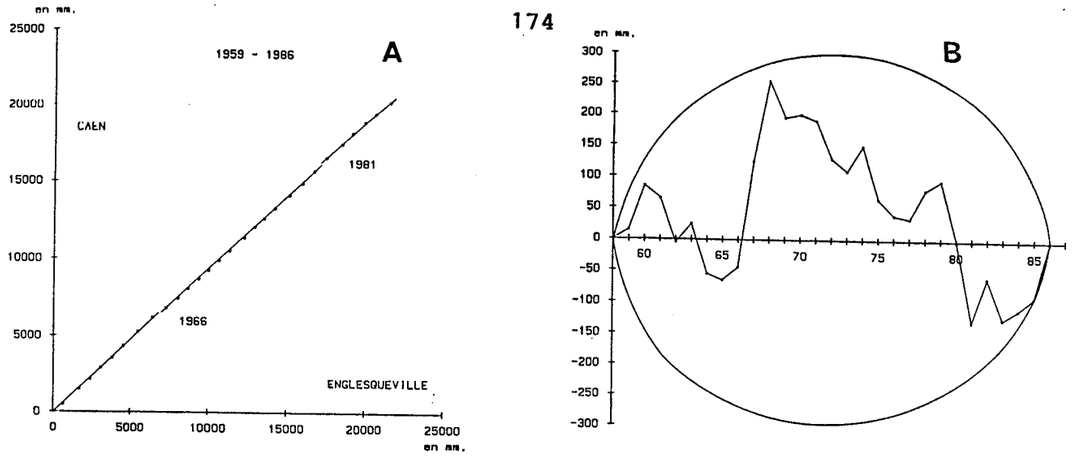


Fig. 85 : Contrôle de la série d'Englesqueville par celle de Caen pour la période 1959 à 1986 : méthode des doubles cumuls (A) et des écarts cumulés (B).

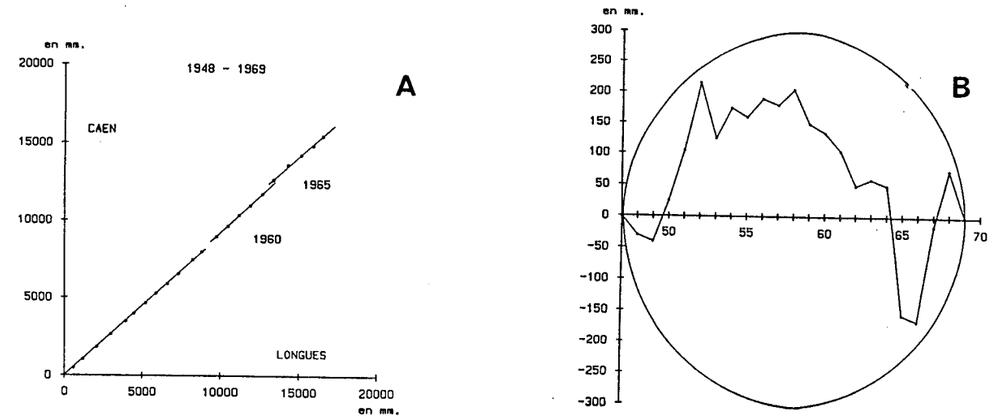


Fig. 86 : Contrôle de la série de Longues sur mer par celle de Caen pour la période 1948 à 1969 : méthode des doubles cumuls (A) et des écarts cumulés (B).

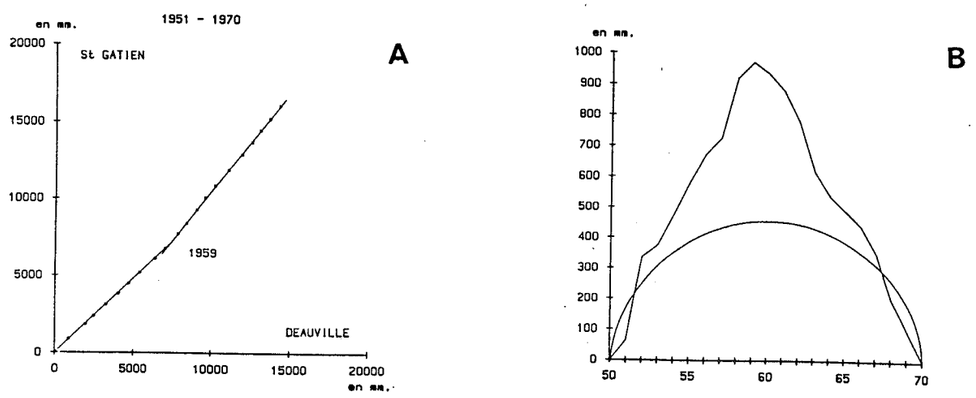


Fig. 87 : Contrôle de la série de Deauville-Orphelinat par celle de Saint Gatien pour la période 1951 à 1970 : méthode des doubles cumuls (A) et des écarts cumulés (B).

pluviométriques sont déterminées pour partie par l'hypsométrie, la période 1960-1970 peut-être retenue comme représentative du régime pluviométrique du littoral.

Par exemple les précipitations moyennes annuelles égales à 664 mm se rapprochent de la valeur moyenne calculée pour la période de 1883 à 1924 du poste de Trouville soit de 680 mm. De plus, les totaux hebdomadaires recueillis à Villerville sont en moyenne inférieurs de 15 à 20 % à ceux de Saint Gatien et renforcent donc le choix effectué. Par ailleurs les conséquences d'un tel choix sont limitées puisque les données de la station de Saint Gatien plus sûres et plus complètes seront retenues dans l'étude hydrogéologique.

Cette rupture dans la série de Deauville n'a pu être expliquée. L'enquête faite auprès des services de la Météorologie Nationale n'a pu révéler les raisons de ce brusque changement.

1.2.3. Conclusion

Le contrôle des données pluviométriques annuelles pour les postes retenus révèle une bonne homogénéité dans les séries avec seulement quelques valeurs aberrantes faciles à corriger. Pour le poste de Deauville la rupture marquée dans les relevés pose le délicat problème de la correction des valeurs et du choix de portion de droite représentative du régime pluviométrique du littoral.

Si les pluies à Caen sont plus faibles en valeurs absolues que celles relevées dans les autres postes du département, il est couramment admis que les fluctuations chronologiques des pluies à Caen traduisent l'évolution générale du régime pluviométrique du Calvados. C'est pourquoi la station de Caen quoique éloignée du littoral sera prise comme base de référence pour restituer les années des levés de terrain dans la plus longue période possible de comparaison.

1.3. Extrapolation des séries courtes

Cette extrapolation a deux objectifs. Le premier est d'établir les relations entre pluviométrie et événements historiques. En effet, E. HELLUIN a recensé les mouvements de terrain survenus dans le Pays d'Auge en prenant comme source les parutions de la presse locale depuis 1879 (paragraphe 3). Le second est de déterminer la répartition spatiale des pluies et leur variation sur de longues durées.

L'établissement de telles relations est rendu difficile par l'inégalité dans la durée voire de l'absence d'enregistrement dans certains secteurs. Pour ce faire, il est nécessaire de comparer les données des différents postes sur un même intervalle de temps. L'Organisation Météorologique Mondiale recommande le calcul dit des "valeurs normales" des précipitations sur une durée égale à 30 ans. Les périodes de référence ont changé au cours des années : à celle de 1931-1960 (série de GARNIER) a succédé celle de 1951-1980. Pour une même station, les valeurs seront légèrement différentes selon la période considérée, à titre d'exemple, les normales mensuelles et annuelles sont données pour la station de Caen (fig. 88).

	J	F	M	A	M	J	Jt	At	S	O	N	D	Total
1931-1960	68	55	44	47	54	43	50	57	65	72	79	60	690 mm
1951-1980	62	58	45	44	56	51	43	56	72	73	83	65	708 mm

Fig. 88 : Tableau des normales mensuelles et annuelles de la station de Caen pour deux périodes de référence.

Stations	Période d'observation commune	Moyenne en mm	Ecart type en mm	Coeff. variation en %	Coeff. corrélation	Droite de régression
Caen St Gatien	1949-1986	719 842	129 159	18 19	0.89	y = 1.07x + 68
Caen Englesquev.	1959-1986	724 771	129 131	18 17	0.86	y = 0.87x + 143
Caen Longues	1948-1969	704 753	146 128	21 17	0.87	y = 0.71x + 256
St Gatien Deauville	1960-1969	845 671	114 111	13 16	0.97	y = 0.95x - 128
Caen Trouville	1883-1924	662 680	126 127	19 19	0.62	y = 0.62x + 266

Fig. 89 : Tableau des corrélations entre deux stations proches : paramètres statistiques et équations des droites de régression.

Ces extrapolations seront effectuées à partir des stations de Saint Gatien et de Caen prises comme références, elles fournissent des données complètes pendant 30 années, de 1951 à 1980.

L'extrapolation des séries courtes a été effectuée par corrélation simple entre deux stations proches, à une droite de régression ajustée par la méthode des moindres carrés. Les études antérieures menées par R. LEPORTOIS (1976) et D.U.T.I. (1985) montrent que cette méthode donne de bons résultats pour l'étude de valeurs annuelles ou mensuelles. L'utilisation de cette méthode suppose que les deux séries mises en corrélation se rapprochent d'une loi de GAUSS ce qui est le cas (HELLUIN M., 1969 ; BEDIOT G., 1967 ; A.F.B.S.N., 1972) sauf pour les valeurs extrêmes.

1.3.1. Les valeurs annuelles et la pluviométrie "Normale"

Les paramètres statistiques et les équations des droites de régression sont donnés dans le tableau de la figure n°89.

Les coefficients de corrélation sont centrés autour de 0,90, ce qui donne une approche acceptable, seul celui entre Caen et Trouville est médiocre (0,62) du fait du faible degré de liaison entre les deux stations. Pour cette raison le calcul de la "normale" pour la station de Trouville est réalisé par le biais des coefficients pluviométriques qui consistent à établir le rapport entre les moyennes de deux séries synchrones et à l'affecter à la série incomplète pour obtenir la normale réduite (LEPORTOIS R., 1976).

Les normales de la période 1951-1980 sont les suivantes :

Caen-Carpiquet	708 mm	Longues sur mer	757 mm
Saint Gatien des Bois	827 mm	Englesqueville	759 mm
Trouville	727 mm	Deauville	658 mm

1.3.2 Les valeurs mensuelles

Elles ont été calculées pour la seule station de Saint Gatien à partir des données de la station de Caen prises en référence. La corrélation porte sur la période d'observations communes comprise entre 1949 et 1986. A partir des droites de régression pour chaque mois (fig. 90) les valeurs mensuelles sont extrapolées jusqu'en 1866 pour la station de Saint Gatien.

Les coefficients de corrélation des mois de décembre à mars sont bons et supérieurs à 0,90, ceux des mois d'avril à juin et de septembre à novembre sont fort acceptables car leurs valeurs sont comprises entre 0,79 et 0,85. Seuls les mois d'été de juillet et août offrent des coefficients très médiocres avec respectivement 0,68 et 0,63.

Ces valeurs sont facilement explicables en raison du régime pluviométrique

Mois		Moyenne en mm	Ecart type en mm	Coeff. var. %	Coeff. corrél.	Droite de régression
J	C	62	33	54		
	G	68	32	47	0,91	y = 0,89x + 14
F	C	57	33	58		
	G	57	34	59	0,92	y = 0,94x + 4
M	C	52	28	54		
	G	59	34	57	0,94	y = 1,1x
A	C	44	22	49		
	G	50	27	54	0,85	y = 1,04x + 4
M	C	59	29	49		
	G	65	32	48	0,83	y = 0,9x + 12
J	C	52	31	60		
	G	64	37	57	0,82	y = 0,96x + 14
JT	C	47	30	64		
	G	60	35	58	0,68	y = 0,78x + 23
A	C	53	27	51		
	G	67	34	50	0,63	y = 0,78x + 26
S	C	68	35	52		
	G	85	45	53	0,79	y = x + 17
O	C	71	52	73		
	G	90	62	69	0,85	y = 1,02x + 18
N	C	81	40	49		
	G	96	46	48	0,84	y = 0,98x + 16
D	C	70	37	53		
	G	81	42	52	0,90	y = x + 10

* C = Caen
G = Saint Gatien

Fig. 90 : Tableau des corrélations de la pluviométrie mensuelle des stations de Caen et Saint Gatien entre 1949 et 1986.

particulier des mois d'été lié aux perturbations orageuses localisées.

Pour la période 1949 à 1986, la somme des six mois de septembre à mars des valeurs estimées et celle des valeurs réelles sont très proches. Cette estimation suffit puisque seuls des ordres de grandeurs seront pris en compte par la suite.

1.4. Variabilité des pluies

1.4.1. Les pluies annuelles

L'analyse de la répartition spatiale des pluies annuelles et leur variabilité sera faite par année civile à partir des données fournies par la Météorologie Nationale. Par contre, dans le cadre d'une étude hydrogéologique il est plus intéressant d'étudier les structures pluviométriques par année hydrologique du 1er octobre au 30 septembre afin de dégager les cycles annuels de remontée des nappes.

1.4.1.1.La distribution géographique des pluies

A partir de la carte des isohyètes (fig. 91) et des normales calculées, la répartition spatiale et les disparités régionales apparaissent sur l'ensemble de la Basse-Normandie. La pluviométrie varie de 650-700 mm à plus de 1350 mm.

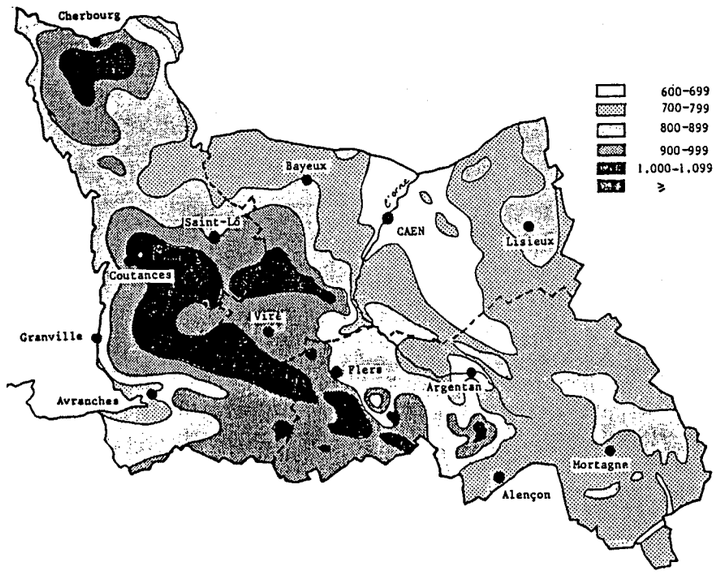


Fig. 91 : Précipitations annuelles moyennes en Basse Normandie (d'après S.R.A.E., 1988).

Il apparaît très nettement une opposition entre les campagnes sèches de Caen, Falaise, Argentan et les reliefs périphériques, véritables châteaux d'eau qui se développent au sud de Vire, sur le synclinal Bocain et le Nord du Cotentin. La

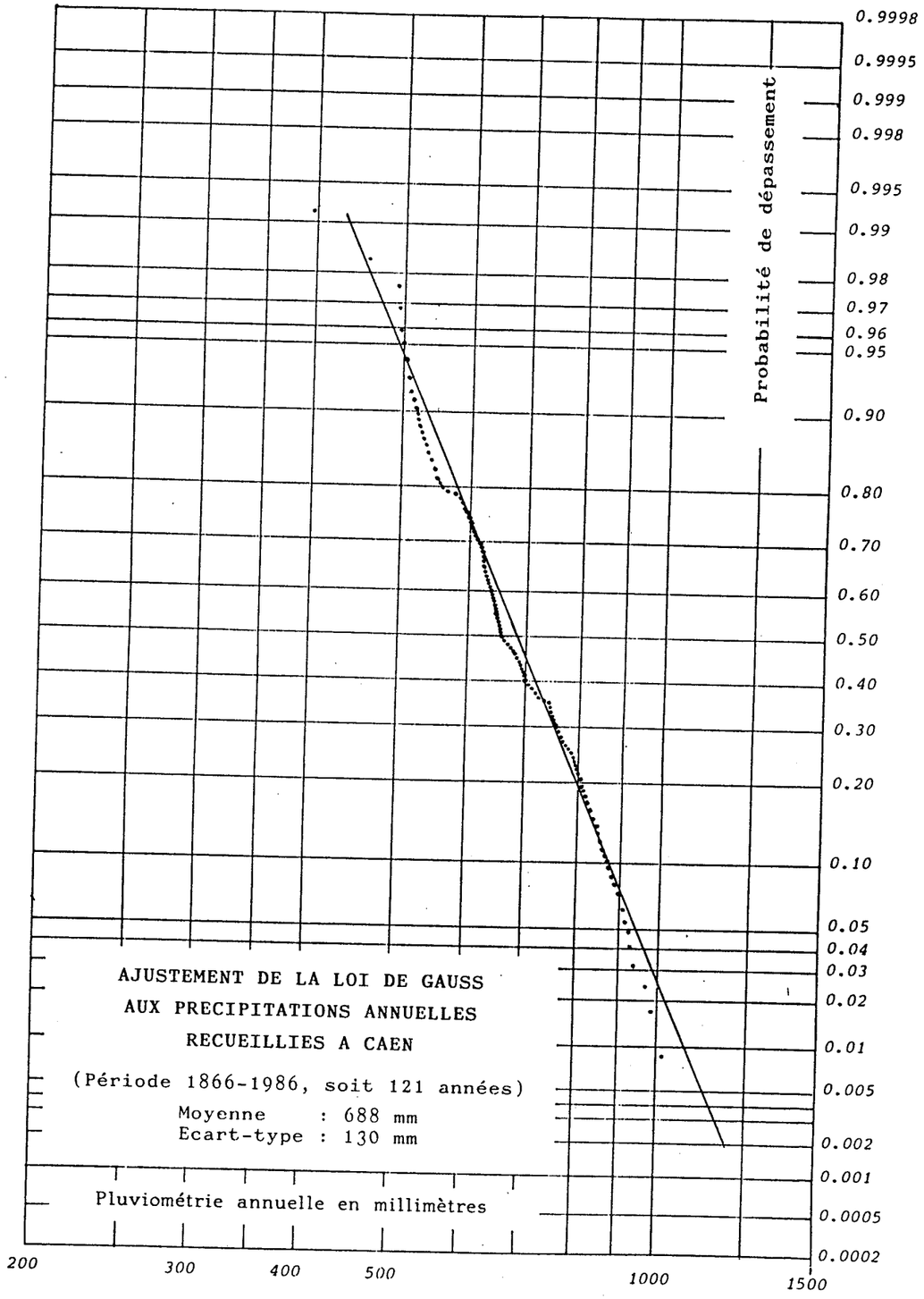


Fig. 92 : Ajustements loi de Gauss des précipitations annuelles de la station de Caen entre 1866 et 1986.

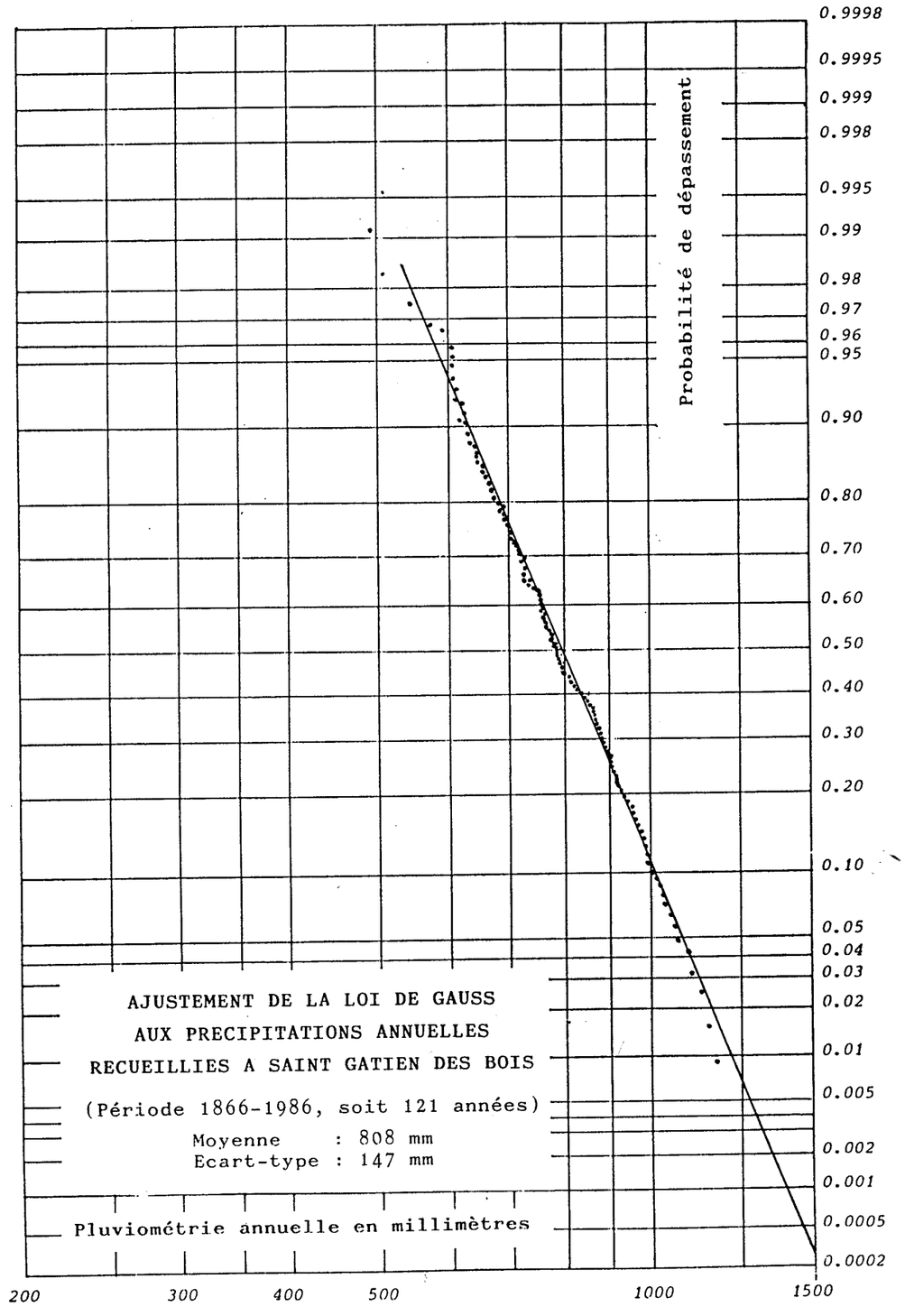


Fig. 93 : Ajustements loi de Gauss des précipitations annuelles de la station de Saint Gatien étendue entre 1866 et 1986.

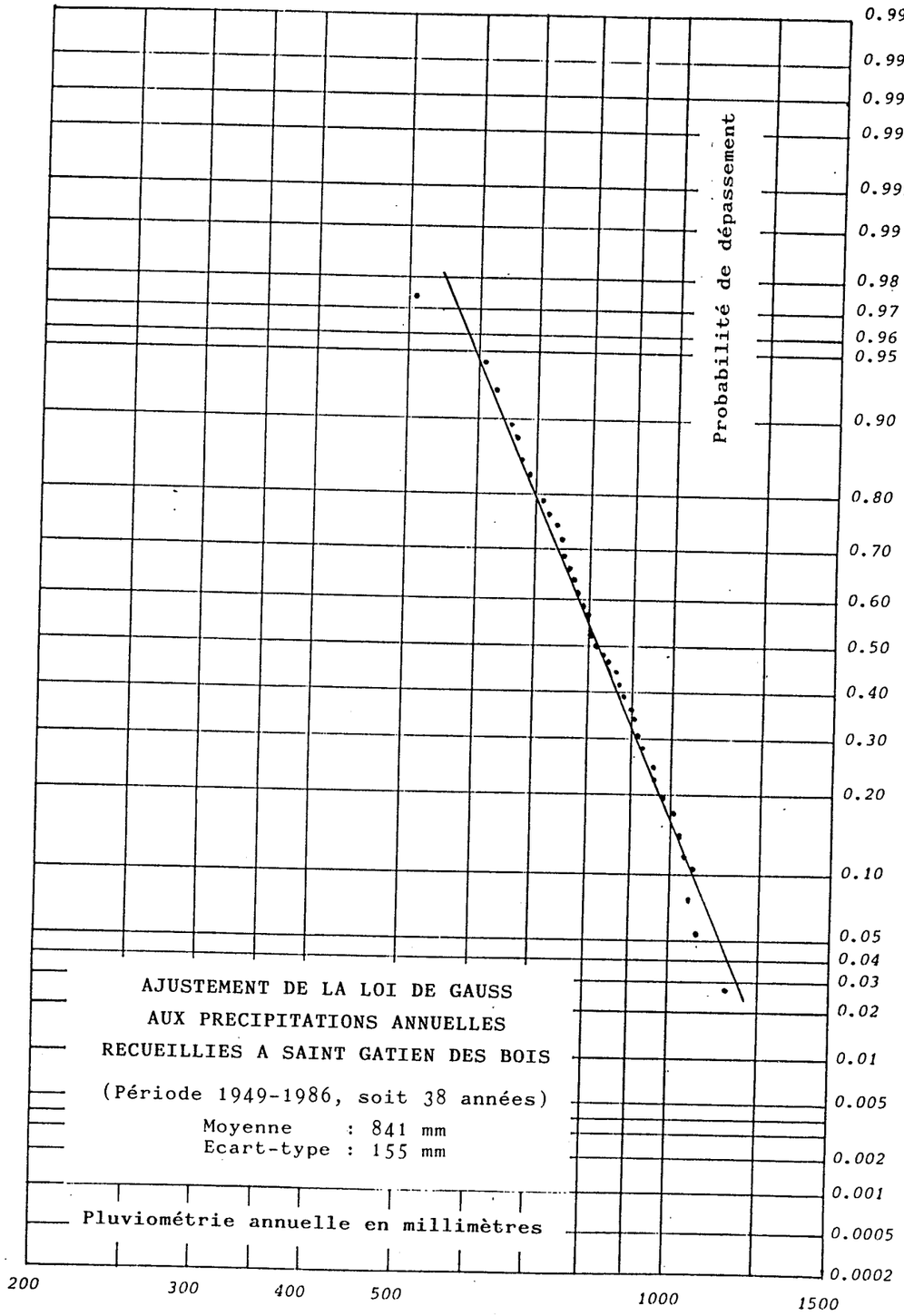


Fig. 94 : Ajustements loi de Gauss précipitations annuelles de la station de Saint Gatien entre 1949 et 1986.

décroissance de la hauteur pluviométrique annuelle s'effectue du sud vers le nord et de l'ouest vers l'est (MUSSET R., 1960). Il ressort nettement que le facteur déterminant la répartition des pluies n'est pas la valeur altimétrique des reliefs principaux mais leur orientation par rapport aux courants perturbés de secteur ouest et surtout sud-ouest, les plus fréquents et les plus humides. Ainsi, la plaine de Caen se trouve abritée par ces lignes de relief et la pluviométrie y atteint son minimum. La côte du Pays d'Auge, orientée nord-sud, provoque une faible augmentation des pluies, les masses nuageuses ayant perdu une part notable de leur charge hygrométrique (S.R.A.E., 1988). Le littoral est moyennement arrosé, la pluviosité "normale" y est de l'ordre de 750 mm. Celui du Pays d'Auge reçoit en moyenne 100 à 150 mm de moins que le plateau, par exemple à la station de Saint Gatien la moyenne atteint 827 mm.

1.4.1.2. La variabilité interannuelle des pluies

Elle est étudiée à partir des séries fournies par les stations de Caen et de Saint Gatien en série étendue de 1866 à 1986 soit 121 années d'observation, et sur celle de Saint Gatien de 1949 à 1986 soit 38 années. Ces deux stations fournissent une bonne représentation des variations relatives de toute la zone étudiée.

Dans le cas d'une série d'observation suffisamment longue, une description fine et rationnelle est obtenue en la représentant par une loi théorique de répartition des fréquences qui s'adapte le mieux à la courbe monotone expérimentale tracée à partir des données brutes. Pour les régions océaniques, la loi de GAUSS ou celle de GALTON-GIBRAT (A.F.B.S.N., 1972) sont généralement utilisées. Par exemple G. BEDIOT, (1967) a utilisé ces deux lois dans le Bassin de la Seine en traitant trente cinq longues séries. La loi de GAUSS s'ajuste fort bien aux données les plus faibles et aux valeurs centrales pour une fréquence de dépassement inférieure à 0,1. Au delà de cette valeur, elle a tendance à sous estimer les données réelles dans certains cas. La loi de GALTON-GIBRAT tient compte d'une certaine dissymétrie dans la répartition des pluies en s'adaptant aux points situés dans les fréquences faibles correspondant aux fortes précipitations annuelles mais au détriment des autres valeurs.

Les ajustements selon la loi de GAUSS ont été réalisés pour les deux stations (fig. 92, 93 et 94). Les fréquences au dépassement (ou de retour) sont données dans le tableau de la figure n°95.

Sur les figures 96, 97 et 98 l'analyse des fréquences relatives par classes et des fréquences cumulées pour ces deux stations fournit des ordres de grandeurs comparables. Pour la station de Caen, la valeur pour F = 0,9 est de 525 mm et 536 mm calculée selon la loi de GAUSS. Pour F = 0,1, la pluviosité décennale est de 865 mm, soit une valeur très proche de celle obtenue par l'ajustement qui est de 881 mm. Dans l'ensemble, il y a une bonne concordance entre les valeurs observées et calculées pour la station de Caen. Par contre pour celle de Saint Gatien, les deux ajustements sur les deux séries de données sont un peu différents. L'écart augmente pour les fréquences faibles, ainsi si F = 0,02, l'écart est supérieur à 50 mm. Les valeurs calculées de la courte série observée sont supérieures à celles calculées pour la longue série extrapolée. Si la courte série observée représente les conditions pluviométriques réelles, seule l'utilisation d'une longue série peut fournir par les méthodes statistiques, une image

	Caen 1866-1986	St Gatien 1866-1986	St Gatien 1949-1986
F = 0,9 (pluie dépassée 9 années sur 10)	536	633	641
F = 0,2 (pluie dépassée 1 année sur 5)	800	930	972
F = 0,1 (pluie dépassée 1 année sur 10)	881	1014	1062
F = 0,02 (pluie dépassée 1 année sur 50)	1028	1167	1222
F = 0,01 (pluie dépassée 1 année sur 100)	1080	1215	1294

Fig. 95 : Tableau des fréquences au dépassement d'une pluie annuelle des stations de Caen et Saint Gatien.

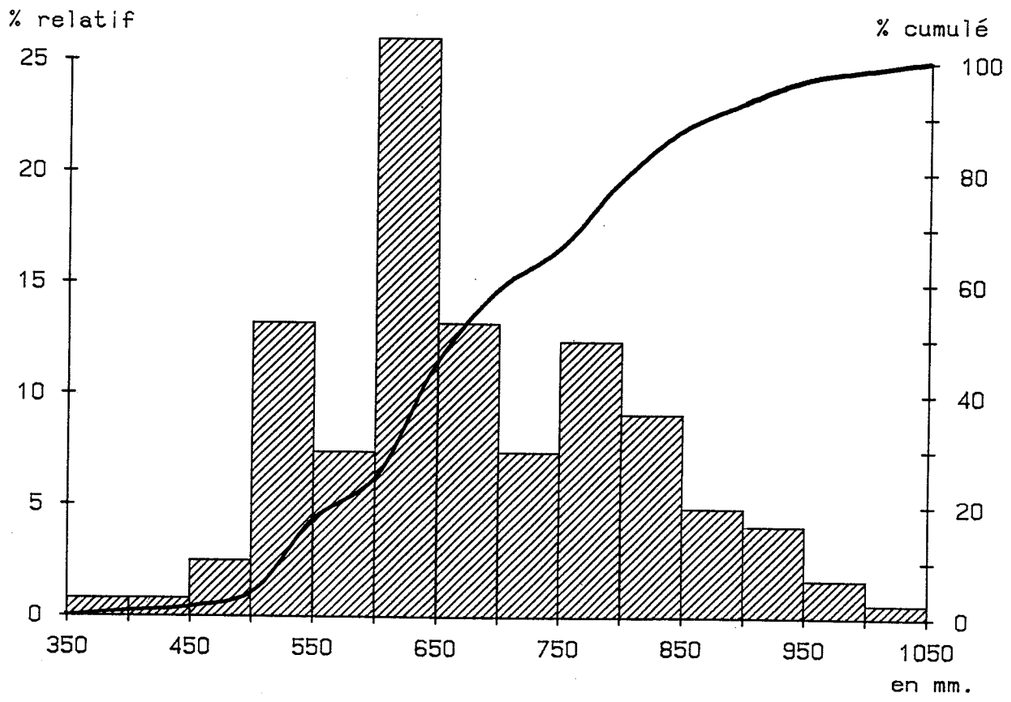


Fig. 96 : Fréquences relatives et cumulées de la pluie annuelle de la station de Caen entre 1866 et 1986.

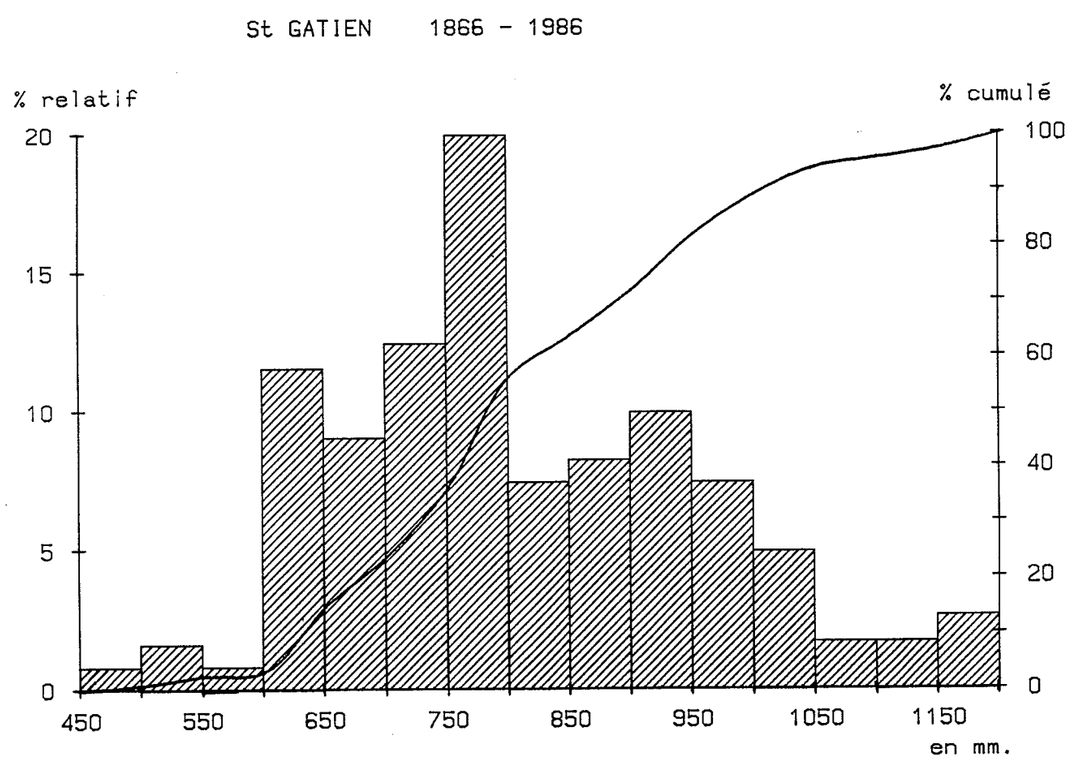


Fig. 97 : Fréquences relatives et cumulées de la pluie annuelle de la station de Saint Gatien entre 1866 et 1986.

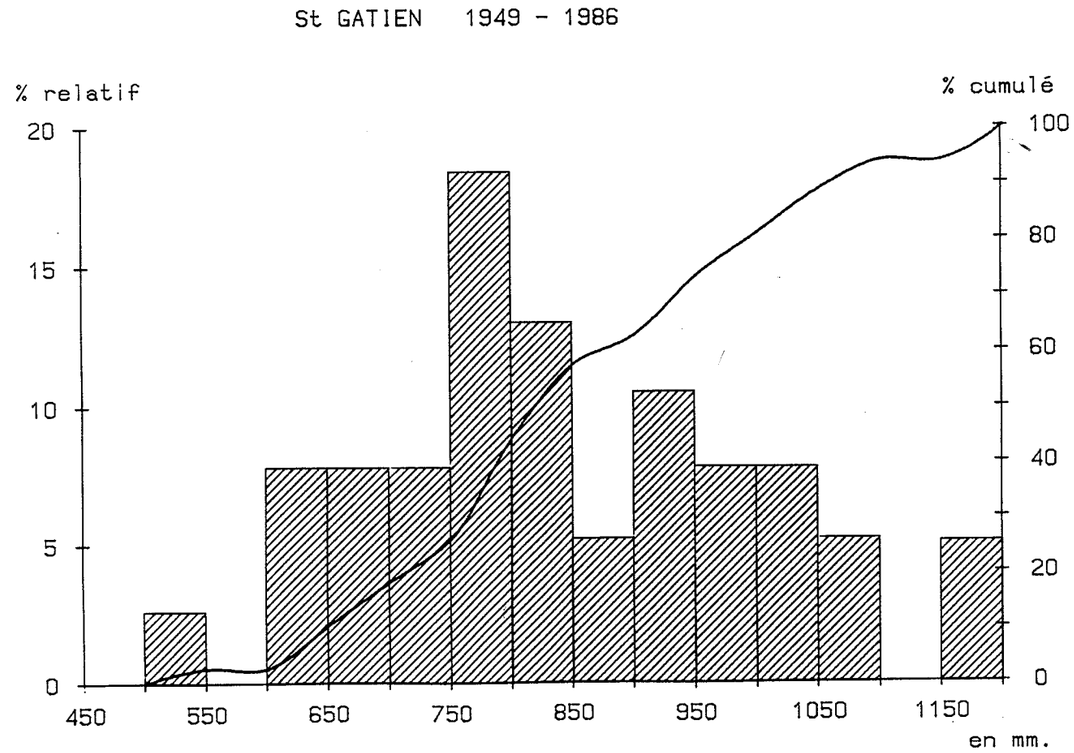


fig. 98 : Fréquences relatives et cumulées de la pluie annuelle de la station de Saint Gatien entre 1949 et 1986.

juste de la variabilité des pluies, et impose donc le traitement d'une série extrapolée.

L'irrégularité des pluies est relativement importante en régime pluviométrique océanique d'où un coefficient de variation assez élevé. Une pluie de fréquence d'environ (0,2) décennale dépasse de 200 mm environ la pluie moyenne.

Le coefficient de variation élevé de la station de Caen est expliqué par G. BEDIOT, comme étant le résultat des changements d'emplacement du poste au cours du siècle. Les pluies annuelles en années exceptionnellement sèches peuvent descendre jusqu'à 400 mm à Caen et 500 mm à Saint Gatien. Par contre les années fortement pluvieuses, elles peuvent atteindre 1000 mm à Caen et presque 1200 mm à Saint Gatien. **Ainsi à l'échelle du siècle, la pluie annuelle varie du simple au double. A l'échelle de la décennie, elles peuvent varier de près de 80 % d'une année à l'autre** (LEPORTOIS R., 1976).

1.4.1.3. Les pluies des années 1985 à 1987

Comparée à une année moyenne, la pluviométrie annuelle de l'année 1985 est déficitaire et celle des deux années suivantes est excédentaire, principalement l'année 1986 durant laquelle il est tombé une lame d'eau de 13 à 14 % supérieure à la moyenne (fig. 99).

Toutefois, les trois dernières années ne sont pas exceptionnelles car les maximales ou les minimales sont inférieures de 15 % par rapport à la moyenne ce qui est également démontré par les périodes de retour, calculées selon la loi de GAUSS pour les années 1987 et 1986, qui sont respectivement de trois et de quatre ans. Mais deux faits sont à retenir, particulièrement dans le cadre d'une étude hydrogéologique. Ce n'est pas l'ampleur d'un excédent ou d'un déficit d'une année particulière qui est déterminant mais la répétition de l'un ou de l'autre au cours de plusieurs années successives. Cette dynamique se retrouve à l'échelle mensuelle en période de hautes eaux où la répartition décadaire des pluies entraîne des ruptures remarquables dans les séries. Ces analyses seront faites suivant plusieurs voies par la suite.

1.4.2. Les pluies saisonnières et mensuelles

La variabilité interannuelle des pluies et leur répartition caractérisent le régime pluviométrique et dégagent des périodes de l'année favorable à l'alimentation et à la remontée des nappes phréatiques. En effet, les pluies ne sont efficaces que si elles tombent en période froide, pendant laquelle l'évapotranspiration est nulle ou faible. L'étude des pluies saisonnières et mensuelles permet d'indiquer si la répartition des pluies d'une année tend à aggraver le déficit ou l'excédent ou au contraire à les compenser.

L'analyse de la répartition saisonnière des précipitations repose sur le calcul des coefficients d'ANGOT qui est égal au rapport entre la pluviométrie mesurée au cours d'un mois donné et la pluviométrie théorique correspondant à une répartition égale des pluies au cours de l'année soit :

Année	SAINT GATIEN moy. = 841 mm			CAEN moy. = 688 mm		
	Pluie P en mm	P/Moy	Période de retour T en année	Pluie P en mm	P/Moy	Période de retour T en année
1985	784	0,93	Inf.à1	592	0,86	Inf. à1
1986	954	1,13	4	787	1,14	4
1987	902	1,07	3	713	1,04	3

Fig. 99 : Tableau de la pluie annuelle des années 1985 à 1987 à Caen et Saint Gatien.

		J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total annuel
Caen	P	62	55	43	46	55	47	44	57	64	64	80	67	684
1945-1971	C	1.07	1.01	0.74	0.82	0.95	0.84	0.76	0.98	1.14	1.10	1.42	1.15	
Caen	P	64	59	44	44.5	54.5	51.5	44	57	65.5	72.5	80.5	68	705
1951-1971	C	1.07	1.06	0.74	0.77	0.91	0.89	0.74	0.95	1.13	1.21	1.39	1.14	
Caen	P	62	54	51	45	59	50	46	53	67	67	79	69	702
1945-1986	C	1.05	1.01	0.86	0.77	0.99	0.87	0.77	0.88	1.16	1.12	1.38	1.16	
42 années														
Longues/Mer	P	73	60	47	48	55	49	48	59	76	79	86	79	759
1948-1969	C	1.14	1.04	0.74	0.78	0.86	0.79	0.75	0.92	1.23	1.24	1.39	1.24	
St Gatien	P	68	57	59	50	65	64	60	67	85	90	96	81	841
1949-1986	C	0.95	0.88	0.83	0.72	0.91	0.93	0.84	0.93	1.23	1.26	1.39	1.13	
Deauville														
Orphelinat	P	67	55	42	44	54	59	51	57	76	81	72	65	723
1951-1970	C	1.09	0.99	0.68	0.74	0.88	0.99	0.83	0.93	1.28	1.32	1.21	1.06	
Englesquev.	P	76	55	63	45	58	52	42	50	59	83	100	88	771
1958-1986	C	1.16	0.93	0.96	0.71	0.89	0.82	0.64	0.76	0.93	1.26	1.57	1.34	

Fig. 100 : Tableau de la pluviométrie moyenne mensuelle et annuelle, et des coefficients pluviométriques d'Angot pour les stations de Caen, Longues sur mer, Saint Gatien, Deauville et Englesqueville
(P : pluviométrie moyenne mensuelle, C : coefficient pluviométrique mensuel d'Angot).

$$C = p / (P \times n) / 365$$

p = précipitation d'un mois donné
P = pluviométrie annuelle
n = nombre de jours du mois

Les coefficients sont inférieurs à un pour les mois secs et au contraire supérieurs à un pour les mois humides. La même méthode s'applique pour les saisons. Les coefficients sont calculés à partir de la pluviométrie moyenne annuelle d'une station et ne peuvent être utilisés pour comparer plusieurs stations entre elles, dans la mesure où ils indiquent uniquement le régime pluviométrique d'un poste donné. Par contre, la comparaison des diverses stations peut-être faite à partir des précipitations mensuelles.

Pour les différentes stations retenues, les pluies moyennes saisonnières et mensuelles sont calculées pour des périodes d'observations plus ou moins longues et d'intensité inégale. Si la pluviométrie annuelle moyenne peut varier sensiblement, les études antérieures (LEPORTOIS R., 1976) ont montré que par contre la répartition mensuelle varie peu d'une période à une autre. L'exemple de la station de Caen pour trois périodes différentes le démontre (fig. 100).

Pour les stations de Caen et de Longues sur mer, les coefficients mensuels inférieurs à un correspondent aux mois de mars à août inclus, avec deux minimas marqués pour Caen en mars ou avril, et juillet. Le maximum est très net en novembre pour la saison humide. Ce dernier phénomène se retrouve à la station de Saint Gatien où, par contre, les faibles coefficients se répartissent au cours des huit premiers mois de l'année. Le poste de Deauville suit ces mêmes tendances avec toutefois un mois de janvier plus humide et un maximum en octobre.

Comme le souligne R. LEPORTOIS (1976), ces coefficients révèlent une relative homogénéité de la répartition des pluies même au cours de l'année. Les coefficients les plus faibles ont une valeur comprise entre 0,70 et 0,75 pour les pluies de l'ordre de 40 à 50 mm durant les mois de faibles précipitations. Par contre les maximas sont beaucoup plus marqués, les coefficients varient de 1,30 à 1,40 et atteignent même 1,57 à Englesqueville-la-Percée. Ils sont situés en novembre, à l'exception du poste de Deauville. Les lames d'eau correspondantes sont de l'ordre de 80 à 100 mm.

Au cours de l'année, la pluviométrie moyenne mensuelle varie du simple au double. Le régime pluviométrique moyen peut-être considéré comme régulier, car aucun mois n'est vraiment sec ou très humide. Toutefois, il faut nuancer cette relative homogénéité :

- dans l'espace, les variations intermensuelles sont plus accentuées dans le Pays d'Auge et sur le littoral que dans la plaine de Caen ;

- dans le temps, les écarts pour un même mois peuvent être très grands, et même pour une période brève des écarts considérables sont observés (fig. 101). Par exemple, sur la station de Caen et selon une période allant de 1945 à 1986, le mois de novembre

Mois	CAEN Période 1945-1986		St GATIEN Période 1949-1986	
	mini en mm	maxi en mm	mini en mm	maxi en mm
J	22	152	23	154
F	1	125	5	145
M	2	107	5	134
A	6	97	8	113
M	17	133	11	167
J	5	116	4	145
Jt	12	138	10	168
A	9	130	16	142
S	16	131	3	188
O	7	233	12	297
N	9	170	9	189
D	11	169	10	170

Fig. 101 : Variabilité des pluies mensuelles à Caen et à Saint Gatien.

Station		Automne	Hiver	Printemps	Eté
Caen Carpiquet	P	217	168	154	165
	C	1,23	0,97	0,88	0,93
St Gatien	P	266	185	178	212
	C	1,25	0,89	0,84	1,00
Deauville	P	218	164	157	184
	C	1,20	0,92	0,87	1,00
Longues	P	244	179	152	183
	C	1,28	0,97	0,81	0,96
Englesquev.	P	270	194	154	151
	C	1,39	1,02	0,80	0,78

Fig. 102 : Tableau de la pluviométrie moyenne saisonnière et annuelle, et des coefficients pluviométriques d'Angot pour les stations de Caen, Longues sur mer, Saint Gatien, Deauville et Englesqueville (P : pluviométrie moyenne saisonnière, C : coefficient pluviométrique saisonnier d'Angot).

à reçu en valeur basse 9 mm et 170 mm en valeur haute, le mois d'août de 9 à 130 mm.

La saison la plus humide (fig. 102) est de loin l'automne, qui se détache nettement des autres, la plus sèche est le printemps. Mais ce raisonnement à partir de moyennes cache des phénomènes extrêmes qui peuvent être particulièrement préjudicieux dans le cadre d'une étude consacrée aux mouvements de terrain ou la dynamique hydrogéologique est en partie déterminante. Les valeurs moyennes fournissent des ordres de grandeur sur la variabilité à laquelle on peut statistiquement s'attendre et sur les mois et les saisons les plus humides de l'année.

En résumé les grands traits de la répartition des pluies mensuelles peuvent être énoncés de la façon suivante :

- le mois le plus humide est novembre ou octobre pendant lequel les totaux précipités peuvent dépasser 200 mm

- les mois les plus secs sont mars ou avril et juin ou juillet.

1.4.3. Les pluies efficaces et le bilan hydrologique

L'eau ayant une influence directe sur la stabilité des terrains et sur le déclenchement des mouvements, une analyse exhaustive des relations entre nappe et pluviométrie doit être abordée par un bilan hydrologique.

Une première formulation générale peut-être donnée sous la forme :

$$P = E + I + R$$

P : la pluie reçue
E : l'évapotranspiration
I : l'infiltration efficace alimentant les écoulements souterrains
R : le ruissellement

Comme le souligne P. FREY (1977), cette équation est vraie instantanément, en supposant l'infiltration algébrique : positive vers le bas, négative vers le haut, lorsque la pluie s'arrête, R s'annule rapidement et E = -I.

La formule de G. REMENIERAS (1986), plus complète a le mérite de poser la totalité des termes à estimer.

$$P = I + E + (F + S) + P\ net$$

I : la hauteur de pluie arrêtée par l'interception du couvert végétal.
E: la hauteur d'eau perdue par évaporation du sol et des surfaces libres.
F: la hauteur d'eau absorbée par infiltration dans le sol.
S: la hauteur d'eau correspondant au stockage dans les dépressions superficielles.
P net : la hauteur de pluie nette qui ruisselle.

Plus intéressant est de dégager la notion d'infiltration efficace liée elle même à

une pluie efficace sous la forme donnée par M. LIVET (1976), mais, cette formule est également d'une forme plus théorique que pratique.

$$I + dS + Q = 0$$

I : l'infiltration dans un massif.
dS : la variation du stock d'eau.
Q: la différence entre les entrées et les sorties souterraines (alimentation ou drainage latéraux ou verticaux).

$$Q = Q_1 - (Q_2 + Q_3 + Q_4)$$

Q_1: l'entrée dans le massif.
Q_2: évaporation de la nappe.
Q_3: pertes dans le substratum.
Q_4: pertes dans un exutoire.

Comme le souligne entre autre J.P. MENEROUD (1983), l'établissement d'un tel bilan se heurte au délicat problème de l'estimation quantitative de tous les termes qui le définissent : l'infiltration, l'évapotranspiration, le ruissellement... Si l'infiltration est prise comme exemple et est désignée dans le texte comme la part de l'eau météorologique qui pénètre dans le sol, alimentant directement la nappe ou évaporée par la suite, l'eau infiltrée s'écoule selon deux composantes, une verticale et une horizontale et d'une manière inégale : superficiellement ou en profondeur selon la nature géologique des terrains et de la topographie. Une notion à préciser est celle d'infiltration efficace qui est la part susceptible d'alimenter la nappe sous réserve que le déficit hydrique soit nul et que les terrains soient saturés. Ainsi, M. LIVET (1976) dans son étude sur la butte d'Amance montre que la vitesse de la remontée de la nappe dépend du degré de saturation des terrains. En première approximation, il est admis que 100 mm sont nécessaires pour saturer un sol dans le nord-ouest de la France. Plus précisément, il existe plusieurs méthodes empiriques pour calculer l'infiltration par exemple celle de GRAY (1970) in P. FREY (1977).

De ce qui vient d'être développé et de l'ensemble des travaux consacrés à ce type d'étude il ressort qu'il est préférable d'aborder ces problèmes par l'intermédiaire d'un bilan hydrologique simplifié (REMENIERAS G., 1986).

$$P + R = Q + D + (R + dR)$$

P : apports de la période considérée (précipitations).
R : ressources provenant de la période précédente (eaux souterraines et humidité du sol).
D : évapotranspiration de la période considérée.
R + dR : Ressources accumulées à la fin de la période considérée : (eaux souterraines et humidité du sol).

et si dR est nul (même valeur des réserves au début et la fin de la période

considérée) ou négligeable devant P et Q, le bilan simplifié s'écrit alors :

$$Q = P - ETP$$

avec Q : part infiltrée et ruisselée.
ETP : évapotranspiration potentielle.

Les termes de l'équation sont alors facilement calculables mais subsiste le problème de l'estimation des parts respectives infiltrées ou ruisselées. Mais il faut souligner que le degré de fracturation favorise grandement l'infiltration sur le versant de Villerville.

Seule l'évapotranspiration peut être calculée avec une relative bonne précision. Il existe plusieurs méthodes pour le calcul de l'évapotranspiration, en particulier la formule de TURC qui est la plus simple à appliquer. Elle est établie à partir des deux données climatiques : température et insolation. Les études passées montrent que cette formule de TURC est bien adaptée aux climats normands (LEPORTOIS R., 1976)

Deux possibilités sensiblement identiques sont alors offertes pour estimer Q :

- la pluie efficace qui correspond aux pluies tombées P diminuées de l'évapotranspiration potentielle ETP. Celle ci est couramment utilisée dans les nombreuses études hydrologiques pour les glissements de terrain (D.U.T.I., 1985 ; MATICHARD P. et POUGET P., 1988,...) ;

- l'excédent pluviométrique, selon la méthode de THORNTHWAITE (REMENIERAS G., 1986) permet d'approcher le bilan hydrologique avec une relative simplicité pour des ordres de grandeur corrects. L'excédent pluviométrique est égal à la pluie efficace diminuée de la part alimentant la réserve utile du sol, dès lors disponible pour l'alimentation de l'écoulement de surface et des nappes profondes. Le point le plus délicat pour l'application de cette formule réside dans le choix de la hauteur maximum d'eau nécessaire pour saturer la couche superficielle, elle est donnée généralement dans le nord-ouest de la France égale à 100 mm mais peut varier suivant la nature des terrains.

Ces deux méthodes ont été utilisées pour la seule station de Saint Gatien par mois selon la période de 1949 à 1988 et par décades selon la période 1984 à 1988. Pour le calcul de l'ETP, l'insolation n'étant mesurée à Saint Gatien qu'à partir du début 1971, elle a été déduite par corrélation entre Caen-Carpiquet et Alençon (HELLUIN M., 1969, LEPORTOIS R., 1976) pour la période de 1949 à 1970.

*** Les pluies efficaces**

La moyenne des pluies efficaces mensuelles sur 39 années entre 1949 et 1988 est de 382 mm un minimum de 167 mm en 1970-1971 et un maximum de 745 mm en 1974-1975. Le nombre de mois à pluies efficaces varie de 4 à 10. Premier mois pluvieux septembre marque le début de la recharge des nappes qui dure généralement jusqu'en mars ou avril, parfois jusqu'en mai ou juin.

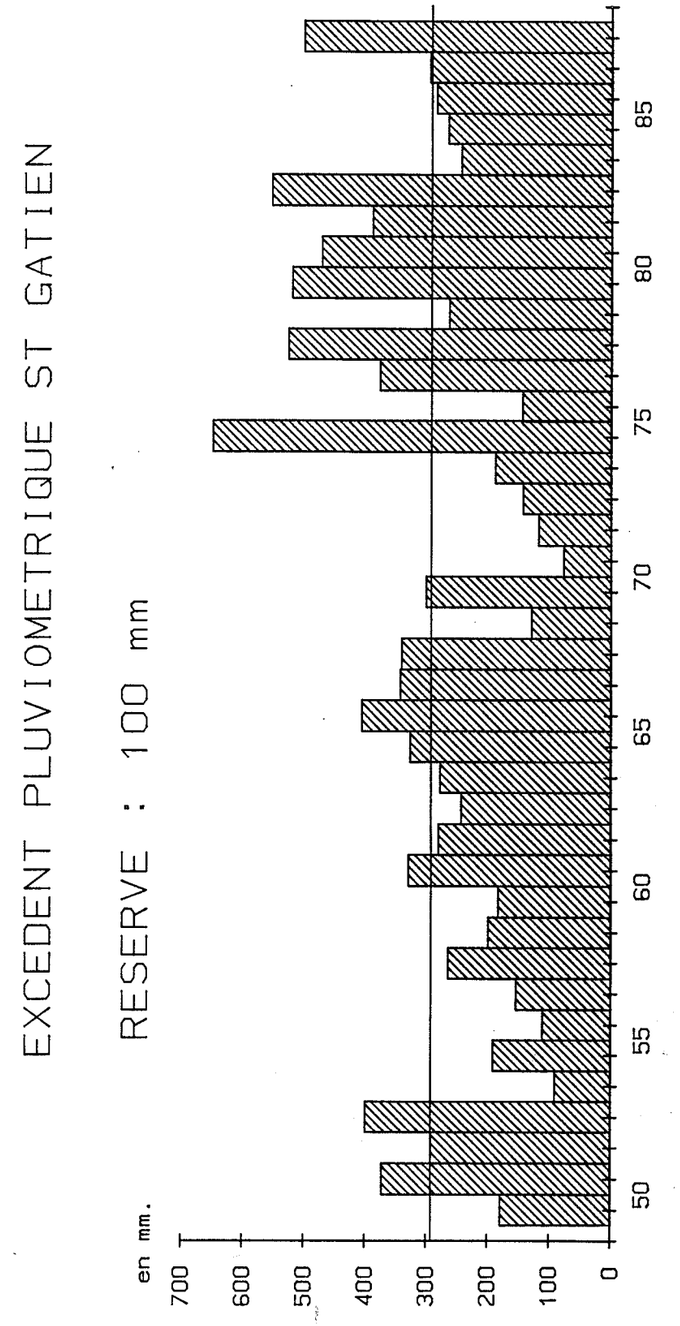


Fig. 103 : L'excédent pluviométrique de 1949 à 1987 à Saint Gatien.

jusqu'en mars ou avril, parfois jusqu'en mai ou juin.

*** L'excédent pluviométrique**

La moyenne est de 292 mm et varie de 77 mm en 1970-1971 à 648 mm en 1974-1975 (fig. 103). Généralement l'excédent pluviométrique débute le 15 octobre et se termine le 15 mars et dure six mois, mais certaines années il peut exister un décalage de un à deux mois au début ou à la fin de la période (Annexe n°5). Par exemple en 1963-1964, l'excédent débute en août et se poursuit pendant huit mois, au contraire en 1953-1954, il débute en janvier et se termine en mars.

Ces deux cas montrent toute l'importance des pluies automnales et parfois estivales sur la durée de l'excédent pluviométrique (ou de celle des pluies efficaces) et le début de la recharge des nappes. Ainsi, l'année hydrologique peut s'étaler sur neuf à quatorze mois, en moyenne elle court sur douze mois du 15 octobre au 14 septembre, soit un décalage de quinze jours par rapport à la date généralement choisie.

Pour finir, les valeurs mensuelles les plus élevées de l'excédent pluviométrique sont généralement en décembre puis viennent janvier et novembre.

Les pluies efficaces, dont l'estimation est plus rigoureuse, seront retenues pour établir la corrélation entre pluie et piézométrie. L'excédent pluviométrique a permis de mieux appréhender le début de la recharge des nappes.

1.4.4. Conclusion

Les caractéristiques pluviométriques et leur structure annuelle, font ressortir la forte variabilité à l'échelle du siècle, puisque le total annuel peut passer du simple au double. Les écarts mensuels et saisonniers sont encore plus marqués et les mois les plus humides sont novembre et octobre. L'étude des moyennes fournit un cadre général dont les termes doivent être précisés selon des séries chronologiques pluviométriques.

1.5. Chronologie des pluies.

1.5.1. Les fluctuations non cycliques

L'examen des longues séries de Caen et de Saint Gatien de 1866 à 1987 permet de situer dans une plus large perspective les conditions pluviométriques rencontrées durant la période de surveillance des versants et de dégager les fluctuations non cycliques marquées (fig. 104 et 105) par l'intermédiaire d'une moyenne mobile calculée sur cinq années.

Pour la station de Caen, six grandes périodes pluvieuses ont été distinguées pendant lesquelles plusieurs années consécutives ont une moyenne mobile sur cinq ans supérieure à la précipitation moyenne interannuelle, soit 1879-1885, 1910-1920, 1929-1945, 1952-1955, 1960-1970 et 1977-1987. Les valeurs de dépassement atteignent 10 % voire 20 % , pour la dernière période.

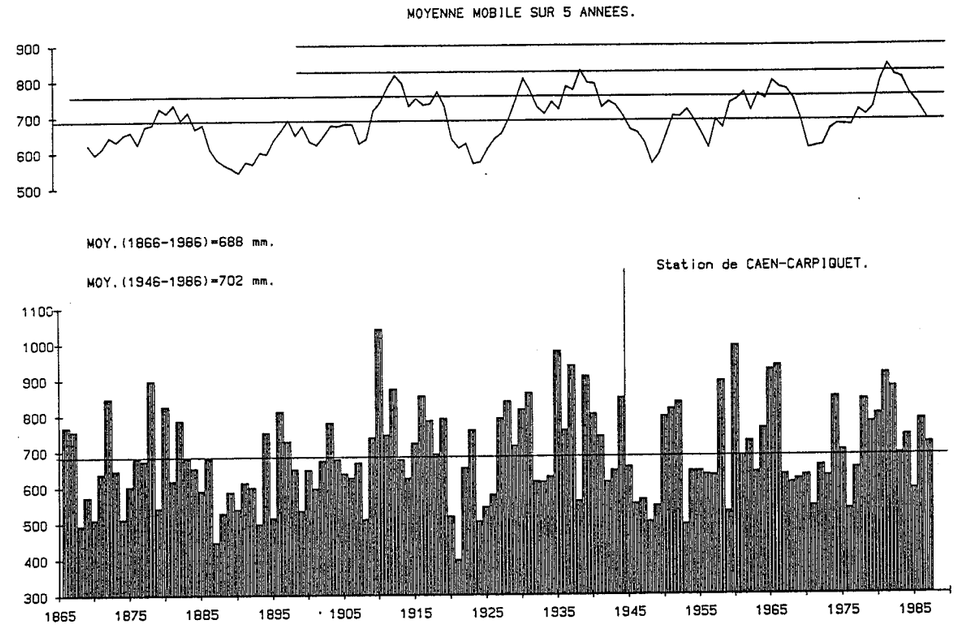


Fig. 104 : Pluviométrie annuelle et moyenne mobile sur cinq ans de la station de Caen entre 1865 et 1987.

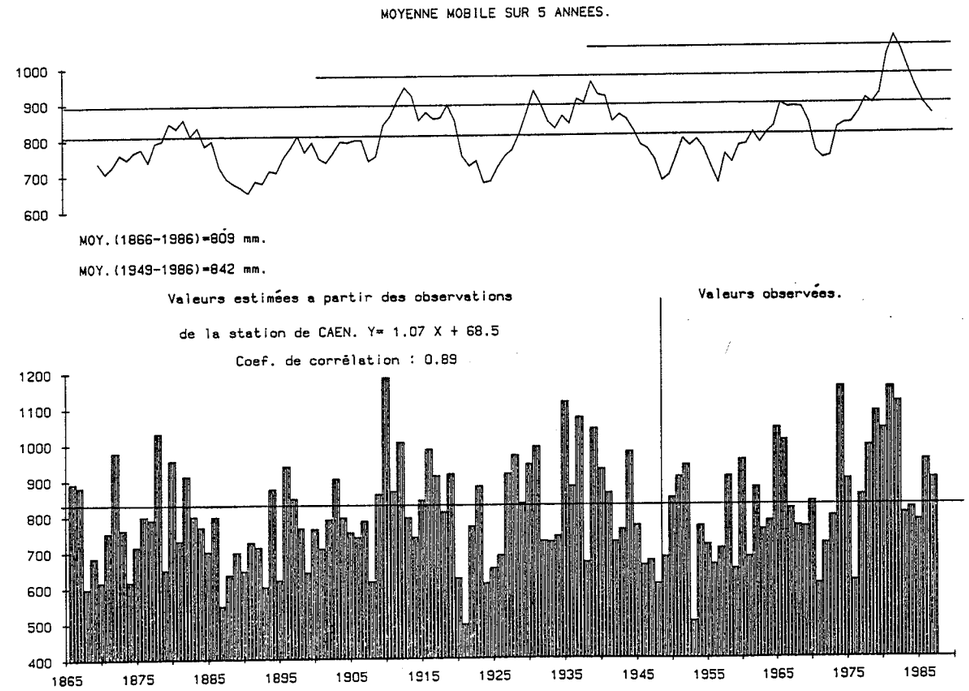


Fig. 105 : Pluviométrie annuelle et moyenne mobile sur cinq ans de la station de Saint Gatien entre 1865 et 1987.

Pour la station de Saint Gatien, cinq périodes pluvieuses se distinguent. Les trois premières sont identiques à celles de la station de Caen puisque les valeurs de 1866 à 1948 sont estimées par corrélation. La quatrième période de 1964 à 1970 a une moyenne mobile qui dépasse de 10 % la valeur de la moyenne interannuelle. La cinquième période s'étend de 1974 à 1987 et atteint un maximum. En effet pendant quatre années consécutives, la moyenne mobile dépasse de 20 % la moyenne interannuelle, elle est même supérieure de 30 % en 1982.

La surveillance du versant de Villerville-Criqueboeuf a été menée à la suite d'une période pluriannuelle très humide qui s'atténue à partir de 1983. Une représentation des précipitations annuelles cumulées de la station de Saint Gatien montre les tendances générales de cette pluie (fig. 106).

Pour la période de 1949 à 1978, la moyenne annuelle est de 808 mm. L'année 1979 marque une rupture dans la tendance générale, jusqu'en 1982, avec une moyenne de 1100 mm, très nettement supérieure à la moyenne 1949-1987 qui est égale à 842 mm. Une nouvelle évolution se dessine à partir de 1983 jusqu'en 1987 où sur cinq années, la moyenne n'est que de 853 mm, à peine supérieure à la moyenne interannuelle.

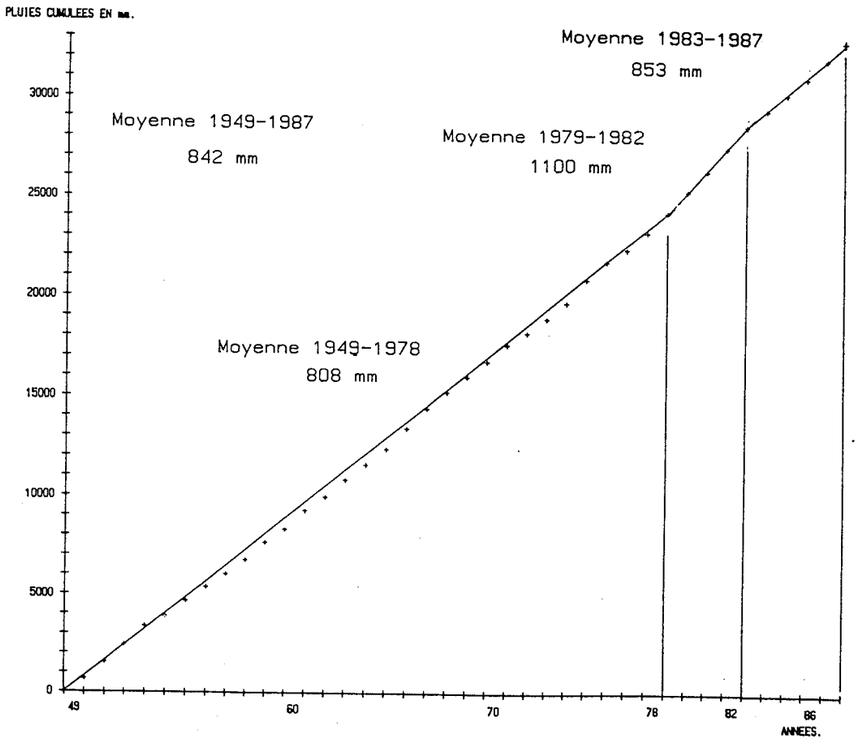


Fig. 106 : Pluviométrie annuelle cumulée de la station de Saint Gatien entre 1949 et 1987.

1.5.2. Les pluies successives.

Les effets des précipitations décadaires ou mensuelles ont des poids relatifs suivant qu'ils s'inscrivent dans des successions pluriannuelles de hautes ou de basses eaux. Ainsi, dans une succession d'années pluvieuses, les étiages sont soutenus et peu marqués, les niveaux automnaux sont élevés ainsi que le niveau moyen annuel et toute précipitation aura un rôle aggravant. Une double démarche doit être menée afin de caractériser les structures pluviométriques et les successions d'années hydrologiques selon leur période de retour et de situer les épisodes pluviométriques décadaires mensuels et d'intensité différente dans les périodes définies précédemment.

Le nombre de jours à prendre en compte est à priori inconnu. La valeur du seuil est évaluée à partir de l'analyse statistique d'une série historique de pluies cumulées de n jours consécutifs et pour différentes valeurs de n (CASCINI L. et VERSACE P., 1988). La formule pluviométrique de MONTANA a été utilisée, elle donne l'intensité moyenne d'une pluie en fonction de sa fréquence et de sa durée, (C.T.G.R.E.F., 1978).

La démarche est la suivante : le classement des hauteurs de pluies par épisodes pluvieux est réalisé en attribuant à chacune d'elles un numéro d'ordre, par hauteurs décroissantes.

La période de retour moyenne de la pluie de durée T est égale à

$$T_i = \frac{N}{i}$$

i	:	numéro d'ordre dans le classement décroissant
N	:	nombre d'années d'observation
T_i	:	période de retour moyenne en années

Aussi la pluie de période de retour annuelle, pour chaque durée T, est estimée par celle dont le T_i est égal à 1 (Nième pluie pour N années d'observation). Une méthode graphique permet alors d'ajuster la loi de MONTANA à la distribution observée.

Elle utilise d'abord un papier en coordonnées semi-logarithmiques ; l'abscisse linéaire indique les hauteurs des pluies, l'ordonnée logarithmique les périodes de retour, on y reporte les hauteurs du tableau. La relation hauteur-période de retour pour une durée donnée de la pluie peut être considérée comme linéaire on trouve alors les hauteurs h correspondant aux différentes durées t de la pluie, qui ont même période de retour T. On reporte alors les points (h, t) de période T, sur un graphique log.log.. La relation hauteur durée est approximativement linéaire et a pour équation :

$$\log h = \log\lambda + (1 - \beta) \log t$$

Après calage de la droite de période de retour t, on trouve facilement λ et β.

Appliquée à la station de Saint Gatien à la fois pour les pluies efficaces

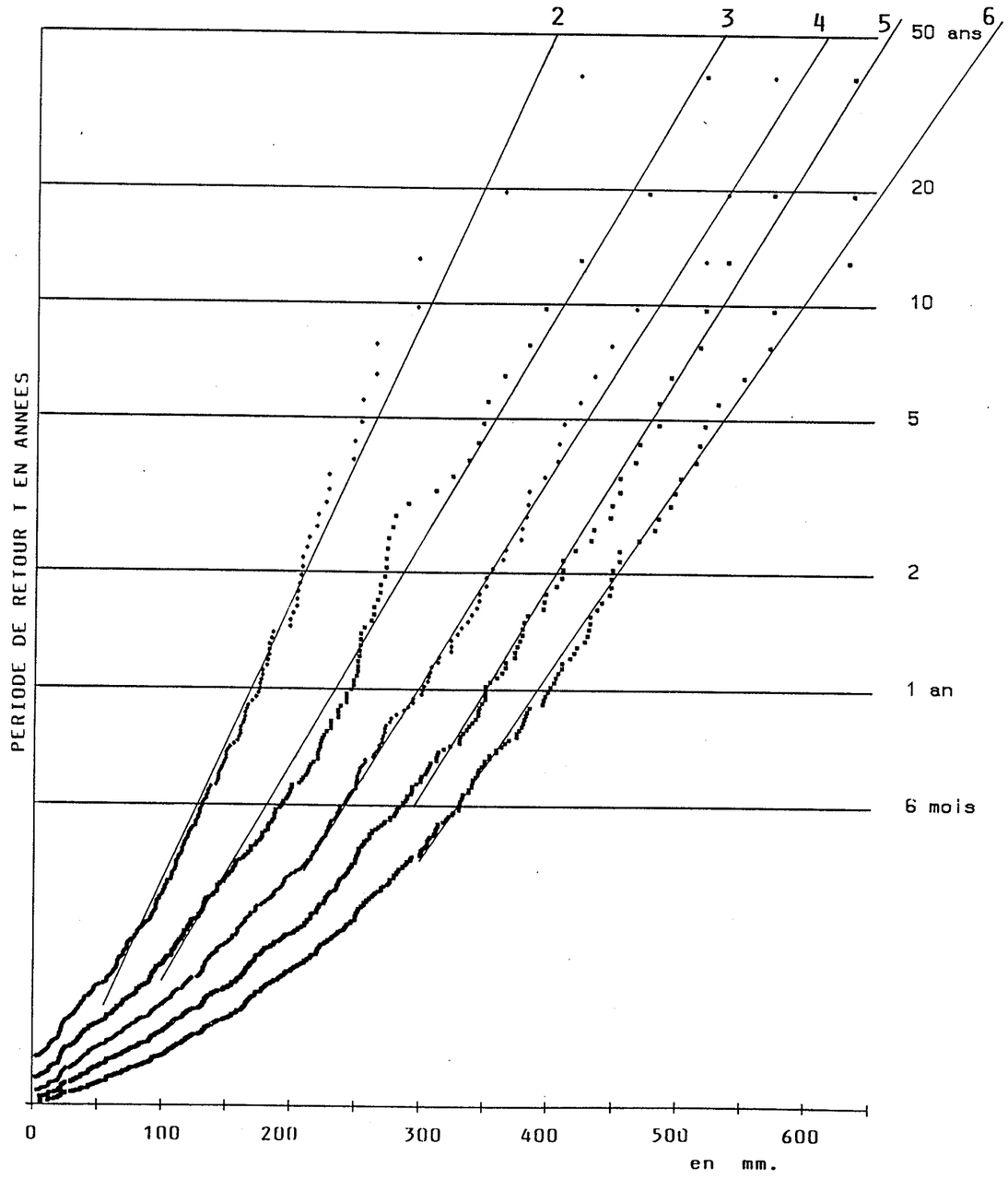


Fig. 107 : Pluies efficaces mensuelles successives de Saint Gatien classées selon leur période de retour (méthode de Montana).

mensuelles et pour les années hydrologiques (fig. 107 et 108), cette formule donne les périodes de retour des épisodes pluvieux associés aux événements remarquables de janvier 1982 à Villerville et de février 1988 à Cricqueboeuf.

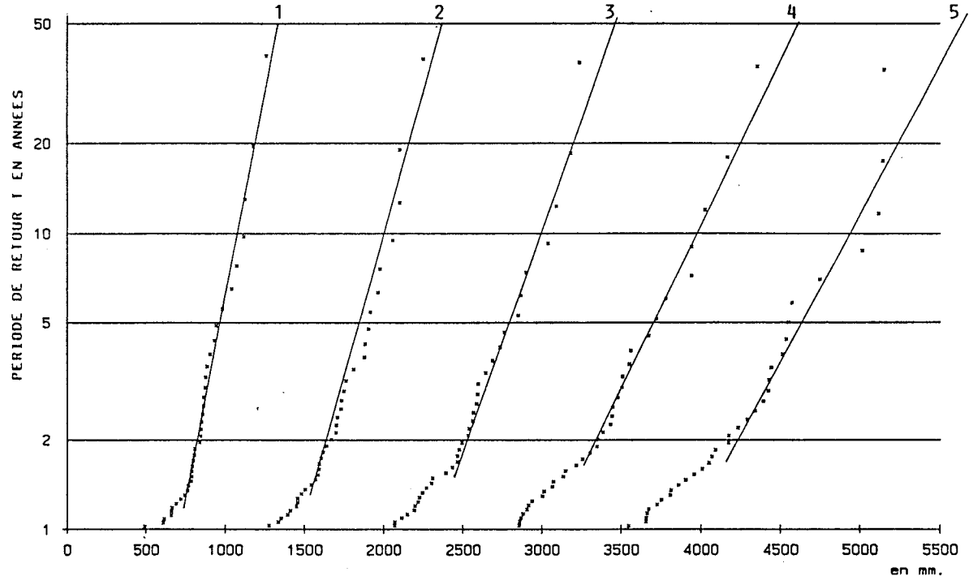


Fig. 108 : Années hydrologiques successives de Saint Gatien Classées selon leur période de retour (Méthode de Montana)

- Les années hydrologiques précédant l'événement :

	Villerville janvier 1982	Cricqueboeuf février 1988
1 année	T = 8 ans	T = 3 ans
2 années	T = 39 ans	T = 3 ans
3 années	T = 9 ans	T = 2 ans
4 années	T = 39 ans	T = 2 ans
5 années	T = 9 ans	T = 3 ans

- Les pluies mensuelles efficaces précédant l'événement :

	Villerville janvier 1982	Cricqueboeuf février 1988
2 mois 180 mm	T = 1 ans	166 mm T = 1 an
3 mois 335 mm	T = 4 ans	277 mm T = 3 ans
4 mois 404 mm	T = 5 ans	390 mm T = 4 ans
5 mois 400 mm	T = 2 ans	

Le caractère extrême des pluies précédant le glissement de Villerville du 10 janvier 1982 est mis en évidence pour les périodes de retour de celles-ci qui sont supérieures à 10 ans, avec même pour les deux ou les quatre années précédentes le maximum des 39 années d'observation pluviométrique. Les pluies efficaces des mois précédents sont un peu moins révélatrices puisque les trois ou quatre mois précédant l'événement n'ont respectivement que quatre et cinq ans comme période de retour.

Plus surprenant, pour le glissement de Cricqueboeuf du 11-12 février 1988, les années hydrologiques précédentes ou les pluies efficaces des mois précédents n'ont rien d'exceptionnelles puisque leur période de retour est de seulement de l'ordre de deux à trois ans.

2. L'action des houles

2.1. Introduction

L'action de la mer est primordiale dans l'apparition ou l'entretien des désordres sur les versants littoraux. Sur le glissement du Bouffay, le rôle de la mer dans l'abaissement du coefficient de sécurité par la suppression de butée peut sembler faible au regard de l'influence de l'élévation saisonnière de la nappe. Cette action érosive de la mer en pied de la falaise empêche, néanmoins, la mise en place d'un talus d'équilibre. Sans elle, les versants littoraux ressembleraient aux versants de l'arrière pays.

Les actions marines ont un rôle qui intervient en deux étapes successives :

- la **préparation** du matériel, son ébranlement, résulte de l'impact direct des vagues sur la falaise. Cette action difficile à apprécier quantitativement, n'est pas négligeable dans les premiers mètres de la falaise, elle peut désunir les blocs suivants les joints de stratification ou les fissures et ainsi réduire la cohésion du massif ;

- Ensuite le **transport des matériaux** disperse les éboulis qui sont en pied de falaise et qui assurent une protection naturelle contre l'érosion. Cette action sera donc analysée.

L'objectif de ce paragraphe n'est pas d'établir un bilan exhaustif et d'effectuer une étude précise de la dynamique sédimentaire le long du littoral de la Baie de Seine. En effet, la complexité et la particularité des phénomènes nécessitent la mise en oeuvre de gros moyens d'études qui apparaissent comme des axes de recherches à part entière.

C'est donc principalement à partir de travaux antérieurs que seront présentés les facteurs hydrodynamiques spécifiques du littoral de la Baie de Seine, l'objectif étant de définir les secteurs les plus exposés à l'ablation et à la concentration des houles.

Comme le souligne le L.C.H.F. (1986), le régime sédimentologique, qui concerne à la fois l'évolution du littoral et des fonds marins et les mouvements des sédiments, est défini par la résultante des actions des divers facteurs hydrodynamiques (houles, courants, vents) sur les matériaux (meubles ou consolidés) de la côte et des fonds. Dans la Baie de Seine, tous les facteurs hydrodynamiques interviennent avec, toutefois, une

importance variable selon les secteurs de côte considérés.

Dans le cadre particulier du déclenchement des mouvements de terrain côtier, l'action des tempêtes sur le trait de côte apparait fondamental. En effet, seule la conjonction d'un plan d'eau statique temporairement élevé déterminé par les caractéristiques de la marée locale et des houles ou clapots, contribue à éroder efficacement la base du versant côtier.

2.2. Les caractéristiques générales des vents et des houles

L'action de ce facteur météorologique se manifeste en engendrant les houles et les clapots de vent à la côte.

La répartition des vents est donnée sur la figure n°109 à partir des roses annuelles de provenance et les répartitions de la force des vents en différents points du littoral. La figure n°110 donne un graphique du régime et de la résultante des vents établie par E. ELHAI (1963). En additionnant pour une même direction, les résultats correspondants à chaque vitesse et en répétant l'opération pour chacune des directions, il est possible de déduire graphiquement une résultante R pour la totalité des vents et la résultante R' pour les seuls vents de mer.

De ces données, il ressort que :

- pour l'ensemble des vents, les deux principaux secteurs de provenance sont ceux du sud ouest au nord ouest et du nord à l'est (en particulier du nord est). Les vents de secteurs ouest sont plus fréquents en été qu'en hiver alors que c'est l'inverse pour ceux de secteur sud. Les résultantes sont de provenance sensiblement identiques : d'ouest-sud ouest à nord-nord ouest, la majorité des vents est inférieure à 15 m/s ;

- les vents de mer ont des résultantes R' de provenance très variable, compte tenu des différentes orientations de la côte. Sur la côte du Calvados, la résultante R' provient du sud-sud est au sud est.

Il convient de souligner dès à présent que les mers de vents et les houles océaniques qui parviennent à la côte avec des directions données peuvent être sensiblement différentes de celles des vents observés localement compte tenu des phénomènes de réfraction.

La vitesse la plus fréquente est comprise entre 2 et 4 m/s, les tempêtes et les coups de vents se produisent le plus souvent en octobre (vitesses comprises entre 15 et 21 m/s).

2.3. La variation du plan d'eau statique

2.3.1. La marée

La marée a un marnage qui varie le long du littoral de la Baie de Seine de :

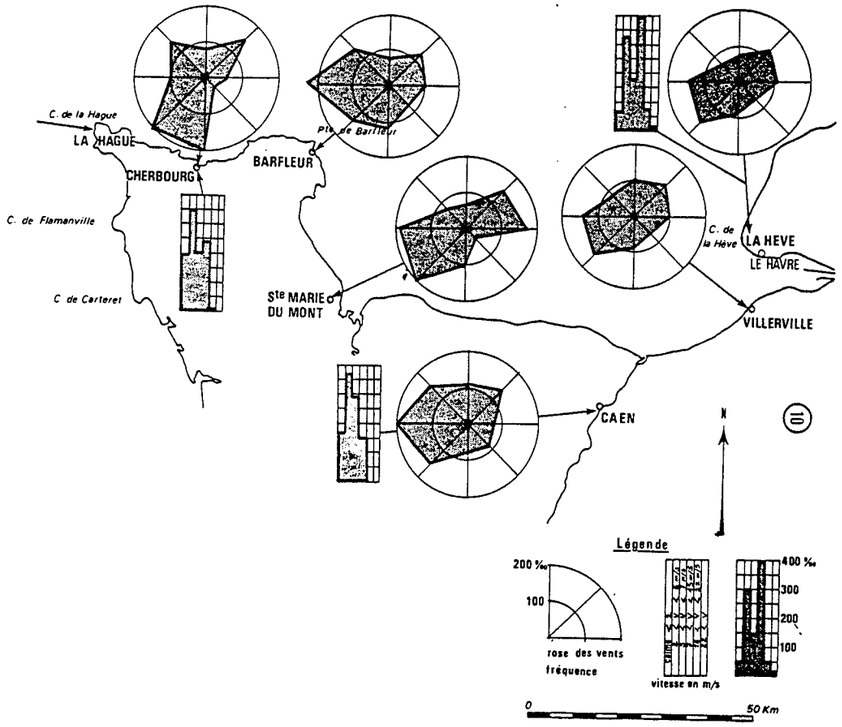


Fig. 109 : Provenance et force des vents (d'après L.C.H.F., 1986).

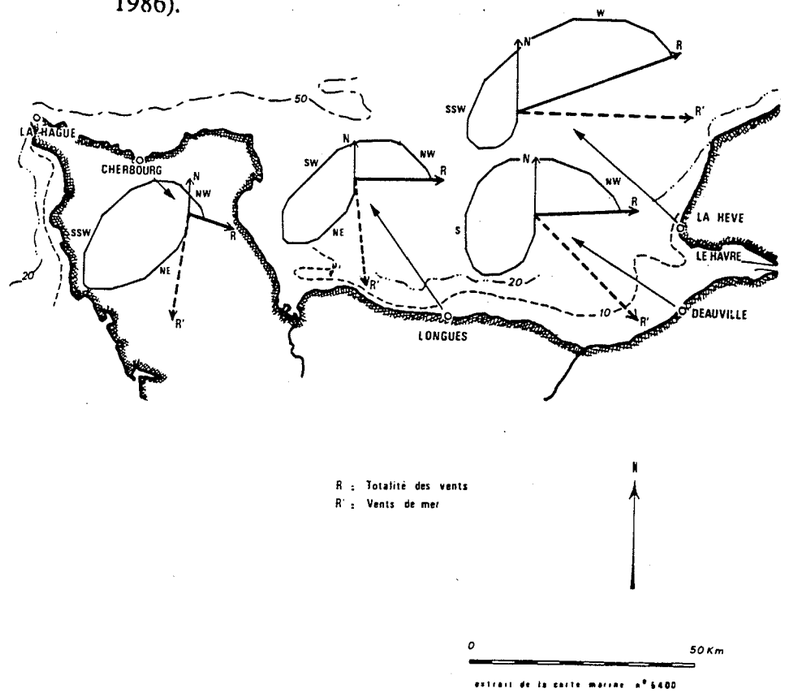


Fig. 110 : Régime et résultantes des vents (d'après H. ELHAI, 1963 in L.C.H.F., 1986).

- 2 m à Cherbourg à 3,65 m environ au Havre en morte eau moyenne ;
- 5 m à Cherbourg à 6,90 m environ au Havre en vive eau moyenne.

Il convient de préciser que la courbe de marée aux abords de Villerville présente un aplanissement au voisinage de la pleine mer correspondant à une stabilisation du niveau marin qui varie peu pendant 2 heures à 2 heures et demie (fig. 111).

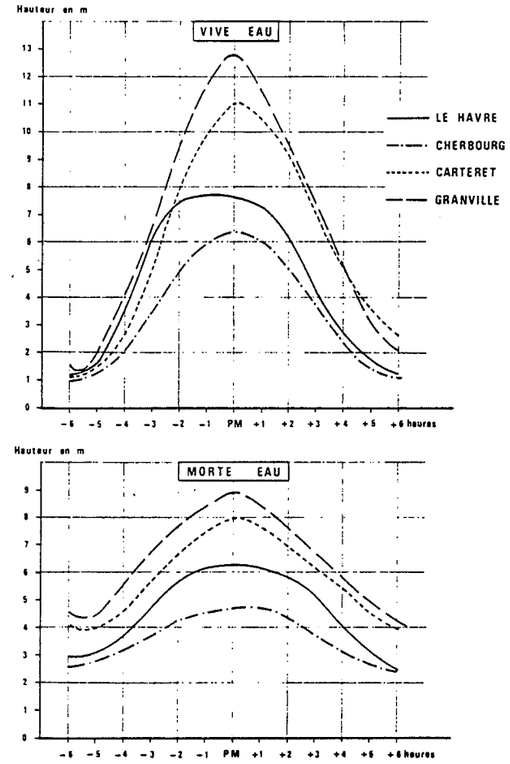


Fig. 111 : Courbes des marées caractéristiques.

Cette tenue du plein est due au fait que l'onde de marée principale se propageant en mer peu profonde se déforme et se combine avec des harmoniques provoquant une modification du moment de la pleine mer (AVOINE J., 1981). Ce phénomène particulier n'est pas sans conséquence sur la durée d'action des houles au moment de la pleine mer.

2.3.2. Les surcotes

Outre la marée, les vagues et de légères fluctuations dues à des phénomènes saisonniers, le niveau marin peut s'élever anormalement sous l'action d'autres phénomènes de courte durée.

Il s'agit des ondes de tempêtes qui se définissent par la conjonction entre un niveau marégraphique théorique élevé (niveau du plan d'eau statique prédit par les services océanographiques de la marine) et le passage d'une dépression barométrique qui engendre une élévation de courte durée du niveau de la mer sous l'effet de basses pressions et de vents d'afflux des eaux marines à la côte. A ces phénomènes s'ajoute l'agitation de la surface de la mer (houle, mer de vent). Ainsi, lorsque toutes ces ondes de différentes fréquences sont en phase, un niveau total d'affleurement des vagues particulièrement élevé peut être enregistré. C'est lors de la conjonction de telles situations avec des marées de vive eau que les attaques du littoral sont les plus violentes.

A titre d'exemple, lors de l'ouragan du 16 octobre 1987, sa surcote fût de 1,55 m (valeur probablement d'ordre de grandeur millenale). Une autre observation concerne la tempête du 23 au 24 novembre 1984 pendant laquelle une surcote de 1,28 m a été calculée pour un vent instantané de plus de 30 m/s et une pression de 987 hecto-pascals (GIRES J.O. et GASPARD R., 1985).

Lors de l'ouragan du 16 octobre 1987, malgré la vitesse du vent, supérieure à 150 km/h et la surcote mesurée le niveau total d'affleurement des vagues n'a pas atteint la base du versant côtier car le coefficient de marée n'était que de 29. Par contre, lors de la tempête du 24 novembre 1984, malgré des vents plus faibles et une surcote moins importante le coefficient de marée de 102 a permis aux houles d'attaquer efficacement le trait de côte et contribuer à l'affaiblissement de la butée de pied.

A ces oscillations de courte durée, il ne faut pas oublier les variations à long terme de l'élévation contemporaine du niveau de la mer qui progresse depuis environ un siècle à une vitesse de l'ordre de 1,2 à 1,5 mm/an (PASKOFF R., 1985).

2.4. Les plans de houles

2.4.1. Les caractéristiques générales des houles

La houle est un agent fondamental des transports sédimentaires le long du littoral et peut provoquer son érosion. En effet, elle peut, d'une part, engendrer la remise en suspension et un déplacement des matériaux déposés sur les fonds, et d'autre part, générer, lorsqu'elle est oblique au rivage, un courant littoral qui transporte des matériaux. Sur l'estran, après le déferlement des vagues, il s'effectue un transport dit en "dents de scie" qui est le mode de transport essentiel pour les galets.

Les houles ont été enregistrées en plusieurs points le long de la Baie de Seine, les histogrammes des hauteurs et des périodes tirés de H. ALLEN (1982) seront trouvés à l'annexe n°6.

Les hauteurs de houles observées aux divers sites varient dans de larges proportions compte tenu de la géométrie générale du littoral. Dans la Baie de Seine, la houle maximale annuelle varie de 4,30 m dans la partie ouest à Englesqueville à 5,00 m dans la partie est au poste du Havre-Antifer et 90 % des houles enregistrées sont inférieures à 2 m.

La période des houles est, le plus souvent, de 5 à 7 secondes en Baie de Seine. Ces houles sont plus longues sur la côte nord ouest du Cotentin qui est plus exposé aux houles du large : 8 à 11 secondes.

La direction prédominante est en règle générale, celle du secteur SW à NW.

La direction de la propagation de la houle dépend de la direction du vent qui lui a donné naissance. Même après que celui-ci ait cessé, la houle conserve sa direction et ses caractéristiques, largeur, amplitude, célérité, **tant que la profondeur de l'eau** est supérieure à la moitié de la longueur d'onde.

Près des côtes, des modifications se produisent. Seule la période reste constante ; la longueur d'onde et la célérité diminuent. Quand les crêtes de houles forment un angle avec les isobathes, la houle se **réfracte**. Ce phénomène provoquera soit la concentration soit la dissipation de l'énergie des houles tout le long du littoral. Il est intéressant d'étudier ce phénomène pour évaluer les transports de matériaux le long du littoral et la grandeur potentielle de l'érosion.

2.4.2. Les premiers plans de houles

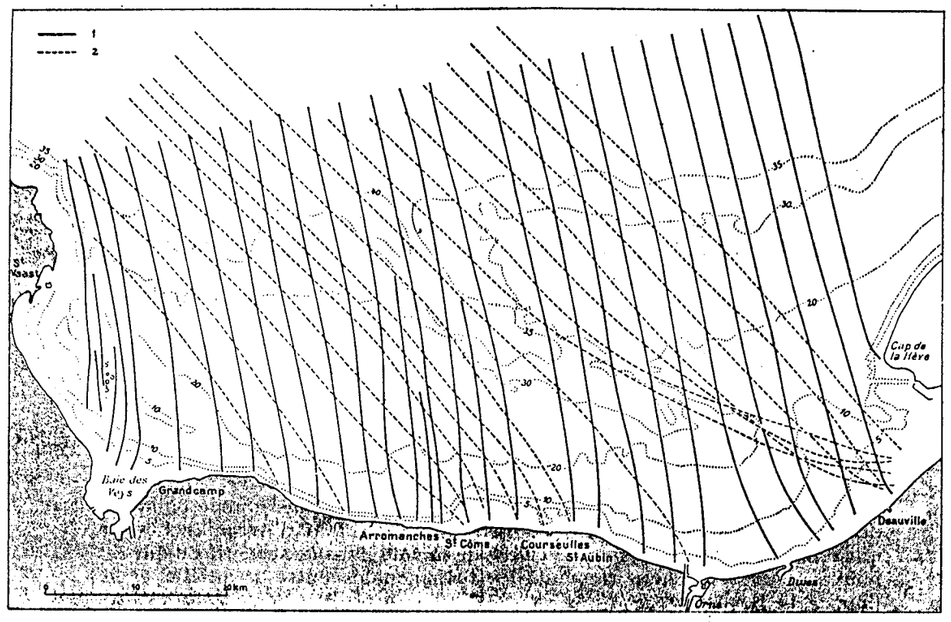
En Baie de Seine, les premiers plans de houles à petite échelle (ou plan d'approche) ont été réalisés par H. ELHAI (1963). Depuis lors, seuls quelques plans ponctuels à grande échelle ont été entrepris dans le cadre d'aménagements portuaires (Ports de Ouistreham et de Deauville).

Ces plans donnés sur la figure n°112 ont été tracés manuellement après un calcul des angles de déviation des orthogonales au franchissement des isobathes et à partir d'abaques qui permettent de connaître les célérités en fonction des caractéristiques de la houle au large et la hauteur d'eau (BERTHOIS, 1955 et LACOMBE, 1953 in ELHAI H., 1963).

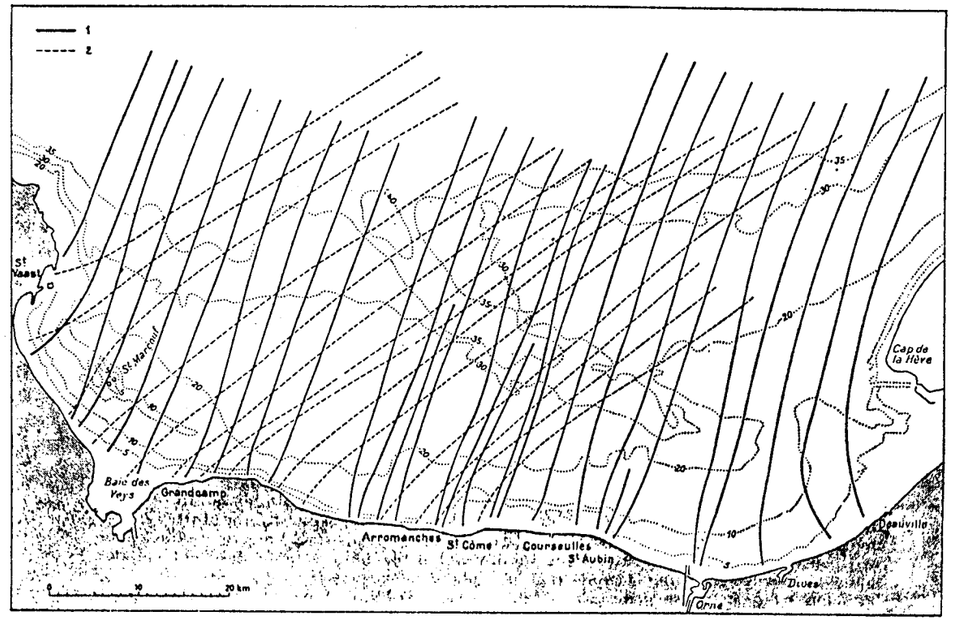
H. ELHAI (1963) a choisi une houle de 7 secondes de période, soit 76,44 m de largeur d'onde au large en fonction de l'équation $L_0 = 1.56\ T^2$. Cette longueur d'onde dépend de la vitesse des vents, de leur durée et aussi de leur course maximum. A partir d'un abaque de BERTHOIS : un vent de 20,6 m/s soufflant pendant 12 heures crée une houle de 91 m de longueur d'onde (période de peu inférieur à 8s). Ce même vent soufflant pendant 6 heures donne une houle de 62 m environ de longueur d'onde pour une période de 6,4 s. ELHAI justifie son choix puisque ces valeurs correspondent à des courses moyennes (entre 100 et 150 milles) qui sont compatibles avec les observations dans la Manche Centrale pour des vents du NE au NW.

2.4.3. Modèle mathématique

Il a été possible, malheureusement tardivement d'utiliser un modèle mathématique nommé **WAVERNG** programmé par J.P. MAY (1974) et présenté par P. LOWRY et R.W.G. CARTER (1982).

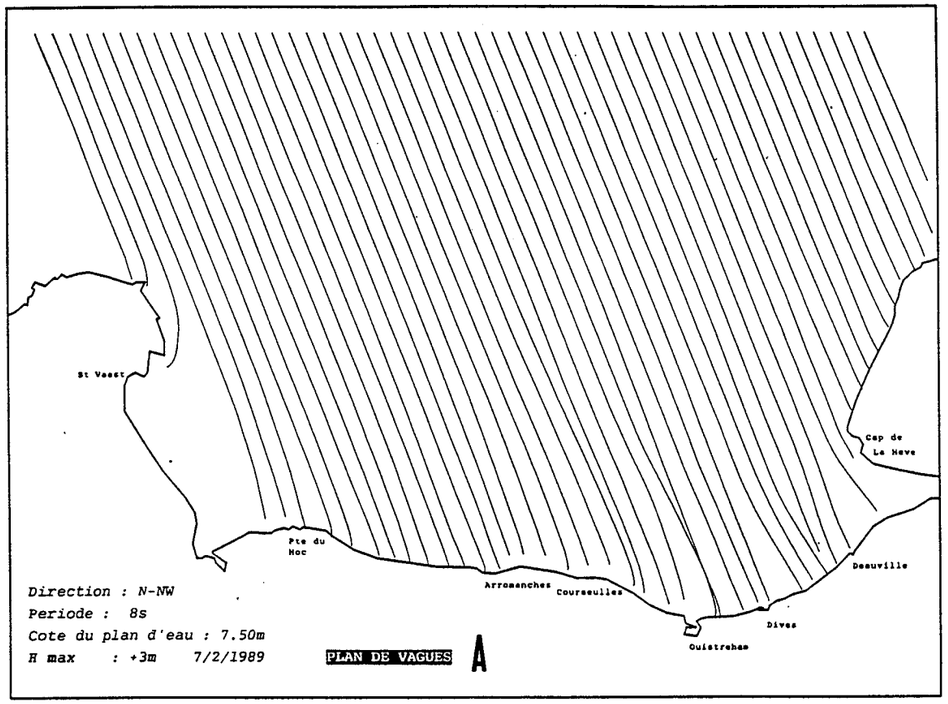


A) *Orthogonales de houle.*
1 : houle de N.-NW ; 2 : houle de NW.



B) *Orthogonales de houle.*
1 : houle de N.-NE ; 2 : houle de N 55° E.

Fig. 112 : Plans de houles en Baie de Seine (d'après H. ELHAI, 1963).



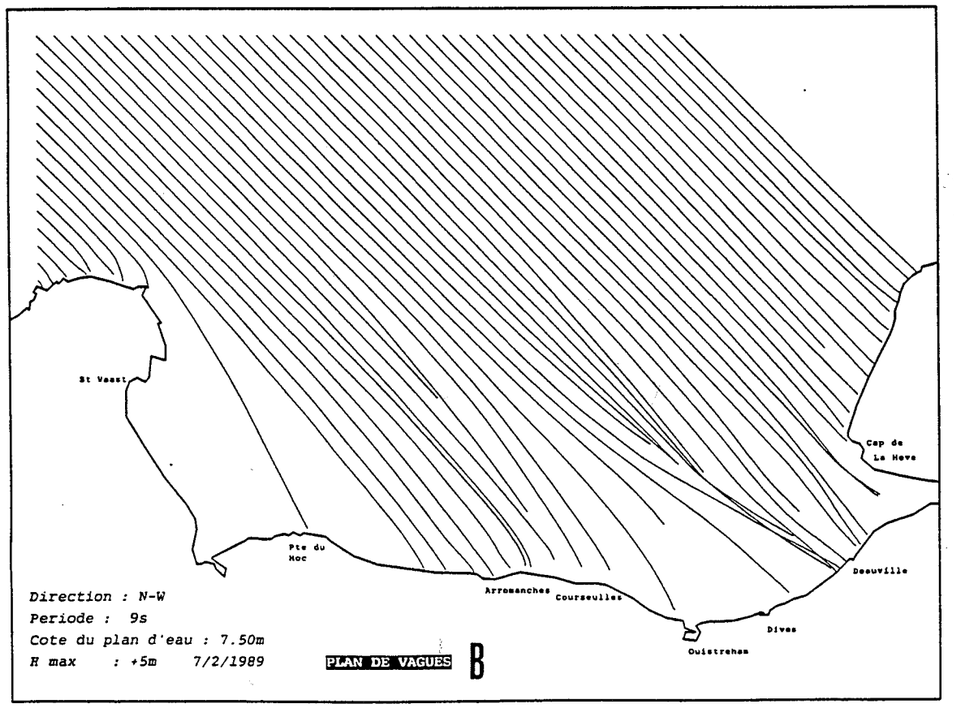


Fig. 113 : Orthogonales de houles en Baie de Seine : direction Nord Nord-Ouest (A), Nord-Ouest (B).

Ce programme écrit en fortran IV a dû être adapté pour le VAX du Centre de Calcul de l'Université de Caen. Il permet de tracer les orthogonales des houles en tenant compte des seuls phénomènes de **réfraction**. Il suffit pour obtenir ces résultats de spécifier la cote du plan d'eau, la hauteur maximale des houles au large, la période et la direction de propagation au large. La bathymétrie a été numérisée à partir d'un quadrillage d'environ 1170 m de côté de la carte marine de la Baie de Seine publiée en 1975 à l'échelle du 1/116 480ème.

Les conditions de tempêtes ont été simulées en tenant compte des caractéristiques extrêmes de la marée, à savoir un niveau de pleine mer exceptionnel de 7,50 m, une hauteur de houles maximales de 3 et 5 m au large, et des périodes de 8 s et de 9 s.

Les plans de houles ont été calculés pour six directions NW, N-NW, NE, W-NW, N et N-NE.

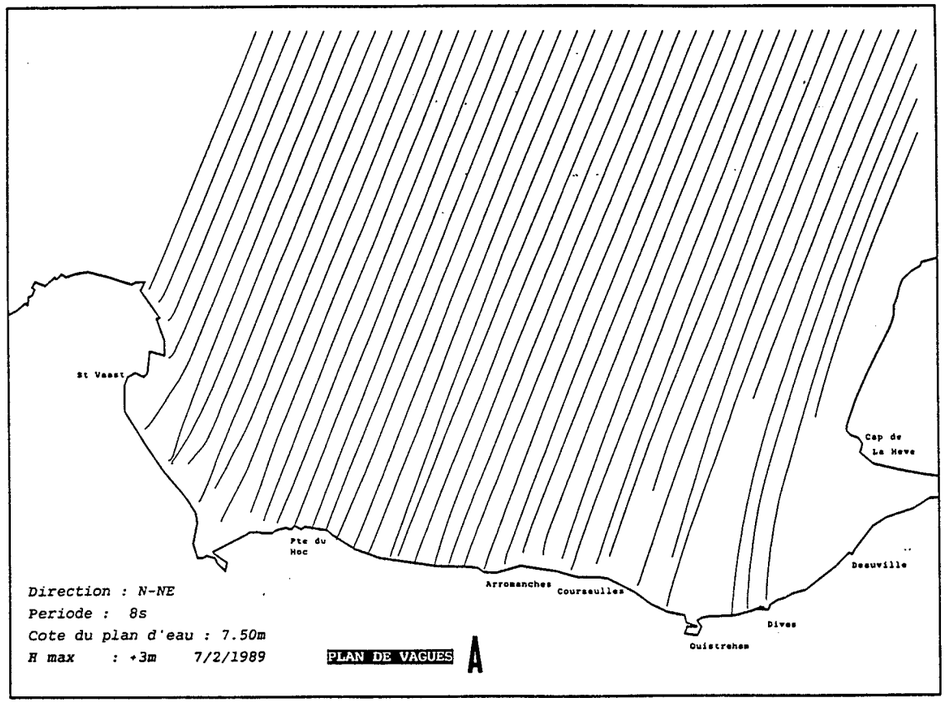
L'ensemble des plans est présenté à l'annexe n°6. Quatre exemples sont donnés dans le texte sur les figures n°113 et n°114. Les résultats confirment assez justement ceux donnés par H. ELHAI en 1963 (fig. 112) et à peu près les mêmes remarques peuvent être formulées. Quelques précisions peuvent cependant être apportées :

- sur le premier plan de vagues (fig. 113b), les orthogonales sont peu déviées jusqu'à la proximité de la côte. Une zone de convergence est bien marquée vers le secteur Arromanches-Saint Côme et à l'ouest de Deauville. Une zone de calme s'établit juste à l'est de Dives sur Mer, alors que sur les plans d'ELHAI, cette zone est marquée un peu plus à l'ouest entre l'estuaire de l'Orne et Dives sur Mer. Vers la Pointe du Hoc, les orthogonales se courbent vers l'Ouest ce qui confirme l'entraînement des matériaux vers la Baie des Veys, mais comme le soulignait H. ELHAI dans ce cas de direction, l'obliquité des houles est assez faible et la dérive littorale due à ces dernières doit être réduite ;

- sur le deuxième plan de vagues (fig. 113b), à l'ouest de Port en Bessin, le littoral est abrité par la presqu'île du Cotentin. Une large zone de divergence existe entre Ouistreham et l'est de Deauville. Mais comme précédemment, une forte concentration et une forte obliquité des houles dans les secteurs d'Arromanches, Saint Côme, Asnelles rendent bien compte du recul du littoral dans ce secteur et de la dérive des matériaux d'ouest en est. Mais ce qui est particulièrement remarquable, c'est la concentration de l'énergie des houles autour de Deauville et dans l'embouchure de la Seine. Ce phénomène est dû à la réfraction des houles dans l'axe de la paléo-vallée de la Seine comme l'indique la bathymétrie de la figure n° 112;

- sur le troisième plan de vagues (fig. 114a), quelques convergences locales sont remarquées entre Arromanches et Courseulles, à l'ouest de Dives et dans la Baie des Veys. A l'ouest de la Pointe de la Percée, la disposition des orthogonales fait apparaître une dérive vers l'ouest ;

- sur le quatrième plan de vagues (fig. 114b), la côte à l'est de Saint Aubin, est protégée des houles en provenance de ce secteur nord-est. L'obliquité des orthogonales est particulièrement marquée à l'ouest de la Pointe du Hoc et l'on peut remarquer une concentration en face de Courseulles.



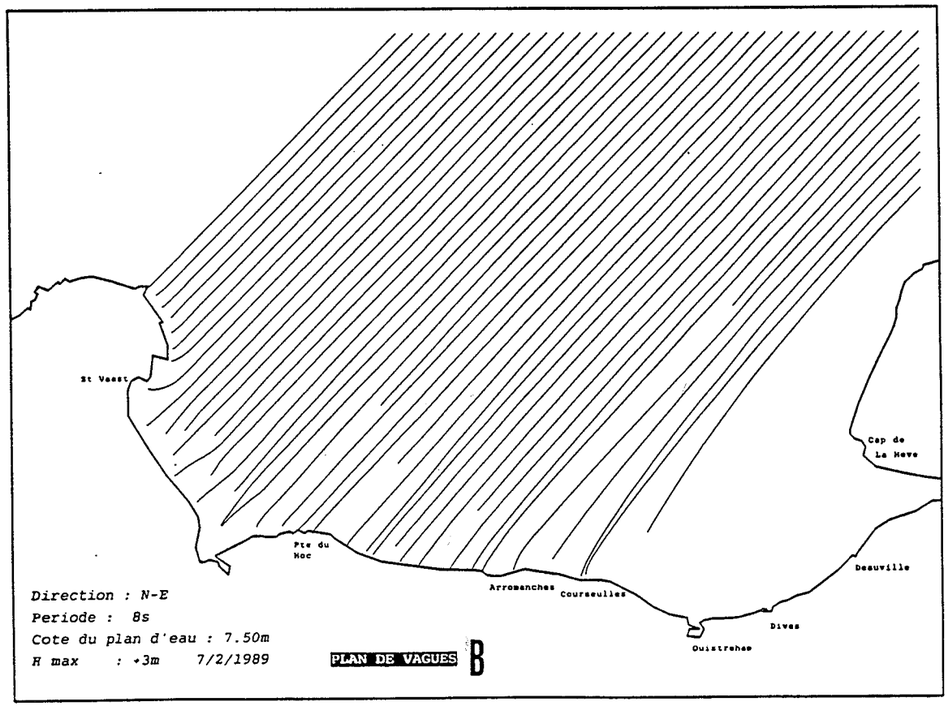


Fig. 114 : Orthogonales de houles en Baie de Seine : direction Nord Nord-Est (A), et direction Nord-Est (B).

2.5. Conclusion

La concentration des houles provoque une augmentation des énergies et une élévation de la hauteur des vagues jusqu'au point de déferlement. La mise en suspension des sédiments due à ces concentrations d'énergie, localement préférentielles, engendre des transports sédimentaires accrus. Un abaissement parfois spectaculaire du profil de plage peut donc être observé à la suite de tempête comme en automne 1987 à Villerville. Dans ce cas, l'action des houles au déferlement de pleine mer a une capacité érosive du trait de côte et de déblaiement du produit de la désagrégation mécanique plus élevée.

Sur le littoral de la Baie de Seine, les quelques plans d'approche ont mis en évidence :

- les principales zones de concentrations des houles (secteurs d'Arromanches-Asnelles et Deauville-Villerville) ;

- une dérive des matériaux vers la Baie des Veys à l'ouest de la Pointe de la Percée et une dérive vers l'est qui alimente les plages de sable et fournit une partie du matériel des bancs mobiles de la Baie de Seine (ELHAI H., 1963).

L'adaptation de ce programme de calcul étant faite, les plans d'approche devront être complétés par des plans à plus grande échelle pour permettre localement une meilleure définition de l'action des houles et des transits sédimentaires afin d'élaborer au mieux les systèmes de défense contre l'action de la mer et éviter une suppression de butée trop rapide et importante en pied du versant.

3. Conditions climatiques et événements historiques.

Cette analyse a pu être entreprise grâce au fichier élaboré par E. HELLUIN à partir de recherches exhaustives réalisées dans la presse régionale et dans les archives départementales (HELLUIN E., 1988). A partir de ce fichier source composé de 320 événements recensés depuis 1879, des sous-fichiers secondaires ont été créés pour la région du pays d'Auge, associant à l'événement ses caractéristiques climatiques.

L'analyse qualitative de la représentation simultanée de la pluie et des événements conduira à sélectionner les paramètres climatiques **proches**, précédant l'événement ou régnant pendant celui-ci et les paramètres **lointains** représentant l'effet de mémoire de l'accumulation des précipitations antérieures. Quelle que soit leur répartition dans le temps ce second examen nécessite une représentation statistique par classes des diverses conditions climatiques rencontrées. Un troisième examen, plus approfondi, tente d'établir les différentes liaisons entre ces facteurs par le biais d'une analyse factorielle des correspondances multiples.

Un obstacle à cette démarche est l'absence de classification morphodynamique des événements, les mouvements profonds ou superficiels sont confondus. Mais les événements sont nécessairement d'ampleur remarquable, sinon ils ne seraient pas mentionnés dans la presse. Cette difficulté résulte d'une information imprécise où les caractéristiques de chaque événement ne sont pas définies. Les données climatiques sont issues de la station de Saint Gatien des Bois pour la période comprise entre 1949 et 1986 en prenant les précipitations brutes mensuelles et annuelles.

3.1. Les événements historiques

3.1.1. Le fichier de base

Pour chaque événement recensé, E. HELLUIN donne les indications suivantes :

- la **date** connue avec précision ou seulement attribuée à l'année ou au mois ;

- le **type** de mouvement selon cinq classes :

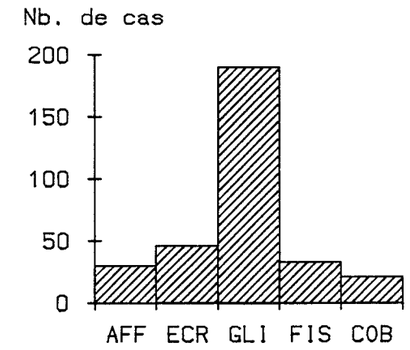
AFF : affaissement

ECR : écroulement

GLI : glissement

FIS : déformation ou fissure

COB : torrent ou coulée de boue



- la **localisation** donnée en huit zones distinctes :

PAL : pays d'Auge littoral

PAI : pays d'Auge intérieur

PCL : pays de Caux littoral

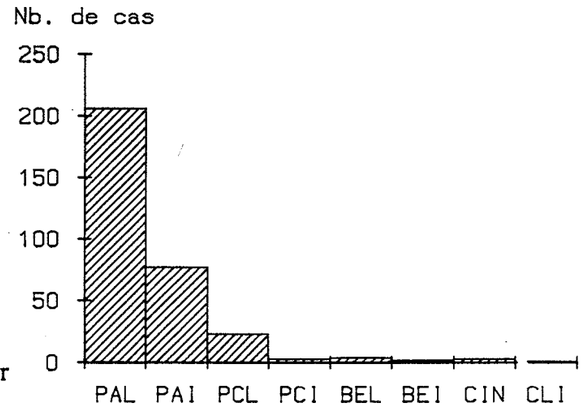
PCI : pays de Caux intérieur

BEL : Bessin littoral

BEI : Bessin intérieur

CIN : plaine de Caen intérieur

CLI : plaine de Caen littorale



3.1.2. Les sous fichiers

Sur les 320 cas du fichier de base, les événements non datés avec précision et ne s'étant pas produits dans le pays d'Auge et dans le pays de Caux littoral ont été exclus, soit 4 % de rejet.

- **le fichier HISTO 1**

Il comporte 265 événements pour la période comprise entre 1879 et 1986 auxquels sont associées les seules variables pluviométriques disponibles. Les températures et le vent ne sont enregistrés qu'à partir de 1949 pour la station de Saint Gatien.

- **le fichier HISTO 14**

Il est constitué par les 190 cas survenus depuis 1949 et par l'ensemble des paramètres climatiques.

- **le fichier HISTO 16**

Si plusieurs cas typologiquement identiques surviennent le même jour, il n'en est retenu qu'un seul, de façon à ne pas leur donner un poids excessif dans le traitement ultérieur, mais, tout en gardant une possibilité de les individualiser. Ceci tient à une critique de l'information qui doit être faite : à la suite d'une catastrophe majeure, il y a sensibilisation du public, de la presse et même des événements mineurs sont relatés, faussant ainsi les séries chronologiques (BALLAIS J.L. et MAQUAIRE O., 1984). Cette démarche se justifie à posteriori comme le démontre par la suite la répartition statistique qui n'aboutit pas, ou peu, à distinguer ce fichier des autres en pourcentage de classes .

3.2. Représentation simultanée de la pluie et des mouvements observés

Les relations existant entre pluviométrie et mouvements historiques recensés ont été analysées qualitativement sous forme d'une représentation simultanée selon des pas de temps variables : à l'échelle mensuelle ou annuelle.

La juxtaposition des diagrammes de pluie annuelle et les cas annuels recensés (fig. 115a et c) montrent une étroite relation entre les années fortement pluvieuses et le nombre de mouvements comme par exemple lors des années 1935, 1937, 1960, 1965, 1966, 1974, 1981 à 1983. D'autres situations se révèlent ainsi : il existe des années peu humides durant lesquelles des cas sont notés comme lors des années 1879, 1945, 1946 précédées par une période de hautes eaux. A l'extrême, des faits sont survenus pendant une ou à la suite de plusieurs années peu arrosées (inférieures à la moyenne). Des remarques identiques sont décrites à partir de la figure n°116 où sont représentés les pluies mensuelles et les événements. De nombreux cas sont étroitement associés à une

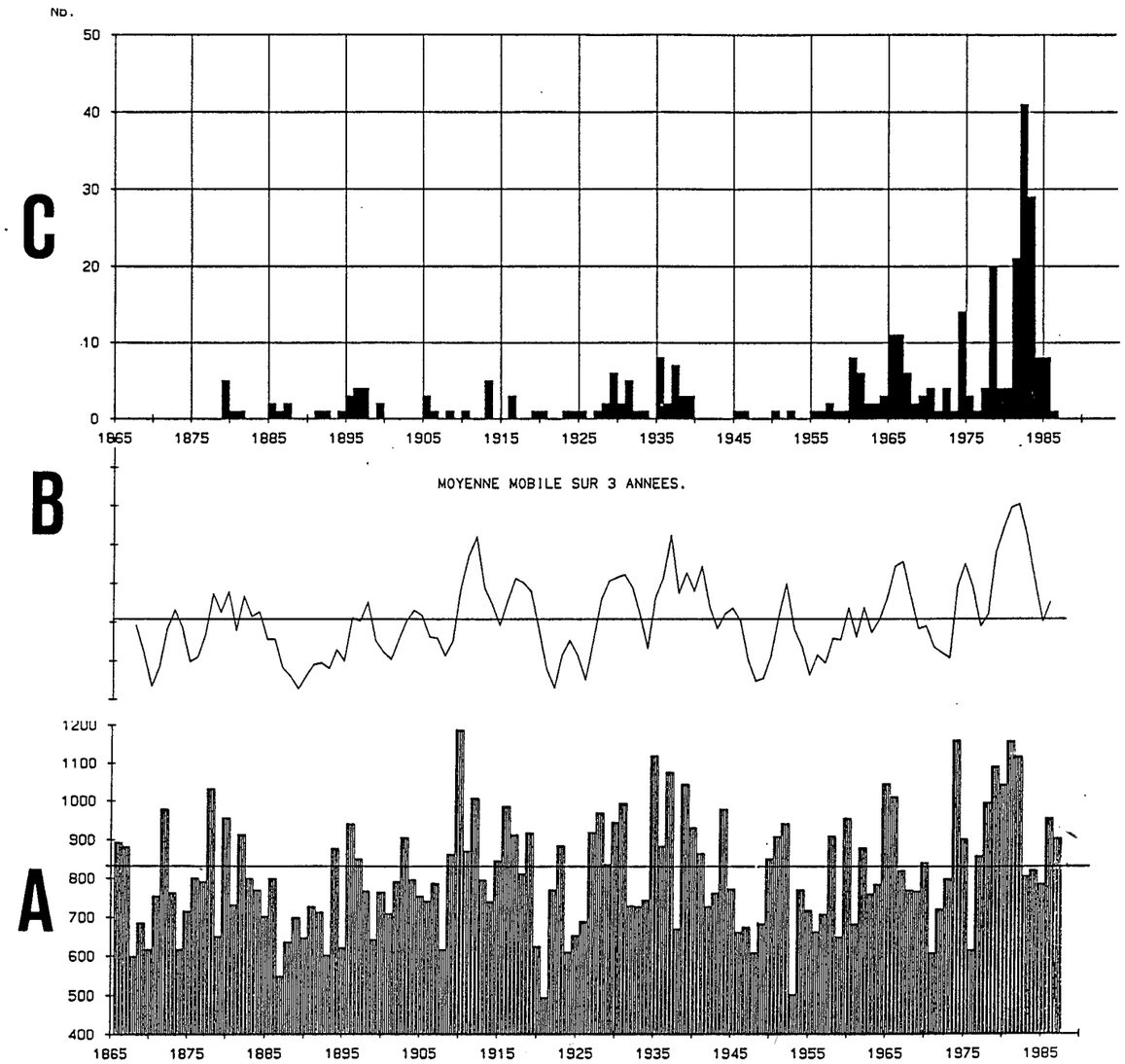


Fig. 115 : Pluie annuelle à la station de Saint Gatien (A), moyenne mobile de la pluie annuelle sur trois années (B) et nombre d'évènements recensés par année (C).

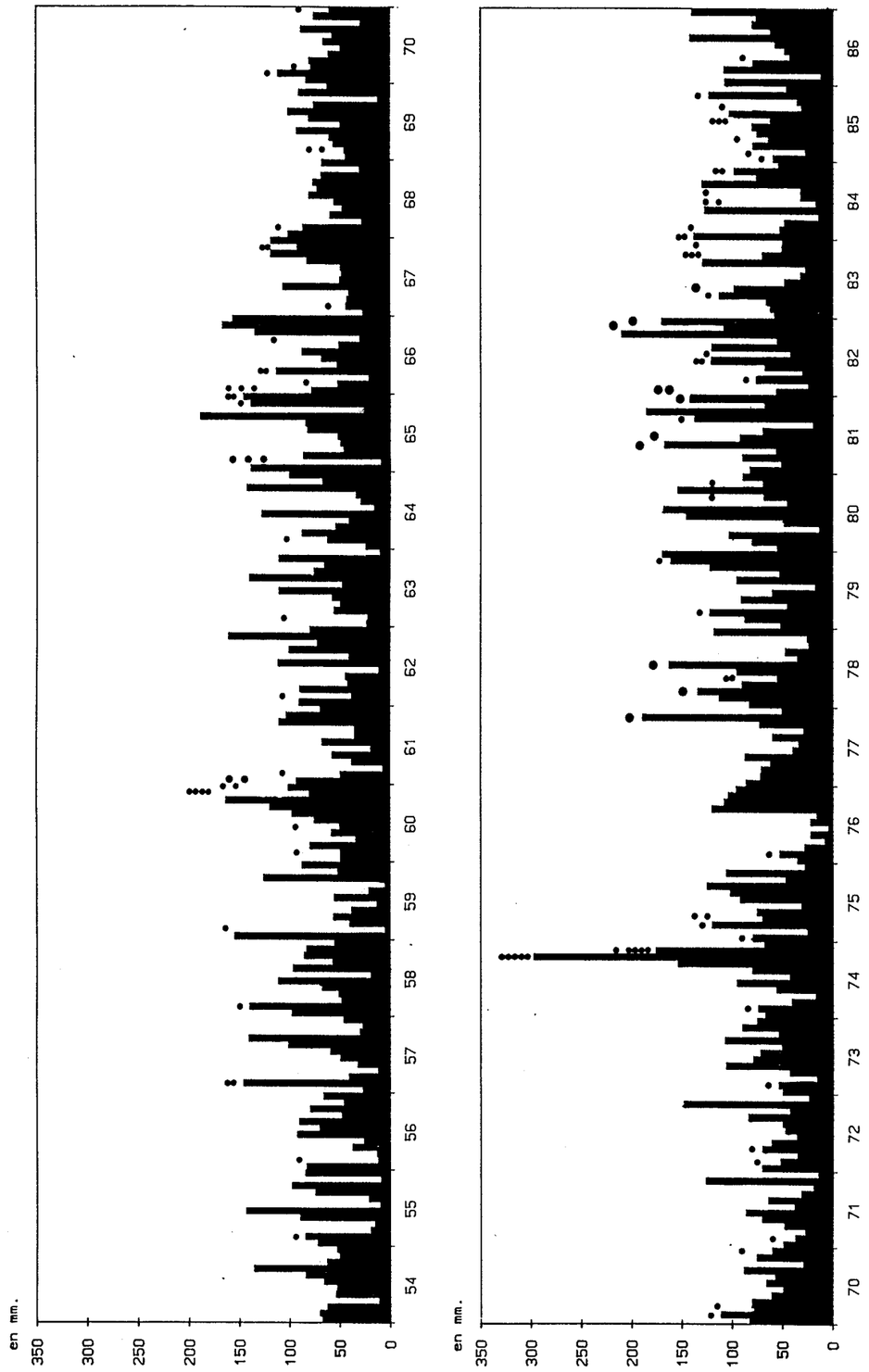


Fig. 116 : Pluie mensuelle et nombre d'évènements recencés chaque mois entre 1954 et 1986.

forte pluie du mois par exemple février 1957, octobre-novembre 1974 et novembre 1977 ou à une abondance des précipitations réparties sur plusieurs mois : février 1965 et janvier 1966 par exemple.

L'incidence des pluies antérieures sur le déclenchement des désordres est mise en évidence par le calcul de moyennes mobiles centrées qui prend en compte l'effet de "mémoire" (D.U.T.I., 1985). D'une manière générale et pour cette série chronologique, le meilleur ajustement est fourni par une moyenne mobile calculée sur trois années (fig. 115b et c).

Des conditions extrêmes sont même réunies pour la période particulièrement excédentaire de 1978 à 1983 pendant laquelle un grand nombre d'événements est recensé. L'augmentation importante du nombre de cas recensés, principalement à partir de 1981 doit être analysée en gardant à l'esprit les remarques précédentes relatives à la sensibilisation du journaliste à la suite d'une catastrophe majeure, telle celle de janvier 1982 à Villerville-Cricqueboeuf. Cette analyse démontre tout de même le rôle déterminant des fortes pluies et de leur succession dans le déclenchement des désordres et souligne le poids des événements pluvieux antécédents.

Un certain nombre d'observations ne sont toutefois pas à mettre en relation avec la pluie ou peuvent être confondues avec elle. Des facteurs naturels autres se superposent à la pluviométrie dans les séries de données, comme les tempêtes et les périodes de gel et viennent aggraver une situation déjà critique et accélérer les mouvements de terrain. Les différentes combinaisons possibles doivent être examinées selon des pas de temps différents afin de dégager des périodes efficaces à la mobilisation du versant.

3.3. Les paramètres climatiques retenus

Les conditions climatiques antérieures à un événement selon une échelle de temps variable peuvent être subdivisées en deux classes distinctes :

- les conditions **immédiates** ou **proches** du désordre : la combinaison entre la pluie du mois ou des trois mois précédents, les températures minimales et les coups de vent ;
- les conditions **lointaines** : la pluviométrie annuelle et pluriannuelle antérieure.

Par une analyse factorielle, les corrélations ou les associations possibles entre les conditions climatiques définies ci-dessus et le type de mouvement ont été recherchées afin de dégager des relations de cause à effet.

3.3.1. La situation pluviométrique au moment du déclenchement (PMSUP)

La pluie des trente jours précédents est-elle supérieure à la moyenne mensuelle ?

- si oui, codage : MS1

- si non, codage : MS0

Ensuite la hauteur de pluie est retenue (PLMOI). Comme elle varie de 12 à 330

mm, un découpage en quatre classes a été opéré, en considérant comme seuil la moyenne de la pluie mensuelle et des multiples de celle-ci. Cette moyenne est égale à 70 mm pour la période comprise entre 1949 et 1986 et les valeurs extrêmes varient de 50 mm en avril pour le mois le plus sec à 96 mm pour le mois de novembre le plus humide.

- MP1 : 12 à 70 mm
- MP2 : 70 à 140 mm
- MP3 : 140 à 210 mm
- MP4 : 210 à 330 mm

3.3.2. La hauteur de pluie des trois mois précédents (PM3)

Elle passe de 90 à 580 mm et trois classes ont été construites. La limite supérieure de la première classe est égale à la moyenne calculée sur la période 1949-1986, de la somme des trois mois d'automne -octobre, novembre, décembre- correspondant à la saison la plus pluvieuse soit 260 mm et celle de la seconde classe à la valeur moyenne des six mois d'automne-hiver d'octobre à mars soit 450 mm.

- P3A : 90 à 260 mm
- P3B : 260 à 450 mm
- P3C : 450 à 580 mm

3.3.3. La pluviométrie des années antérieures à l'événement (ANPRE)

Quatre classes ont été élaborées si l'événement survient à la suite :

- AN0 : 1 année de pluviométrie inférieure à la moyenne
- AN1 : 1 année de pluviométrie supérieure à la moyenne
- AN2 : 2 années de pluviométrie supérieure à la moyenne
- AN3 : 3 années de pluviométrie supérieure à la moyenne

3.3.4. Les températures négatives (TMINI)

Elles sont retenues quand le gel s'est poursuivi pendant un minimum de 3 à 4 jours consécutifs :

- TM0 : absence de gel
- TM1 : une période de gel précède l'événement et ce dernier survient en période de dégel

- TM2 : le mouvement se déclenche pendant une phase de gel
- TM3 : gel pendant le mois de l'événement non daté précisément.

3.3.5. Les coups de vent (CVMOI)

Cette variable ne concerne évidemment que les événements survenus sur le littoral. Les coups de vent ou les tempêtes ont été considérés comme efficaces lorsque le vent a soufflé plusieurs jours selon des secteurs compris entre nord-ouest à nord nord-est et pour des intensités supérieures ou égales à 14 m/s.

- VM0 : absence
- VM1 : la date de l'événement est imprécise mais des coups de vent se sont produits durant le mois considéré
- VM2 : des tempêtes ont été enregistrées pendant les 2 ou 3 jours précédents l'événement ou le jour même du déclenchement.

3.4. La répartition statistique des événements en relation avec les diverses conditions climatiques

Pour les trois fichiers, définis précédemment, un tableau croisé ou tableau de Burt des effectifs par classes et des proportions en pour mille par ligne fournissent la répartition des individus selon chaque classe (Annexe n°7). Seule est donnée dans ce texte et pour chaque variable la répartition par classes sous forme d'histogrammes (fig. 117 et fig. 118). Sur l'ensemble des fichiers, les pourcentages par classes sont sensiblement identiques et la répartition statistique est similaire quelle que soit la durée de la période d'observation. Le commentaire porte plus particulièrement sur le fichier HISTO 14, jugé le plus complet. Quelques différences de faible importance entre les fichiers sont notées sur les histogrammes.

76 % des événements se produisent d'octobre à mars et 19 % en janvier, ce dernier mois correspond au maximum de l'activité (fig. 118a). Le nombre relativement élevé de cas rencontrés en juillet, 12 en totalité, soit 6 % du total est dû principalement à des pluies orageuses et une forte pluviométrie des mois précédents générant la formation de coulées boueuses. Les glissements sont les mouvements les plus représentés (fig. 118b), 63 % du total. Ils se sont déclenchés dans 85 % des cas sur le littoral du pays d'Auge, ce qui représente les 3/4 des événements, contre seulement 1/4 dans l'intérieur (fig. 118c). 60 % des mouvements sont survenus pendant une période pluvieuse (fig. 118d) et la pluviométrie du mois précédent a été dans 75 % des cas supérieure à la moyenne dont 20 % à 140 mm (fig. 118e).

La pluviométrie des trois mois précédents (fig. 118f) a été dans 61 % des cas supérieure à la moyenne des trois mois d'automne et dans 9 % à la pluie moyenne des six mois d'automne et d'hiver. Mais il faut nuancer ces chiffres puisqu'environ 40 % des événements se sont déclenchés pour une pluie trimestrielle inférieure à la moyenne égale à 260 mm et même pour des valeurs égales à 90 mm. 90 % des événements sont

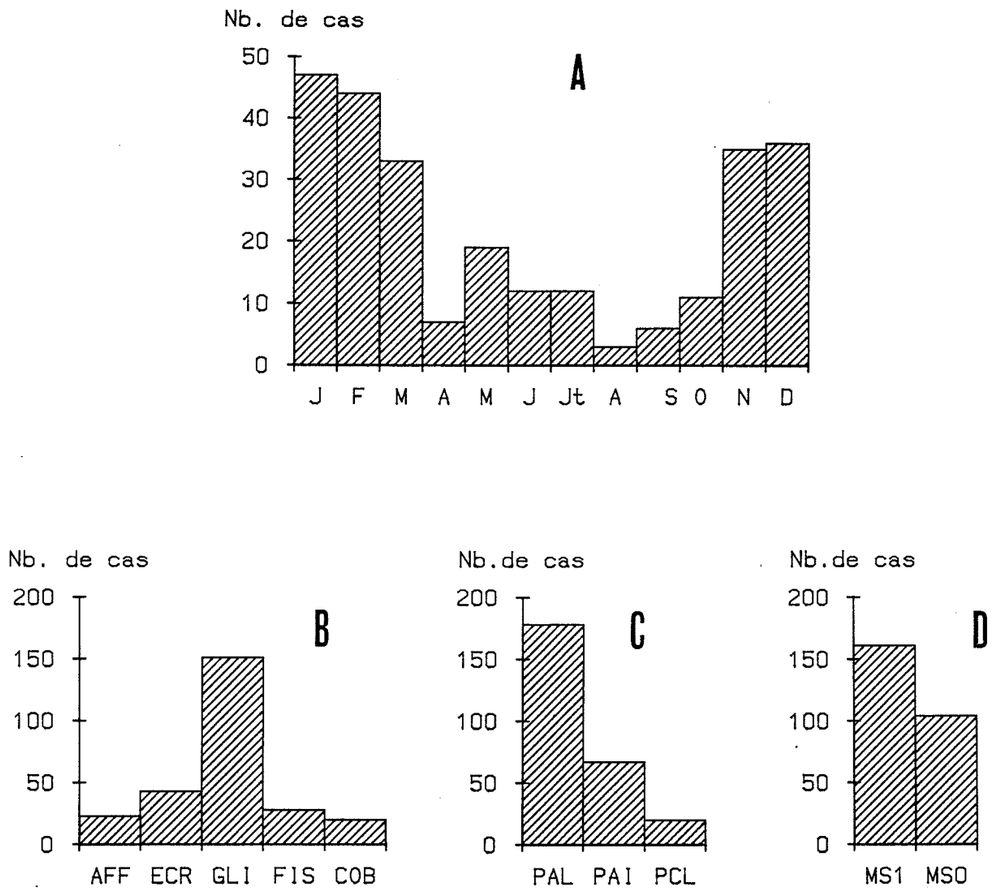


Fig. 117 : Répartition par classes des évènements du fichier Histo 1 : mensuelle (A), type (B), localisation (C), période pluvieuse (D), la pluie du mois précédent (E), la pluie des trois mois (F) et la pluie des années précédentes (G).

survenus à la suite d'années supérieures à la moyenne (fig. 118g). 25 % des cas ont été consécutifs à une seule année et 55 % se sont déclenchés après trois années de hautes eaux. Si le rôle des tempêtes est maintenant examiné (fig. 118h), sur 139 événements survenus sur le littoral, 57 % se sont produits pendant une période de forte agitation dont 40 % immédiatement avant ou pendant le déclenchement. La simultanéité de basses températures et de l'apparition de désordres est faible (fig. 118i), seulement 29 % des cas. Dans 10 % d'entre eux les déplacements se sont produits en période de dégel et 10 % pendant un gel intense de plusieurs jours.

Cette première analyse des relations entre pluviométrie et événements historiques a permis de faire ressortir un type de mouvement, sa localisation et le poids relatif des différents facteurs déclenchants. **Ainsi les structures pluviométriques et leurs combinaisons sont déterminantes : forte ou très forte pluies du mois ou des années antérieures. Les glissements prédominent sur les autres types de mouvement et touchent préférentiellement le littoral du pays d'Auge selon une fréquence élevée durant les mois d'automne et d'hiver.**

3.5. L'analyse factorielle des correspondances multiples (A.F.C.)

On sait que l'analyse factorielle traite des tableaux de nombres et qu'elle remplace un tableau complexe difficile à analyser par un autre plus simple, en restant une représentation exacte de celui-ci. Dans la pratique, elle décompose le tableau de données initiales en une somme de produits appelés "facteurs". Cette méthode a été développée en France au début dans les années 1960. Elle est largement utilisée par les sociologues pour le traitement et le dépouillement d'enquêtes (CIBOIS Ph., 1983 ; OZOUF J.C., 1983). Cette analyse à l'avantage de pouvoir s'appliquer à des fichiers **numériques** ou **non**, ou les deux à la fois.

Le gain de la décomposition factorielle apparaît à travers sa représentation graphique, qui a pour but de montrer l'information pertinente en associant à chaque tableau issu de la décomposition un axe muni d'un système de coordonnées sur lequel sont représentés les écarts d'indépendance. Les correspondances existantes entre une modalité A_i d'un caractère A et les modalités B_J d'un caractère B, mettent en évidence :

- les liaisons ou leur absence ;

- les ressemblances ou conjonctions ;

- les différences ou oppositions.

Les résultats sont fournis, sous forme numérique et graphique, les diverses contributions (CIBOIS Ph., 1983) permettant d'interpréter les axes et les résultats.

Les variables sont regroupées en deux ensembles distincts :

- les variables **actives** soumises à l'analyse qui servent à la détermination des axes

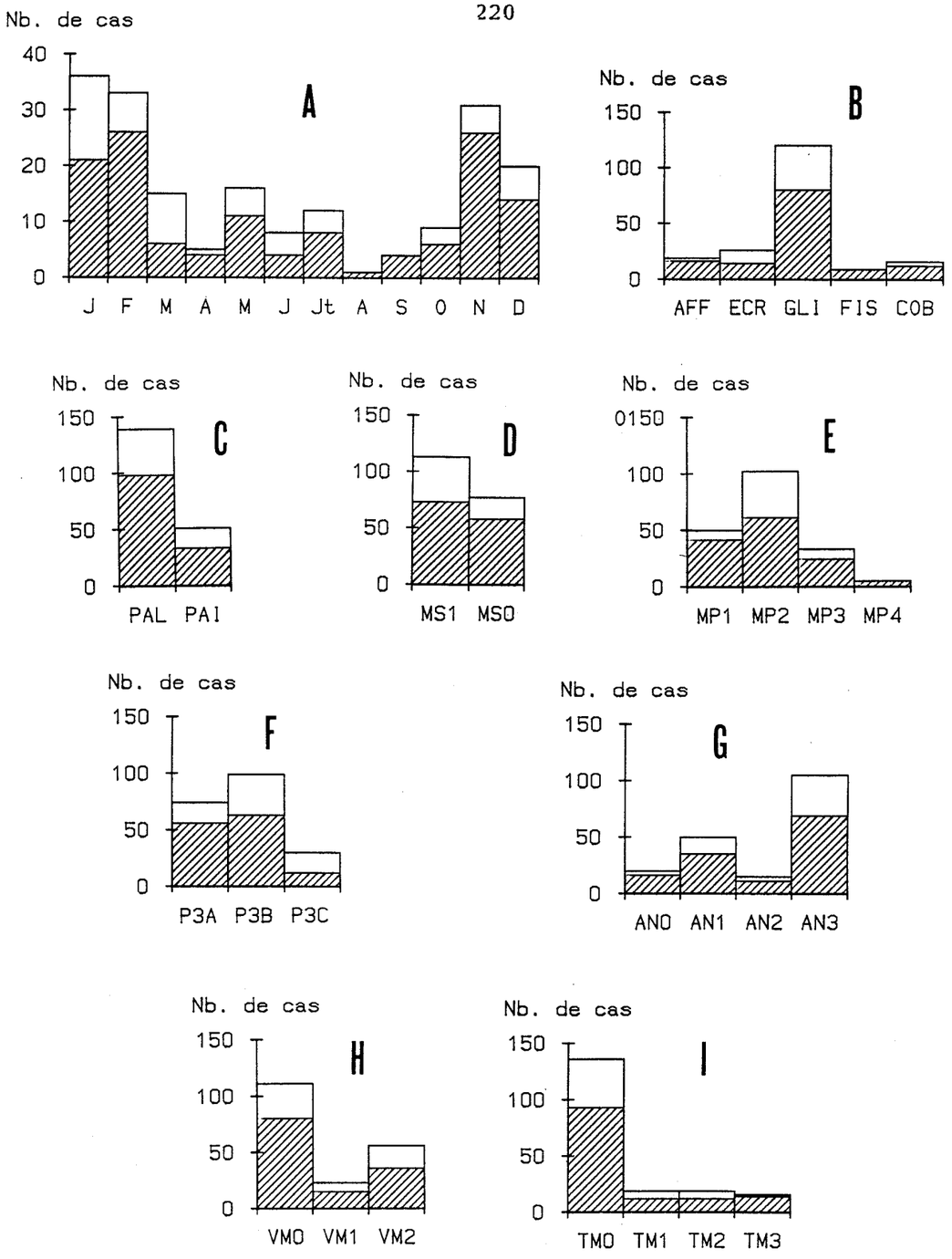


Fig. 118 : Répartition par classes des évènements des fichiers HISTO 14 et HISTO 16 : mensuelle (A), type (B), localisation (C), période pluvieuse (D), la pluie du mois précédent (E), la pluie des trois mois précédents (F), la pluie des années précédentes (G), des tempêtes (H) et des températures négatives (I) (HISTO 16 est dessiné en hachures).

- les variables **supplémentaires -passives** ou **illustratives**- ne participent pas à l'analyse. En effet, le choix entre les variables à intégrer n'est pas toujours aisé et il faut, par tâtonnement effectuer plusieurs séries de tests, avant d'obtenir, une représentation satisfaisante. L'analyse n'est donc pas **indépendante** ou objective car, l'utilisateur peut faire en sorte de retrouver dans les résultats des interprétations et des idées initiales.

Cette méthode n'est qu'un outil qui permet de faire ressortir des liaisons dans un tableau complexe de nombres, comme une moyenne décrit la valeur centrale d'une distribution ou un écart-type, sa variabilité. L'interprétation d'un graphique factoriel consiste à tirer des conclusions relatives au domaine dont ces données sont tirées à partir du jeu des oppositions mises en évidence. Cet exercice s'appuie sur une bonne connaissance générale du phénomène.

3.5.1. La première A.F.C.

Dans le cadre de cette étude, cinq variables climatiques ont été prises comme variables actives selon 15 classes. Les contributions à l'inertie totale des trois axes sont respectivement de 22, 16 et 14 %, expliquant la totalité de la variance de l'information contenue dans l'ensemble du tableau. L'axe 1 peut être interprété à partir des variables qui ont une forte contribution relative à l'inertie expliquée (Annexe n°7) : AN0 ou TM1 et à l'opposé P3C avec respectivement 9,9, 10,8, et 14,1 %. L'axe 2 correspond à MP4 : 20,1 % et à P3B : 18 %. L'axe 3 est défini par TM1 : 17,4 % et MP1 : 11,6 %.

Les principales oppositions et relations, observables à partir des deux graphiques (fig. 119) et des contributions relatives de chaque modalité, sont les suivantes :

- associations de AN1 (1 année précédente supérieure à la moyenne), et P3C (pluviométrie des trois mois précédents très forte) et MP4 (pluie du mois précédent triple à la moyenne). Ceci correspond à la conjonction entre un paramètre **lointain** : une seule année humide et un facteur **proche** : succession des mois fortement pluvieux ;

- liaison de AN3, facteur lointain avec une pluviométrie des mois précédents faible à tableau très faible, MP1 et P3A ;

- les regroupements conformes entre le gel et une pluviosité faible (TM1 et MS0) ou au contraire l'absence de gel et une période pluvieuse (TM0 et MS1) apparaissent ;

- à mi-chemin entre les deux premières associations citées, MP3, une pluviométrie du mois précédent comprise entre 150 et 230 mm, c'est à dire comprise entre 2 et 3 fois la moyenne mensuelle, est en relation étroite avec le facteur "lointain" AN2, deux années précédentes humides.

Si les conditions pluviométriques qui précédent les mouvements de terrain sont diverses, **il se détache néanmoins une tendance générale qui associe un facteur lointain pluriannuel à un paramètre proche, se superposant l'un à l'autre. Leurs poids respectif dans le déclenchement est cependant difficile à estimer.** Ainsi la succession de plusieurs années fortement pluvieuses se traduit au niveau de la nappe par un cycle de hautes eaux, et aboutit à l'abaissement du coefficient de sécurité du

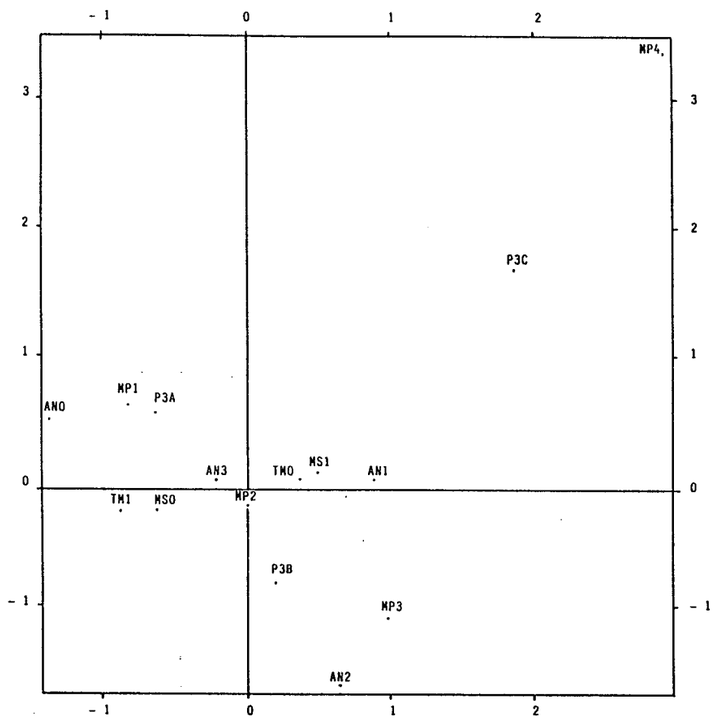


Fig. 119 : Graphiques factoriels pour 5 variables climatiques actives.

versant, et il suffit dans ce cas d'un aléa climatique même minime pour qu'il y ait rupture. D'autres scénaris opposés ont été mis en évidence mais ils apparaissent moins déterminants. Dans une période de plusieurs années moyennement ou faiblement humide, une très forte pluie mensuelle à laquelle s'ajoutent des pluies journalières intenses peuvent également suffire pour déstabiliser le versant. **Pour une perspective de prévision, cette analyse montre l'intérêt du suivi des conditions climatiques sur une longue période et d'une manière fine mais aussi toute la difficulté de définir un seuil de rupture qui pourrait être à la base d'un système d'alerte.** Comme l'indique D.U.T.I. (1985), la corrélation entre les précipitations et les mouvements simultanés ne donne pas de résultats tangibles, principalement dans le cas de glissements profonds, de grande importance, et il est préférable de rechercher un indice climatologique avec mémoire qui aurait l'avantage de tester la plus ou moins grande sensibilité ou rapidité de réaction du glissement aux conditions climatiques.

Cette démarche nécessite des enregistrements en continu de toutes les données à mettre en corrélation, ce qui n'est pas le cas à Villerville. Dans le cas présent, l'enregistrement de cette mémoire peut être fait sur plusieurs années ou simplement sur quelques mois.

3.5.2. La seconde A.F.C.

Elle porte sur l'analyse des cinq variables actives précédentes et de quatre supplémentaires qui ne participent pas directement à l'analyse mais qui se placent dans le diagramme selon leur degré de dépendance avec les différentes classes des variables actives (fig. 120). Ces quatre paramètres supplémentaires sont la date, le lieu, le type d'événements et les températures minimales. Les diverses contributions expliquant les axes sont très proches des précédentes.

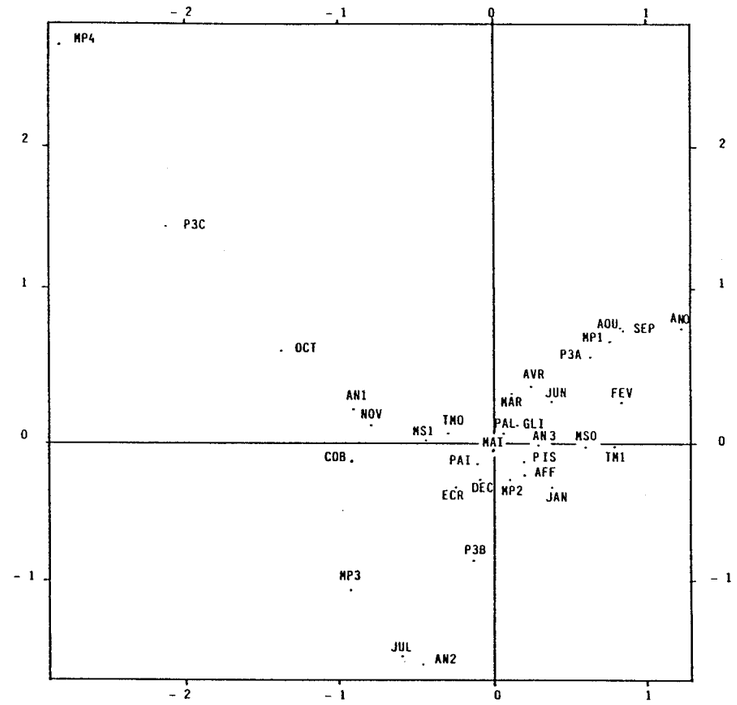
Les principales associations sont les suivantes, elles sont pour certaines évidentes :

- les coulées boueuses (COB) s'associent à une très forte pluie du mois précédent, en novembre et en juillet ;
- les températures minimales sont relevées bien évidemment en janvier et février ;

- les mois de mars, avril, mai, juin, août, septembre sont en relation avec des faibles précipitations précédentes (P3A et MP1) ;

- les glissements se situent en position centrale sur le graphique et sont influencés par **de nombreux facteurs, ce qui confirme la multiplicité des conditions climatiques pouvant engendrer des glissements**. Mais, ils sont tout de même plus fortement corrélés avec AN3, MP2 et P3B ;

- les autres types de mouvements ne semblent pas particulièrement attachés à une situation climatique particulière.



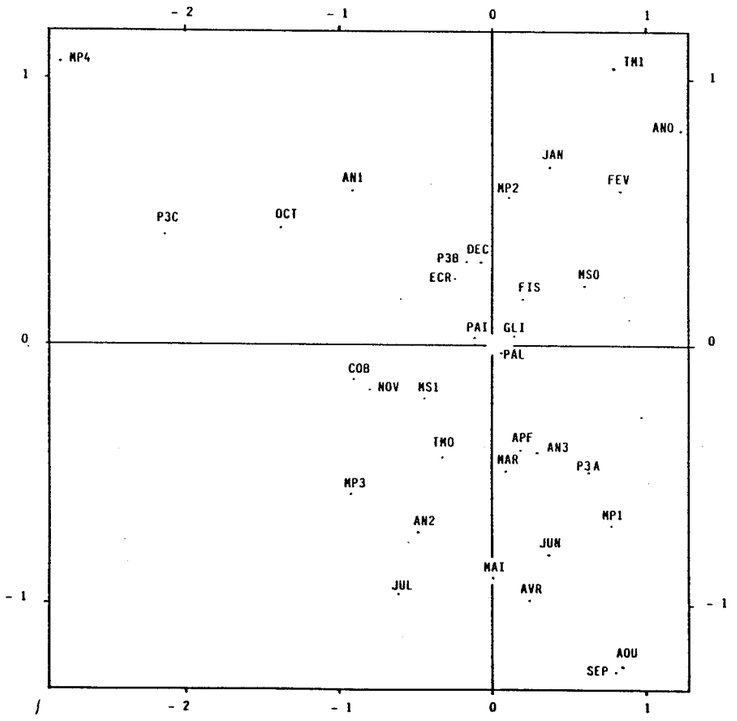


fig. 120 : Graphiques factoriels pour 5 variables climatiques actives plus 3 supplémentaires.

3.6. Conclusion

L'analyse menée en parallèle des différents types d'événements survenus dans une même région et de leurs conditions climatiques montre la forte diversité des situations rencontrées et la complexité des combinaisons entre les facteurs immédiats et lointains. Les diverses associations, mises en évidence par l'A.F.C., entre la valeur de la pluviométrie proche et celle de la pluie annuelle ou pluriannuelle précèdant l'événement indiquent que des désordres peuvent survenir même à la suite de mois relativement secs à condition d'être précèdés d'abondantes pluies annuelles. A l'opposé, de fortes pluies du mois ou des deux à trois mois précédents peuvent suffire à déclencher des désordres même à la suite d'années faiblement humides.

Un seuil de probabilité de déclenchement est difficile à avancer en raison de la variabilité des différentes combinaisons climatiques possibles. CROZIER M.J. (1986) tente de définir deux principaux seuils de déclenchement :

- un seuil de probabilité **minimum** (PTn) au-dessous duquel les mouvements de masse ne se produisent pas et au-dessus duquel ils peuvent se produire sous certaines conditions ;

- un seuil de probabilité **maximum** (PTx) au-dessus duquel l'événement devient certain, il y a 100 % de probabilité d'occurrence toutes les fois que le seuil est atteint ou dépassé.

Mais cet auteur montre à travers quelques exemples que dans certains cas, ces limites ne sont pas significatives. En effet, pour certains versants, le seuil de déclenchement peut croître après chaque événement successif. Dans le cas de glissements superficiels réagissant directement aux fortes intensités de pluies journalières, les sites les plus critiques ou fragilisés vont être mobilisés les premiers, les plus résistants le seront ultérieurement.

Un exemple, à Wellington en Nouvelle-Zélande, le démontre clairement. Ainsi, pour une quantité de pluie similaire tombée à deux dates distinctes, le nombre d'événements survenus est très différent. La première fois en octobre 1974, pour 61 mm de pluie tombée en 24 h, 46 glissements sont répertoriés et la seconde fois en juillet 1976 pour une pluie journalière de 60 mm deux glissements se produisent. La détermination des seuils impose la connaissance du degré de stabilité du versant.

La situation est différente à Villerville-Cricqueboeuf où il s'agit toujours du même versant.

A l'échelle du Calvados et, pour des mouvements de terrain de nature, et d'ampleur variable, l'analyse a néanmoins fourni des ordres de grandeur de quantité de pluie pour différents pas de temps.

Chapitre III

LES RELATIONS ENTRE LA PLUVIOMÉTRIE, LA PIÉZOMÉTRIE ET LES DÉPLACEMENTS

1. Hydrologie et hydrogéologie du versant

Le réseau hydraulique de surface est dense mais inégalement réparti du fait de l'hétérogénéité des formations superficielles et du caractère chaotique de la topographie. Il est souvent aberrant car il ne draine pas des zones marécageuses, les écoulements sont parfois en sens inverse de la pente ou parallèles à la direction du versant. Sur les figures n°121 et n°122 sont portés les principales zones sourceuses détectées, les plans d'eau, les zones de stagnation et les principaux réseaux d'écoulement aériens ou subaériens qui relient plus ou moins ces différents plans d'eau jusqu'à la mer. Les zones d'émergence ne sont guère aisées à localiser avec précision, elles se perdent et réapparaissent successivement à travers les différentes formations superficielles. Un ensemble de facteurs favorise l'infiltration et la recharge de la nappe aux dépens du ruissellement : un réseau de fissuration dense, les contres-pentes, les fractures ouvertes, les avaloirs en mauvais état, les anciens chenaux de drainages disloqués...

L'hydrogéologie du versant est très complexe en liaison avec la variabilité du volume et de la nature des formations superficielles. En profondeur, les circulations d'eau ne sont pas réparties d'une façon homogène, et suivent des cheminements privilégiés -zone de fractures, terrain plus perméable,...- dont certains sont repérables par les émergences. L'étude de la nappe a été réalisée par des mesures périodiques dans les puits existants et dans des tubes piézométriques. Il en faudrait un très grand nombre pour préciser le détail de la surface piézométrique et des lignes d'écoulement, principalement dans la partie mobilisée. La nappe apparaît compartimentée et morcelée se déversant de l'amont vers l'aval au gré de la succession des différentes formations superficielles : panneaux de craie, sable, head...

En ce qui concerne la nappe de la craie, à l'exception de quelques sources captées dans le vallon de Villerville et dans celui du bois de la Lande à Cricqueboeuf, aucune source n'a été détectée en pied de la corniche principale au contact avec le replat topographique sur lequel le C.D. 513 et les principales habitations sont installés. Seule une zone humide permanente a été relevée en contrebas de la route déterminée par une contre-pente, au droit de la pointe du Heurt. Les points d'émergence de cette nappe sont signalés par les zones sourceuses qui apparaissent au pied du second escarpement limitant le replat topographique (fig. 121). Ces sources plus ou moins diffuses alimentent un réseau superficiel qui se déverse dans des mares permanentes dont les plus étendues sont visibles dans les fosses du Macre à Cricqueboeuf (fig. 122). D'autres émergences sont visibles en pied du versant, particulièrement au camping des Graves où les eaux coulent à faible débit, au pied d'un bloc de craie. La zone la plus humide, s'étend entre la pointe du Heurt et la limite occidentale de l'ancien camping des Graves,

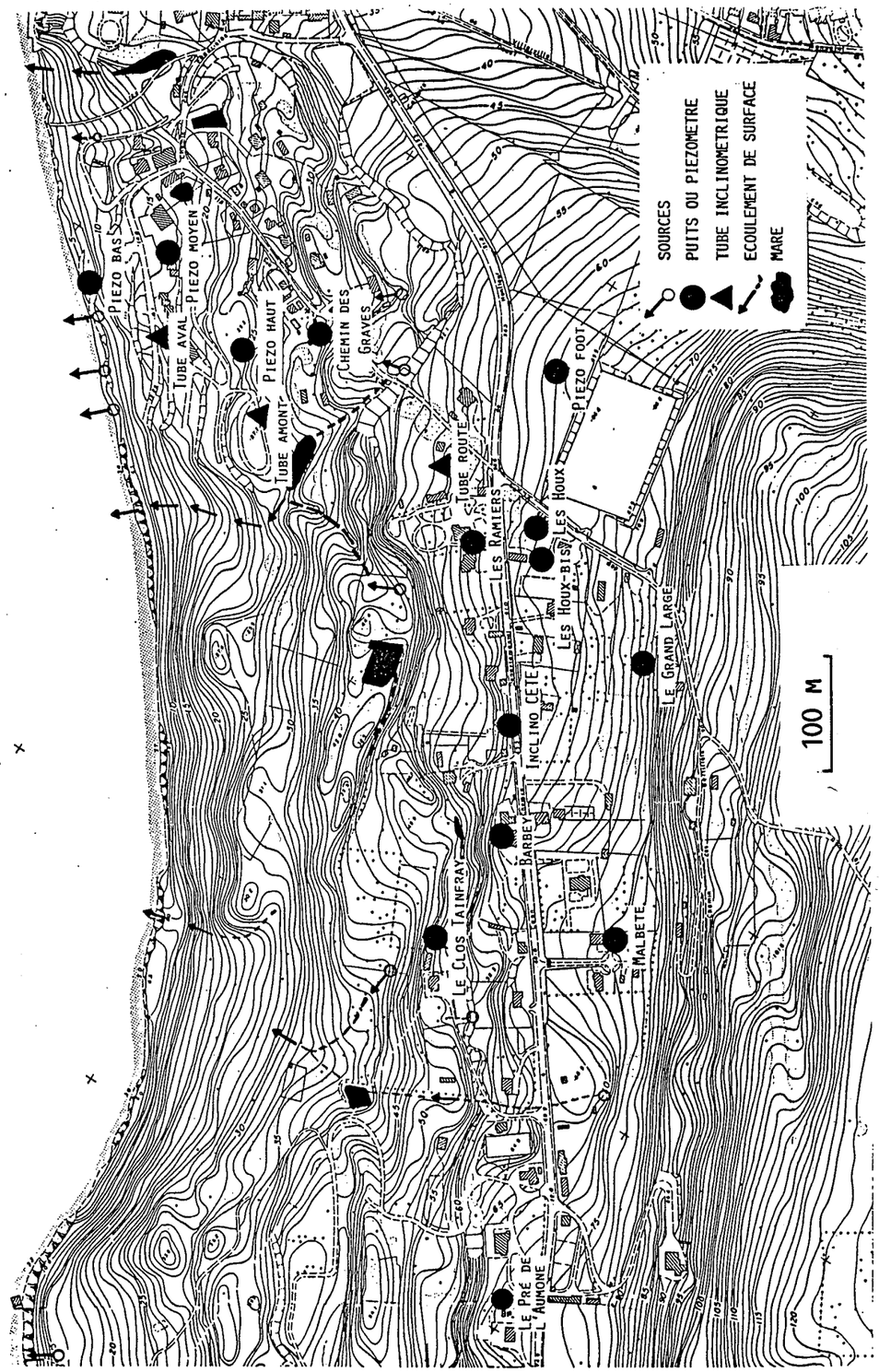


Fig. 121 : Carte hydrologique sommaire et localisation des puits et piézomètres à Villerville.

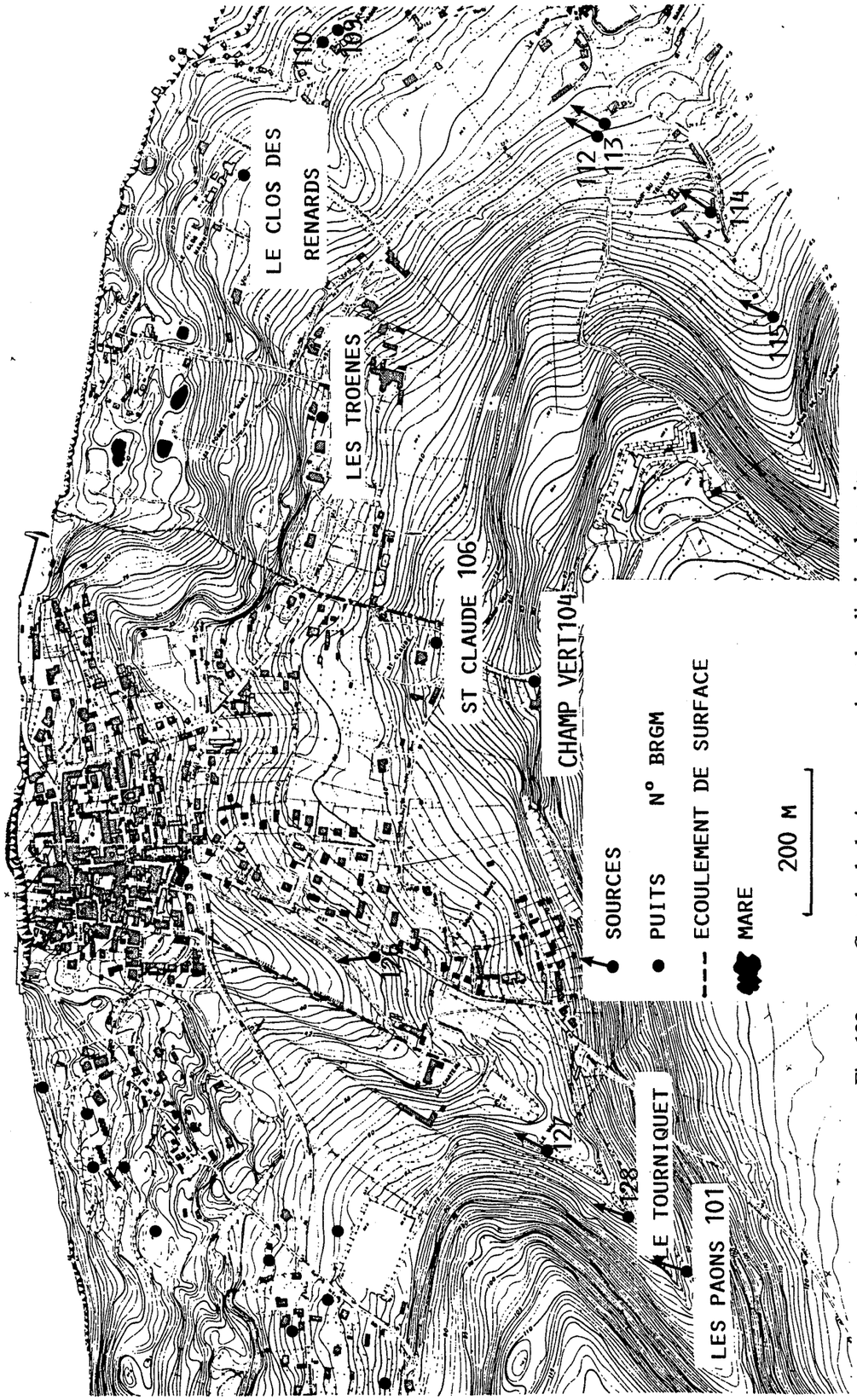


Fig. 122 : Carte hydrologique sommaire et localisation des puits et piézomètres à Cricqueboeuf.

elle est inaccessible en raison des nombreuses coulées boueuses et d'une végétation très dense. Dans ce secteur, l'écoulement se concentre pour former un ruisseau de débit notable à la limite occidentale du camping.

Le réseau de surveillance piézométrique est constitué par 20 puits et 4 piézomètres répartis très inégalement sur le versant entre la pointe du Heurt et Cricqueboeuf, trois de ces puits sont situés sur le plateau.

Les puits ont été retrouvés par une recherche systématique. Leur existence est la plupart du temps ignorée, seulement cinq ont été répertoriés par le B.R.G.M. Une descente dans ces puits, par les techniques spéléologiques, a permis de préciser les formations géologiques traversées et de localiser les arrivées d'eau. Par la suite, 4 piézomètres ont été mis en place : trois sur l'ancien camping des Graves et un dans le sondage ST5 au dessus du C.D. 513. La cote du plan d'eau dans les tubes inclinométriques a été également relevée périodiquement. Il faut toutefois retenir avec prudence les informations qui en sont tirées car scellés par un coulis de ciment les tubes ont une faible perméabilité. On peut considérer que le niveau de ces tubes s'équilibre avec celui de la nappe traversée avec un léger retard dans le temps. La modalité des relevés s'est faite de plusieurs façons :

- **un suivi périodique** à l'aide d'une sonde lumineuse selon une fréquence moyenne de 10 à 15 jours. Il donne la profondeur du plan d'eau par rapport à un repère piézométrique et la température de l'eau ;

- **un suivi en continu** grâce à un limnigraphe enregistrant le niveau et la température de la nappe. Le puits retenu est celui des "Ramiers" situé à proximité du C.D. 513, et à 60 mètres d'altitude. Les relevés se sont poursuivis de novembre 1985 à août 1987 ;
- Un essai de pompage de longue durée et des mesures ponctuelles de débits des différentes sources.

La majorité des puits est située sur le replat topographique de part et d'autre du C.D. 513 (fig. 121), elle collecte les eaux d'un ou de plusieurs panneaux de craie d'une épaisseur comprise entre 10 à 15 m et plus précisément 12 m au sondage "piézo CETE" réalisé en 1983, 15 m en ST4 "piézo foot", 10 m dans le puits déformé en contre bas du C.D. 513, une quinzaine de mètres dans le puits "le pré de l'Aumone" (témoignage du propriétaire). En profondeur les sables albiens ont localement atteints des épaisseurs de : 5 m en ST4 et 6 m au "piézo CETE". Ils reposent sur les marnes kimméridgiennes. Le niveau moyen de la nappe est situé à environ 10 à 12 m de profondeur et son épaisseur est de l'ordre de 6 à 10 m.

En bas de versant et sur le camping des Graves, dans les piézomètres situés dans les sables albiens coincés entre deux panneaux de craie (FLAGEOLLET J.C. et HELLUIN E., 1984), et dans le piézomètre situé en pied de falaise qui traverse les marnes très fissurées, le niveau piézométrique se trouve en hautes eaux entre 1 et 3 m de la surface du sol. Ainsi en septembre 1978, la nappe était située à environ 2 m au dessous de la cote du terrain naturel et en décembre de cette même année à 1 m du terrain naturel (C.E.T.E., 1978).

Dans le secteur de Cricqueboeuf (fig. 122), une situation identique se retrouve avec une nappe très proche de la surface dans les Fosses du Macre et dans la partie basse du versant. Par exemple le niveau d'eau dans le puits "Le clos des Renards" oscille entre 1,50 et 3,00 m. De nombreuses émergences alimentent des zones marécageuses plus ou moins aménagées en plan d'eau. A proximité du C.D. 513, et en limite du replat topographique, le puits "Les Troénes" situé à une altitude de 45,00 m traverse la nappe de la craie dont le niveau moyen est à environ 11,00 m de la surface du sol, c'est à dire à une profondeur similaire de celle rencontrée à Villerville.

La température de l'eau de la nappe située à une profondeur d'une dizaine de mètres est quasi constante au cours de l'année. Elle oscille de quelques dixièmes de degré autour d'une valeur de 11°3. Dans le cas d'une nappe proche de la surface les températures sont plus variables en relation étroite avec la température de l'air, en règle générale, elles ont varié entre 7°5 et 14°.

Les gradients hydrauliques en situation de hautes eaux sont très élevés de l'ordre de 8 à 13 %. Pour se faire une idée des caractéristiques hydrauliques de l'aquifère de la craie, un essai de pompage a été réalisé pendant **10 jours en avril 1987** sur le puits "Les Houx" foré **dans un panneau de craie**, avec un suivi deux fois par jour des niveaux piézométriques dans les puits et les piézomètres environnants.

En début d'essai, le niveau piézométrique était situé à une profondeur de 10,14 m pour une hauteur d'eau de 2,50 m, le fond du puits étant donc à 12,64 m. Après de nombreux tâtonnements, et afin de poursuivre le pompage le plus longtemps possible en maintenant un niveau bas, sans tarir trop rapidement le puits, un débit moyen de l'ordre de 1m^3/h a été adopté pendant les trois premiers jours puis de 0,5 à 0,6 m^3/h les jours suivants compte tenu des faibles arrivées d'eau,. En 244 heures, le volume total pompé a été d'environ 150 m^3 soit un débit moyen de l'ordre de 0,6 m^3/h.

Les rabattements des niveaux piézométriques, dans les puits environnants distants au maximum de 180 m du point de pompage, ont été mesurés quelques heures après le début de l'essai (fig. 123) et par la suite selon l'évolution du niveau piézométrique du puits d'essai. Quelques accidents sont repérables du fait de quelques problèmes techniques (pannes ...). Les rabattements ont été variables d'un point à un autre, ils ont été plus forts sur les piézomètres "piézo Foot et piézo CETE" situés latéralement et plus faibles à l'amont du point de pompage comme dans le puits "Le Grand Large". L'explication doit résider dans la présence d'écoulements préférentiels dans un réseau de fractures parallèles au versant.

A la fin de l'essai, dans le puits de pompage, la remontée du niveau piézométrique a été rapide (fig. 123), 1 m en 1h30, puis elle s'est rapidement stabilisée à une cote inférieure à 50 cm à celle de départ. Pour les autres points de mesure, une stabilisation du niveau piézométrique à la fin de l'essai a été observée, suivie d'une phase de drainage naturel amorcée dès la fin avril.

Bien que l'essai ne se soit pas déroulé à débit de pompage constant, en raison de problèmes techniques, il apporte des ordres de grandeur des caractéristiques hydrauliques de l'aquifère de la craie. Ce sont le coefficient de transmissivité, T et le

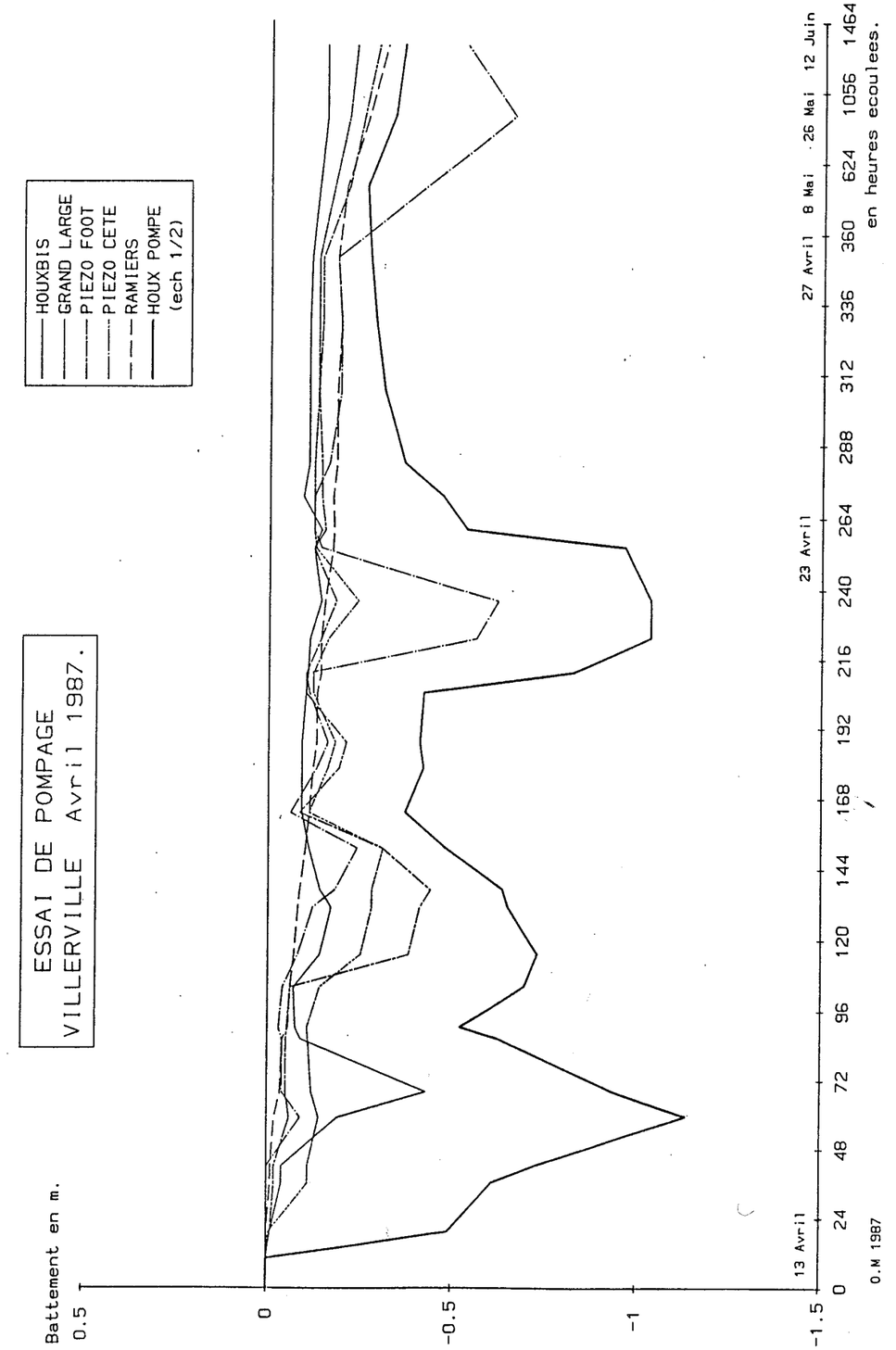


Fig. 123 : Niveaux piézométriques au cours de l'essai de pompage.

coefficient d'emmagasinement du terrain, S. A partir des courbes de rabattement spécifique en fonction du débit : (S/Q) = f(Q) reportées sur une échelle logarithmique, et par l'utilisation de la formule simplifiée de Jacob (CARLIER M., 1986), ont été obtenus :

- le coefficient **de transmissivité**

$$T = \frac{0,183\ Q}{D}$$

avec :
Q : débit moyen en m^3/h
D : rabattement par cycle logarithmique en m.

La valeur moyenne calculée est de **$5x10^{-5}$ m^2/s** variant selon les puits entre **$1x10^{-4}$ m^2/s** et **$1x10^{-6}$ m^2/s**, ce qui traduit la variation de perméabilité due à une hétérogénéité des matériaux ;

- le coefficient **d'emmagasinement** du terrain

$$S = \frac{2,25\ T\ t_0}{x^2}$$

t_0 : temps à l'abcisse 0 en heures ou en minutes
T : coefficient de transmissivité en m^2/h ou m^2/mn
x : distance du puits d'observation en m.

Un coefficient moyen de **$3x10^{-4}$** a une valeur faible comparée à celles habituellement obtenues pour une nappe libre : de l'ordre de 10^{-1} à 10^{-2}.

2. Les relations entre la piézométrie et les conditions climatiques.

2.1. piézométrie et pluviométrie

L'ensemble des courbes piézométriques est donné à l'annexe n°8. L'observation des courbes piézométriques (fig. 124) montre que **les phénomènes** de recharge ou de drainage se font quasiment **simultanément en tous points du versant, mais que les variations altimétriques sont très différenciées d'un point à un autre**, inférieures à un mètre ou supérieures à trois mètres, et sont en rapport direct avec les conditions structurales -nature du matériau, fracturation, transmissivité- et avec la puissance de l'aquifère. Les nappes proches de la surface, ou celles plus profondes mais circulant dans un milieu fissuré (puits "les Houx" par exemple), connaissent des fluctuations altimétriques importantes et de courtes durées.

Les relations entre la piézométrie et la pluviométrie sont établies à partir des pluies ou des pluies efficaces comme cela a été réalisé à travers les études menées dans

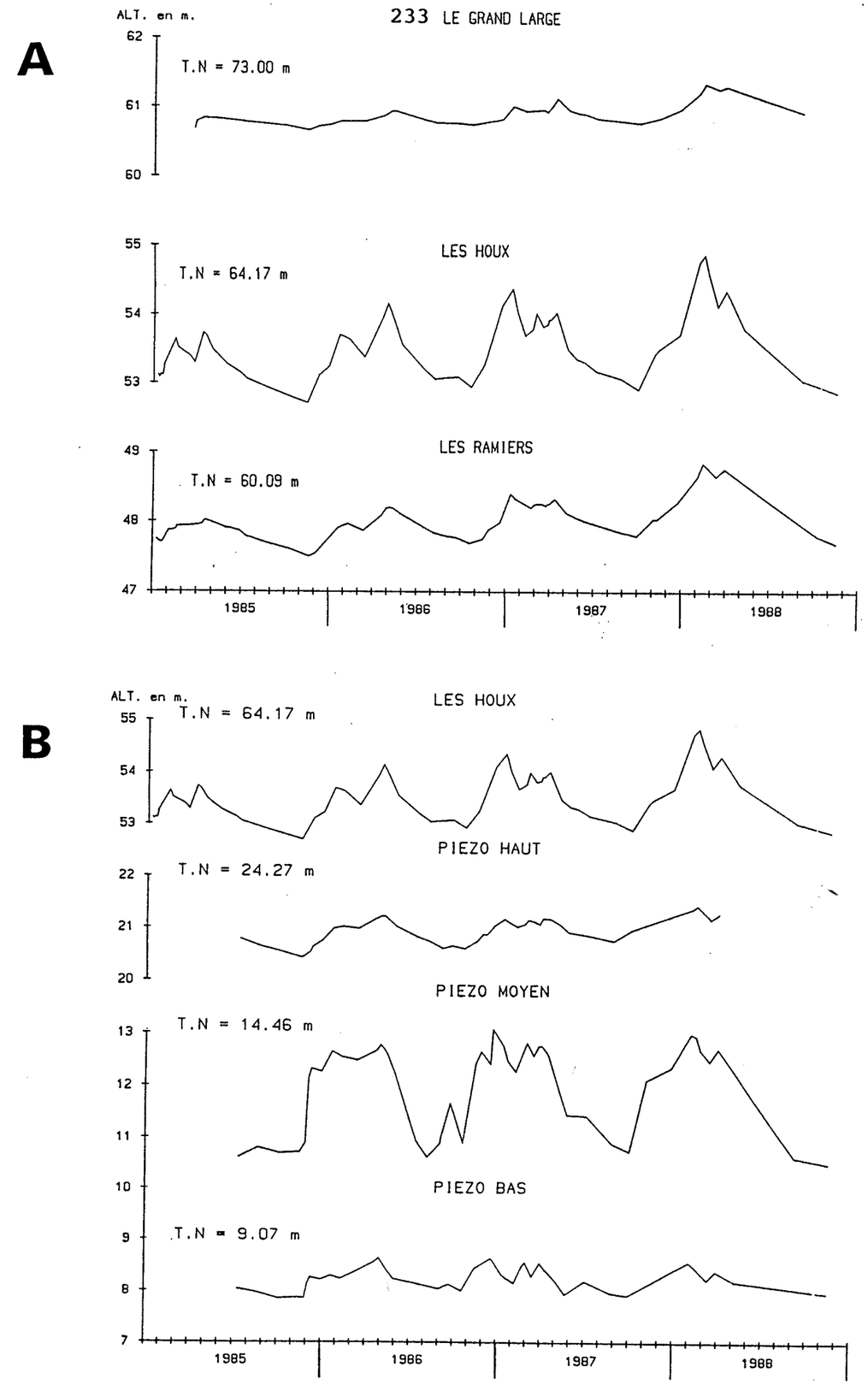


Fig. 124 : Evolution de la piézométrie entre 1985 et 1988 des puits situés au niveau du C.D. 513 (A) et dans le camping des Graves (B).

ce domaine (D.U.T.I., 1985 ; DELMAS Ph et Al., 1987 ; CARTIER G. et POUGET P., 1987 ; MATICHARD P. et POUGET P., 1988...).

La comparaison des courbes piézométriques et de la pluie efficace décadaire (fig. 125) montre des variations altimétriques avec des recharges brutales consécutives à des périodes fortement pluvieuses. A contrario, les drainages s'amorcent et se poursuivent même pour des périodes déficitaires de courte durée, peu ou pas arrosées. Un autre phénomène souvent observé est la brièveté des épisodes de nappe haute.

L'évolution piézométrique au cours des quatre années de relevé correspond parfaitement à un comportement souvent constaté en d'autres endroits que le littoral normand. La recharge de la nappe débute au mois d'octobre ou novembre et se poursuit pendant 5 à 6 mois, selon les années et selon la répartition temporelle des pluies, soit jusqu'à la fin mars ou le début d'avril. Cette période de hautes eaux correspond grossièrement à celle des pluies efficaces ou de l'excédent pluviométrique. Mais cette phase de remontée des eaux souterraines n'est pas soutenue, il suffit de plusieurs jours secs ou peu arrosés pour entraîner un ralentissement de la remontée ou un début de drainage de la nappe. Comme cela a été fait par J.P. MENEROUD (1983) pour le sud de la France ce régime hydraulique est parfaitement mis en évidence par la comparaison simultanée des variations piézométriques, dans le puits "Les Ramiers", enregistrées en continu et de la pluie journalière cumulée de la station de Saint Gatien.

Le temps de réponse entre le début de la pluie et celui de la remontée de la nappe est d'environ 5 à 6 jours (fig. 126 a et b), pour une nappe située à environ 12 m de profondeur. La recharge s'opère pour des pluies successives étalées sur plusieurs jours d'une intensité moyenne supérieure ou égale à 2,5 mm par jour. Pour une intensité comprise entre 1 et 2,5 mm par jour, la nappe se maintient à un niveau statique, par contre, pour des intensités inférieures ou égales à 1 mm par jour, une phase de décharge s'amorce.

Les relations entre la variation altimétrique de la nappe et la pluie efficace décadaire cumulée sont encore plus nettes (fig. 127a et b). Le temps de réponse entre la remontée et le début de la pluie efficace est de 4 à 5 jours, chiffre qu'il faut prendre avec prudence en raison du mode de calcul de la pluie efficace qui s'opère par décades avec pour effet de lisser les épisodes pluvieux journaliers. Par exemple, en début d'année hydrologique fixé au 1er novembre pour l'année 1985 et au 10 octobre pour 1986, une vingtaine de jours sont nécessaires (25 jours en 1985 et 18 jours en 1986) pour qu'il y ait remontée des eaux. Ce décalage correspond à la phase de saturation du bassin versant après l'étiage et à la reconstitution de la réserve utile des sols, et au temps d'infiltration.

La comparaison des valeurs de précipitations et de fluctuations de la nappe montre qu'à partir de certains seuils pluviométriques la nappe remonte et que cette phase se développe à peu près simultanément en tous points du site (voir précédemment). Dans ce cas une approche plus précise de ce phénomène a été tentée au niveau des recharges de la nappe en comparant pour chaque événement de remontée, la quantité de pluie responsable de celui-ci et sa valeur, comme cela a été effectué sur le

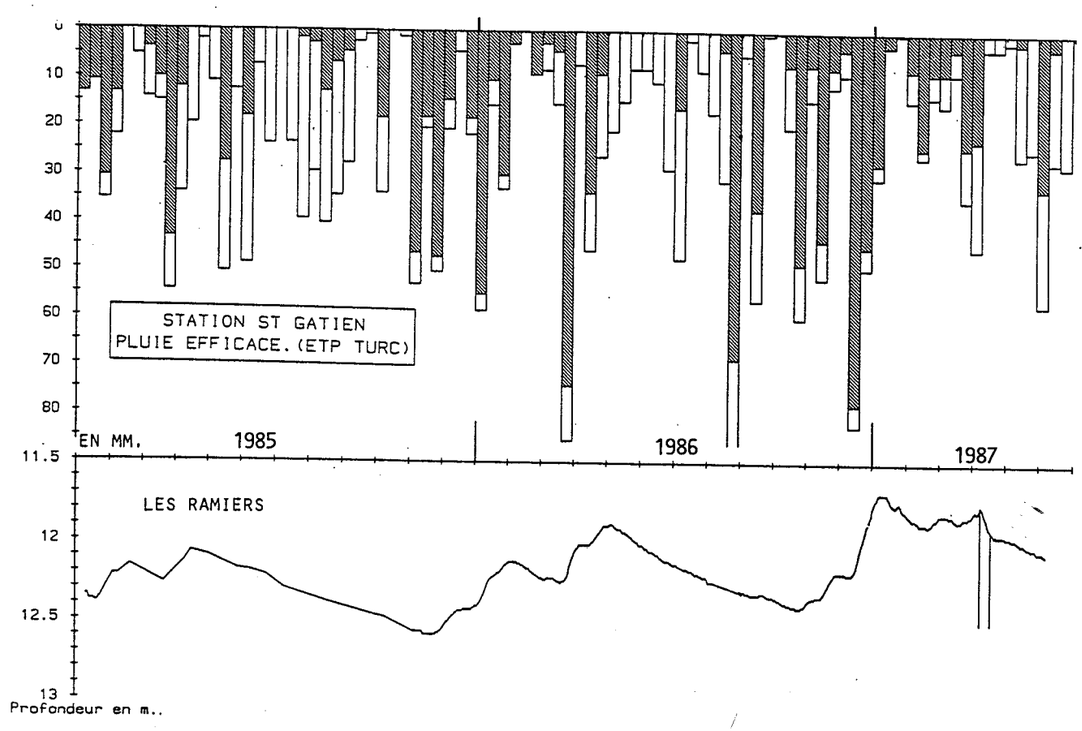
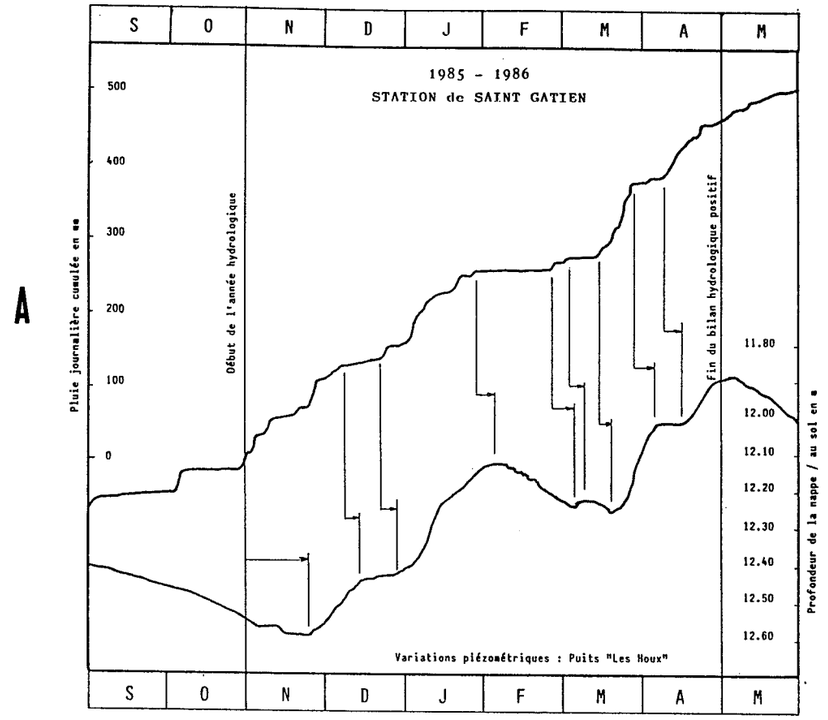


Fig. 125 : Pluie efficace décadaire et variations piézométriques au puits "les Houx" entre janvier 1985 et juin 1987 (pluie efficace en hachures).



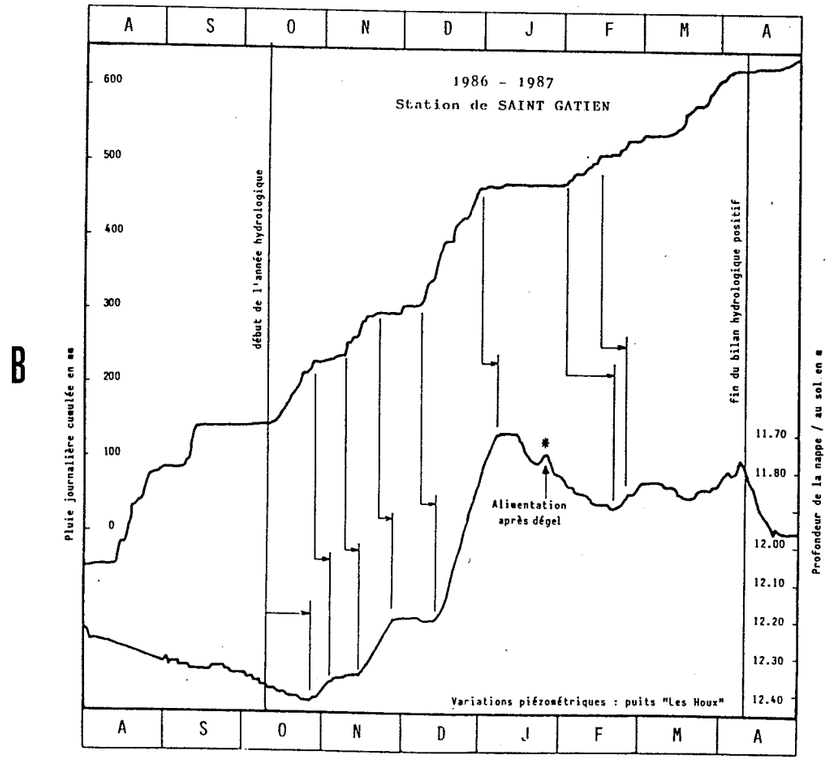
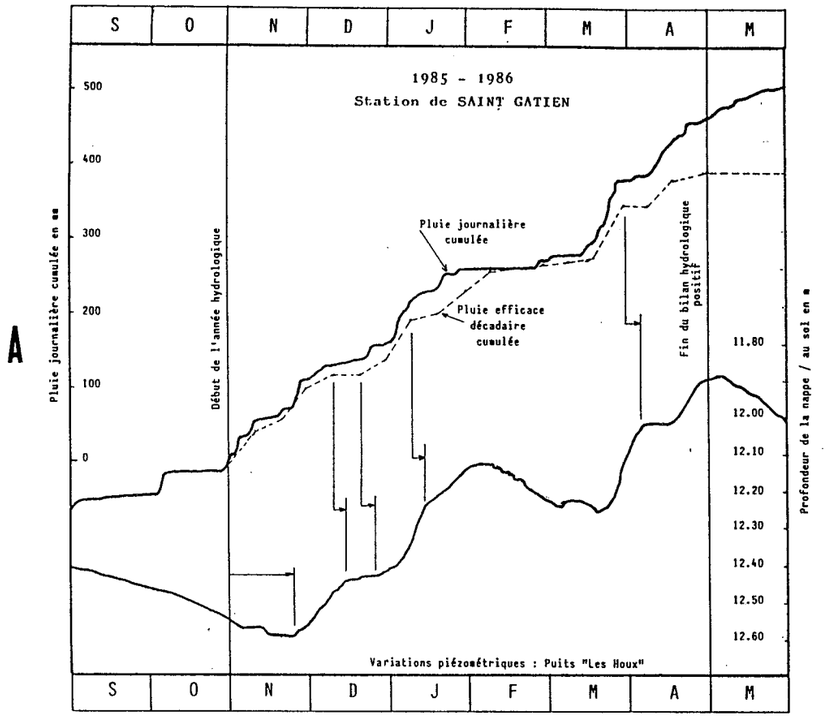


Fig. 126 : Pluie journalière cumulée de la station de Saint Gatien et variations piézométriques du puits "les Houx" de septembre 85 à mai 86 (A) et d'août 86 à avril 87 (B).



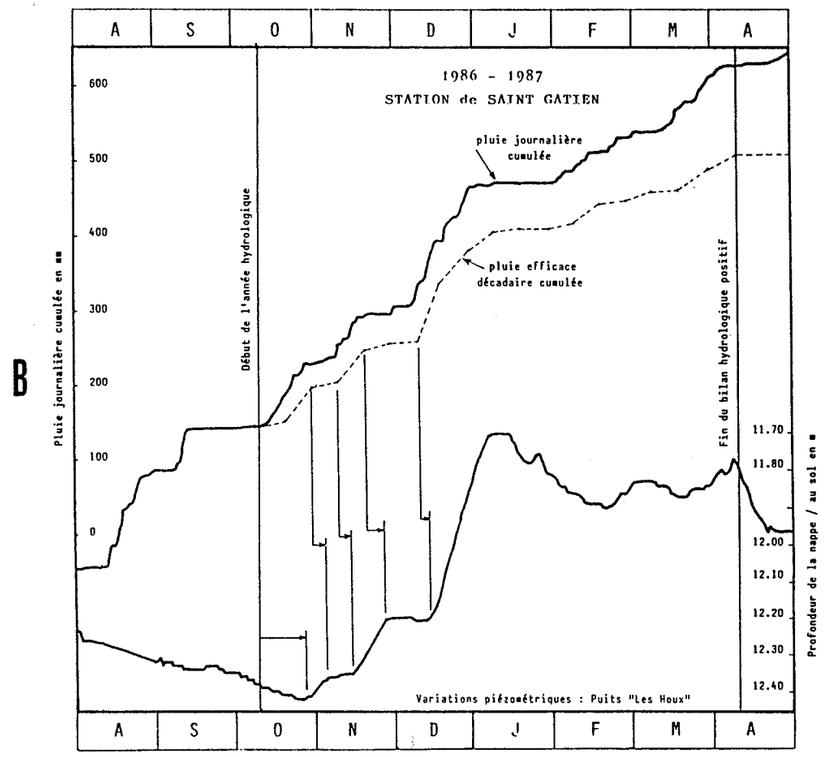


Fig. 127 : Pluie efficace décadaire cumulée de la Station de Saint Gatien et variations piézométriques du puits "les Houx" de septembre 85 à mai 86 (A) et d'août 86 à avril 87 (B).

site de Sallèdes (DELMAS Ph. et Al., 1987 ; MATICHARD Y. et POUGET P., 1988). Les résultats obtenus sont très dispersés en ne prenant en compte que la valeur brute des précipitations, par contre, la corrélation est meilleure avec la pluie efficace (fig. 128).

Pendant les quatre années de suivi piézométrique, on constate que les niveaux de hautes eaux et dans une moindre mesure ceux de basses eaux sont supérieurs d'une année à l'autre. Cette élévation pluriannuelle du niveau moyen de la nappe est consécutive à l'effet de "mémoire" des précipitations des années précédentes. Ce comportement avait été indirectement décelé lors de l'analyse des événements survenus dans le passé et de leurs conditions climatiques antécédentes, mais en l'absence d'enregistrement de longue durée sur le versant, il est impossible d'établir les liaisons, entre niveaux piézométriques et événements historiques.

Comparaison des fluctuations piézométriques du versant avec celles de secteurs voisins : les seules données anciennes disponibles dans le secteur proche de Villerville concernent le puits de la Forge au cable (indice B.R.G.M. 0097-6X-102) entre 1974 et 1978 (fig. 129). La période d'observation est également insuffisante pour juger de la tendance à long terme, mais elle montre que les niveaux enregistrés en 85-87 et 74-78 sont très similaires.

Enregistrements des puits de la nappe de la craie du Cénomanien : ces puits sont situés sur le plateau et éloignés de plusieurs kilomètres du littoral. Ils ont permis d'enregistrer l'évolution sur plusieurs années entre 1976 et 1988 (B.R.G.M., 1988). Sur la figure n°130a et b sont reportés les niveaux piézométriques, qu'un premier puits implanté à Danestal, au lieu dit le Calcaire (indice B.R.G.M. 0121-1X-0037) et d'un second situé à Beaumont en Auge, à la ferme de Drumare (indice B.R.G.M. 0121-1X-0089). L'élévation pluriannuelle amorcée en 1978 s'est poursuivie jusqu'en mars 1982 et avril 1983 pour le premier et jusqu'en avril 1983 pour le second ; elle a été suivie d'un épisode de plusieurs années de niveaux moyens décroissants jusqu'en 1986. L'élévation 78-83 est en parfait accord avec celle constatée à la station de Saint Gatien (2ème partie, chap.II) pour la pluviométrie et elle correspond à une période de pluies très nettement supérieures à la moyenne avec une moyenne mobile calculée sur 5 années supérieure de 20 % à la moyenne interannuelle et même de 30 % en 1982. C'est pendant cette phase de hautes eaux que le glissement majeur de janvier 1982 à Villerville s'est produit.

A partir de 1986, les niveaux interannuels se sont élevés, comme on l'a déjà constaté précédemment dans les puits du littoral.

2.2. Piézométrie et gel

Le gel a été rendu responsable du déclenchement de mouvements de terrain comme cela a été observé dans plusieurs cas en Lorraine (PERROT A., 1988) sur le glissement de Corny où sur celui de Ville au Val étudié depuis 20 ans. Les observateurs ont montré que le glissement est relativement permanent tous les ans avec des déplacements faibles mais que des poussées plus importantes se produisent à intervalle de plusieurs années lorsque le niveau de la nappe affleure le niveau du sol à l'occasion d'une période de gel-dégel, la glace empêchant les exutoires de la nappe de fonctionner.

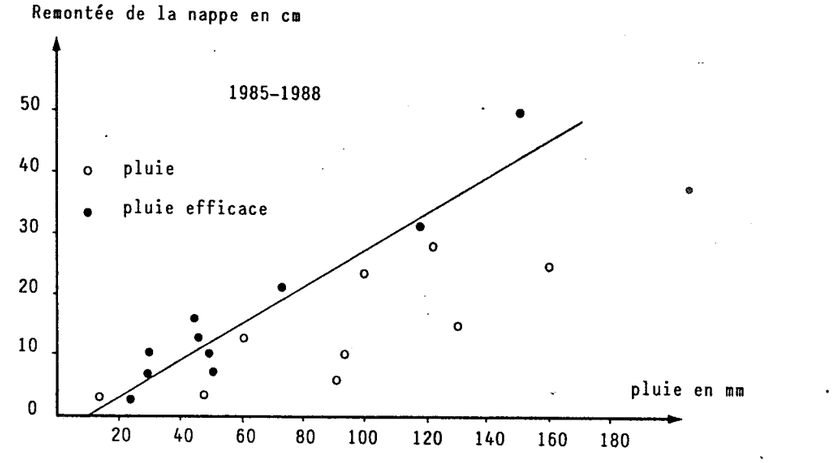


Fig. 128 : Relation entre la hauteur de pluie et la remontée de la nappe.

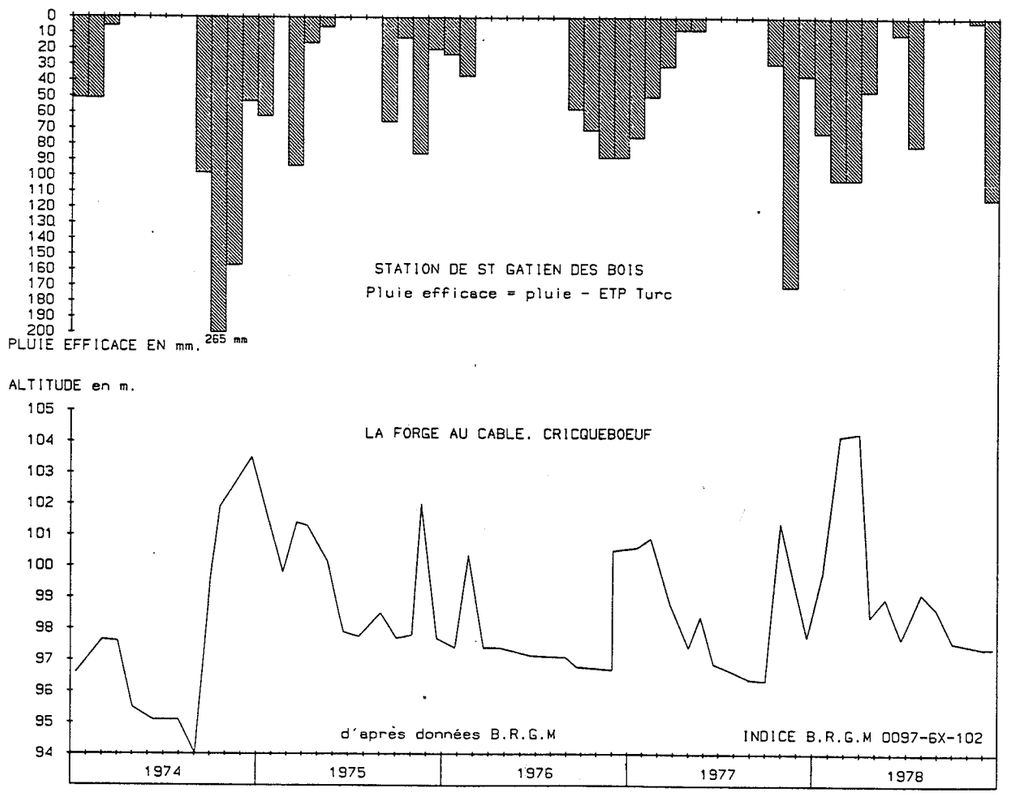


Fig. 129 : Pluie efficace mensuelle et variation piézométrique à La Forge au Cable (indice BRGM. 0097-6X-102) entre 1974 et 1978.

En Normandie, le rapport des groupes d'experts en 1982, a repris cette idée pour le glissement de Villerville, le blocage des écoulements de surface provoquerait des surpressions interstitielles nuisibles, entre autres, à la stabilité du versant.

Entre 1984 et 1988 sur le versant de Villerville-Cricqueboeuf les observations apportent quelques informations pertinentes sans toutefois permettre d'appréhender précisément l'influence du gel sur le déclenchement de l'instabilité.

Durant les hivers 1984-1985, 1985-1986 et 1986-1987 la Basse-Normandie a connu des froids rigoureux et persistants pendant plusieurs semaines (fig. 131), par exemple du 3 au 19 janvier 1985, du 5 février au 4 mars 1986 ou du 8 au 22 janvier 1987 avec des périodes de gel sans dégel diurne de plusieurs jours consécutifs. Pendant ces périodes, l'épaisseur du sol gelé, mesurée à l'aide d'une canne thermosonde, n'a jamais dépassé 10 à 12 cm en différents points du versant.

En pied du camping des Graves, les eaux de trois exutoires du haut de plage ont été prises en glace sur plusieurs mètres de longueur. Une observation minutieuse a permis de déceler le maintien **d'un écoulement très faible, de l'ordre de 0,05 l/s, ralenti mais non bloqué** sous la masse gelée. L'eau sortait à une température de **10°6C** et gelait progressivement. Les mesures de débits de ces mêmes exutoires le mois précédent avaient fourni des valeurs moyennes de l'ordre de 0,10 à 0,20 l/s. Après la phase de dégel, les exutoires avaient retrouvés leurs débits antérieurs à la phase de gel.

Parallèlement à ces mesures de débits, les niveaux piézométriques ont été enregistrés sur l'ensemble des puits et des piézomètres. Ces mesures indiquent qu'à la suite d'une phase de maintien de la surface du plan d'eau, s'amorce une phase de **tarissement** liée à l'absence d'alimentation verticale, sauf après le dégel et la fonte de la neige recouvrant le sol. Au mois de janvier 1987, il n'a pratiquement pas plu pendant une vingtaine de jours, mais de fortes chutes de neige se sont produites, avec des gels intenses pendant une quinzaine de jours. La neige de 6 cm d'épaisseur en moyenne a commencé à fondre le 21 janvier jusqu'au 25 et le 26 une petite remontée de 2 à 3 cm du plan d'eau est enregistrée. Cette élévation temporaire se maintient 2 jours puis en l'absence d'alimentation verticale, une phase de drainage s'amorce à nouveau (fig. 126). Il a donc fallu environ 4 à 5 jours à l'eau de fonte pour alimenter le plan d'eau, ce qui correspond à peu près aux ordres de grandeur fournis précédemment sur le temps de réponse entre alimentation et remontée du niveau piézométrique.

Ces observations, en période de gel, sont intéressantes mais insuffisantes pour estimer l'influence du gel sur le déclenchement de l'instabilité comme en janvier 1982 par exemple. En effet, l'observation concerne les niveaux de nappe libre. Il aurait fallu implanter des cellules de mesures de la pression interstitielle au voisinage de la surface de rupture ce qui n'a pas été possible pour des raisons budgétaires. Ces cellules auraient permis en autre l'enregistrement d'éventuelles augmentations de pressions, en période de gel.

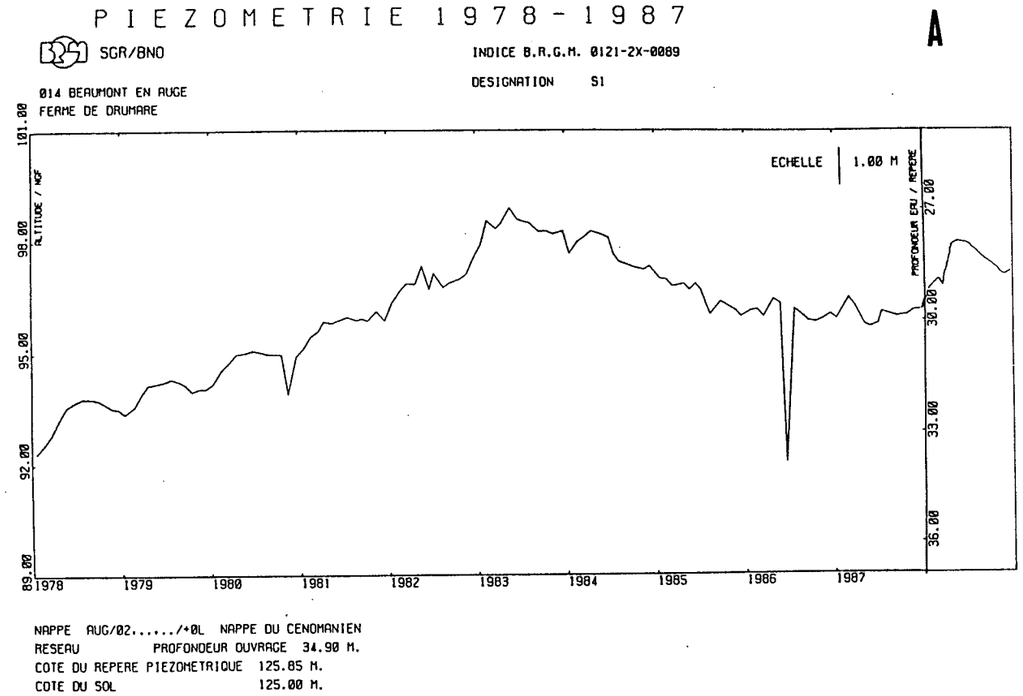


Fig. 130 : Variations piézométriques entre 1978-1988 à la Ferme de Drumare (A) et à Danestal (B).

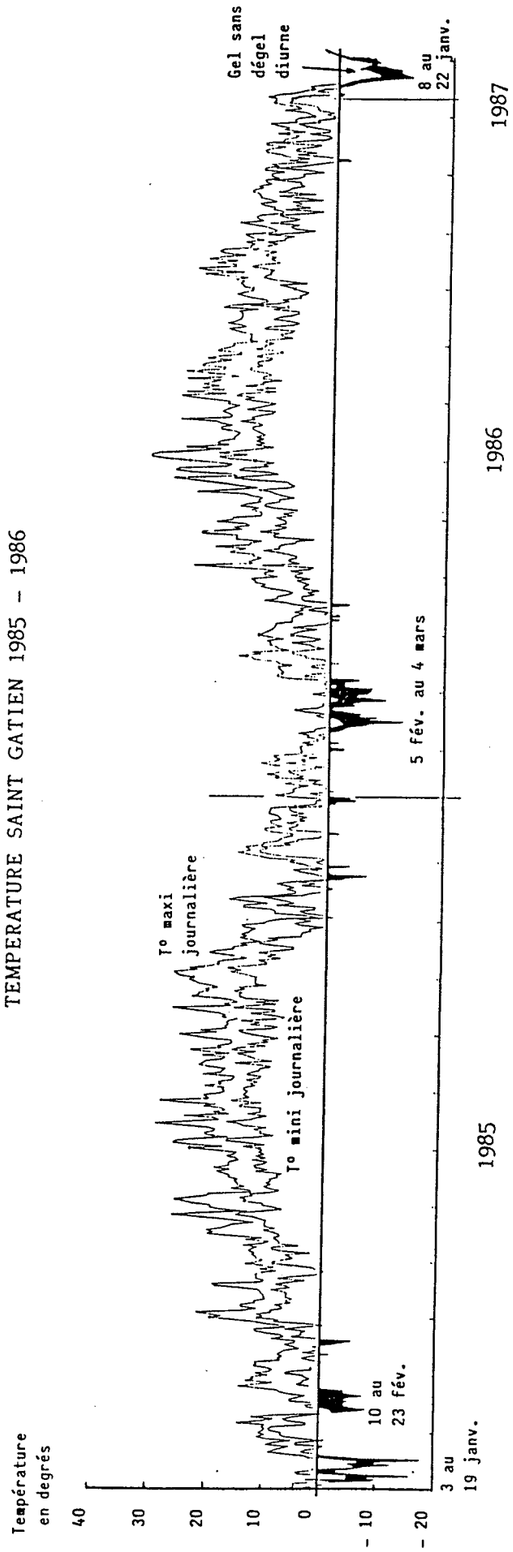


Fig. 131 : Les températures minimales enregistrées à la station de Saint Gatien pendant les hivers 84-85, 85-86 et 86-87.

2.3. Conclusion

Il apparaît difficile, compte tenu du compartimentage de la nappe selon la nature et la disposition des matériaux rencontrés sur le versant, de déterminer précisément les caractéristiques hydrauliques sans recourir à une multitude de piézomètres. Un certain nombre de conclusions peuvent cependant être tirées des observations et des analyses effectuées :

- la simultanéité des phases de recharge ou de drainage sur la totalité des puits et piézomètres semble privilégier **une alimentation verticale dominante et non latérale**, ce qui va à l'encontre de l'hypothèse avancée de l'effet de château d'eau de la nappe de la craie et des sables albiens responsable d'une alimentation hydraulique latérale depuis l'amont. Comme cela a été mis en évidence dans d'autres recherches, comme celles de M. LIVET (1976) à Fleurfontaines en Meurthe et Moselle et de M. RAT et M. LIVET à Sallèdes (RAT M., 1981) in Ph. DELMAS et Al. (1987) ;

- pendant la phase de crue hivernale, les décharges temporaires, successives à un déficit d'alimentation verticale -périodes sèches ou peu arrosées- incitent à privilégier également l'alimentation verticale par rapport à l'alimentation horizontale. En corrolaire, la réaction des nappes à la pluie est **rapide**, 4 à 5 jours pour une nappe située à 12,00 m de profondeur, 1 à 2 jours si elle est proche de la surface. La corrélation entre la quantité de pluie efficace et la remontée de la nappe est linéaire en période de bilan positif ;

- la nappe n'est pas **soutenue** et les forts gradiens hydrauliques dont les valeurs oscillent entre 8 et 13 % sur le versant contribuent à une vidange rapide de la nappe, accentuée par un réseau dense de fractures du substratum, une forte conductivité des formations superficielles et par des coefficients d'emmagasinement faibles. Cette vidange aisée se traduit sur le versant par des fluctuations piézométriques peu marquées, souvent inférieures au mètre et rarement supérieures à 2 mètres. Elles sont très inférieures à celles observées dans les puits du plateau, qui peuvent atteindre couramment 3 à 4 m, voire beaucoup plus. Mais l'alimentation de la nappe de la craie existe quand même, elle contribue toutefois à maintenir un niveau d'eau d'étiage suffisant pour qu'en période pluvieuse, la remontée rapide de la nappe se traduise par une augmentation des pressions intertitielles défavorables à la stabilité des terrains.

Sur le versant littoral, l'aquifère de la craie et des formations superficielles est en système directement **influencé** par la pluie et sujette à des battements rapides, et non **tamponné**. Il est possible de conclure que le système aquifère est **saturé** en permanence dans les marnes, qu'il est par contre **ouvert** et **influencé** dans la partie supérieure.

3. La variabilité saisonnière des déplacements en relation avec la piézométrie

Comme cela est mis en évidence dans la plupart des glissements, même rocheux comme celui de la Clapière, les déplacements varient au cours des saisons, et leur amplitude est en relation étroite avec les conditions climatiques : fortes chutes de

pluies, fonte des neiges,.... Cette variabilité est visible sur les graphiques des embases de nivelle ou sur les courbes de déplacements cumulés mais elle apparaît particulièrement sur les courbes des vitesses moyennes (fig. 132). Ces dernières ont été obtenues à partir des valeurs successives du déplacement mesuré entre 2 levés topographiques consécutifs et en supposant une vitesse constante entre l'intervalle de mesure, ce qui est inexact puisque les déplacements s'effectuent par des accélérations brusques d'ampleurs inégales suivies de période de calme. Seul un dispositif de mesure en continu (fil invar, pendule inverse...) aurait permis de restituer la forme exacte des mouvements et du moment de leur initialisation. Mais la fréquence et le moment des levés ont permis néanmoins de pallier pour partie ces lacunes, car les événements majeurs sont précédés d'indices annonciateurs. Par exemple, en février 1988, l'accélération des déplacements avait été mise en évidence à Cricqueboeuf (MAQUAIRE O., 1988) avant la mobilisation brutale du versant dans la nuit du 12 au 13 février. A Villerville, de nouvelles fissures apparues sur le chemin des Graves en début février ont vu leur dénivellation accroître de 3 à 4 cm le 14 février, phénomène précédant la mobilisation brusque de la nuit du 15 au 16 février qui a provoqué des affaissements de l'ordre d'une dizaine de centimètres en tête du versant. Le calcul de la vitesse moyenne des déplacements mesurés par topométrie entre le 14 novembre 1987 et le 24 février 1988 fait disparaître la variabilité des vitesses au cours de la période d'observation. Malgré ce lissage et comme sur le site de Sallèdes par exemple, un comportement similaire de l'ensemble des repères du versant est observé avec des vitesses fortes en période hivernale, et hauts niveaux piézométriques : 1,50 m de la cote du terrain naturel sur le camping des Graves au "piézo moyen" et 9,00 m ou 11,00 m du terrain naturel dans la zone proche du C.D. 513 dans le puits "Les Houx" et dans celui des "Ramiers". En période estivale les vitesses diminuent fortement, mais elles ne sont pas nulles lorsque le drainage de la nappe s'amorce.

Cette variabilité saisonnière est également spatiale. Un bon exemple est donné par la représentation des champs de vitesses (fig. 133a et b) calculés pour deux périodes choisies en raison du nombre élevé de points déterminés, à savoir : la période "estivale" du 30 mars au 7 décembre 1985 et celle "hivernale" du 12 octobre 1986 au 25 avril 1987. Les valeurs des déplacements et la vitesse moyenne mensuelle sont données dans le tableau de la figure n° 133.

Pendant la période estivale de calme relatif, les vitesses sont inférieures à 5 mm/mois et souvent proches de 2 à 3 mm/mois sur la quasi totalité de la zone. Une zone stable est localisée à l'amont du versant sur les cibles n°7 et n°9. Seule une étroite bande de terrain en pied du versant, a des vitesses supérieures à 5 mm/mois. En période "hivernale", la répartition des vitesses s'effectue globalement selon la sectorisation donnée précédemment pour les vitesses moyennes annuelles (2ème partie, chap. I).

Un trait de comportement se dégage également de l'observation des vitesses de déplacements et de la forme des courbes de déplacements cumulés par rapport au temps des différents repères. Leur examen peut être à la base d'un système d'alarme sous réserve que tous les témoins ou la plus grande partie d'entre eux réagissent de la même façon (FLAGEOLLET J.C., 1989).

Sauf rares exceptions, comme le repère 68 situé en pied du versant, dont la courbe

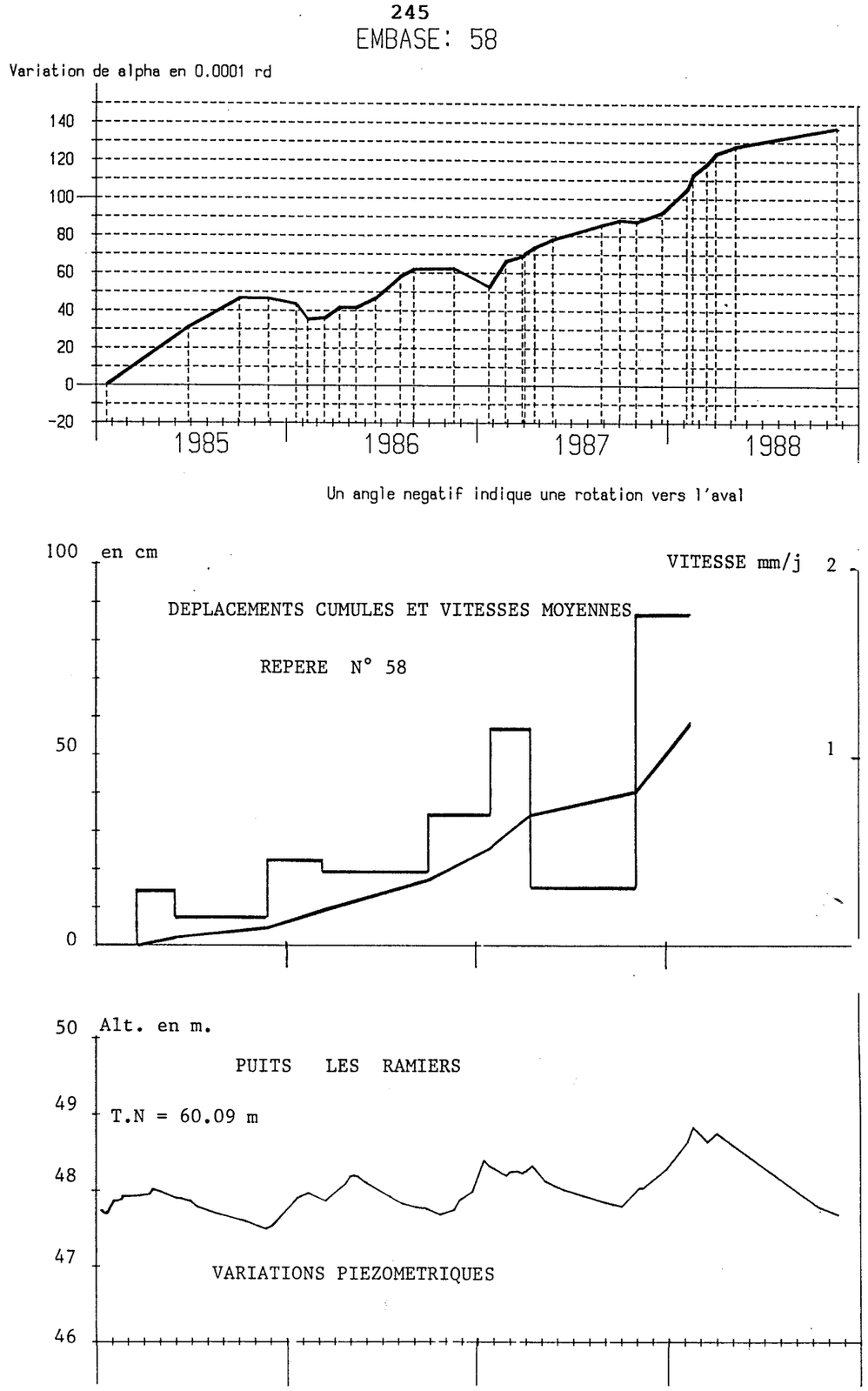
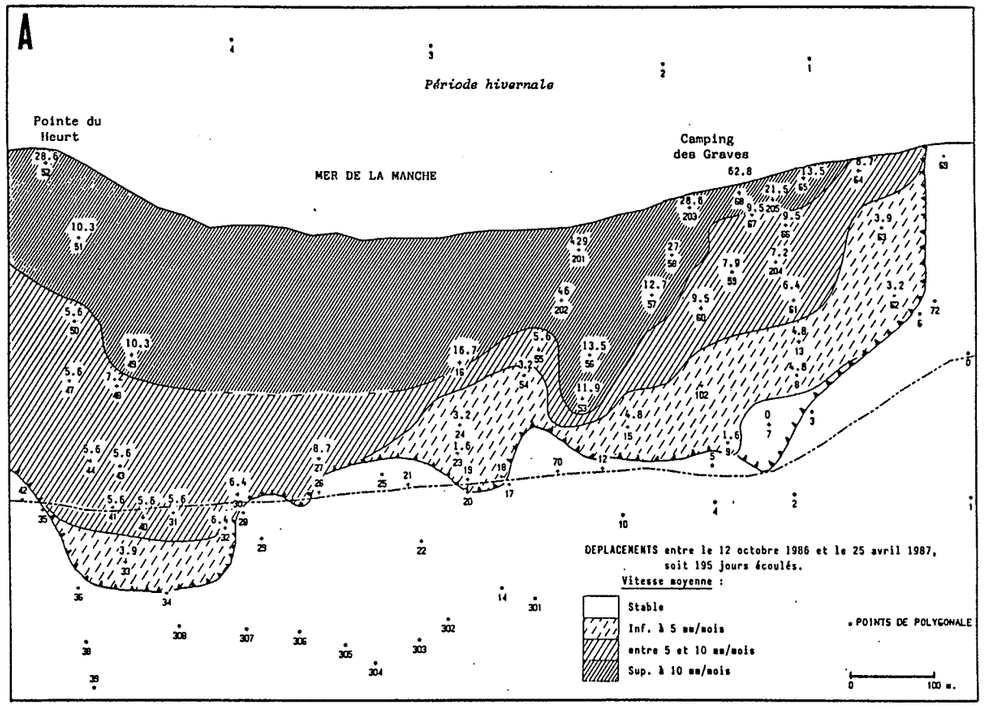


Fig. 132 : Variabilité saisonnière des déplacements du repère n°58 et variations des niveaux piézométriques.



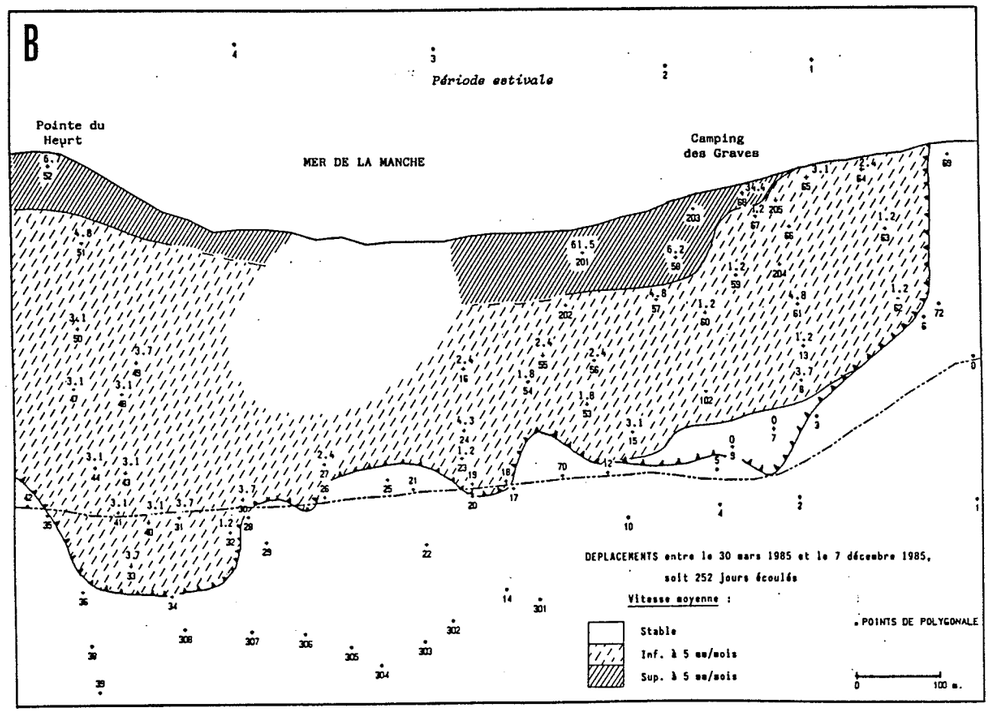


Fig. 133 : Vitesses moyennes sur le versant de Villerville en période hivernale (A) et estivale (B).

N° du repère	PERIODE HIVERNALE*		PERIODE ESTIVALE**	
	Déplacement total en cm	Vitesse moyenne mensuelle en mm	Déplacement total en cm	Vitesse moyenne mensuelle en mm
7	0	0	0	0
8	3	4.8	3	3.7
9	1	1.6	0	0
13	3	4.8	1	1.2
15	3	4.8	2.5	3.1
16	10.5	16.7	2	2.4
23	1	1.6	1	1.2
24	2	3.2	3.5	4.3
27	5.5	8.7	2	2.4
30	4	6.4	3	3.7
31	3.5	5.6	3	3.7
32	4	6.4	1	1.2
33	2.5	3.9	3	3.7
40	3.5	5.6	2.5	3.1
41	3.5	5.6	2.5	3.1
43	3.5	5.6	2.5	3.1
44	3.5	5.6	2.5	3.1
47	3.5	5.6	2.5	3.1
48	4.5	7.2	2.5	3.1
49	6.5	10.3	3	3.7
50	3.5	5.6	2.5	3.1
51	6.5	10.3	4	4.8
52	18	28.6	5.5	6.7
53	7.5	11.9	1.5	1.8
54	2	3.2	1.5	1.8
55	3.5	5.6	2	2.4
56	8.5	13.5	2	2.4
57	8	12.7	4	4.8
58	17	27	5	6.2
59	5	7.9	1	1.2
60	6	9.5	1	1.2
61	4	6.4	4	4.8
62	2	3.2	1	1.2
63	2.5	3.9	1	1.2
64	5.5	8.7	2	2.4
65	8.5	13.5	2.5	3.1
66	6	9.5	–	–
67	6	9.5	1	1.2
68	42	66.8	28	34.4
102	–	–	–	–
201	270	429	50	61.5
202	29	46	–	–
203	18	28.6	–	–
204	4.5	7.2	–	–
205	13.5	21.5	–	–

* du 12.10.86 au 25.04.87, soit 195 jours.
** du 30.03.85 au 01.12.85, soit 252 jours.

Fig. 134 : Tableau des déplacements et vitesse moyenne mensuelle pour deux périodes.

des déplacements cumulés est quasi linéaire en raison de vitesses hivernales pratiquement constantes de l'ordre de 2 mm/mois, la majorité des repères a des vitesses moyennes qui croissent d'une année sur l'autre (annexe n°4). Les pics hivernaux sont de plus en plus élevés et cette évolution se retrouve dans les vitesses enregistrées en période estivale. **Depuis le début 1985, la tendance des déplacement va vers une accélération qui se traduit sur les courbes de déplacements cumulés par une courbe, plus ou moins pentue, à l'allure générale de type exponentielle.**

La croissance régulière des déplacements et les valeurs de plus en plus élevées des vitesses d'une année sur l'autre sont à mettre en relation avec l'élévation pluriannuelle des niveaux piézométriques.

La détermination d'un niveau critique de nappe ou d'une quantité de pluie efficace correspondant à l'initialisation ou à l'accélération dangereuse et brutale des déplacements est délicate; La difficulté majeure vient du fait que les déplacements ne sont pas mesurés en continu. Les tentatives de mettre en relation la pluviométrie cumulée et les déplacements (MENEROUD J.P., 1983 ; CANUTI P. et Al., 1985) ou entre les déplacements cumulés et la pluie efficace cumulée pour tenir compte de l'histoire pluviométrique comme cela a été tenté sur le site de Champ-la-Croix (MATICHARD Y. et POUGET P., 1988) n'ont pas donné de résultats escomptés compte tenu de l'imprécision dans l'initialisation et l'accélération des déplacements. A partir des relevés à la nivelle et des mesures faites sur les fissures, les accélérations brutales des mouvements se produisent, en régle générale, pendant les trois mois d'hiver de décembre, janvier et février.

4. Conclusion

La variabilité saisonnière des déplacements sur le versant se traduit par des vitesses élevées en période pluvieuse déterminant de hauts niveaux piézométriques. Dès l'amorce de la phase de drainage, les déplacements s'amortissent. La relation entre la pluie efficace (pluie tombée moins l'évapotranspiration) et la remontée de la nappe est linéaire en période de bilan positif, **avec des temps de réponse de quelques jours.**

A partir d'observations précises sur le battement des nappes et sur les déplacements, il est possible de prévoir une "alerte" quelques jours à l'avance, mais toutefois sans certitude sur l'ampleur du mouvement.

Par exemple à Cricqueboeuf en 1988, l'accélération des déplacements a été enregistrée en relation étroite avec une forte élévation du niveau de la nappe, cette situation était typique d'un "état d'alerte" mais sans que l'on puisse prédire exactement le jour et l'heure, l'ampleur et la vitesse du mouvement.

Dans une perspective de prévision à court terme des déplacements, l'examen des courbes de déplacements cumulés montre une tendance à l'accélération de ceux-ci en relation avec une remontée pluriannuelle du niveau de la nappe.

Les vitesses moyennes sont faibles (environ 2 mm/mois) ou nulles en période de drainage de la nappe (bilan hydrologique négatif) et atteignent pendant les pics

hivernaux des vitesses s'échelonnant entre 3 et 5 cm/mois voire plus sur les repères situés en pied du versant. Mais comme cela a été constaté pendant les trois années et demie de surveillance, les déplacements s'effectuent par à coups successifs avec des accélérations brutales comme celle du 15 février 1988 à Villerville qui correspond au niveau de nappe le plus élevé.

Chapitre IV.

CALCULS DE STABILITE SUR LES VERSANTS DE VILLERVILLE ET DU BESSIN : MODELISATION DES PHENOMENES

1. Introduction

Depuis le milieu du XIXème siècle, de nombreux mécaniciens des sols se sont intéressés aux problèmes de la stabilité de talus et de versants naturels.

La modélisation est appliquée selon deux objectifs distincts :

- sur **versant stable**, le calcul de stabilité cherche à définir l'état d'équilibre du versant et la géométrie de la surface de glissement la plus probable s'il y a présomption de rupture, afin d'apprécier la marge de sécurité en cas de travaux et l'adaptation de ceux-ci à ces contraintes ;

- sur **versant instable** ou ayant subi des désordres majeurs, le calcul réalisé en état d'équilibre limite sert à estimer le rôle relatif des différents paramètres entrant en jeu et à tester la performance de moyens de confortement projetés.

Depuis quelques années, cette analyse est complétée par le calcul des probabilités de rupture, ou, dans le cas d'un événement survenu en pied de versant, sur la détermination des risques de régression de rupture le long d'une surface de glissement.

Les modélisations ont été réalisées selon les objectifs assignés en début d'étude sur :

- le versant de Villerville dans le but de juger du poids relatif de chaque force appliquée sur celui-ci et de préciser leur rôle dans l'apparition de désordres ou de mobilisation généralisée ;

- les falaises du Bessin dans la région proche de Port en Bessin afin de rechercher les cercles de rupture les plus probables et de recaler les valeurs des caractéristiques mécaniques des marnes de port.

2. Méthodologie

2.1. Rappel des méthodes de calcul

Les méthodes de calcul peuvent être divisées en plusieurs groupes et se caractérisent par l'approche considérée, -déterministe ou probabiliste- et par la nature des résultats.

Deux démarches sont possibles : l'analyse à **la rupture** et l'analyse **en déformation**, par exemple la méthode des éléments finis, et d'autres, qui prennent en compte la déformation du massif et son comportement dans le temps.

Parmi les méthodes de calcul à la rupture, deux groupes sont distingués, les méthodes dites **globales** et celles dites **locales** :

- les premières sont les plus fréquemment utilisées. Dans celles-ci, le massif est découpé en tranches et le matériau est considéré comme ayant un comportement rigide et parfaitement plastique. L'équilibre des forces est calculé pour l'ensemble du phénomène ce qui explique que le calcul du coefficient de sécurité est appelé **global**. Cette démarche peut être utilisée de façon probabiliste, en établissant une **probabilité de rupture globale** ;

- les secondes développées à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne dans le cadre du projet D.U.T.I. sont basées également sur un découpage du massif en tranches et reposent sur les mêmes hypothèses mécaniques : matériau rigide et parfaitement plastique. Mais à la différence des premières méthodes, celles-ci ont pour objet de déterminer les conditions locales d'équilibre, les répercussions des instabilités d'une tranche sur l'autre et l'ampleur maximale de ce phénomène régressif. Le modèle de F. OBONI et P.L. BOURDEAU (1983), conçu pour la stabilité des sols, est purement probabiliste.

Les méthodes de calcul par éléments finis sont basées sur l'utilisation, entre autre, des déformations et intègrent le phénomène de plastification progressive des matériaux pour la détermination des états de contraintes dans tout le massif, et ceci pour en déduire une localisation des zones de rupture (LO K.Y. et LEE C.F. , 1973 ; BARBAS A. et FRANCK R., 1982). Actuellement d'autres méthodes sont expérimentées pour tenir compte de la déformation du massif et de son comportement dans le temps (ATHANASIU C., 1980). Une nouvelle approche à retenir est réalisée à l'E.P.F.L. (VULLIET L., 1986), elle vise à déterminer les champs couplés des vitesses du sol et de l'eau souterraine dans l'espace et dans le temps.

Jusqu'à présent, les analyses en déformation sont peu opérationnelles car leur modélisation est complexe. Si elles permettent une simulation plus juste et plus proche des conditions régnant dans le massif, elles fournissent des résultats complets, mais sont sensibles aux conditions de calcul, en particulier le comportement rhéologique du sol. De plus, elles nécessitent le calage par des mesures in situ, ce qui oblige à équiper les sites instables par un réseau d'instrumentation pour mesurer les déformations en surface et en profondeur, les pressions interstitielles...

Les méthodes déterministes de calcul à la rupture sont actuellement les plus utilisées, en raison de leur fiabilité démontrée dans la pratique et de leur relative facilité de mise en oeuvre. L'approche probabiliste, relativement récente, est encore peu employée. Les méthodes de calcul à la rupture, si elles apparaissent imparfaites comparées aux nouvelles riches en possibilités, sont et seront encore très précieuses pour évaluer un facteur de sécurité ou mieux une probabilité de rupture.

2.2. Les méthodes utilisées

2.2.1. Les méthodes déterministes de calcul à la rupture

Les analyses à la rupture sont actuellement les seules réellement opérationnelles, elles s'appliquent communément à des terrains ayant glissé pour une première fois ou ayant été réactivés à plusieurs reprises. Cependant, elles imposent le choix approprié des paramètres géotechniques. Depuis les études de A.A., SKEMPTON (1977), le concept de résistance maximale au cisaillement s'applique de façon satisfaisante aux glissements neufs et celui de résistance résiduelle aux glissements réactivés (BLONDEAU F., et Al., 1976). Mais comme le soulignent P. DELMAS et Al. (1987) cette démarche présente un certain nombre d'imperfections :

- la progressivité de la rupture ne rentre pas dans le calcul. Celle-ci nécessite des modèles rhéologiques faisant intervenir les paramètres de fluage reliant les déformations et les paramètres de cisaillement au temps ;

- la détermination des pressions interstitielles au moment de la rupture n'est pas résolue.

Les nombreuses méthodes de calcul (NASH D., 1987) sont utilisées pour des surfaces de rupture circulaire ou de forme quelconque.

La plupart ne s'appliquent qu'à partir d'un découpage du massif en tranches verticales pour tenir compte de l'hétérogénéité et de l'anisotropie du milieu. Chaque tranche considérée comme un solide indépendant est en équilibre limite sur la ligne de rupture, sous l'action des forces et des moments qui la sollicitent.

Si le mode de division et le nombre de tranches est arbitraire, le choix doit tenir compte des caractéristiques géométriques, géologiques et géotechniques du site : nature des terrains, piézométrie, position des ouvrages construits, etc...

Cette méthode est particulièrement adaptée pour l'étude des cas complexes comme les versants naturels.

Des nombreuses études comparatives (RAULIN P. et Al, 1974), il ressort que sur un plan pratique, les méthodes de **Fellenius** et de **Bishop simplifiée** paraissent être les plus adéquates pour le calcul de la stabilité d'un talus ou d'un versant en rupture circulaire. La méthode de Fellenius a pour caractéristique de présenter toujours un coefficient de sécurité F inférieur à celui calculé par les autres. Cette valeur est donc la plus critique pour la sécurité du versant. Ces deux méthodes ont été programmées sur ordinateur P.C. Ce programme STASOL analyse la stabilité de versant de géométrie quelconque avec la possibilité de fixer un substratum limitant la zone de calcul. L'introduction dans le calcul de niveaux piézométriques est possible et les couches de terrain peuvent être de répartition et de géométrie variables. Dans un même calcul, quatre couples de cohésion et d'angle de frottement interne peuvent être testés.

Le coefficient de sécurité est déterminé pour une surface donnée et par une

recherche automatique de cercles de rupture libre, passant par un point ou tangent à une couche. Des structures, murs de soutenements par exemple, peuvent être introduites de façon à limiter la recherche automatique (Annexe n°9).

Dans le cas d'une rupture non circulaire, les calculs ont été effectués à partir de la méthode des perturbations (RAULIN P. et Al., 1974). Ses hautes performances font que son emploi est privilégié dans les Laboratoires des Ponts et Chaussées. En particulier, l'analyse du versant de Villerville a été faite par cette voie au Laboratoire des Ponts et Chaussées de Rouen sur le programme PETAL.

Les méthodes de calcul à la rupture sont nombreuses et reposent sur des hypothèses simplificatrices qui vérifient toutes les équations de l'équilibre statique. L'expérience et les comparaisons montrent qu'elles sont fiables dans l'étude des glissements de terrain et que les divers résultats sont proches les uns des autres. Le choix des méthodes de calcul est guidé par leur facilité de mise en oeuvre.

Il faut souligner que toutes ces méthodes de calcul ne sont pas rigoureusement exactes, et doivent être ainsi utilisées avec précaution. Elles s'appliquent à des sols et à des matériaux idéalisés et utilisent des schémas de rupture traduisant de façon imparfaite des mécanismes complexes. Par exemple la rupture est supposée se produire simultanément et uniformément sur toute une surface, ce qui limite la signification des résultats.

Les calculs doivent être répétés pour plusieurs surfaces probables et selon une série de données géotechniques possibles de façon à cerner au mieux l'état de stabilité du versant. L'utilisateur doit toujours être critique envers les résultats.

Les calculs de stabilité doivent être utilisés pour estimer d'une manière relative l'efficacité des paramètres géométriques et hydrauliques des systèmes confortatifs, sans accorder à la valeur F = 1 une validité qu'elle n'a pas.

2.2.2. Les méthodes probabilistes

Les réserves et les limites soulignées précédemment ont incité les mécaniciens des sols à aborder le problème de la stabilité des versants, selon une approche non plus déterministe, mais probabiliste. En effet, de nombreux exemples démontrent que des glissements ou des désordres se sont produits sur des versants malgré un coefficient de sécurité global nettement supérieur à l'unité, BERGGREN (1983) in F. OBONI et P.L. BOURDEAU (1983). Les incertitudes liées aux prévisions ont été étudiées par de nombreux auteurs, par exemple E. RECORDON (1978) in F. OBONI et P.L. BOURDEAU (1983) classent par degré d'importance les paramètres qui interviennent dans le calcul. Ils considèrent que le facteur déterminant des écarts entre les calculs et les observations est due en premier lieu aux conditions hydrauliques, en deuxième lieu à la géologie, et enfin, dans une autre mesure, aux caractéristiques mécaniques des sols, à la géométrie et au modèle de calcul.

Il s'avère donc nécessaire d'introduire dans le calcul la variation aléatoire des conditions hydrauliques et celles des caractéristiques mécaniques, même si ces

dernières paraissent homogènes.

Les premières approches probabilistes datent de 1972, elles ont été développées et améliorées depuis par de nombreux auteurs. Des exemples sont présentés et référencés par R.N. CHOWDHURY (1984).

Dans la majorité des approches probabilistes, la notion de coefficient de sécurité F a été remplacée par celle de probabilité globale de rupture Pf, qui recouvre deux notions : probabilité du facteur de sécurité inférieur à 1 ou marge de sécurité SM inférieure à 0.

Dans le premier cas, le coefficient de sécurité est égal au quotient de la résistance d'une structure par la sollicitation subie, dans le second cas, la marge de sécurité est calculée par la différence entre la résistance et la sollicitation. Si cette procédure corrige en partie les limites des méthodes déterministes (D.U.T.I., 1985), en introduisant les caractéristiques géomécaniques comme des variables aléatoires et non fixes, la probabilité globale de rupture n'est pas plus significative que le facteur de sécurité global. En effet, dans les deux cas, le modèle admet la simultanéité de la rupture en tout point de la ligne de glissement ce qui n'existe pas en réalité. Mais cette démarche a l'avantage d'intégrer l'ensemble des données.

Dans le cas du versant de Villerville, j'ai utilisé le modèle de calcul probabiliste de F. OBONI et P.L. BOURDEAU (1983), à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (D.U.T.I. 1985).

L'idée de base du modèle est la suivante :

- en considérant le sommet d'un talus comme étant la partie motrice d'un éventuel glissement et le pied comme l'agent stabilisateur, le calcul repose sur le fait que la résistance en pied du versant, où se produisent les contraintes les plus fortes et les premières plastifications, détermine ou non la possibilité de l'amorce d'une mobilisation qui sera globale, ou non, suivant l'aptitude de la pente à propager la rupture d'une extrémité à l'autre de la surface de glissement. Ce phénomène pourra être brutal ou lent selon les caractéristiques des matériaux rencontrés.

A partir de la loi de Coulomb, le talus est décomposé en tranches verticales d'égale largeur, reliées entre elles par une connection pouvant reprendre seulement les forces de compression qui se transmettent de l'une à l'autre depuis le sommet du système jusqu'au pied du versant. Ces forces sont parallèles à la ligne de rupture de chaque tranche et confondues avec elle. Elles représentent pour chaque unité définie précédemment l'influence de tous les blocs se trouvant plus à l'amont.

Les calculs sont réalisés en prenant pour chaque sol, deux variables aléatoires **cohésion** et **angle de frottement interne** qui sont caractérisées par un degré d'incertitude plus grand que celui du poids volumique. Le niveau de la nappe libre est traité comme une variable aléatoire globale sur tout le massif en entrant une cote moyenne et un écart-type.

Les résultats obtenus par ce modèle sont :

- les probabilités de ruptures locales ou de transition tout au long de la pente ;
- les efforts en moyenne et en écart-type transmis d'un bloc à l'autre.

La probabilité de rupture de la première tranche correspond à la probabilité **d'amorce** de glissement, qui est directement liée à l'intensité des forces transmises par la partie plus en amont du glissement. Les probabilités **locales** sont utilisées pour définir la probabilité de propagation de la rupture le long de la surface de glissement choisie.

Une rupture atteignant le stade i peut s'arrêter ou progresser en i + 1. Une tranche ne peut glisser que si celle située à l'aval a été mobilisée. Cette méthode peut traiter ainsi les problèmes de rupture progressive le long d'une surface de glissement potentielle.

Pour des versants de géométries complexes, les valeurs des Pf subissent de fortes variations relatives d'un élément à l'autre et le diagramme de transition présente des extrêmes locaux.

Par exemple, un minimum de Pf précédant un maximum de Pf, en allant de l'amont vers l'aval, indique la position probable d'une zone de traction ou d'une niche d'arrachement qui se localisera à l'aval immédiat du minimum.

A l'inverse, un maximum précédant un minimum de Pf, en allant de l'amont vers l'aval, marque la présence d'une zone stabilisatrice par une accumulation de matière et des contraintes élevées.

La détermination de l'effort d'ancrage nécessaire pour réduire la probabilité d'une rupture locale à un niveau choisi, et pour chaque abscisse, est possible en utilisant les données relatives aux forces P transmises d'une tranche à l'autre.

Ce modèle peut être étendu pour déterminer les probabilités d'absorption du phénomène, de façon à ce que la progression de la rupture s'arrête à une abscisse donnée et ainsi définir la longueur de la zone affectée par ce phénomène de rupture.

L'utilisation des méthodes probabilistes est relativement nouvelle, et comme le souligne R.N. CHOWDHURY (1984), la validité de celles-ci est continuellement en cours d'examen, car des incertitudes subsistent sur la pertinence de certaines. Il est peu probable qu'elles remplacent dans un avenir proche les méthodes déterministes du fait de leur coût élevé de mise au point, leur limite majeure réside dans le manque de données statistiques concernant les propriétés des sols, les pressions intertitielles et les sollicitations.

3. Détermination des caractéristiques physiques et mécaniques des matériaux

Les analyses et essais ont pour but l'identification des sols et la détermination de leur résistance au cisaillement, tant de pic que résiduelle, afin de disposer des valeurs

nécessaires à la caractérisation géotechnique pour les calculs de stabilité.

Les analyses et essais exécutés comprennent la détermination :

- de la teneur en eau naturelle W_n en % ;
- du poids spécifique apparent humide γ_h en KN/m^3 ;
- des limites d'Atterberg W_L, W_P en % ;
- de la granulométrie en % ;
- de la teneur en $CaCo_3$ en % ;
- de la minéralogie des argiles en % ;
- de la compressibilité à l'oedomètre ;
- de la résistance au cisaillement à long terme.

Si les premières analyses et essais sont classiques et bien connus de tous, la résistance au cisaillement des sols peut être mesurée selon de nombreuses méthodes et par des protocoles particuliers.

3.1. Mesure de la résistance au cisaillement

3.1.1. Rappel des principes

La résistance mécanique d'un matériau est caractérisée par deux paramètres, la cohésion (c') et l'angle frottement interne (ϕ') qui sont obtenus à partir d'un essai de cisaillement effectué en laboratoire.

Comme précédemment, deux cas sont à envisager :

- pour un versant n'ayant pas subi de désordres, les valeurs de la résistance au cisaillement seront celles du **sol intact**, non perturbé ou **caractéristiques de pic**

- pour un versant soumis à des désordres, les calculs de stabilité doivent alors prendre en compte les caractéristiques acquises après déplacement le long d'une surface de rupture. Les valeurs obtenues sont communément appelées **paramètres résiduels.**

Cette notion de résistance résiduelle est étroitement associée à celle de rupture progressive, notamment quand celle-ci se fait à partir de sols fins limoneux ou argileux. Dans ce dernier cas, la fragilité est due à la présence de liens diagénétiques entre les particules argileuses. La rupture est alors irréversible au cours d'un cisaillement en place ou en laboratoire car, elle libère une certaine quantité d'énergie qui se traduit par un abaissement de la résistance à toute rupture ultérieure du sol.

La détermination des caractéristiques mécaniques résiduelles par cisaillement rectiligne est **longue** et **délicate** tant pour la réalisation de l'essai que pour le dépouillement de l'essai. Cet état résiduel existe, in situ après un déplacement le long d'une surface de rupture ou est obtenu en laboratoire par simulation à l'aide de plusieurs types d'essais (BLONDEAU F., et JOSSEAUME H., 1976).

3.1.2. Techniques utilisées

Deux appareils distincts ont été utilisés pour la mesure de la résistance de pic et de la résistance résiduelle.

Des premiers essais ont été réalisés à l'aide de la boîte de cisaillement rectiligne direct au laboratoire du C.E.B.T.P. de Caen. Cet appareil est conçu pour l'obtention des caractéristiques de pic. Les caractéristiques résiduelles sont obtenues en se livrant à une seconde manipulation consistant après un premier cisaillement, à remettre l'éprouvette dans sa position initiale et en effectuant une nouvelle fois le cisaillement sur la surface de rupture existante. Les valeurs obtenues restent imprécises mais fournissent une approximation suffisante dans certains cas.

Plus récemment de nombreux essais ont été réalisés et comparés avec les premiers résultats grâce à un prêt par le C.E.T.E. de Rouen d'une machine conçue spécialement par le LCPC en 1970 pour l'obtention des caractéristiques résiduelles. Ces essais de cisaillement rectiligne sont couramment utilisés depuis de nombreuses années en mécanique des sols, la description précise des différents types d'essais en fonction des caractéristiques recherchées sera trouvée dans les ouvrages généraux comme celui de G. FILLIAT (1981). Seul le principe général est rappelé ici. Il consiste à cisailler un échantillon maintenu dans deux demi boîtes, selon un plan imposé, rectiligne et horizontal, par déplacement progressif des deux demi boîtes. Plusieurs éprouvettes sont cisaillées sous des contraintes normales σ variables. Lors de l'essai, la résistance est mesurée à l'aide d'un anneau dynamométrique et les déplacements ε par un comparateur.

Il est alors possible de tracer la courbe effort-déformation τ (fig. 135a). Dans le cas de matériaux argileux, cette courbe montre un comportement élasto plastique avec un pic et un palier correspondant respectivement à la résistance au cisaillement du matériau intact et à celle résiduelle. Ensuite la résistance au cisaillement en fonction de la contrainte normale effective appliquée est donnée par la courbe τ . Cette droite d'équation $\tau' = c' + \sigma' \text{ tg } \phi$ correspond à la limite du domaine de rupture

avec τ' = résistance du sol au cisaillement

σ = contraine normale effective en KN/m^2

c' = cohésion en KN/m^2

ϕ' = angle de frottement interne en °

Cette droite est aussi appelée **courbe intrinsèque** du matériau.

- **Mesure de la résistance au cisaillement par la machine LPC**

Un échantillon intact (5 cm x 5 cm x 2 cm) est placé dans une boîte de Casagrande, consolidé durant 2 à 3 jours sous une charge verticale puis cisaillé alternativement autour de sa position initiale.

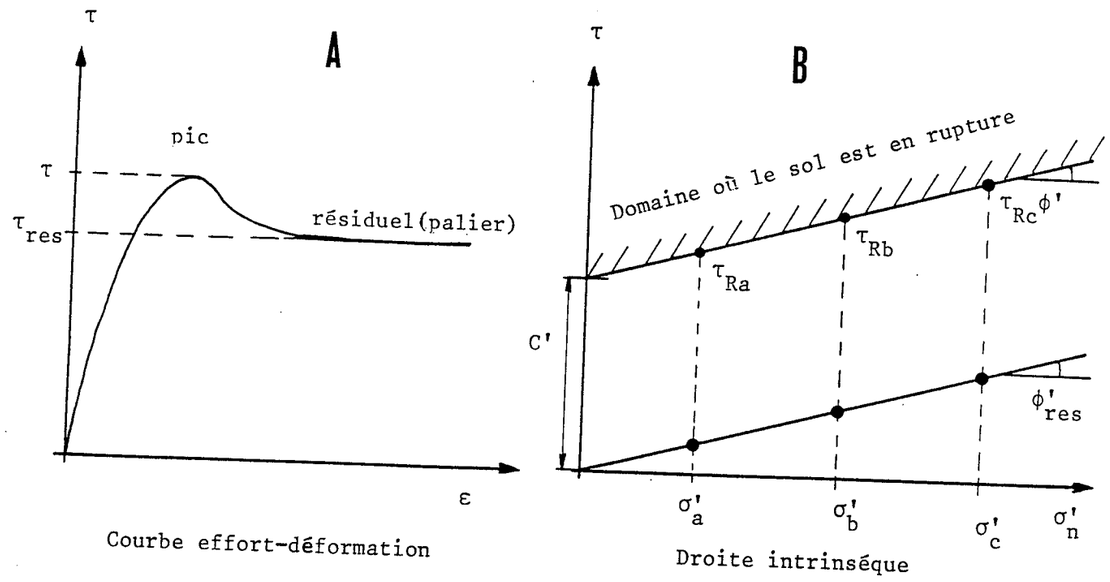
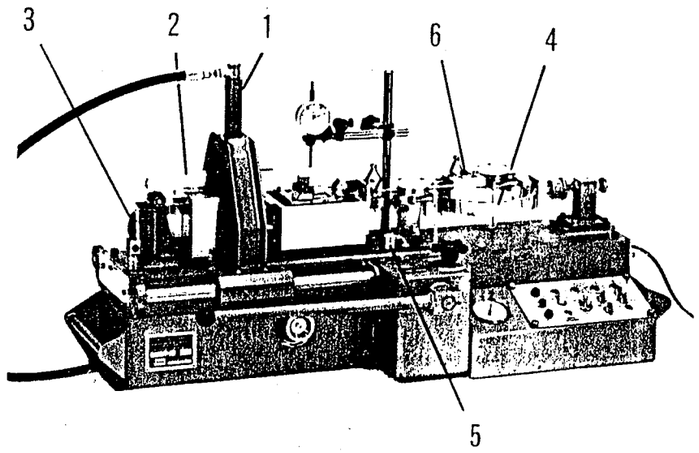


Fig. 135 : Résistance au cisaillement d'un sol : courbe effort-déformation (A) et droite intrinsèque (B).



1. Vérin hydraulique
2. Bras de levier
3. Moteurs Crouzet
4. Anneau dynamométrique
5. Rupteurs-inverseurs en fin de course
6. Système de sécurité

Fig. 136 : La machine LPC.

Le premier cisaillement donne les caractéristiques intrinsèques du matériau, ensuite les caractéristiques résiduelles sont obtenues pour un déplacement donné fixé à 100 mm soit sept cisaillements par essai.

- **la machine LPC** (fig. 136)

Elle comprend :

1. un vérin hydraulique pour le chargement de la contrainte verticale .
2. un bras de levier permettant un choix de charge verticale comprise entre 0,5 à 5 bars.
3. des moteurs synchrones interchangeables selon les vitesses de cisaillement désirées.
4. un anneau dynamométrique assurant la résistance nécessaire au cisaillement. La valeur de la déformation est donnée par un comparateur au 1/2 000 de mm, un autre gradué au 1/100e de mm et solidaire de l'anneau dynamométrique mesure la déformation réelle de l'échantillon.
5. des capteurs inverseurs en fin de course qui assurent automatiquement le changement de sens du cisaillement.
6. des boîtes de cisaillement qui ont une course de 8 mm de chaque côté de leur position initiale.

Lors des essais consolidés drainés (C.D.) afin d'obtenir les caractéristiques à long terme, les cisaillements sont effectués à des vitesses très lentes pour assurer un comportement drainé et une évacuation des surpressions interstitielles dans l'échantillon. Dans le cas d'argiles de très faible perméabilité, F. BLONDEAU et H. JOSSEAUME (1976) préconisent de réaliser le premier cisaillement amenant l'échantillon à la rupture à une vitesse très lente, inférieure à 10 micromètres par minute, et, dans le but d'un gain de temps, d'effectuer les autres alternances à des vitesses plus grandes et de revenir à une vitesse similaire à celle de départ sur la dernière alternance impaire. Ce passage à des vitesses plus élevées est possible car l'échantillon déjà cisaillé devient plus perméable et permet une bonne dissipation des surpressions interstitielles malgré des vitesses de cisaillement élevées.

Lors des essais effectués, les vitesses adoptées ont été de 4 micromètres par minute pour la première et la dernière alternance et de 120 micromètres par minute pour les cinq intermédiaires. Le temps nécessaire au déroulement de l'opération s'étale sur plusieurs jours, il est donc nécessaire d'équiper la machine d'un système d'acquisition des données.

La meilleure solution est offerte par l'installation d'un capteur de déplacement sur l'anneau dynamométrique relié à un enregistreur. Il permet de suivre en continu toutes les phases de l'essai ce qui facilite le dépouillement des données. Mais, un tel dispositif est coûteux et n'est pas justifié pour la réalisation de quelques essais. J'ai choisi d'installer un appareil photographique à réarmement automatique au dessus des comparateurs. Un cycle de prise de vue est déterminé par un dispositif de commande périodique. Un appareil photographique CANON T70 avec télécommande électrique, est relié à un dispositif de commande, mis au point au centre de géomorphologie du

C.N.R.S. de Caen. Ce dispositif permet une cadence de prise de vue en fonction de la vitesse de cisaillement et de la phase de l'essai soit 20, 40 et 80 minutes. En effet, au début de la première alternance à une faible vitesse de 4 micromètres par minute, une prise de vue est faite toutes les vingt minutes pour saisir le plus précisément possible le pic de rupture. Après celui-ci, la cadence est ramenée à quarante minutes. De même, lors de la dernière alternance à faible vitesse la cadence est de quatre vingt minutes en raison des faibles variations des contraintes et de vingt minutes pour les alternances à vitesse rapide. Pour chaque éprouvette, il faut approximativement 3 à 4 pellicules de 36 poses. Sur chaque cliché, la lecture des comparateurs est faite sous un agrandisseur photographique ou à l'aide d'un loupe binoculaire. Le champ de prise de vue intègre également le manomètre à pression d'huile du vérin, ce qui permet une vérification de la contrainte verticale au cours de l'essai.

Les résultats peuvent être exploités sous trois formes graphiques différentes :

- la première, **arithmétique**, où sont tracées les courbes de résistance au cisaillement en fonction du déplacement et ceci pour chaque alternance et pour une pression verticale d'essai donné. Cette façon de faire permet de contrôler au mieux la résistance au cisaillement pour chaque alternance et de déceler des résultats aberrants.

Sur la figure 137, les déplacements représentés correspondent au cumul des déplacements dans chaque sens.

- la seconde, **semi-logarithmique**, est préconisée par D.P. LA GATTA (1970) cité par F. BLONDEAU et H. JOSSEAUME (1976). Cette méthode permet de cerner plus facilement l'état d'abaissement de la résistance au cisaillement et de juger de la qualité de l'essai. Elle rend mieux compte de la chute de résistance. Dans ce cas, la résistance au cisaillement τ est portée en fonction du log Δl selon les pics de cisaillements et selon chaque alternance (fig. 138) ;

- la troisième, **celle de Mohr**, où en fonction de la contrainte normale effective (σ') et de la contrainte tangentielle (τ') sont reportés les points représentatifs des résistances **maximales** et **ultimes**, obtenus par convention pour 100 mm de déplacement. Des courbes d'équation $\tau' = c' + \sigma' \, tg\phi'$, sont déduits les paramètres des caractéristiques de résistance au cisaillement intact ou de pic et après rupture, pour 8 mm à la fin de la première alternance et ceux des caractéristiques résiduelles.

Comme l'indiquent F. BLONDEAU et G. JOSSEAUME (1976), la comparaison des différentes caractéristiques permet de juger de la fragilité du sol considéré. Dans les deux exemples reportés (fig. 139a et b), la cohésion chute jusqu'à presque s'annuler, et l'angle de frottement est réduit de l'ordre de 30 et 50 %. Mais, la rapidité avec laquelle cette valeur ultime est atteinte est différente. En portant les points à 8 mm de déplacement correspondant à la fin du premier cycle de cisaillement, dans l'exemple B, l'argile a perdu plus de la moitié de ce qu'elle perdra au stade résiduel, alors que dans l'exemple A, l'argile a encore un comportement normalement consolidé et présente une faible chute de résistance à ce stade de déformation.

A.W. BISHOP (1967) a proposé un paramètre de fragilité dont la valeur

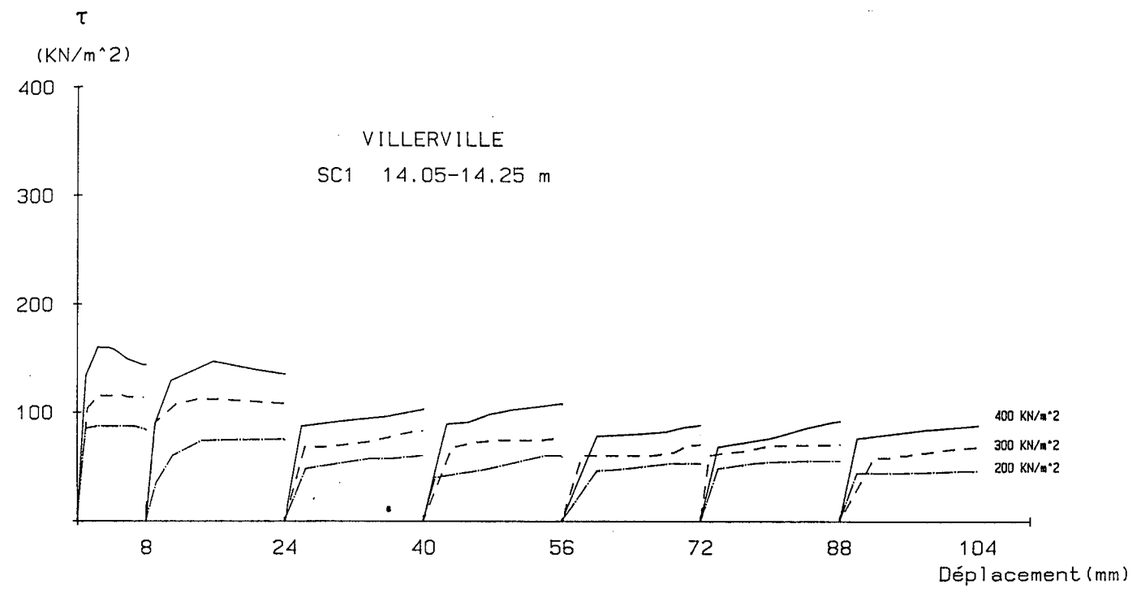


Fig. 137 : Essai de cisaillement : déplacements cumulés.

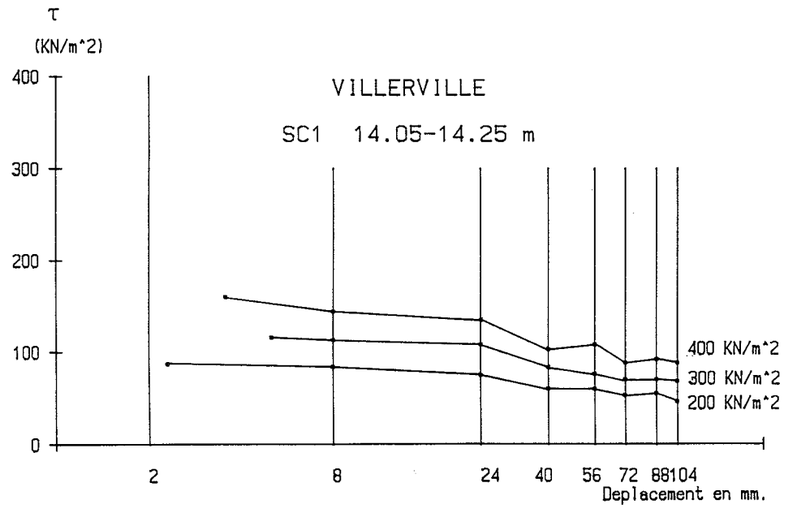


Fig. 138 : Essai de cisaillement : représentation de la Gatta.

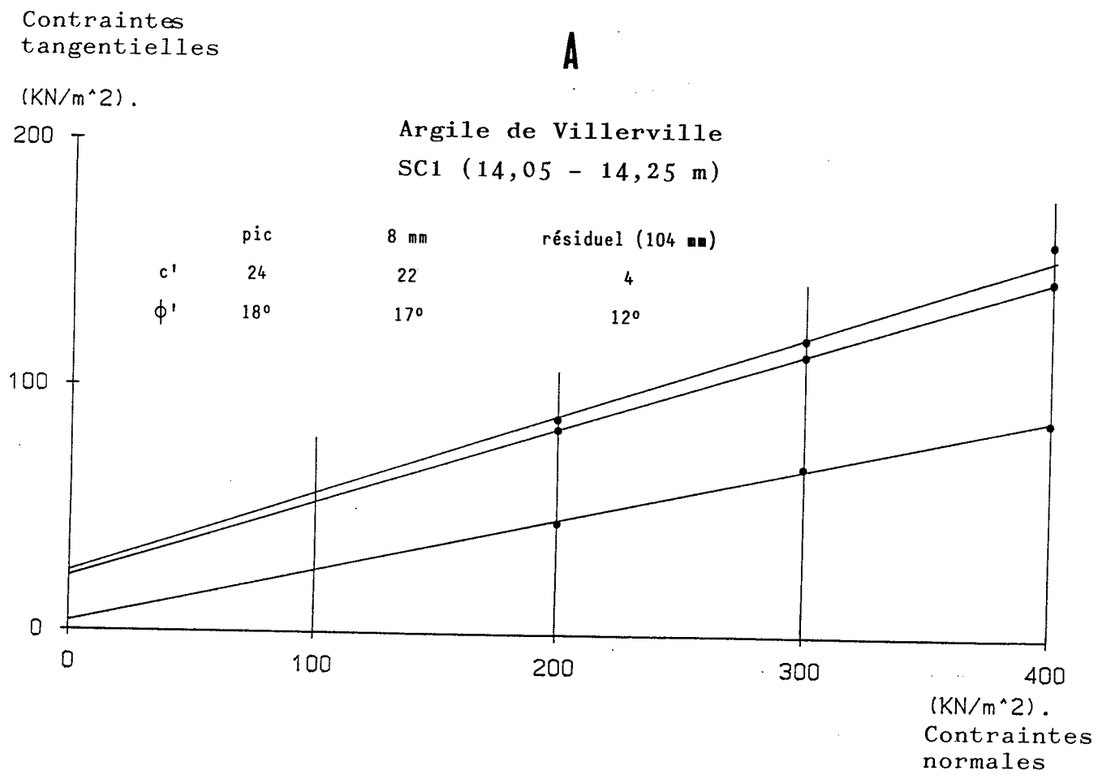


Fig. 139 : Courbes de Mohr : argile de Villerville SC1 14,05-14,25 (A) et 14,70-14,80 m (B).

asymptotique obtenu sous fortes contraintes est égale à :

$$I_B = (tg\phi'_{pic} - tg\phi'_{res}) / tg\phi'_{pic}$$

en admettant que les courbes limites τ et σ soient droites. Dans le cas d'un cisaillement rectiligne, la boîte de Casagrande n'est pas le meilleur moyen d'évaluer la fragilité d'un sol dans la mesure où les contraintes qui y règnent sont très hétérogènes mais compte-tenu de la précision admise pour les calculs de stabilité, la valeur obtenue par cet essai est tout à fait satisfaisante.

3.2. Les marnes de Villerville

Les analyses et essais ont été réalisés sur des échantillons tirés du sondage SC1 prélevés entre -14,00 et -16,00 m de profondeur de part et d'autre de la surface de rupture détectée par inclinométrie. Ils ont été protégés dans des containers étanches. Onze échantillons sont des argiles de Villerville de l'Oxfordien supérieur, auxquelles a été ajoutée, pour comparaison, une marne kimméridgienne, prélevée au niveau des bancs de plomb à Sainte Adresse. Les résultats figurent dans le tableau de la figure n°140.

Les matériaux analysés présentent une fraction granulométrique inférieure à deux micromètres élevée : 40 à 55 % pour une moyenne de 48 %. La teneur en eau naturelle est de l'ordre de 20 % à l'exception des deux échantillons prélevés entre -14,05 m et -14,25 m, où elle est forte, de 30 %. Selon la classification de Casagrande (fig. 141), les sols analysés sont classés parmi les sols à forte plasticité et à limité de liquidité élevée, voire très élevée à l'image des deux échantillons -14,05 à -14,25 m qui ont une limite de liquidité égale à 90 %. Leur teneur en $CaCo_3$ est variable de 30 à 45 % et la composition minéralogique indique un très fort pourcentage de smectite. Les quatre essais de compressibilité à l'oedomètre (annexe n°10) montrent un matériau ayant une tendance systématique au gonflement en présence d'eau, la teneur en eau en fin d'essai était élevée de l'ordre de 35 à 45 %.

A partir des essais de cisaillement, la fragilité du sol est estimée globalement à travers le paramètre I_B qui varie de 28 à 53. Le fort pourcentage d'argiles gonflantes constitue un des facteurs principaux de fragilité. La texture, analysée au M.E.B., est floconneuse ou en micro-granulats orientés selon la terminologie de A. LE ROUX (1976). Comme le soulignent F. BLONDEAU et H. JOSSEAUME (1976), ces caractéristiques traduisent une valeur de frottement résiduel assez faible et une forte fragilité du matériel.

Dans le voisinage de la surface de rupture détectée par l'inclinométrie, l'observation au M.E.B. d'un "copeau marneux luisant" montre une surface lissée avec un tassement et un alignement des feuillets d'argiles. L'observation de la surface de cisaillement obtenue après l'essai alterné montre un lissage et une réorganisation de feuillets d'argile, avec la formation de petits amas de feuillets argileux et de sillons sur certaines surfaces. Mais selon V.I. OSIPOV et V.N. SOKOLOV (1978), les transformations de la structure des argiles résultants des essais en laboratoire sont différentes et ne constituent pas une représentation des processus naturels.

Profondeur du prélèvement en mètres	IDENTIFICATION				COMPOSITION MINERALOGIQUE					RESISTANCE AU CISAILLEMENT				
	Inf. 2 µ en%	W_L en %	I_p	W_n en %	γ kN/m^3	$CaCO_3$ %	Kaolinite en %	Smectite en %	Illite en %	Chlorite en %	c' kN/m^2	ϕ' en °	c'_{res} kN/m^2	ϕ'_{res} en °	I_B
14.05-14.15	55	92	37	30	19	30		85	10	5	24	18	4	12	35
14.15-14.25	55	90	35	28	19	30		85	10	5	20	17	0	11	36
14.25-14.40	45	50	19	19	20	35	traces	90	10		122	15	0	9.5	38
14.40-14.50	45	56	18	20	20	35	traces	90	10		100	14	5	9.5	33
14.55-14.70	48	60	20	21	20	40					105	25.5	30	16	40
14.70-14.80	48	58	19	20	19.5	45	traces	90	10		44	34	24	17.5	53
14.80-14.90	38	65	22	18	19.5	46	traces	90	10		35	18	0	10	46
15.35-15.45	46	60	25	19	20	45					94	25.5	10	19	28
15.45-15.55	48	58.5	19.5	22	21	43					80	26	12	18.5	30
15.80-15.90	50	57	20	21	20.5	32					30	19	8	11	44
15.90-16.00	51	50	17	19	19	33					25	18	5	10	46
C.E.T.E. (1978) - Oxfordien supérieur													0	13.5	
Argile kimmeridgienne (niveau des bancs de plomb à Ste Adresse)											32	25	20	11.5	56
Argile kimmeridgienne solifluée (Masson, 1976)											10	18	0	7	61

Fig. 140 : Tableau des principaux résultats des essais de laboratoire sur l'argile de Villerville (Oxfordien supérieur) du sondage SC1.

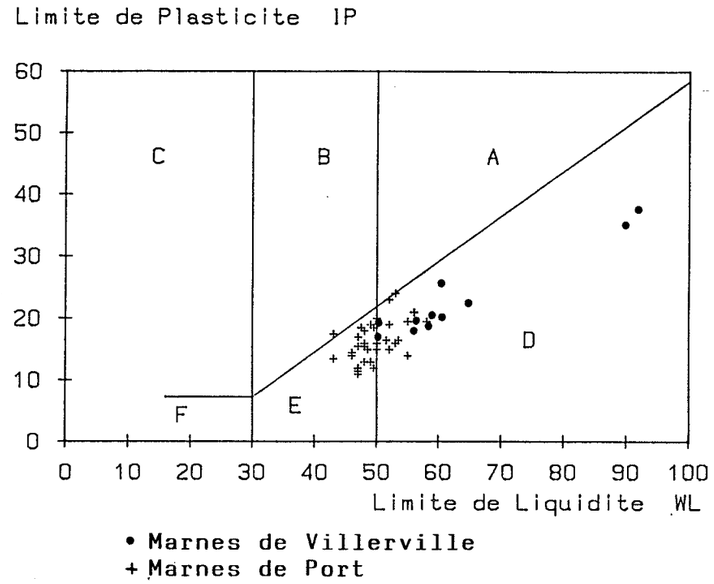


Fig. 141 : Limites d'Atterberg : classification de Casagrande.

	Ensemble des résultats d'essais				Ensemble sans les 4 échantillons de - 15.35 à - 15.55 m et - 14.44 à - 14.80 m			
	γ (kN/m^3)	C' (kN/m^2)	ϕ' (°)	ϕ'_{res} (°)	ϕ' (°)	ϕ'_{res} (°)	ϕ' (°)	ϕ'_{res} (°)
X min	19	20	14	9.5	9.5	9.5	9.5	9.5
$\bar{X}$ - Sx	19.2	20	15.3	9.3	14.3	9	14.5	9.7
90% min	19.5	40.4	18.5	11	17.3	10.3	16.1	10
Valeur moyenne ($\bar{X}$)	19.8	58.6	21.3	13	20.5	11.8	18.1	10.6
90% max	20.1	76.8	24.1	14.7	23.7	13.3	20.1	11.1
$\bar{X}$ + Sx	20.5	97	27.3	16.7	26.7	14.6	21.7	11.5
X max	21	122	34	19	34	17.5	26	12
Ecart type (Sx %)	0.65	38.4	5.96	3.68	6.18	2.76	3.60	0.94
Coefficient de variation (Vx %)	3.3	65.5	28	28.3	30	23.4	19.9	8.9
Nombre échantillons	11	12	12	12	10	10	8	8

FIG. 142 : Tableau des valeurs de dispersion des paramètres géotechniques dans le sondage SC1 à Villerville.

Analyse des résultats d'essais : caractéristiques géotechniques à retenir pour les calculs de stabilité

Que ce soit dans les calculs déterministes ou probabilistes, il a été admis que la cohésion au niveau du plan de glissement était considérée comme nulle, et correspondait à la caractéristique résiduelle. La cohésion résiduelle obtenue par l'essai alterné n'est pas toujours égale à zéro à cause des modalités de l'essai (frottement parasite,...), ce qui démontre une nouvelle fois que cette valeur est sujette à réserve (BLONDEAU F. et JOSSEAUME H., 1976).

Malgré, un nombre relativement faible d'essais en laboratoire, il est apparu intéressant d'effectuer une analyse statistique qui montre la dispersion des résultats. Le tableau de la figure n°142 donne la moyenne (X) et l'écart type (S_x) des caractéristiques mécaniques nécessaires aux calculs de stabilité. Les valeurs extrêmes (X_{min}, X_{max}), les intervalles de confiance à 90 % de chance autour de la moyenne (90 % min, 90 % max) et le coefficient de variation (V_x) ont été également déterminés afin d'apprécier la dispersion des résultats. Lors de l'analyse, les résultats d'essais sont confondus, quelle que soit la profondeur du matériau prélevé car l'échantillonnage n'est pas suffisant pour mettre en évidence avec certitude des couches aux caractéristiques très différentes les unes des autres.

Les intervalles de confiance autour de la moyenne englobent une large fraction de l'intervalle ($X - S_x$) à ($X + S_x$), traduisant une grande dispersion de la population réelle. Font exception, les valeurs du poids spécifique qui varient peu entre 19 et 21 KN/m^3 pour une moyenne de 19,8. Ces résultats sont conformes à ceux obtenus dans de nombreuses autres études. A l'inverse, le coefficient de variation de la cohésion est très élevé : 65,5 %, pour des valeurs comprises entre 20 et 122 KN/m^2 pour une moyenne égale à 59 KN/m^2. Les coefficients de variation des angles de frottement (pic ou résiduel) sont proches l'un de l'autre à 28 % et 28,3 % et démontrent que le massif n'est pas statistiquement homogène. Cette variabilité peut être expliquée par la nature diverse du matériau ou par des résultats de laboratoire faussés. Sans de nombreux essais, la détermination des causes exactes de cette hétérogénéité est impossible. Ainsi est-il apparu préférable d'éliminer de l'ensemble des échantillons les valeurs fortes obtenues d'une part entre -15,35 et -15,55 m, et d'autre part celles comprises entre -14,55 et -14,80 m. La première opération ramène le coefficient de variation de l'angle de frottement résiduel à 23,4 %, qui demeure toujours assez élevé mais reste acceptable, la deuxième a pour conséquence un coefficient faible de 8,9 % pour une moyenne de 10°6 avec des extrêmes compris entre 9°5 et 12°.

Il est impossible de définir de façon claire une stratification de la masse glissante qui puisse être prise en compte dans les calculs de stabilité. L'existence d'une couche particulièrement défavorable au voisinage du plan de glissement ne peut être exclue dans le cas de Villerville, mais n'est pour l'instant pas démontrée. Ceci se rencontre pour d'autres glissements comme celui de la Frasse (D.U.T.I., 1986).

Les caractéristiques mécaniques des matériaux retenues dans l'analyse de stabilité sont :

- poids spécifique apparent humide : 20 KN/m^3
- cohésion résiduelle : nulle
- angle de frottement résiduel : 12° (écart type : 2,76)
  : 11° (écart type : 0,94)

3.3. Les marnes de Port

Les analyses et essais ont été réalisés à partir de trente cinq échantillons recueillis en front de falaise et répartis sur toute l'épaisseur de la série des marnes du Bathonien moyen et inférieur (fig. 143). Les résultats sont portés dans le tableau de la figure n°144.

La teneur en carbonates varie entre 35 et 58 % pour une moyenne de 48 %. La fraction fine inférieure à deux micromètres oscille autour de 45 %. La composition minéralogique montre un fort pourcentage de smectite, pour les marnes du Bathonien moyen. Le cortège des minéraux argileux du Bathonien inférieur est différent et il est composé principalement des 45 % d'illites et de 30 % d'interstratifies 14_v - 14_s et de 15 % de kaolinite. La teneur en eau naturelle est de l'ordre de 25 %. Les limites d'Atterberg indiquent, en moyenne, une limite de liquidité de 50 % et un indice de plasticité variable, entre 11 et 24 pour une moyenne de 17. Selon la classification de Casagrande les marnes ont un comportement plastique. La douzaine d'essais oedométriques (annexe n°10) fournissent les valeurs suivantes : l'indice des vides varie du simple au double de (75 à 150 KPa), il indique un matériau sous consolidé, l'indice de compression qui oscille de 0,05 à 0,14 est celui d'un matériau peu à moyennement compressible. Lors des essais, il faut signaler que tous les échantillons ont une tendance au gonflement qui est à mettre en relation avec le fort pourcentage d'argile gonflante. l'examen au M.E.B. indique une texture floconneuse en agrégats lâches ou orientés. L'association d'une telle texture avec un fort pourcentage d'argiles gonflantes conduit à les qualifier de fragiles, comme l'argile de Villerville.

Analyse des résultats d'essais : choix des caractéristiques mécaniques

Comme précédemment, un traitement statistique est effectué sur l'ensemble des onze essais de cisaillement qui ont fourni les caractéristiques de pic et les caractéristiques résiduelles (fig. 145).

Le poids spécifique moyen a une valeur de 21,9 KN/m^3, pour des extrêmes de 21 et 22,5 KN/m^3, sa dispersion est faible et conforme. La cohésion varie du simple au double, de 80 à 160 KN/m^2 avec un coefficient de variation assez élevé de 24 %. La cohésion résiduelle n'est pas toujours nulle, elle varie de 0 à 30 avec une moyenne de 14 KN/m^2. L'angle de frottement oscille entre 20° et 33° pour une moyenne de 26° avec un coefficient de variation peu élevé de 19,4 %. Celui du frottement résiduel, 10,2 %, est faible et traduit une faible dispersion de ces valeurs entre 15° et 20° avec une moyenne de 18°. **Contrairement aux marnes de Villerville, celles de Port présentent statistiquement une relative homogénéité, principalement pour les valeurs du frottement résiduel.** Malgré le nombre restreint d'essais mécaniques, aucune couche aux caractéristiques particulièrement bonnes ou au contraire très mauvaises ne

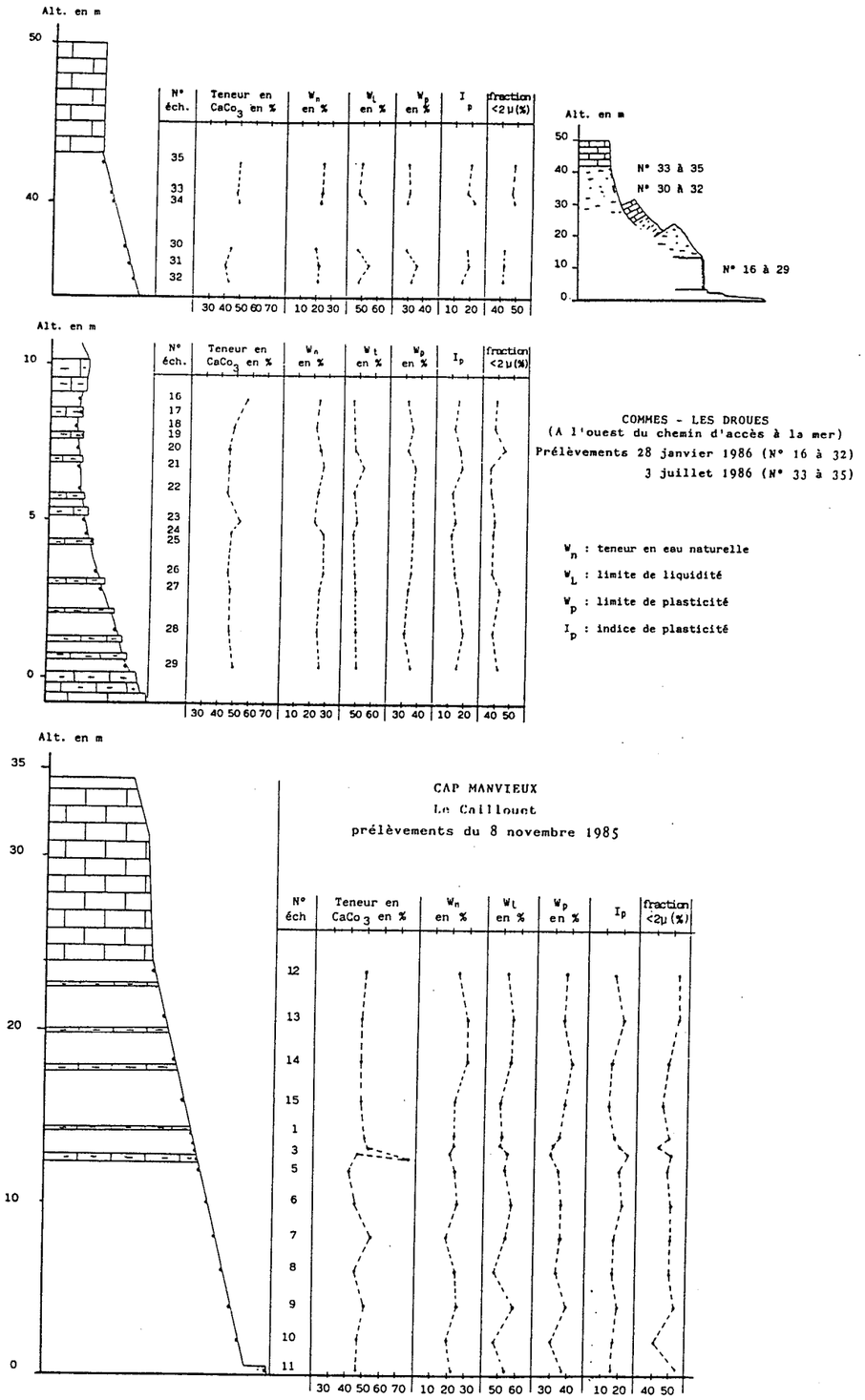


Fig. 143 : Localisation des échantillons des marnes de Port sur le profil dans le secteur du Cap Manvieux et dans celui de Commes.

| | | |

	Ensemble des résultats d'essais				
	γ (kN/m^3)	C' (kN/m^2)	ϕ' (°)	C'$_{res}$ (kN/m^2)	ϕ'_{res} (°)
X min	21	80	20	0	15
X - Sx	21.4	93.3	21.1	2.5	16
90 % min	21.6	109.1	23.7	8.3	16.9
Valeur moyenne (X)	21.9	123.4	26.2	14	17.8
90% max	22.2	137.7	28.7	19.7	18.7
X + Sx	22.4	153.5	31.3	25.5	19.6
X max	22.5	160	33	30	20
Ecart type (Sx %)	0.54	30.1	5.1	11.5	1.8
Coefficient de variation (Vx %)	2.5	24.4	19.4	82.5	10.2
Nombre échantillons	11	12	11	11	11

Fig. 145 : Tableau de la répartition statistique des paramètres géotechniques des marnes de Port en Bessin.

s'individualise, les valeurs moyennes seront prises en compte pour les calculs de stabilité, à savoir :

- poids spécifique humide : 22 KN/m^3
- cohésion résiduelle : 15 KN/m^2
- angle de frottement résiduel : 18°
- angle de frottement : 26°

4. Applications

Les calculs de stabilité sont appliqués dans un espace bidimentionnel selon des coupes types aussi représentatives que possible de la réalité. Elles doivent être transverses au versant, le plus proche possible de la ligne de plus grande pente et éloignées des flancs du glissement pour minimiser l'effet tridimensionnel.

4.1. Villerville

4.1.1. Choix des profils topographiques, des niveaux piézométriques et des surfaces de glissement

Les trois sondages munis d'inclinomètre ont été implantés assez loin de la limite latérale orientale du glissement, mais en raison de la topographie chaotique et des difficultés d'accès, ils n'ont pas été alignés selon une ligne perpendiculaire au versant. Ainsi, deux profils topographiques types sont tracés et sont localisés sur la figure 146, ils passent à proximité des forages sans les intercepter. L'éloignement par rapport aux flancs permet d'admettre latéralement une constance de la profondeur de la surface de glissement. Cette hypothèse s'appuie sur les données fournies par l'inclinométre R3 de 1978 dans lequel une surface avait été détectée à -15 m et à une profondeur similaire à celle du tube SC1, situé quelques mètres plus à l'ouest et à une altitude très proche. Aussi, le profil AA' tiré à proximité des trois forages est légèrement oblique par rapport à l'axe de plus grande pente et le profil BB' est perpendiculaire au versant mais plus éloigné des forages SC1 et SC3.

Les surfaces sont tracées à partir des données fournies par l'inclinométrie et des points remarquables relevés par la topographie : escarpements, fissures de traction... Pour un même profil, plusieurs géométries de surfaces de rupture sont possibles pour rendre compte des nombreuses possibilités de tracé reliant les différents points de rupture fournis par l'inclinométrie, et de l'incertitude portant sur le point d'émergence de la surface de glissement sur l'estran. Il faut souligner que les surfaces de rupture ont été décelées par l'inclinométrie (chap. I) à cause des **déplacements** qui se sont produits en **années de calme relatif** en dehors des mobilisations très rapides comme en 1982 ou à Cricqueboeuf en 1988. Autrement dit, on ne détecte peut être que les surface de rupture qui **continuent à "jouer"**, alors que d'autres plus profondes passant par exemple en dessous du point -23m en SC2 ne se **manifestent** qu'en de grandes occasions. Dans ce cas, et dans la mesure où les forts déplacements dans les couches supérieures

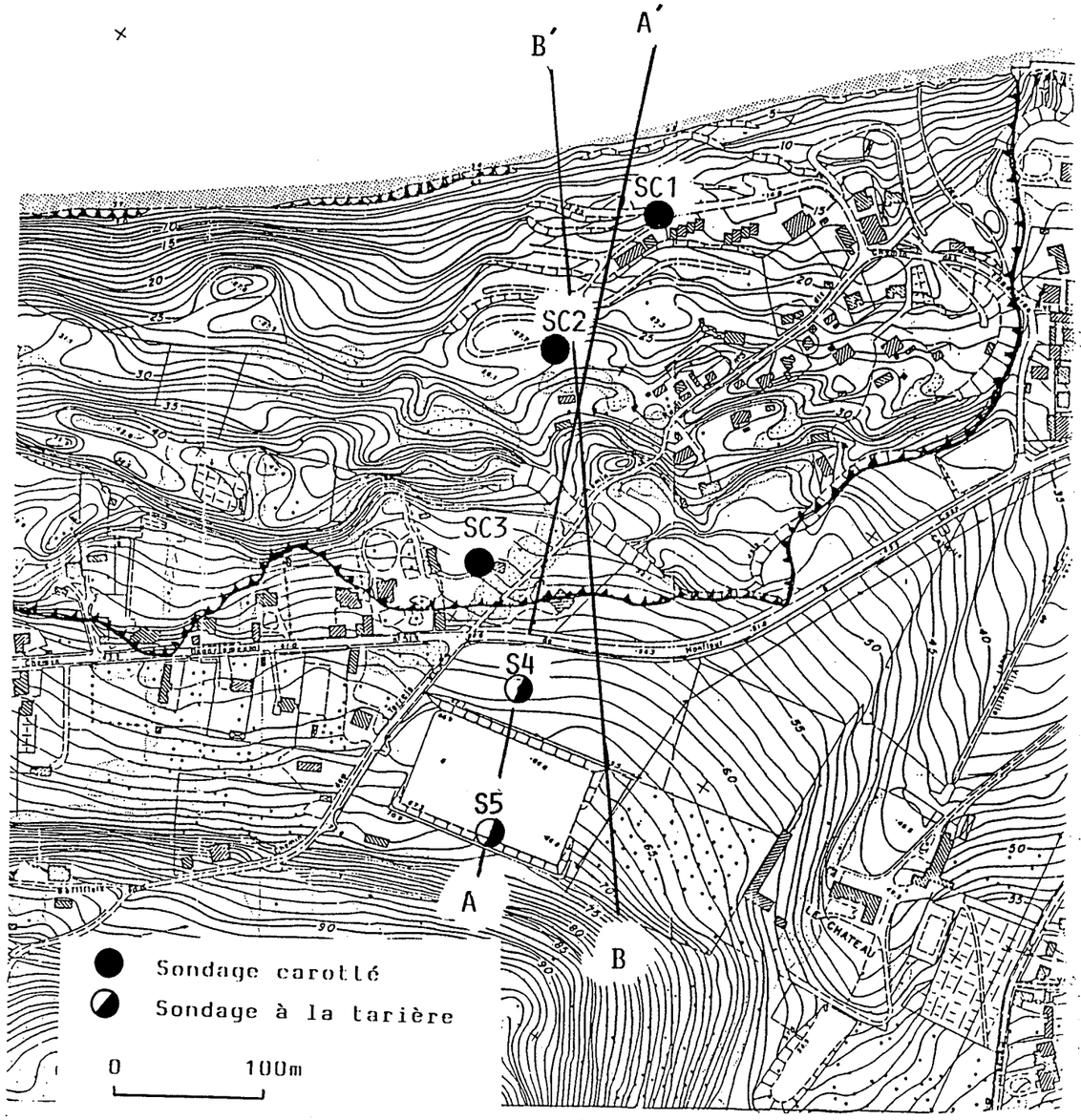


Fig. 146 : Localisation des profils servant aux calculs de stabilité à Villerville.

provoquent la rupture rapide des tubes inclinométriques, ces derniers ne permettent pas de déceler toutes les surfaces de rupture, principalement celles qui pourraient éventuellement se situer en profondeur. La détermination des volumes en glissement et la modélisation ne s'opère que dans le cas précis des vitesses enregistrées pendant la période d'observation.

Les surfaces actuelles de rupture peuvent être déduites de deux hypothèses (FLAGEOLLET J.C. et AL., 1987) :

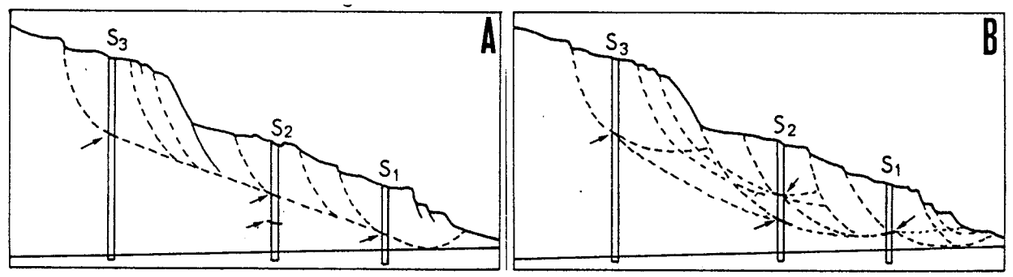


Fig. 147 : Les différentes surfaces de rupture possibles à Villerville.

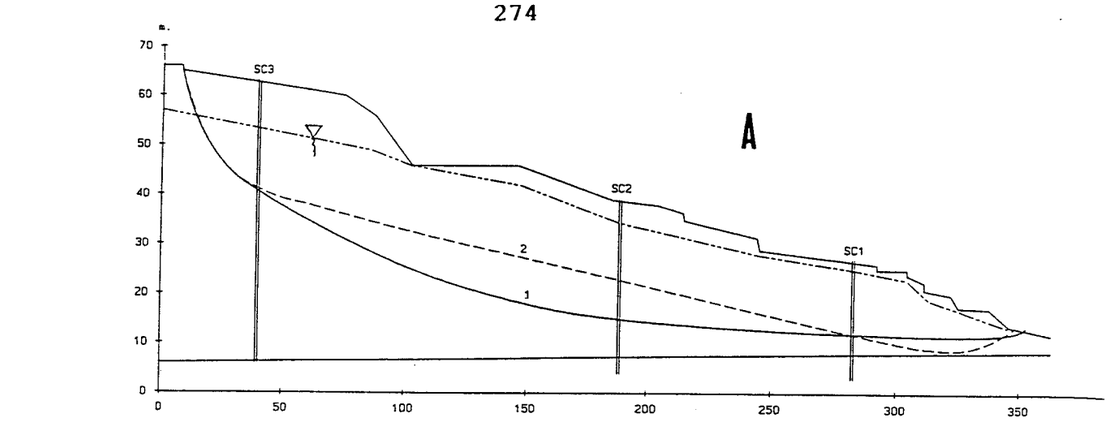
- la première (fig. 147a) en considérant une surface de glissement **plane** passant par les points où les déplacements sont remarquables. Cette surface est l'enveloppe d'une zone dans laquelle, les mouvements différentiels sont organisés selon des surfaces plus ou moins circulaires visibles en surface par les nombreux escarpements

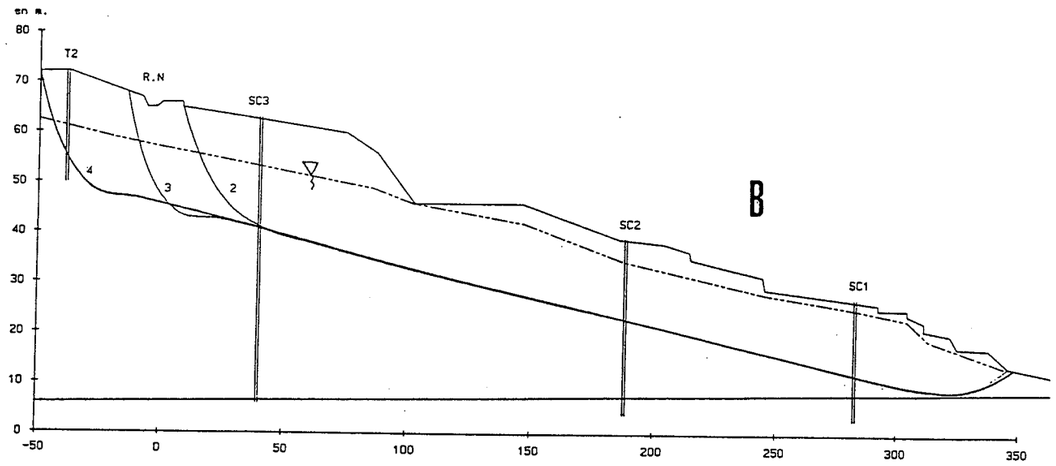
- la seconde (fig. 147b) en considérant des glissements profonds successifs passant obligatoirement par le point -23,00 m du sondage SC2 qui a révélé de faibles déplacements plutôt qu'à celui de -15 m où les déplacements sont plus rapides.

A l'intérieur de cette limite maximale les déplacements différentiels s'organisent comme précédemment. La surface AA'1 (fig. 148a) est limitée en tête par l'escarpement principal et en aval par des déformations visibles sous forme de petits bancs redressés sur la haute plage à 10 m du trait de côte comme lors du glissement de 1982. La forme générale de la surface est curviligne avec un fort rayon de courbure à l'amont puis elle est sub-horizontale dans la partie médiane entre les sondages SC2, SC1 et le point d'émergence.

La surface AA'2 (fig. 148a) est rectiligne entre SC3, SC2, SC1 pour une pente de 7° jusqu'à la tangente avec le bed-Rock constitué des grès d'Hennequeville ensuite elle est fortement redressée jusqu'à son point d'émergence sur le haut de plage.

Les surfaces **potentielles** (fig. 148b) AA'3 et AA'4 sont identiques de celle AA'2, mais elles ont été prolongées au delà du C.D. 513, afin d'estimer les risques à très court terme de progression de la rupture.





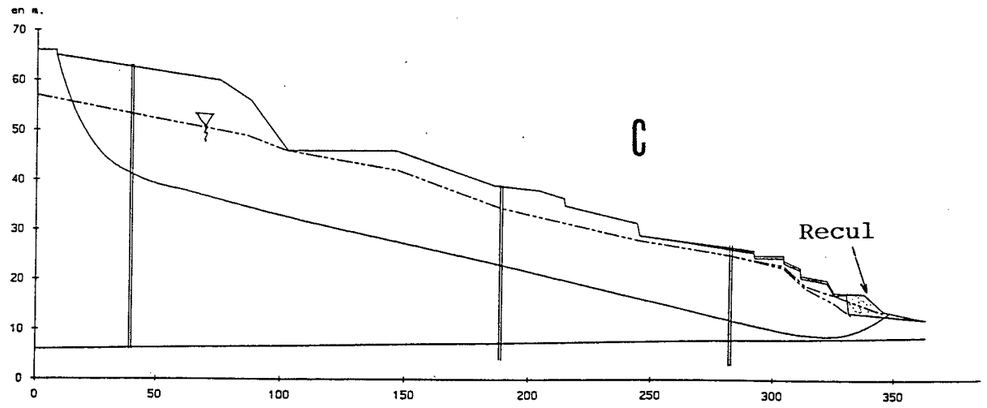


Fig. 148 : Les surfaces de rupture testées sur le profil AA' à Villerville.

Pour le profil BB', la surface BB'1 (fig. 149a) a les mêmes caractéristiques géométriques que la surface AA'2, avec un point d'émergence à 18 mètres du pied de falaise. La surface BB'2 (fig. 149a) passe par la cote -15,00 m en SC1 puis sa pente s'adoucit pour atteindre un point correspondant approximativement à celui détecté en 1978 dans le sondage R1 à 5,50 m de profondeur. La surface n'est pas tangente au toit du bed-Rock et ressort à environ 10 m en pied de falaise. Les surfaces BB'3 et BB'4 (fig. 149b) limitent les divers compartiments s'emboîtant les uns dans les autres correspondant à des vitesses différentes mises en évidence par la topométrie.

La nappe a été considérée libre et d'écoulement parallèle à la surface topographique. Pour les calculs déterministes son profil a été dessiné à partir des relevés effectués sur les points et les piézomètres, en prenant son niveau de plus hautes eaux observé durant les trois dernières années (mars 1988). A l'aplomb du camping des Graves, la surface est située en moyenne à 1 à 2 m sous la cote du terrain naturel et à 9 m sous le C.D. 513.

Pour les calculs probabilistes, son niveau moyen et les écarts types pour chaque point d'observation ont été considérés.

Il n'a pas été tenu compte de l'hétérogénéité des formations superficielles, en épaisseur et en nature. Ce choix se justifie parce que les terrains mobilisés ont des poids spécifiques similaires et que la totalité des surfaces de glissement testées passent dans les argiles.

4.1.2. Les résultats

La méthode des perturbations appliquée à des surfaces de formes quelconques est utilisée dans un premier temps pour rechercher la valeur de l'angle de frottement pour laquelle le versant est en équilibre, et dans ce cas F = 1. Rappelons que F, le coefficient de sécurité est défini comme étant le rapport entre la résistance au cisaillement du terrain et la contrainte qu'il subit. Plus la valeur de F s'approche de l'unité plus le versant est instable.

Pour un poids spécifique humide égal à 20 KN/m^3 et une cohésion nulle, le versant est en équilibre pour des valeurs d'angle de frottement résiduel de l'ordre de 13° à 14° (fig. 150a). La moyenne calculée précédemment sur les 12 essais est de 13°. Comme le font remarquer P. DELMAS et AL., (1987), à propos des travaux de P. POUGET et G. CARTIER (1987) consacrés au site de Sallèdes, dans le Puy de Dôme, il est possible de déterminer une valeur moyenne assez représentative de l'ensemble du site, malgré une dispersion des essais de laboratoire.

La forme de la surface BB'2 entraîne des conditions plus favorables pour la stabilité, avec un gain de l'ordre de 1 à 1,5 % par rapport à celle de BB'1. Ces valeurs d'angle de frottement interne sont à approcher de celles trouvées par le C.E.T.E. en 1978, lors de l'étude de la stabilisation du versant par une digue en enrochements où pour une cohésion nulle, et avec une nappe située à 1 m du T.N., F était proche de 1, pour un angle de frottement résiduel de 13°5.

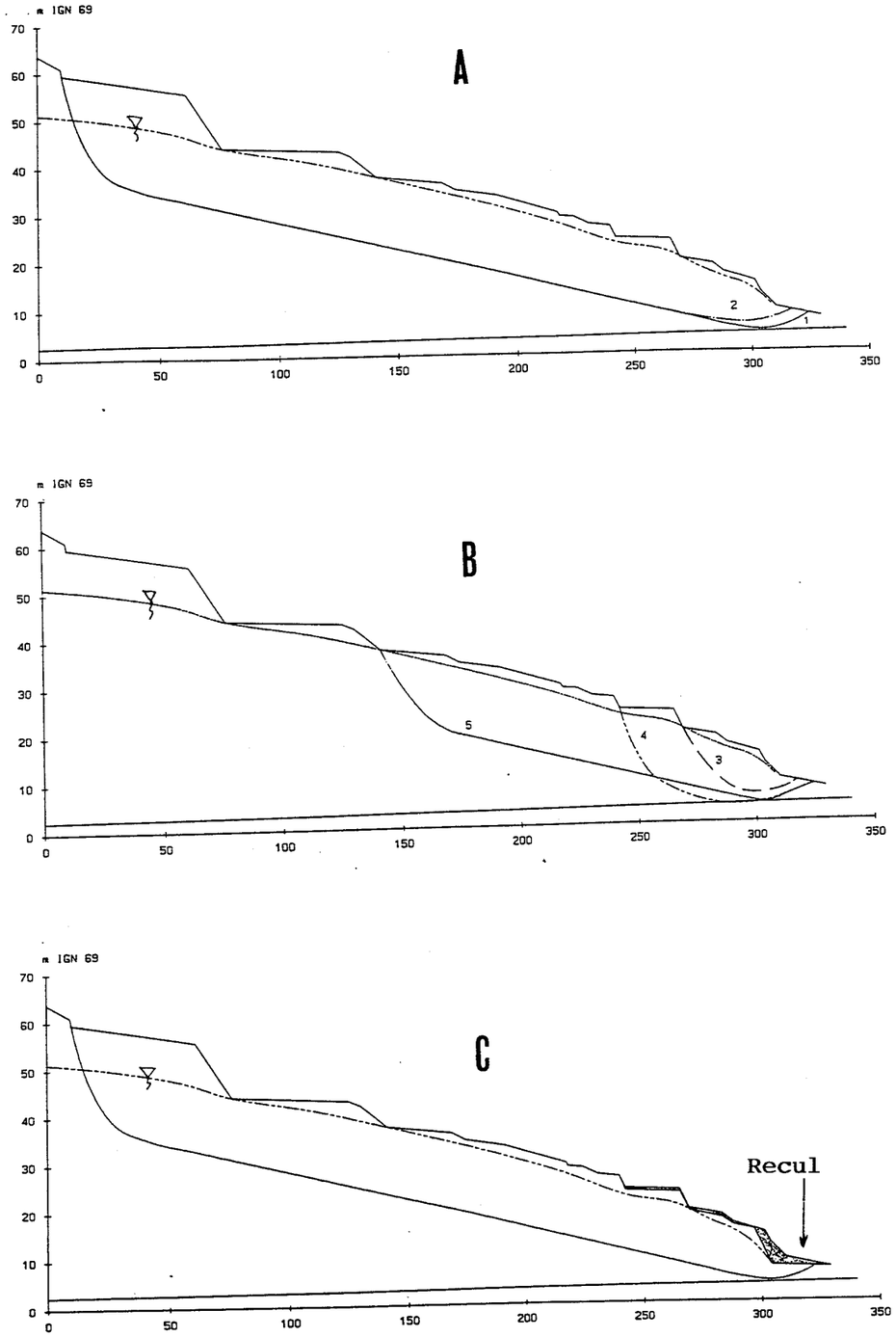


Fig. 149 : Les surfaces de rupture testées sur le profil BB' à Villerville.

Dans un second temps et à partir des valeurs des caractéristiques mécaniques trouvées précédemment, les calculs ont été entrepris pour quantifier les influences relatives, sur F, d'un rabattement de la nappe et d'une suppression de butée :

- les gains apportés par un rabattement de la nappe de 1 m ou de 2 m sont respectivement de 4 à 5 % (fig. 150b) et de 8 à 10 % (fig. 150c). L'amélioration du coefficient de sécurité global est tout de même faible et tient au fait que les angles de frottement interne sont peu élevés ;

- la simulation d'une suppression de butée d'une largeur de 10 m (fig. 148c et fig. 149c) se répercute sur la valeur du coefficient de sécurité par une baisse minime de l'ordre de 2 % (fig. 150d). La prise en compte dans le calcul d'une suppression de butée de 10 m de largeur accompagnée par un abaissement, du profil topographique dans la partie inférieure du versant, de l'ordre de 50 cm, ce qui correspond aux valeurs maximales enregistrées durant les trois années d'observation, donne des résultats très proches des précédents (fig. 150e). La perte sur F passe de 2 % à 2,2 %. Pour mémoire le recul moyen déterminé par comparaison des plans cadastraux en face du cirque des Graves est de l'ordre de 60 à 70 m entre 1829 et 1987 soit un recul moyen annuel de 40 cm.

Les calculs réalisés à partir des surfaces secondaires BB'3, BB'4 et BB'5 limitant des volumes de terrain plus réduits soumis à des vitesses de déplacements fortes en pied de versant (chap. I) fournissent, comme on pouvait le présager, pour des valeurs de cohésion nulle et de l'angle de frottement interne égale à 14°5, des valeurs de F faibles (fig. 150g), respectivement 0,85, 0,71 et 0,95. Le gain apporté par un rabattement d'un mètre de la nappe est de 6 %.

La prise en compte dans le recul de deux surfaces potentielles AA'3 et AA'4 remontant à l'amont du C.D. 513 fournit des valeurs de F supérieures de 9 % à celles de la surface de rupture AA'2 (fig. 150f). Cette amélioration du coefficient de sécurité global provient du fait que dans cette configuration particulière d'un glissement plan, le rapport entre les volumes déjaugés et les volumes situés au dessus de la nappe est plus faible et se traduit ainsi par un gain de stabilité. Dans l'état actuel de la morphologie du versant et de la zone mobilisée, l'extension à très court terme du glissement semble peu probable. Toutefois, la poursuite des désordres, qui entraîne la vidange de la partie aval et donc une diminution de la butée, provoquera à terme une augmentation des contraintes au niveau de la niche d'arrachement supérieure active et la mobilisation de la zone supportant le C.D. 513.

L'application au glissement de Villerville de la **méthode probabiliste** d'OBONI et BOURDEAU sur le profil AA' pour les surfaces de rupture AA'1 et AA'2 avec les caractéristiques mécaniques retenues précédemment, a permis de faire ressortir les éléments suivants :

- pour une cohésion nulle, un poids spécifique humide de 20 KN/m^2, la prise en compte d'une valeur de l'angle de frottement égale à 12° avec un écart type de 2,76 (fig. 151a) ou respectivement de 11° et de 0,94 (fig. 151b), ne modifie pas la répartition des probabilités de rupture, Pf, et des forces transmises, P le long de la surface de rupture.

A

γ	c'	φ'	AA'1	AA'2	BB'1	BB'2
20	0	13°	0.992	1.035	0.911	0.924
"	"	13°5	1.032	1.076	0.948	0.961
"	"	14°	1.071	1.117	0.984	0.998
"	"	14°5	1.111	1.159	1.021	1.036

B

γ	c'	φ'	AA'1	AA'2	BB'1	BB'2
20	0	13°	1.033	1.086	0.960	
"	"	13°5	1.075	1.129	0.998	
"	"	14°	1.116	1.172	1.037	
"	"	14°5	1.158	1.216	1.075	

C

γ	c'	φ'	AA'1	AA'2	BB'1	BB'2
20	0	13°	1.074	1.136	1.009	
"	"	13°5	1.120	1.180	1.049	
"	"	14°	1.157	1.222	1.090	
"	"	14°5	1.199	1.267	1.130	

D

γ	c'	φ'	AA'1	AA'2	BB'1	BB'2
20	0	13°		1.010	0.891	0.907
"	"	13°5		1.050	0.927	0.943
"	"	14°		1.091	0.962	0.979
"	"	14°5		1.131	0.998	1.016

E

γ	c'	φ'	AA'1	AA'2	BB'1	BB'2
20	0	13°		1.008		0.905
"	"	13°5		1.048		0.941
"	"	14°		1.089		0.977
"	"	14°5		1.129		1.013

F

γ	c'	φ'	AA'2	AA'3	AA'4
20	0	13°	1.035	1.123	1.128
"	"	13°5	1.076	1.167	1.173
"	"	14°	1.117	1.212	1.218
"	"	14°5	1.159	1.257	1.264

G

20 0 14°5	BB'3	BB'4	BB'5
nappe maximale	0.845	0.705	0.953
nappe - 1 m	0.905	0.766	1.018

A : Position maximale observée de la nappe
B : Rabattement de un mètre de la nappe
C : Rabattement de deux mètres de la nappe
D : Recul du pied de falaise et nappe maximale
E : Recul du pied de falaise, affaissement et nappe maximale
F : Surfaces potentielles avec nappe maximale
G : Surfaces secondaires au pied du versant

Fig. 150 : Résultats des calculs de stabilité par la méthode déterministe des perturbations.

les valeurs sont seulement légèrement supérieures, pour le second jeu, principalement dans la partie aval de la zone mobilisée ;

- l'examen simultané du diagramme des probabilités de rupture Pf et des forces transmises P (fig. 151a et b) de la surface AA'1 montre entre les abscisses 90 m et 330 m, les probabilités Pf très élevées 90 % voire 100 % alors que les forces transmises sont assez faibles inférieures à 40 KN. Cette zone peut être considérée comme instable par elle-même et glisse en faisant apparaître en divers points plusieurs zones de traction (fig. 151a), qui sont d'ailleurs en accord avec les observations effectuées sur le terrain. Cette large zone prend appui sur la butée offerte par le compartiment situé immédiatement à l'aval de l'abcisse 90, dont la probabilité de transition est faible, 10 %, mais non négligeable. Le pied du glissement a une sensibilité élevée aux phénomènes d'érosion régressive en raison du rapide accroissement des probabilités de rupture qui atteignent 100 % à l'abcisse 90 m. Cette sensibilité est confirmée par la simulation d'une suppression de butée (fig. 151c) d'une dizaine de mètres de largeur qui crée une probabilité d'amorce à l'abcisse 30 m de l'ordre de 15 % ;

- dans le haut du versant, les forces transmises et les probabilités de rupture sont très élevées et la régression des mouvements jusque dans la partie haute du versant est quasiment certaine par suite de déplacement des masses immédiatement situées à l'aval, provoquant la zone de traction au droit de l'abcisse 300 m ;

- la confrontation de ces résultats avec les données fournies par les mesures topométriques et par les observations morphologiques révèle une bonne correspondance. Par contre, la prise en compte de la surface curviligne AA'2 (fig. 151d) dans le calcul entraîne des résultats divergeants. En effet, dans ce cas, l'examen simultané des diagrammes des probabilités de rupture et des forces transmises indique un comportement différent en trois zones avec une indépendance entre le haut et le bas du versant. Si ce dernier a des Pf élevées, justifiées dans la réalité par de forts déplacements, une large zone comprise entre l'abcisse 90 m et 220 m a des Pf et des P nulles. Dans cette partie centrale, les zones de traction ne ressortent plus à travers le calcul, celui ci indiquerait donc un déplacement homogène de toute cette partie. Cette constatation va à l'encontre des observations topométriques qui indiquent une subdivision de la masse mobile en plusieurs compartiments caractérisés par des vitesses de déplacements différentes. Ces observations renforcent nos présomptions évoquées en 4.1.1. quant au choix de la forme de la surface de glissement. Selon toutes évidences, la forme curviligne est plus profonde et cette dernière surface de glissement correspond à celle qui se manifeste lors d'une mobilisation brutale et générale comme en 1982 à l'intérieur de laquelle les masses en mouvement se déplacent d'une manière monolithique.

4.2. Bessin

4.2.1. Choix des profils et des cercles de glissement

De part et d'autre du village de Port en Bessin, dans le secteur de falaises soumis à des glissements rotationnels quatre profils transversaux ont été dessinés à partir des levés topométriques et morphologiques (fig. 152).

Fig. 151 : Calculs de stabilité par la méthode probabiliste d'OBONI et BOURDEAU, diagramme de transition.

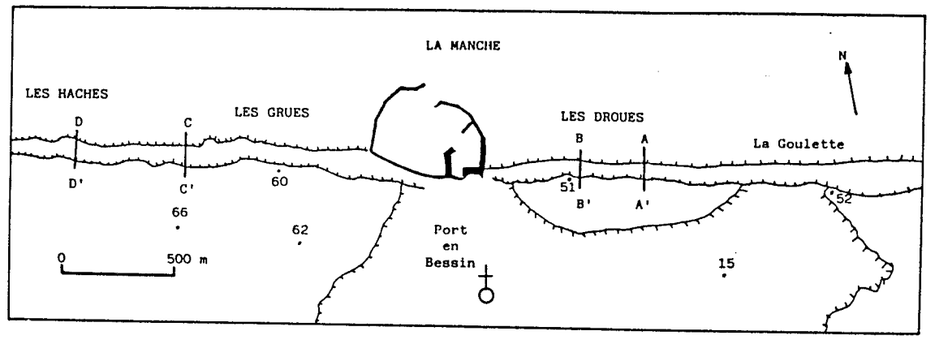
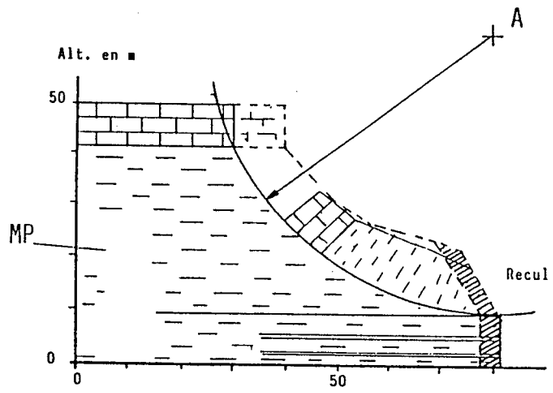


Fig. 152 : Localisation des profils de falaise servant à la modélisation dans le secteur de Port en Bessin.

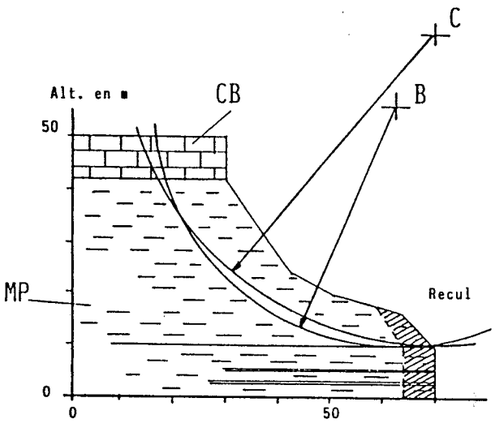
AA'



			A	
γ	c'	ϕ'	F_F	F_B
22	20	25	.83 (.76)	.92 (.82)
22	30	25	.92 (.84)	1.02 (.92)

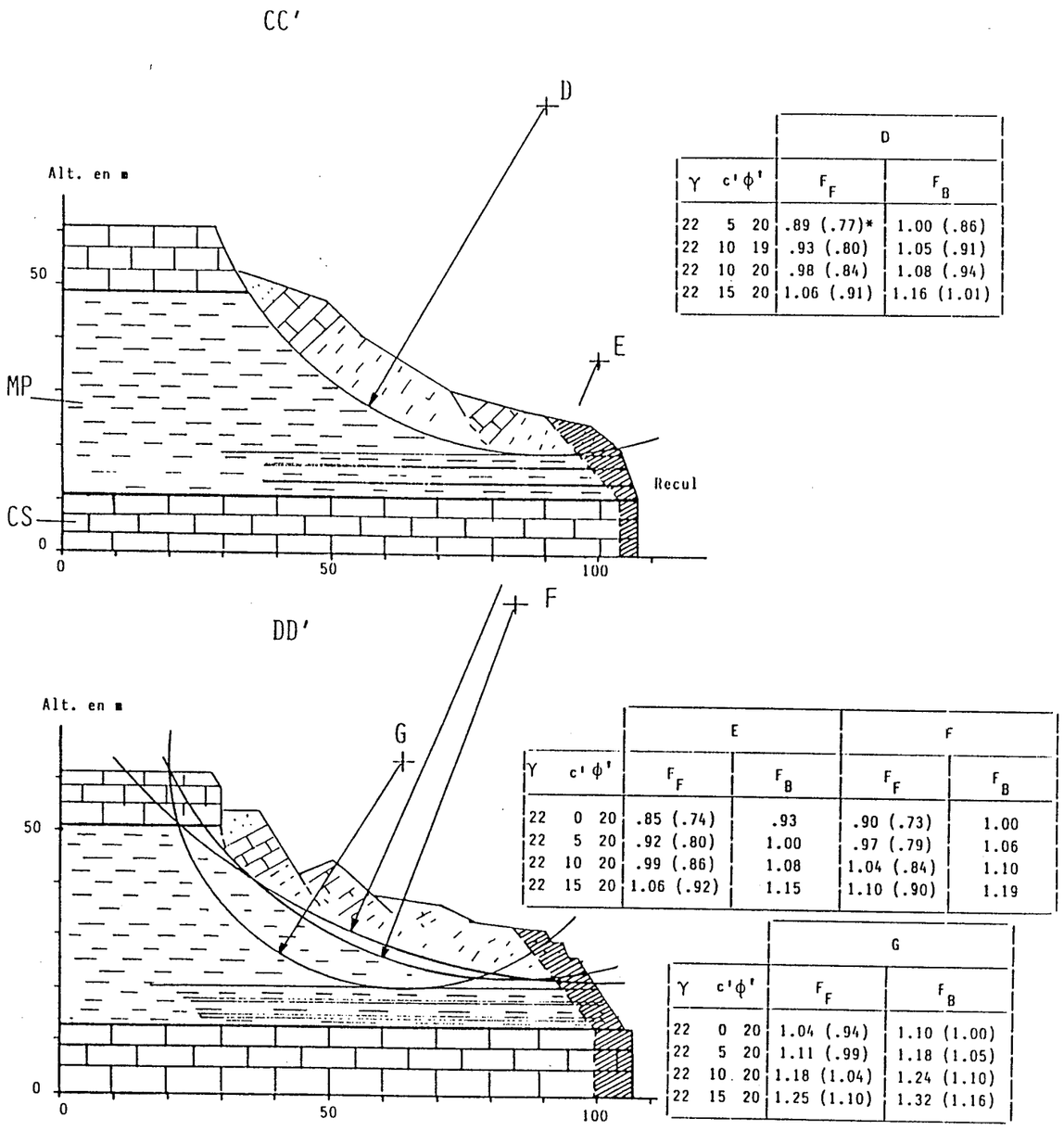
* (.84) F avec simulation d'un recul

BB'



			B		C	
γ	c'	ϕ'	F_F	F_B	F_F	F_B
22	30	25	.79	.89	.93 (.84)*	1.02 (.92)
22	40	25	.87	.95	1.02 (.93)	1.12 (1.01)
22	30	20	.67	.75	.78 (.72)	.86 (.80)
22	40	20	.74	.81	.88 (.80)	.96 (.86)

Fig. 153 : Profils de falaise, cercles de glissement et valeurs de F à l'est de Port en Bessin.



γ	c'	φ'	D F_F	D F_B
22	5	20	.89 (.77)*	1.00 (.86)
22	10	19	.93 (.80)	1.05 (.91)
22	10	20	.98 (.84)	1.08 (.94)
22	15	20	1.06 (.91)	1.16 (1.01)

γ	c'	φ'	E F_F	E F_B	F F_F	F F_B
22	0	20	.85 (.74)	.93	.90 (.73)	1.00
22	5	20	.92 (.80)	1.00	.97 (.79)	1.06
22	10	20	.99 (.86)	1.08	1.04 (.84)	1.10
22	15	20	1.06 (.92)	1.15	1.10 (.90)	1.19

γ	c'	φ'	G F_F	G F_B
22	0	20	1.04 (.94)	1.10 (1.00)
22	5	20	1.11 (.99)	1.18 (1.05)
22	10	20	1.18 (1.04)	1.24 (1.10)
22	15	20	1.25 (1.10)	1.32 (1.16)

Fig. 154 : Profils de falaise, cercles de glissement et valeurs de F à l'ouest de Port en Bessin.

Le profil AA' (fig. 153) situé à l'est de Port en Bessin passe par l'axe médian d'un ancien glissement rotationnel. La morphologie et les pendages ont permis de reconstituer le profil avant le glissement et de choisir un cercle de rupture dans le but d'effectuer une analyse de stabilité à **posteriori**.

Sur les trois autres profils (fig. 153 et fig. 154), plusieurs cercles de ruptures ont été testés. Ils ne traversent pas la formation marneuse armée de bancs calcaro-marneux du Bathonien Inférieur, qui n'est pas mobilisée dans ce secteur.

Les calcaires du Bessin, peu épais, (8 à 10 m) ont été considérés comme suffisamment fracturés pour que leur cohésion puisse être prise égale à zéro. L'angle de frottement interne a été choisi égal à 33°.

La nappe de la corniche calcaire peu développée et rabattue en limite de versant n'a pas été prise en compte. Celle des calcaires du Bajocien n'a aucune influence sur le déclenchement des petits glissements rotationnels de la partie supérieure de la falaise.

Par la suite, un recul du pied de la falaise de 5 à 8 m de largeur a été simulé pour estimer son influence sur la stabilité du versant.

4.2.2. Les résultats

La méthode de calcul à la rupture de Fellenius et celle de Bishop simplifiée ont été appliquées à partir d'un découpage en tranches du versant. Les différences de 8 à 10 % dans les résultats fournis par ces deux méthodes sont conformes à celles généralement admises, avec des valeurs toujours plus faibles pour le coefficient de sécurité "Fellenius".

Des diverses simulations entreprises, pour plusieurs couples de valeurs de la cohésion et du frottement interne, les résultats les plus significatifs, pour F proche de l'unité, sont portés sur les figures 153 et 154. De ces modélisations, il ressort que le versant est en équilibre limite pour des caractéristiques mécaniques éloignées de celles de pic, et principalement pour la cohésion. Ces calculs fournissent des ordres de grandeur pour la cohésion de 10 à 30 KPa associée à un angle de frottement interne oscillant entre 19° et 25°. Rappelons que les valeurs obtenues par les essais pour la cohésion de pic varient entre 80 et 160 KPa pour une moyenne de 123 KPa. Les valeurs du frottement interne à long terme calculées sont comprises entre celles des moyennes du frottement résiduel et de pic des essais, à savoir 18° et 26°.

Ces résultats ne sont pas surprenants, ils confirment les hypothèses émises lors de l'étude du glissement du Bouffay, sur l'abaissement des caractéristiques mécaniques sous l'effet de la décompression liée au fluage des marnes (MAQUAIRE O. et Al., 1984 ; MAQUAIRE O. et GIGOT P., 1988). Ce phénomène affecte particulièrement la valeur de la cohésion.

Pour le profil CC' (fig. 154), le cercle de rupture passe dans les éboulis marneux, les valeurs fournies par le calcul se rapprochent très justement des caractéristiques

résiduelles, à savoir C'_{res} = 10 KPa et ϕ'_{res} = 20°).

La suppression de butée de 5 à 8 m de largeur a pour effet de rabaisser le coefficient de sécurité de l'ordre de 10 à 15 %.

5. Conclusion

Les calculs de stabilité effectués selon différentes méthodes sur les versants de Villerville et du Bessin ont apporté des éléments quantifiés justifiant les choix des valeurs adoptées dans le modèle et permettant une confrontation avec les enseignements apportés par les autres domaines de la recherche.

Cette modélisation s'appuie sur un certain nombre d'essais de cisaillement et montre que malgré une dispersion assez élevée, le choix d'une valeur moyenne est assez représentatif de l'ensemble du site.

A Villerville, pour une cohésion nulle, l'angle de frottement résiduel est faible, il est compris entre 13° et 14°. Les calculs mettent en évidence, une fois de plus, le rôle majeur de l'eau dans l'abaissement du coefficient de sécurité et dans l'entretien des désordres. **Le battement de un mètre de la nappe fait varier F de 5 %. Si l'incidence d'une suppression de butée simulée de 10 m de largeur semble faible, 2 % sur le coefficient de sécurité global, son rôle est néanmoins indispensable dans l'entretien de l'instabilité puisque la probabilité d'amorce de glissement en pied de versant est sensiblement relevée.** Ces derniers éléments serviront ultérieurement pour la détermination d'un système de confortement pour ralentir, ou au mieux stopper les déplacements. La confrontation des résultats montre une bonne correspondance entre ceux des calculs probabilistes et ceux de la topométrie dans le cas d'une surface de glissement plane située à environ -15 m de profondeur.

La régression des mouvements de l'aval vers l'amont est le processus dominant qui entraîne la vidange des matériaux. Comme dans le cas de la Frasse (D.U.T.I., 1985), cette situation est caractérisée par un mécanisme de traction vers le bas, souligné dans la morphologie par les escarpements et fissures qui limitent des compartiments se déplaçant à des vitesses d'intensités variables. Ce phénomène entraînera à terme la destabilisation de la partie supérieure à la zone actuellement mobilisée.

Dans le Bessin, les calculs de stabilité en rupture circulaire confirment très justement la diminution des caractéristiques mécaniques des marnes de Port, sous l'effet de la décompression, qui sont ramenées à des valeurs proches des caractéristiques résiduelles, principalement pour la cohésion.

Chapitre V

MODELE DE PREVISION

1. Introduction

La prévision du comportement futur d'un versant est délicate à déterminer, les mécanismes restant en général mal connus et difficiles à appréhender mathématiquement. La plupart des auteurs insistent sur les incertitudes qui subsistent dans ce domaine. En général dans tous les phénomènes de mouvements de terrain, pour des sols meubles ou pour des roches, les déplacements se font avec des vitesses variables dans le temps en fonction de **l'évolution** des **sollicitations** mais aussi des caractéristiques mécaniques des matériaux. La connaissance des facteurs conduisant à l'instabilité est donc indispensable à la prévision des désordres, mais il est surtout indispensable de déceler quelle est la tendance des déplacements à long terme en l'absence de sollicitations extérieures.

A Villerville, l'analyse des déplacements (2ème partie, chap. I et chap. III) a permis de mettre en évidence les variations saisonnières des vitesses en relation avec les niveaux piézométriques, et les accélérations brèves conduisant à des ruptures généralisées comme en février 1988 à Villerville et à Cricqueboeuf, où l'extension de la zone mobilisée a été observée à l'amont et latéralement.

Mais l'examen des courbes des déplacements cumulés en fonction du temps et des vitesses moyennes a montré une tendance à l'élévation pluriannuelle de ces déplacements. Dans ce cas précis, il est donc important d'estimer la valeur des déplacements à court ou à moyen terme. Cette prévision peut se faire en extrapolant les résultats des mesures des déplacements, à l'aide de lois, soit paraboliques, soit exponentielles, soit hyperboliques. Cette prévision du comportement futur d'un versant se résume donc à la recherche d'une valeur finie t (temps) pour lequel les déplacements ou les vitesses tendent vers l'infini.

Des prévisions réalisées sur des versant rocheux en France fournissent des éléments intéressants :

- celle réalisée par C. AZIMI et Al. (1988) pour la prévision réussie d'un éboulement rocheux suivi jusqu'à la rupture dans la vallée de l'Arvan, près de Saint Jean de Maurienne ;

- ou bien celle entreprise sur le site du versant de la Clapière en Haute Tinée (VIBERT Ch., 1987 ; VIBERT Ch. et Al., 1988) à partir d'un suivi régulier des déplacements sur trois années et demie qui fait apparaître une variation saisonnière importante des déplacements, après la fonte des neiges et une accélération générale pendant les années d'observation.

Dans ce dernier cas, la méthode tient compte des périodes d'activité saisonnière et s'appuie sur deux séries de courbes :

- une extrapolation par ajustement d'une courbe exponentielle $y = A.Exp^{Bx}$ sur les courbes de déplacements cumulés (la même méthode a été utilisée par B. VOIGHT et B.A. KENNEDY (1979) pour la prévision de la date de la rupture du flanc de la mine à ciel ouvert de ChuquiCamata au Chili). L'adoption d'une vitesse critique de 45 mm par jour conduit, pour la majorité des cibles, à une rupture après la fonte des neiges au printemps 1988 ;

- la seconde méthode, inspirée de T. FUKUZONO (1985), mise au point par simulation de précipitations sur des pentes artificielles n'est valable que pour des vitesses élevées (de l'ordre de plusieurs mm par jour). Elle consiste à extrapoler la courbe inverse des vitesses (1/V) par une droite en fonction du temps.

Le point d'intersection de cette droite avec l'axe des abscisses où la vitesse devient théoriquement infinie, donne la date probable de rupture. D'après la majorité de courbes, la rupture se produirait plutôt en 1989.

Cette méthode doit être appliquée après élimination des effets saisonniers en considérant seulement la vitesse du mouvement de dérive régulière qui, chaque année, fait croître la vitesse des déplacements. A Villerville, en raison du nombre réduit de valeurs de déplacements (dix sur trois années), la distinction précise de ces différentes vitesses n'est pas établie avec certitude et cette dernière méthode n'a donc pu être utilisée.

2. Applications

L'allure régulièrement croissante de la quasi-totalité des courbes de déplacement par rapport au temps a conduit à les ajuster à une loi de type exponentiel $Y = A. Exp^{Bx}$.
Ont été exclus :

- le repère 68 en pied de versant dont la courbe des déplacements est linéaire ;

- les repères 53, 54, 55 et 56 situés dans la partie supérieure de la zone mobilisée dont les courbes de déplacements indiquent une évolution particulière par forts à coups avec des déplacements importants de l'ordre de 20 cm sur une courte période, comme au début des années 1985 et 1988, suivis par une très longue période avec des vitesses faibles à très faibles.

Pour les autres repères, la figure n°155 montre le bon ajustement d'une droite sur la courbe des logarithmes du déplacement en fonction du temps à partir de la mi 1985 ou du début 1986 et indique que l'ajustement à une telle loi n'est envisageable qu'à partir de ces dates.

A la suite du levé topométrique de novembre 1987, les premiers ajustements ont été entrepris pour déterminer les déplacements prévisibles durant les mois d'hiver 1987-1988. Les mesures des déplacements du 24 février 1988 ont confirmé pour la plupart

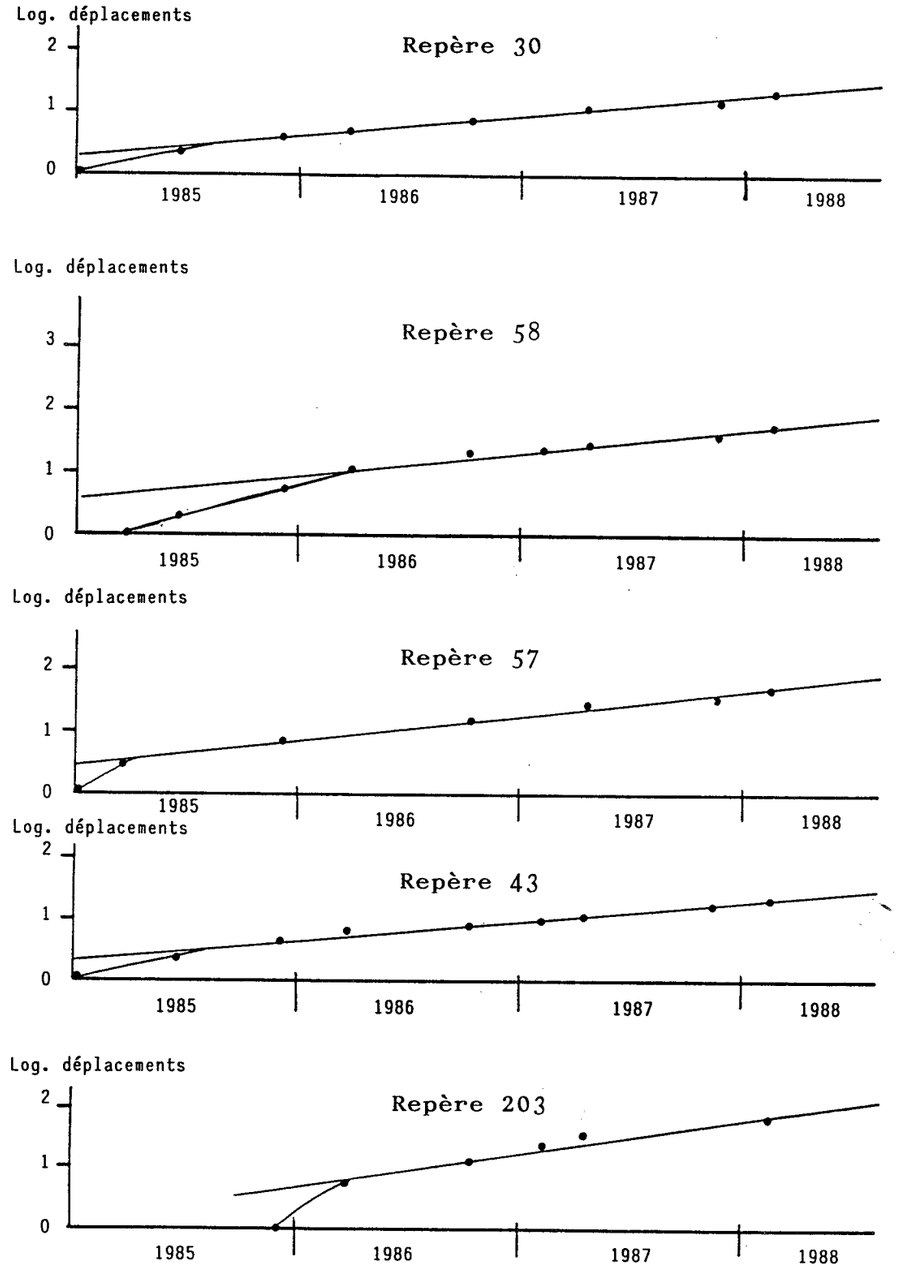
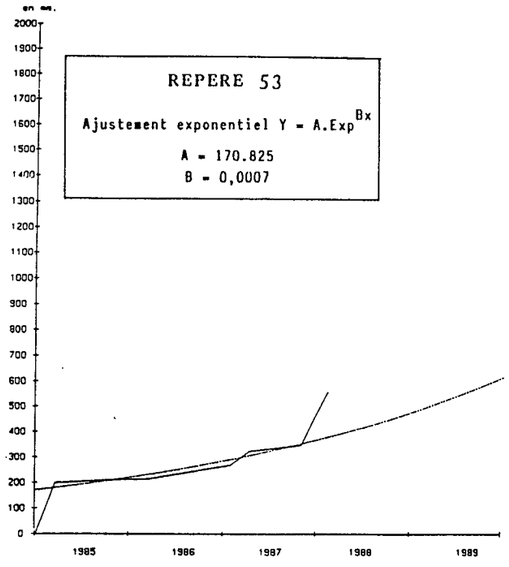
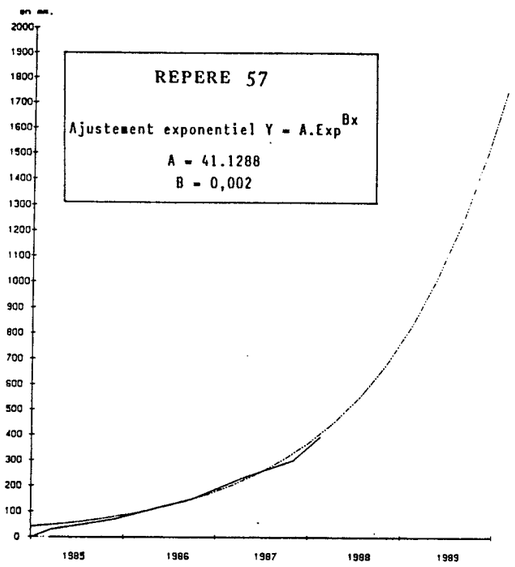
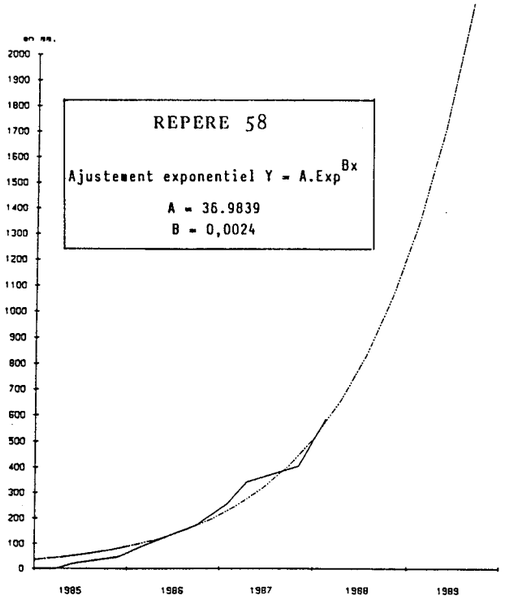


Fig. 155 : Courbes des logarithmes du déplacement en fonction du temps pour 5 repères.







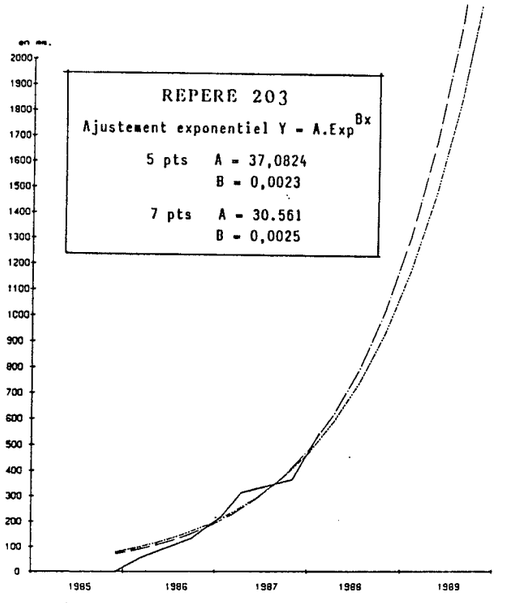
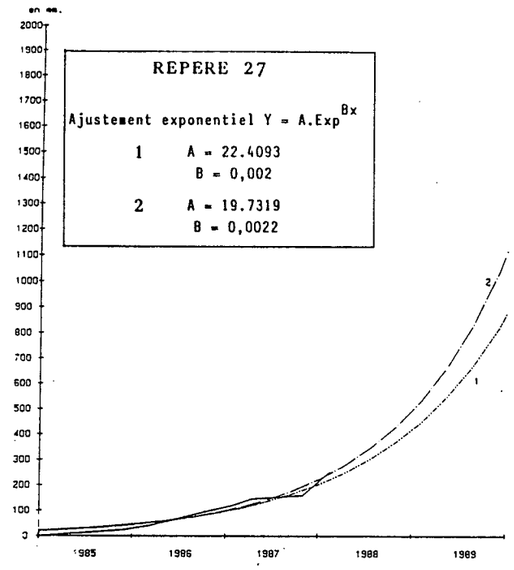
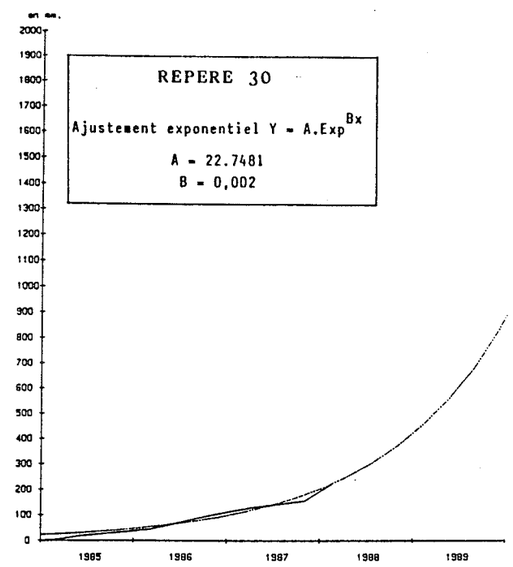
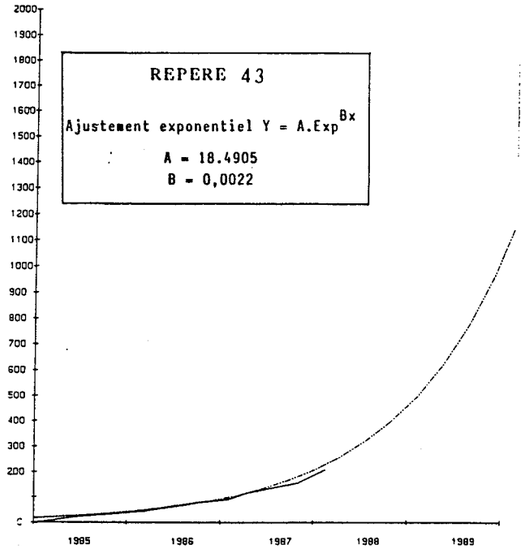


Fig. 156 : Ajustement d'une courbe exponentielle sur la courbe de déplacement du repère n°53, 57, 58 et 203.







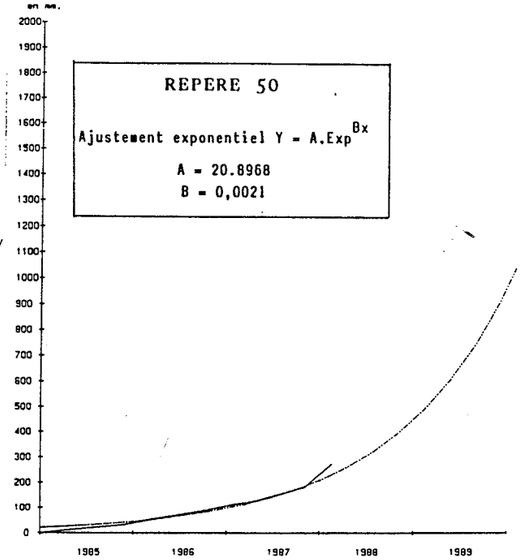


Fig. 157 : Ajustement d'une courbe exponentielle sur la courbe de déplacement du repère n°27, 30, 43 et 50.

des repères les prédictions envisagées à l'exemple des repères 30, 58, 43, et 57 (fig. 156 et fig. 157). Dans certains cas, à l'exemple des repères 27 et 50 (fig. 157) l'ajustement fournissait des valeurs inférieures de 3 cm par rapport à celles réellement enregistrées.

De telles différences soulignent bien la difficulté de la prévision du comportement d'une masse instable soumise à des sollicitations temporaires telles que les élévations saisonnières du niveau de la nappe. Les ajustements doivent donc être recalculés, après chaque levé, pour tenir compte de l'évolution réelle des déplacements et affiner la prévision. L'extrapolation réalisée à la suite du levé de février 1988 sur le repère 27 (fig. 157) fournit ainsi une courbe prévisionnelle plus pessimiste avec des déplacements prévisibles plus importants.

3. Conclusion

La prévision des déplacements à long terme sur plusieurs années, est délicate. Les incertitudes qui subsistent sont importantes et la justesse des prévisions à court terme pour l'hiver 1987-1988 doit être néanmoins discutée. En effet, l'augmentation régulière des vitesses de déplacements en période hivernale ou estivale est à mettre en relation avec une élévation pluriannuelle des nappes. Ces dernières contribuent à maintenir ou à provoquer les désordres.

Il faudrait donc pouvoir, par des enregistrements plus réguliers au cours de l'année -enregistrement en continu par exemple- séparer la part liée au **mouvement continu** et celle liée aux **fluctuations périodiques**.

Le modèle prévisionnel est donc directement dépendant des fluctuations piézométriques en relation avec l'évolution climatique et de la succession des événements pluviométriques. Ainsi, il apparaît, qu'à l'heure actuelle les vitesses mesurées à la Clapière diminuent et que la tendance est à une rémission ou à une stabilisation, peut être passagère, du versant plutôt qu'à une rupture brutale. A Villerville, depuis la fin de l'hiver 1988, le déficit d'alimentation pluviométrique conduira à un ralentissement des déplacements, bien qu'à l'heure actuelle en décembre 1988, les levés à la nivelle montrent que l'instabilité se maintient. L'extrapolation indique que les déplacements devraient atteindre pour l'année 1989 des valeurs importantes de l'ordre de 50 cm en tête du glissement et de l'ordre de 1 m, 1,50 m dans la partie basale du versant. Il faudrait donc pouvoir mesurer à la fin de cette année les déplacements réels et les mettre en relation avec les enregistrements piézométriques et pluviométriques.

L'incertitude qui demeure souligne la nécessité de disposer de mesures sur une durée très longue pour pouvoir faire une prévision fiable.

CONCLUSION GENERALE

Au terme de cette recherche qui s'appuie sur la collecte et l'analyse de nombreuses données, le rappel des principaux acquis et progrès accomplis dans la connaissance et la prévision des phénomènes, ne dispense pas de faire le bilan des problèmes et des questions encore en suspens, et de proposer des prolongements, dans le but d'affiner la modélisation des phénomènes et les seuils d'alerte.

Les deux secteurs étudiés sont morphologiquement très différents, les falaises du Bessin taillées dans les formations jurassiques calcaires et marneuses offrent des profils lithologiques variés qui expliquent la diversité, tant en forme qu'en volume, de nombreux mouvements de terrains brutaux. Ceux-ci se succèdent, dans le temps et dans l'espace, sous des formes et des types qui vont de la chute de pierres à l'écroulement de surplomb, en passant par des petits glissements rotationnels, des glissements par fluage des marnes en pied jusqu'au grand mouvement type glissement plan avec effondrement à l'arrière (comme au Bouffay en août 1981). Dans le pays d'Auge, les versants littoraux, aux profils topographiques composites, sont recouverts par un épais manteau de formations superficielles qui masquent le substratum. Ces formations de versant ont été attribuées au Weichsélien. Par chronologie relative, il est possible d'avancer que la mise en place des panneaux de craie masqués par des heads et des loess, s'est effectuée au début d'une période froide du Weichsélien, au cours de laquelle ils sont descendus en glissant sur les sables argileux. A la fin du Weichsélien, le trait de côte se trouvait en avant du rivage actuel à une distance que l'on peut estimer à 300 m.

Sur ces versants, le moment de l'apparition des "désordres" reste inconnu, mais ce qui est certain, c'est que les mouvements se sont échelonnés pendant l'Holocène, plus certainement à partir de l'Atlantique soit depuis environ 6 000 ans, ou même beaucoup plus récemment, sur quelques siècles. Ils ont eu pour conséquence la formation des cirques de Villerville et de Cricquebœuf, et des glissements moins importants entre Trouville et Hennequeville.

A partir d'un inventaire historique conduit par dépouillement d'archives diverses dont les collections de journaux depuis 1875, on a pu montrer que les glissements ont été, et sont les mouvements les plus souvent rencontrés et les plus importants, par la fréquence et les volumes mobilisés. Les observations réalisées depuis 1982 dans le pays d'Auge montrent que **certains secteurs sont soumis à une activité quasi-permanente.**

L'estimation du recul historique du littoral à falaises a été réalisée par comparaison de documents cartographiques et photographiques verticales ou obliques et par l'exécution de quelques levés topographiques du sommet et du pied de falaise. Dans le Bessin, elle a permis de mettre en évidence 150 événements ponctuels d'importances très inégales sur une période d'environ 40 ans. Le bilan de recul sur environ 150 années est donné à travers une vitesse moyenne annuelle dont la valeur est fonction de la nature des matériaux armant le pied de falaise et de la morphostructure : pour des falaises entièrement calcaires, le recul moyen annuel est inférieur à 10 cm et

souvent proche de 5 cm. Pour des falaises au pied marneux, il est de l'ordre de 15 à 20 cm par an avec un maximum observé au Cap Manvieux de 25 cm par an. Sur le secteur de côte basse sableuse, ce recul atteint 50 cm par an. La falaise constituée de matériaux meubles, comme dans le pays d'Auge à Villerville-Cricquebœuf, a reculé à une vitesse moyenne de l'ordre de 40 cm. Ces vitesses moyennes sont très inférieures à celles habituellement avancées et qui ne reposaient sur aucun fait tangible. Elles n'ont évidemment qu'une valeur indicative, le recul ne se faisant pas à une vitesse uniforme.

Dans le Bessin, une prospection par sismique réfraction a permis de mettre en évidence et de quantifier les phénomènes de décompression dans les calcaires. La présence des marnes en pied augmente considérablement le volume décomprimé derrière la falaise. Les relations empiriques proposées, qui relient la largeur décomprimée à l'épaisseur de la corniche calcaire, en présence ou absence des marnes, permettent de prévoir les volumes concernés par la décompression pour un profil lithologique donné. La décompression est associée à un cisaillement diffus dans les marnes, probablement lent, de type fluage, susceptible d'altérer profondément la résistance des marnes au cisaillement ; ce qui oblige donc à prendre en compte, dans les calculs de stabilité, **les caractéristiques mécaniques résiduelles au lieu des caractéristiques de pic.**

Pour la prévision spatiale des risques dans le Bessin, la cartographie du risque d'aléa a été élaborée à partir de la détermination, par sismique réfraction, de la largeur de terrain décomprimé dans laquelle les mouvements s'inscrivent.

Dans le pays d'Auge, l'extension des zones en mouvement par glissement de type "régressif", en forme amphithéâtre, à des zones jusque là épargnées, et le devenir du bourg de Villerville, ont été précisés par une approche morphologique et par une analyse de l'évolution passée. Il a été possible d'expliquer la stabilité du bourg et de rassurer sur son avenir. En effet, un forage réalisé dans l'axe du vallon a traversé une formation de type head et une épaisse formation sableuse très perméable, et non, comme dans les deux cirques soumis à l'instabilité, des panneaux de craie accompagnés de leur coussin de sables glauconieux reposant sur les argiles et les marnes.

A Villerville-Cricquebœuf, le réseau de surveillance a permis de recueillir les données relatives aux déplacements de surface et en profondeur, à la piezométrie et à la climatologie pendant un peu plus de trois années. A partir de l'analyse statistique de l'ensemble de ces données, les principaux acquis scientifiques sont les suivants :

- statistiquement, le gel n'est pas un facteur déclenchant des mouvements, comme les observations précises durant les trois hivers l'ont montré. Ceci est confirmé par le nombre très faible d'événements survenus pendant les phases de gel ou de dégel, déduit des 320 cas recensés par dépouillement de la presse régionale ;

- les précipitations ont par contre un rôle déterminant dans la variabilité temporelle des déplacements. Elles ont été étudiées avec des pas de temps différents car leur rôle dans le déclenchement des mouvements intervient dans l'élévation des nappes qui obéissent elles-mêmes à un cycle annuel ou pluriannuel, décalé dans la saison par rapport aux précipitations.

C'est pourquoi la recherche des corrélations entre remontée des nappes et pluies efficaces est faite selon des intervalles de temps spécifiques aux diverses analyses. Il en ressort clairement que les événements les plus nombreux surviennent lors des périodes "humides". Le niveau haut observé en 1982 est en phase avec le déclenchement du mouvement majeur du 10/11 janvier 1982. A un degré moindre, le niveau piézométrique élevé de l'hiver 1988, correspond au déclenchement des désordres de février 1988 à Cricquebœuf.

Les déplacements mesurés en surface mettent en évidence **la variabilité spatiale et temporelle** de ceux-ci. Ils sont détectés au droit de la pointe du Heurt et sont importants au pied de la falaise. L'analyse des déplacements a été effectuée en considérant :

- d'une part, **les vitesses**. Elles ont montré la **tendance à l'accélération des déplacements jusqu'en 1988,** date de notre dernier relevé, et leur **variabilité saisonnière** (déplacement fort en automne-hiver en relation avec la remontée des eaux souterraines) ;

- d'autre part, **la courbe des déplacements cumulés.** Des corrélations ont été recherchées, l'ajustement de type exponentiel fournit des courbes prévisionnelles intéressantes.

Les modélisations, réalisées à partir de profils topographiques, des caractéristiques géomécaniques des matériaux, de la forme et de la position des surfaces de rupture ont fourni un bilan chiffré du rôle respectif des différents facteurs d'instabilité.

Des calculs de stabilité ont été réalisés par des méthodes globales déterministes (méthode des perturbations du LCPC) et par des méthodes probabilistes. Selon plusieurs hypothèses de travail, on montre qu'un abaissement ou qu'un relèvement de la hauteur de la nappe de **un mètre** dans le versant modifient la valeur du coefficient de sécurité global pour environ **5 à 6 %.** Un **recul de 10 m** du pied de versant intervient pour seulement **1 à 2 %**. Outre la faiblesse des caractéristiques mécaniques (cohésion nulle et angle de frottement interne moyen de 13°), le rôle déterminant de l'eau comme facteur déclenchant est également démontré par ces méthodes.

Le versant n'est stabilisé ni à Cricquebœuf, ni à Villerville et d'une manière plus générale, les mouvements se poursuivent en plusieurs points jusqu'à Trouville. Dans l'état actuel des choses et sans aménagements, les désordres se poursuivront et le risque d'extension régressive et latérale des zones en mouvement, est à craindre dans un avenir plus ou moins lointain. Il pourra entraîner de graves dégâts à la route et aux maisons situées à l'amont de celles-ci.

La confrontation, des résultats fournis par la topométrie, par l'inclinométrie et par les calculs de stabilité probabilistes, pour l'activité observée durant les 4 années précédentes, a conduit à choisir une enveloppe de rupture plane pour un glissement mobilisant les formations quaternaires sur les marnes de l'ancien versant fossilisé et une parties des marnes sous-jacentes principalement dans la partie aval de la zone en

mouvement. **L'enveloppe maximale d'allure curviligne,** limite un glissement profond qui se manifeste en de grandes occasions comme en janvier 1982 avec la création d'un bourrelet en pied de versant.

Pour la prévention, les dispositifs de confortement devront reposer prioritairement sur des moyens de drainage qui pourront être mis en œuvre à divers niveaux. Les techniques de drainage devront être associées à d'autres travaux telle la mise en place d'une protection contre l'érosion du pied de falaise. Il faudra favoriser l'écoulement de surface et réduire l'infiltration en réaménageant, bien que cela ne soit pas facile, les systèmes de drainage naturels ou artificiels, qui sont endommagés et inopérants. Un captage de toutes les zones sourceuses et une évacuation jusqu'à la mer de l'ensemble des eaux récoltées devrait être entreprise, ensuite, il sera nécessaire de rabattre de plusieurs mètres la nappe par les systèmes de drainage situés à l'amont du CD 513 tels que des puits avec drains rayonnants ou bien tranchée drainante tout au long du front de glissement.

Mais si des schémas classiques d'aménagement peuvent être proposés, le dimensionnement, le nombre et la localisation des ouvrages devront faire l'objet d'études complémentaires et particulières : essais de pompage pour estimer les débits, sondages de reconnaissance, calculs pour juger de l'efficacité des moyens envisagés,...

Un système d'alerte simple pourra s'appuyer sur une partie du réseau actuel de surveillance, avec des mesures topométriques en quelques points représentatifs et un suivi en continu du niveau de la nappe dans un ou deux puits pour déceler les élévations rapides de celle-ci dans le sol en période hivernale. Le niveau maximal enregistré en février 1988 peut, d'ores et déjà, constituer un seuil d'alerte "rouge". Mais, une imprécision concernant les relations entre piézométrie et déplacements demeure, et les connaissances acquises, sur le site ne permettent pas encore tout à fait d'établir finement les relations climatologie-pluviométrie-déplacement. Pour arriver à un tel résultat, à l'exemple des études menées en d'autres régions, il faudrait pouvoir installer pendant plusieurs années, un système de suivi permanent des déplacements sur la surface de glissement et du niveau de la nappe phréatique contenue dans la masse en mouvement, l'exploitation pouvant servir au dimensionnement des systèmes de confortement.

En augmentant le nombre des observations, le suivi du déplacement en surface de quelques points du réseau existant permettrait de réajuster les courbes de déplacements prévisionnelles qui ont été faites sur de courtes périodes d'observation.

La connaissance précise des pressions intertitielles et de leur élévation à proximité de la surface de glissement permettrait de lever définitivement les doutes concernant, par exemple, le rôle du gel.

On pourrait enfin, améliorer la connaissance des événements du passé, par une étude dendrochronologique réalisée sur les quelques vieux arbres situés dans la zone en mouvement à Villerville et à Cricquebœuf.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

Seules sont données çi-après les références citées dans le texte.

A.F.B.S.N. (1972). Les bassins de la Seine et des cours d'eau Normands. Tome 1 : Ressources d'eau et données hydrologiques, fasc. 3, données climatiques. Agence financière de Bassin Seine Normandie, 112 p.

ALLEN H. (1982). Mesure de houle en différents sites du littoral français. Ed. n°5, L.N.H., Direction Etudes et Recherches, EDF, 424 p.

ATHANASIU C. (1980). Non linear slope stability analysis. Civil Engineering Institute, Bucarest, Roumanie, pp. 259-262.

AUGER P., MARY G. (1968). Glissements et coulées boueuses en Basse-Normandie. *Rev. Géog. Phy. et Géol. Dyn.*, Vol. 10, Fasc. 3, pp. 212-223.

AVOINE J. (1981). L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire. Thèse 3ème cycle, géologie, Université de Caen, 236 p + annexes.

AZIMI C., BIAREZ J., DESVARREUX P., KEIME F. (1988). Prévision d'éboulement en terrain gypseux. C.R. Vème Symposium International sur les glissements de terrain, Lausanne, 10-15 juillet, Vol. 1, pp. 531-536.

BALLAIS H., BALLAIS J.L. (1984). Eléments pour une histoire des inondations dans le Calvados aux XVIIIème et XIXème siècles d'après les archives départementales. *Trav. du CREGEPE*, Université de Caen, Vol. 5, pp. 19-44.

BALLAIS J.L., MAQUAIRE O., BALLAIS H. (1984). Esquisse d'une histoire des mouvements de terrain dans le Calvados depuis deux siècles. Colloque "Mouvements de terrains", Caen, mars. *Documents du B.R.G.M.*, n°83, pp. 476-483.

BARBAS A., FRANCK R. (1982). Utilisation de la méthode des éléments finis en mécanique des sols dans le domaine de l'élastoplasticité. *Rapp. Rech. Labo. P. et Ch.*, 116, sept., 132 p.

BARTON M.E. (1977). Landslidings along bedding planes. *Bull. Assoc. Intern. Géol. Ingenieur*, 16, pp. 5-7.

BASSOMPIERRE P., GRAINDOR M.J., MARTIN P. (1968). Observations tectoniques dans la région d'Arromanches. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 10, t.9, pp. 15-20.

B.C.E.O.M. (1975). Le littoral français. Dommages côtiers. Ouvrages de défense. Ministère de l'Equipement, Service Central de l'Hydrologie et de l'Environnement.

BEDIOT G. (1967). Variabilité des pluies annuelles sur le Bassin Seine-Normandie. Agence financière de Bassin Seine-Normandie, Paris, cartes, tableaux, texte offset, 69 p.

BIGOT A. (1926). Carte géologique de France au 1/80000e. Feuille de Saint-Lô, 2ème Ed. avec notice.

BIGOT A. (1942). La Basse Normandie. Esquisse géologique et morphologique. Caen, 125 p., 45 pl., 3 cartes.

BISHOP A.W. (1955). The use of slip circle in the stability analysis of slopes. *Géotechnique*, Vol. 5, n°1, pp. 7-77.

BISHOP A.W. (1967). Progressive Failures, Conference Geotechnique, Oslo.

BJERRUM L. (1967). Mechanism of progressive failure in slopes of over consolidated clay and clay shales. *Journal of the A.S.C.E.*, Vol. 93.

BLONDEAU F., BLIVET J.C., UNG S.Y. (1976). Resistance au cisaillement des argiles raides. Influence des paramètres d'essais. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, N° spéc. Stabilité des talus III, 2, déblais et remblais, déc., pp. 23-38.

BLONDEAU F., JOSSEAUME H. (1976). Mesure de la résistance au cisaillement résiduelle en laboratoire. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, N° spéc. Stabilité des talus III, 2, déblais et remblais, déc., pp. 90-106.

BOIS Ph. (1976). Une méthode de contrôle de séries chronologiques utilisées en climatologie et en hydrologie. Thèse d'état, E.N.S.H., Grenoble, 217 p.

BOMBARD J.P. (1968). Une approche des problèmes posés par l'étude des mouvements de terrain. Thèse de 3ème cycle, Faculté des Sciences, Université de Grenoble, 264 p.

BOURNERIAS M., POMEROL Ch., TURQUIER Y. (1984). Guides naturalistes des côtes de France : la Manche du Havre à Avranches, Basse-Normandie. Delachaux et Niestlé Ed., 264 p.

B.R.G.M. (1988). Bassin Seine-Normandie. Réseau piézométrique, annuaire 1987, Calvados. S.G.R. d'Ile de France et de Basse-Normandie, 43 p. + cartes.

BRUNSDEN D., JONES D.K.C. (1972). The morphology of degraded landslide slopes in South West Dorset. *Q. Jl. Engng. Géol.* Vol. 5, pp. 205-222.

BRUNSDEN D., JONES D.K.C. (1976). The evolution of landslide slope in Dorset. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. A283, pp. 605-631.

CADIOT B., DELAUNAY J., HUMBERT M., VOGT J. (1979). Inventaire et étude des risques géologiques en France au Service Géologique National. *L'espace géographique*, n°1, pp. 49-56.

CANUTI P., FOCARDI P., GARZONIO C.A. (1985). Correlation between rainfall and landslides. *Bull. Assoc. Int. de Géol. de l'Ing.*, 32, pp. 49-54

CAQUOT A. (1954). Méthode exacte pour le calcul de la rupture d'un massif par glissement cylindrique. *Annales des Ponts et Chaussées*, 3, pp.

CARLIER M. (1986). Hydraulique générale et appliquée. Collection de la direction des études et recherches d'E.D.F., n°14, Ed. Eyrolles, 565 p.

CARTIER G. (1981). Recherches et études sur les glissements de terrains. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, 115, sept.-oct., pp. 15-24.

CARTIER G., POUGET P. (1987). Corrélation entre la pluviométrie et les déplacements de pentes instables. 9ème Congrès Européen de Mécanique des sols et des Travaux de Fondations. Dublin.

CASCINI L., VERSACE P. (1988). Relationship between rainfall and landslide in a gneissic cover. C. R. Vème. Symposium International sur les glissements de terrain, Lausanne, 10-15 juillet, vol. 1, pp. 565-570

C.E.T.E. (1978). Villerville : stabilité de la digue en enrochement. Labo. Rég. P. et Ch. de Rouen, Affaire n°9129/1, 5 janv., 50 p.

C.E.T.E. (1982a). Villerville C.D. 513. Dispositif d'alerte de tassement différentiel. Labo. Rég. P. et Ch. de Rouen, Affaire n°2046/0, mars, 9 p.

C.E.T.E. (1982b). Glissement de terrain de Villerville : suivi des déplacements par embases de nivelle. Labo. Rég. P. et Ch. de Rouen, Affaire n°2046/0, 45 p.

CHAMPETIER DE RIBES G. (1987). La cartographie des mouvements de terrains. Des ZERMOS aux PER. *Bull. Liaison P. et Ch.* 150/151, oct., pp.9-19.

CHANDLER M.P. (1984). The coastal Landslides forming the undercliff of the Isle of Wight. Thesis, departement of the civil Ingennering, London, 550 p.

CHANDLER M.P., HUTCHINSON J.N. (1984). Assessment of relative Slide Hazard Within a Large, Pre-Existing Coastal Landslide at Ventnor, Isle of Wight IV Inter. Symposium on Landslides, Toronto, 1984, Proceedings Vol. II, pp. 517-522.

CHOWDHURY R.N. (1984). Recent dévelopments in Landslide studies : Probabilistic Methods. State of the Art Report. Session VII (a). IV Internat. C.R. Symposium in Landslides, Toronto, Vol. 1, pp. 209-228.

CIBOIS Ph. (1983). L'analyse factorielle. Q.S.J., P.U.F., 2095, 128 p.

CLET M. (1988). Etude de séquences marines interglaciaires en Normandie corrélables aux stades isotopiques 7 et 5. Actes Xème Symposium A.P.L.F., Bordeaux, 28 sept.-2 oct. 1987. *Inst. fr. Pondichery, trav.* sec. sci. tech., t. XXV, pp. 151-168.

CLET-PELLERIN M., DUPEUBLE P.A., HELLUIN M., LEFEBVRE D. et PELLERIN J. et coll. (1987). Les formations marines et continentales du pléistocène récent dans la région d'Asnelles-Saint Côme de Fresné (Calvados). *Bull. Centre Géomorphologie C.N.R.S.* Caen, n°32, pp. 71-98.

CONWAY B.W. (1979). the contribution made to cliff instability by Head deposits in the west Dorset coastal area. *Q. Jl. Engng. Géol.* Vol. 12, pp. 267-275.

COSTET J., SANGLERAT G. (1975). Cours pratique de mécanique des sols. Calculs des ouvrages, tome 2, 2ème Ed., Dunod Ed., 352 p.

COULON M. (1986). Contribution de la sismique réfraction à la connaissance de la zone d'altération de la craie et des ses formations superficielles (évolution géomorphologique et implications géologiques au nord de la montagne de Reims). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Vol. 23, n°2, pp. 29-36.

COUTARD J.P., LAUTRIDOU J.P. (1973-1974). Le quaternaire de Grandcamp Les Bains (Calvados), Loess et plage marine normannienne. Un problème de datation. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, Vol. 104, pp. 136-144.

COUTARD J.P., LAUTRIDOU J.P;, LEFEBVRE D. et CLET M. (1979). Les bas-niveaux marins Eémien et Pré-éémien de Grandcamp les Bains. Bull. Soc. Linn. Norm., Vol. 107, pp. 11-20.

CROZIER M.J. (1986). Landslides : causes, conséquences et environnement. Croom Helm London, Sydney, Dover, New Hamphire, 252 p.

C.T.G.R.E.F. (1978). Détermination des paramètres de la formule pluviométrique de MONTANA en vue du drainage. *Informations techniques*. Cahier 30, n°7, juin, 4 p.

DANGEARD L. (1938). Glissements d'Hennequeville. Rapport géologique, 22 juillet, 8 p. + annexes.

DANGEARD L. (1948-1950). Forage d'Hennequeville (Calvados) *Bull. Soc. Linn. Nom.* 9ème série, Vol. 6, pp. 4-7.

DANGEARD L. (1951). La Normandie. Géologie régionale de la France, Paris, Hermann, 241 p., 22 fig., 5 cartes, 7 pl., 7 tabl.

DASSIBAT C., PASCAUD P., ROUX J.C. (1980-81). Hydrogéologie des calcaires jurassiques inférieur et moyen en Basse Normandie. *Bull. B.R.G.M.* (2ème série) Sect. III, n°1, pp. 63-79.

DE LA QUERIERE Ph., VAN DEN AVENNE S. (1970). Données géologiques et hydrologéologiques acquises à la date du 18 juin 1970 sur le territoire des feuilles topographiques au 1/50000. Le Havre -97 (sud estuaire) et Lisieux -121 (Calvados et Eure). Rapport B.R.G.M. n°70 S.G.N. 221 P.N.O., S.G.N. Picardie-Normandie, Mont Saint Aignan, juin, 80 p. + annexes.

DELABROISE D., MAQUAIRE O. (1984). Le glissement de Villerville du 14 janvier 1982. L'hiver 1981-1982 est-il exceptionnel ? Approche des conditions météorologiques. Rapport du CREGEPE, 11 p inédit.

DELAHAYE D. (1986). Les marais littoraux du nord-est du Cotentin. Dynamique sédimentaire et hydrologie. Mémoire de maîtrise de géographie physique, CREGEPE, U.F.R. Sciences de la Terre, Université de Caen, octobre, 137 p.

DELAUNAY J. (1988). Carte des zones exposées à des glissements, écroulements, affaisements et effondrements de terrain de la France à 1/1 000 000. *Mémoires BRGM*, n° 124, éd. BRGM, Orléans. Notice et carte couleurs hors-texte.

DELMAS Ph., CARTIER G., POUGET P. (1987). Méthodes d'analyse des risques liés aux glissements de terrain. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.* 150/151, oct., pp. 29-38.

DEMANGEOT J. (1981). Qu'est ce que l'endodynamisme ? *Bull. ASSO. Géo. Franç.*, n° 478, pp.127-131.

DENNESS B., CONWAY B.W., MC CANN D.M., GRAINGER P. (1975). Investigation of the coastal Landslip at Charmouth, Dorset. *Q. Jl. Engng. Géol.*, Vol. 8, pp. 119-140.

DERRUAU M. (1988). Précis de géomorphologie, 7ème Ed., Masson Ed., 533 p.

D'HOLLANDER R. (1970). Topographie générale. Tome 1: Généralités mesures des angles et des distances. 363 p. Tome 2: Les procédés topographiques en planimétrie et en nivellement. 360 p. Collection scientifique de l'Institut Géographique National. Ed. Eyrolles, Paris.

DORE F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C., RIOULT M.. (1987). Guides géologiques régionaux : Normandie-Maine, 2ème Ed., Masson Ed., 216 p.

DUBIE J.Y., BENEFICE P., GUITTON C. (1988). Télétransmission de l'auscultation d'un glissement : retenue de Grand'Maison, glissement du Billan. C.R. Vème Symposium International sur les glissements de terrain, Lausanne, 10-15 juillet, Vol. 1, pp. 399-404.

DUGUE O., RIOULT M. (1987). Renversement majeur dans la dynamique sédimentaire de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au jurassique supérieur : son enregistrement dans le "calcaire gréseux de Hennequeville" (Normandie, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 304, Série II, n°8, pp. 365-370.

D.U.T.I. (1985). Projet d'école. Détection et utilisation des terrains instables. Rapport final, Rapport général. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, juin, 229 p + Annexes 36 p.

D.U.T.I. (1986a). Projet d'école. Détection et utilisation des terrains instables, étude de site : le glissement de cergnat. La Frasse (Le Sepey-Leysin). Analyse pluridisciplinaire. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, janvier, 91 p. + 9 annexes h. t.

D.U.T.I. (1986b). Projet d'Ecole. Détection et utilisation des terrains instables, étude de site : le glissement de la Chenaula (Pully, Vaud). Approche pluridisciplinaire. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, juin, 62 p. + 10 annexes h. t.

ELHAI. (1963). La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe Normand-Breton. Thèse Lettres, Paris, Imp. Bière, Bordeaux, 624 p.

ELHAI H., JOURNAUX A. et Al. (1969). Livret)guide de l'excursion C11, Normandie, VIIIème congrés I.N.Q.U.A., Paris, 88 p.

ENGEL T. (1986). Nouvelles méthodes de mesure et d'analyse pour l'étude des mouvements du sol en terrain instables. Thèse de docteur ès sciences techniques, n°601, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 100 p.

EVRARD H., SINELLE Ch. (1980). Stabilité des falaises du Pays de Caux. Labo. Rég. P. et Ch., C.E.T.E. Rouen. Ministère de l'Environnement et du cadre de vie. Préfecture de Rouen, Sécurité Civile, 88 p.

EVRARD H., SINELLE Ch. (1987). La stabilité des falaises du Pays de Caux - Normandie. Actes du colloque "Mer et littoral, Couple à risque", Biarritz, sept. 1987. Ministère de l'Environnement. Ed. La Documentation Française, pp. 85-91.

FELIX B. (1980). Le fluage des sols argileux. Etude bibliographique. *Rapport de recherche L.P.C.*, n°93, 232 p.

FELLENIUS W. (1927). "Erdstatishe Berichnungen mit Reibung und Kahision" Ernst, Berlin.

FILLIAT G. (1981). Pratique des sols et fondations. Editions du Moniteur, 1392 p.

FILY G. (1974). Observations lithostratigraphiques et sédimentologiques sur le Bathonien moyen d'Englesqueville-Saint Pierre du mont (Calvados). *Bull. Soc. Linn. Norm.*, Vol. 104, p. 107-120.

FLAGEOLLET J.C., HELLUIN E. (1984). Formations quaternaires et zonage des risques de glissements de terrain à Villerville et à Cricqueboeuf (Calvados). "Mouvements de terrain". Colloque de Caen, mars. *Documents du B.R.G.M.*, n°83, pp. 29-40.

FLAGEOLLET J.C., GIGOT P., HELLUIN E., MAQUAIRE O. (1987). Studies on landslides in Normandy (France), in view of their occurence probability. ANZSLIDE 87. Fifth International Conference and Field Workshop on Landslides. AUSTRALIA and NEW ZEALAND 1st - 12st August 1987, Conference procedings, pp. 225-233.

FLAGEOLLET J.C., HELLUIN E. (1987). Morphological investigations of the slidings areas along the coast of Pays d'Auge, near Villerville, Normandy, France. International Geomorphology, 1986, Part I, Edited by V. Gardiner, John Wiley and Sons Ltd, pp. 477-486.

FLAGEOLLET J.C. (1988). Les mouvements de terrain et leur prévention. Collection géographe, Masson Ed. 224 p.

FLAUBERT G. (1924). Oeuvres complètes illustrées : Par les champs et par les grèves. Pyrénées-Corse. Illustrations de G. DUFRENOY. Ed. du Centaure, Paris, Librairie de France, 316 p.

FOLLACI J.P. (1984). Surveillance des déplacements du versant de La Clapière à Saint Etienne de Tinnée. Journées d'études "Auscultation des ouvrages en terre et des terrains". 11 et 12 déc. E.N.P.C.,Paris, 9 p.

FOLLACI J.P. (1987). Les mouvements du versant de la Clapière à Saint Etienne de Tinée (Alpes-Maritimes). *Bull. Liaison. Labo. P. et Ch.*, n° 150-151 ; pp. 39-54.

FUZUKONO T. (1985). A new method for predicting the failure time of a slope. *Proc. of the IV th International Conference an Field Workshop.* In landslides, pp. 145-150.

FREY P. (1977). Prévision spatiale et temporelle des glissements et coulées boueuses. Incidence de pluviométrie sur leur déclenchement. Travail de fin d'étude. E.N.P.C. Centre géol. de l'Ingénieur, Ecole Sup. Mines, Paris, 169 p.

GIRES J.O., CASPARD R. (1985). Coup de vent et marée de tempête. *Met. Mar.*, n°127, 2ème trimestre, 9 p.

GODEFROY P., HUMBERT M. (1983). La cartographie des risques naturels liés aux mouvements de terrain et aux séismes. Application en France à l'élaboration des Plans d'expositions aux Risques (PER). *Hydrogéologie-Géologie de l'ingénieur*, n°2, pp. 69-90.

GIRAUDIN P. (1984). Contrôle de stabilité de la route de Frejus à flanc d'un versant instable. Journées d'études "Auscultation des ouvrages en terre et des terrains" 11 et 12 déc. E.N.P.C., 5 p.

GRAINDOR M.J. (1967). Carte géologique de France au 1/80000e. Feuille de Saint-Lô. 3ème Ed. avec notice.

GUILLAUME L. (1927). Note préliminaire sur le Bathonien du Bessin. *C.R.S.S. Soc. Géol. Fr.*, n°14, pp. 169-171.

HELIE M. (1957). Observations de géologie marine à Port en Bessin (Calvados). Erosion et sédimentation. D.E.S. Géologie, Fac. Sc. Caen, doct. résumé par P. HOMMERIL dans *B.S.L.N.* 1956-1957-1958, 9ème série, 9ème Vol., pp. 121-124.

HELLUIN E. (1971). Livret guide de l'excursion dans le pays d'Auge : Formations superficielles et dynamique des versants dans le pays d'Auge. Congrès International Liège-Caen, juillet 1971.

HELLUIN E. (1983a). L'instabilité des terrains sur le versant côtier de Villerville-Cricqueboeuf (Calvados). *Trav. du CREGEPE*, Université de Caen, Vol. 3, pp. 39-45.

HELLUIN E. (1983b). Suivi de l'évolution de la topographie et des déplacements dans le secteur des "cirques" de Villerville et de Cricqueboeuf. 4 Rapports CREGEPE, Université de Caen.

HELLUIN E. (1988). Les mouvements de terrain de février 1988 dans le Calvados. In "Risques naturels et analyses pour une prévision. L'hiver 1987-1988 en Basse-Normandie", *Note du CREGEPE*, Université de Caen, n°1, juin, pp. 8-10.

HELLUIN M. (1969). L'eau dans la campagne de Caen : Conditions de l'écoulement. Essai de bilan hydrologique en 1965 et 1966 du bassin versant de la Mue. Généralisation au nord de la campagne de Caen, thèse de doctorat de 3ème cycle, U.E.R. Sciences de la Terre, Université de Caen, 431 p. Photocopiée, 4 pl. h. t.

HINSCHBERGER F., ORANGE Th. (1983). Le recul du littoral à Monfarville et Reville (Manche) depuis 150 ans. *Bull. CREGEPE*, Vol. 3, pp. 19-26.

HINSCHBERGER F. (1984). Observation de phénomènes d'érosion récents sur les côtes du Calvados, Norois, n°122, pp. 295-298.

HINSCHBERGER F., COTTENCEAU J., DIESNY M. (1988). Le recul du littoral à Barfleur, Gatteville et Fermanville (Manche) depuis cent cinquante ans. *Trav. du CREGEPE*, Université de Caen, Vol. 7, pp. 25-32.

HOMMERIL P., RIOULT M. (1962). Phénomènes d'érosion et de sédimentation marines entre Saint Honorine des Pertes et Port en Bessin, rôle de Rhodothamniella Floridula dans la retenue des sédiments fins. *Cahiers Océanographiques*, 14ème année, n°1, pp. 25-45.

HUAULT M.F. (1987). Le gisement Plio-Pléistocéne de la Londe: Apport des diatomées à la reconstitution des paléoenvironnements. *Bull. Centre Géomorphologie C.N.R.S.* Caen, n°32, pp. 117-126.

HUMBERT M., VOGT J. (1983). Le fichier d'informations sur les mouvements de terrain en France et ses applications. *Hydrogéologie-Géologie de l'ingénieur* n°2, pp. 91-101.

HUTCHINSON J.N. (1969). A reconsideration of the coastal landslides at Folkestone Warren, Kent, *Géotechnique*, 19, pp. 6-38.

HUTCHINSON J.N. (1973). The response of London clay cliffs to differing rates of the erosion, *Geologia applicata e idrogeologio*, Vol. VII, Part 1, Bari, pp. 222-239.

HUTCHINSON J.N. (1977). Assessment of the effectiveness of corrective measures in relation to geological conditions and types of slope movement. General report. Theme 3, *Bull. Int. Assoc. Engrg Geol.*, n°16, pp. 131-155.

HUTCHINSON J.N. (1979). Engineering in a Lanscape. Inaugural lecture, 9 october 1979, Imperial College of Science and Technology, University of London, 12 p.

HUTCHINSON J.N., BROMHEAD E.N, LUPINI J.F. (1980). Additional observations on the Folkestone Warren Landslides. *Q.J. Geol. London*, 13, pp. 1-31.

HUTCHINSON J.N., CHANDLER M.P., BROMHEAD E.N. (1981). Cliff Recession on the isle of Wight SW Coast. *Proc. 10th. Int. Conf. Soil. Mech., Foundn, Engrg.*, Stockholm, 1, pp. 429-434.

HUTCHINSON J.N. (1982). The geotechnics of coastal cliff stabilisation. *Shoreline Protection*. Thomas Telford, London, pp. 153-160.

HUTCHINSON J.N. (1983). Methods of locating slip surfaces in landslides. *Bull. of the Assoc. of Engineering Géologist*, Vol. XX, n°3, pp. 235-252.

JUIGNET P. (1974). La transgréssion crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricain. Aptien, Albien, Cénomanien de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomanien. Thése, Université de Caen, I, 806 p., II, 174 fig.

LARSONNEUR C. (1971). Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse de doctorat d'état, U.F.R. Sciences de la Terre et de l'Aménagement Régional, Université de Caen, 394 p. + planches hors texte.

LAUTRIDOU J.P. (1985). Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse d'Etat, Université de Caen, Géographie, 2 tomes, Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Ed., 908 p.

LAUTRIDOU J.P. (1987). Conclusion du Coloque Paléontologie et quaternaire de Normandie : progrés récent dans la connaissance des faunes normandes Pléistocènes. *Bull. Centre de Géomorphologie C.N.R.S*, Caen, n°32, pp. 161-172.

LAUTRIDOU J.P. (1988). L'âge des formations marines Pléistocènes du Cotentin comportant des industries paléolithiques. *Bull. Centre de Géomorphologie C.N.R.S.* Caen, n°35, pp. 79-90.

LAVABRE J. (1983). Pluie-Fonction transfert pluie-débit. Valeurs extrêmes. Métrologie et critique des données. C.E.T.E. Aix en Provence, sept. 17 p.

LAVALLEY G. (1868). Arromanches et ses environs. 2ème Ed. le blanc Hadel, Caen.

L.C.H.F. (1986). Catalogue sédimentologique des côtes françaises "De la baie de Seine au Mont Saint Michel" partie C. Collection de la Direction des Etudes et Recherches d'Electricité de France, 61, Ed. Eyrolles, 406 p.

LEBOULANGER T. (1987). Nouvelles données sur le système karstique littoral des pertes de l'Aure (Bessin, Calvados, France). Bilan des campagnes 1981-1985. Bull. du Comité Régional de Spéléologie de Normandie, Evreux, *Spéléo-Drack*, 17, pp. 75-98.

LEMOINE B. (1988). Les eaux souterraines en Basse Normandie. *Service Public de Basse Normandie*, n°13, juin, pp. 25-28.

LENGLET J. (1976). Appareils et méthodes de surveillance des glissements de terrain. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, n° spécial, mars, pp. 166-174.

LEPORTOIS R. (1976). Le bassin versant de la Dives. Conditions de l'écoulement en relation avec les formations superficielles. Thèse de doctorat 3ème cycle,U.E.R. Sciences de la Terre, Université de Caen, pl. et dépl. h. t., ronéot, 322 p.

LETOURNEUR J., DAYRE M. (1981). Aspects physico-mécaniques et incidences géotechniques de la décompression. *Bull., Assoc., Géog. Franç.*, n°478, pp. 133-138.

LEVALLOIS J.J. (1962). Théorie des erreurs accidentelles. Méthode des moindres carrés. E.N.S.G., I.G.N., fasc. II, 3ème éd., Paris, 68 p.

LEVOY F. (1985). Les risques naturels en milieux littoraux sableux. Côte ouest du Cotentin. Mémoire de maîtrise de géographie physique. U.E.R. Sciences de la Terre, CREGEPE, Université de Caen, octobre, 292 p.

LIVET M. (1976). Etude hydrogéologique des formations de pente de la butte d'Amance. Rapp. Rech. LPC, 52, fév., 108 p.

Livret guide I.N.Q.U.A. (1986). Symposium de la commission I.N.Q.U.A. des loess et de la commission U.G.I. de la signification des phéonomènes périglaciaires. Normandie, Jersey, Bretagne, 20-27 août 1986. Loess et autres dépôts périglaciaires Pléistocènes de l'Europe du Nord-Ouest. Relations avec les formations marines. J.P. LAUTRIDOU et Al., organisateurs, Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. Ed., 199 p + Biblio.

LO K.Y., LEE C.F. (1973). Stress analyses and slope stability in strain softening materiels. *Géotechnique*, Vol. XXIII, 1, mars, pp. 1-11.

LOWRY P., CARTER R.W.G. (1982). Computer simulation and delimitation of littoral power cells on the Barrier coast of Southern County Wexford, Ireland. *J. Earth. Sci. R. Dubl. Soc.*, 4, pp. 121-132.

MAHIEU J.L., GUILLOPE P. (1976). Carte ZERMOS et notice explicative de la carte des zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol et du sous-sol à 1/25000e. Région de Trouville, Pont-L'Evêque (Calvados). B.R.G.M. Ed., 12 p + carte couleur.

MAHIEU J.L., GUILLOPE P., HERNANDEZ F. (1977). Localisation de zones instables pour l'établissement d'une carte ZERMOS. Une méthode de levé "géodynamique" dans le Calvados. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, 88, mars-avril, pp. 61-66.

MAQUAIRE O. (1983). Instabilité et recul du littoral entre Port en Bessin et le chaos de Longues sur Mer : le glissement du Bouffay (05 août 1981), Calvados. Mémoire de maîtrise de géographie physique, U.E.R. Sciences de la Terre, Université de Caen, ronéot, 154 p.

MAQUAIRE O. (1984). Le glissement de la falaise du Bouffay près de Port en .Bessin le 05 août 1981 (Calvados). *Trav. du CREGEPE*, Université de Caen, pp. 3-14.

MAQUAIRE O., GIGOT P., BALLAIS J.L. (1984). Etude du glissement du Bouffay (05 août 1981) : Réflections en vue de la prévision et de la prévention. Colloque "Mouvements de terrain", Caen, mars. *Documents du B.R.G.M.* n°83, pp. 29-40.

MAQUAIRE O., LEVOY F. (1987). La topométrie en géomorphologie dynamique. *Trav. du CREGEPE*, Université de Caen, Vol. 6, pp. 25-45.

MAQUAIRE O. (1988). Les mouvements de terrain de l'hiver 1987-1988 sur le versant littoral de Villerville-Cricqueboeuf. In "Risques naturels et analyses pour une prévision. L'hiver 1987-1988 en Basse-Normandie". *Note du CREGEPE*, Université de Caen, n°1, juin, pp. 17-19.

MAQUAIRE O., GIGOT P. (1988). Reconnaissance par sismique réfraction de la décompression et de l'instabilité des falaises vives du Bessin (Normandie, France). *Géodinamica Acta (Rev. Géol. Dyn. et Géog. Phy.)*, 2, 3, pp 150-159.

MASSON M., BLIVET J.C., EVRARD H. (1970). Glissements des falaises de Trouville-Hennequeville. Etude géotechnique. C.E.T.E. Labo. Rég. P. et Ch. de Rouen. Affaire n°4677/0, 29 p. plus annexes.

MASSON M. (1972). Utilisation de la géomorphologie dans les études géotechniques de sites à urbaniser. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, 62, nov. déc., pp.59-69.

MASSON M. (1973). Zone côtière entre Trouville et Honfleur. Etude de glissement de terrain. C.E.T.E. Labo. Rég. P. et Ch. de Rouen. Affaire n°4677 G. 630, 22 p.

MASSON M. (1976). Influence des héritages périglaciaires sur l'instabilité des pentes naturelles. Application à la Normandie. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.* n° spécial, mars, pp. 77-89.

MATICHARD Y., POUGET P. (1988). Pluviométrie et comportemnt de versants instables. C.R. Vème Symposium International sur les glissements de terrain, Lausanne, 10-15 juillet, Vol. 1, pp. 725-730.

MAY J.P. (1974). WAVERNG : A computer program to determine the distribution of energy dissipation in shoaling water waves with examples from coastal Florida. In Tanner, W.F. (Ed) Sediment transport in the nearshore zone. Florida State University, 147 pp.

MENEROUD J.P. (1983). Relations entre la pluviosité et le déclenchement des mouvements de terrain. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.* 124, mars-avril, réf. 2772. pp.

MISEREZ A. (1984). Evaluation de l'ampleur des mouvements du sol d'un flanc de vallée dans les Alpes Valaisanes (Suisse). Journées d'études "Auscultation des ouvrages en terre et des terrains". 11 et 12 déc. E.N.P.C.,Paris, 11 p.

MISEREZ A. (1985). Les travaux de mensuration en terrain instable. Projet d'école. Détection et utilisation des terrains instables. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, mai, 27 p.

MONTAIGU S. (1985). Dynamique des formations superficielles. Pedogenèse et morphogenèse. Stage de fin d'étude E.N.S.G. I.G.N., 53 p. + annexes.

MUSSET R. (1960). La Normandie. Ed. Colin, 220 p.

NASH D. (1987). A comparative Review of Limit Equilibrium Methods of Stability Analysis. Edited by M.G. ANDERSON and K.S. RICHARDS. John Wiley and Sons Ltd. pp. 11-75.

NESTEROFF W., MELIERES F. (1967). L'érosion littorale du Pays de Caux. *Bull. Soc. Géol. France*, 9, pp. 159-169.

OBONI F., BOURDEAU P.L. (1983). Determination of the critical slip surface in stability problems. Proc. ICASP 4, Florence, june, Vol. 2, pp. 1413-1424.

OBONI F., BOURDEAU P.L. (1983). Notes préparées pour le séminaire sur les développements dans les analyses de stabilité de pente, 7 décembre. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, publication du laboratoire de mécanique des sols.

OZOUF J.C. (1983). Comparaison de gelifracs naturels de grezes charentaises et de gelifracts fabriqués. Etude expérimentale Statistique Application de méthodes d'analyse des données. Thèse de doctorat 3ème cycle, U.E.R. Sciences de la Terre, Université de Caen, 185 p.

PAREYN C. (1980). Mise en évidence d'une activité néo-tectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Vol. 7, T.XXII, n°4, pp. 695-701.

PAREYN C. (1982). Villerville-Cricqueboeuf. Texte dactylographié en prélude à la visite de M. H. TAZIEFF, 18 oct., 5 p.

PAREYN C., VOIMENT R., DASSIBAT C. (1982). Le glissement de Villerville (Calvados) de janvier 1982 : Modalités, causes probables, perspectives d'évolution. Rapport préliminaire, 10 fév. 1982, 16 p.

PAREYN C. (1987). Sédiments marins néogènes et Pléistocènes de Normandie : onze unités stratigraphiques, 400 m démontrés en épaisseur cumulée ça compte... Bilan de 10 ans d'exploration sous les marais du Cotentin. *Bull. Centre de Géomorphologie, C.N.R.S.*, Caen, pp. 127-159.

PASCAUX P., ROUX J.C. (1969). Les circulations karstiques dans les calcaires bajociens de la cuvette de Port en Bessin. *Mém. B.R.G.M.*, n°76, pp. 654-664.

PASKOFF R. (1981). L'érosion des côtes. Q.S.J. n°1902, 127 p.

PASKOFF R. (1985). Les littoraux, Impact des aménagements sur leur évolution. Collection Géographie, Ed. Masson, 185 p.

PELLERIN J. (1982). Saint Côme de Fresné and Saint-Aubin/Luc sur mer. LAUTRIDOU J.P. Ed. The quaternary of Normandie (QRA Fiel Guide). *Bull. Centre Géomorphologie C.N.R.S.*, Caen, n°26, pp. 54-55.

PELLERIN J., BREDION Ph., HELLUIN M., HOLLIN J.T., LAURIAT-RAGE A., LEFEBVRE D. et MILLER G.H. (1987). Données nouvelles sur le gisement marin quaternaire + 14,5/+ 15,7 NGF du cimetière de Luc sur mer (Calvados, France). *Bull. Centre Géomorphologie C.N.R.S.*, Caen, n°32, PP.99-115.

PERROT A. (1988). Cartographie des risques de glissements en Lorraine. C.R. Vème Symposium International sur les glissements de terrain, 10-15 juillet, Vol. 2, pp. 1217-1222.

PINCENT B. (1977). Surveillance des glissements de terrain. *Revue française de Géotechnique*, n°1, pp. 92-104.

PINCENT B., BLONDEAU F. (1978). Détection et suivi des glissements de terrain. 3ème congrés Internat. Géol. Ing., Madrid, 1, p. 252-266.

PINTE P. (1987). Essai de cartographie des risques naturels du littoral de Wissant à Wimereux (Bas Boulonnais). *Hommes et terres du Nord*, 3, pp. 160-178.

POUGET P., CARTIER G., PILOT G. (1984). Comportement de remblais construits sur un versant instable à Sallèdes. Journées d'études "Auscultation des ouvrages en terre et des terrains" 11 et 12 déc. E.N.P.C., 5 p.

PORCHER M., GUILLOPE P. (1979). Cartographie des risques ZERMOS appliquée à des plans d'occupation des sols en Normandie. *Bull. Liaison Labo. P. et Ch.*, 99, janv.-fév., pp. 43-54.

PRECHEUR C. (1960). Le littoral de la Manche, de Sainte Adresse à Ault. Poitiers, 138 p.

RAULIN P., ROUQUES G., TOUBOL A. (1974). Calcul de la stabilité des pentes en rupture non circulaire, Rapport de recherche du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, 36, juin, 106 p.

REMENIERAS G. (1986). L'hydrologie de l'ingénieur, 2ème Ed. Eyrolles, Paris, 460 p.

RIOULT M. (1966). Sur l'âge des grés du Planet. *C.R. Acad. SC.*, Série D, t.262, pp. 1334-1336.

RIOULT M., FILY G. (1980). Stratotype du Bajocien et parstratotypes du Bathonien sur les côtes du Calvados, Normandie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris.*, n°h.s., excursion B.02 du 26ème C.G.I., 12 p.

RODET J., LEBOULANGER T. (1982). La plaine karstique de Port en Bessin. *Trav. Spéléologiques*, Fédération Française de Spéléologie, Paris, 9 p.

S.R.A.E. (1988). Données sur le milieu de Basse Normandie Relations avec le cycle de l'eau. *Revue du Service public de Basse Normandie*, n°13, juin pp. 9-11.

SANSON J. (1953). Climatologie Statistique de la Normandie, précipitations, températures, 1ère partie, Etudes Normandes, T.10, pp. 653-668 et T.11, pp.733-756.

SINELLE Ch. (1989). Les glissements de terrain du Nice Havrais. Commune de Sainte Adresse Seine Maritime. France. Mémoire diplôme d'Ingénieur C.N.A.M. en géologie appliquée, C.N.A.M., Paris, janvier, 290 p.

SKEMPTON A. A. (1977). Slope stability of cuttings in brouw London Clay. C.R. IXeme Congrés Internat. Méca. Sols et Trav. Fond., Tokyo, Vol. 3, pp. 261-270.

TALOBRE J.A. (1967). La mécanique des roches et ses applications, 2ème Ed., Dunod Ed., 442 p.

TAYLOR D.W. (1948). Fundamentals of soils mechanics. John Whiley and Sons, inc., New-York.

VAN ASCH Th. W.J. (1984). Landslides : The deduction of strength parameters of materials from equilibrium analysis. *Catena*, Vol. 11, pp. 39-49.

VERDEYEN J., RAISIN V., NUYENS J. (1968). La mécanique des sols.Dunod Ed.,212 p

VIBERT Ch. (1987). Apport de l'auscultation de versants instables à l'analyse de leur comportement. Les glissements de Lax-le-Roustit et Saint-Etienne-de-Tinée. *Thèse Ecole des Mines de Paris*, 206 p.

VIBERT Ch., ARNOULT M., COJEAN R., LECLEAC'H J.M. (1988). Essai de prévision de rupture d'un versant montagneux à Saint-Etienne-de-Tinée, France. C.R. Vème Symposium International sur les glissements de terrain, Lausanne, 10-15 juillet, Vol. 1, pp.789-792.

VOGT J. (1973). La contribution possible d'un inventaire systématique des témoignages du passé à l'appréciation des "risques géologiques". Symposium national "Sol et sous-sol et sécurité des constructions", Cannes, Ed. du B.R.G.M., pp. 212-217.

VOIGHT B., KENNEDY B. A. (1979). Slope failure of 1967-1969, Chuquicamata Mine, Chile. In Rockslides and Avalanches, 2.

VOLMAT J. (1929). Les érosions du littoral du Calvados et les atterissements de l'estuaire de la Seine. 22ème cahiers des recherches hydrologiques sur le régime des côtes. Service hydrographique de la Marine. Paris, Imp. Nat., 39 p., 1 pl.

VULLIET L. (1986). Modélisation des pentes instables en mouvement. Thèse de docteur ès sciences techniques, n°635, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 221 p.

WARD W.H. (1945). The stability of natural slopes. *Géog. j.*, 105, pp. 170-197.WHITMAN N.R., BAILEY W.A. (1967). Use of computers for slope stability analysis. *Jl. of the Soil Mech. and Found. Div.*, ASCE, Vol. 93, SM 4, pp. 475-498.

WILLIAMS A.T., HOWDEN J.C.W. (1984). The social aspects of cliff falls along the Glamorgan heritage coast, U.K. : "Is sex a stronger drive than safety ? ". "Mouvements de terrain". Colloque de Caen, mars. Documents du B.R.G.M., n° 83, pp. 649-657.

WRIGHT S.G. (1969). A study of slope stability and the undrained shear strength of clay shalkes. Thesis, Univ. of California, Berkeley. p.

WRIGHT S.G. et Al. (1973). Accuracy of equilibrium slope stability analysis. *Jl. of the Soil Mech. and Found. Div.*, ASCE, Vol. 99, SM 10, pp. 783-791.

ZARUBA Q., MENCL V. (1969). Landslides and their control. Academia, Prague, Elsevier, Amsterdam, 205 p.

TABLE DES FIGURES

Fig. 1 : Les littoraux de la mer de la Manche : croquis géologique. *13*

Fig. 2 : Le littoral du Calvados. *15*

Fig. 3 : Géomorphologie des falaises du Bessin. *18*

Fig. 4 : Coupe lithostratigraphique de la région de Port en Bessin (d'après M. RIOULT et G. FILY, 1980). *20*

Fig. 5 : Les différents secteurs des falaises du Bessin et localisation des profils types. *22*

Fig. 6 : Micro falaise de limon et de head entre Grandcamp et le Pont du Hable. Profil n°1. ..... *24*

Fig. 7 : Falaise subverticale calcaire entre le Pont du Hable et la Pointe de la Percée. Profils n°2 et n°3. ..... *24*

Fig. 8 : Profil type de falaise entre Le Grand Hameau et Port en Bessin. Profil n°4. ..... *24*

Fig. 9 : Profil type de falaise entre La Pointe de la Percée et Vierville. Profil n°5. ..... *27*

Fig. 10 : Profil type de falaise de "la Révolution" du Grand Hameau et de Port en Bessin au Bouffay. Profil n°6. ..... *27*

Fig. 11 : Profil type de falaise entre Le Bouffay et le lieu dit "La Falaise". Profil n°7. ..... *27*

Fig. 12 : Profil type de falaise entre le lieu dit "La Falaise" et Arromanches. Profil n°8 et n°9. ..... *31*

Fig. 13 : Profil type de falaise entre Arromanches et Saint Côme de Fresne. Profil n°10. ..... *31*

Fig. 14 : Profil type de falaise entre Vierville et Colleville. Profil n°11. ..... *31*

Fig. 15 : Coupe lithostratigraphique synthétique de la région de Villerville (d'après SINELLE Ch., 1989). *35*

Fig. 16 : Géomorphologie des falaises du Pays d'Auge. *38*

Fig. 17 : Localisation des rivages quaternaires. *46*

Fig. 18 : Recul du trait de côte, de la commune d'Englesqueville La Percée, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1824 et de 1966. ..... *57*

Fig. 19 : Recul du trait de côte de la Commune de Cricqueville en Bessin, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1823 et de 1965. ..... *58*

Fig. 20 : Recul du trait de côte sur la commune de Longues sur Mer, au lieu dit Le Vignet, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1975. ..... *58*

Fig. 21 : Recul du trait de côte sur la commune de Manvieux, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1961. ..... *60*

Fig. 22 : Recul du trait de côte, sur la commune de Tracy sur mer, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1934. ..... *60*

Fig. 23 : Recul du trait de côte, sur la commune d'Arromanches, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1949. ..... *61*

Fig. 24 : Recul du trait de côte sur la commune de Saint Côme de Fresné, estimé par comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1963. ..... *61*

Fig. 25 : Recul du trait de côte estimé par la comparaison des plans cadastraux de 1809 et des levés topographiques de 1986 à Port en Bessin Ouest (A) et Est (B). *63*

Fig. 26 : Localisation spatio-temporelle schématique des évènements localisés à partir des photographies aériennes verticales entre 1947 et 1984 et à partir de photographies aériennes obliques entre 1984 et 1988. ..... *64*

Fig. 27 : Modification de la falaise déterminée par comparaison des photographies aériennes verticales entre 1947 et 1984 au droit du Cap Manvieux. *66*

Fig. 28 : Bilan du recul historique des falaises du Bessin sur environ 150 années. *66*

Fig. 29 : Recul du trait de côte de la commune de Villerville entre 1829-1987 et vecteurs de déplacements déterminés par comparaison des plans cadastraux de 1829 et de 1935. ..... *68*

Fig. 30 : Recul du trait de côte de la commune de Cricqueboeuf entre 1808 et 1978. ..... *69*

Fig. 31 : Evolution du recul du trait de côte en différents points du littoral de Villerville et de Cricqueboeuf entre 1808 et 1987. ..... *70*

Fig. 32 : Morphologie du glissement du Bouffay. *77*

Fig. 33 : Coupes interprétatives du glissement du Bouffay. *78*

Fig. 34 : Les phénomènes karstiques et leur conséquence dans la région de Port en Bessin. *79*

Fig. 35 : Les principaux secteurs instables sur la côte du Pays d'Auge entre Trouville et Honfleur. *83*

Fig. 36 : Localisation des habitations et des aménagements endommagés ou détruits à Villerville en janvier 1982. ..... *84*

Fig. 37 : Courbe des déplacements cumulés précédents le glissement du 12/13 février 1988 à Cricqueboeuf. *89*

Fig. 38 : Morphologie du glissement de Cricqueboeuf du 12/13 février 1988 (d'après E. HELLUIN, 1988). *91*

Fig. 39 : Localisation des sondages carottés et destructifs à Villerville. *95*

Fig. 40 : Interprétation lithostratigraphique simplifiée des sondages effectués sur le versant du Cirque des Graves à Villerville. *96*

Fig. 41 : Coupes interprétatives du glissement de Cricquebouef (d'après levés topographiques de février 1988). *99*

Fig. 42 : Dispositif d'alerte le long du C.D. 513 : valeurs du relèvement du tube aval du dispositif après mise au rouge des feux tricolores (A) et nivellement du tube aval (B). *101*

Fig. 43 : Equilibre et déséquilibre d'un élément dans le sol (d'après LETOURNEUR J. et DAYRE M., 1981). *105*

Fig. 44 : Dispositif de mesure des temps de propagation des ondes sismiques. *107*

Fig. 45 : Sondages sismiques dans le Bessin. *109*

Fig. 46 : Localisation et présentation des trente quatres profils de mesures sismiques de comparaison des temps de propagation transverse et parallèle (représentation identique à la fig. 44b). *110*

Fig. 47 : Relation entre la largeur décomprimée et l'épaisseur de la corniche calcaire à partir des 34 profils de mesures sismiques réalisés. *112*

Fig. 48 : Investigations sismiques dans les falaises du Pays de Caux. Localisation (A), sismogrammes (B) et comparaison des vitesses vraies en tirs parallèles P, et en tirs transverses T, (C). *114*

Fig. 49 : Coupe naturelle du vallon du Pisseau exposée dans la falaise actuelle à l'ouest d'Arromanches montrant des relations fossilisées entre un fluage des marnes et une décompression des calcaires du Bessin. *116*

Fig. 50 : Evolution de la falaise entre Saint Côme de Fresné et Arromanches entre 1984 et 1988 d'après photographies aériennes obliques. *119*

Fig. 51 : Exemples de cartographie de la largeur de terrain décomprimé à Port en Bessin et à Longues sur Mer. *120*

Fig. 52 : Secteurs dangereux dans la région du Bouffay mis en évidence par la comparaison des plans cadastraux de 1809 et de 1875. ..... *120*

Fig. 53 : Géologie du bourg de Villerville : Profil schématique dans l'axe du vallon. *123*

Fig. 54 : Nivelle de précision à vis micrométrique et exemples de mesures (d'après G. CARTIER, 1981). *134*

Fig. 55 : Principe de la mesure avec nivelle mobile (d'après P. POUGET et Al., 1984). *134*

Fig. 56 : Erreur sur la position d'un point en topométrie (d'après ASHKENAZI, cité par LAROQUE, 1977). *134*

Fig. 57 : Les différents types de repères installés. *137*

Fig. 58 : Type d'embase pour station de visée (d'après P. POUGET et Al., 1984). *137*

Fig. 59 : Localisation des repères du réseau de surveillance topométrique à Villerville. *139*

Fig. 60 : Stationnement des appareils sur les repères. *141*

Fig. 61 : Schéma de visées effectuées lors d'un levé topométrique à Villerville. *141*

Fig. 62 : Schéma de positionnement d'un point en planimétrie par triangulatération. *142*

Fig. 63 : Variation angulaire des embases de nivelle n°3, 5 et 72. ..... *144*

Fig. 64 : Variation angulaire des embases n°25, 401 et 420. ..... *145*

Fig. 65 : Variation angulaire des embases n°24 et 66. ..... *146*

Fig. 66 : Tableau des relevés topométriques de Villerville entre janvier 1985 et février 1988. ..... *148*

Fig. 67 : Courbes des déplacements cumulés pour l'ensemble des points entre janvier 1985 et février 1988. ..... *148*

Fig. 68 : Distribution des points mobiles selon leur déplacement cumulé en planimétrie (A) et en altimétrie (B). *149*

Fig. 69 : Composante horizontale des déplacements : vecteurs déplacements. *151*

Fig. 70 : Composante horizontale des déplacements : vitesse moyenne annuelle en planimétrie. *152*

Fig. 71 : Composante verticale du déplacement : affaissement total et vitesse moyenne annuelle. *153*

Fig. 72 : Déplacements en plan, en altitude, et trajectoire des repères n°27, 30 et 58. ..... *155*

Fig. 73 : Localisation des forages sur le versant de Villerville. *157*

Fig. 74 : Tableau des caractéristiques des tubes inclinométriques et des dates de relevés. *158*

Fig. 75 : Relevés inclinométriques des tubes R1 et R3 installés en 1978 (d'après C.E.T.E., 1978). *158*

Fig. 76 : Inclinomètre Sc1 Tube AVAL : mesures du 19 juin 1986 (A) et du 21 oct. 1986 (B). *160*

Fig. 77 : Inclinomètre Sc2 Tube AMONT : mesures du 19 juin 1986 (A) et du 21 oct. 1986 (B). *161*

Fig. 78 : Inclinomètre Sc3 Tube ROUTE : mesure du 23 avril 1987. ..... *163*

Fig. 79 : Déformations dans un puits busé à Villerville. *163*

Fig. 80 : Localisation des stations et des postes d'observation climatiques. *166*

Fig. 81 : Analyse en composantes principales des données pluviométriques annuelles entre 1959 et 1969. ..... *169*

Fig. 82 : La méthode des doubles cumuls : série hétérogène (A) et série comportant une valeur aberrante (B). *170*

Fig. 83 : La méthode des écarts cumulés : série homogène (A) et série présentant une rupture homogénéité (B). *170*

Fig. 84 : Droite des doubles cumuls : Caen et Trouville entre 1883 et 1922. ..... *172*

Fig. 85 : Contrôle de la série d'Englesqueville par celle de Caen pour la période 1959 à 1986 : méthode des doubles cumuls (A) et des écarts cumulés (B). *174*

Fig. 86 : Contrôle de la série de Longues sur mer par celle de Caen pour la période 1948 à 1969 : méthode des doubles cumuls (A) et des écarts cumulés (B). *174*

Fig. 87 : Contrôle de la série de Deauville-Orphelinat par celle de Saint Gatien pour la période 1951 à 1970 : méthode des doubles cumuls (A) et des écarts cumulés (B). *174*

Fig. 88 : Tableau des normales mensuelles et annuelles de la station de Caen pour deux périodes de référence. *176*

Fig. 89 : Tableau des corrélations entre deux stations proches : paramètres statistiques et équations des droites de régression. *176*

Fig. 90 : Tableau des corrélations de la pluviométrie mensuelle des stations de Caen et Saint Gatien entre 1949 et 1986. ..... *178*

Fig. 91 : Précipitations annuelles moyennes en Basse Normandie (d'après S.R.A.E., 1988). *179*

Fig. 92 : Ajustements loi de Gauss des précipitations annuelles de la station de Caen entre 1866 et 1986. ..... *180*

Fig. 93 : Ajustements loi de Gauss des précipitations annuelles de la station de Saint Gatien étendue entre 1866 et 1986. ..... *181*

Fig. 94 : Ajustements loi de Gauss précipitations annuelles de la station de Saint Gatien entre 1949 et 1986. ..... *182*

Fig. 95 : Tableau des fréquences au dépassement d'une pluie annuelle des stations de Caen et Saint Gatien. *184*

Fig. 96 : Fréquences relatives et cumulées de la pluie annuelle de la station de Caen entre 1866 et 1986. ... *184*

Fig. 97 : Fréquences relatives et cumulées de la pluie annuelle de la station de Saint Gatien entre 1866 et 1986. ... *185*

fig. 98 : Fréquences relatives et cumulées de la pluie annuelle de la station de Saint Gatien entre 1949 et 1986. ... *185*

Fig. 99 : Tableau de la pluie annuelle des années 1985 à 1987 à Caen et Saint Gatien. ... *187*

Fig. 100 : Tableau de la pluviométrie moyenne mensuelle et annuelle, et des coefficients pluviométriques d'Angot pour les stations de Caen, Longues sur mer, Saint Gatien, Deauville et Englesqueville (P : pluviométrie moyenne mensuelle, C : coefficient pluviométrique mensuel d'Angot). ... *187*

Fig. 101 : Variabilité des pluies mensuelles à Caen et à Saint Gatien. ... *189*

Fig. 102 : Tableau de la pluviométrie moyenne saisonnière et annuelle, et des coefficients pluviométriques d'Angot pour les stations de Caen, Longues sur mer, Saint Gatien, Deauville et Englesqueville (P : pluviométrie moyenne saisonnière, C : coefficient pluviométrique saisonnier d'Angot). ... *189*

Fig. 103 : L'excédent pluviométrique de 1949 à 1987 à Saint Gatien. ... *193*

Fig. 104 : Pluviométrie annuelle et moyenne mobile sur cinq ans de la station de Caen entre 1865 et 1987. ... *195*

Fig. 105 : Pluviométrie annuelle et moyenne mobile sur cinq ans de la station de Saint Gatien entre 1865 et 1987. ... *195*

Fig. 106 : Pluviométrie annuelle cumulée de la station de Saint Gatien entre 1949 et 1987. ... *196*

Fig. 107 : Pluies efficaces mensuelles successives de Saint Gatien classées selon leur période de retour (méthode de Montana). ... *198*

Fig. 108 : Années hydrologiques successives de Saint Gatien classées selon leur période de retour (méthode de Montana). ... *199*

Fig. 109 : Provenance et force des vents (d'après L.C.H.F., 1986). ... *202*

Fig. 110 : Régime et résultantes des vents (d'après H. ELHAI, 1963 in L.C.H.F., 1986). ... *202*

Fig. 111 : courbes de marées caractéristiques ... *203*

Fig. 112 : Plans de houles en Baie de Seine (d'après H. ELHAI, 1963). ... *206*

Fig. 113 : Orthogonales de houles en Baie de Seine : direction Nord Nord-Ouest (A), Nord-Ouest (B). ... *207*

Fig. 114 : Orthogonales de houles en Baie de Seine : direction Nord Nord-Est (A), et direction Nord-Est (B). ... *209*

Fig. 115 : Pluie annuelle à la station de Saint Gatien (A), moyenne mobile de la pluie annuelle sur trois années (B) et nombre d'évènements recensés par année (C). ... *213*

Fig. 116 : Pluie mensuelle et nombre d'évènements recencés chaque mois entre 1954 et 1986. ... *214*

Fig. 117 : Répartition par classes des évènements du fichier Histo 1 : mensuelle (A), type (B), localisation (C), période pluvieuse (D), la pluie du mois précédent (E), la pluie des trois mois (F) et la pluie des années précédentes (G). ... *218*

Fig. 118 : Répartition par classes des évènements des fichiers HISTO 14 et HISTO 16 : mensuelle (A), type (B), localisation (C), période pluvieuse (D), la pluie du mois précédent (E), la pluie des trois mois précédents (F), la pluie des années précédentes (G), des tempêtes (H) et des températures négatives (I) (HISTO 16 est dessiné en hachures). ... *220*

Fig. 119 : Graphiques factoriels pour 5 variables climatiques actives. ... *222*

fig. 120 : Graphiques factoriels pour 5 variables climatiques actives plus 3 supplémentaires. ... *224*

Fig. 121 : Carte hydrologique sommaire et localisation des puits et piézomètres à Villerville. ... *227*

Fig. 122 : Carte hydrologique sommaire et localisation des puits et piézomètres à Cricqueboeuf. ... *228*

Fig. 123 : Niveaux piézométriques au cours de l'essai de pompage. ... *231*

Fig. 124 : Evolution de la piézométrie entre 1985 et 1988 des puits situés au niveau du C.D. 513 (A) et dans le camping des Graves (B). *233*

Fig. 125 : Pluie efficace décadaire et variations piézométriques au puits "les Houx" entre janvier 1985 et juin 1987 (pluie efficace en hachures). *235*

Fig. 126 : Pluie journalière cumulée de la station de Saint Gatien et variations piézométriques du puits "les Houx" de septembre 85 à mai 86 (A) et d'août 86 à avril 87 (B). *236*

Fig. 127 : Pluie efficace décadaire cumulée de la Station de Saint Gatien et variations piézométriques du puits "les Houx" de septembre 85 à mai 86 (A) et d'août 86 à avril 87 (B). *237*

Fig. 128 : Relation entre la hauteur de pluie et la remontée de la nappe. *239*

Fig. 129 : Pluie efficace mensuelle et variation piézométrique à La Forge au Cable (indice BRGM. 0097-6X-102) entre 1974 et 1978. ..... *239*

Fig. 130 : Variations piézométriques entre 1978-1988 à la Ferme de Drumare (A) et à Danestal (B). *241*

Fig. 131 : Les températures minimales enregistrées à la station de Saint Gatien pendant les hivers 84-85, 85-86 et 86-87. ..... *242*

Fig. 132 : Variabilité saisonnière des déplacements du repère n°58 et variations des niveaux piézométriques. *245*

Fig. 133 : Vitesses moyennes sur le versant de Villerville en période hivernale (A) et estivale (B). *246*

Fig. 134 : Tableau des déplacements et vitesse moyenne mensuelle pour deux périodes. *247*

Fig. 135 : Résistance au cisaillement d'un sol : courbe effort-déformation (A) et droite intrinsèque (B). *258*

Fig. 136 : La machine LPC. *258*

Fig. 137 : Essai de cisaillement : déplacements cumulés. *261*

Fig. 138 : Essai de cisaillement : représentation de la Gatta. *261*

Fig. 139 : Courbes de Mohr : argile de Villerville SC1 14,05-14,25 (A) et 14,70-14,80 m (B). *262*

Fig. 140 : Tableau des principaux résultats des essais de laboratoire sur l'argile de Villerville (Oxfordien supérieur) du sondage SC1. ..... *264*

Fig. 141 : Limites d'Atterberg : classification de Casagrande. *265*

Fig. 142 : Tableau des valeurs de dispersion des paramètres géotechniques dans le sondage SC1 à Villerville. *265*

Fig. 143 : Localisation des échantillons des marnes de Port sur le profil dans le secteur du Cap Manvieux et dans celui de Commes. *268*

Fig. 144 : Tableau des principaux résultats d'essais de laboratoire sur les marnes de Port du Bathonien inférieur et moyen. *269*

Fig. 145 : Tableau de la répartition statistique des paramètres géotechniques des marnes de Port en Bessin. *270*

Fig. 146 : Localisation des profils servant aux calculs de stabilité à Villerville. *272*

Fig. 147 : Les différentes surfaces de rupture possibles à Villerville (d'après J.C. FLAGEOLLET et Al., 1987). *273*

Fig. 148 : Les surfaces de rupture testées sur le profil AA' à Villerville. *274*

Fig. 149 : Les surfaces de rupture testées sur le profil BB' à Villerville. *276*

Fig. 150 : Résultats des calculs de stabilité par la méthode déterministe des perturbations. *278*

Fig. 151 : Calculs de stabilité par la méthode probabiliste d'OBONI et BOURDEAU, diagramme de transition. *280*

Fig. 152 : Localisation des profils de falaise servant à la modélisation dans le secteur de Port en Bessin. *281*

Fig. 153 : Profils de falaise, cercles de glissement et valeurs de F à l'est de Port en Bessin. *282*

Fig. 154 : Profils de falaise, cercles de glissement et valeurs de F à l'ouest de Port en Bessin. *289*

Fig. 155 : Courbes des logarithmes du déplacement en fonction du temps pour 5 repères. *287*

Fig. 156 : Ajustement d'une courbe exponentielle sur la courbe de déplacement du repère n°53, 57, 58 et 203. ..... *288*

Fig. 157 : Ajustement d'une courbe exponentielle sur la courbe de déplacement du repère n°27, 30, 43 et 50. ..... *289*

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

Photo n° 1 : Falaise subverticale calcaire située à l'ouest de la Pointe du Hoc. Vue vers l'est. *23*

Photo n° 2 : Glissement rotationnel entre Port en Bessin et St Honorine des Pertes..... *23*

Photo n° 3 : Falaise à l'ouest de Port en Bessin. Vue vers l'est. (Au premier plan, la faille des Hachettes). *28*

Photo n° 4 : Falaise à l'ouest de Port en Bessin. Vue aérienne vers l'ouest. (A l'arrière plan, le nouveau sémaphore). *28*

Photo n° 5 : Le chaos de Longues-sur-mer. Vue vers l'ouest. *29*

Photo n° 6 : Panneau calcaire affaissé par fluage des marnes et détaché de la corniche. Lieu-dit "La Falaise" à Longues-sur-mer. Vue vers l'ouest. *29*

Photo n° 7 : Falaise à base marneuse sur la commune de Manvieux. Vue vers l'ouest. *32*

Photo n° 8 : Surplombs et éboulis d'un écroulement de surplomb au droit du Cap Manvieux. Vue vers l'est. *32*

Photo n° 9 : Vue aérienne vers l'ouest du versant littoral entre Villerville-Cricquebœuf et Deauville. (On distingue les deux cirques, le bourg de Villerville, le C.D. 513, le platier rocheux et à l'arrière plan le port de Deauville)..... *40*

Photo n° 10 : Escarpement vertical au lieu-dit "Les Creuniers" à Hennequeville (le C.D. 513 est fracturé et affaissé). *40*

Photo n° 11 : Vue aérienne au droit du Bouffay. *81*

Photo n° 12 : Vue vers l'ouest du glissement du Bouffay. *81*

Photo n° 13 : Couronne de glissement et villa détruite par le glissement de janvier 1982 à Villerville. Vue vers l'est. *86*

Photo n° 14 : Vue aérienne du cirque des Graves et du bourg de Villerville. Vue vers l'ouest. *86*

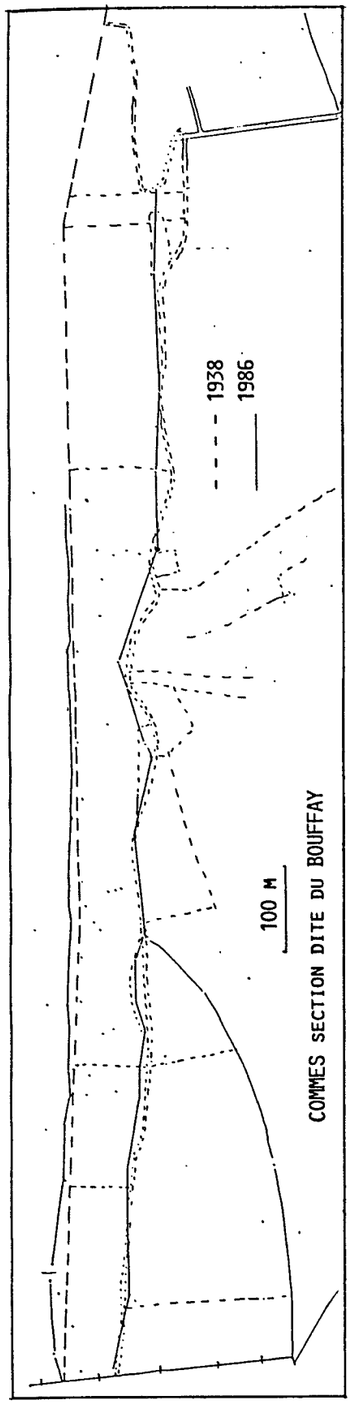
Photo n° 15 : Vue aérienne de la couronne de glissement réactivée en février 1988 aux Fosses du Macre à Cricquebœuf. *92*

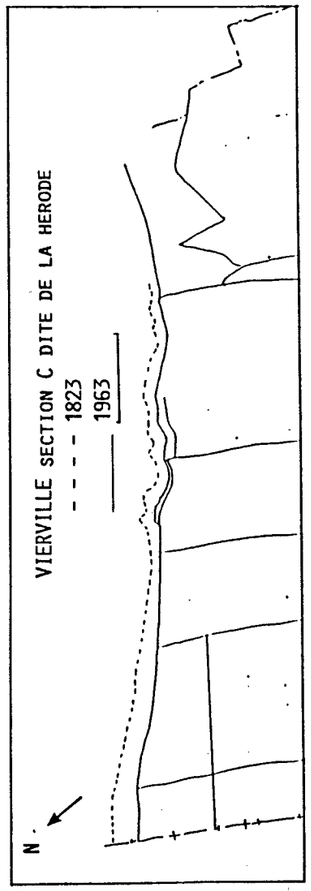
Photo n° 16 : Soulèvement de l'estran en un bourrelet discontinu lors du glissement de février 1988 aux Fosses du Macre à Cricquebœuf. Vue aérienne. *92*

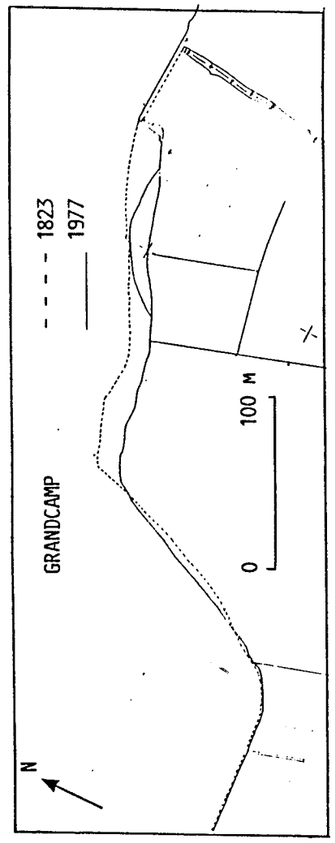
ANNEXES

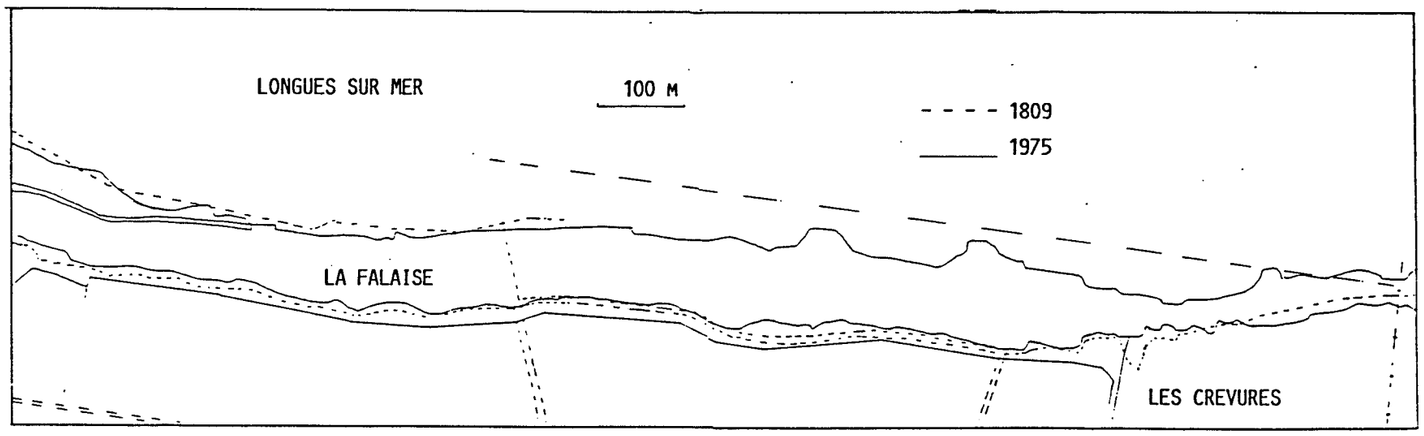
Annexe n° 1

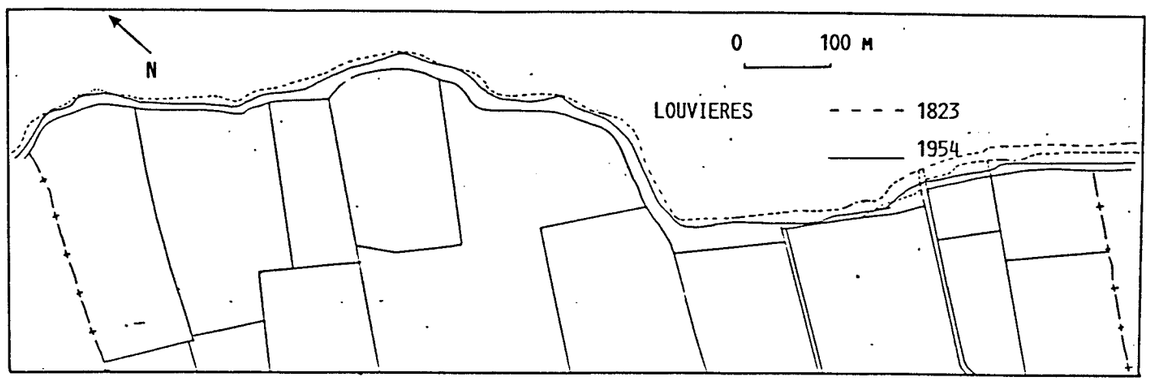
COMPARAISON DES PLANS CADASTRAUX

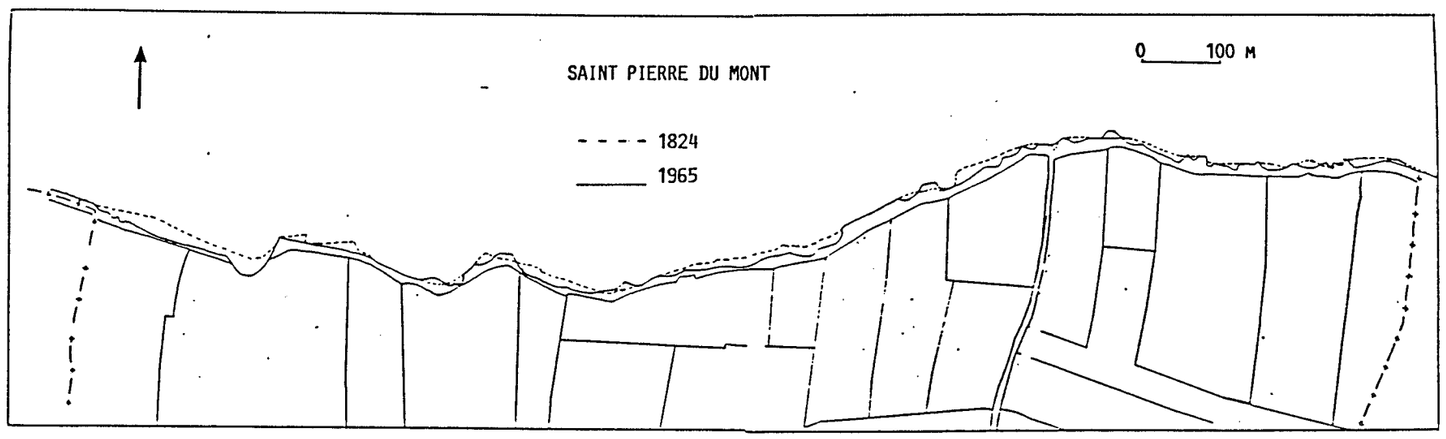


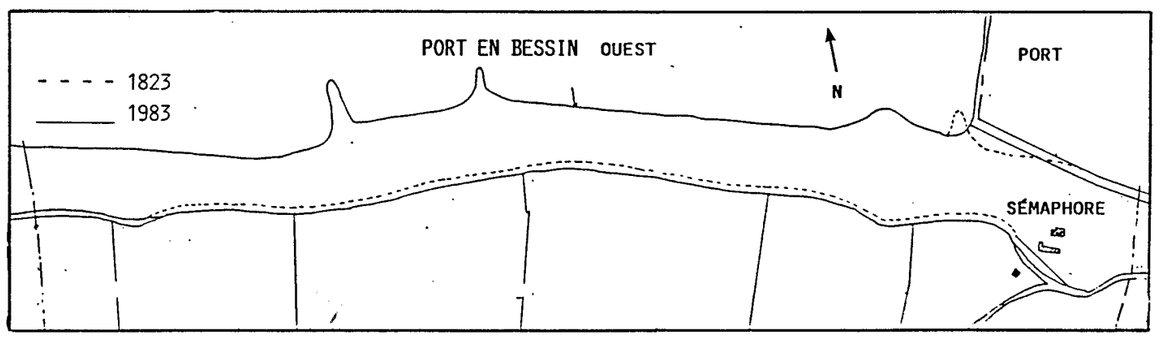





LONGUES SUR MER
100 M
1809
1975
LA FALAISE
LES CREVURES


N
0 100 M
LOUVIERES
1823
1954


SAINT PIERRE DU MONT
0 100 M
1824
1965


PORT EN BESSIN OUEST
N
PORT
1823
1983
SÉMAPHORE

Annexe n° 2

LA METHODE DES MOINDRES CARRES APPLIQUEE AU CALCUL PLANIMETRIQUE

LA MÉTHODE DES MOINDRES CARRÉS APPLIQUÉE AU CALCUL PLANIMÉTRIQUE EN TOPOMÉTRIE

1 - Principes

Le but est de calculer de façon statistique, le plus précisement possible, des coordonnées planes (X,Y) de point à partir d'observations sur le terrain, les données recueillies étant des angles et des distances. La méthode des moindres carrés appliquée à ce cas particulier, permet d'obtenir une précision plus importante en utilisant la redondance des observations. En effet, chaque observation étant entachée d'une erreur, la redondance des observations entraîne une multiplication des résultats possibles pour une seule inconnue, les moindres carrés permettent ainsi de calculer la solution la plus vraisemblable.

2 - Rappel de la méthode générale

2 - a - Densité de probabilité et estimation

Soit une grandeur L que l'on cherche a déterminer, par exemple la distance entre deux points, on répète alors N fois la mesure directe et on obtient ainsi un échantillon (L_1, L_2,..., L_N). Chaque mesure est entachée d'une erreur d'observation e_i :

$$e_i = L - Li$$

On suppose que les erreurs d'observation e_i sont des variables aléatoires normales centrées d'écarts-types σ_i. La probabilité pour que e_i soit compris entre E_i et $E_i + \partial E_i$ est :

$$P (E_i < e_i < E_i + \partial E_i) = D (Ei) . \partial E_i$$

avec D (E_i) *densité de probabilité*, or compte tenu de l'hypothèse faite sur e_i, on a :

$$D (Ei) = \frac{1}{\sigma_i \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot \exp \left(- \frac{E_i^2}{2.\sigma_i^2} \right)$$

Pour σ_i et ∂E_i fixés, cette probabilité est d'autant plus forte que (Ei) est proche de zéro, les évenements les plus vraisemblables se situent au voisinage de $e_i = 0$.

Lorsque l'on effectue un ensemble de mesures (L1, L2, ..., LN) statistiquement indépendantes la probabilité pour que, simultanément chaque erreur e_i soit compris entre E_i et $E_i + \partial E_i$ est :

$$P (E_i < e_i < E_i + \partial E_i \quad i = 1,n) = \Pi\, i = 1,n\ D (E_i) . \partial E_i$$

Ainsi la densité de probabilité est :

$$\Phi (e_1, e_2, \dots , e_n) = \Pi\, i = 1,n\ D (E_i)$$

On appelle aussi cette densité de probabilité la *fonction de vraisemblance* et elle peut s'exprimer ainsi en remplaçant D (E_i) par son expression :

$$\Phi (e_1, e_2, \dots , e_n) = \frac{1}{(2\pi)^{n/2} . \Pi\, i = 1,n\ \sigma_i} . \exp (- 1/2 \Sigma\, i = 1,n \frac{E_i^2}{\sigma_i^2}$$

La méthode du maximum de vraisemblance consiste à rechercher le maximum de la fonction ci-dessus, or celle-ci est maximum lorsque $\Sigma\, i = 1,n\ E_i^2 / \sigma_i^2$ est minimum (vous voyez ou on veut en venir ?)

Dans le cas simple qui nous intéresse (la mesure d'une longueur n fois) on a $\sigma_i = \sigma$ et $E_i = M - L_i$, M étant un *estimateur* de L que l'on désire calculer, ainsi $\Sigma\, i = 1,n\ E_i^2/\sigma_i^2$ est minimum lorsque :

$$\Sigma\, i = 1,n\ (M - L_i)^2 \text{ minimum}$$

et on démontre que dans ce cas $M = 1/n\ .\ \Sigma\, i = 1,n\ L_i$ que l'on appelle *moyenne*.

2 - b - Valeurs calculées et mesurées, résidu

En topométrie les mesures sont indirectes (on ne peut pas mesurer directement les X et les Y sur le terrain, dommage ...), ainsi on appelle *relation d'observation* une équation reliant une mesure L_i, certaines des inconnues ($X_1, X_2, ..., X_j, ..., X_n$) et un *résidu* v_i :

$$L_i + v_i = f_i (X_1, X_2, ..., X_j, ..., X_n)$$

L_i étant soit une mesure d'angle ou de distance, la fonction f_i relie les quantités inconnues (X_j) coordonnées des points que l'on cherche à calculer à la mesure L_i en supposant qu'aucune erreur ne vienne modifier la mesure.

Par exemple, soit la distance séparant deux points M_1 et M_2 de coordonnées respectives X_1,Y_1 et X_2,Y_2, la fonction f_i s'écrit alors :

$$f_i (X_1,Y_1 , X_2,Y_2) = \sqrt{(X_2 - X_1)^2 + (Y_2 - Y_1)^2}$$

Le résidu v_i est la différence entre la valeur *calculée* de la grandeur "distance", telle qu'il en résultera des calculs de la compensation, et la valeur *observée* obtenue expérimentalement. Le résidu est donc un *estimateur* de l'erreur de mesure.

2 - c - Le système d'équation

A chaque mesure, correspond une relation d'observation et une seule. Si dans un réseau de points, on effectue m mesures, le problème du calcul du réseau est de résoudre le système de m équations à m + n inconnues suivant :

$$\begin{aligned} &L_1 + v_1 = f_1 (X_1, X_2, ..., X_j, ..., X_n) \\ &L_2 + v_2 = f_2 (X_1, X_2, ..., X_j, ..., X_n) \\ &..... \\ &..... \\ &L_m + v_m = f_m (X_1, X_2, ..., X_j, ..., X_n) \end{aligned}$$

Les inconnues sont en **gras**

Ce système ayant plus d'inconnues que d'équations il est a priori indéterminé, et ne peut avoir de solution que moyennant des hypothèses supplémentaires, ces dernières concernant les erreurs de mesure et leurs estimateurs :

On suppose que chaque erreur de mesure appartient a une population de variable aléatoire normale centrée d'écart-type σ_i, les résidus en tant qu'estimateurs des erreurs, doivent avoir les mêmes propriétés et les mêmes distributions.

La densité de probabilité du résidu v_i est donc :

$$D (v_i) = \frac{1}{\sigma_i \cdot \sqrt{2\pi}} \cdot \exp (- \frac{v_i^2}{2. \sigma_i^2})$$

Or les erreurs sont indépendantes, ainsi on peut écrire :

$$\Phi (v_1, v_2, \dots , v_m) = \Pi\, i = 1,m\ D (v_i)$$

$$\Phi (v_1, v_2, \dots , v_m) = \frac{(2\pi)^{-n/2} .}{\Pi\, i = 1,m\ \sigma_i} . \exp (- 1/2 \Sigma\, i = 1,m \frac{v_i^2}{\sigma_i^2}$$

On remplace D (v_i) et on a :

Si on applique la méthode du maximum de vraisemblance : si les écarts-types σ_i sont connus, le maximum de vraisemblance se produit lorsque $\Sigma\, i = 1,m\ v_i^2 / \sigma_i^2$ est minimale, cette condition est souvent appelée *condition des moindres carrés*. Elle est la conséquence des hypothèses faites concernant la répartition des erreurs de mesures. On définit le, poids p_i d'une observation comme l'inverse de sa variance soit $1 / \sigma_i^2$ ainsi le poids est d'autant plus fort que la dispersion sur une mesure répétée est faible, ce qui est logique. Et le système devient

$$L_i + v_i = f_i (X_1, X_2, ... ,X_j, ... , X_n) \text{ pour } i \text{ de } 1 \text{ à } n \qquad \Sigma\, i = 1,m\ p_i . v_i^2$$

Les n premières équations sont les relations d'observation.

2 - d - La résolution du système d'équation

La résolution du système n'est possible que si ces équations sont linéarisées. Pour cela on utilise une partie des observations en supposant les erreurs nulles :
$L_i = f_i (X_1, X_2, ... ,X_j, ... , X_n)$ pour calculer une *solution approchée* $(X_{a1}, X_{a2}, ... ,X_{aj}, ... , X_{an})$. Puis on développe les fonctions f_i au premier ordre au voisinage de cette solution approchée en appliquant la formule de Taylor aux fonctions de plusieurs variables :

On note : $\mathbf{X} = (X_1, X_2, ... ,X_j, ... , X_n)$
$\mathbf{X_a} = (X_{a1}, X_{a2}, ... ,X_{aj}, ... , X_{an})$

$$f_i (\mathbf{X}) = f_i (\mathbf{X_a}) + \Sigma_{j=1,n}\ \partial f_i (\mathbf{X_a}) / \partial X_j \,.\, (X_j - X_{aj}) + o^2$$

$\partial f_i (\mathbf{X_a}) / \partial X_j$ étant la dérivée partielle de f_i par rapport à X_j au point X_a et o^2 représentant les termes du second ordre et au delà, qui seront négligés.

Posons : $L_{ai} = f_i (\mathbf{X_a})$ Valeur calculée de f_i à partir de la solution approchée
$d L_i = L_i - L_{ai}$ différence entre la valeur mesurée et la valeur calculée de f_i
$d X_j = X_j - X_{aj}$ différence entre la valeur compensée et la valeur approchée

Ainsi, une équation d'observation linéarisée s'écrit :

$$d L_i + v_i = \Sigma_{j=1,n}\ \partial f_i (\mathbf{X_a}) / \partial X_j \,.\, d X_j$$

On a donc remplacé les inconnues X_j par les inconnues $d X_j$. Et il est maintenant possible d'écrire le système des relations d'observation sous forme matricielle en adoptant les notations suivantes :

$$X_{n,1} = \begin{bmatrix} d X_1 \\ d X_2 \\ \\ d X_j \\ \\ d X_n \end{bmatrix} \qquad V_{m,1} = \begin{bmatrix} V_1 \\ V_2 \\ \\ V_j \\ \\ V_m \end{bmatrix}$$

$$A_{n,m} = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & . & . & . & a_{1m} \\ a_{21} & a_{22} & . & . & . & a_{2m} \\ . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & \grave{a}_{ij} & . & . \\ . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . \\ \grave{a}_{n1} & . & . & . & . & a_{nm} \end{bmatrix} \qquad \text{avec } a_{ij} = \partial f_i / \partial X_j$$

$$L_{n,1} = \begin{bmatrix} d L_1 \\ d L_2 \\ \\ d L_i \\ \\ dL_n \end{bmatrix} \qquad P_{n,n} = \begin{bmatrix} p_1 & 0 & . & . & . & . & 0 \\ 0 & p_2 & 0 & . & . & . & . \\ . & 0 & . & 0 & . & . & . \\ . & . & 0 & p_i & 0 & . & . \\ . & . & . & 0 & . & 0 & . \\ . & . & . & . & 0 & . & 0 \\ 0 & . & . & . & . & 0 & p_n \end{bmatrix}$$

Les indices des matrices ci-dessus indiquent uniquement leur dimension et pour alléger l'écriture des systèmes suivants, ces indices seront omis.

Soit une matrice M, on notera M^t, la matrice transposée de M. Rappelons que si M = A x B, avec M,A et B étant des matrices on a $M^t = B^t \times A^t$. On signale aussi que les produits du type $X^t AX$ sont des scalaires.

On rappelle que pour une matrice diagonale, on a M^n (M élevée à la puissance n) telle que chaque élément de sa diagonale est élevé à la puissance n.

Le système des relations d'observation et la condition des moindres carrés s'écrivent :

$$\boxed{\begin{array}{l} A X = L + V \\ V^t P V \text{ minimal} \end{array}}$$

La fonction $V^t P V$ est en fait une fonction scalaire de X, et pour minimiser ce scalaire il faudrait annuler toutes ces dérivées partielles par rapport aux termes de la matrice colonne X :

$$\frac{\partial (V^t P V)}{\partial (d X_j)} = 0 \quad \text{pour } j = 1, 2, ... ,n$$

Il revient au même d'annuler la différentielle totale de $V^t P V$: $d (V^t P V) = 0$

Or les règles de différenciation des produits de scalaires s'appliquent aux produits des matrices, en adoptant la notation suivante :

$$d X = \begin{bmatrix} d (X_1) \\ d (X_2) \\ \\ d (X_j) \\ \\ d (X_n) \end{bmatrix} \qquad d V = \begin{bmatrix} d V_1 \\ d V_2 \\ \\ d V_j \\ \\ d V_m \end{bmatrix}$$

On a en différenciant de produit $V^t P V$:

$$d (V^t P V) = dV^t P V + V^t P dV$$

On remarque que : $(dV^t P V)^t = V^t P^t dV$
Et ce sont des scalaires donc : $(dV^t P V)^t = dV^t P V$
or $P^t = P$ (matrice diagonale) donc : $dV^t P V = V^t P dV$

Ainsi il reste :

$$d (V^t P V) = 2 dV^t P V$$

Or :

$$V = AX - L \text{ donc } dV = A dX \text{ et } dV^t = dX^t A^t$$

Donc en substituant :

$$d (V^t P V) = 2 dX^t A^t P (AX + L)$$

Cette différentielle doit être nulle quelque soit dX ou dX^t, on a donc nécessairement :

$$A^t P (AX + L) = 0$$

Soit encore

$$A^t P A X = A^t P L$$

ou en notant $M = P^{1/2} A$:

$$M^t M X = M^t P^{1/2} L$$

Ce système est appelé système des équations normales, il a pour gros avantage de ne comporter aucune des m inconnues (v_i), en effet il ne comporte plus que les n inconnues ($d X_j$).

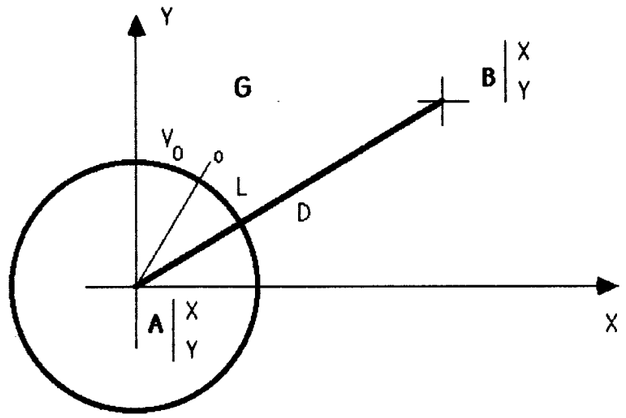
La matrice du système est carrée ($M^t M$) et c'est celle d'une forme quadratique définie positive, ou semi-définie positive : ce qui signifie que le système admet toujours au moins une solution. Il ne reste plus qu'à employer une méthode classique de résolution d'un système linéaire de n équations à n inconnues pour déterminer les ($d X_j$), on en deduira immédiatement les (X_j) d'après la solution approchée ($X_j = X_{aj} + d X_j$).

3 - Applications

3 - a - La relation d'observation angulaire

Soient deux points A et B de coordonnées respectives (Xa, Ya) et (Xb, Yb), on effectue

une observation angulaire de A sur B : et l'on obtient une mesure angulaire L :



G est le gisement de A sur B et V_0 est le *gisement de l'origine* du cercle horizontal de l'appareil de mesure, on a comme inconnues (X_A, Y_A, X_B, Y_B, V_o).

La relation d'observation s'écrit :

$$L + v = f (X_A, Y_A, X_B, Y_B, V_o).$$

Or on a :

$$G = L + Vo \text{ et } G = \text{Arctg} \frac{XB - XA}{YB - YA}$$

Donc :

$$L + v = \text{Arctg} \left(\frac{XB - XA}{YB - YA} \right) - Vo$$

On applique la formule de Taylor au voisinage d'une solution approchée (Rappel : soit a, une solution approchée, Taylor nous dit $F(x) = f(a) + f'(a) (x-a) + o^2$, o^2 négligeable au premier ordre, localement une courbe est une droite) donc :

$$L + v = G_a \frac{\partial G}{\partial X_A} (X_{aA} - X_A) + \frac{\partial G}{\partial Y_A} (Y_{aA} - Y_A) + \frac{\partial G}{\partial X_B} (X_{aB} - X_B) + \frac{\partial G}{\partial Y_B} (Y_{aB} - Y_B) + V_{ao} + dV_o$$

Avec Ga étant le gisement calculé à partir d'une solution approchée,

On notera désormais : $d X_a = X_{aA} - X_A$ et ainsi de suite pour $d Y_A$, $d X_B$ et $d Y_B$, et aussi :

$\Delta X = X_B - X_A$ et $\Delta Y = Y_B - Y_A$, puis par extension $\Delta X = X_{aB} - X_{aA}$ et $\Delta Y = Y_{aB} - Y_{aA}$ avec les solutions approchées de A et de B.

Or $tg\ G = \Delta X / \Delta Y$ donc si l'on différencie :

$$\frac{dG}{\cos^2 G} = \frac{\Delta Y . (dX_B - dX_A) - \Delta X . (dY_B - dY_A)}{\Delta Y^2}$$

Or avec la distance calculée D à partir de la solution approchée on a D = ΔY . Cos G donc :

$$dG = -\Delta Y/D^2 \,.\, dX_A + \Delta X/D^2 \,.dY_A + \Delta Y/D^2 \,.\, dX_B - \Delta X/D^2 \,.\, dY_B$$

De plus $dV_o = V_o - V_{ao}$ avec V_{ao} solution approchée du gisement de l'origine
Or la relation s'écrit : $v = G + V_o - L$ et on a : $G = G_a + dG$
D'où la relation d'observation de A sur B

$$-\Delta Y/D^2 \,.\, \mathbf{dX_A} + \Delta X/D^2 \,.\, \mathbf{dY_A} + \Delta Y/D^2 \,.\, \mathbf{dX_B} - \Delta X/D^2 \,.\mathbf{dY_B} + \mathbf{dV_0} + \mathit{G_a} - \mathit{l} + \mathit{V_{ao}} = v$$

Les inconnues sont en **gras** et le terme constant en *italique*.

3 - b - La relation d'observation de distance

Soient deux points A et B de coordonnées respectives (X_A, Y_A) et (X_B, Y_B), on effectue une mesure de distance entre A et B : et l'on obtient une mesure Dm réduite à l'horizontale, au niveau 0 et au plan de projection.

La relation d'observation s'écrit alors :

$$D_m + v = f(X_A, Y_A, X_B, Y_B)$$

Soit encore :

$$D_m + v = \sqrt{(X_B - X_A)^2 + (Y_B - Y_A)^2}$$

De manière analogue au paragraphe précédent, différencions D par rapport à chaque variable :

en effet :

$$D2 = (X_B - X_A)^2 + (Y_B - Y_A)^2$$

Donc si l'on différencie :

$$2\,D\,dD = 2.\Delta X \,.\, (D\,X_B - dX_A) + 2.\Delta Y \,.\, (dY_B - dY_A)$$

avec les mêmes notations que le paragraphe précedent.

Puisque $f(X_A, Y_A, X_B, Y_B) = D + dD$ (D est calculée d'après la solution approchée) :

$$v = -\Delta X/D \,.\, dX_A - \Delta Y/D \,.\, dY_A + \Delta X/D \,.\, dX_B + \Delta Y/D \,.\, dY_B + D - D_m$$

On peut rendre cette relation homogène avec celle du paragraphe précedent :

$$-\Delta X/D^2 \,.\, \mathbf{dX_A} + \Delta Y/D^2 \,.\, \mathbf{dY_A} + \Delta X/D^2 \,.\, \mathbf{dX_B} - \Delta Y/D^2 \,.\mathbf{dY_B} + \mathit{(D - D_m)\,/\,D} = v$$

Les inconnues sont en **gras** et le terme constant en *italique*.

3 - c - Utilisation des relations d'observation

Les relations d'observation présentées dans les deux paragraphes précédents permettent la mise en équation du système en posant comme inconnues les dX, dY et dVo, une fois le système résolu, on réutilise les relations d'observation pour calculer les résidus que l'on pourra obtenir dans le même type d'unité que les mesures primaires, on pourra ainsi apprécier les erreurs de mesures.

De façon pratique, une très mauvaise mesure peut fausser le calcul entier, le calcul des résidus la mettra en évidence, et on pourra alors recommencer la compensation sans cette mesure

Nous n'avons pas abordé ici les problèmes de projection car si l'on admet que la zone sur laquelle on travaille ne s'étend que sur 800 mètres, on peut admettre que la terre est plate.

En revanche, si l'on travaille sur des zones très étendues (comme en géodésie classique) il faut absolument corriger les observations en fonction du système de projection utilisé.

3 - d - Organigramme de résolution

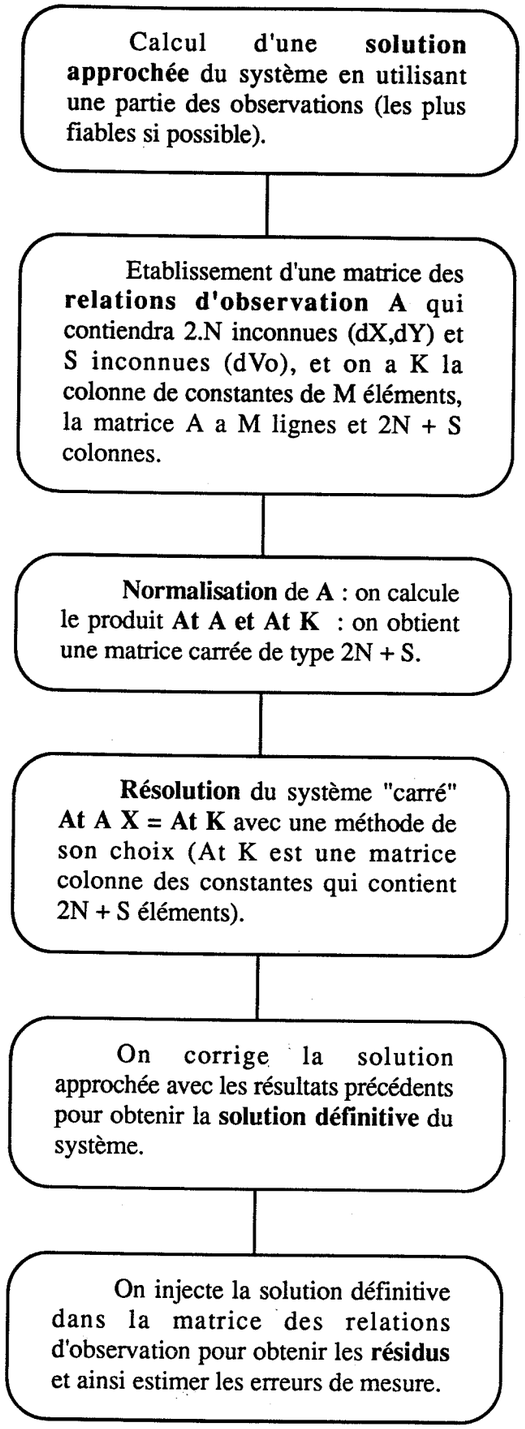
On revient d'une journée de terrain avec des observations et l'on a en particulier beaucoup de mesures d'angles et de distances mais aussi beaucoup de points dont on ne connait pas les coordonnées, la recette suivante permet à partir des explications théoriques précédentes de les obtenir avec une vraisemblance maximum et en plus, d'avoir une estimation de l'erreur effectuée sur chaque mesure.

On a donc **N** points inconnus, on a mis en station l'appareil **S** fois sur les points inconnus et on a effectué **M** mesures. Il faudra donc calculer N(dX), N(dY) et S(dVo), on a **2N +S** inconnues.

Si dans une relation d'observation on a des points connus, les inconnues dX, dY et dV_o correspondantes sont simplement éliminées.

Tous les calculs peuvent être faits à la main, mais si l'on dispose d'une unité de calcul et d'un logiciel adapté, on apprécie vraiment la méthode des moindres carrés sans quoi la chasse à l'erreur se fera surtout dans les calculs de compensation plutôt que dans les observations. Toutefois des générations de géodésiens ont noirci des pages de chiffres ...

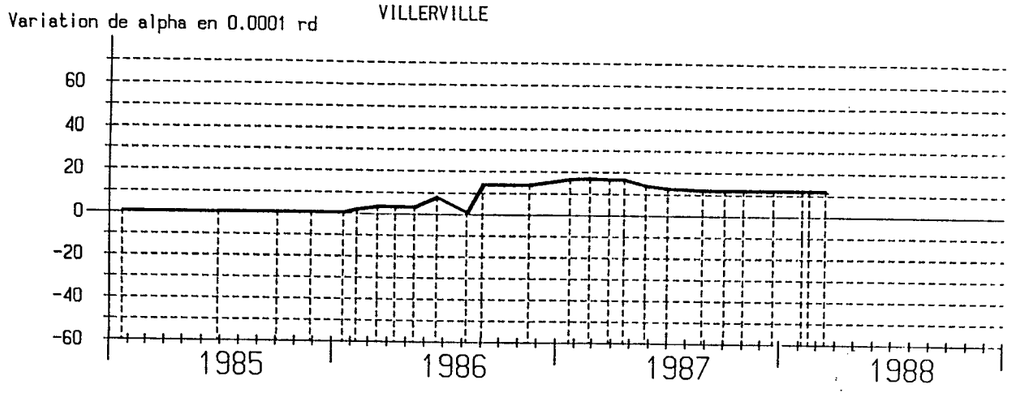
Dans le cas qui nous intéresse, on admettra que les observations auront toutes le même poids, ainsi la matrice diagonale des poids disparait. En effet il n'est pas évident d'apprécier l'écart-type d'une série de mesure, qui n'aura pas été répétée un grand nombre de fois. De toute façon, il importe surtout de voir la pratique de la résolution du système.



Annexe n° 3

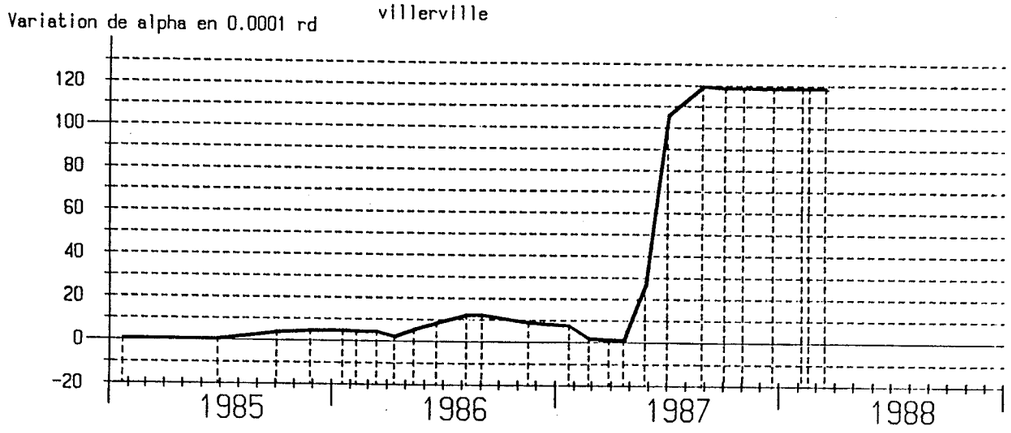
GRAPHIQUES DES VARIATIONS DE L'ANGLE DE ROTATION DES EMBASES DE NIVELLE PAR RAPPORT AU TEMPS

EMBASE: 2



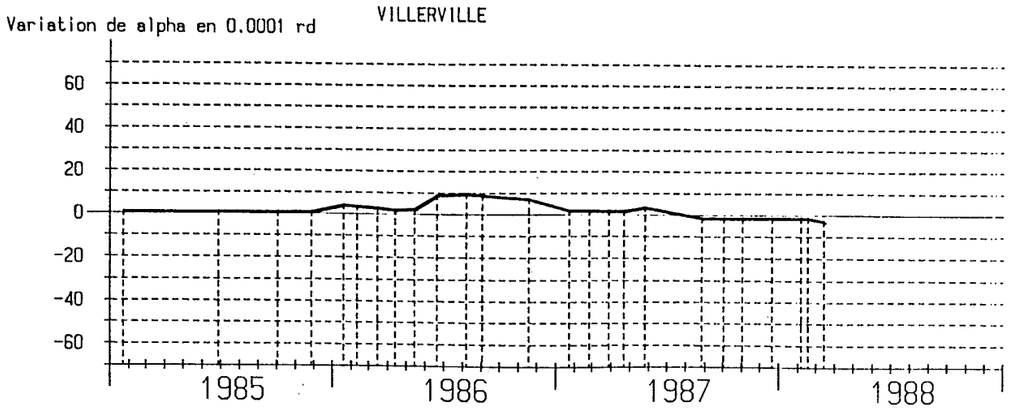
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 4



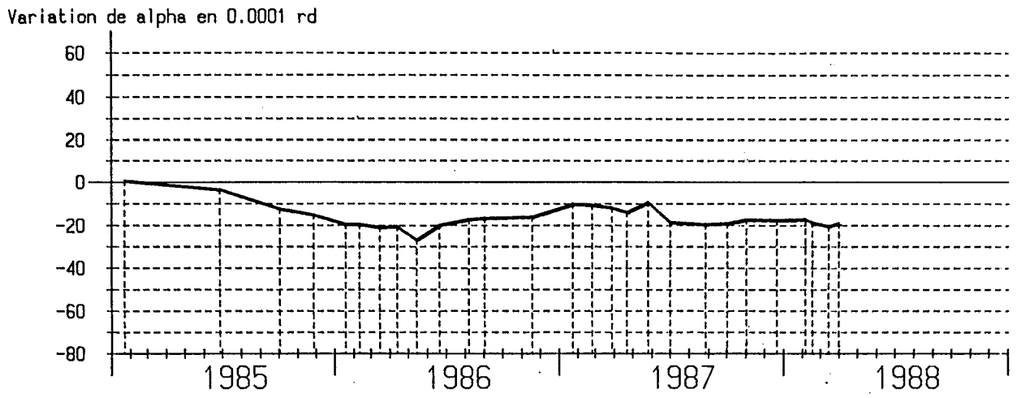
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 6



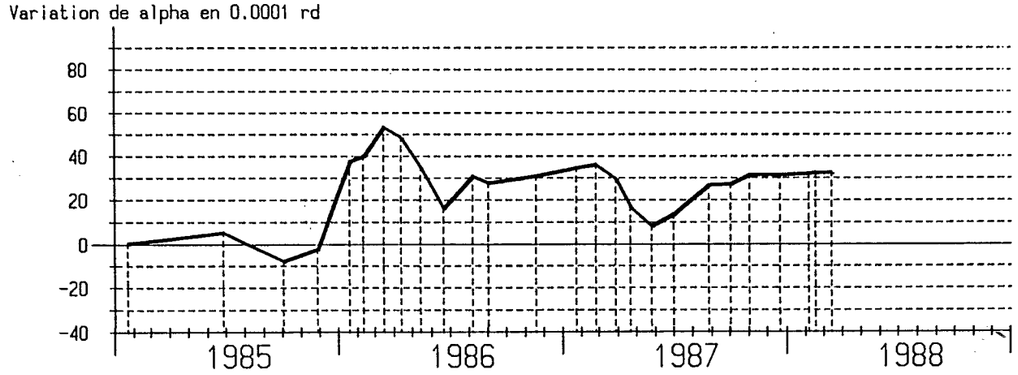
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 8



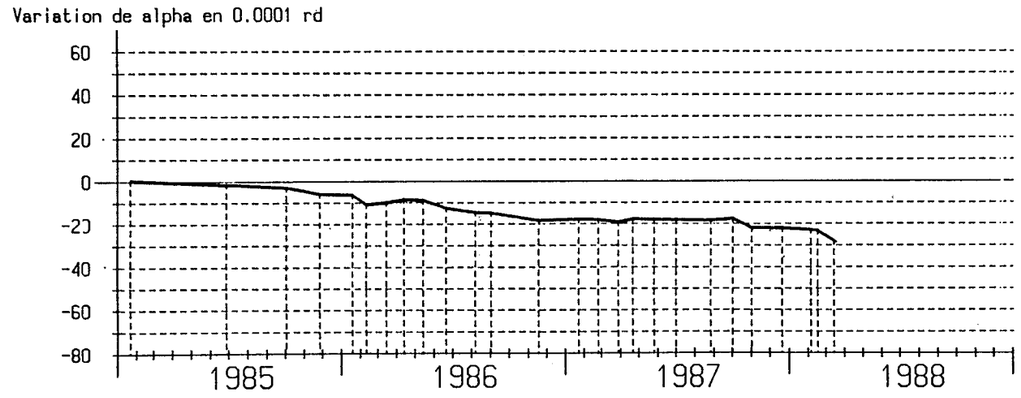
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 22



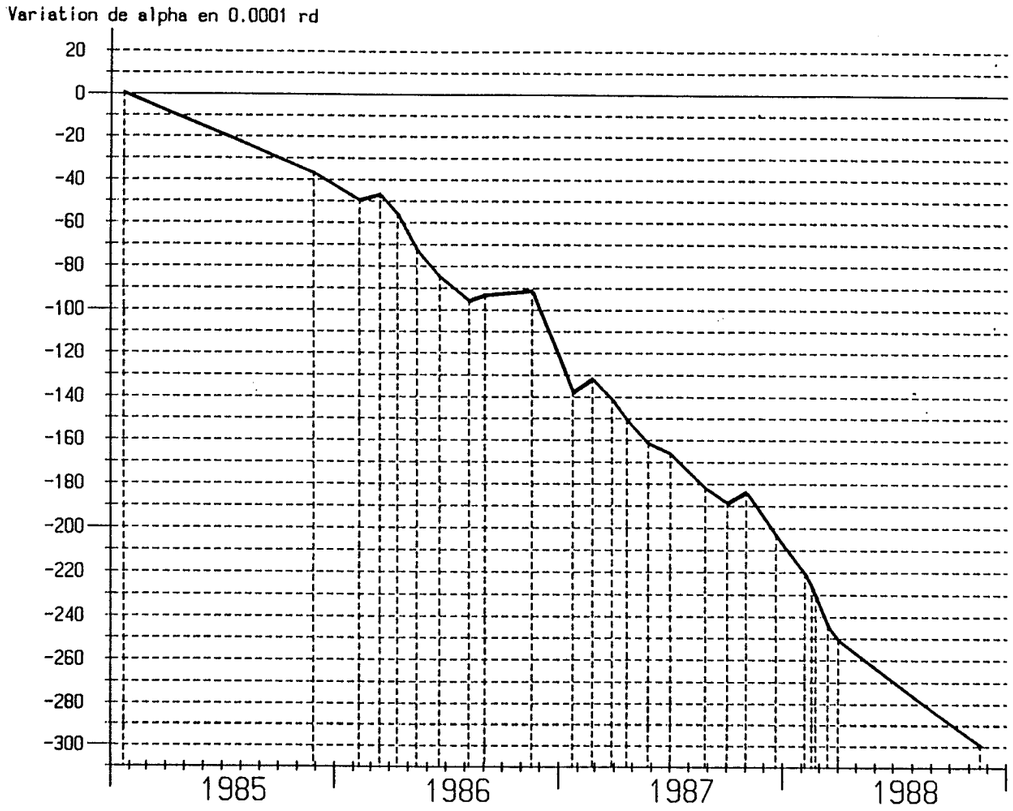
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 23



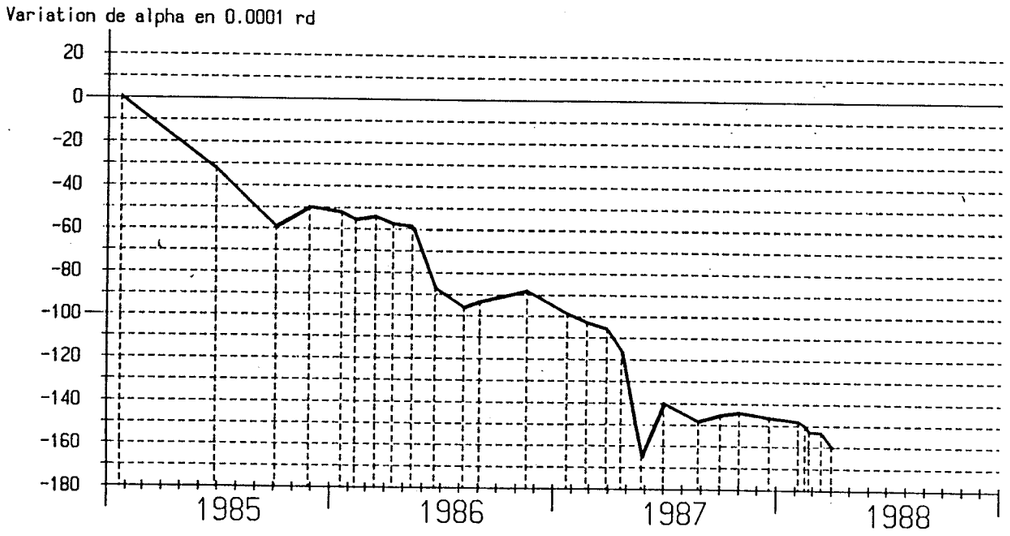
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 27



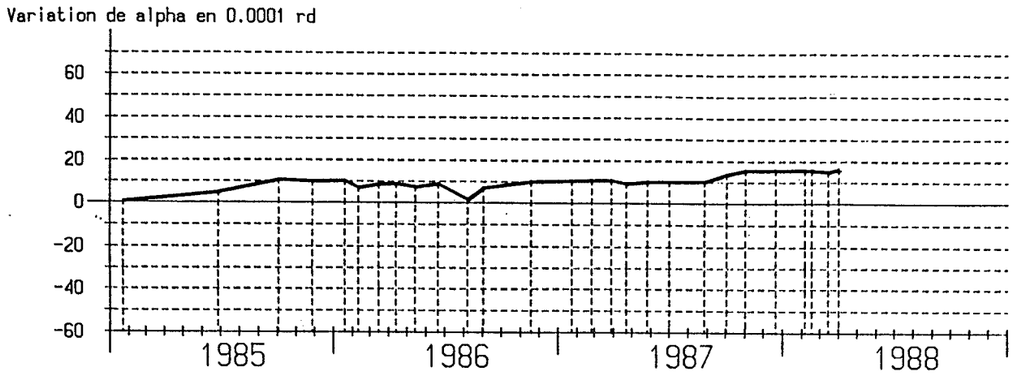
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 33



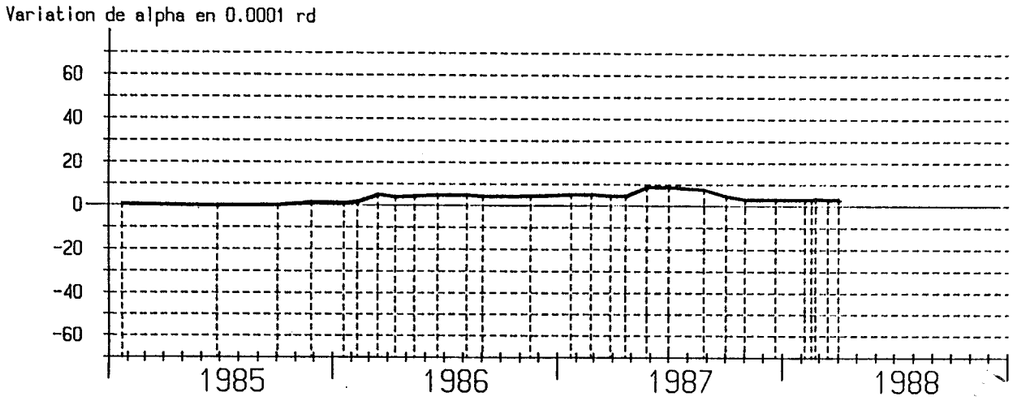
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 28



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

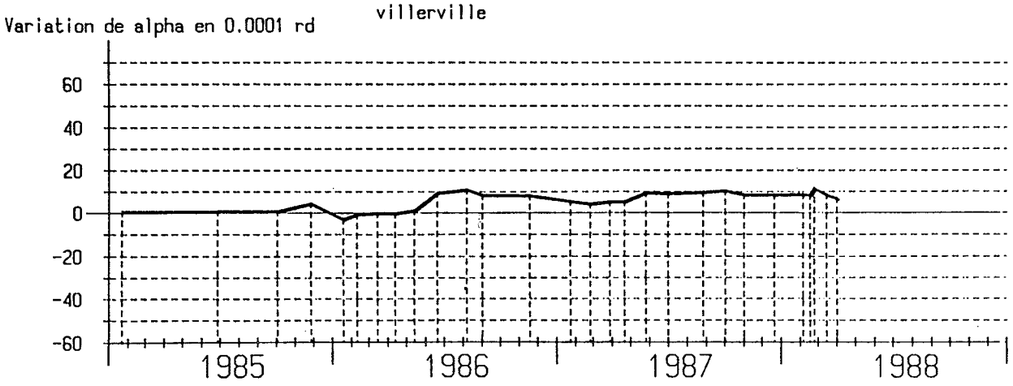
EMBASE: 38



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

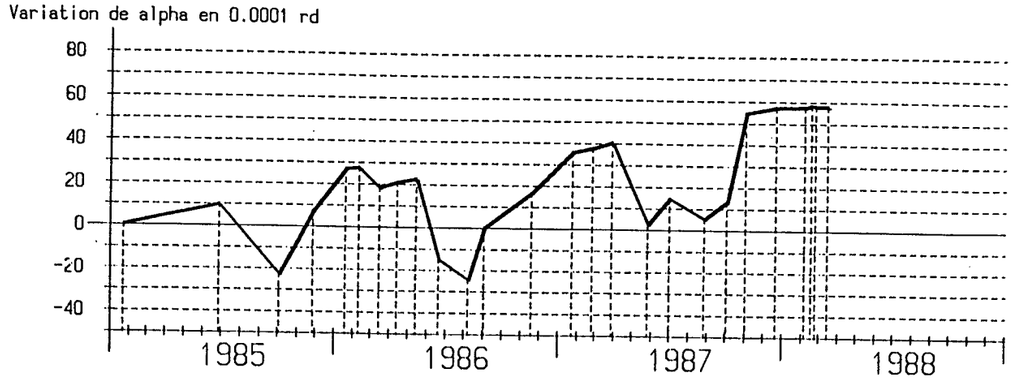
EMBASE: 42

villerville



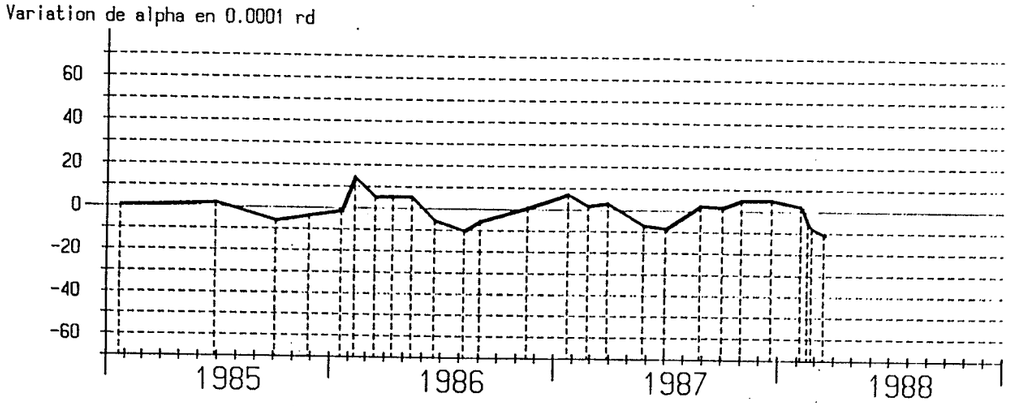
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 47



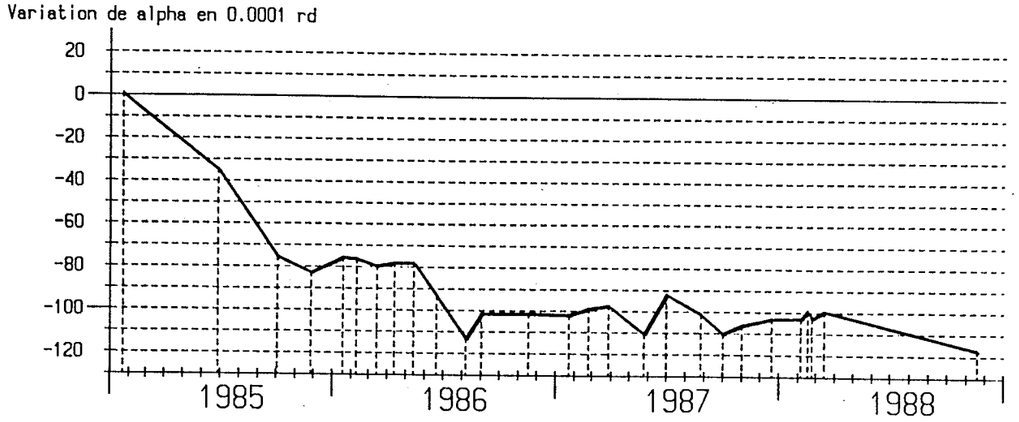
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 50



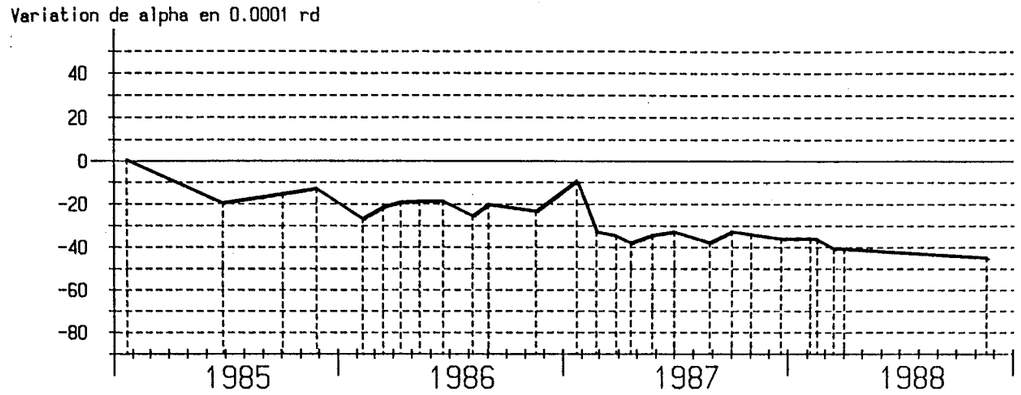
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 51



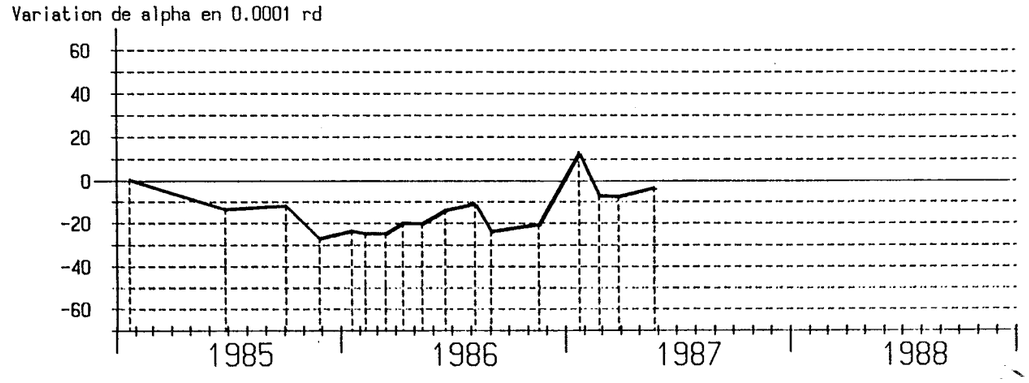
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 53



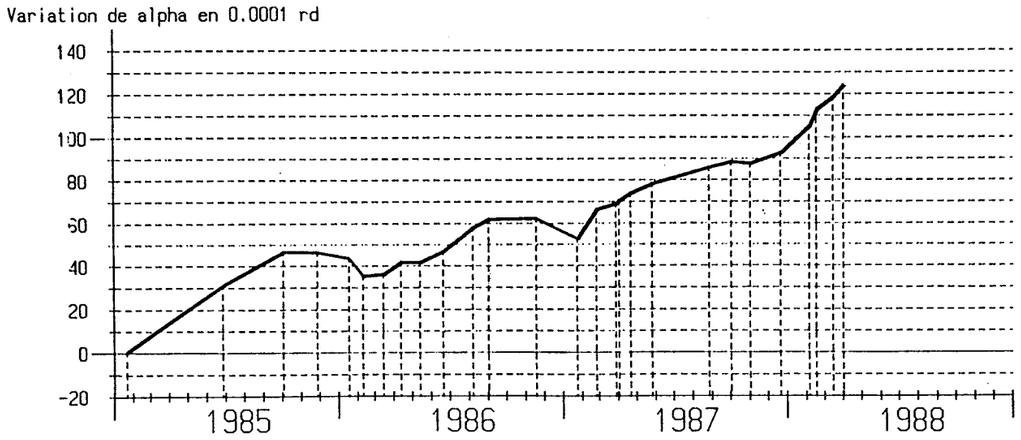
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 54



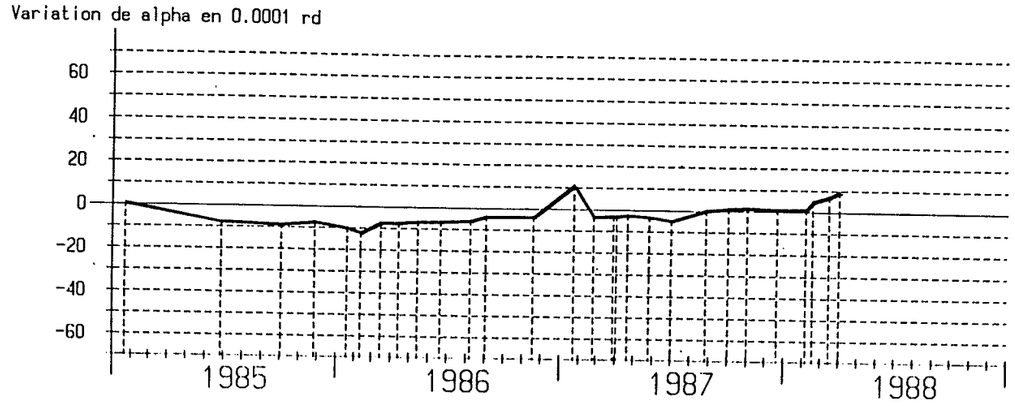
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 58



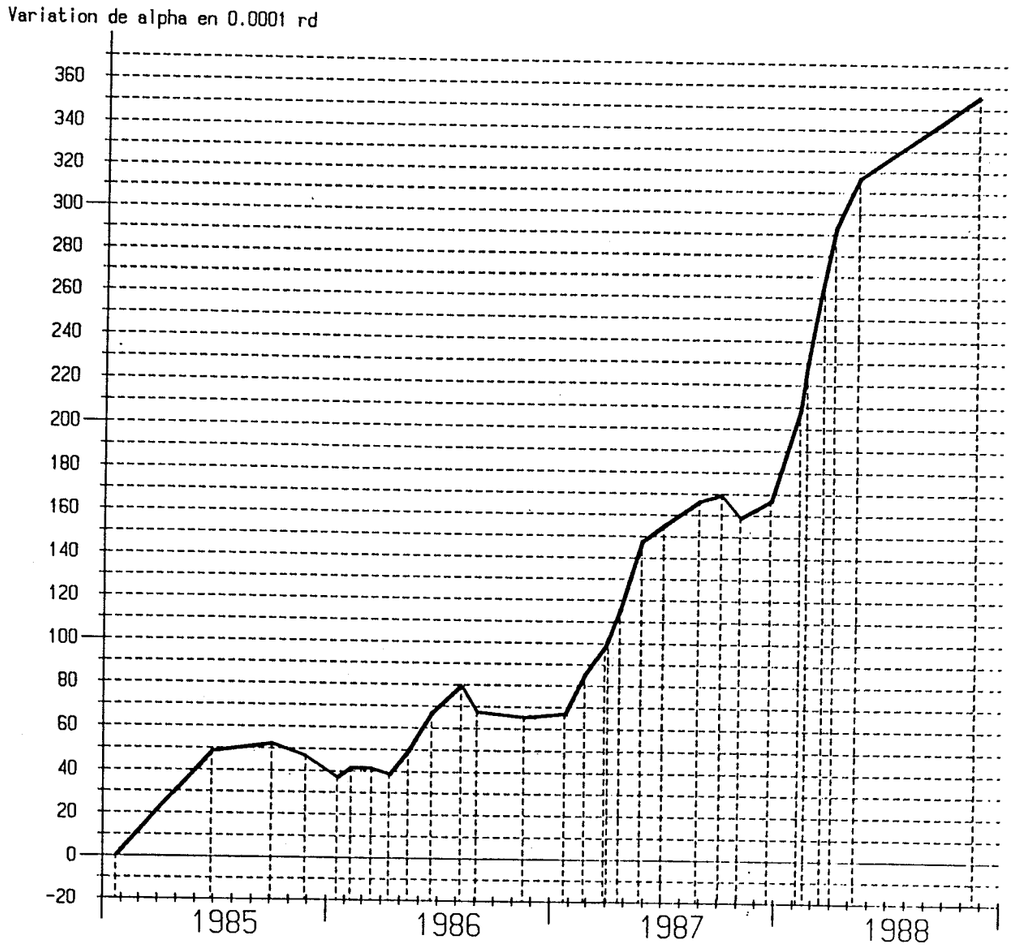
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 59



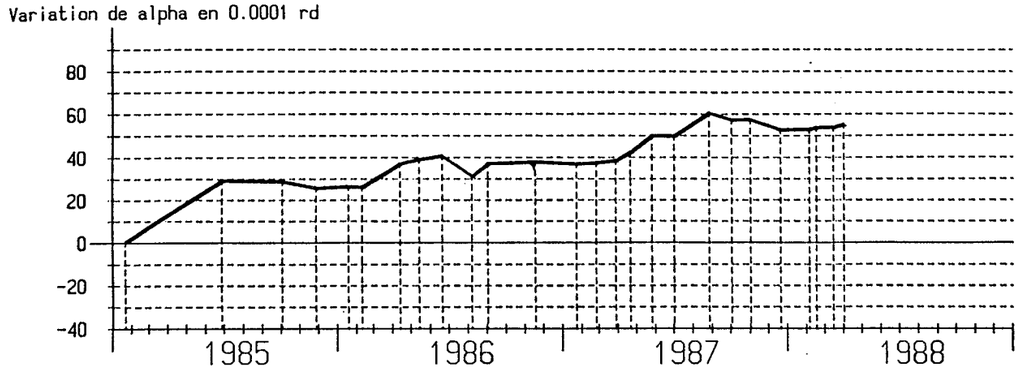
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 57



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

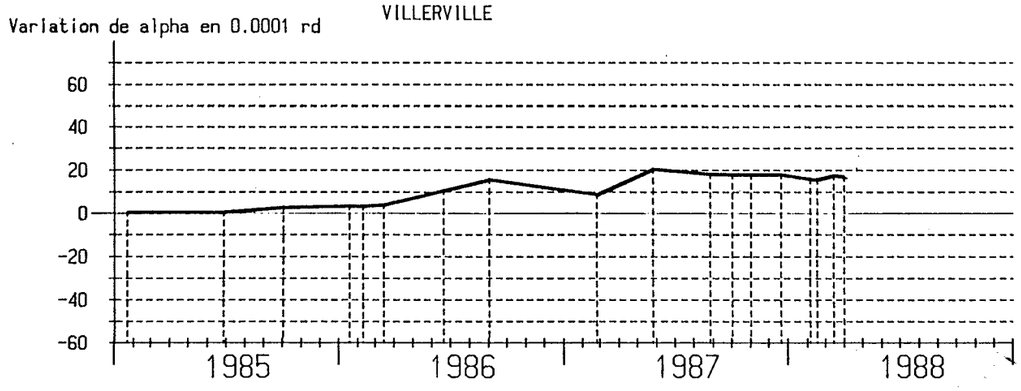
EMBASE: 62



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

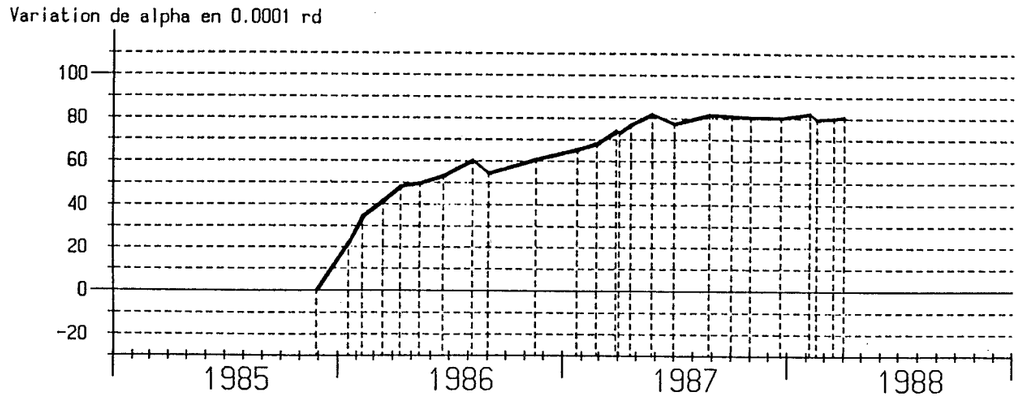
EMBASE: 69

VILLERVILLE



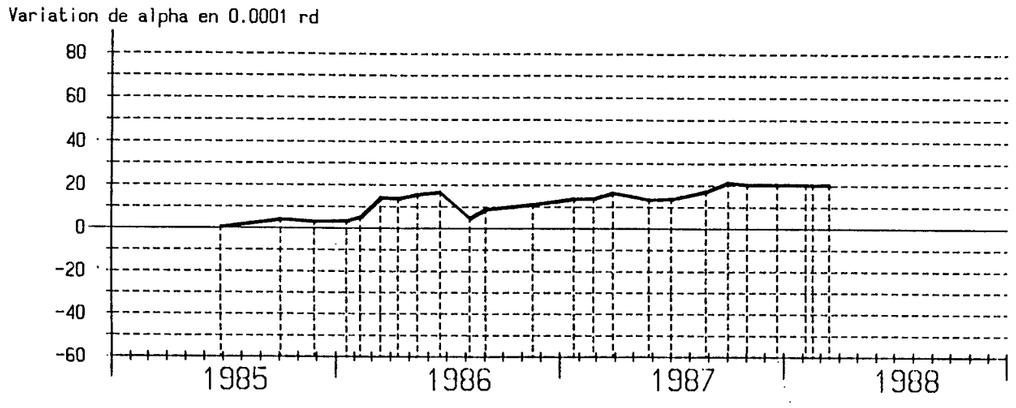
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 203



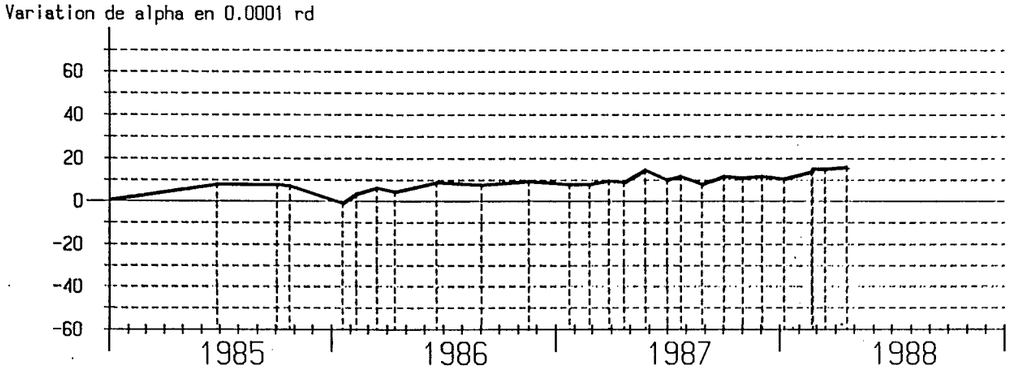
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 307



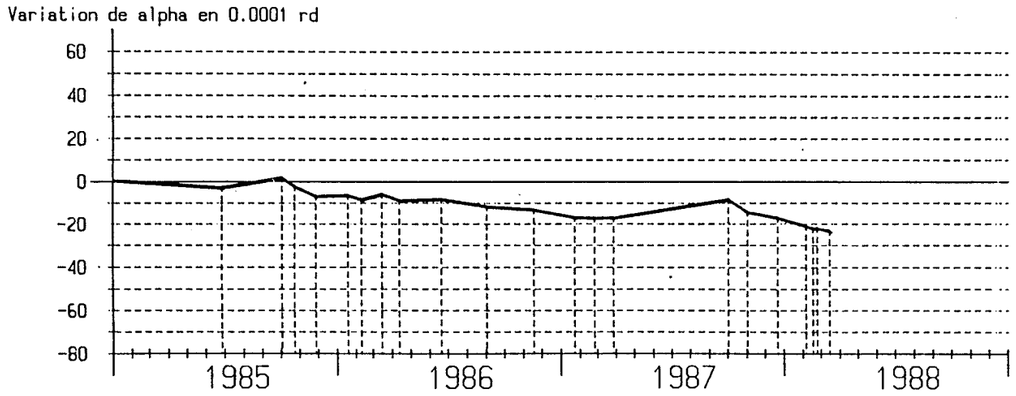
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 404



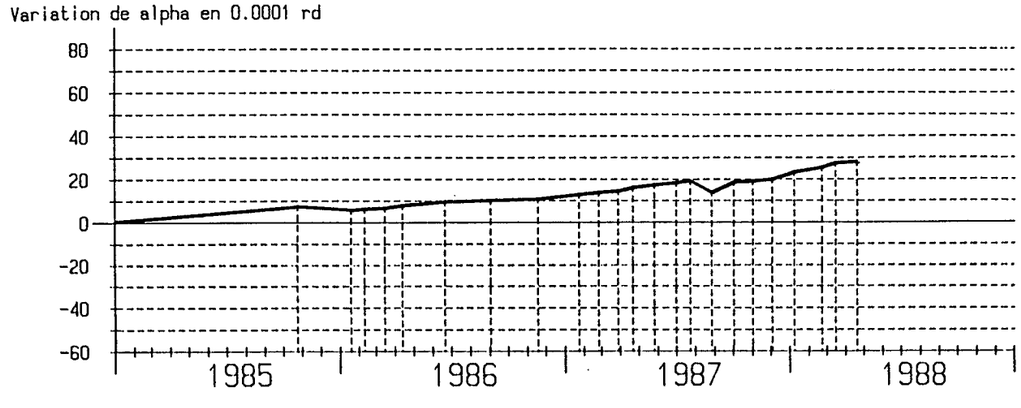
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 49



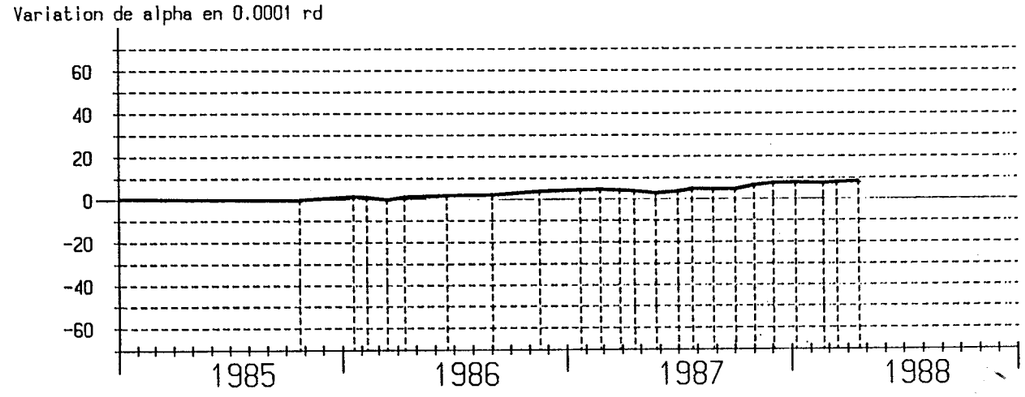
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 406



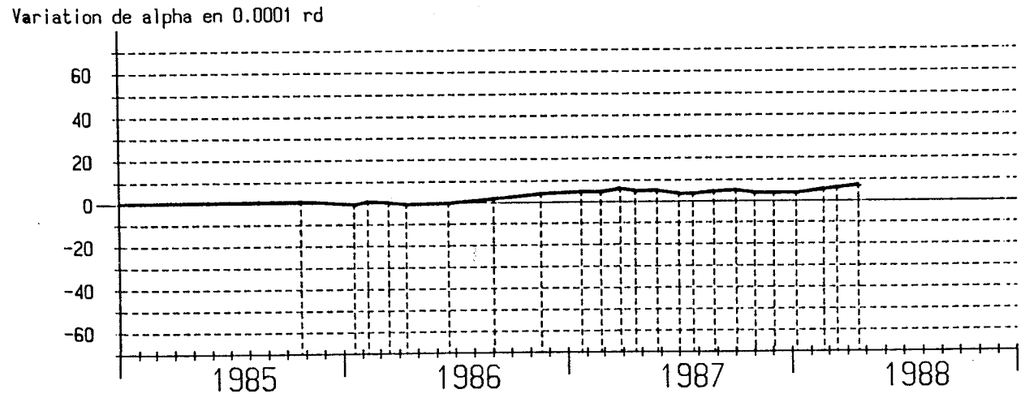
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 407



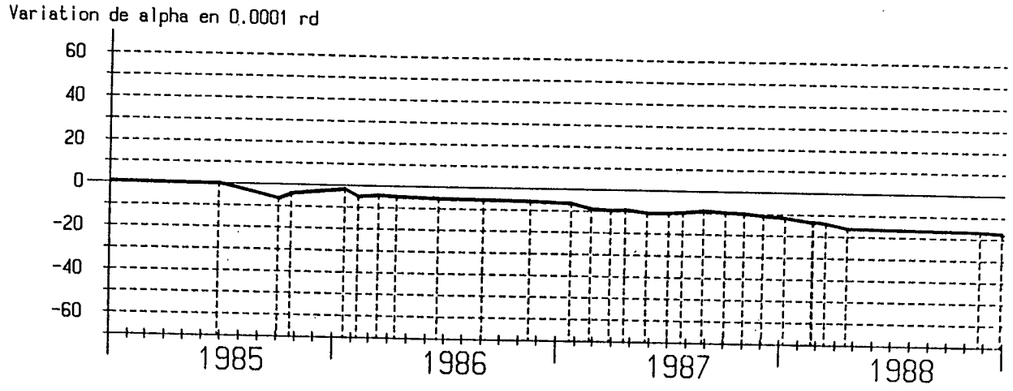
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 408



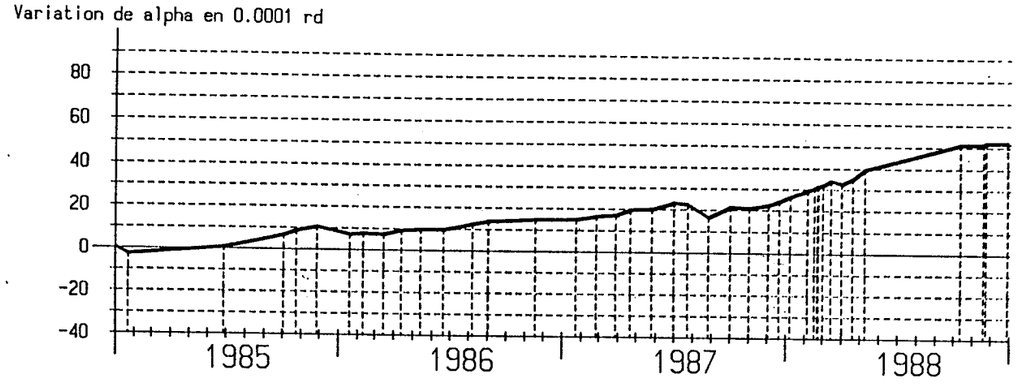
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 46



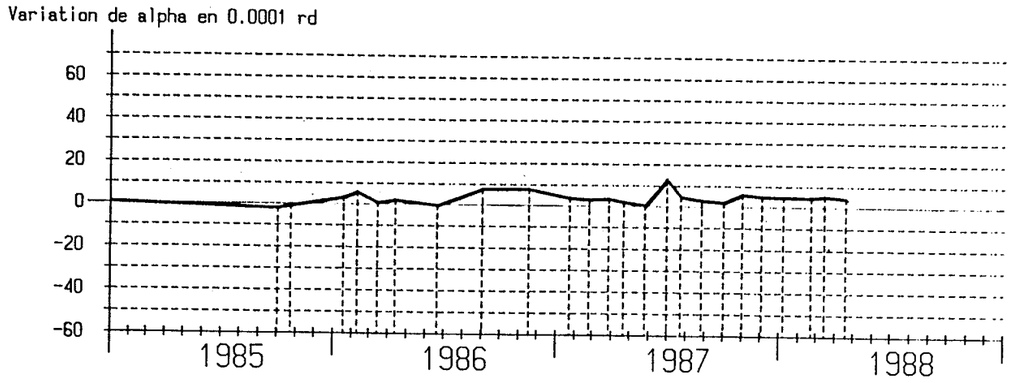
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 30



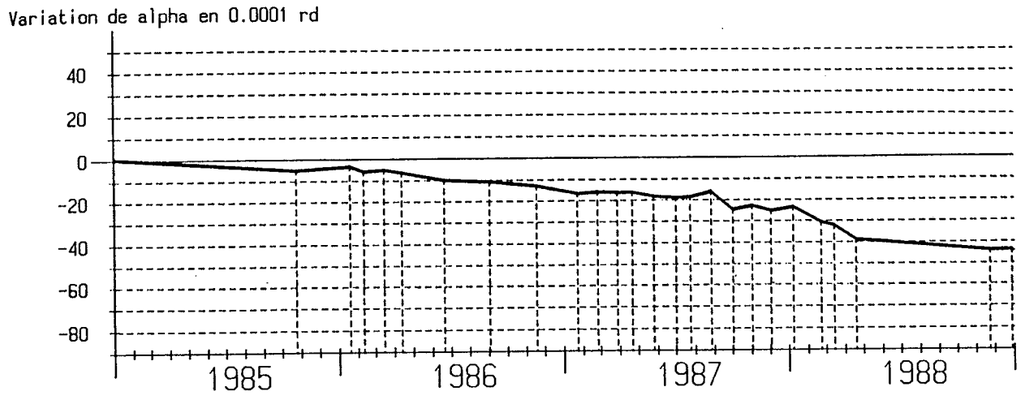
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 29



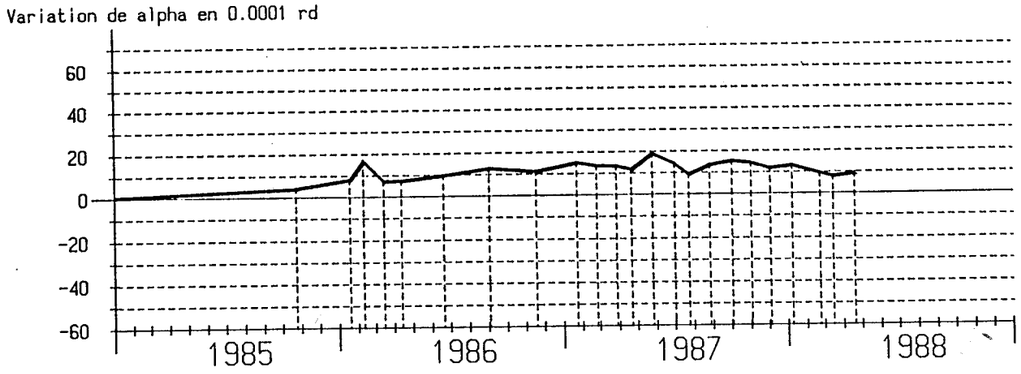
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 415



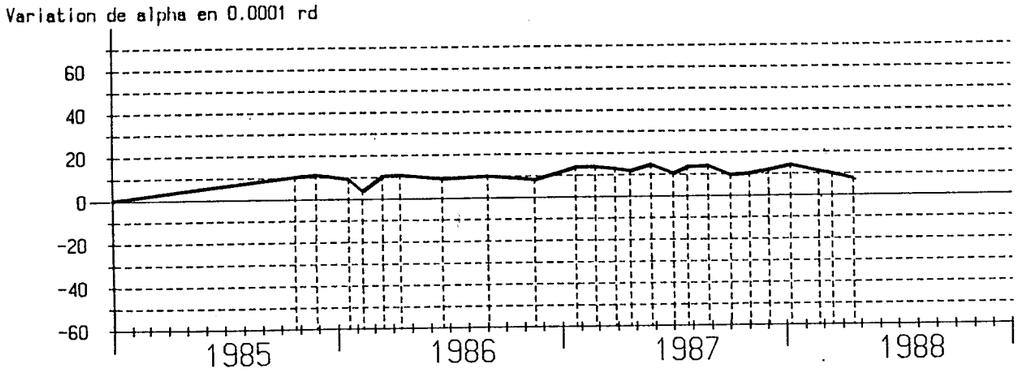
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 416



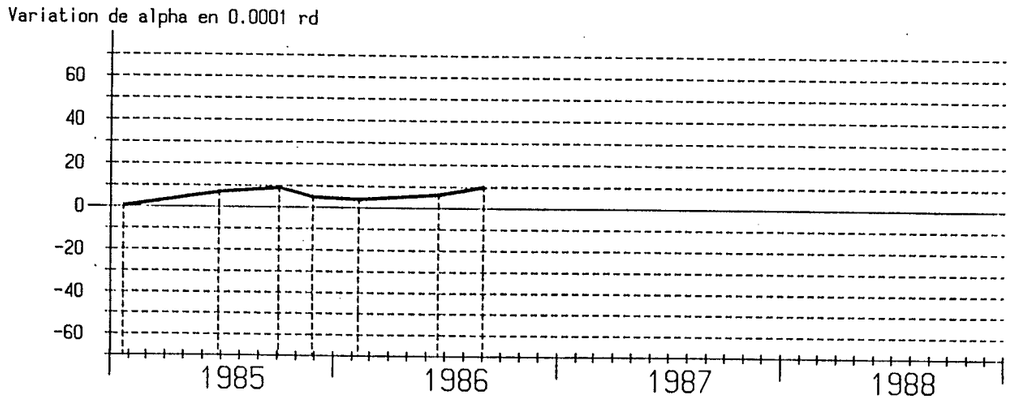
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 16



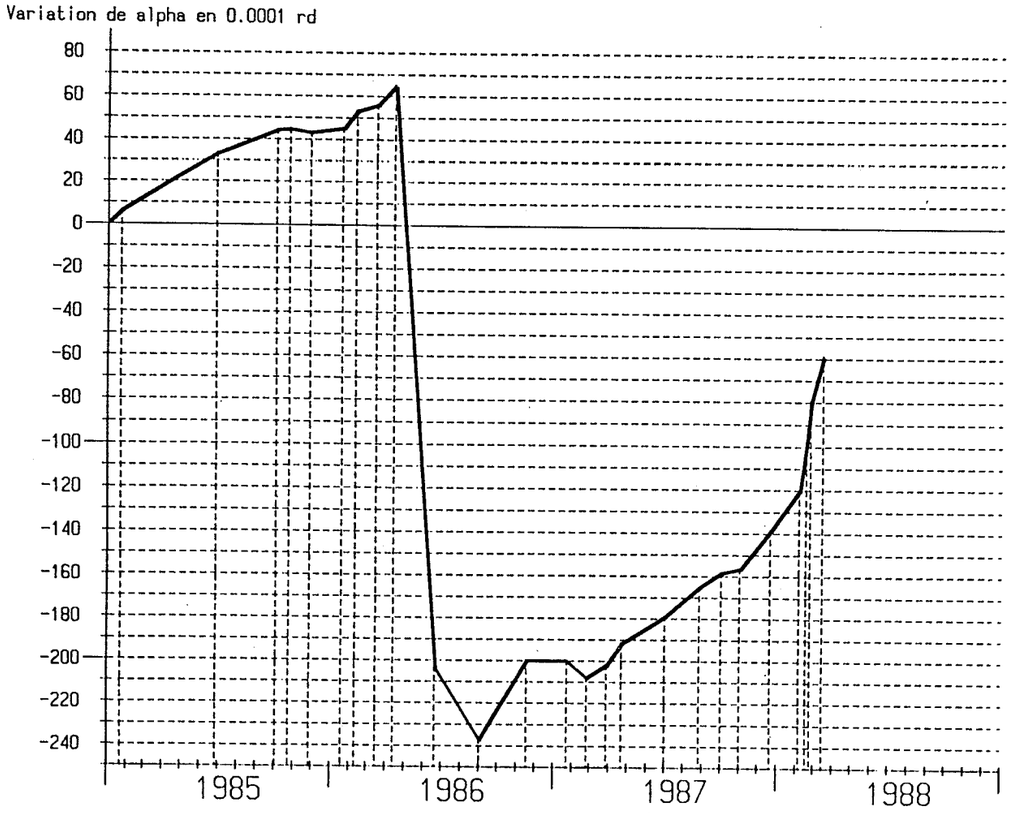
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 20



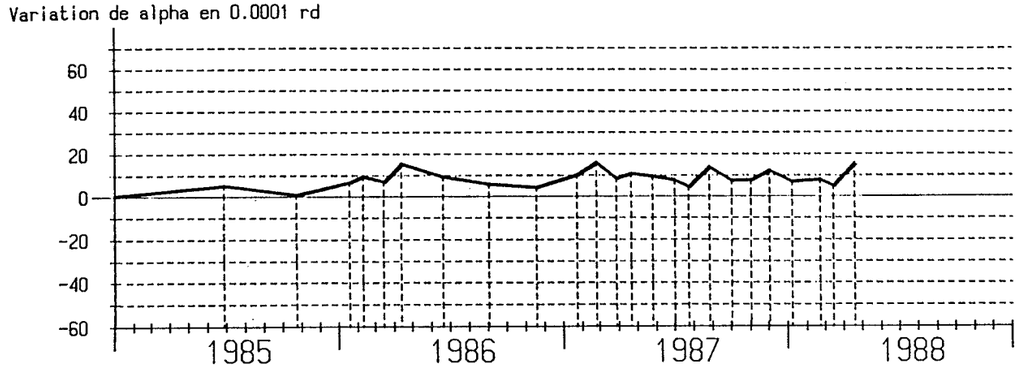
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 19



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

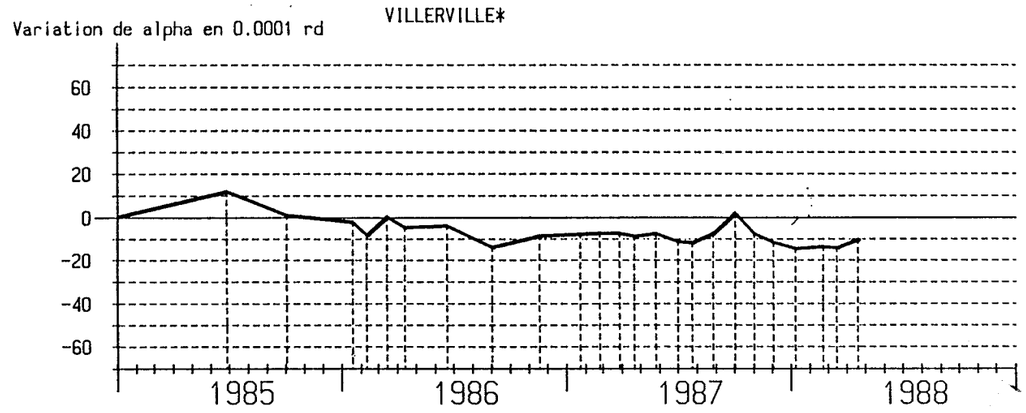
EMBASE: 421



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

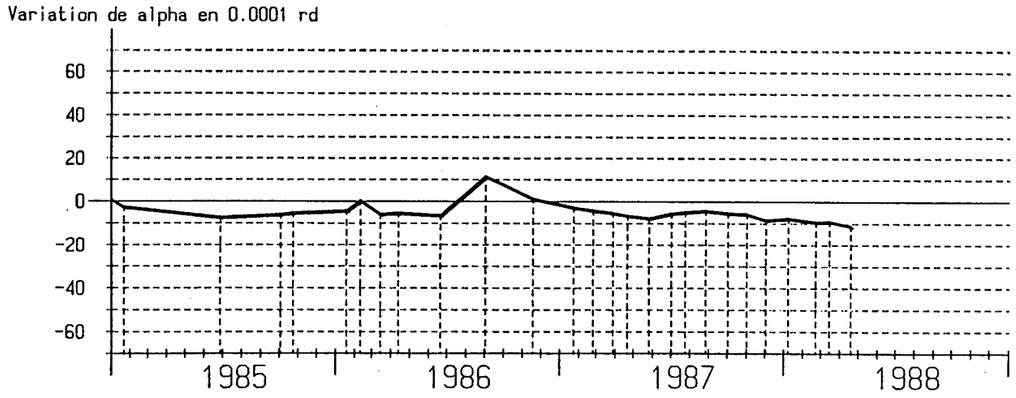
EMBASE: 424

VILLERVILLE*



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 102

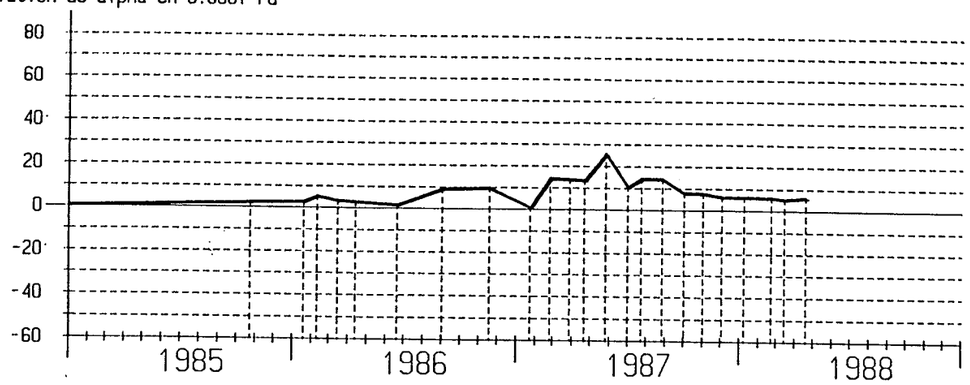


Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 428

villerville

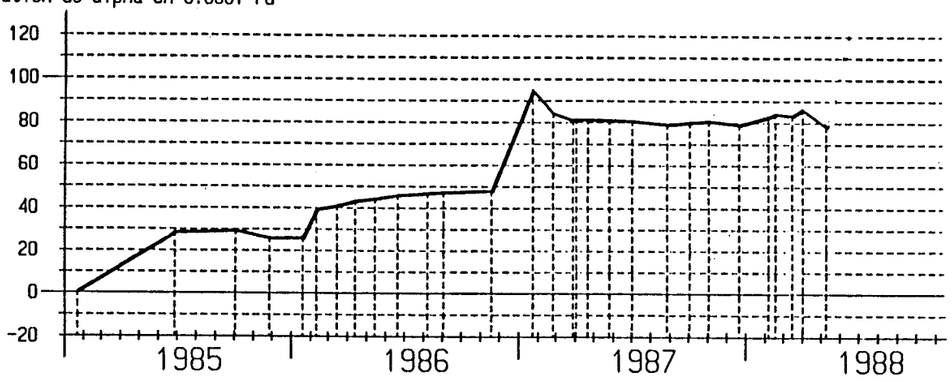
Variation de alpha en 0.0001 rd



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 60

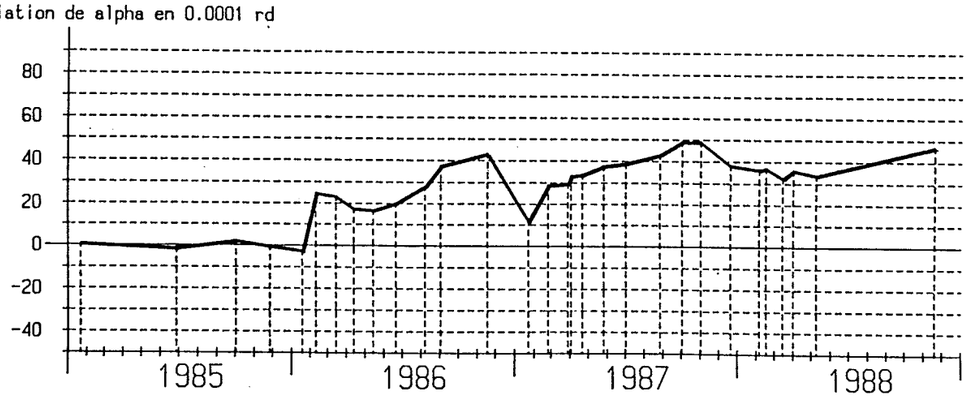
Variation de alpha en 0.0001 rd



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

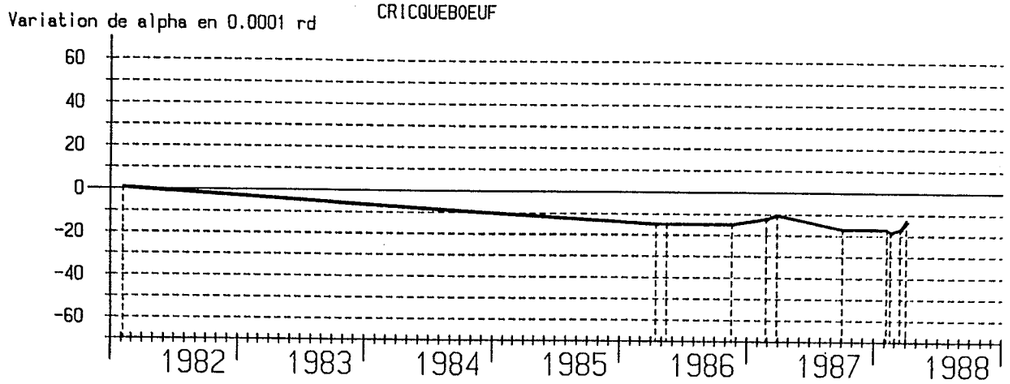
EMBASE: 65

Variation de alpha en 0.0001 rd



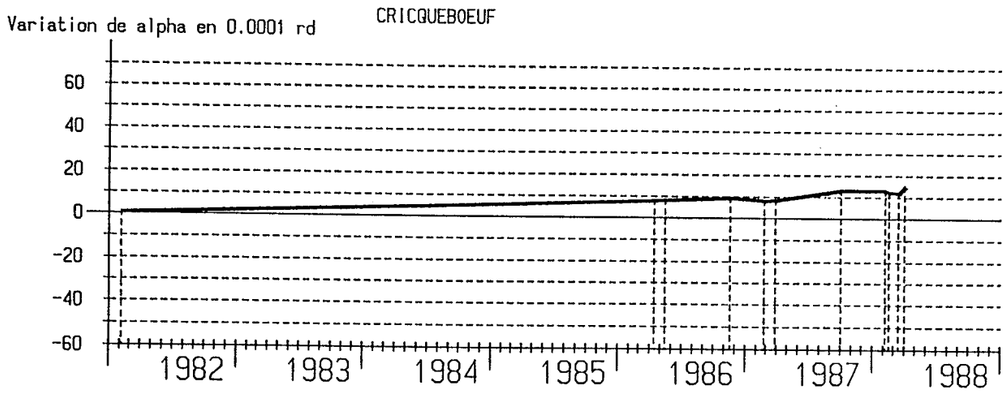
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 32



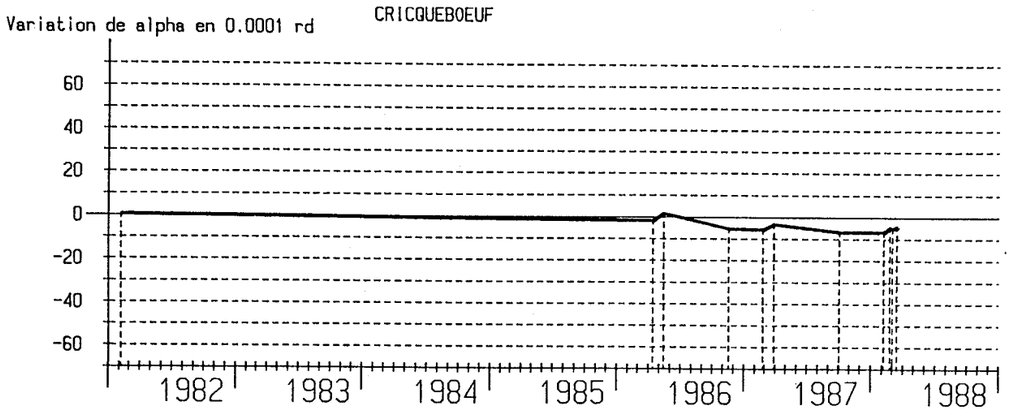
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 33



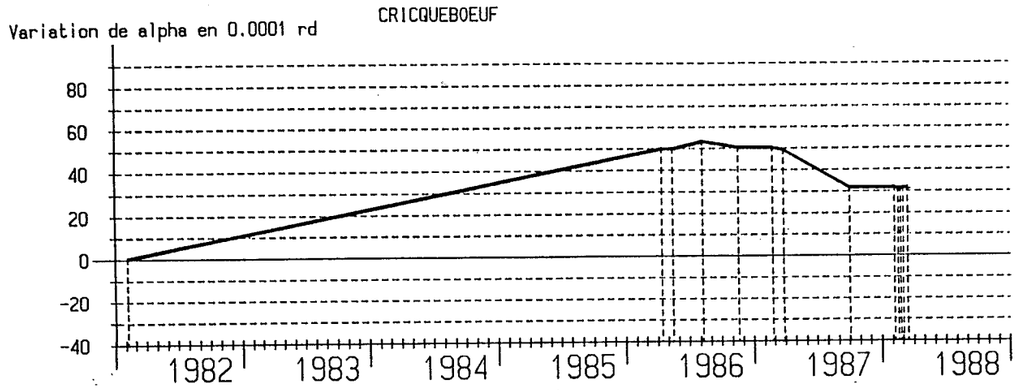
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 34



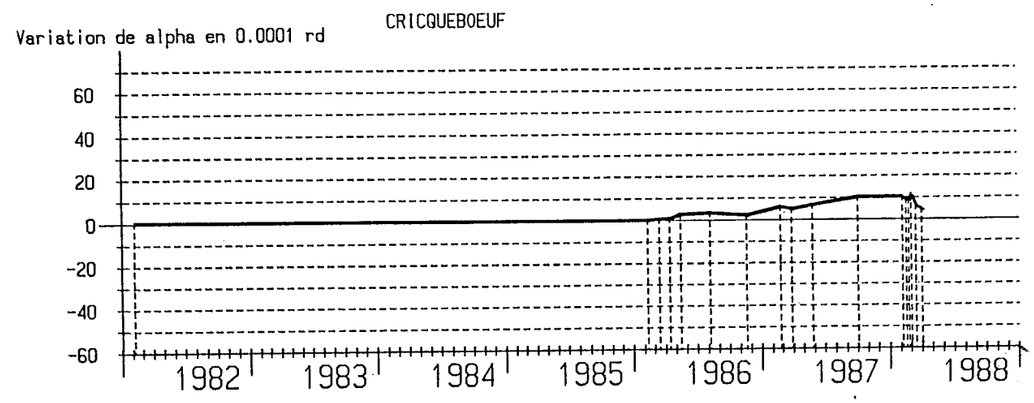
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 35



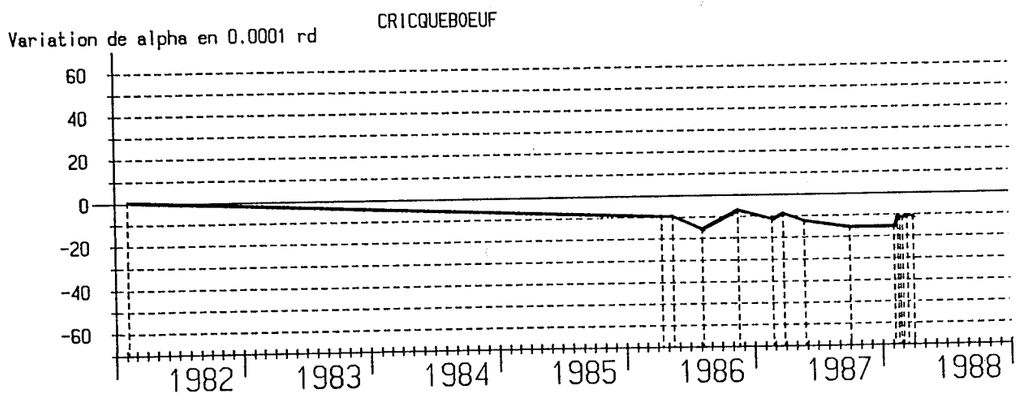
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 36



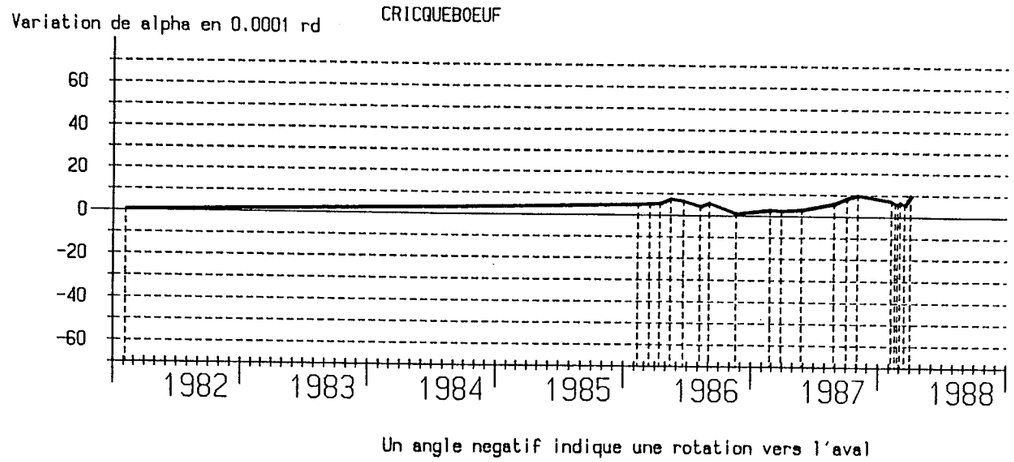
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 37



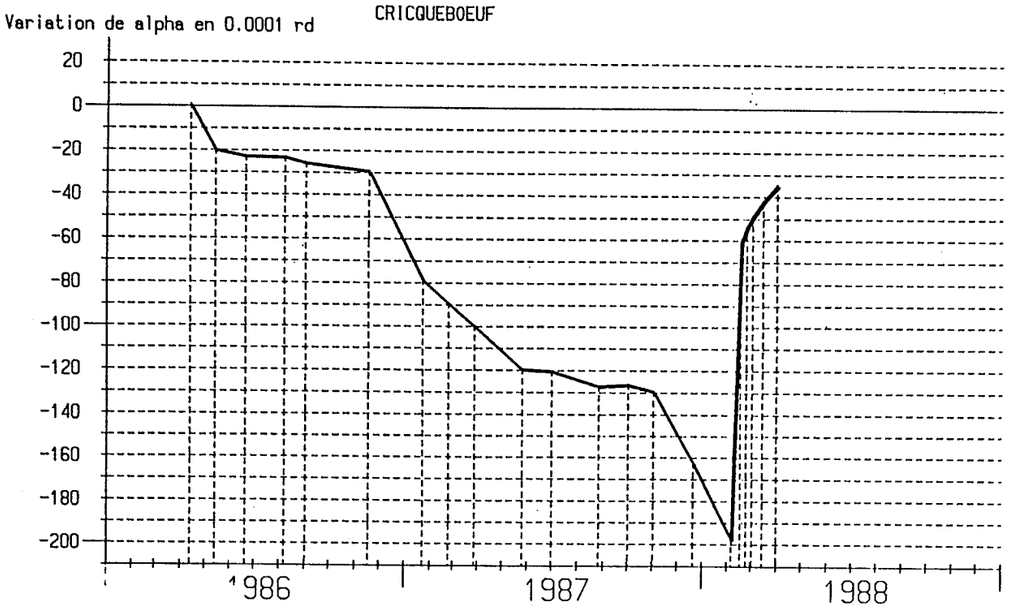
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 38



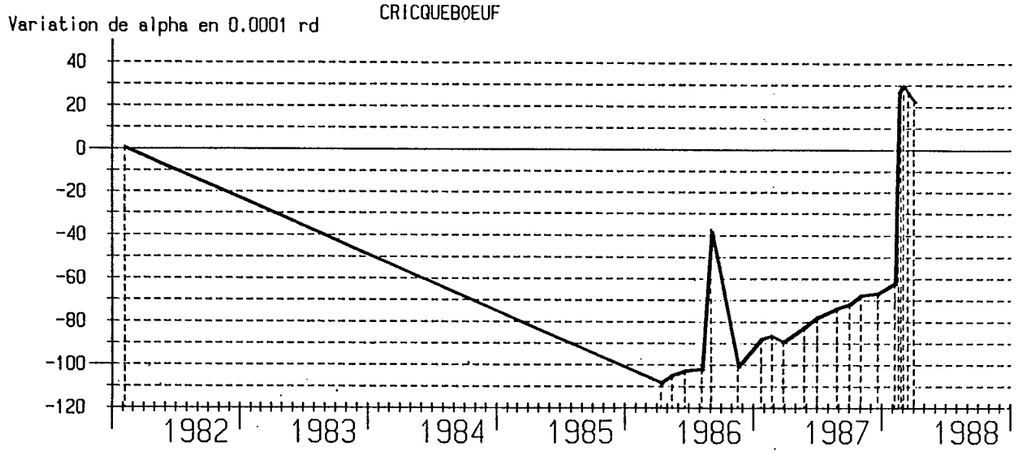
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 39



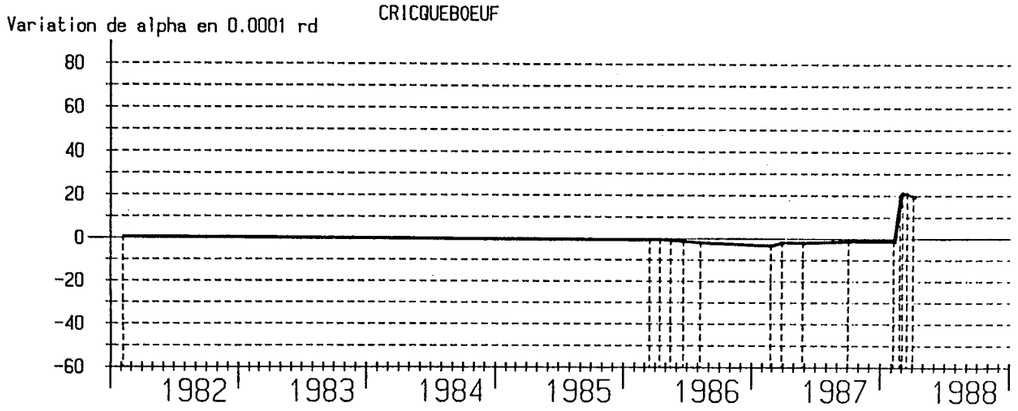
Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 40



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

EMBASE: 41



Un angle negatif indique une rotation vers l'aval

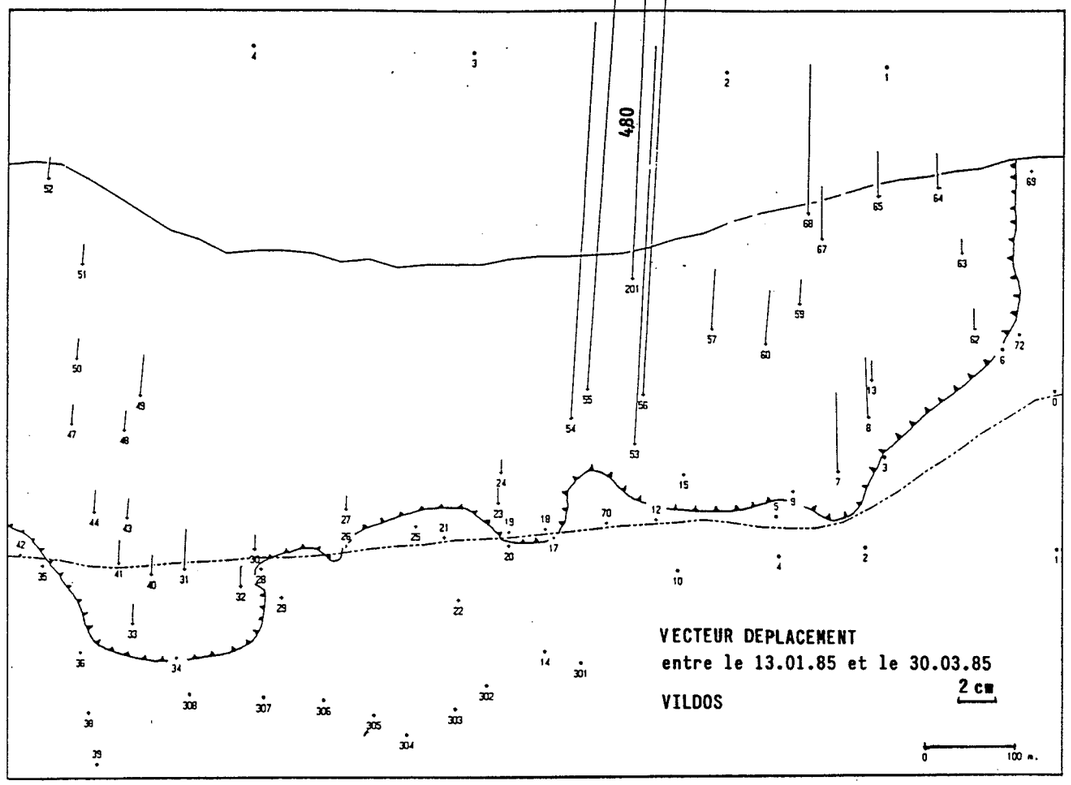
Annexe n° 4

TOPOMÉTRIE

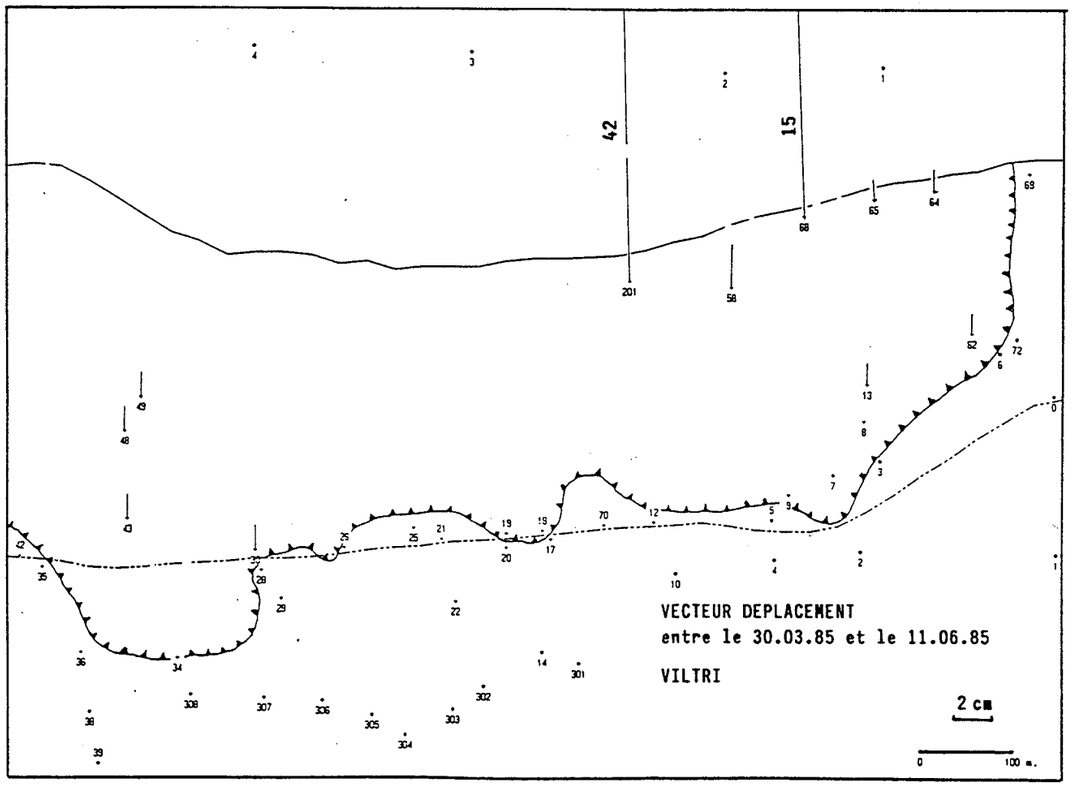
- **Valeur des déplacements cumulés et de la vitesse moyenne annuelle de chaque repère**
- **Vecteurs déplacements entre deux relevés successifs**
- **Graphiques des déplacements cumulés et des vitesses entre deux relevés**

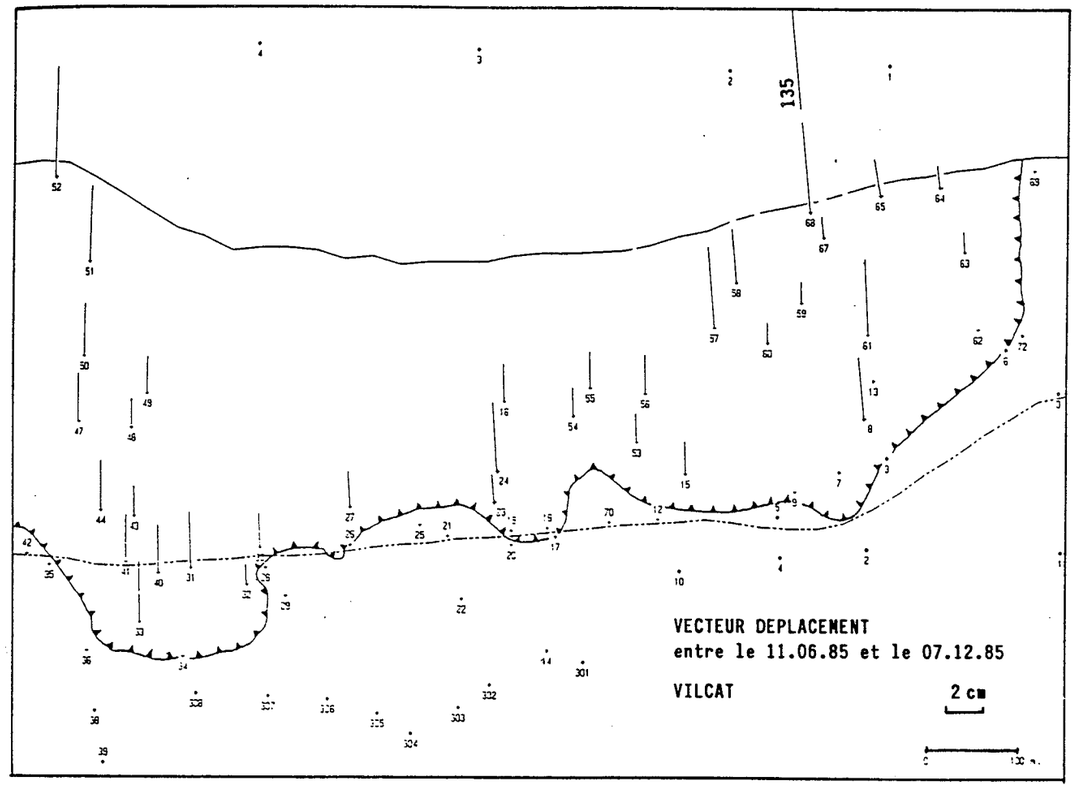
N° du repère	Nombre de jours d'observation	PLANIMETRIE		ALTIMETRIE	
		Déplacement total en cm	Vitesse moyenne annuelle en cm	Déplacement total en cm	Vitesse moyenne annuelle en cm
7	1035	4	1.5	1.5	0.5
8	1035	10	3.5	2	0.7
9	1035	4	1.5	1.5	0.5
13	832	5	2	3	1.3
15	1138	18	6	2	0.6
16	832	14	6	4	1.8
23	1035	6	2	2.5	0.9
24	1035	8.5	3	2.5	0.9
27	1138	25	8	19	6
30	1138	22	7	24	7.7
31	1138	31	10	7	2.2
32	832	8	3.5	6.5	2.9
33	1138	22	7	7	2.2
40	1138	22	7	3	1
41	1138	22	7	3	1
43	1138	21	7	5	1.6
44	1138	22	7	5	1.6
47	1138	24	8	9	2.9
48	1138	27	8.5	6	1.9
49	1138	39.5	12.5	14	4.5
50	1138	27.5	9	9	2.9
51	1138	44	14	11	3.5
52	1138	109	35	13	4.2
53	1138	56	18	9	2.9
54	832	26	11.5	3	1.3
55	832	31	13.5	5	2.2
56	832	37	16	8	3.5
57 x	1138	39	12.5	11	3.5
58	1138	59	19	8	2.6
59	1138	21	7	5	1.6
60	1138	25	8	6	1.9
61	832	8	3.5	2	0.8
62	832	4	2	3	1.3
63	1138	8	2.5	4	1.3
64	1138	21	7	12	3.8
65	1138	31.5	10	13	4.2
66	1138	26.5	8.5	7	2.2
67	1138	22.5	7	4	1.3
68	1138	163	52	30	9.6
102	433	4	3	2	1.7
201	832	520	228	260	114
202	832	52	23	20	8.8
203	1138	54	17	4.5	1.4
204	1138	14	4.5	4	1.3
205	1138	41.5	13	14.5	4.7
19	1138	–	–	17	5.5

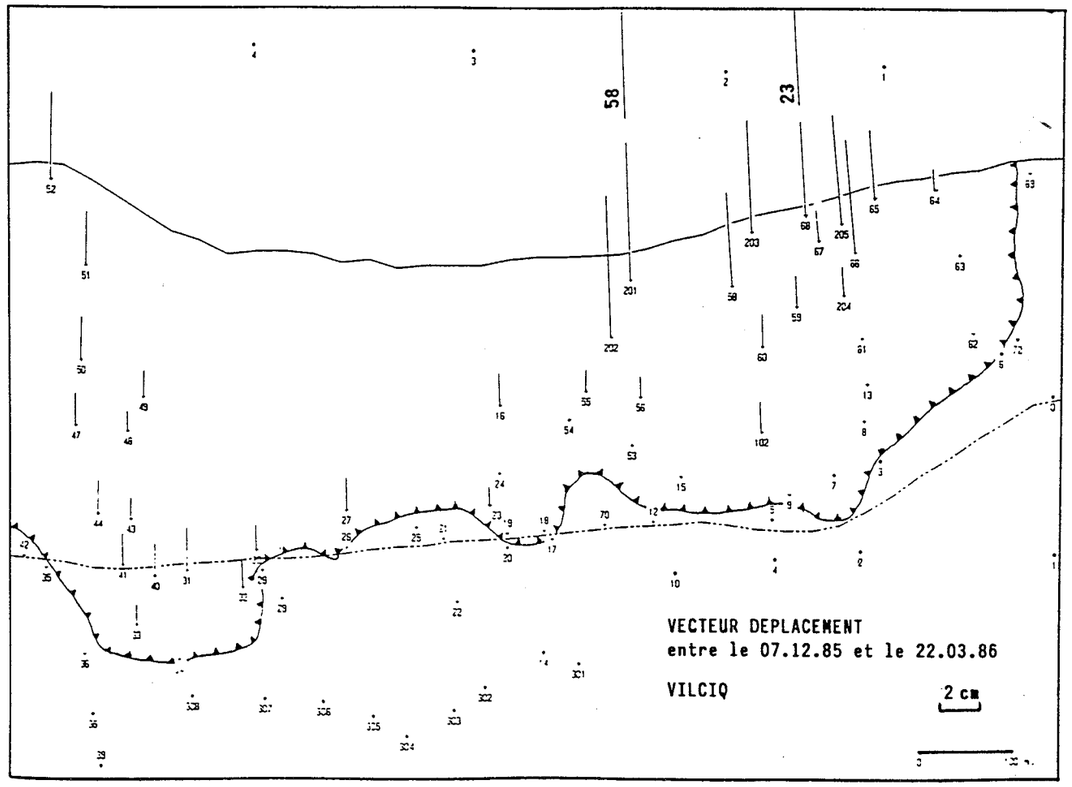
- **Valeur des déplacements cumulés et de la vitesse moyenne annuelle de chaque repère**

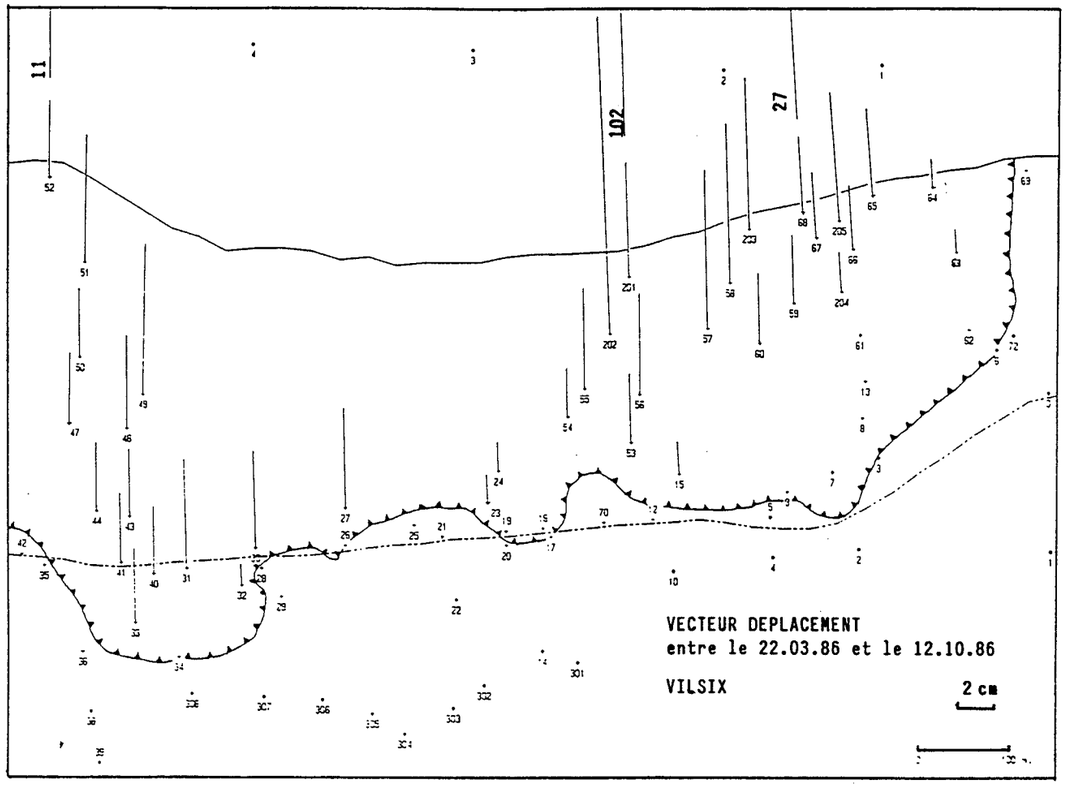


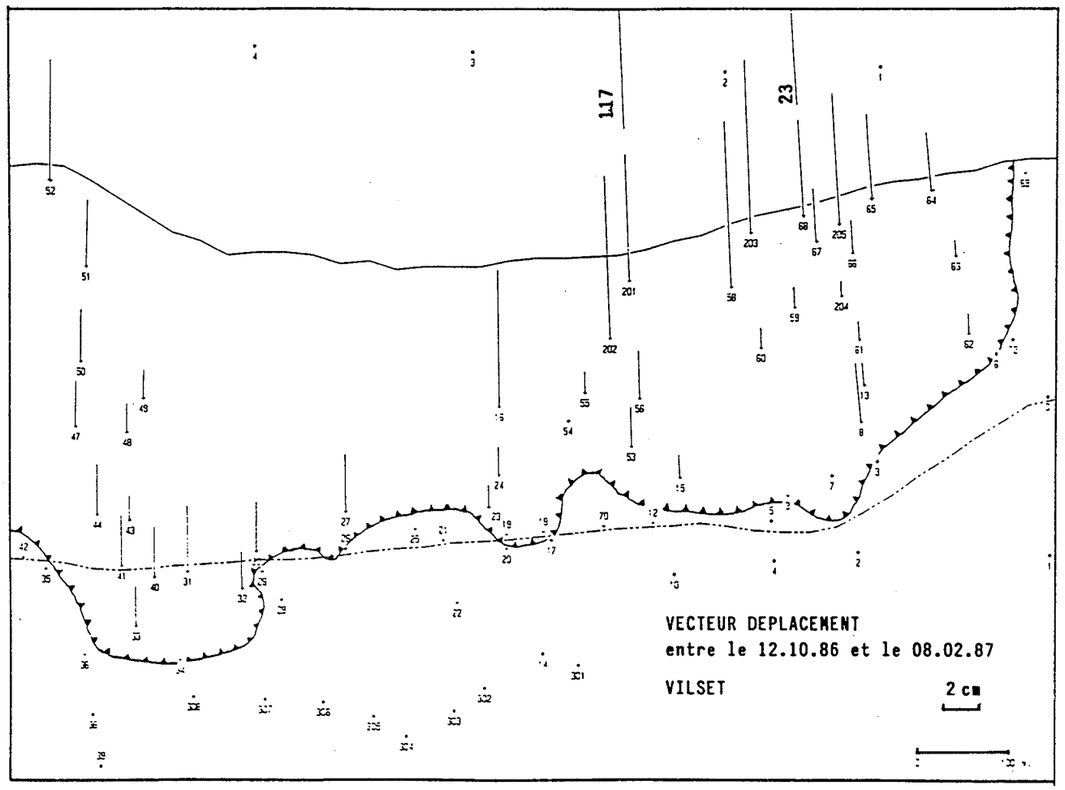
• Vecteurs déplacements entre deux relevés successifs

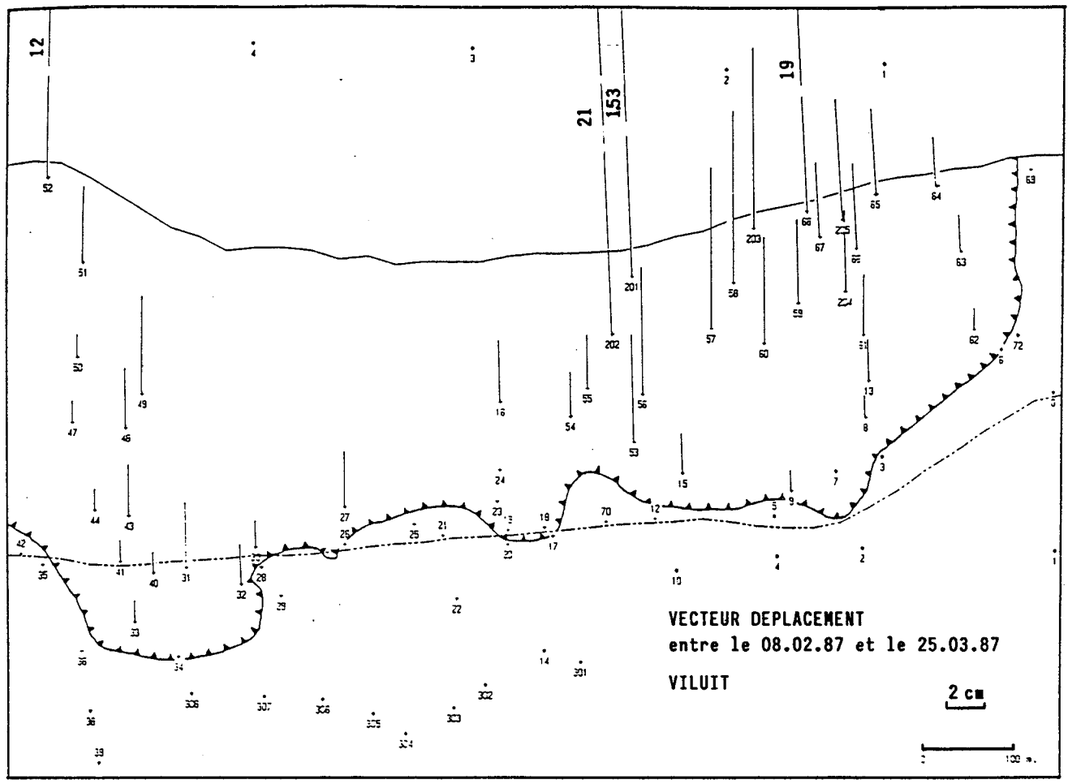


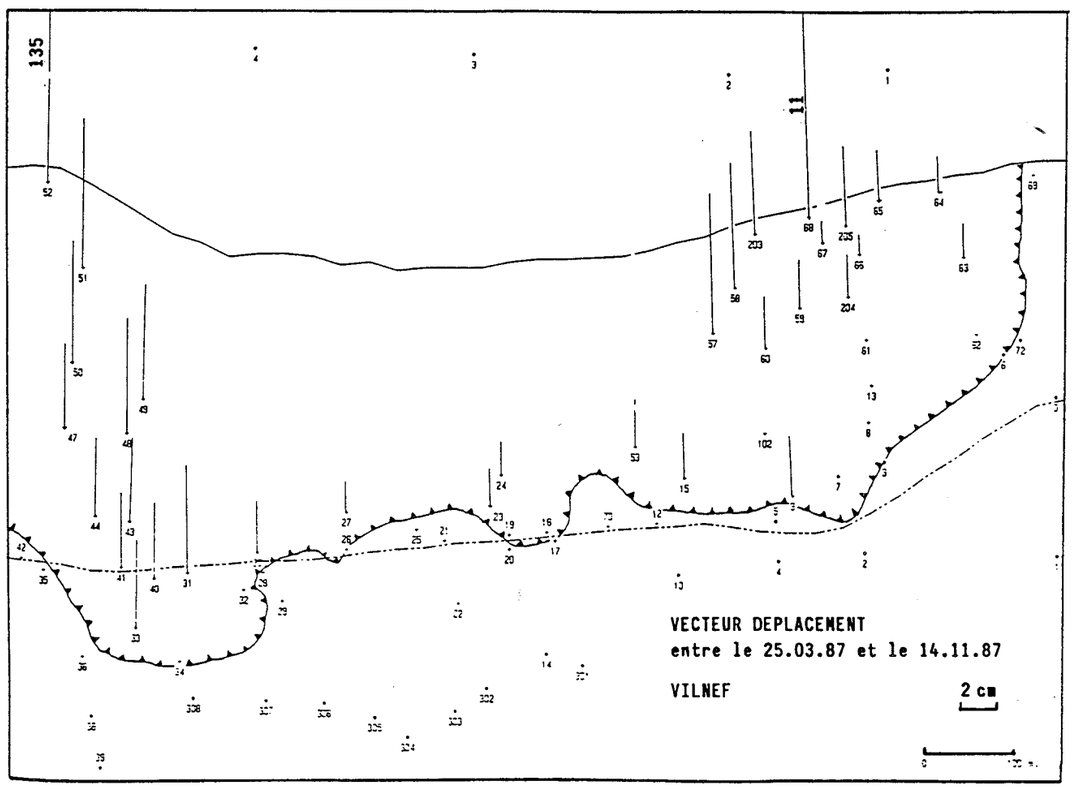


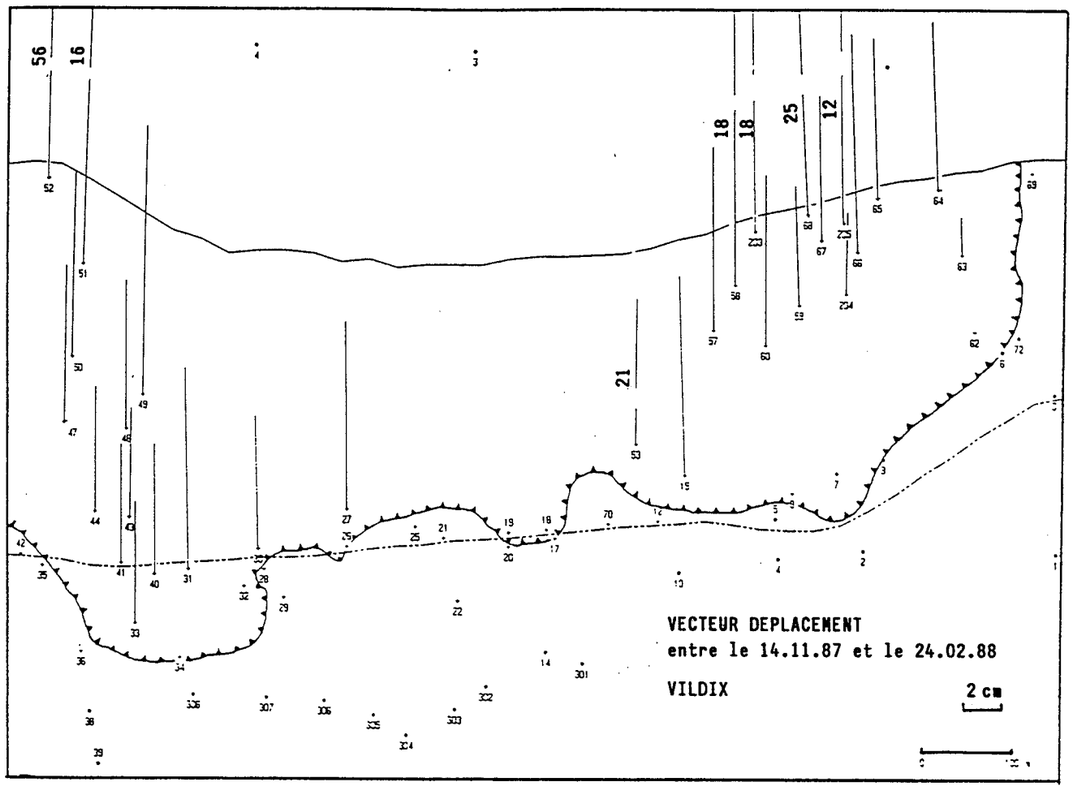



11
102
27
VECTEUR DEPLACEMENT
entre le 22.03.86 et le 12.10.86
VILSIX
2 cm

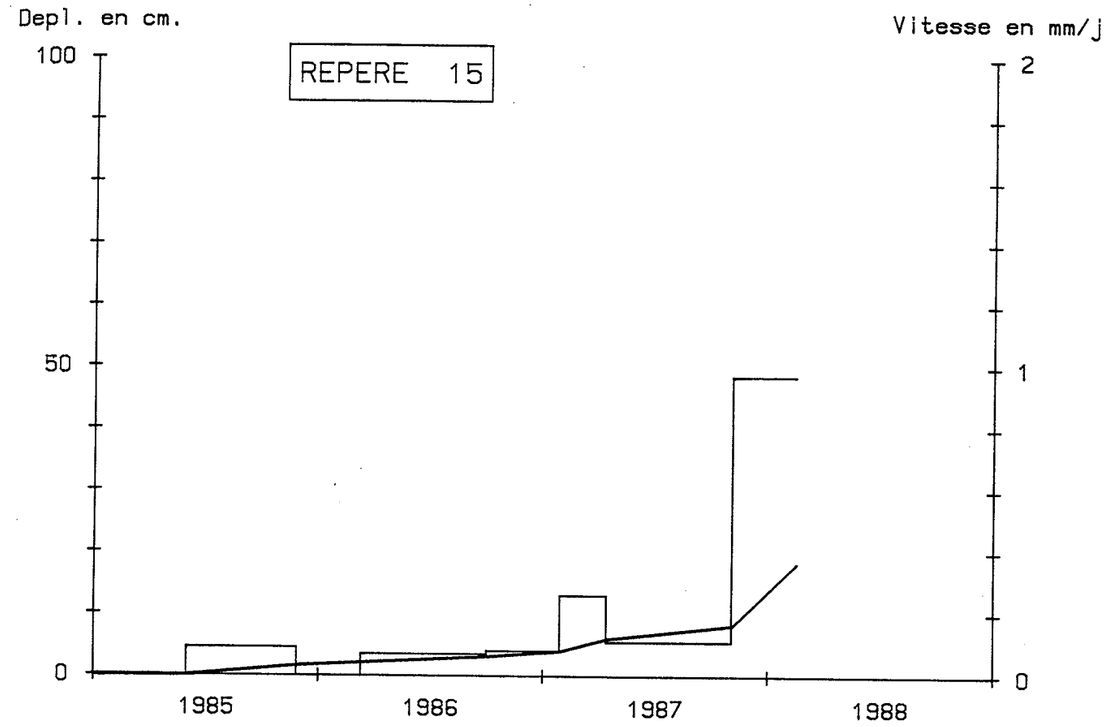

117
23
VECTEUR DEPLACEMENT
entre le 12.10.86 et le 08.02.87
VILSET
2 cm

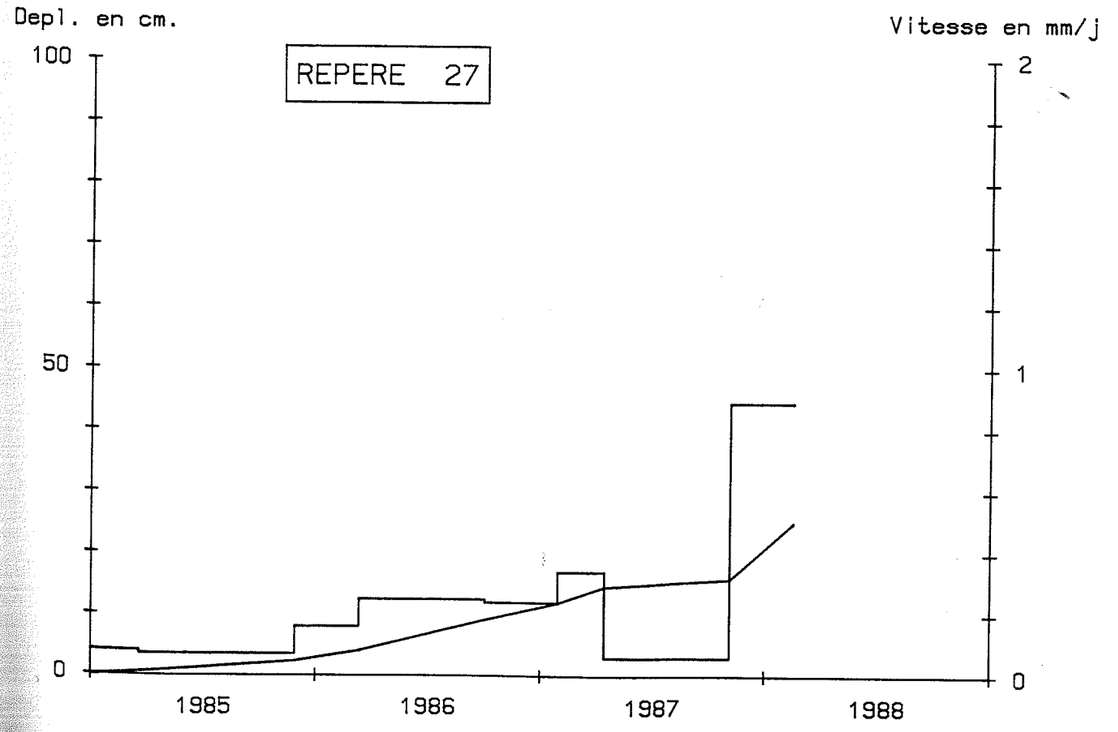

12
21
153
19
VECTEUR DEPLACEMENT
entre le 08.02.87 et le 25.03.87
VILUIT
2 cm

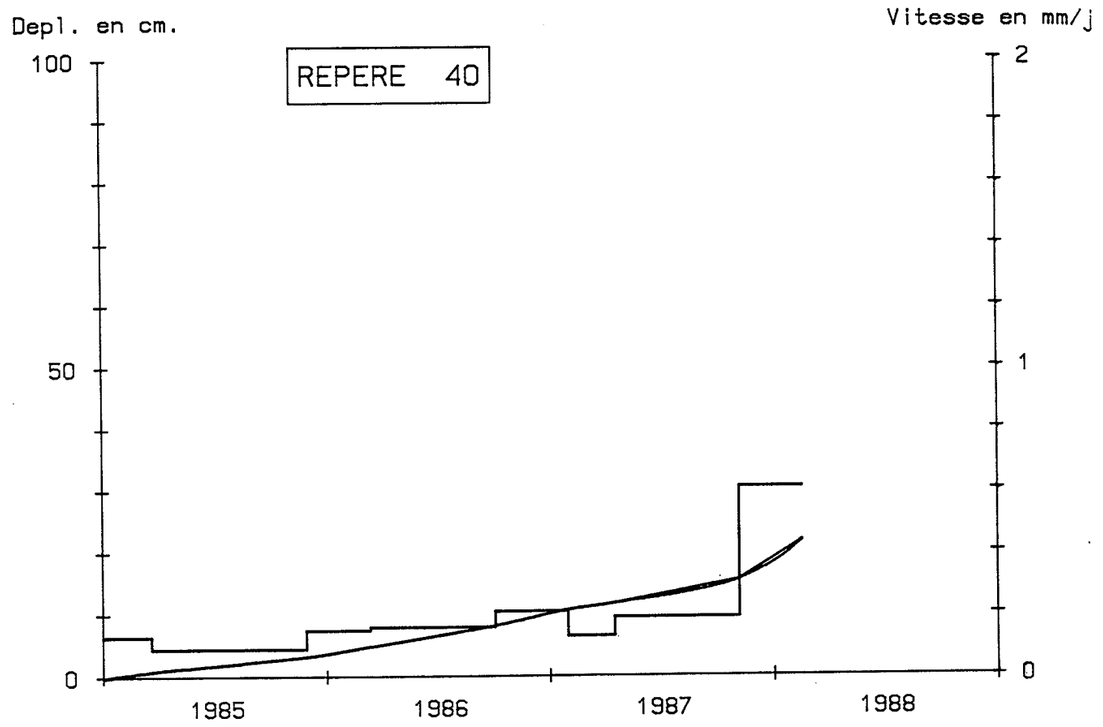

135
11
VECTEUR DEPLACEMENT
entre le 25.03.87 et le 14.11.87
VILNEF
2 cm

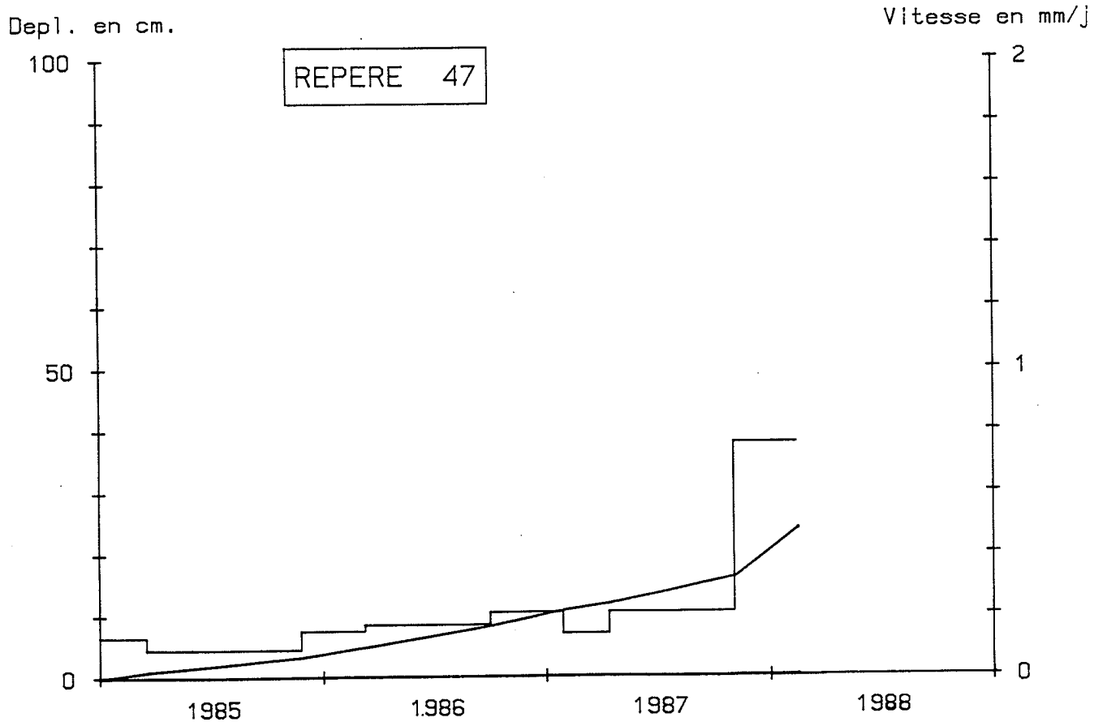


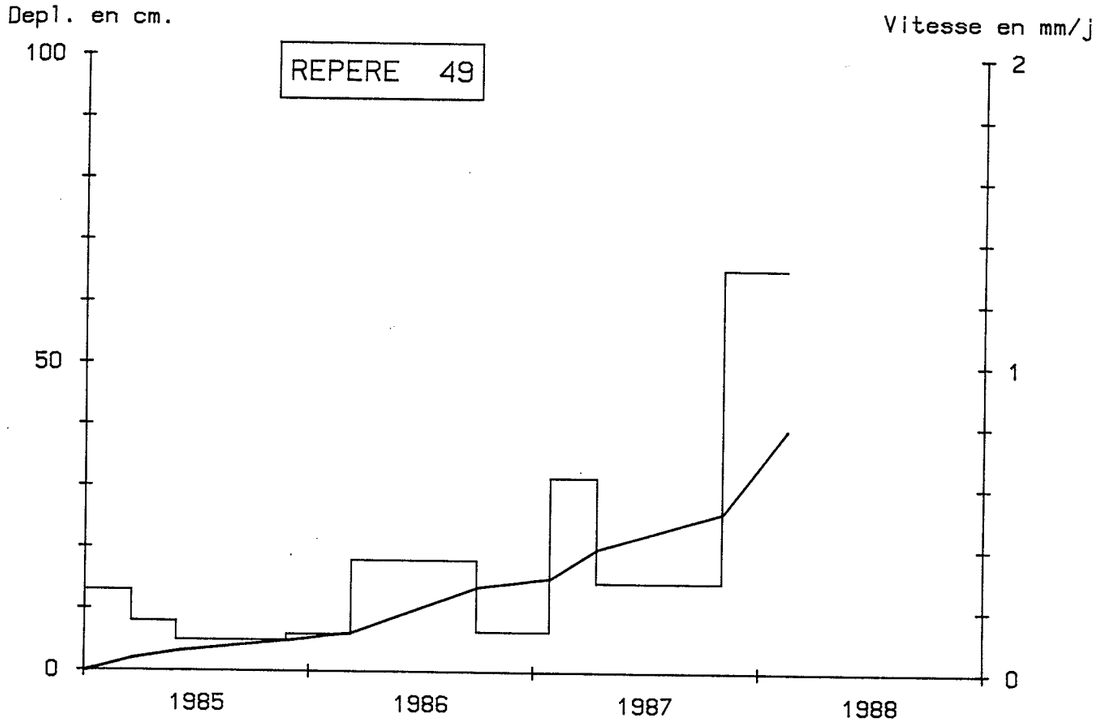
• Graphiques des déplacements cumulés et des vitesses entre deux relevés

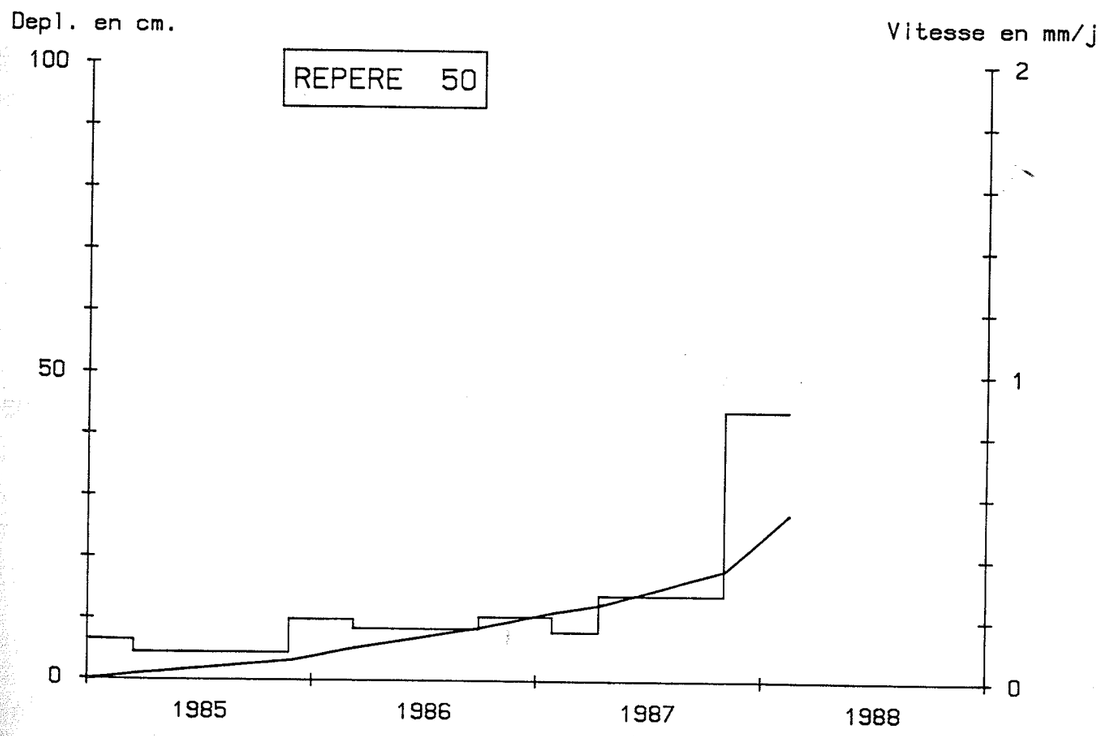


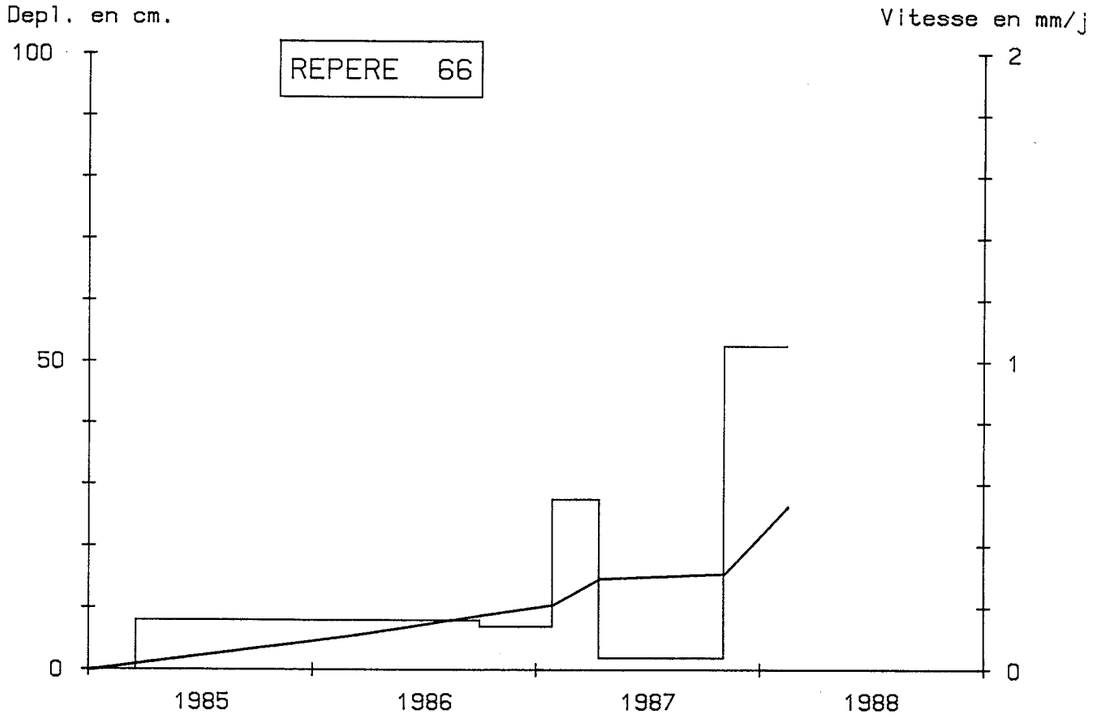


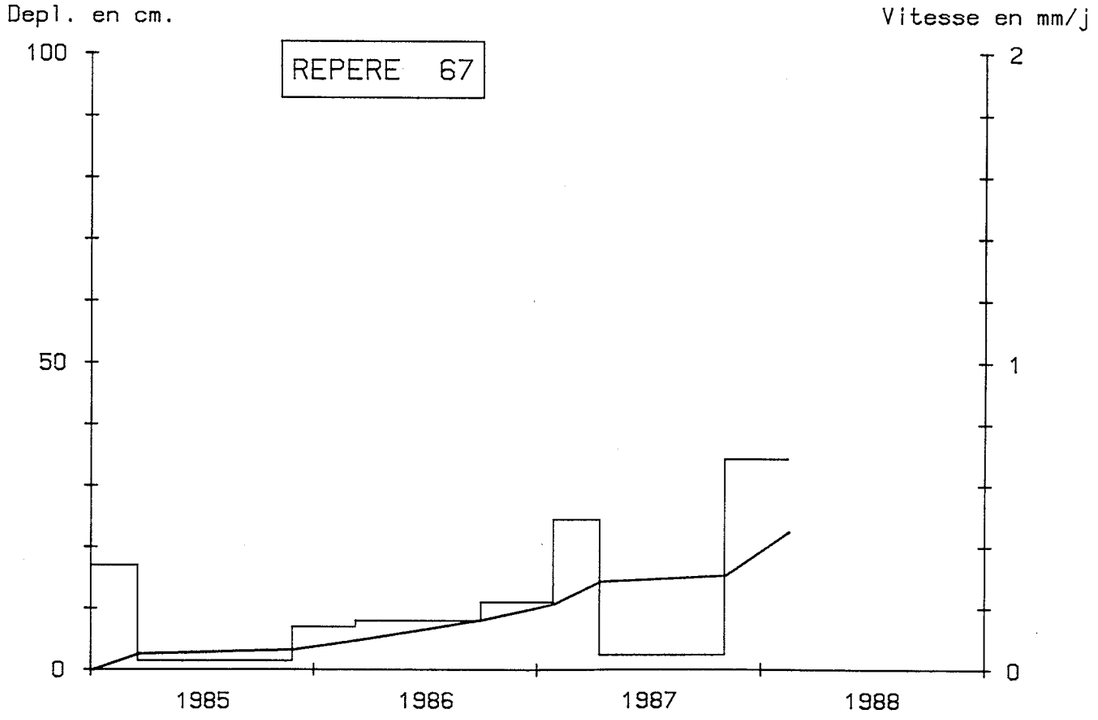

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 40
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

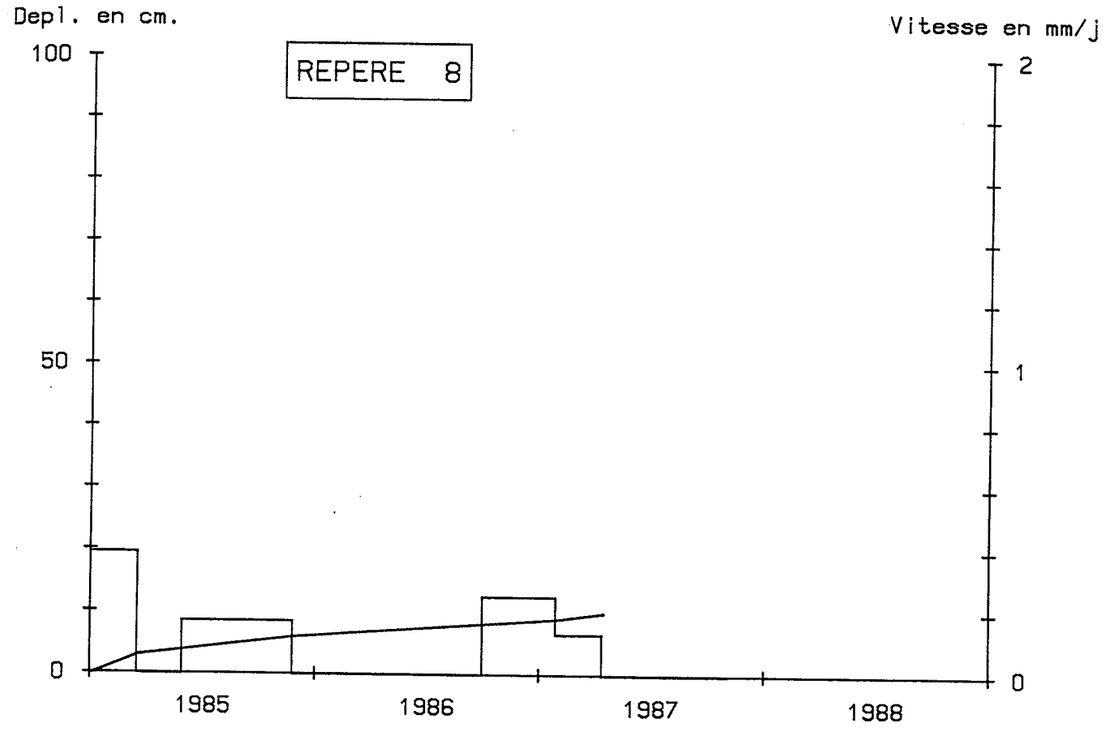

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 47
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

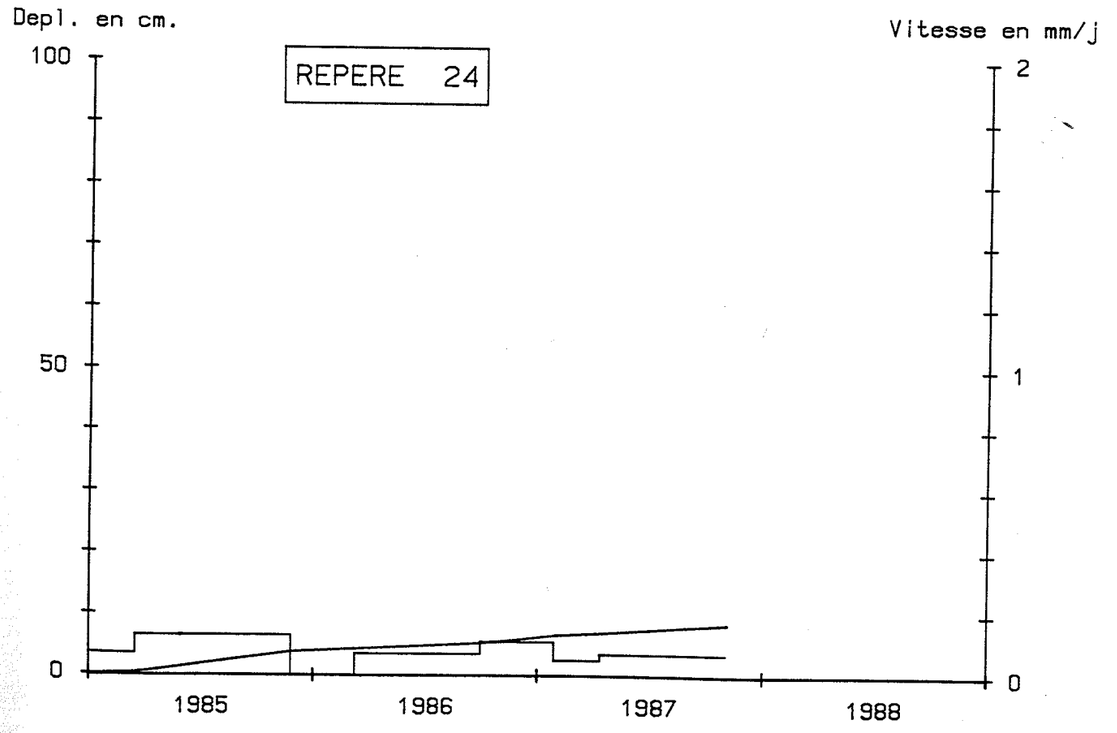

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 49
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

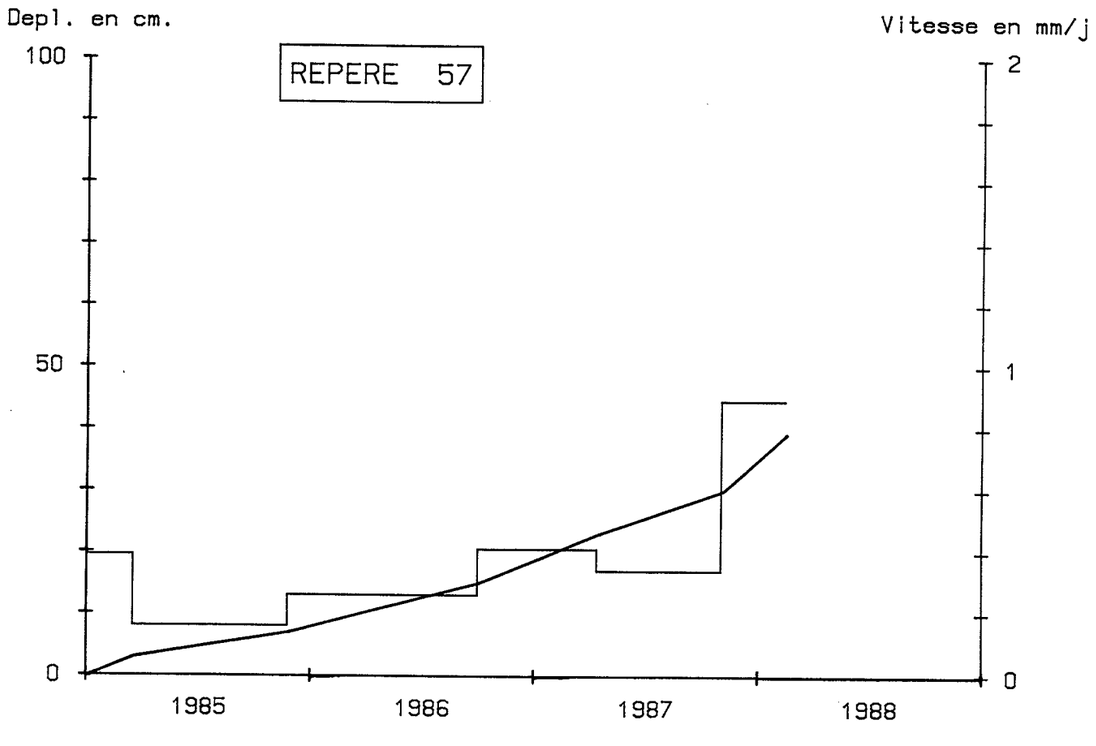

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 50
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

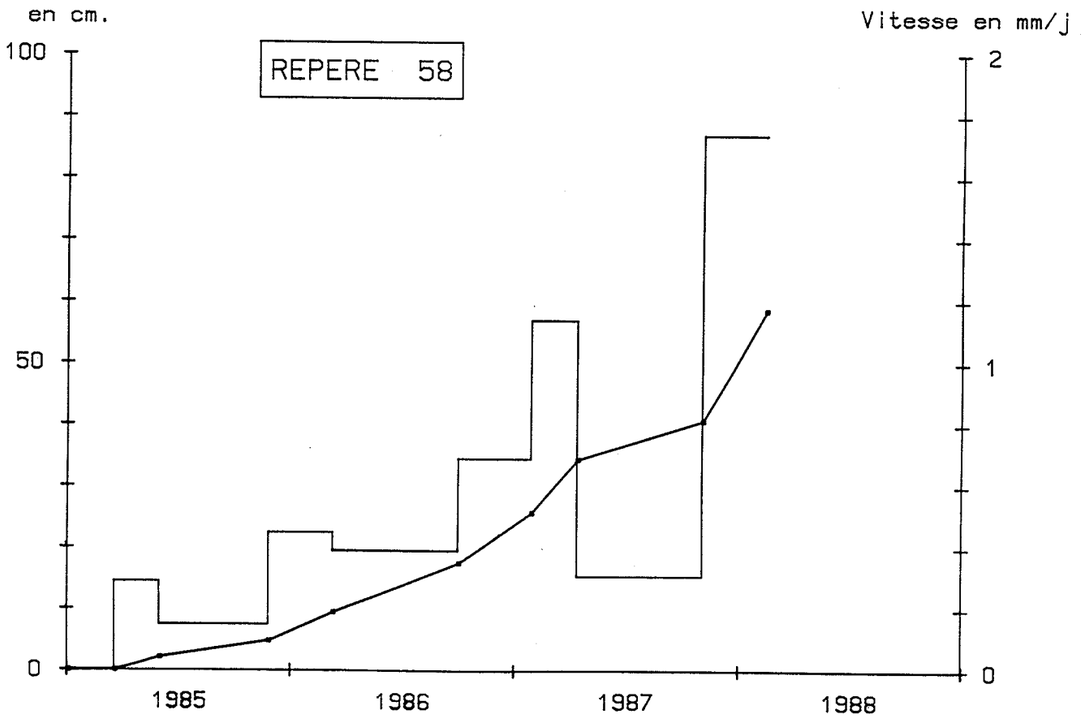

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 66
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

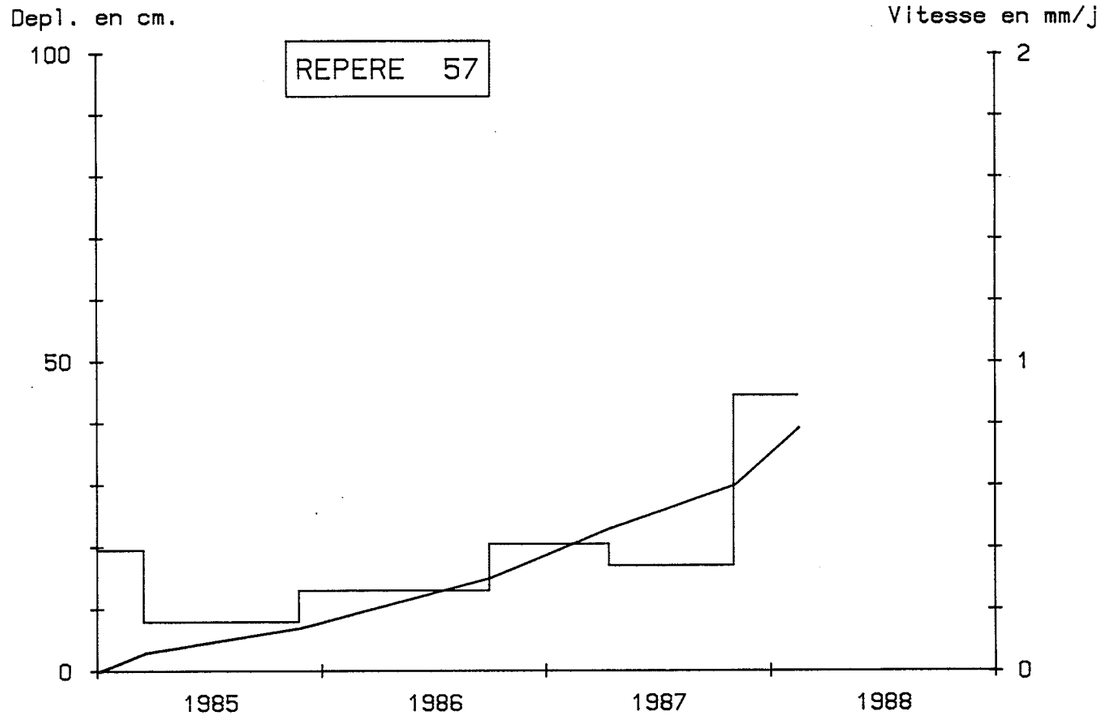

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 67
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

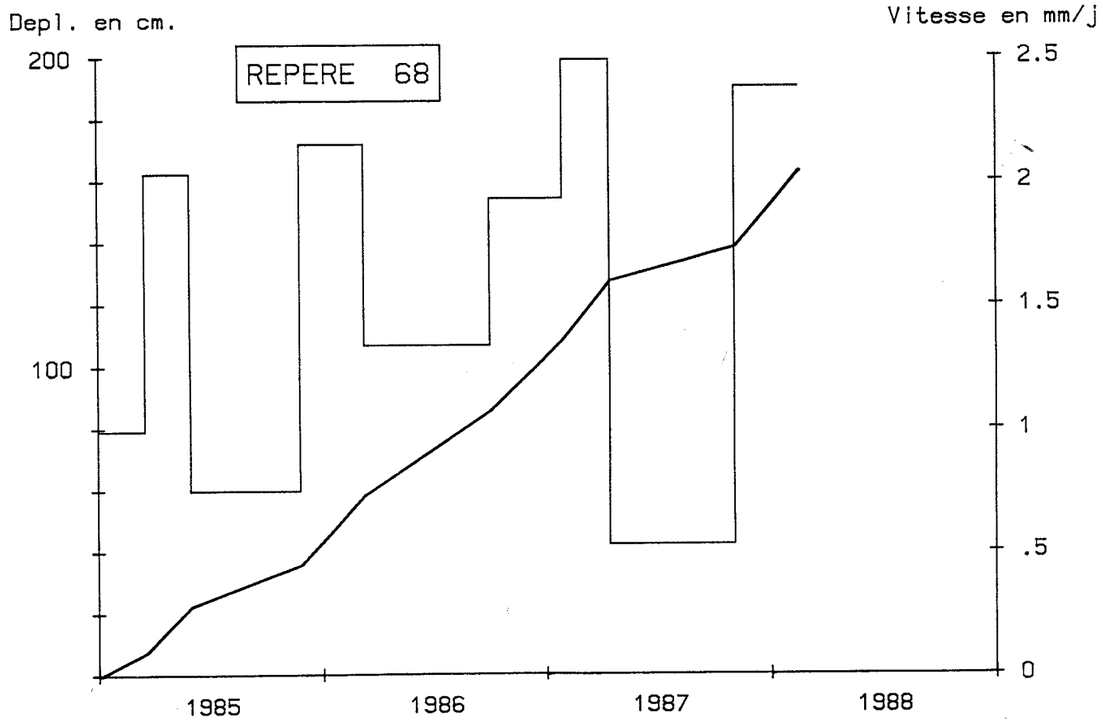

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 8
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

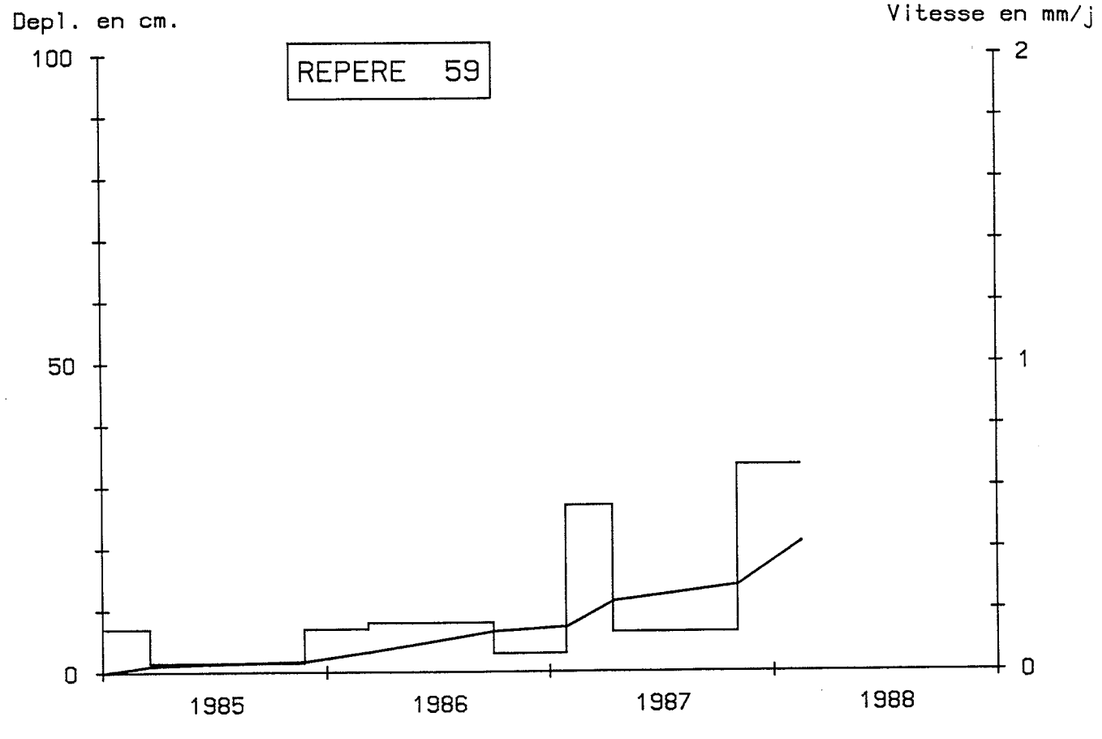

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 24
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

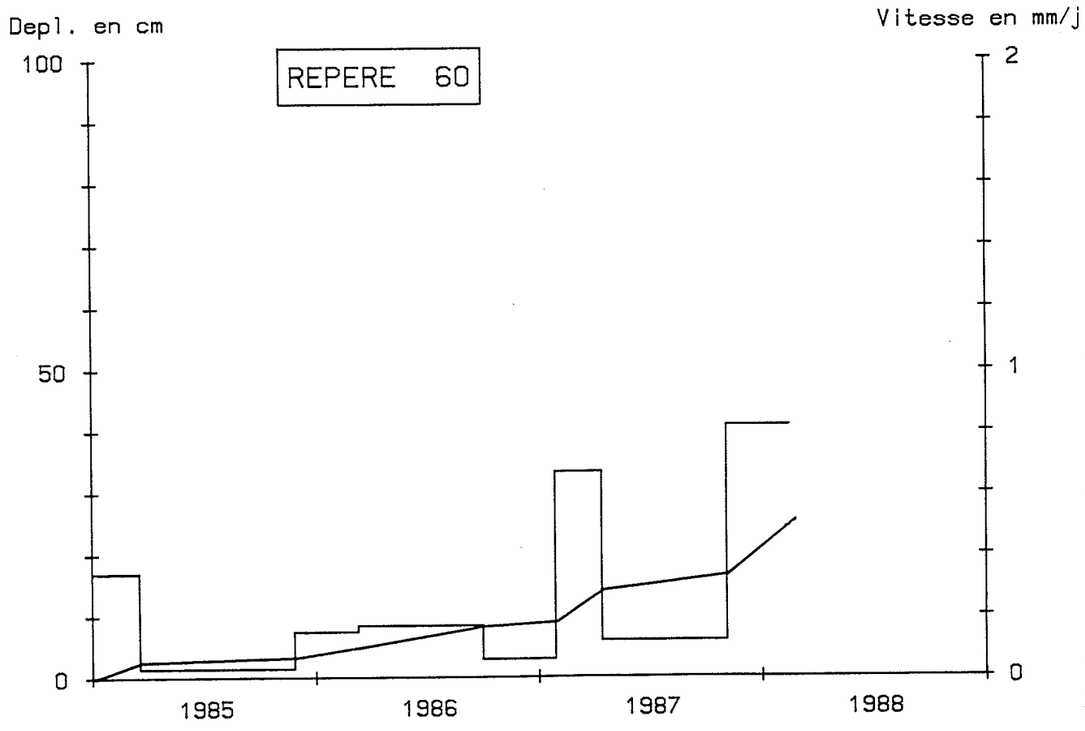

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 57
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

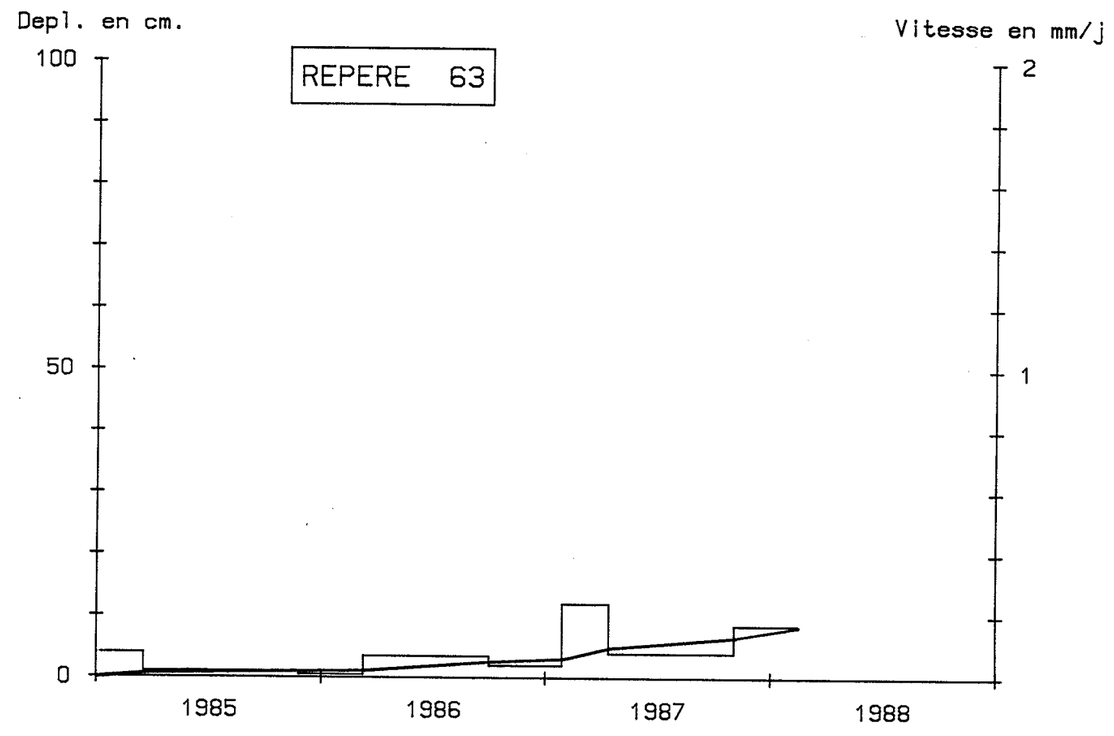

en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 58
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

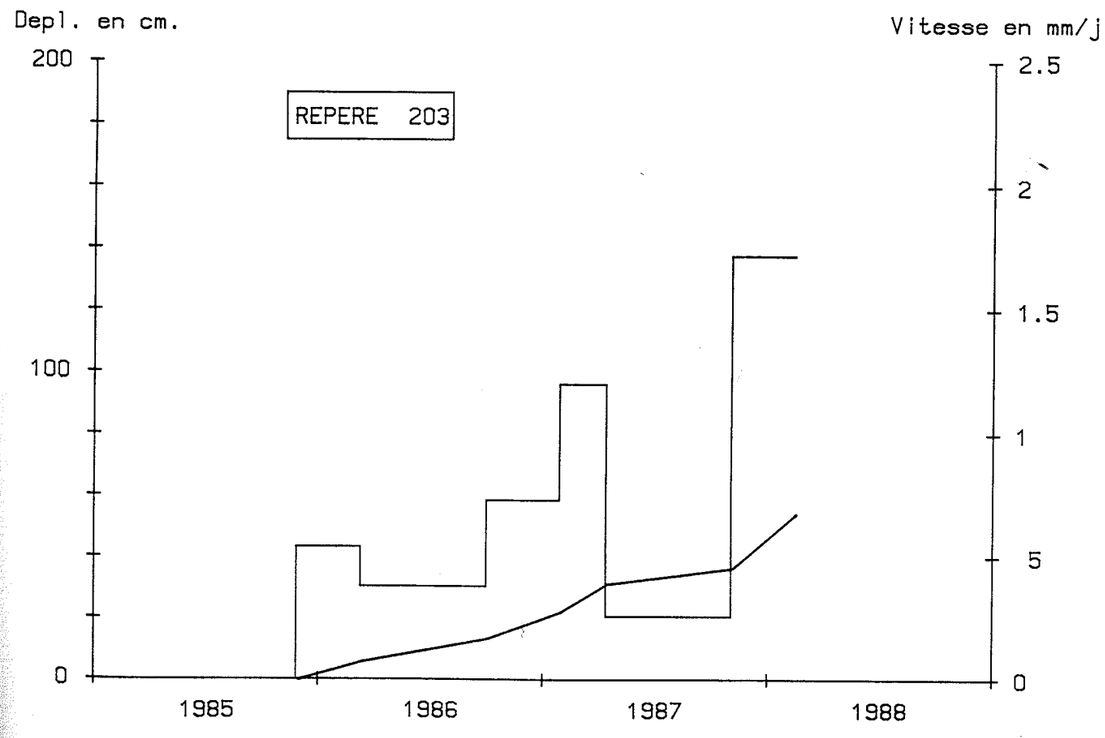

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 57
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

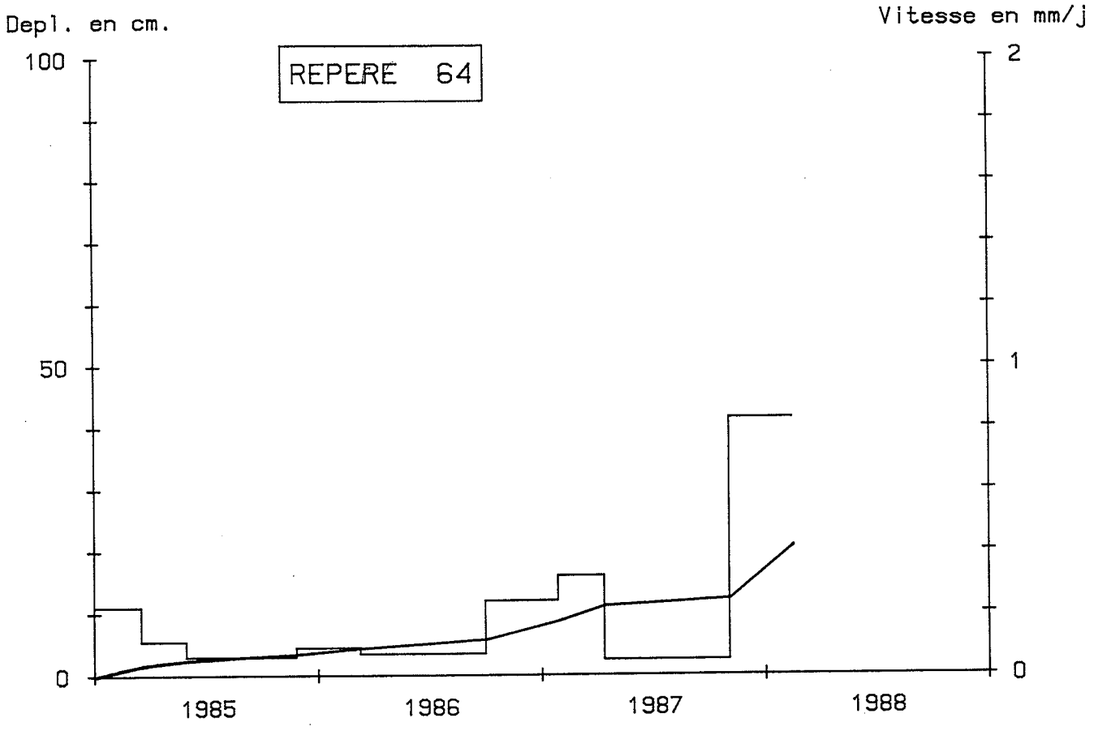

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 68
200
100
2.5
2
1.5
1
.5
0
1985
1986
1987
1988

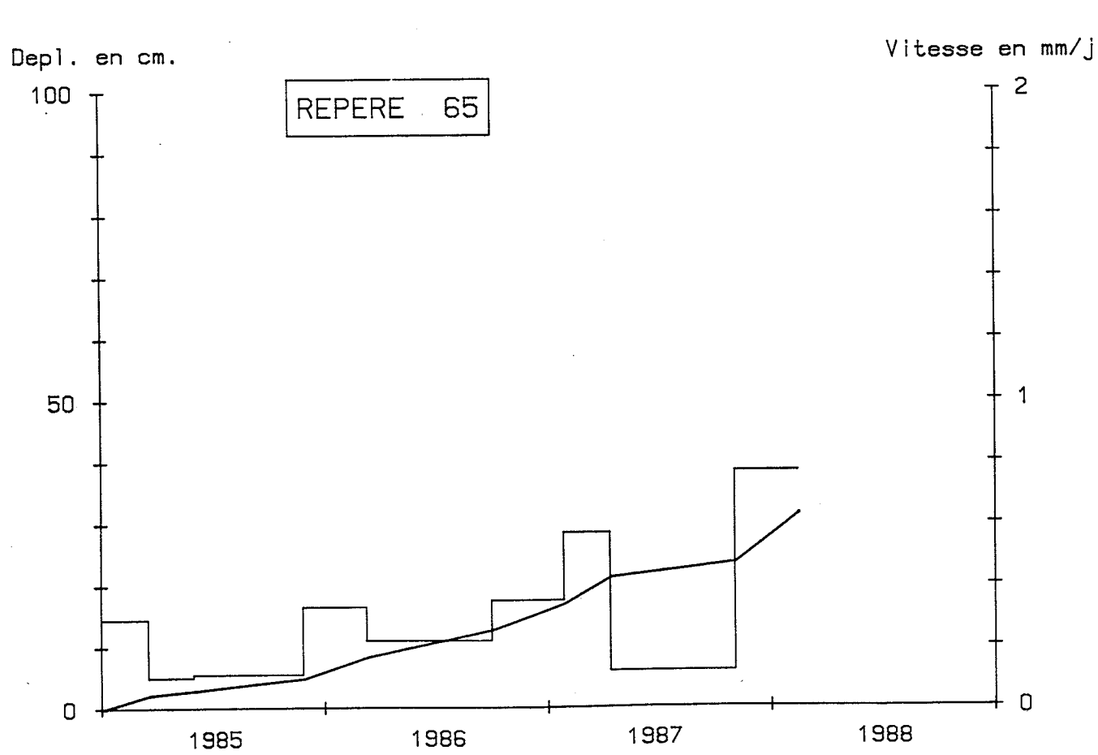

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 59
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

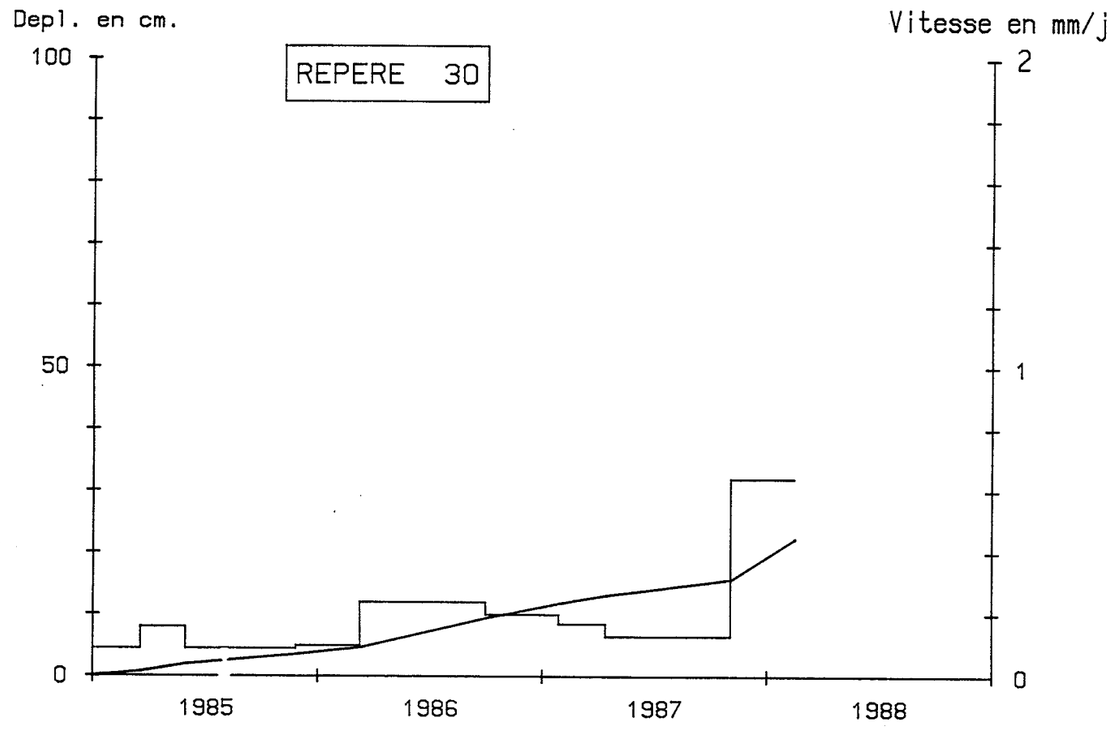

Depl. en cm
Vitesse en mm/j
REPERE 60
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988

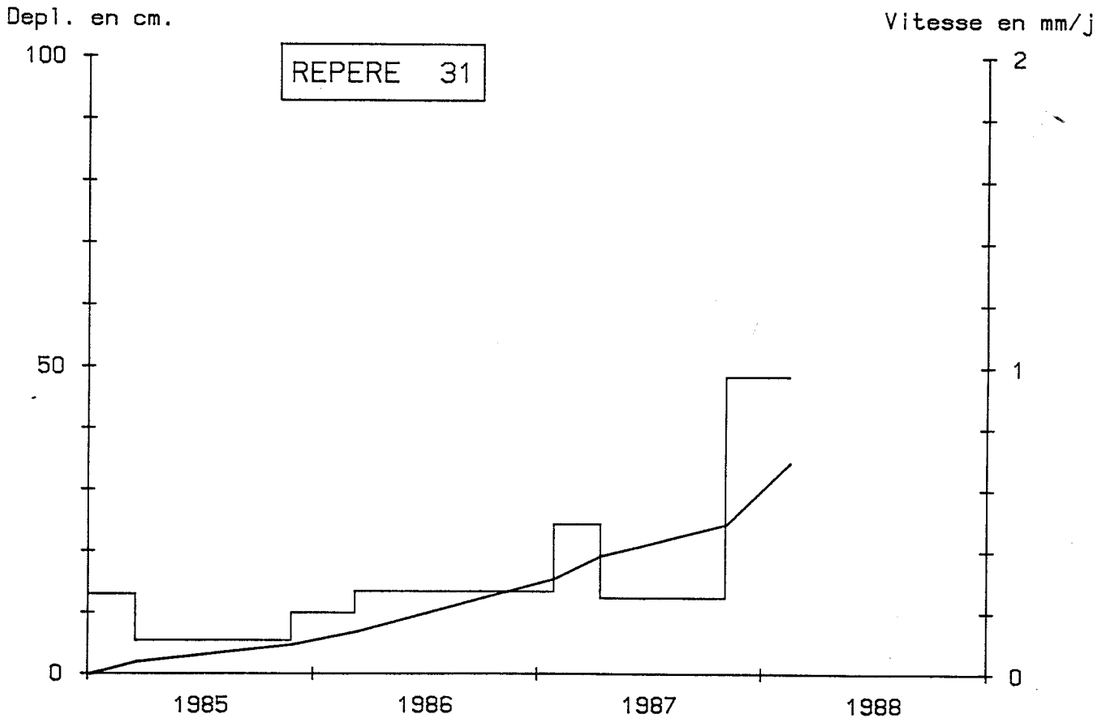

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 63
100
50
0
2
1
1985
1986
1987
1988

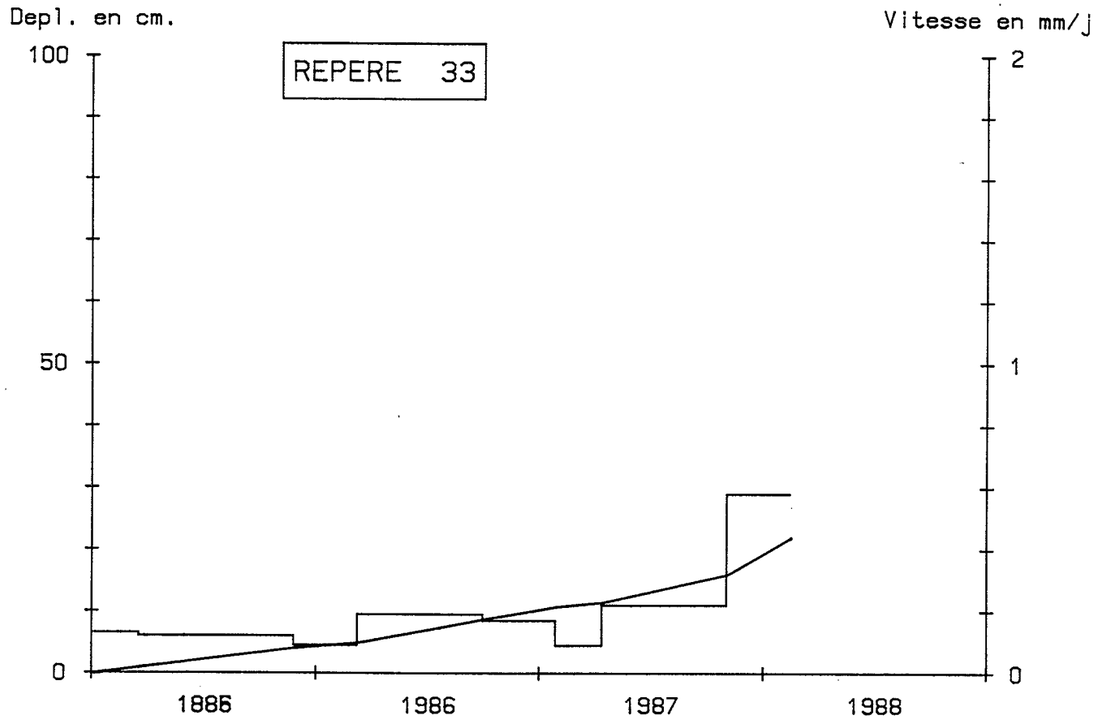

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 203
200
100
0
2.5
2
1.5
1
5
0
1985
1986
1987
1988

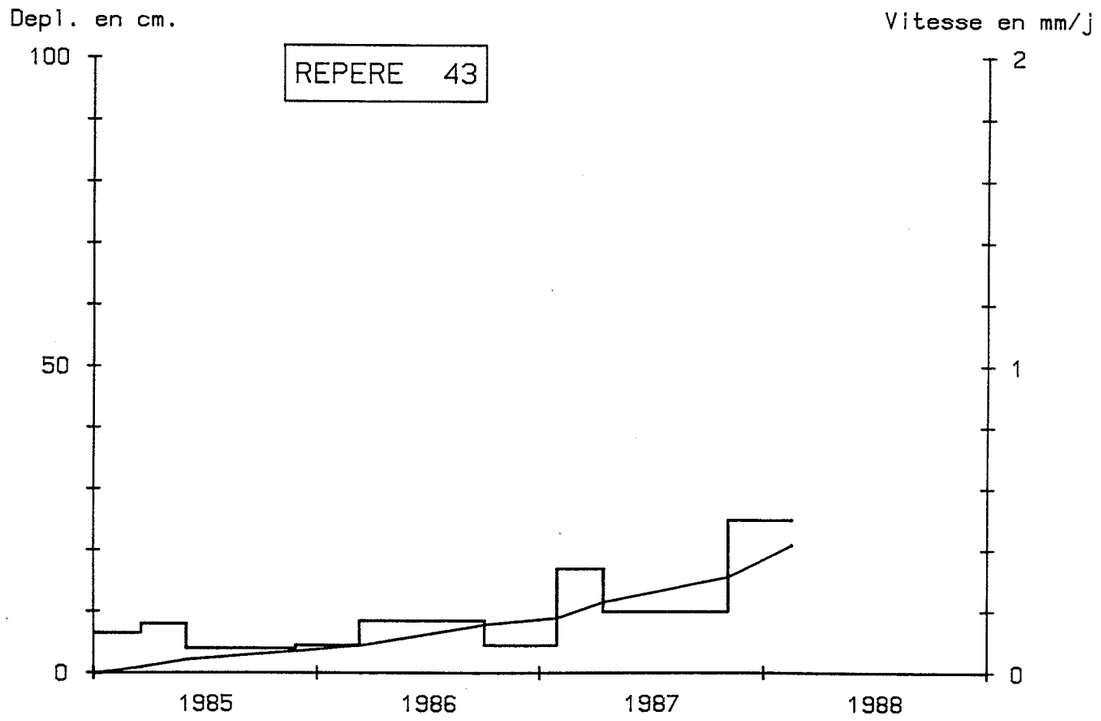

Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 64
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988


Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 65
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988


Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 30
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988


Depl. en cm.
Vitesse en mm/j
REPERE 31
100
50
0
2
1
0
1985
1986
1987
1988





Annexe n° 5

L'EXCEDENT PLUVIOMETRIQUE DE 1949 A 1987

- **Tableau des valeurs de la station de St Gatien-des-bois.**

Année	Période de l'E.P.*	Nombre de mois	E.P. en mm	P** en mm	EP/P	Durée de l'année hydrologique	Nombre de mois
1949-50	Nov-Fév	4	189	306	0.62	Nov-Oct	12
1950-51	Nov-Mai	7	372	609	0.61	Nov-Oct	12
1951-52	Nov-Mars	5	292	422	0.69	Nov-Août	10
1952-53	Sept-Fév	6	399	630	0.63	Sept-Déc	14
1953-54	Janv-Mars	3	91	200	0.46	Janv-Oct	10
1954-55	Nov-Fév	4	191	259	0.74	Nov-Nov	13
1955-56	Déc-Fév	3	111	179	0.62	Déc-Nov	12
1956-57	Déc-Fév	3	154	238	0.65	Déc-Nov	12
1957-58	Déc-Mars	4	264	330	0.80	Déc-Oct	11
1958-59	Nov-Janv	3	199	292	0.68	Nov-Oct	12
1959-60	Nov-Mars	5	183	316	0.58	Nov-Sept	11
1960-61	Oct-Fév	5	329	486	0.68	Oct-Oct	13
1961-62	Nov-Mars	5	280	389	0.72	Nov-Oct	12
1962-63	Nov-Mars	5	243	339	0.72	Nov-Juilt	9
1963-64	Août-Mars	8	277	572	0.48	Août-Sept	14
1964-65	Oct-Mars	6	326	542	0.60	Oct-Août	11
1965-66	Sept-Avr	8	405	648	0.63	Sept-Oct	14
1966-67	Nov-Mai	7	342	583	0.59	Nov-Oct	12
1967-68	Nov-Fév	4	340	397	0.86	Nov-Nov	13
1968-69	Déc-Mai	6	129	364	0.35	Déc-Nov	12
1969-70	Déc-Avr	5	300	414	0.74	Déc-Nov	12
1970-71	Déc-Fév	3	77	144	0.53	Déc-Oct	11
1971-72	Nov-Avr	6	118	367	0.32	Nov-Oct	12
1972-73	Nov-Fév	4	144	277	0.52	Nov-Oct	12
1973-74	Nov-Mars	5	186	347	0.54	Nov-Sept	11
1974-75	Oct-Mai	8	648	904	0.72	Oct-Oct	13
1975-76	Nov-Fév	4	144	220	0.65	Nov-Sept	11
1976-77	Oct-Mai	8	376	686	0.55	Oct-Oct	13
1977-78	Nov-Juil	9	525	974	0.54	Nov-Nov	13
1978-79	Déc-Mai	6	263	538	0.49	Déc-Oct	11
1979-80	Nov-Juil	9	519	944	0.55	Nov-Sept	11
1980-81	Oct-Juin	9	471	850	0.55	Oct-Sept	12
1981-82	Oct-Mars	6	378	550	0.69	Oct-Sept	12
1982-83	Oct-Mai	8	552	885	0.62	Oct-Oct	13
1983-84	Nov-Mai	7	256	481	0.53	Nov-Sept	11
1984-85	Oct-Mars	6	265	398	0.67	Oct-Oct	13
1985-86	Nov-Avr	6	284	476	0.60	Nov-Sept	11
1986-87	Oct-Mars	6	295	442	0.67	Oct-Sept	12
1987-88	Oct-Mars	6	500	680	0.74	Oct-Sept	12
1949-88 (39 ans)	15 oct au 15 mars	5.7	292	479 Sx =217	0.61	15 oct au 14 sept	12

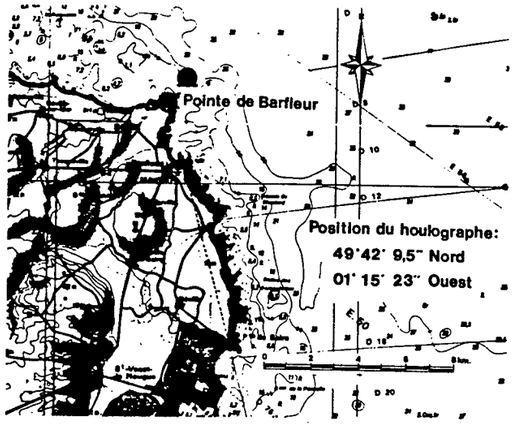
* E.P. = excédent pluviométrique
** P. = pluviométrie

Annexe n° 6

LES HOULES EN BAIE DE SEINE

- **Enregistrement des houles.**
- **Plans de vagues : orthogonales de houles**

• Plans de vagues : orthogonales de houles

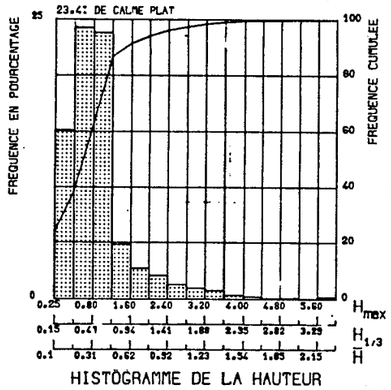


PERIODE DU 11- 1-67 AU 20- 5-69

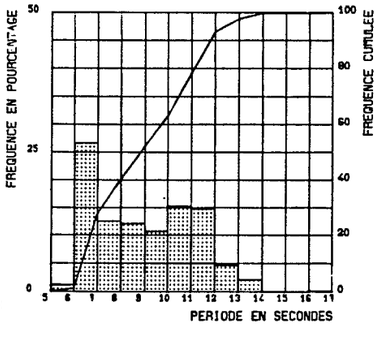
447 JOURS D OBSERVATION - 105 JOURS DE CALME PLAT (H_{max} <0,25m)

PERIODES ANALYSEES

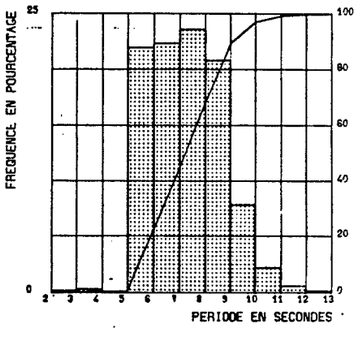
11- 1-67 AU 25- 1-67	25-11-67 AU 12- 1-68
4- 2-67 AU 16- 2-67	13- 1-68 AU 28- 2-68
17- 2-67 AU 31- 5-67	24- 4-68 AU 29- 5-68
3- 6-67 AU 13- 6-67	4-12-68 AU 29- 1-69
19- 8-67 AU 13- 9-67	29- 1-69 AU 2- 2-69
12-10-67 AU 3-11-67	11- 4-69 AU 20- 5-69



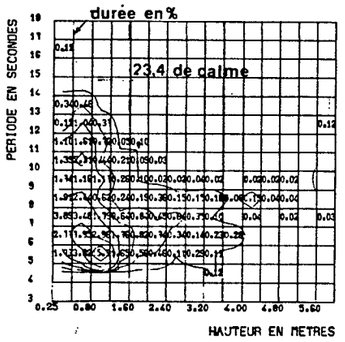
HISTOGRAMME DE LA HAUTEUR



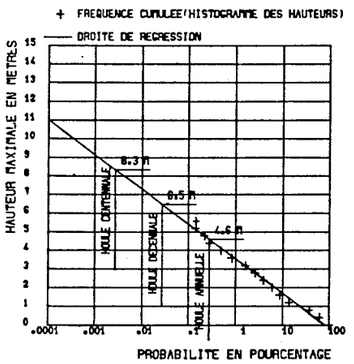
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MAXIMALE



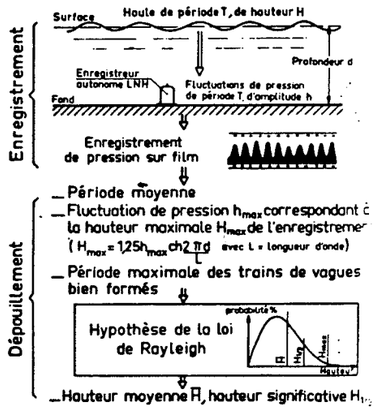
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MOYENNE



CORRELATION HAUTEUR PERIODE
DES VAGUES MAXIMALES

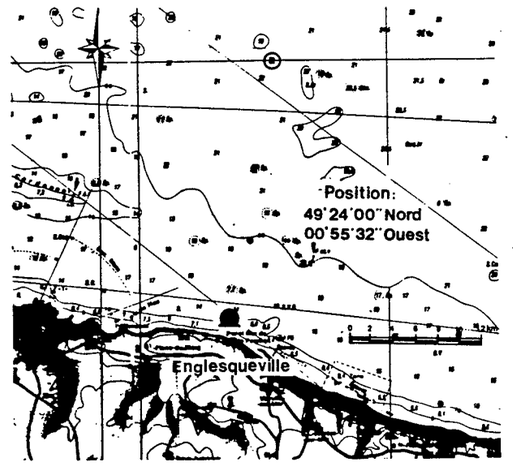


EXTRAPOLATION A LA HOULE
DECENNALE ET CENTENNALE



Méthode d'enregistrement
et de dépouillement

STATISTIQUES DE LA HOULE MESUREE A BARFLEUR

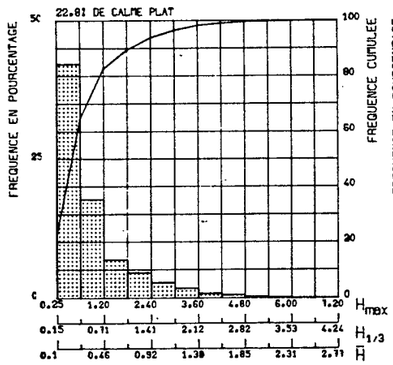


PERIODE DU 7- 9-75 AU 7-12-81

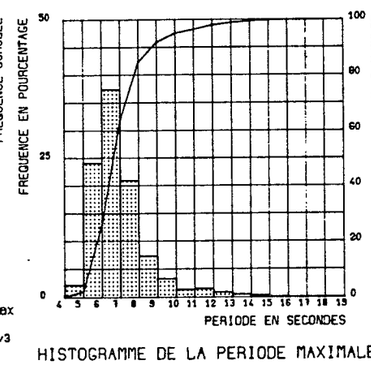
1474 JOURS D OBSERVATION - 336 JOURS DE CALME PLAT (H_{max} <0,25m)

PERIODES ANALYSEES

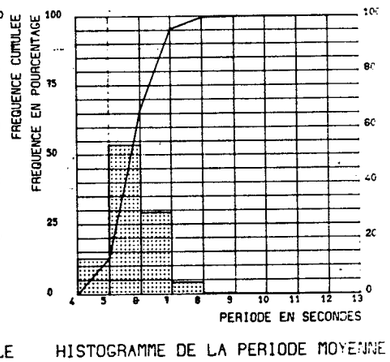
7- 9-75 AU 27- 9-75	2- 8-77 AU 30- 8-77	21- 2-80 AU 1- 4-80
30- 9-75 AU 28-10-75	31- 8-77 AU 2-10-77	1- 4-80 AU 29- 4-80
29-10-75 AU 8-12-75	3-11-77 AU 8-12-77	29- 4-80 AU 11- 5-80
8-12-75 AU 5- 1-76	10- 1-78 AU 8- 2-78	4- 6-80 AU 2- 7-80
6- 1-76 AU 9- 2-76	17- 5-78 AU 21- 6-78	2- 7-80 AU 29- 7-80
9- 2-76 AU 3- 3-76	22- 6-78 AU 24- 7-78	29- 7-80 AU 29- 8-80
30- 4-76 AU 1- 6-76	31- 8-78 AU 25- 9-78	31- 8-80 AU 30- 9-80
2- 6-76 AU 13- 7-76	28- 9-78 AU 19-10-78	1-10-80 AU 29-10-80
14- 7-76 AU 21- 8-76	21-10-78 AU 20-11-78	26-11-80 AU 23-12-80
14-10-76 AU 28-10-76	22-11-78 AU 19-12-78	27- 1-81 AU 5- 3-81
9-11-76 AU 7-12-76	26- 1-79 AU 17- 2-79	1- 4-81 AU 29- 4-81
8-12-76 AU 20-12-76	19- 2-79 AU 11- 3-79	3- 6-81 AU 30- 6-81
22- 1-77 AU 17- 2-77	10- 4-79 AU 16- 5-79	2- 7-81 AU 27- 7-81
17- 2-77 AU 5- 4-77	20- 6-79 AU 26- 6-79	27- 7-81 AU 30- 7-81
16- 4-77 AU 23- 4-77	1- 7-79 AU 8- 7-79	27- 8-81 AU 21- 9-81
26- 4-77 AU 2- 6-77	11- 7-79 AU 7- 8-79	24- 9-81 AU 29-10-81
4- 6-77 AU 11- 7-77	11- 8-79 AU 17- 9-79	29-10-81 AU 7-12-81
12- 7-77 AU 2- 8-77	24- 1-80 AU 21- 2-80	



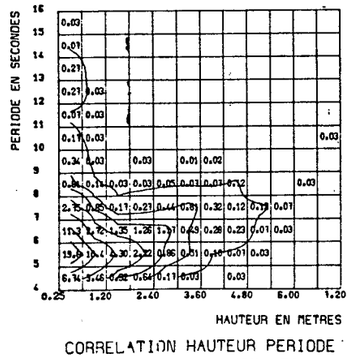
HISTOGRAMME DE LA HAUTEUR



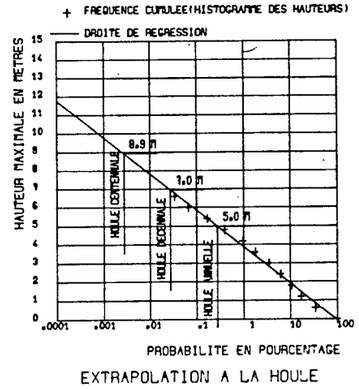
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MAXIMALE



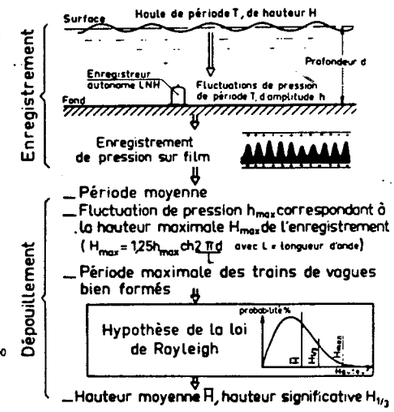
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MOYENNE



CORRELATION HAUTEUR PERIODE
DES VAGUES MAXIMALES

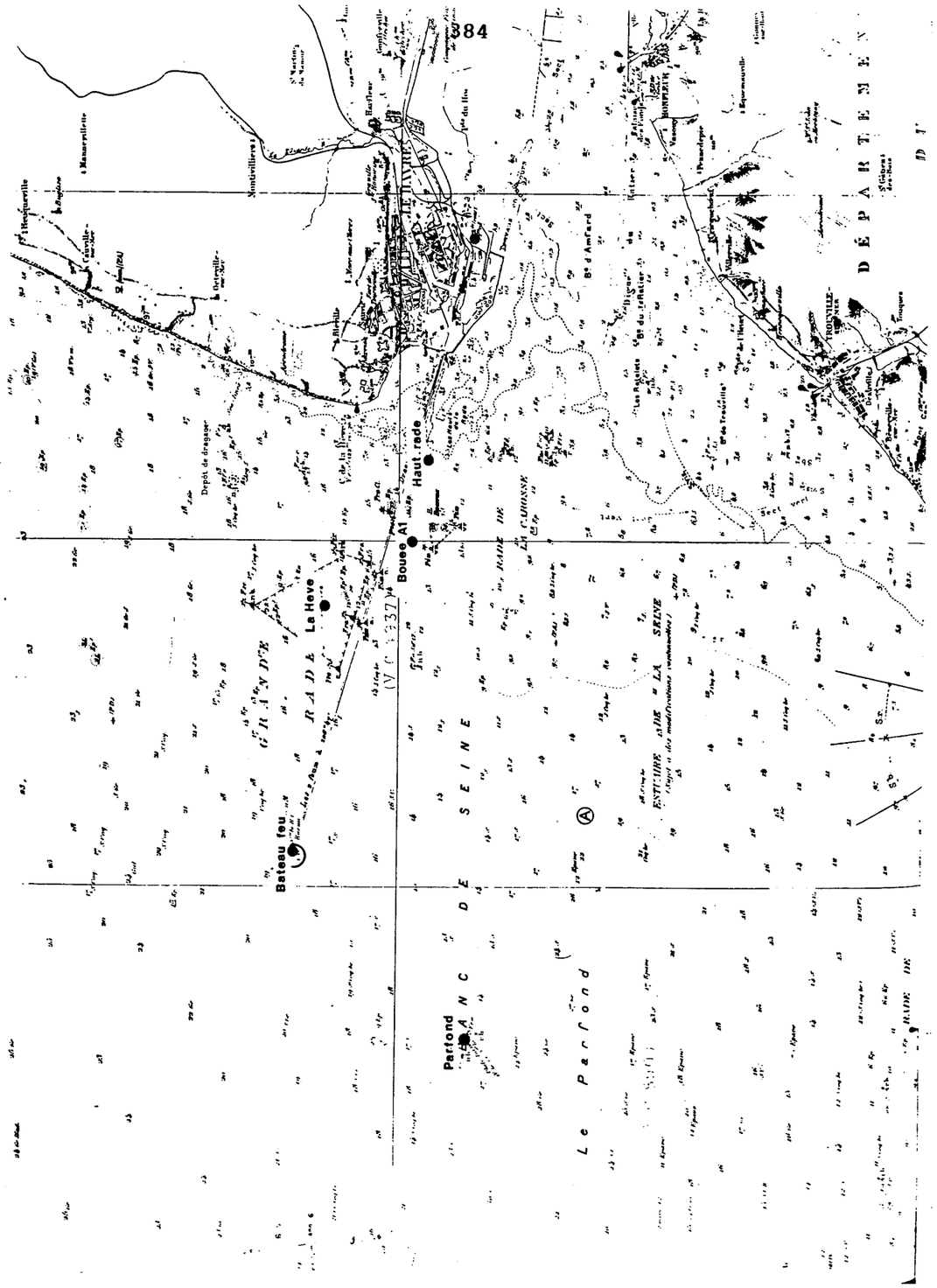


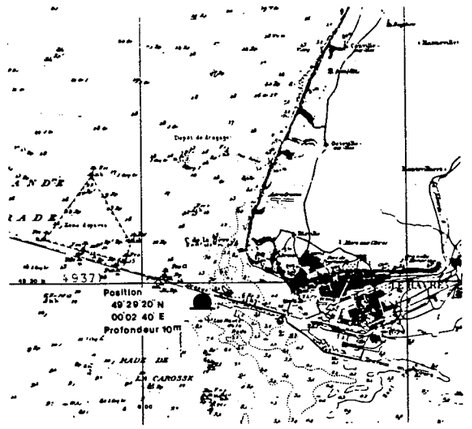
EXTRAPOLATION A LA HOULE
DECENNALE ET CENTENNALE



Méthode d'enregistrement
et de dépouillement

STATISTIQUES DE LA HOULE MESUREE A ENGLESQUEVILLE



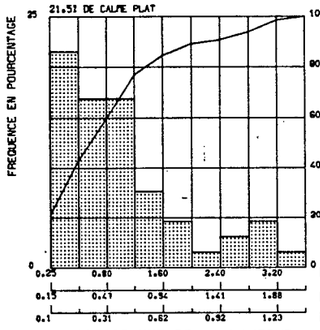


PERIODE DU 20- 8-54 AU 21- 9-54

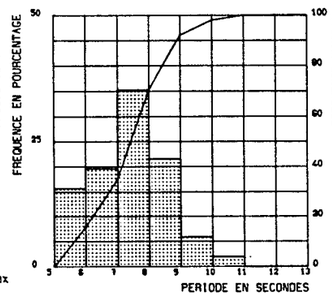
33 JOURS D OBSERVATION - 7 JOURS DE CALME PLAT (H_{max} <0,25M)

PERIODES ANALYSEES

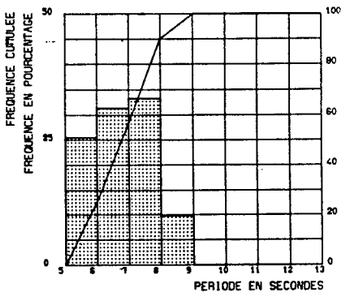
20- 8-54 AU 21- 9-54



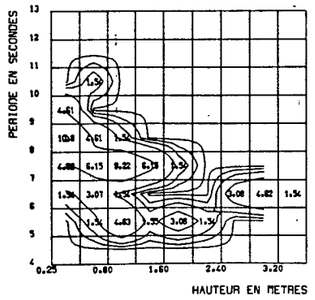
HISTOGRAMME DE LA HAUTEUR



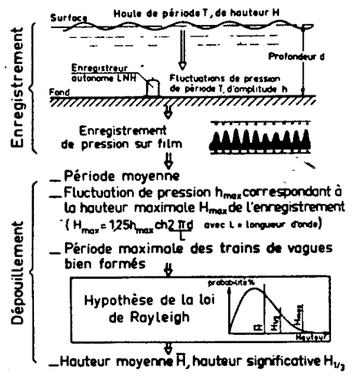
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MAXIMALE



HISTOGRAMME DE LA PERIODE MOYENNE

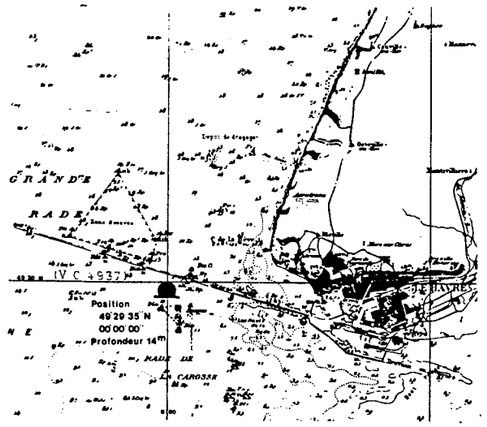


CORRELATION HAUTEUR PERIODE
DES VAGUES MAXIMALES



Méthode d'enregistrement
et de dépouillement

STATISTIQUES DE LA HOULE MESUREE A LE HAVRE(HAUTS.RADE)

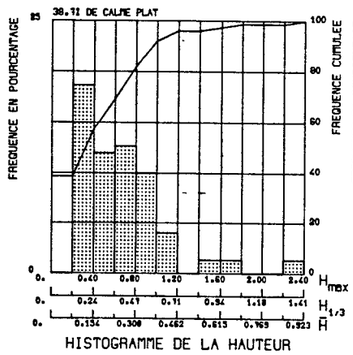


PERIODE DU 1- 8-59 AU 7- 9-59

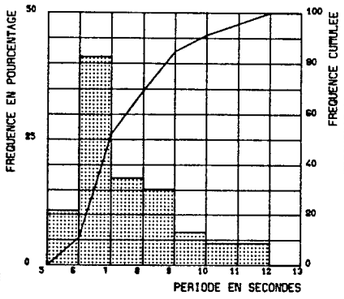
38 JOURS D OBSERVATION - 15 JOURS DE CALME PLAT (H_{max} <0,25m)

PERIODES ANALYSEES

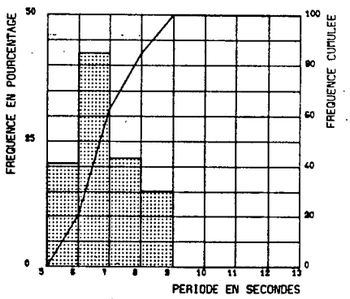
1- 8-59 AU 7- 9-59



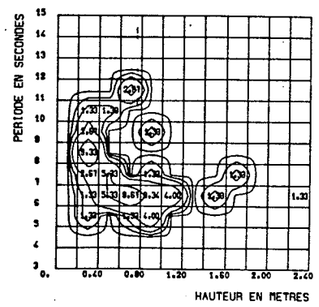
HISTOGRAMME DE LA HAUTEUR



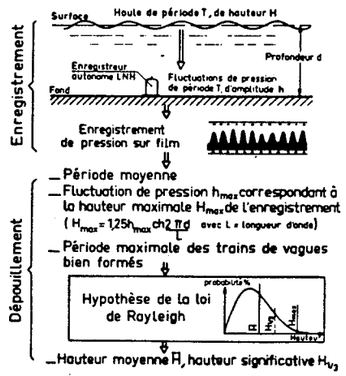
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MAXIMALE



HISTOGRAMME DE LA PERIODE MOYENNE



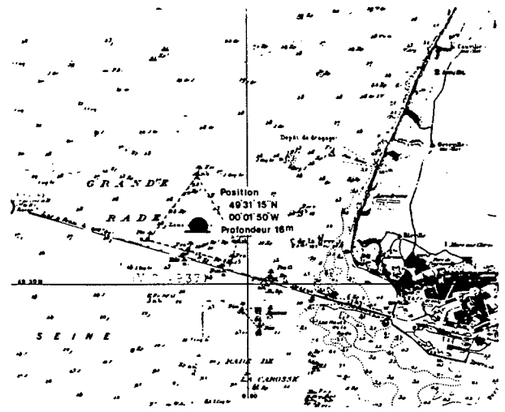
CORRELATION HAUTEUR PERIODE
DES VAGUES MAXIMALES



_Hauteur moyenne $\bar{H}$, hauteur significative $H_{1/3}$

Méthode d'enregistrement
et de dépouillement

STATISTIQUES DE LA HOULE MESUREE A LE HAVRE(BOUEE A1)

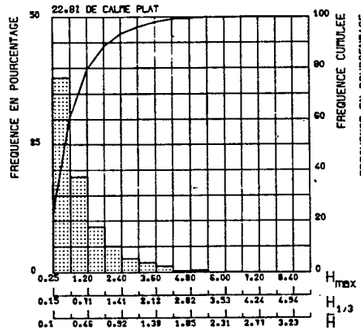


PERIODE DU 3- 6-60 AU 28- 8-61

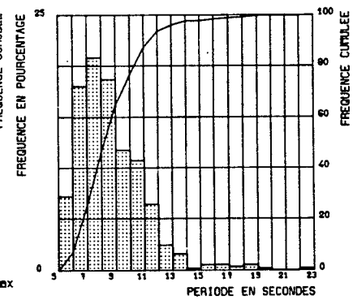
379 JOURS D OBSERVATION - 86 JOURS DE CALME PLAT (H_{max} <0,25m)

PERIODES ANALYSEES

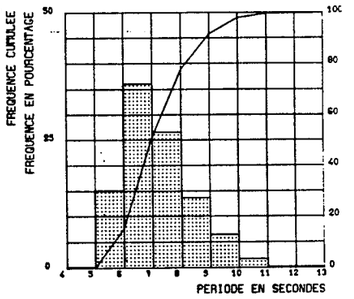
3- 6-60 AU 13- 8-60	2- 3-61 AU 12- 4-61
21- 8-60 AU 3-11-60	16- 4-61 AU 20- 6-61
20-12-60 AU 22- 2-61	23- 6-61 AU 28- 8-61



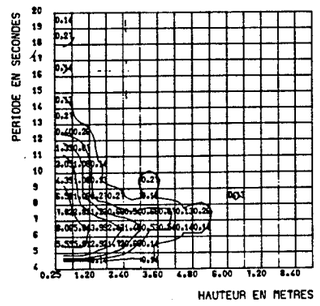
HISTOGRAMME DE LA HAUTEUR



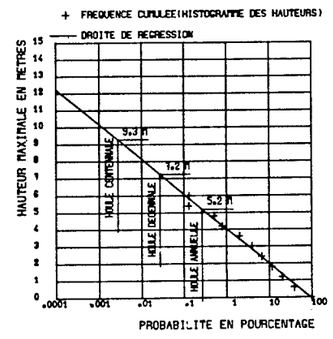
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MAXIMALE



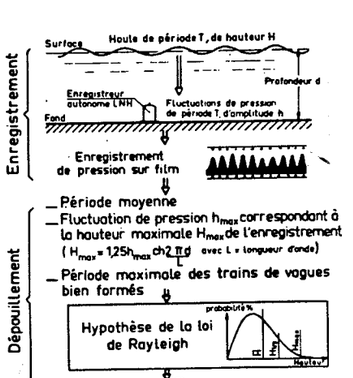
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MOYENNE



CORRELATION HAUTEUR PERIODE
DES VAGUES MAXIMALES



EXTRAPOLATION A LA HOULE
DECENNALE ET CENTENNALE



_Hauteur moyenne $\bar{H}$, hauteur significative $H_{1/3}$

Méthode d'enregistrement
et de dépouillement

STATISTIQUES DE LA HOULE MESUREE A LE HAVRE(LA HEVE)

PERIODE DU 10- 9-59 AU 1- 6-60

193 JOURS D OBSERVATION - 55 JOURS DE CALME PLAT (H_{max} <0,25m)

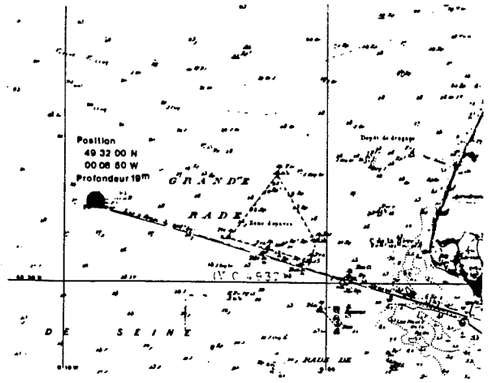
PERIODES ANALYSEES

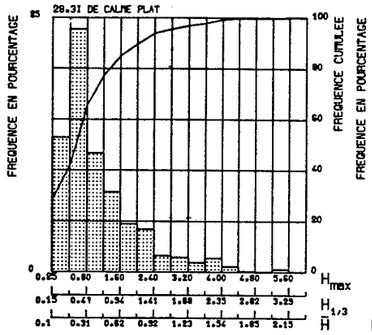
10- 9-59 AU 6-11-59

20- 2-60 AU 22- 4-60

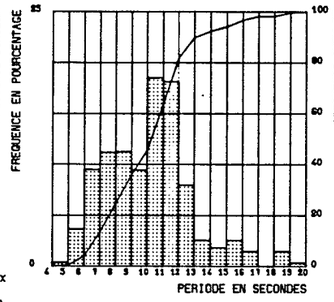
13-12-59 AU 15- 1-60

24- 4-60 AU 1- 6-60

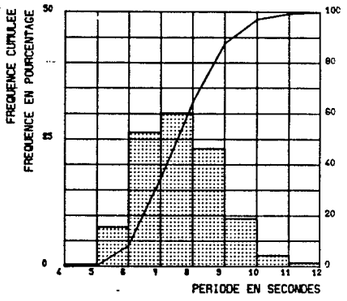




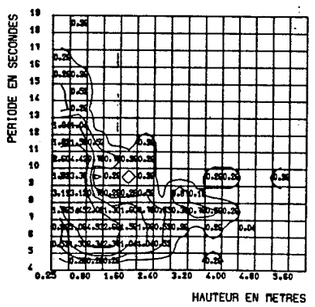
HISTOGRAMME DE LA HAUTEUR



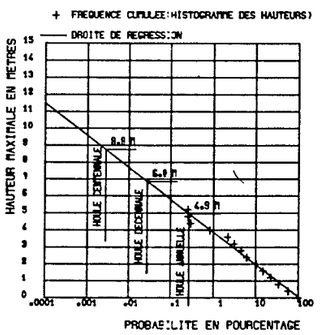
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MAXIMALE



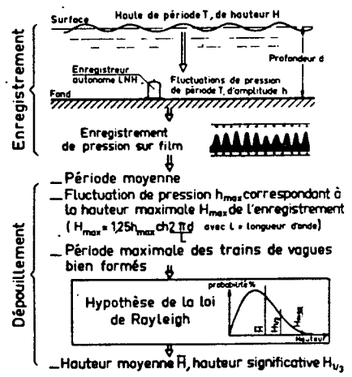
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MOYENNE



CORRELATION HAUTEUR PERIODE
DES VAGUES MAXIMALES

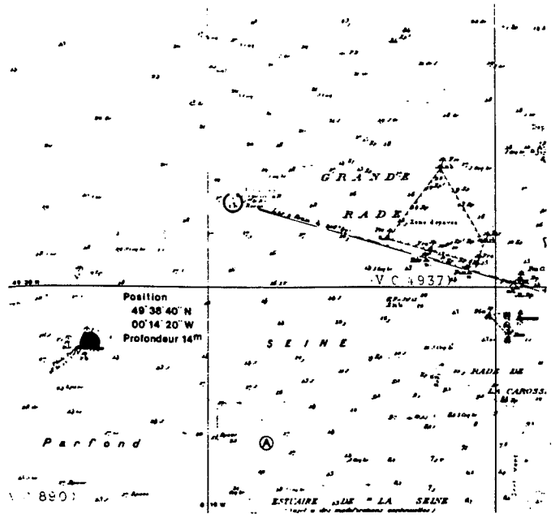


EXTRAPOLATION A LA HOULE
DECENNALE ET CENTENNALE



Méthode d'enregistrement
et de dépouillement

STATISTIQUES DE LA HOULE MESUREE A LE HAVRE(BATEAU FEU)



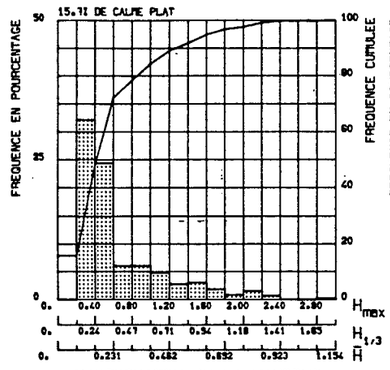
PERIODE DU 12- 8-68 AU 17-12-68

115 JOURS D OBSERVATION - 18 JOURS DE CALME PLAT (H_{max} <0,25m)

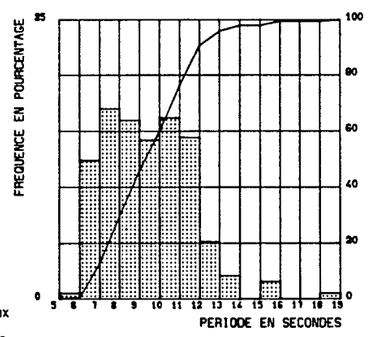
PERIODES ANALYSEES

12- 8-68 AU 22- 9-68

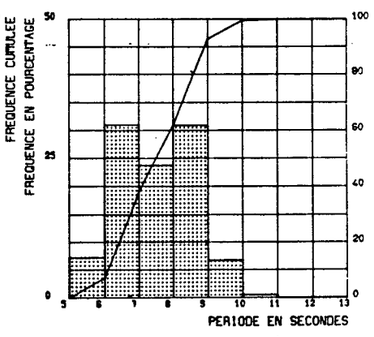
6-10-68 AU 17-12-68



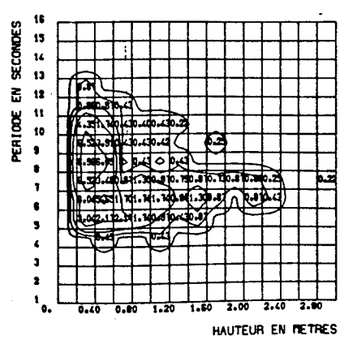
HISTOGRAMME DE LA HAUTEUR



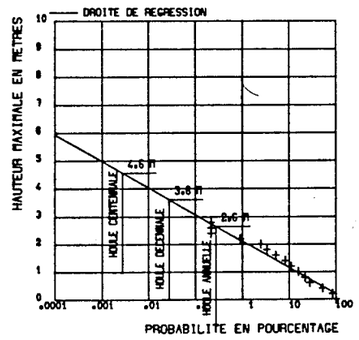
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MAXIMALE



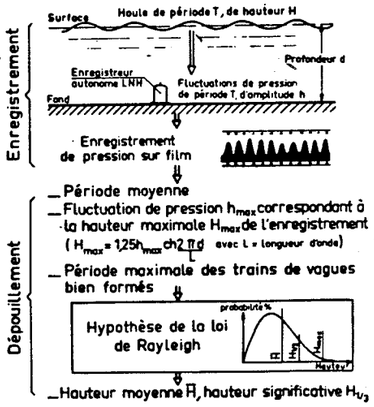
HISTOGRAMME DE LA PERIODE MOYENNE



CORRELATION HAUTEUR PERIODE
DES VAGUES MAXIMALES



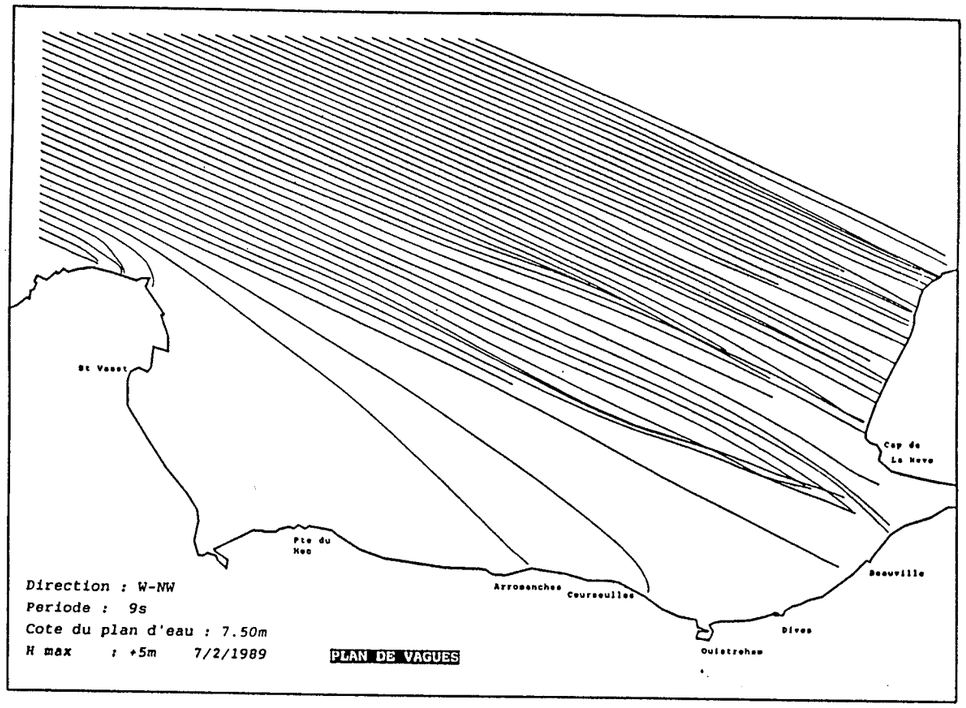
EXTRAPOLATION A LA HOULE
DECENNALE ET CENTENNALE

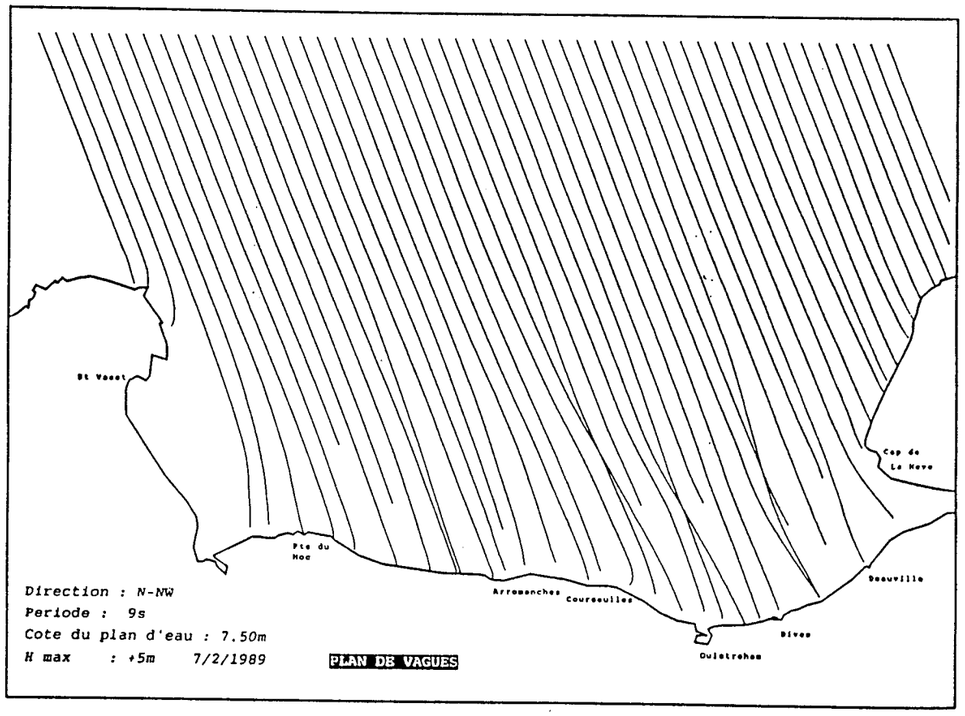


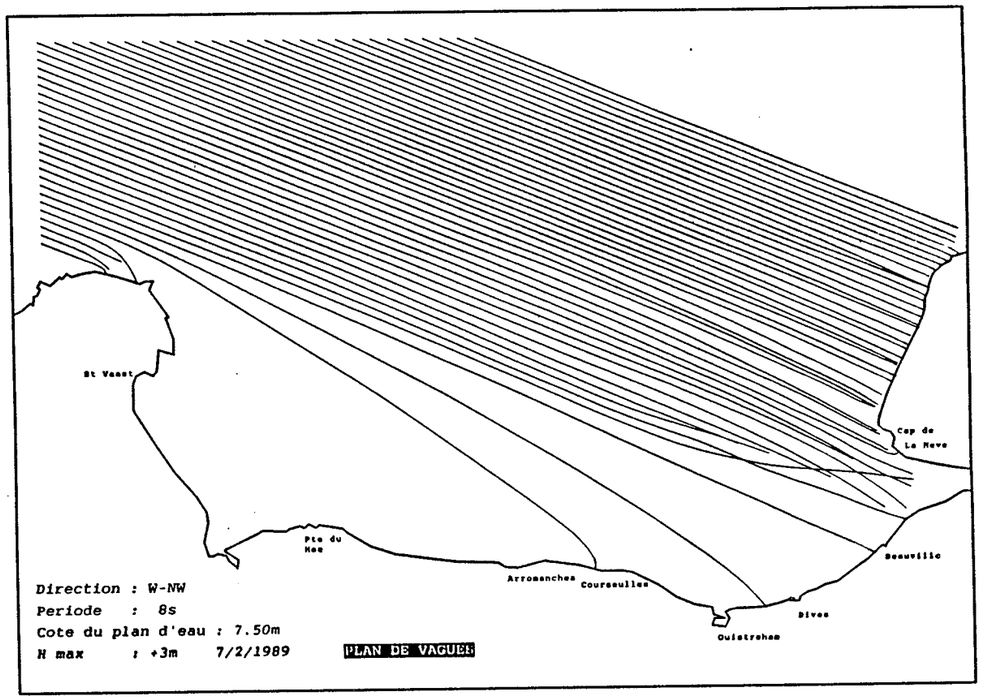
Méthode d'enregistrement
et de dépouillement

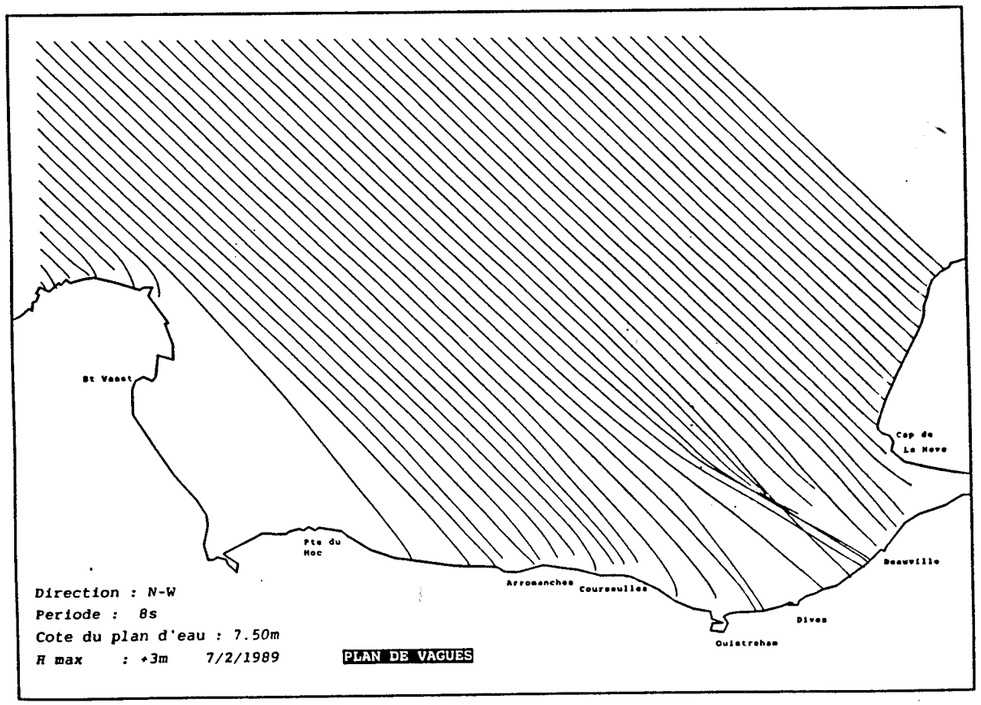
STATISTIQUES DE LA HOULE MESUREE A LE HAVRE(PARFOND)

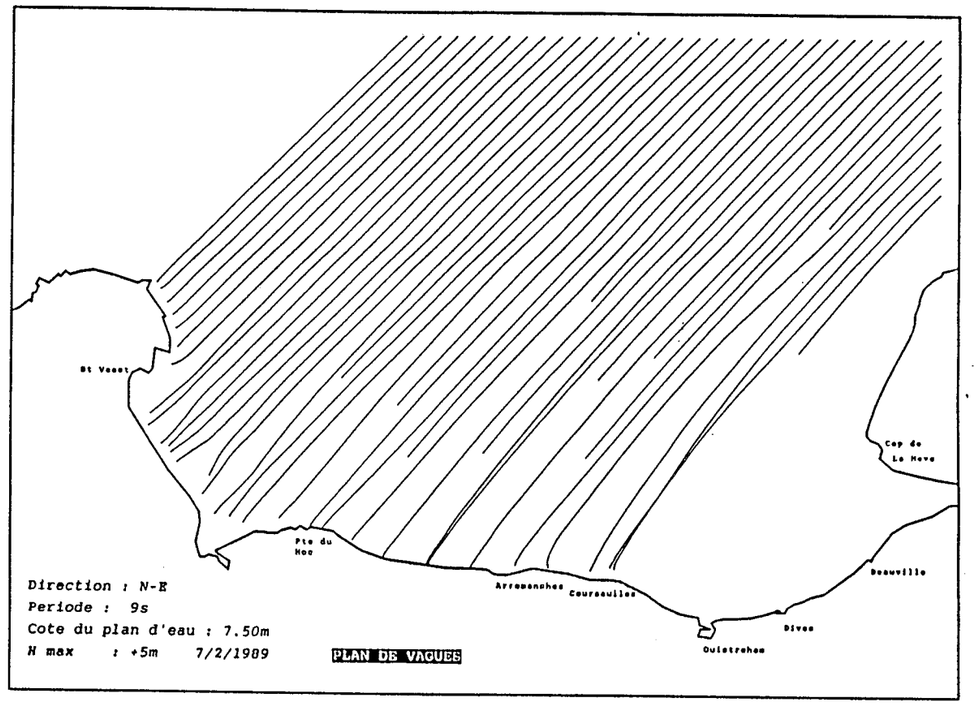
• Enregistrement des houles.

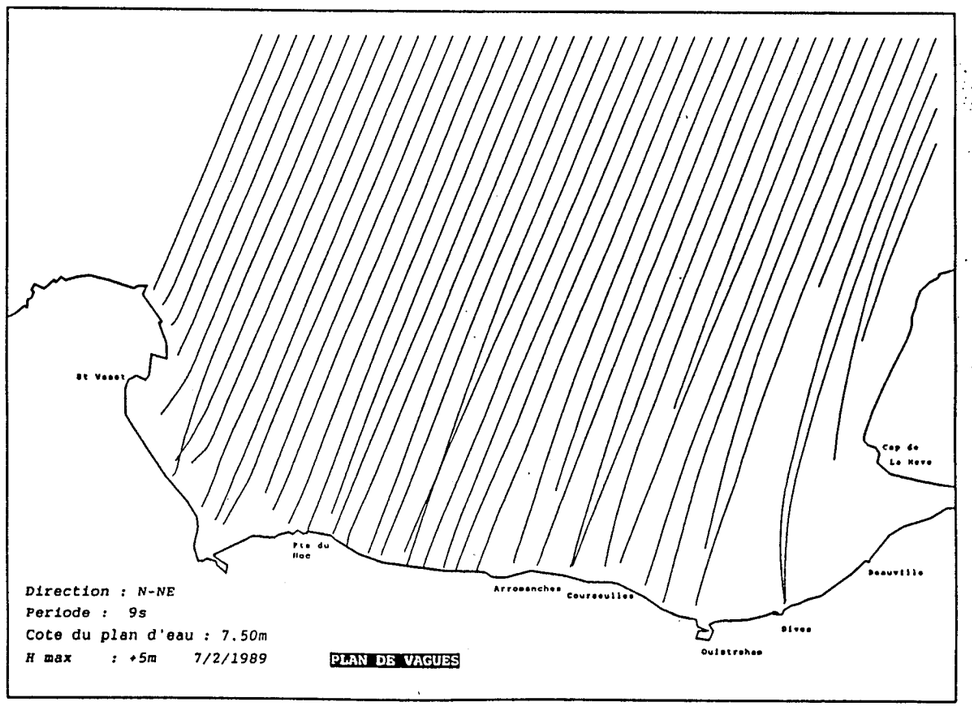


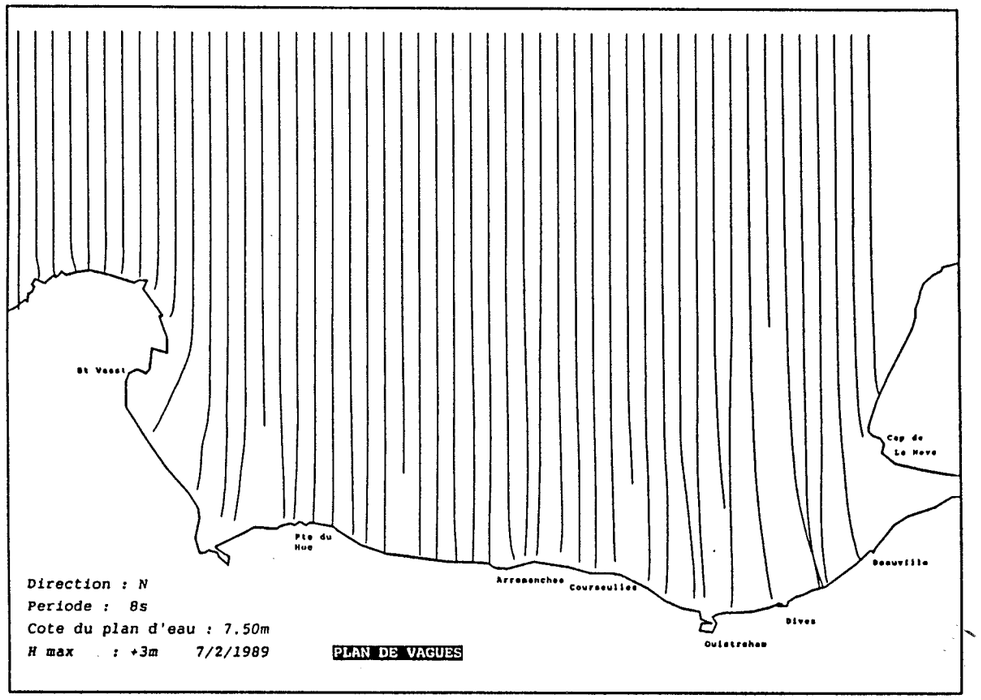







Bt Vaast
Pte du Hoc
Arromanches
Courseulles
Cap de Le Heve
Deauville
Dives
Ouistreham
Direction : N-E
Periode : 9s
Cote du plan d'eau : 7.50m
H max : +5m 7/2/1989
PLAN DE VAGUES


Bt Vaast
Pte du Hoc
Arromanches
Courseulles
Cap de Le Heve
Deauville
Dives
Ouistreham
Direction : N-NE
Periode : 9s
Cote du plan d'eau : 7.50m
H max : +5m 7/2/1989
PLAN DE VAGUES


Bt Vaast
Pte du Hoc
Arromanches
Courseulles
Cap de Le Heve
Deauville
Dives
Ouistreham
Direction : N
Periode : 8s
Cote du plan d'eau : 7.50m
H max : +3m 7/2/1989
PLAN DE VAGUES

Annexe n° 7

CONDITIONS CLIMATIQUES ET EVENEMENTS HISTORIQUES

- **Analyse factorielle des correspondances.**
- **Tableau de Burt, effectif par classes et proportions en un pour mille pour les fichiers histo 14 et histo 16.**
- **Valeurs propres, vecteurs propres et étude des variables.**

- **Analyse factorielle des correspondances.**
  Tableau de Burt, effectif par classes et proportions en un pour mille pour les fichiers histo 14 et histo 16.

***** TABLEAU DE BURT *****

TABLEAU DES PROPORTIONS (en pour mille par ligne)

	EVEN					DATE											LIEU		PMSUP		PLMOI				PM3			ANPRE				CVMOI			TMINI			
	AFF	ECR	QLI	FIS	COB	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	PAL	PAI	MSO	MS1	MP1	MP2	MP3	MP4	P3A	P3B	P3C	ANO	AN1	AN2	AN3	VM0	VM1	VM2	TM0	TM1	TM2	TM3
AFF	122	0	0	0	0	250	0	63	0	313	63	63	63	0	0	63	125	250	750	438	563	313	563	125	0	500	500	0	0	63	63	875	875	125	0	813	63	125	0
ECR	0	107	0	0	0	214	0	143	71	143	0	0	0	0	71	214	143	643	357	500	500	143	714	71	71	286	643	71	0	429	214	357	571	0	429	786	143	71	0
EVEN QLI	0	0	611	0	0	125	313	25	38	25	38	63	0	38	50	200	88	850	150	475	525	388	400	175	38	488	438	75	188	275	63	475	575	138	288	663	100	75	163
FIS	0	0	0	69	0	333	111	0	0	0	0	0	0	0	0	333	222	889	111	556	444	222	667	111	0	333	556	111	0	111	0	889	444	222	333	556	111	222	111
COB	0	0	0	0	92	83	0	83	0	167	0	167	0	83	83	250	83	750	250	83	917	83	333	500	83	167	500	333	83	417	167	333	667	0	333	917	0	83	0
JAN	190	143	476	143	48	160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	571	429	857	143	286	714	0	0	143	810	48	0	286	0	714	667	0	333	429	238	333	0
FEV	0	0	962	38	0	0	198	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	885	115	731	269	538	423	38	0	615	385	0	462	192	77	269	577	385	38	269	154	77	500
MAR	167	333	333	0	167	0	0	46	0	0	0	0	0	0	0	0	0	667	333	0	1000	500	500	0	0	833	167	0	167	333	167	333	667	0	333	833	0	167	0
AVR	0	250	750	0	0	0	0	0	31	0	0	0	0	0	0	0	0	1000	0	0	1000	500	500	0	0	1000	0	0	250	0	250	500	750	0	250	1000	0	0	0
MAI	455	182	182	0	182	0	0	0	0	84	0	0	0	0	0	0	0	364	636	182	818	364	364	273	0	636	364	0	0	91	0	909	909	91	0	1000	0	0	0
DATE JUN	250	0	750	0	0	0	0	0	0	0	31	0	0	0	0	0	0	250	750	500	500	500	250	250	0	750	250	0	250	0	0	750	1000	0	0	1000	0	0	0
JUL	125	0	625	0	250	0	0	0	0	0	0	61	0	0	0	0	0	875	125	250	750	0	250	750	0	250	750	0	0	0	750	250	1000	0	0	1300	0	0	0
AOU	1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	01000		1000	0	1000	0	0	0	1000	0	0	0	0	0	01000	1000	0	0	1000	0	0	0
SEP	0	0	750	0	250	0	0	0	0	0	0	0	0	31	0	0	0	1000	0	1000	0	1000	0	0	0	1000	0	0	0	0	0	01000	1000	0	0	1000	0	0	0
OCT	0	167	667	0	167	0	0	0	0	0	0	0	0	0	46	0	0	1000	0	01000		0	500	167	333	167	500	333	0	833	0	167	333	0	657	1000	0	0	0
NOV	38	115	615	115	115	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	198	0	808	192	308	692	115	308	462	115	308	423	269	0	538	38	423	346	38	615	962	0	38	0
DEC	143	143	500	143	71	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	107	857	143	143	857	143	857	0	0	143	714	143	71	143	0	786	429	214	357	643	214	71	71
LIEU PAL	41	92	694	82	92	122	235	41	41	41	10	71	0	41	61	214	122	748	0	429	571	337	469	153	41	480	429	92	153	255	102	490	480	153	367	704	71	92	133
PAI	364	152	364	30	91	273	91	61	0	212	91	30	30	0	0	152	61	0	252	485	515	242	455	273	30	273	636	91	30	303	30	636	1000	0	0	727	152	91	30
PMSUP MSO	121	121	655	86	17	310	328	0	0	34	34	34	17	69	0	138	34	724	276	443	0	448	431	121	0	483	517	0	172	224	52	552	707	86	207	552	138	172	138
MS1	123	96	575	55	151	41	96	82	55	123	27	82	0	0	82	247	164	767	233	0	557	205	493	233	68	384	452	164	82	301	110	507	534	137	329	836	55	27	82
PLMOI MP1	122	49	756	49	24	146	341	73	49	98	49	0	24	98	0	73	49	805	195	634	366	313	0	0	0	805	195	0	220	98	24	659	707	122	171	707	49	73	171
MP2	148	164	525	98	66	246	180	49	33	66	16	33	0	0	49	131	197	754	246	410	590	0	466	0	0	361	590	49	115	279	66	541	541	164	295	590	164	148	98
MP3	83	42	583	42	250	0	42	0	0	125	42	250	0	0	42	500	0	625	375	292	708	0	0	183	0	42	792	167	0	375	250	375	708	0	292	958	0	0	42
MP4	0	200	600	0	200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	400	600	0	800	200	01000	0	0	0	38	0	01000		01000	0	0	0	200	0	800	1000	0	0	0
P3A	143	71	696	54	36	54	286	89	71	125	54	36	18	71	18	143	36	839	161	500	500	589	393	18	0	427	0	0	232	107	54	607	589	161	250	714	36	89	161
P3B	127	143	556	79	95	270	159	16	0	63	16	95	0	0	48	175	159	667	333	476	524	127	571	302	0	0	481	0	48	317	127	508	698	95	206	651	159	111	79
P3C	0	83	500	83	333	83	0	0	0	0	0	0	0	0	167	583	167	750	250	01000		0	250	333	417	0	0	92	0	750	0	250	250	0	750	1000	0	0	0
ANO	0	0	938	0	63	0	750	63	63	0	63	0	0	0	0	0	63	938	63	625	375	563	438	0	0	813	188	0	122	0	0	0	625	375	0	250	125	125	500
AMPRE AN1	29	171	629	29	143	171	143	57	0	29	0	0	0	0	143	400	57	714	286	371	629	114	486	257	143	171	571	257	0	267	0	0	429	114	457	829	29	29	114
AN2	91	273	455	0	182	0	182	91	91	0	0	545	0	0	0	91	0	909	91	273	727	91	364	545	0	273	727	0	0	0	84	0	818	0	182	818	0	91	91
AN3	203	72	551	116	58	217	101	29	29	145	43	29	14	58	14	159	159	696	304	464	536	391	478	130	0	493	464	43	0	0	0	527	667	72	261	739	130	116	14
VM0	175	100	575	50	100	175	188	50	38	125	50	100	13	50	25	113	75	588	413	513	488	363	413	213	13	413	550	38	125	188	113	575	611	0	0	663	125	138	75
CVMOI VM1	133	0	733	133	0	0	667	0	0	67	0	0	0	0	0	67	200	1000	0	333	667	333	667	0	0	600	400	0	400	267	0	333	0	115	0	400	67	0	533
VM2	0	167	639	83	111	194	28	56	28	0	0	0	0	0	111	444	139	1000	0	333	667	194	500	194	111	389	361	250	0	444	56	500	0	0	275	944	28	28	0
TM0	140	118	570	54	118	97	75	54	43	118	43	86	11	43	65	269	97	742	258	344	656	312	387	247	54	430	441	129	43	312	97	548	570	65	366	710	0	0	0
TMINI TM1	83	167	667	83	0	417	333	0	0	0	0	0	0	0	0	0	250	583	417	667	333	167	833	0	0	167	833	0	167	83	0	750	833	83	83	0	92	0	0
TM2	167	83	500	167	83	583	167	83	0	0	0	0	0	0	0	83	83	750	250	833	167	250	750	0	0	417	583	0	167	83	83	667	917	0	83	0	0	92	0
TM3	0	0	929	71	0	0	929	0	0	0	0	0	0	0	0	0	71	929	71	571	429	500	429	71	0	643	357	0	571	286	71	71	429	571	0	0	0	0	107

***** TABLEAU DE BURT *****

3 PROPORTIONS (en pour mille par ligne) (SUITE)

	AFF	ECR	QLI	FIS	COB	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	PAL	PAI	MSO	MS1	MP1	MP2	MP3	MP4	P3A	P3B	P3C	ANO	AN1	AN2	AN3	VM0	VM1	VM2	TM0	TM1	TM2	TM3
	EVEN					DATE												LIEU		PMSUP		PLMOI				PM3			ANPRE				CVMOI			TMINI			

***** TABLEAU DE BURT *****

TABLEAU DES EFFECTIFS

	EVEN AFF	ECR	GLI	FIS	COB	DATE JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	LIEU PAL	PAI	PMSUP MSO	MS1	PLMOI MP1	MP2	MP3	MP4
AFF	19																								
ECR	0	26																							
EVEN GLI	0	0	120																						
FIS	0	0	0	9																					
COB	0	0	0	0	16																				
JAN	6	3	23	3	1	36																			
FEV	0	0	32	1	0	0	33																		
MAR	2	10	2	0	1	0	0	15																	
AVR	0	2	3	0	0	0	0	0	5																
MAI	5	3	5	0	3	0	0	0	0	16															
DATE JUN	1	0	7	0	0	0	0	0	0	0	8														
JUL	1	0	7	0	4	0	0	0	0	0	0	12													
AOU	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1												
SEP	0	0	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	4											
OCT	0	1	7	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9										
NOV	1	5	19	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	31									
DEC	2	2	12	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20								
LIEU PAL	4	12	103	8	12	24	30	4	5	7	1	11	0	4	9	26	18	139							
PAI	15	14	17	1	4	12	3	11	0	9	7	1	1	0	0	5	2	0	51						
PMSUP MSO	9	9	53	5	1	30	21	0	0	3	2	4	1	4	0	10	2	58	19	77					
MS1	10	17	67	4	15	6	12	15	5	13	6	8	0	0	9	21	18	81	32	0	113				
MP1	6	2	39	2	1	10	17	4	2	4	3	0	1	4	0	3	2	40	10	30	20	50			
PLMOI MP2	11	22	58	6	5	26	15	11	3	8	1	4	0	0	6	10	18	75	27	39	63	0	102		
MP3	2	1	20	1	9	0	1	0	0	4	4	8	0	0	1	15	0	20	13	8	25	0	0	33	
MP4	0	1	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	0	4	1	0	5	0	0	0	5
P3A	9	6	54	3	2	4	21	6	5	10	4	4	1	4	4	9	2	63	11	31	43	39	34	1	0
PM3 P3B	10	19	55	5	10	31	12	9	0	6	4	8	0	0	3	15	11	62	37	46	53	11	60	28	0
P3C	0	1	11	1	4	1	0	0	0	0	0	0	0	0	2	7	7	14	3	0	17	0	8	4	5
ANO	0	0	19	0	1	0	16	1	1	0	1	0	0	0	0	0	1	19	1	12	8	9	11	0	0
ANPRE AN1	1	16	26	1	6	9	5	10	0	2	0	0	0	0	5	16	3	30	20	15	35	4	31	10	5
AN2	1	5	5	0	4	0	2	1	2	0	0	8	0	0	0	2	0	14	1	4	11	1	6	8	0
AN3	17	5	70	8	5	27	10	3	2	14	7	4	1	4	4	13	16	76	29	46	59	36	54	15	0
VM0	17	18	61	4	11	23	17	13	4	12	8	12	1	4	2	9	6	60	51	54	57	31	56	23	1
CVMOI VM1	2	0	19	2	0	0	15	0	0	4	0	0	0	0	0	1	3	23	0	5	18	8	15	0	0
VM2	0	8	40	3	5	13	1	2	1	0	0	0	0	0	7	21	11	56	0	18	38	11	31	10	4
TM0	14	23	79	5	15	15	7	14	5	16	8	12	1	4	9	30	15	97	39	41	95	35	64	32	5
TMINI TM1	2	2	14	1	0	7	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	12	7	11	8	5	14	0	0
TM2	3	1	12	2	1	14	2	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	15	4	17	2	3	16	0	0
TM3	0	0	15	1	0	0	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	15	1	8	8	7	8	1	0

	EVEN AFF	ECR	GLI	FIS	COB	DATE JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	LIEU PAL	PAI	PMSUP MSO	MS1	PLMOI MP1	MP2	MP3	MP4
AFF	100	0	0	0	0	316	0	105	0	263	53	53	53	0	0	53	105	211	789	474	526	316	579	105	0
ECR	0	137	0	0	0	115	0	385	77	115	0	0	0	0	38	192	77	462	538	346	654	77	846	38	38
EVEN GLI	0	0	632	0	0	192	267	17	25	42	58	58	0	25	58	158	100	858	142	442	558	325	483	167	25
FIS	0	0	0	47	0	333	111	0	0	0	0	0	0	0	0	333	222	889	111	556	444	222	667	111	0
COB	0	0	0	0	84	63	0	63	0	188	0	250	0	63	63	188	125	750	250	63	938	63	313	563	63
JAN	167	83	639	83	28	189	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	667	333	833	167	278	722	0	0
FEV	0	0	970	30	0	0	174	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	909	91	636	364	515	455	30	0
MAR	133	667	133	0	67	0	0	79	0	0	0	0	0	0	0	0	0	267	733	01000		267	733	0	0
AVR	0	400	600	0	0	0	0	0	26	0	0	0	0	0	0	0	0	1000	0	01000		400	600	0	0
MAI	313	188	313	0	188	0	0	0	0	84	0	0	0	0	0	0	0	438	563	188	813	250	500	250	0
DATE JUN	125	0	875	0	0	0	0	0	0	0	42	0	0	0	0	0	0	125	875	250	750	375	125	500	0
JUL	83	0	583	0	333	0	0	0	0	0	0	63	0	0	0	0	0	917	83	333	667	0	333	667	0
AOU	1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	01000		1000	0	1000	0	0	0
SEP	0	0	750	0	250	0	0	0	0	0	0	0	0	21	0	0	0	1000	0	1000	0	1000	0	0	0
OCT	0	111	778	0	111	0	0	0	0	0	0	0	0	0	47	0	0	1000	0	01000		0	667	111	222
NOV	32	161	613	97	97	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	163	0	839	161	323	677	97	323	484	97
DEC	100	100	600	100	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	105	900	100	100	900	100	900	0	0
LIEU PAL	29	86	741	58	86	173	216	29	36	50	7	79	0	29	65	187	129	732	0	417	583	288	540	144	29
PAI	294	275	333	20	78	235	59	216	0	176	137	20	20	0	0	98	39	0	268	373	627	196	529	255	20
PMSUP MSO	117	117	688	65	13	390	273	0	0	39	26	52	13	52	0	130	26	753	247	405	0	390	506	104	0
MS1	88	150	593	35	133	53	106	133	44	115	53	71	0	0	80	186	159	717	283	0	595	177	558	221	44
MP1	120	40	780	40	20	200	340	80	40	80	60	0	20	80	0	60	40	800	200	600	400	263	0	0	0
PLMOI MP2	108	216	569	59	49	255	147	108	29	78	10	39	0	0	59	98	176	735	265	382	618	0	537	0	0
MP3	61	30	606	30	273	0	30	0	0	121	121	242	0	0	30	455	0	606	394	242	758	0	0	174	0
MP4	0	200	600	0	200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	400	600	0	800	200	01000		0	0	0	26
P3A	122	81	730	41	27	54	284	81	68	135	54	54	14	54	54	122	27	851	149	419	581	527	459	14	0
PM3 P3B	101	192	556	51	101	313	121	91	0	61	40	81	0	0	30	152	111	626	374	465	535	111	606	283	0
P3C	0	59	647	59	235	59	0	0	0	0	0	0	0	0	118	412	412	824	176	01000		0	471	235	294
ANO	0	0	950	0	50	0	800	50	50	0	50	0	0	0	0	0	50	950	50	600	400	450	550	0	0
ANPRE AN1	20	320	520	20	120	180	100	200	0	40	0	0	0	0	100	320	60	600	400	300	700	80	620	200	100
AN2	67	333	333	0	267	0	133	67	133	0	0	533	0	0	0	133	0	933	67	267	733	67	400	533	0
AN3	162	48	667	76	48	257	95	29	19	133	67	38	10	38	38	124	152	724	276	438	562	343	514	143	0
VM0	153	162	550	36	99	207	153	117	36	108	72	108	9	36	18	81	54	541	459	486	514	279	505	207	9
CVMOI VM1	87	0	826	87	0	0	652	0	0	174	0	0	0	0	0	43	130	1000	0	217	783	348	652	0	0
VM2	0	143	714	54	89	232	18	36	18	0	0	0	0	0	125	375	196	1000	0	321	679	196	554	179	71
TM0	103	169	581	37	110	110	51	103	37	118	59	88	7	29	66	221	110	713	287	301	699	257	471	235	37
TMINI TM1	105	105	737	53	0	368	474	0	0	0	0	0	0	0	0	0	158	632	368	579	421	263	737	0	0
TM2	158	53	632	105	53	737	105	53	0	0	0	0	0	0	0	53	53	789	211	895	105	158	842	0	0
TM3	0	0	938	63	0	0	938	0	0	0	0	0	0	0	0	0	63	938	63	500	500	438	500	63	0

	EVEN AFF	ECR	GLI	FIS	COB	DATE JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	LIEU PAL	PAI	PMSUP MSO	MS1	PLMOI MP1	MP2	MP3	MP4
AFF	100	0	0	0	0	316	0	105	0	263	53	53	53	0	0	53	105	211	789	474	526	316	579	105	0
ECR	0	137	0	0	0	115	0	385	77	115	0	0	0	0	38	192	77	462	538	346	654	77	846	38	38
EVEN GLI	0	0	632	0	0	192	267	17	25	42	58	58	0	25	58	158	100	858	142	442	558	325	483	167	25
FIS	0	0	0	47	0	333	111	0	0	0	0	0	0	0	0	333	222	889	111	556	444	222	667	111	0
COB	0	0	0	0	84	63	0	63	0	188	0	250	0	63	63	188	125	750	250	63	938	63	313	563	63
JAN	167	83	639	83	28	189	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	667	333	833	167	278	722	0	0
FEV	0	0	970	30	0	0	174	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	909	91	636	364	515	455	30	0
MAR	133	667	133	0	67	0	0	79	0	0	0	0	0	0	0	0	0	267	733	01000		267	733	0	0
AVR	0	400	600	0	0	0	0	0	26	0	0	0	0	0	0	0	0	1000	0	01000		400	600	0	0
MAI	313	188	313	0	188	0	0	0	0	84	0	0	0	0	0	0	0	438	563	188	813	250	500	250	0
DATE JUN	125	0	875	0	0	0	0	0	0	0	42	0	0	0	0	0	0	125	875	250	750	375	125	500	0
JUL	83	0	583	0	333	0	0	0	0	0	0	63	0	0	0	0	0	917	83	333	667	0	333	667	0
AOU	1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	01000		1000	0	1000	0	0	0
SEP	0	0	750	0	250	0	0	0	0	0	0	0	0	21	0	0	0	1000	0	1000	0	1000	0	0	0
OCT	0	111	778	0	111	0	0	0	0	0	0	0	0	0	47	0	0	1000	0	01000		0	667	111	222
NOV	32	161	613	97	97	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	163	0	839	161	323	677	97	323	484	97
DEC	100	100	600	100	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	105	900	100	100	900	100	900	0	0
LIEU PAL	29	86	741	58	86	173	216	29	36	50	7	79	0	29	65	187	129	732	0	417	583	288	540	144	29
PAI	294	275	333	20	78	235	59	216	0	176	137	20	20	0	0	98	39	0	268	373	627	196	529	255	20
PMSUP MSO	117	117	688	65	13	390	273	0	0	39	26	52	13	52	0	130	26	753	247	405	0	390	506	104	0
MS1	88	150	593	35	133	53	106	133	44	115	53	71	0	0	80	186	159	717	283	0	595	177	558	221	44
MP1	120	40	780	40	20	200	340	80	40	80	60	0	20	80	0	60	40	800	200	600	400	263	0	0	0
PLMOI MP2	108	216	569	59	49	255	147	108	29	78	10	39	0	0	59	98	176	735	265	382	618	0	537	0	0
MP3	61	30	606	30	273	0	30	0	0	121	121	242	0	0	30	455	0	606	394	242	758	0	0	174	0
MP4	0	200	600	0	200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	400	600	0	800	200	01000		0	0	0	26
P3A	122	81	730	41	27	54	284	81	68	135	54	54	14	54	54	122	27	851	149	419	581	527	459	14	0
PM3 P3B	101	192	556	51	101	313	121	91	0	61	40	81	0	0	30	152	111	626	374	465	535	111	606	283	0
P3C	0	59	647	59	235	59	0	0	0	0	0	0	0	0	118	412	412	824	176	01000		0	471	235	294
ANO	0	0	950	0	50	0	800	50	50	0	50	0	0	0	0	0	50	950	50	600	400	450	550	0	0
ANPRE AN1	20	320	520	20	120	180	100	200	0	40	0	0	0	0	100	320	60	600	400	300	700	80	620	200	100
AN2	67	333	333	0	267	0	133	67	133	0	0	533	0	0	0	133	0	933	67	267	733	67	400	533	0
AN3	162	48	667	76	48	257	95	29	19	133	67	38	10	38	38	124	152	724	276	438	562	343	514	143	0
VM0	153	162	550	36	99	207	153	117	36	108	72	108	9	36	18	81	54	541	459	486	514	279	505	207	9
CVMOI VM1	87	0	826	87	0	0	652	0	0	174	0	0	0	0	0	43	130	1000	0	217	783	348	652	0	0
VM2	0	143	714	54	89	232	18	36	18	0	0	0	0	0	125	375	196	1000	0	321	679	196	554	179	71
TM0	103	169	581	37	110	110	51	103	37	118	59	88	7	29	66	221	110	713	287	301	699	257	471	235	37
TMINI TM1	105	105	737	53	0	368	474	0	0	0	0	0	0	0	0	0	158	632	368	579	421	263	737	0	0
TM2	158	53	632	105	53	737	105	53	0	0	0	0	0	0	0	53	53	789	211	895	105	158	842	0	0
TM3	0	0	938	63	0	0	938	0	0	0	0	0	0	0	0	0	63	938	63	500	500	438	500	63	0

	EVEN AFF	ECR	GLI	FIS	COB	DATE JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUN	JUL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	LIEU PAL	PAI	PMSUP MSO	MS1	PLMOI MP1	MP2	MP3	MP4
AFF	100	0	0	0	0	316	0	105	0	263	53	53	53	0	0	53	105	211	789	474	526	316	579	105	0
ECR	0	137	0	0	0	115	0	385	77	115	0	0	0	0	38	192	77	462	538	346	654	77	846	38	38
EVEN GLI	0	0	632	0	0	192	267	17	25	42	58	58	0	25	58	158	100	858	142	442	558	325	483	167	25
FIS	0	0	0	47	0	333	111	0	0	0	0	0	0	0	0	333	222	889	111	556	444	222	667	111	0
COB	0	0	0	0	84	63	0	63	0	188	0	250	0	63	63	188	125	750	250	63	938	63	313	563	63
JAN	167	83	639	83	28	189	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	667	333	833	167	278	722	0	0
FEV	0	0	970	30	0	0	174	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	909	91	636	364	515	455	30	0
MAR	133	667	133	0	67	0	0	79	0	0	0	0	0	0	0	0	0	267	733	01000		267	733	0	0
AVR	0	400	600	0	0	0	0	0	26	0	0	0	0	0	0	0	0	1000	0	01000		400	600	0	0
MAI	313	188	313	0	188	0	0	0	0	84	0	0	0	0	0	0	0	438	563	188	813	250	500	250	0
DATE JUN	125	0	875	0	0	0	0	0	0	0	42	0	0	0	0	0	0	125	875	250	750	375	125	500	0
JUL	83	0	583	0	333	0	0	0	0	0	0	63	0	0	0	0	0	917	83	333	667	0	333	667	0
AOU	1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	01000		1000	0	1000	0	0	0
SEP	0	0	750	0	250	0	0	0	0	0	0	0	0	21	0	0	0	1000	0	1000	0	1000	0	0	0
OCT	0	111	778	0	111	0	0	0	0	0	0	0	0	0	47	0	0	1000	0	01000		0	667	111	222
NOV	32	161	613	97	97	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	163	0	839	161	323	677	97	323	484	97
DEC	100	100	600	100	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	105	900	100	100	900	100	900	0	0
LIEU PAL	29	86	741	58	86	173	216	29	36	50	7	79	0	29	65	187	129	732	0	417	583	288	540	144	29
PAI	294	275	333	20	78	235	59	216	0	176	137	20	20	0	0	98	39	0	268	373	627	196	529	255	20
PMSUP MSO	117	117	688	65	13	390	273	0	0	39	26	52	13	52	0	130	26	753	247	405	0	390	506	104	0
MS1	88	150	593	35	133	53	106	133	44	115	53	71	0	0	80	186	159	717	283	0	595	177	558	221	44
MP1	120	40	780	40	20	200	340	80	40	80	60	0	20	80	0	60	40	800	200	600	400	263	0	0	0
PLMOI MP2	108	216	569	59	49	255	147	108	29	78	10	39	0	0	59	98	176	735	265	382	618	0	537	0	0
MP3	61	30	606	30	273	0	30	0	0	121	121	242	0	0	30	455	0	606	394	242	758	0	0	174	0
MP4	0	200	600	0	200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	400	600	0	800	200	01000		0	0	0	26
P3A	122	81	730	41	27	54	284	81	68	135	54	54	14	54	54	122	27	851	149	419	581	527	459	14	0
PM3 P3B	101	192	556	51	101	313	121	91	0	61	40	81	0	0	30	152	111	626	374	465	535	111	606	283	0
P3C	0	59	647	59	235	59	0	0	0	0	0	0	0	0	118	412	412	824	176	01000		0	471	235	294
ANO	0	0	950	0	50	0	800	50	50	0	50	0	0	0	0	0	50	950	50	600	400	450	550	0	0
ANPRE AN1	20	320	520	20	120	180	100	200	0	40	0	0	0	0	100	320	60	600	400	300	700	80	620	200	100
AN2	67	333	333	0	267	0	133	67	133	0	0	533	0	0	0	133	0	933	67	267	733	67	400	533	0
AN3	162	48	667	76	48	257	95	29	19	133	67	38	10	38	38	124	152	724	276	438	562	343	514	143	0
VM0	153	162	550	36	99	207	153	117	36	108	72	108	9	36	18	81	54	541	459	486	514	279	505	207	9

• Valeurs propres, vecteurs propres et étude des variables.

ETUDE DES VARIABLES

1re COLONNE : COORDONNEE
2e COLONNE : COSINUS CARRE (QUALITE DE LA REPRESENTATION)
3e COLONNE : CONTRIBUTION RELATIVE A L'INERTIE EXPLIQUEE PAR L'AXE

AXES PRINCIPAUX

		AXE 1			AXE 2			AXE 3		
VARIABLES PRISES EN COMPTE DANS L'ANALYSE										
MS0	**	-0.671	0.307	8.3*	-0.182	0.023	0.9*	0.271	0.050	2.1*
MS1	**	0.458	0.308	5.7*	0.124	0.023	0.6*	-0.184	0.050	1.4*
	**			13.9 *			1.4 *			3.6 *
MP1	**	-0.871	0.271	9.0*	0.640	0.146	6.9*	-0.784	0.220	11.6*
MP2	**	-0.029	0.001	0.0*	-0.137	0.022	0.6*	0.523	0.317	10.5*
MP3	**	0.968	0.197	7.4*	-1.071	0.241	12.7*	-0.669	0.094	5.6*
MP4	**	2.949	0.235	10.4*	3.466	0.325	20.1*	1.588	0.068	4.7*
	**			26.8 *			40.3 *			32.4 *
P3A	**	-0.658	0.277	7.6*	0.594	0.225	8.7*	-0.545	0.190	8.3*
P3B	**	0.173	0.033	0.7*	-0.736	0.589	18.0*	0.324	0.114	3.9*
P3C	**	1.868	0.343	14.1*	1.702	0.285	16.5*	0.487	0.023	1.5*
	**			22.5 *			43.2 *			13.7 *
AN0	**	-1.439	0.244	9.9*	0.537	0.034	1.9*	0.914	0.098	6.3*
AN1	**	0.878	0.275	9.2*	0.089	0.003	0.1*	0.706	0.178	9.4*
AN2	**	0.617	0.033	1.4*	-1.559	0.208	12.2*	-0.917	0.072	4.7*
AN3	**	-0.231	0.066	1.3*	0.078	0.008	0.2*	-0.379	0.178	5.7*
	**			21.7 *			14.5 *			26.1 *
TM0	**	0.365	0.335	4.3*	0.058	0.008	0.2*	-0.368	0.340	6.9*
TM1	**	-0.916	0.333	10.8*	-0.146	0.008	0.4*	0.926	0.340	17.4*
	**			15.1 *			0.5 *			24.3 *

VALEURS PROPRES ET VECTEURS PROPRES

INERTIE TOTALE 2.000001

1ere COLONNE : VALEURS PROPRES (variances sur les axes principaux)
2eme COLONNE : CONTRIBUTION A L'INERTIE TOTALE
(pourcentages expliqués par les axes principaux)
3eme COLONNE : CONTRIBUTION CUMULEE A L'INERTIE TOTALE
(pourcentages cumulés expliqués par les axes principaux)

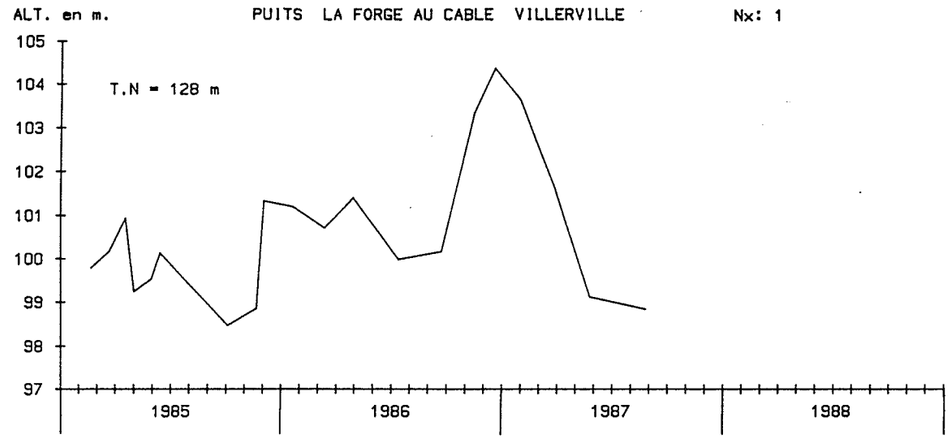
VAL.PRO	%EXP	%CUM	
0.44	22	22	/ **********
0.31	16	38	/ *******
0.28	14	52	/ *******

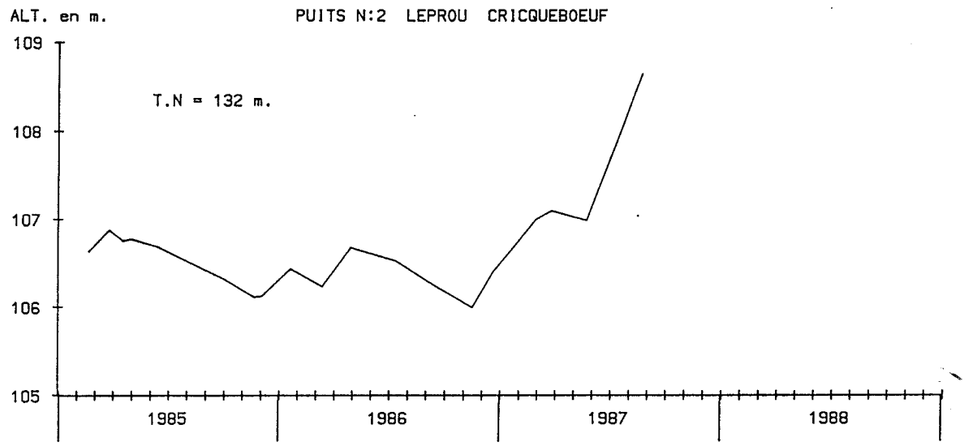
VECTEURS PROPRES (coefficients des modalités des variables dans l'équation linéaire des axes principaux)

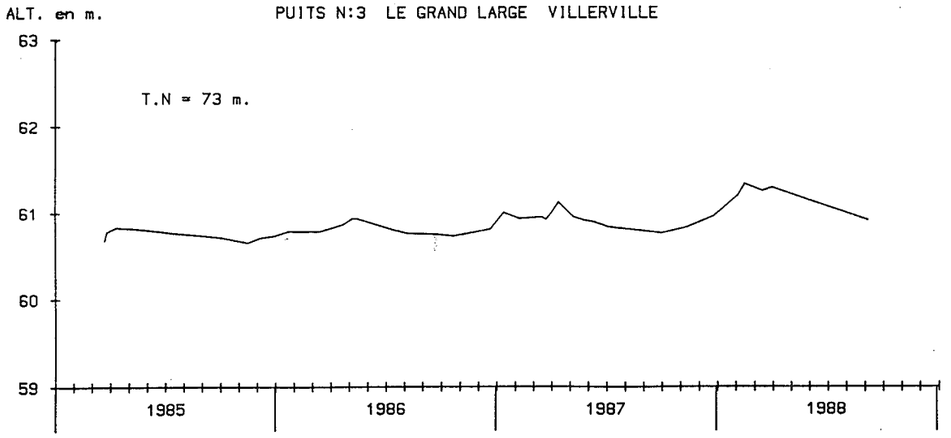
MS0	-1.009	-0.325	0.511
MS1	0.689	0.221	-0.349
MP1	-1.311	1.142	-1.483
MP2	-0.044	-0.245	0.989
MP3	1.457	-1.912	-1.264
MP4	4.436	6.184	3.001
P3A	-0.990	1.059	-1.031
P3B	0.260	-1.313	0.612
P3C	2.809	3.036	0.920
AN0	-2.164	0.958	1.728
AN1	1.321	0.159	1.334
AN2	0.928	-2.782	-1.734
AN3	-0.347	0.139	-0.717
TM0	0.549	0.104	-0.695
TM1	-1.378	-0.261	1.750

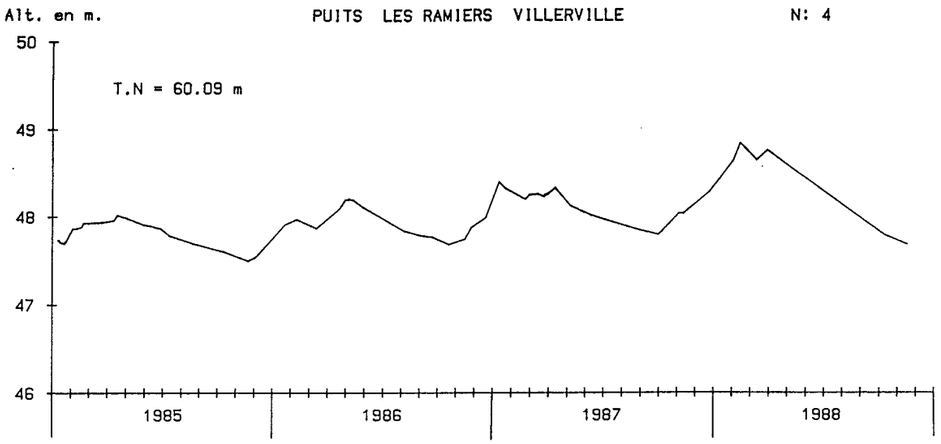
Annexe n° 8

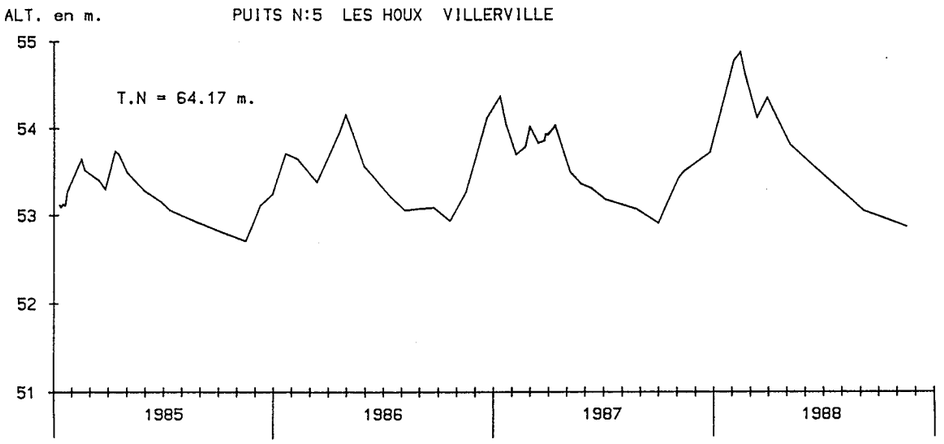
COURBES PIEZOMETRIQUES

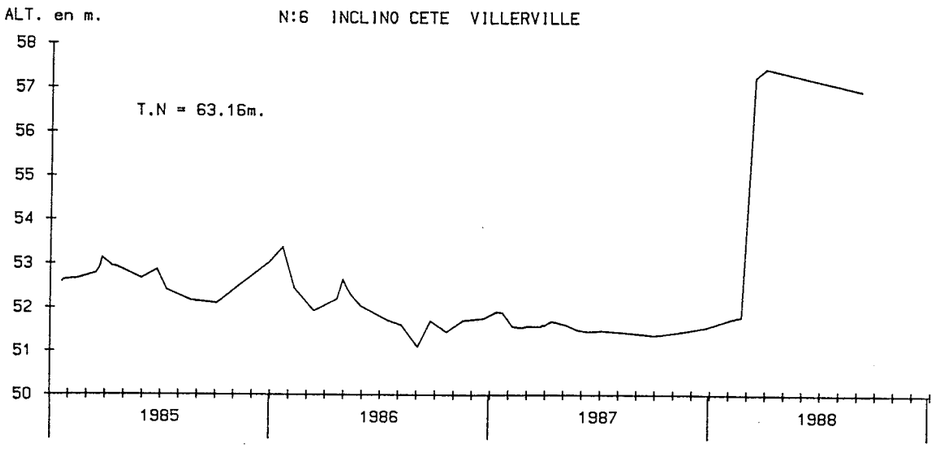


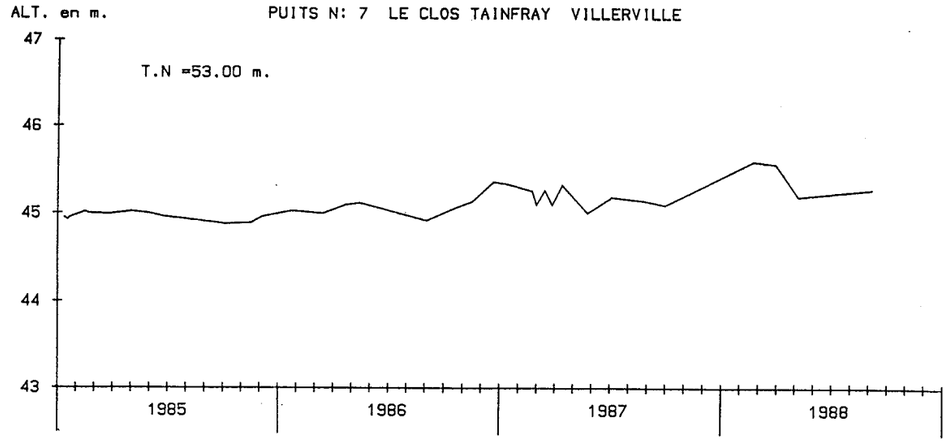


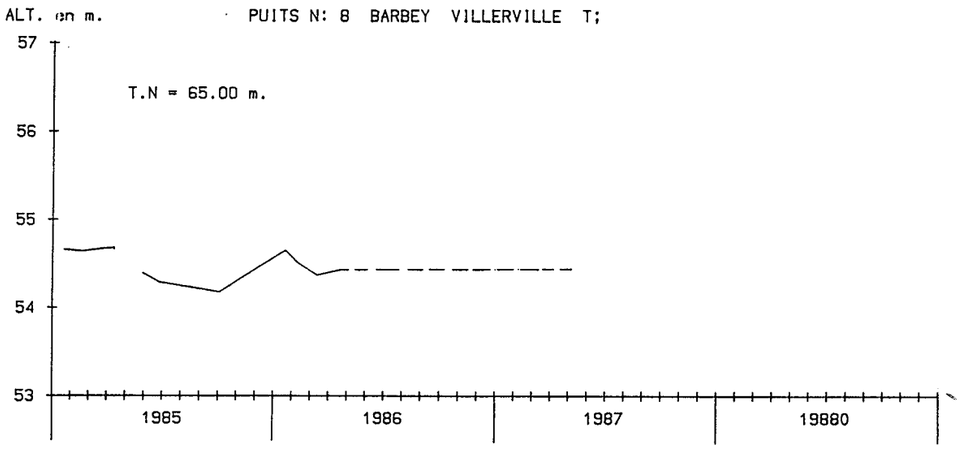


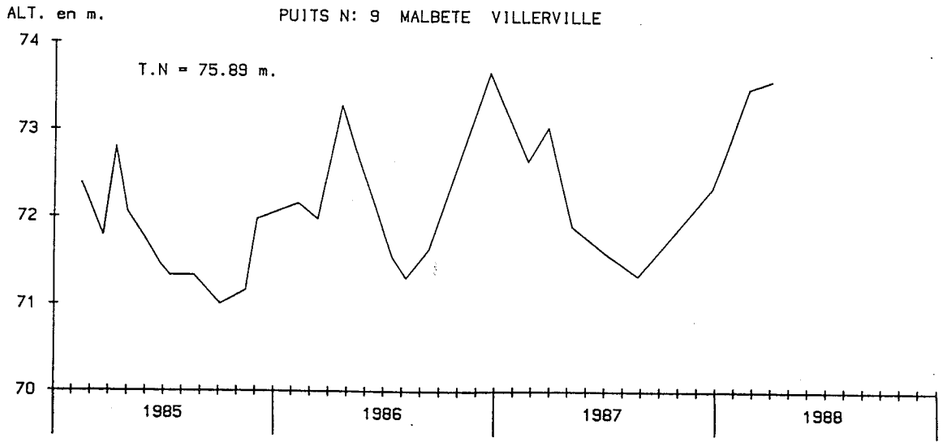

Alt. en m.
PUITS LES RAMIERS VILLERVILLE
N: 4
T.N = 60.09 m
50
49
48
47
46
1985
1986
1987
1988


ALT. en m.
PUITS N:5 LES HOUX VILLERVILLE
T.N = 64.17 m.
55
54
53
52
51
1985
1986
1987
1988

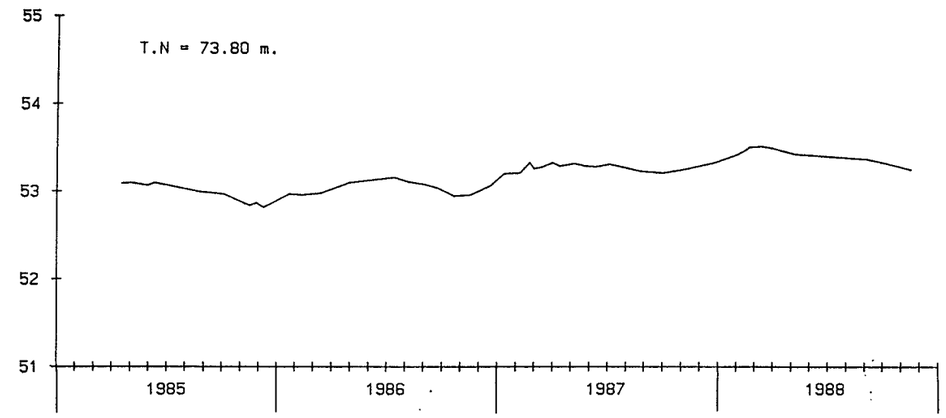

ALT. en m.
N:6 INCLINO CETE VILLERVILLE
T.N = 63.16m.
58
57
56
55
54
53
52
51
50
1985
1986
1987
1988


ALT. en m.
PUITS N: 7 LE CLOS TAINFRAY VILLERVILLE
T.N =53.00 m.
47
46
45
44
43
1985
1986
1987
1988

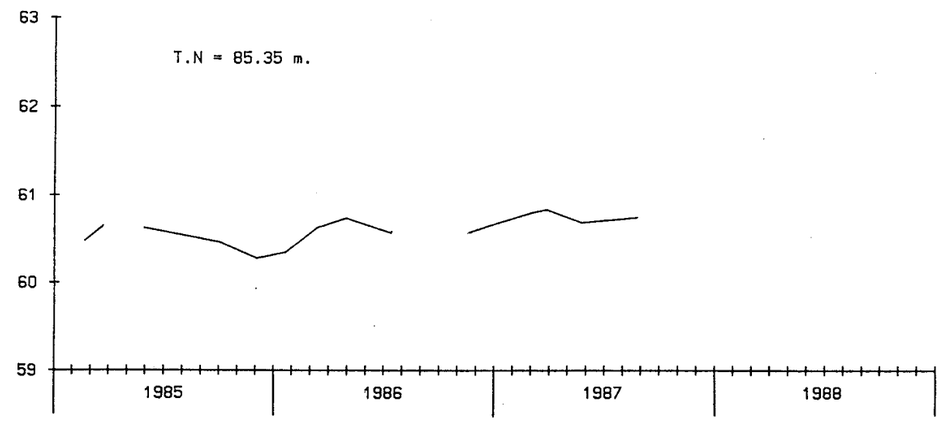

ALT. en m.
PUITS N: 8 BARBEY VILLERVILLE T;
T.N = 65.00 m.
57
56
55
54
53
1985
1986
1987
19880


ALT. en m.
PUITS N: 9 MALBETE VILLERVILLE
T.N = 75.89 m.
74
73
72
71
70
1985
1986
1987
1988

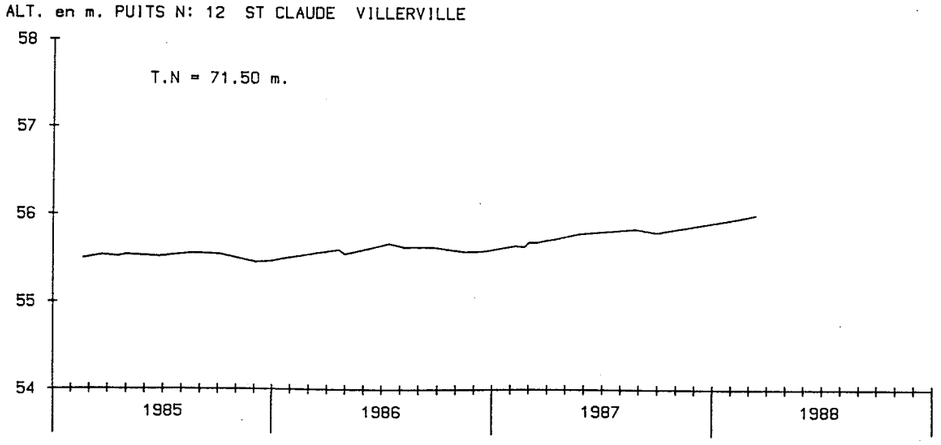
ALT. en cm. PUITS N: 10 LE PRE DE L'AUMONE VILLERVILLE



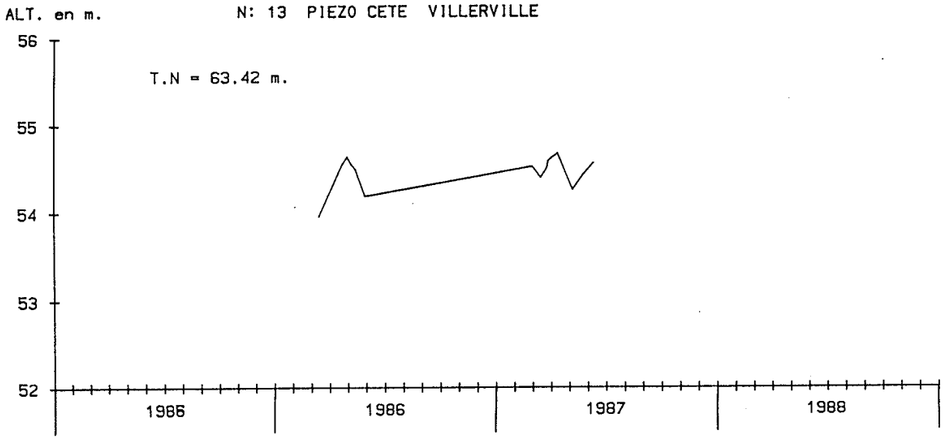
ALT. en m. PUITS N: 11 LE CHAMPS VERT CRICQUEBOEUF



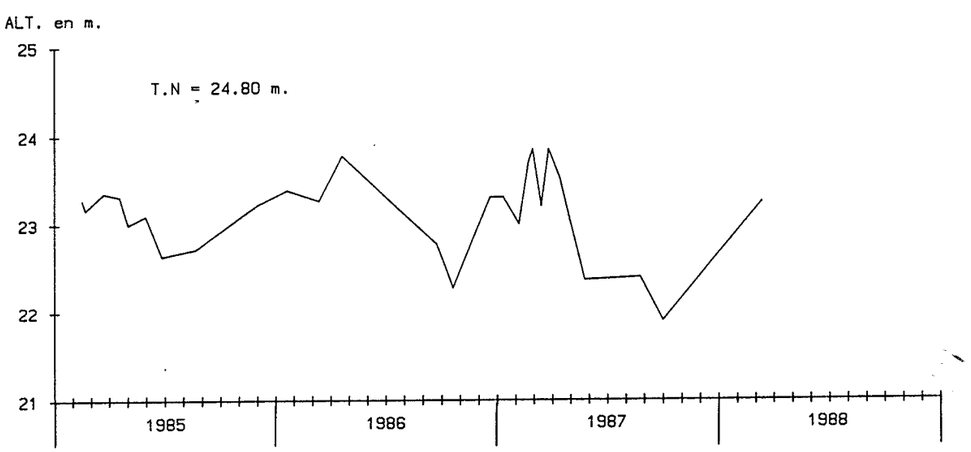
ALT. en m. PUITS N: 12 ST CLAUDE VILLERVILLE



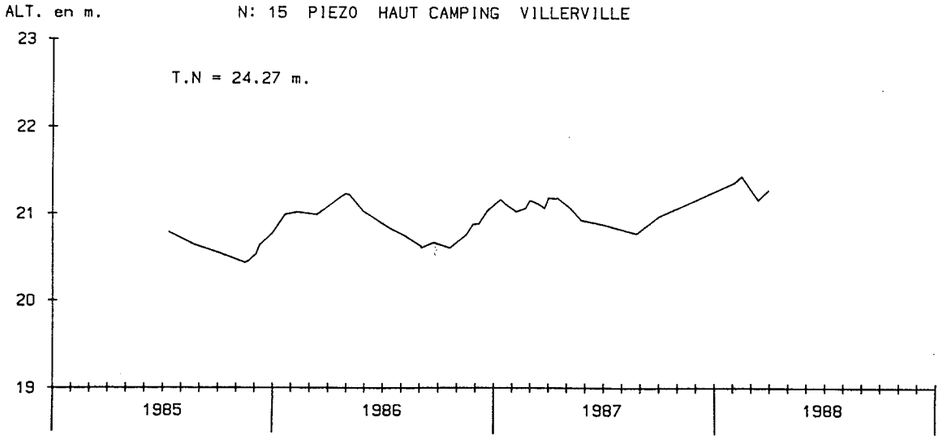
ALT. en m. N: 13 PIEZO CETE VILLERVILLE



PUITS N: 14 PIAGGI CRICQUEBOEUF

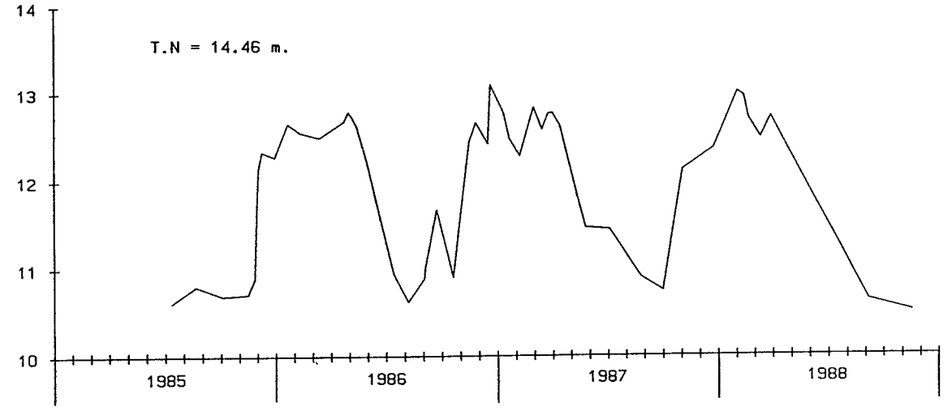


ALT. en m. N: 15 PIEZO HAUT CAMPING VILLERVILLE



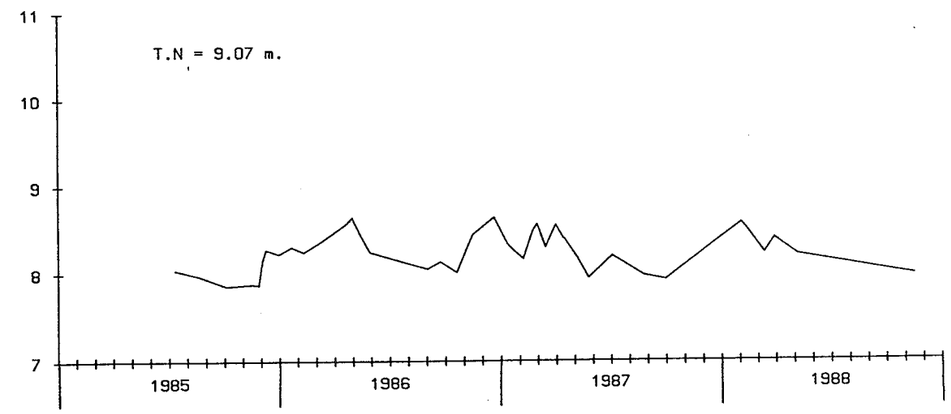
ALT. en m.

N: 16 PIEZO MOYEN CAMPING VILLERVILLE



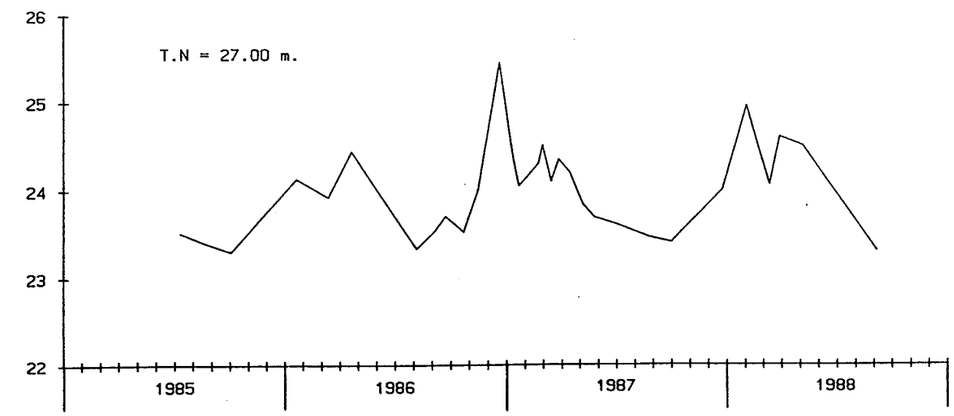
ALT. en m.

N: 17 PIEZO BAS CAMPING VILLERVILLE



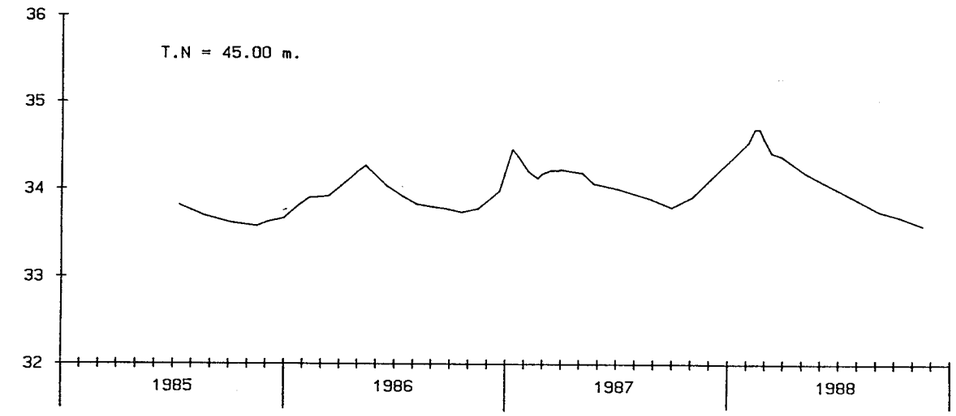
ALT. en m.

PUITS N: 18 LE CLOS DES RENARDS CRICQUEBOEUF



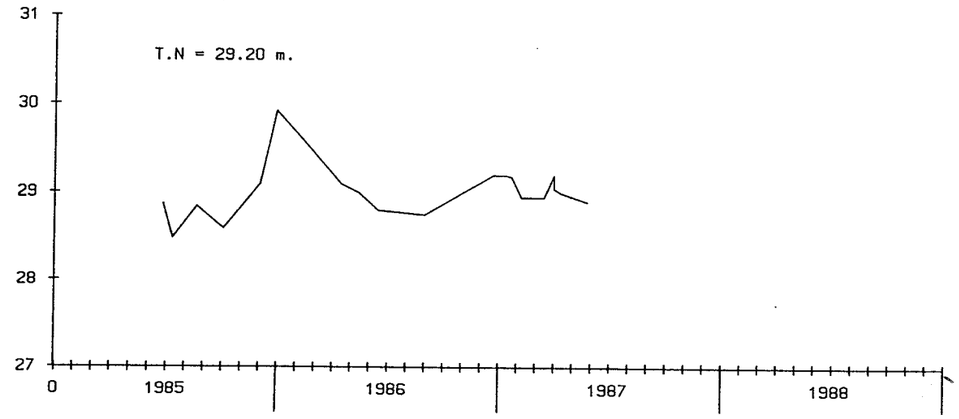
ALT. en m.

PUITS N: 19 LES TROENES CRICQUEBOEUF



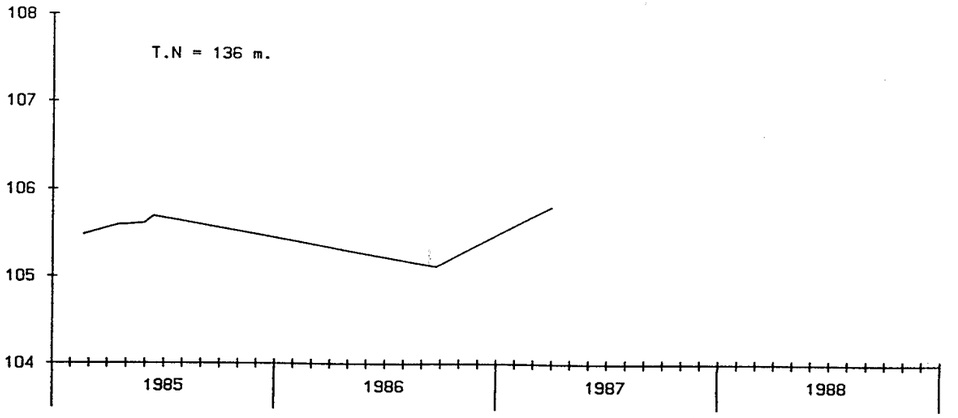
ALT. en m.

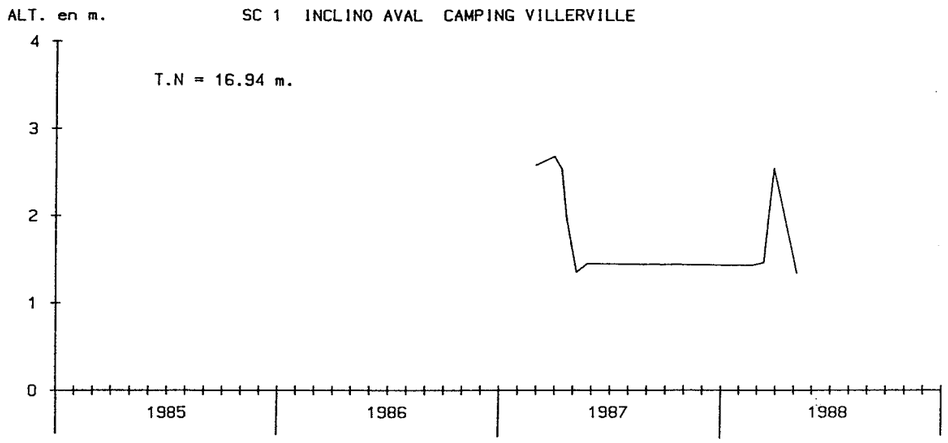
PUITS N:20 CHEMIN DES GRAVES VILLERVILLE

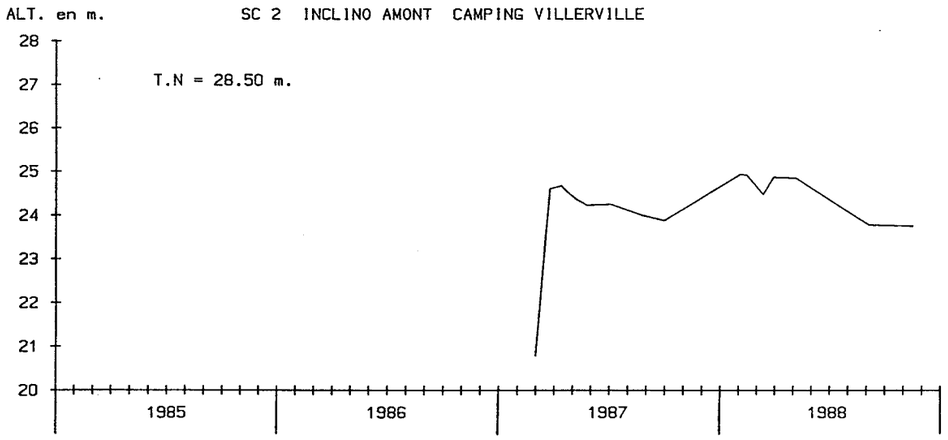


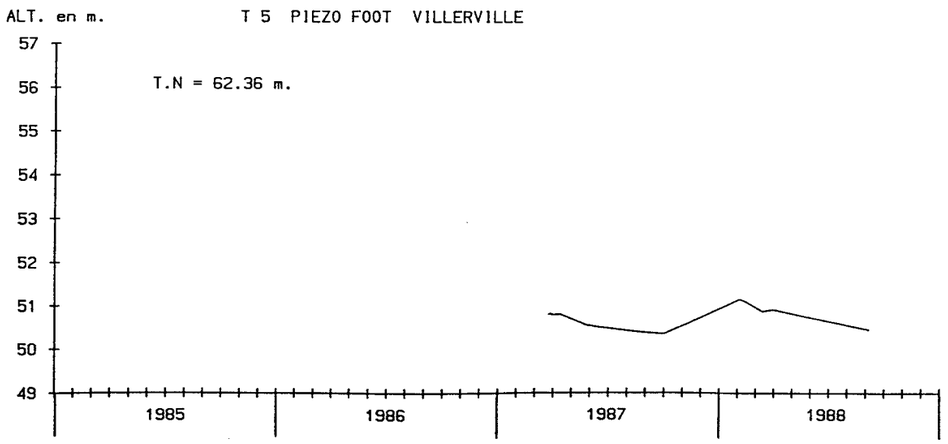
ALT. en m.

PUITS N: 21 LA BERGERIE VILLERVILLE









Annexe n° 9

CALCUL DE LA STABILITÉ

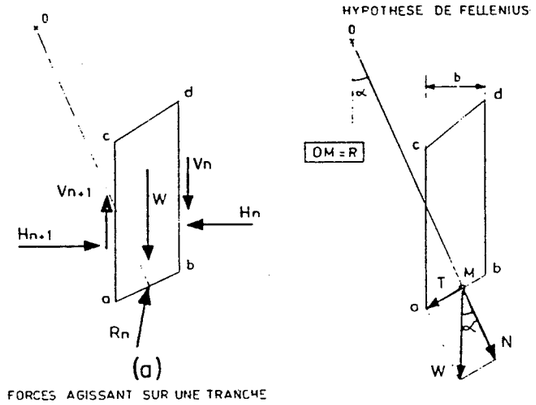
- **Méthodes de Fellenius et de Bishop.**

CALCUL DE STABILITÉ
MÉTHODES DE FELLENIUS ET DE BISHOP

Ces deux méthodes s'appliquent pour des ruptures circulaires. Elles sont toutes les deux basées sur le découpage du massif en tranches.
Les développements ne sont pas donnés ci-après, on se reportera aux ouvrages et articles cités dans le texte.

MÉTHODE DE FELLENIUS

Les forces agissant sur cette tranche sont :
- son poids W
- La réaction Rn du milieu sous-jacent sous l'arc ab
- Les réactions sur les faces verticales bd et ac que l'on peut décomposer en réactions horizontales H_n et H_{n+1} et en réactions verticales V_n et V_{n+1}. Il s'agit de forces internes au massif étudié.



Fellenius a fait une hypothèse qui simplifie les calculs, à savoir que seule la force agissant sur l'arc ab était le poids W, à l'exception des forces internes.

Dans ce cas : W = -Rn

Si W est décomposé en une force normale à ab, N

en une force tangentielle à ab, T

Le mouvement résistant maximal est fourni par la valeur maximale que peut prendre la composante tangentielle de Rn.
D'après la loi de Coulomb

$(Rn)t = c_i\ ab + N \operatorname{tg} \phi_i$

Pour toutes les tranches

$$\sum_{1}^{m} R \times (c_i\ ab + N \operatorname{tg} \phi_i)$$

m = nb total des tranches
c_i et ϕ_i = caractéristiques mécaniques de la couche dans laquelle est situé l'arc ab

Le moment moteur est dû à T et égal à T x R

Coefficient de sécurité $$F_S = \frac{\sum_{1}^{m} (c_i\ ab + N \operatorname{tg} \phi_i)}{\sum_{1}^{m} T}$$

Si l'on affecte toutes les caractéristiques mécaniques c_i et $\operatorname{Tg} \phi_i$ du coefficient de sécurité minimum recherché F_{Sa}, on peut écrire

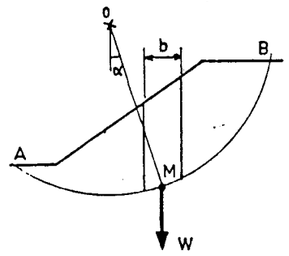
$$c_i^* = \frac{c_i}{F_{Sa}} \quad \text{et} \quad \operatorname{Tg}\phi_i^* = \frac{\operatorname{Tg} \phi_i}{F_{Sa}}$$

La relation devient pour un cercle quelconque

$$\frac{\sum (c_i^*\ ab + N \operatorname{tg} \phi_i^*)}{\sum_{1}^{m} T} = \frac{F_S}{F_{Sa}}$$

Le coefficient de sécurité peut être pris directement sur les caractéristiques mécaniques

$$F_S = \frac{\sum_{1}^{m} (c_i \frac{b}{\cos \alpha} + W \cos \alpha \operatorname{tg} \phi_i)}{\sum_{1}^{m} W \sin \alpha}$$



b = largeur de la tranche
c et ϕ_i = caractères mécaniques du sol en M

$T = W \sin \alpha$
$N = W \cos \alpha$

Les paramètres sont :

1 : la largeur des tranches b

2 : l'angle α que fait le rayon du cercle passant par le milieu de la base de la tranche avec la verticale

3 : la hauteur de la tranche pour le calcul de W

Cas d'une nappe

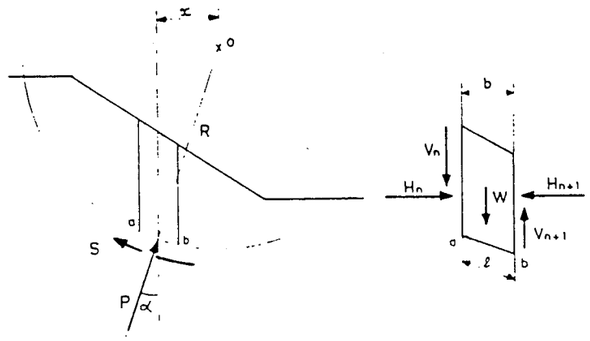
$$F_S = \frac{\sum_1^m \{c' \frac{b}{\cos \alpha} + (W \cos \alpha - \frac{u.b}{\cos \alpha}) \operatorname{tg} \phi'\}}{\sum_1^m W \sin \alpha}$$

avec les paramètres qui précèdent

MÉTHODE DE BISHOP

A - MÉTHODE DETAILLÉE

Les composantes V_i, V_{i+1}, H_i et H_{i+1} des réactions sur les tranches verticales interviennent dans les efforts appliqués sur ab, donc influencent Rn.



$$F_S = \frac{1}{\sum_1^m W \sin \alpha} \cdot \sum_1^m \frac{\{W + (Vn - Vn+1) - ub\} \operatorname{tg} \phi_i + c'b}{\cos \alpha + \sin \alpha \cdot \frac{\operatorname{tg} \phi_i}{F_S}}$$

1 - Il faut procéder par itérations successives car F_S figure aux deux membres de l'équation

2 - Définir $v_n - V_{n+1}$, il faut faire une hypothèse et admettre que le long des plans verticaux, les contraintes sont proportionnelles à la distance verticale de leur point d'application à la surface libre (c'est à dire proportionnelle au poids des terres).

B - MÉTHODE DE BISHOP SIMPLIFIÉE

Hypothèse $V_n - V_{n+1} = 0$

$$F_S = \frac{1}{\sum_1^m W \sin \alpha} \cdot \sum_1^m \frac{\{W - ub\} \operatorname{tg} \phi' + c'b}{\cos \alpha + \sin \alpha \cdot \frac{\operatorname{tg} \phi'}{F_S}}$$

F_S est calculé par itérations successives.

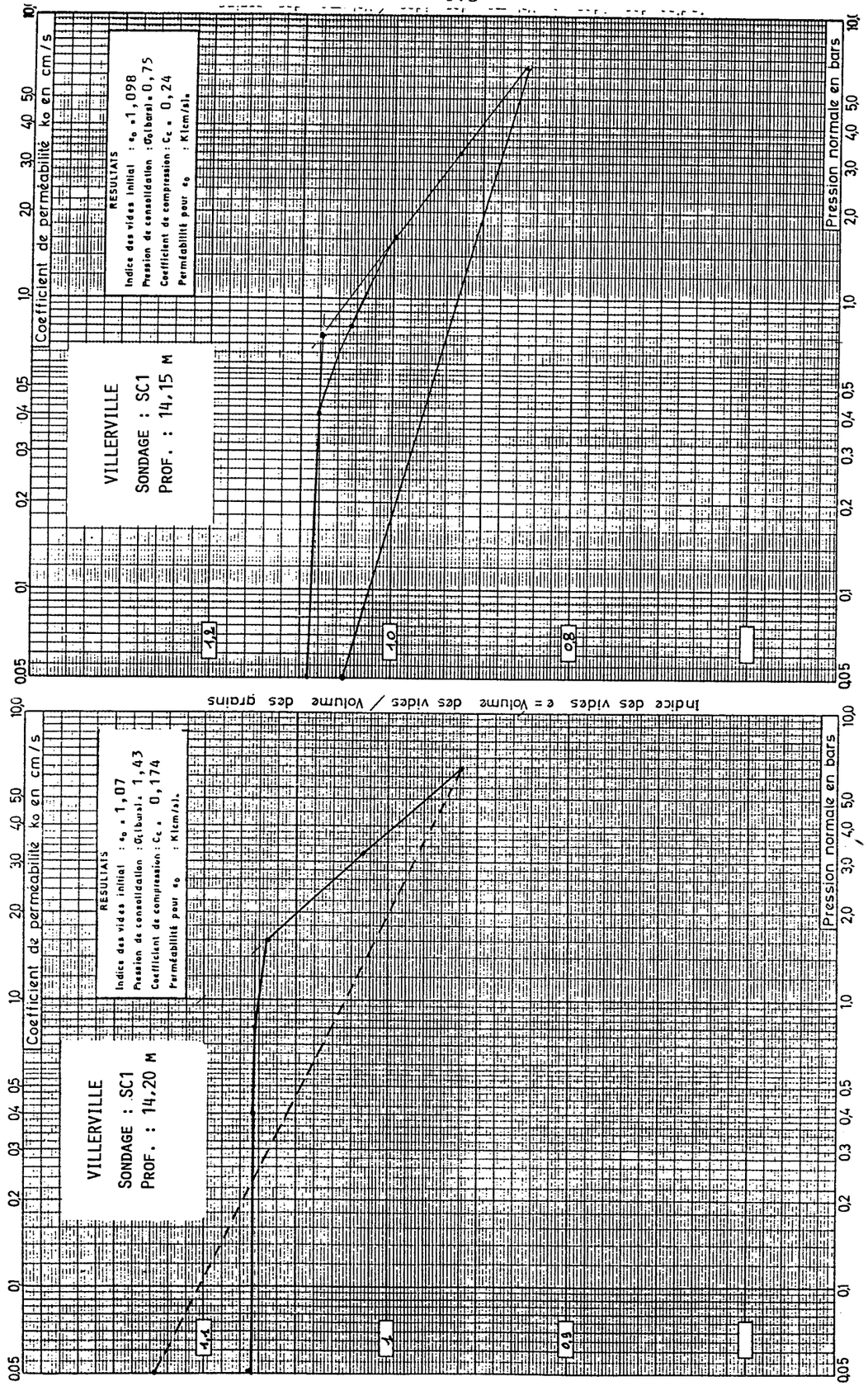
La première valeur F_{S0}, le coefficient de sécurité obtenu par la méthode de Fellenius

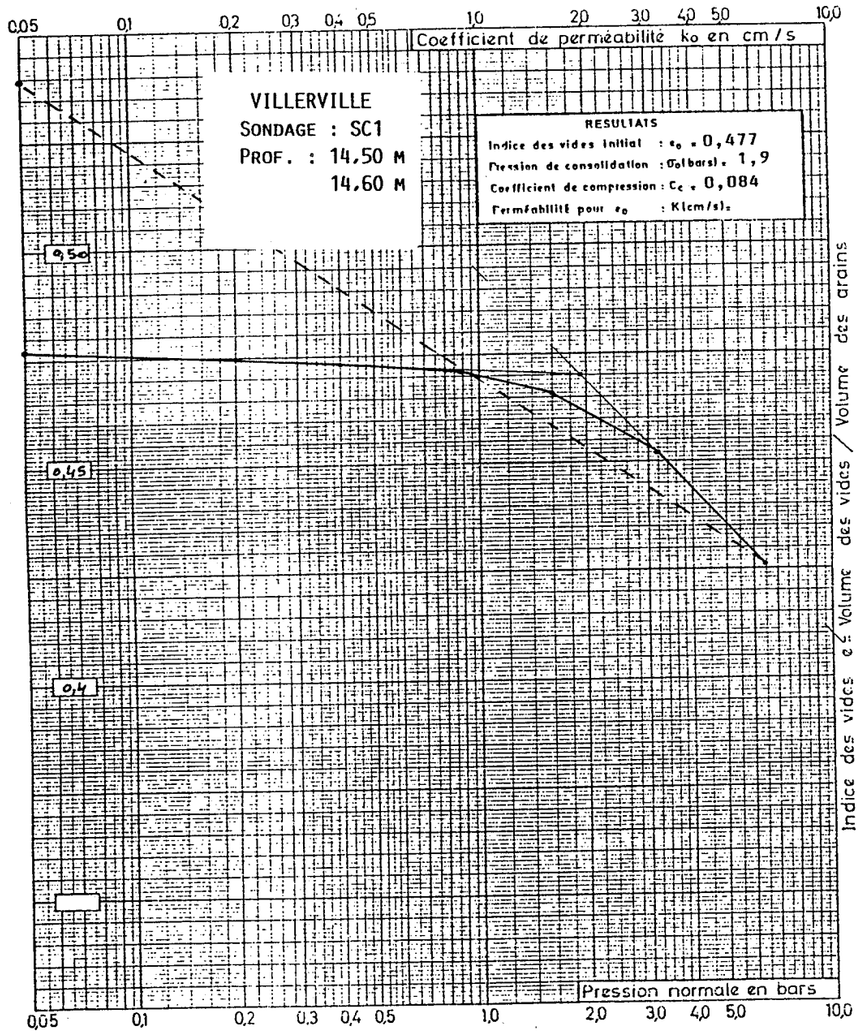
⇒ Le résultat converge rapidement.

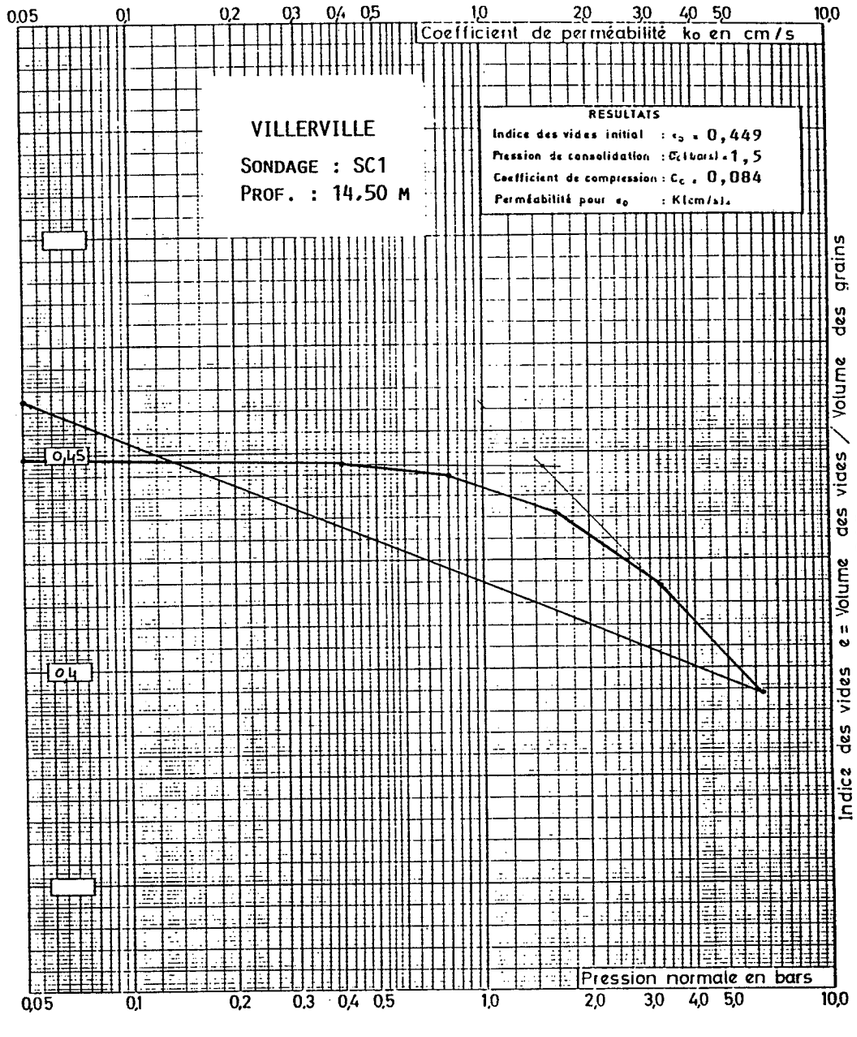
Annexe n° 10

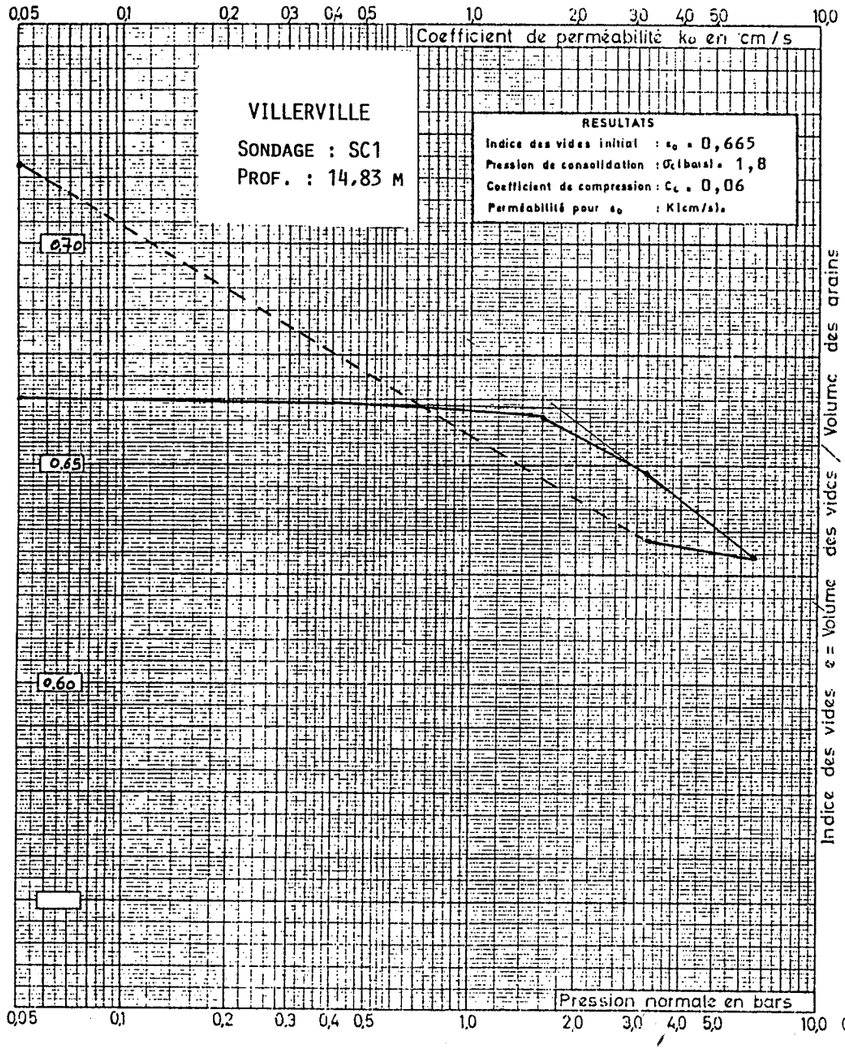
RESULTATS DES ESSAIS EN LABORATOIRE

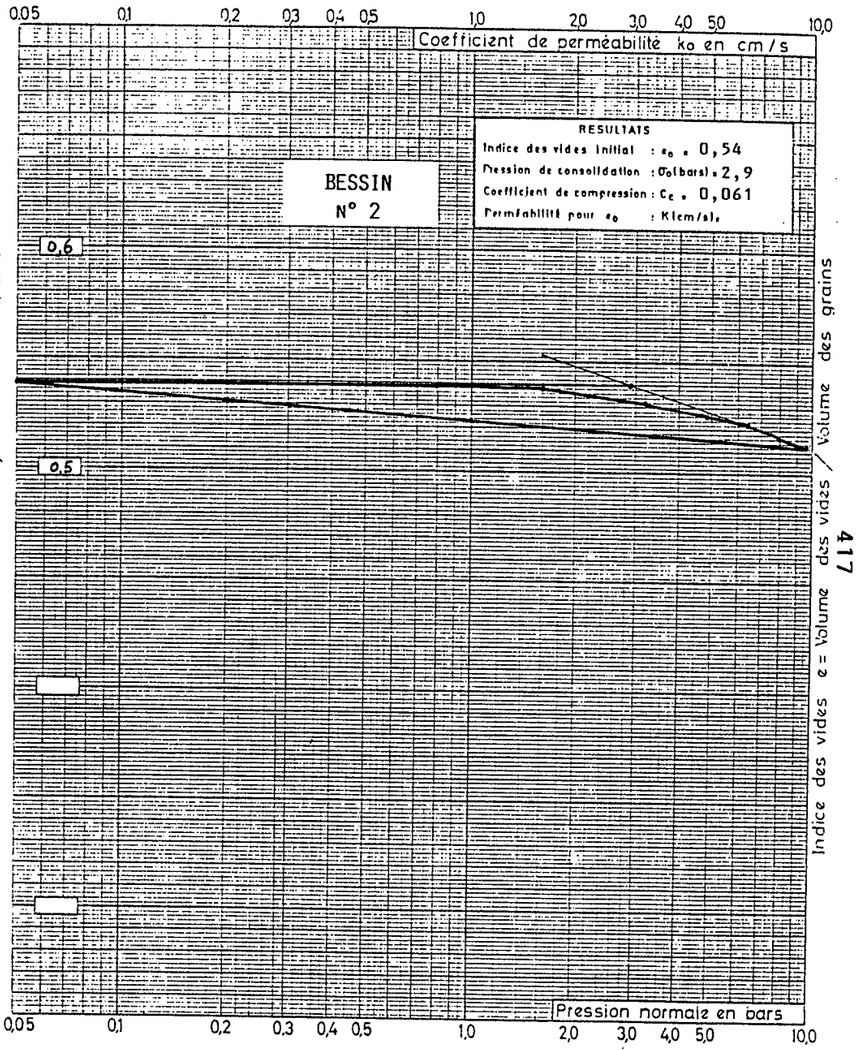
• Courbes œdométriques

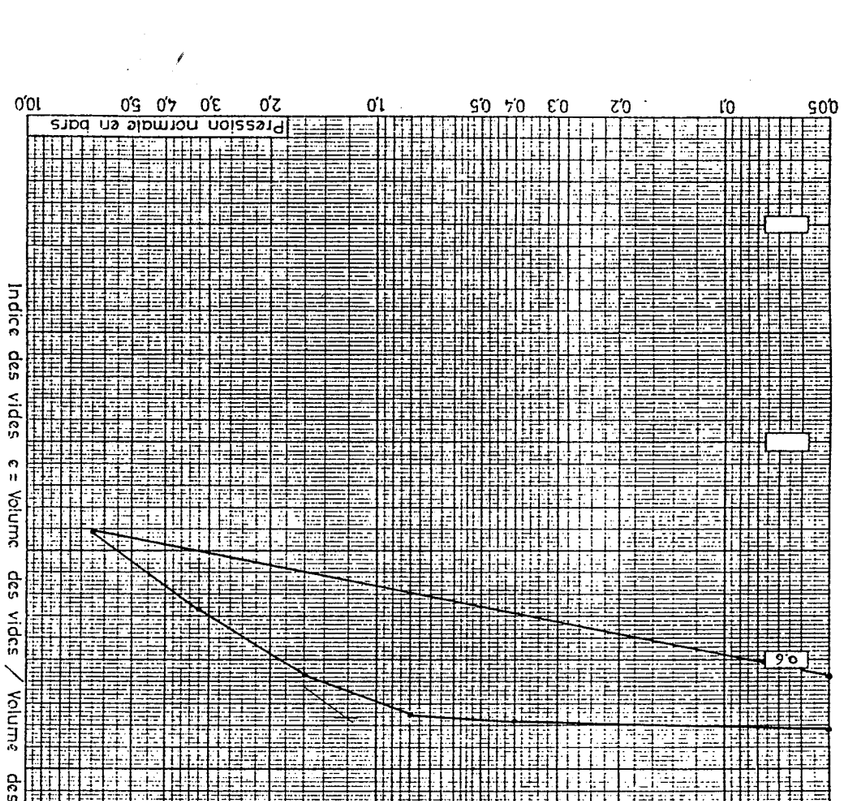



Coefficient de perméabilité ko en cm/s
0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 1,0 2,0 3,0 4,0 5,0 10,0
VILLERVILLE
SONDAGE : SC1
PROF. : 14,50 M
14,60 M
RESULTATS
Indice des vides initial : e_0 = 0,477
Pression de consolidation : σ_c(bars) = 1,9
Coefficient de compression : C_c = 0,084
Perméabilité pour e_0 : K(cm/s)
0,50
0,45
0,40
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
Pression normale en bars

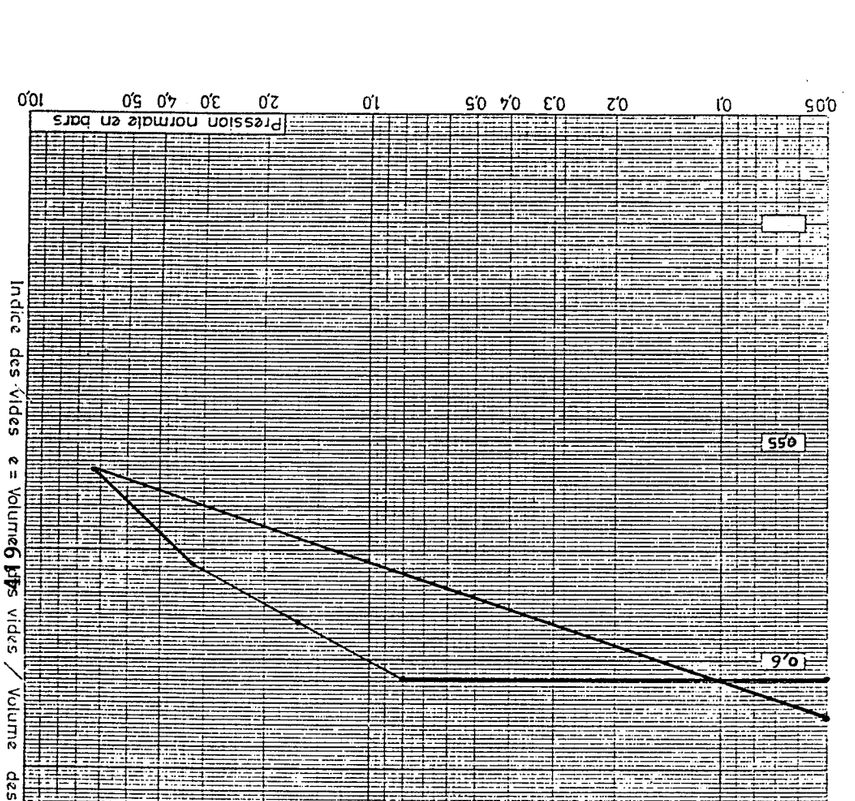

Coefficient de perméabilité ko en cm/s
0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 1,0 2,0 3,0 4,0 5,0 10,0
VILLERVILLE
SONDAGE : SC1
PROF. : 14,50 M
RESULTATS
Indice des vides initial : e_0 = 0,449
Pression de consolidation : σ_c(bars) = 1,5
Coefficient de compression : C_c = 0,084
Perméabilité pour e_0 : K(cm/s)
0,45
0,4
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
Pression normale en bars


Coefficient de perméabilité ko en cm/s
0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 1,0 2,0 3,0 4,0 5,0 10,0
VILLERVILLE
SONDAGE : SC1
PROF. : 14,83 M
RESULTATS
Indice des vides initial : e_0 = 0,665
Pression de consolidation : σ_c(bars) = 1,8
Coefficient de compression : C_c = 0,06
Perméabilité pour e_0 : K(cm/s)
0,70
0,65
0,60
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
Pression normale en bars

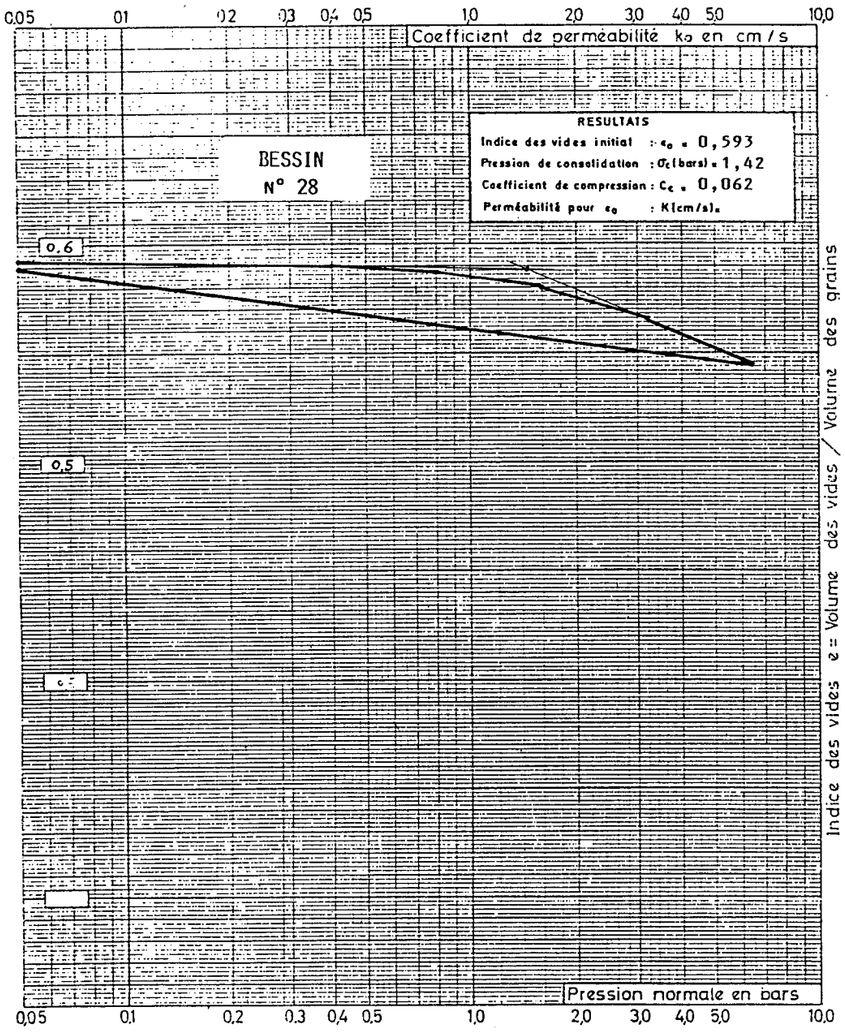

Coefficient de perméabilité ko en cm/s
0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 1,0 2,0 3,0 4,0 5,0 10,0
BESSIN
N° 2
RESULTATS
Indice des vides initial : e_0 = 0,54
Pression de consolidation : σ_c(bars) = 2,9
Coefficient de compression : C_c = 0,061
Perméabilité pour e_0 : K(cm/s)
0,6
0,5
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
Pression normale en bars

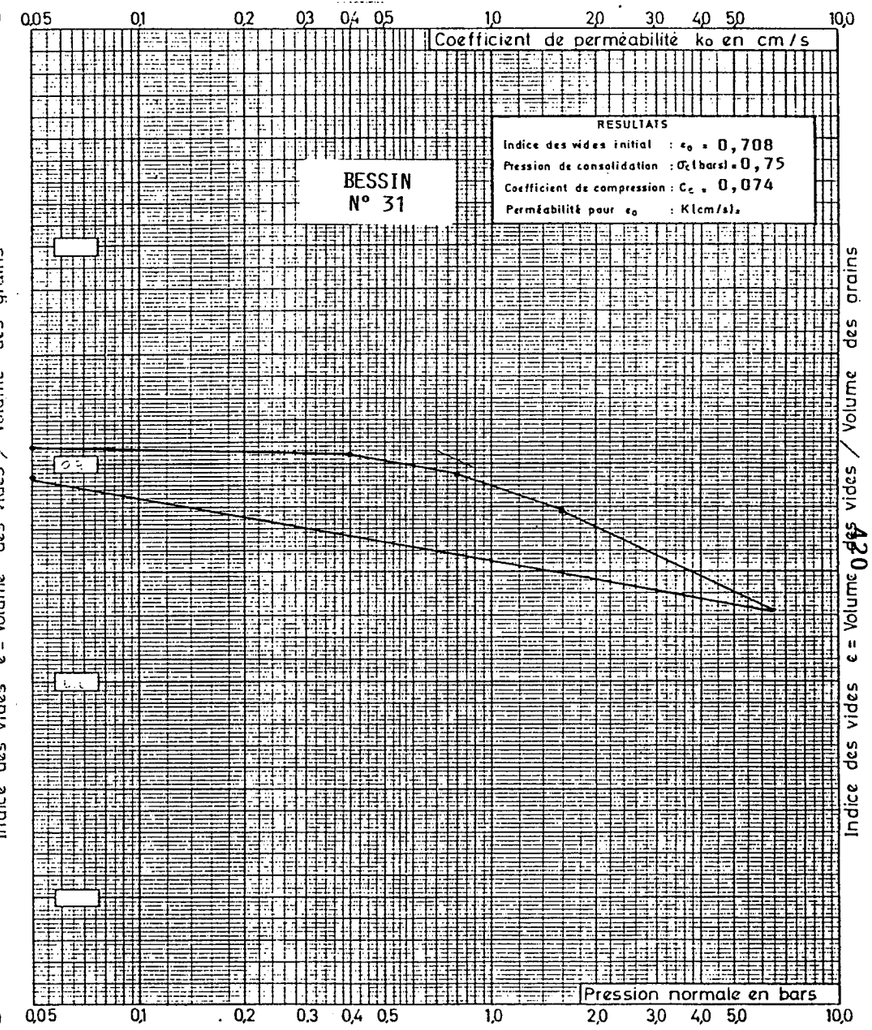

Coefficient de perméabilité ko en cm/s
0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 1,0 2,0 3,0 4,0 5,0 10,0
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
0,7
0,6
Pression normale en bars
RESULTATS
Indice des vides initial : eo = 0,632
Pression de consolidation : σc(bars) = 1,2
Coefficient de compression : Cc = 0,115
Perméabilité pour eo : K(cm/s) =
BESSIN
N° 26

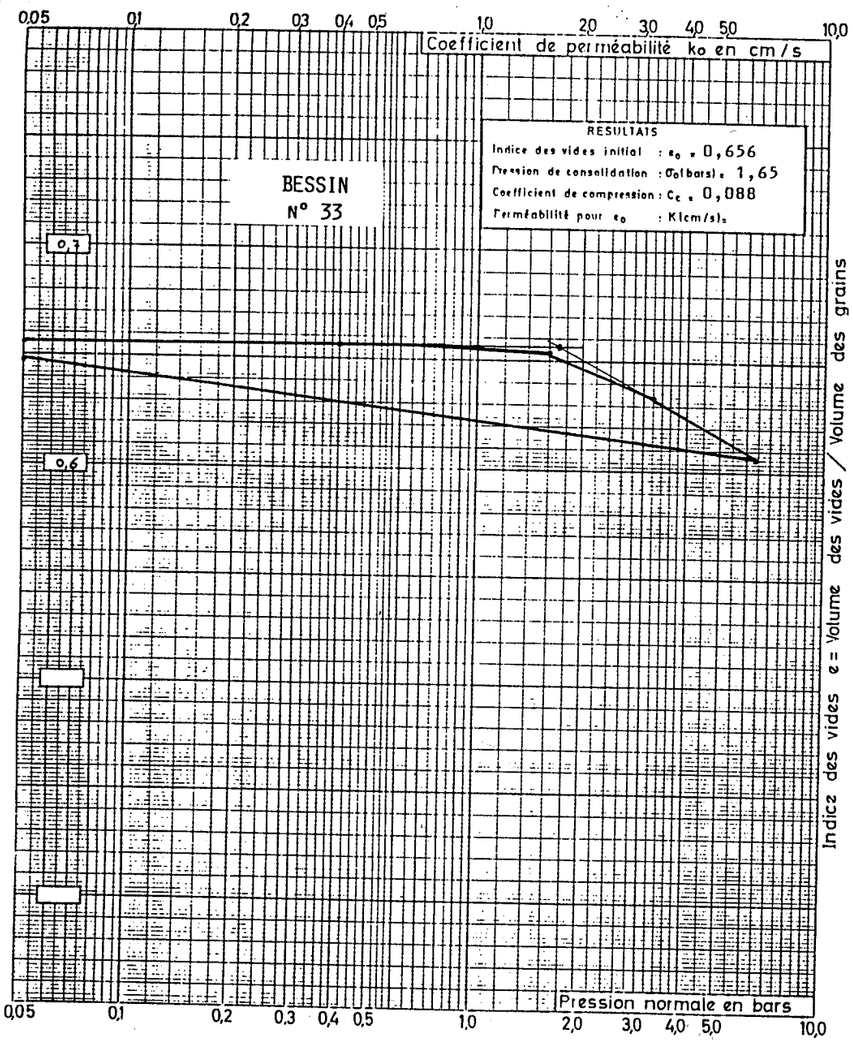
Coefficient de perméabilité ko en cm/s
0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 1,0 2,0 3,0 4,0 5,0 10,0
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
0,7
0,6
0,5
Pression normale en bars
RESULTATS
Indice des vides initial : eo = 0,595
Pression de consolidation : σc(bars) = 1,5
Coefficient de compression : Cc = 0,053
Perméabilité pour eo : K(cm/s) =
BESSIN
N° 11

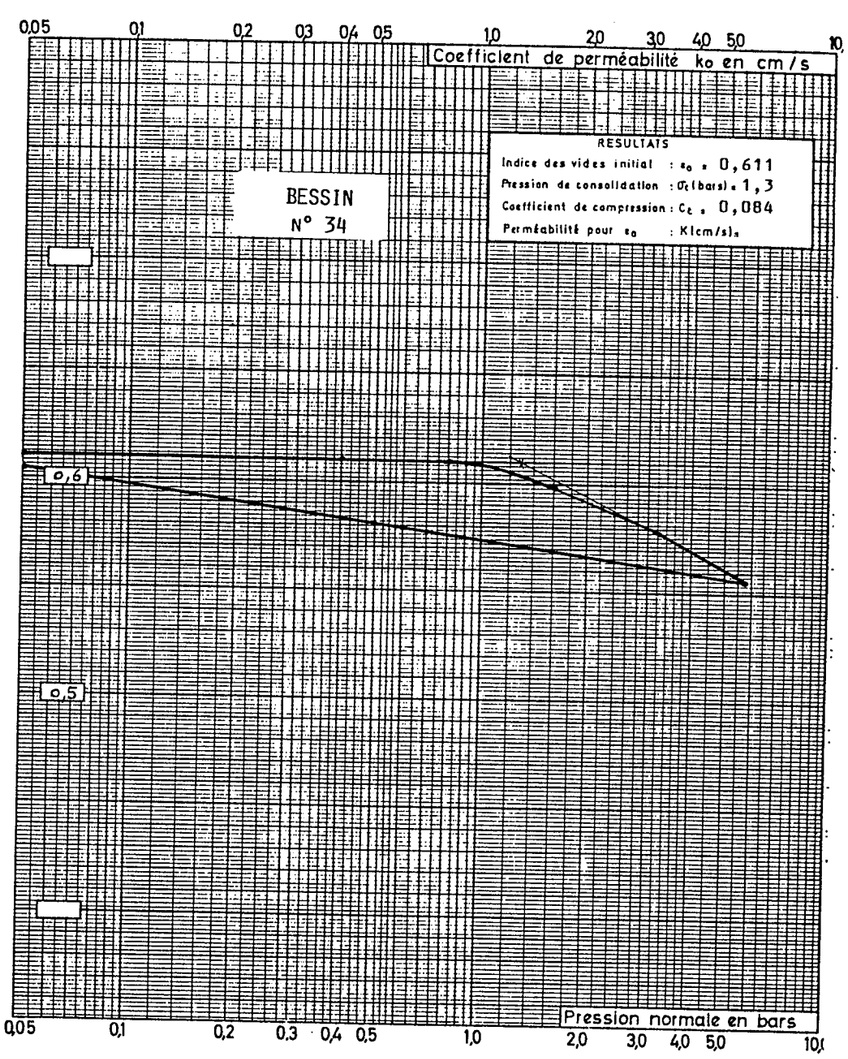

Coefficient de perméabilité ko en cm/s
0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 1,0 2,0 3,0 4,0 5,0 10,0
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
0,7
0,6
0,55
Pression normale en bars
RESULTATS
Indice des vides initial : eo = 0,604
Pression de consolidation : σc(bars) = 0,8
Coefficient de compression : Cc = 0,06
Perméabilité pour eo : K(cm/s) =
BESSIN
N° 27

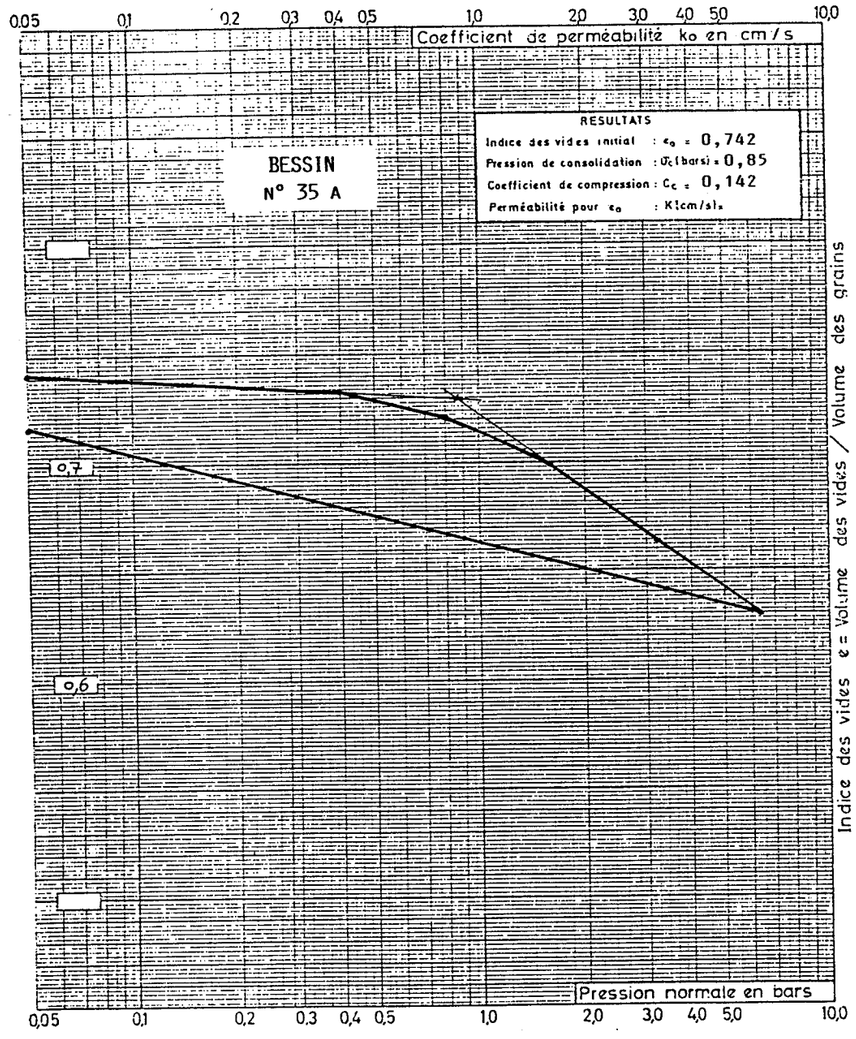
Coefficient de perméabilité ko en cm/s
0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 1,0 2,0 3,0 4,0 5,0 10,0
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
0,7
0,6
Pression normale en bars
RESULTATS
Indice des vides initial : eo = 0,649
Pression de consolidation : σc(bars) = 1,4
Coefficient de compression : Cc = 0,078
Perméabilité pour eo : K(cm/s) =
BESSIN
N° 6

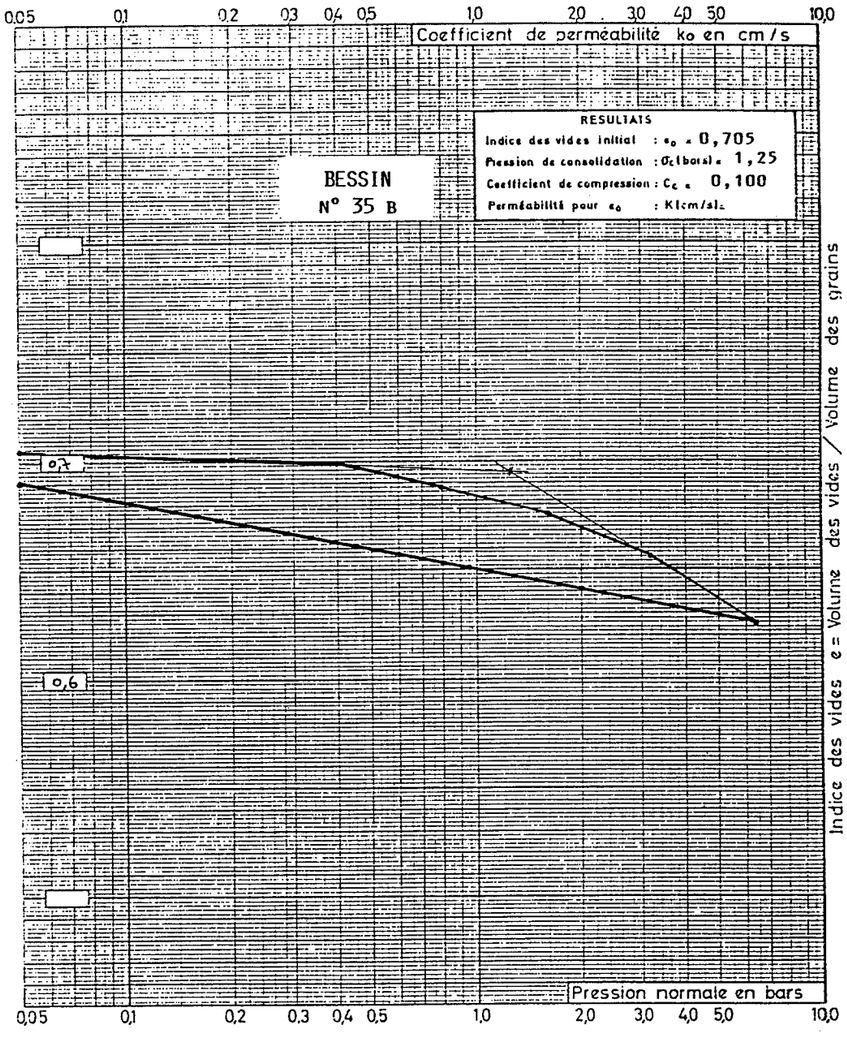

Coefficient de perméabilité ko en cm/s
BESSIN
N° 28
RESULTATS
Indice des vides initial : e0 = 0,593
Pression de consolidation : σc (bars) = 1,42
Coefficient de compression : Cc = 0,062
Perméabilité pour e0 : K (cm/s) =
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
Pression normale en bars


Coefficient de perméabilité ko en cm/s
BESSIN
N° 31
RESULTATS
Indice des vides initial : e0 = 0,708
Pression de consolidation : σc (bars) = 0,75
Coefficient de compression : Cc = 0,074
Perméabilité pour e0 : K (cm/s) =
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
Pression normale en bars


Coefficient de perméabilité ko en cm/s
BESSIN
N° 33
RESULTATS
Indice des vides initial : e0 = 0,656
Pression de consolidation : σc (bars) = 1,65
Coefficient de compression : Cc = 0,088
Perméabilité pour e0 : K (cm/s) =
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
Pression normale en bars


Coefficient de perméabilité ko en cm/s
BESSIN
N° 34
RESULTATS
Indice des vides initial : e0 = 0,611
Pression de consolidation : σc (bars) = 1,3
Coefficient de compression : Cc = 0,084
Perméabilité pour e0 : K (cm/s) =
Pression normale en bars


0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 1,0 2,0 3,0 4,0 5,0 10,0
Coefficient de perméabilité ko en cm/s
BESSIN
N° 35 A
RESULTATS
Indice des vides initial : e_0 = 0,742
Pression de consolidation : σ_c (bars) = 0,85
Coefficient de compression : C_c = 0,142
Perméabilité pour e_0 : K (cm/s) =
0,7
0,6
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
Pression normale en bars


0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 1,0 2,0 3,0 4,0 5,0 10,0
Coefficient de perméabilité ko en cm/s
BESSIN
N° 35 B
RESULTATS
Indice des vides initial : e_0 = 0,705
Pression de consolidation : σ_c (bars) = 1,25
Coefficient de compression : C_c = 0,100
Perméabilité pour e_0 : K (cm/s) =
0,7
0,6
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
Pression normale en bars

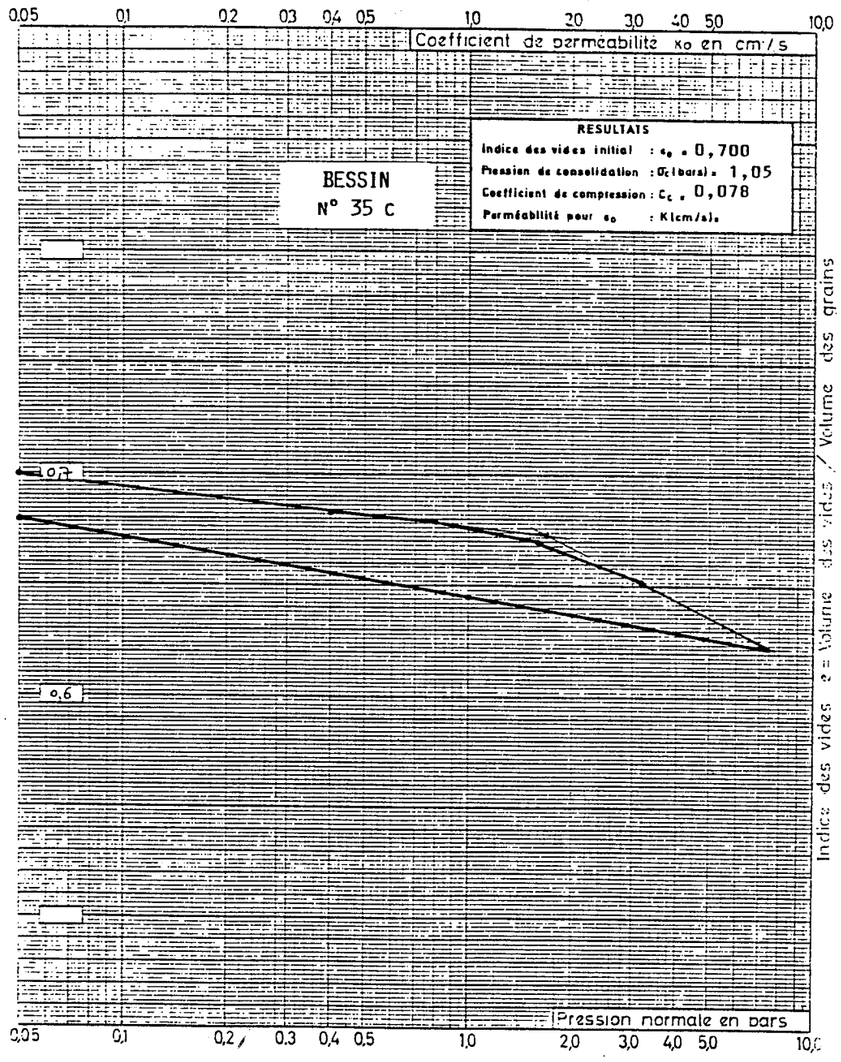

0,05 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 1,0 2,0 3,0 4,0 5,0 10,0
Coefficient de perméabilité ko en cm/s
BESSIN
N° 35 C
RESULTATS
Indice des vides initial : e_0 = 0,700
Pression de consolidation : σ_c (bars) = 1,05
Coefficient de compression : C_c = 0,078
Perméabilité pour e_0 : K (cm/s) =
0,7
0,6
Indice des vides e = Volume des vides / Volume des grains
Pression normale en bars

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

PREFACE
RESUME
SUMMARY I

AVANT PROPOS *1*

INTRODUCTION GÉNÉRALE *5*

SOMMAIRE *10*

PREMIERE PARTIE : **LES MOUVEMENTS DE TERRAIN DES COTES DU CALVADOS : ORIGINE ET PREVISION D'EXTENSION** *11*

Chapitre I : Présentation géomorphologique des côtes du Calvados *12*

1. Introduction *12*

1.1. Le cadre géomorphologique général *12*
1.2. Les différents secteurs côtiers du Calvados *14*

2. Les falaises du Bessin *17*

2.1. Lithologie et stratigraphie *17*
2.2. Tectonique *19*
2.3. Hydrogéologie *19*
2.4. Morphologie *21*
2.4.1. Les falaises *21*
2.4.1.1. Micro falaise de limon et de head *21*
2.4.1.2. Falaise subverticale calcaire *25*
2.4.1.3. Base de la falaise constituée par le calcaire bajocien *25*
2.4.1.4. Base de la falaise taillée dans les marnes *26*
2.4.1.5. La côte basse de Vierville à Colleville : falaise morte d'Omaha Beach *30*
2.4.2. L'estran *33*

3. Les falaises du Pays d'Auge *34*

3.1. Lithologie et stratigraphie *34*
3.2. Tectonique *36*
3.3. Hydrogéologie *36*
3.4. Morphologie *39*

4. Conclusion *41*

Chapitre II : Le recul de la côte *43*

1. La position des rivages au Quaternaire en liaison avec l'eustatisme glaciaire *43*

1.1. Généralités sur le Quaternaire *43*

1.2. Les points "fixes" sur la côte du Calvados 45
1.3. Les formations périglaciaires du Pays d'Auge 47
1.3.1. La nature des formations 48
1.3.2. Mise en place et chronostratigraphie 48

2. La formation des cirques de Villerville et de Cricqueboeuf 49

3. Le recul historique du trait de côte 50

3.1. La notion de trait de côte et de recul 50
3.2. Méthodes et moyens d'étude sur le recul du trait de côte 51
3.2.1. Les plans cadastraux 52
3.2.2. Photographies aériennes verticales 52
3.2.2.1. Méthodes possibles et méthodes utilisées 53
3.2.2.2. Les documents utilisés 54
3.2.2.3. Les limites 54
3.2.3. Les levés topographiques 55
3.3. Le recul des côtes du Bessin 56
3.3.1. La valeur du recul 56
3.3.2. Le rythme du recul 62
3.3.3. Bilan du recul historique sur environ 150 ans 65
3.4. Le recul des côtes du Pays d'Auge 67
3.5. Conclusion 71

Chapitre III : Les modalités du recul de la côte 73

1. L'inventaire historique des mouvements de terrain 73

1.1. Méthodologie 73
1.1.1. Les sources 73
1.1.2. Les méthodes d'investigations 74
1.1.3. L'interprétation des sources 74
1.2. Conclusion 76

2. L'analyse du mouvement récent du Bouffay sur la côte du Bessin 76

2.1. Rappel des faits 77
2.2. Morphologie de la zone mobilisée 77
2.3. Les problèmes de l'interprétation 80

3. Les mouvements sur la côte du Pays d'auge 82

3.1. Les évènements majeurs 85
3.1.1. Le glissement de janvier 1982 à Villerville-Cricqueboeuf 85
3.1.1.1. Rappel des faits : chronologie des évènements 85
3.1.1.2. Les premières hypothèses émises sur les causes du déclenchement 87

3.1.2. Le glissement de Cricqueboeuf de février 1988 89
3.2. Le type de glissement 93
3.2.1. Les hypothèses immédiates 93
3.2.2. Les investigations géologiques 93
3.2.3. Le glissement de Cricqueboeuf de 1988 94
3.3. Les observations sur les mouvements après de 1982 98

Chapitre IV : L'extension prévisible des glissements 103

1. Introduction 103

2. Bessin 103
2.1. Cartographie de la zone décomprimée 103
2.1.1. Mécanismes : la décompression et le fluage 104
2.1.2. Analyse par sismique de la largeur décomprimée dans les calcaires du Bessin 106
2.1.2.1. Réalisation pratique 108
2.1.2.2. Les résultats 111
2.1.2.3. Essai comparatif sur les falaises du pays de Caux 113
2.1.3. Etude d'une décompression fossilisée : la coupe du vallon du Pisseau 115
2.1.4. Conclusion 117
2.2. Localisation des secteurs menacés de recul 117

3. Villerville et Cricqueboeuf 122
3.1. Le bourg de Villerville 122
3.2. Extension des zones en mouvement 125
3.2.1. Les différentes cartographies 125
3.2.2. Discussion 127
3.4. Conclusion 128

DEUXIEME PARTIE : **ANALYSE DES DÉPLACEMENTS ET DES FACTEURS D'INSTABILITÉ EN VUE D'UNE PRÉVISION TEMPORELLE.** 131

Chapitre I : La mesure des déplacements 132

1. Choix de la méthode et des instruments 132

2. Les déplacements de surface 133
2.1. La détection des mouvements par la mesure des déplacements angulaires 133
2.2. La mesure des déplacements absolus 133
2.3. Le réseau de surveillance 136
2.3.1. Le choix des repères 136
2.3.2. L'implantation 138
2.3.3. Les levés 140

2.3.4. Traitement des données ... 142
2.3.5. Conclusion ... 143
2.4. L'analyse des données ... 143
2.4.1. Les déplacements cumulés ... 147
2.4.1.1. La composante horizontale ... 150
2.4.1.2. La composante verticale du déplacement ... 150
2.4.2. Les déplacements entre deux relevés ... 154
2.4.3. Conclusion ... 156

3. La détection des déplacements en profondeur ... 156

3.1. Les moyens et les méthodes ... 156
3.2. Les mesures et les résultats ... 159
3.3. Autres données : un puits déformable ... 162
3.4. Conclusion ... 162

Chapitre II. Le rôle des facteurs climatiques ... 165

1. La pluviométrie ... 165

1.1. Les données disponibles ... 165
1.2. Critique des données ... 167
1.2.1. L'analyse en composantes principales ... 168
1.2.2. Les méthodes des doubles cumuls et des écarts cumulés ... 171
1.2.3. Conclusion ... 175
1.3. Extrapolation des séries courtes ... 175
1.3.1. Les valeurs annuelles et la pluviométrie "Normale" ... 177
1.3.2. Les valeurs mensuelles ... 177
1.4. Variabilité des pluies ... 179
1.4.1. Les pluies annuelles ... 179
1.4.1.1. La distribution géographique des pluies ... 179
1.4.1.2. La variabilité interannuelle des pluies ... 183
1.4.1.3. Les pluies des années 1985 à 1987 ... 186
1.4.2. Les pluies saisonnières et mensuelles ... 186
1.4.3. Les pluies efficaces et le bilan hydrologique ... 190
1.4.4. Conclusion ... 194
1.5. Chronologie des pluies ... 194
1.5.1. Les fluctuations non cycliques ... 194
1.5.2. Les pluies successives ... 197

2. L'action des houles ... 200

2.1. Introduction ... 200
2.2. Les caractéristiques générales des vents et des houles ... 201
2.3. La variation du plan d'eau statique ... 201
2.3.1. La marée ... 201
2.3.2. Les surcotes ... 203
2.4. Les plans de houles ... 204

2.4.1. Les caractéristiques générales des houles ... 204
2.4.2. Les premiers plans de houles ... 205
2.4.3. Modèle mathématique ... 205
2.5. Conclusion ... 210

3. Conditions climatiques et évènements historiques ... 210

3.1. Les évènements historiques ... 211
3.1.1. Le fichier de base ... 211
3.1.2. Les sous fichiers ... 212
3.2. Représentation simultanée de la pluie et des mouvements observés ... 212
3.3. Les paramètres climatiques retenus ... 213
3.3.1. La situation pluviométrique au moment du déclenchement ... 215
3.3.2. La hauteur de pluie des trois mois précédents ... 216
3.3.3. La pluviométrie des années antérieures à l'évènement ... 216
3.3.4. Les températures négatives ... 216
3.3.5. Les coups de vent) ... 217
3.4. La répartition statistique des évènements en relation avec les diverses conditions climatiques ... 217
3.5. L'analyse factorielle des correspondances multiples (A.F.C.) ... 219
3.5.1. La première A.F.C. ... 221
3.5.2. La deuxième A.F.C. ... 223
3.6. Conclusion ... 225

Chapitre III : Les relations entre la pluviométrie, la piézométrie et les déplacements. ... 226

1. Hydrologie et hydrogéologie du versant ... 226

2. Les relations entre la piézométrie et les conditions climatiques ... 232
2.1. Piézométrie et pluviométrie ... 232
2.2. Piézométrie et gel ... 238
2.3. Conclusion ... 243

3. La variabilité saisonnière des déplacements en relation avec la piézométrie ... 243

4. Conclusion ... 248

Chapitre IV : Calculs de stabilité sur les versants de Villerville et du Bessin : modélisation des phénomènes ... 250

1. Introduction ... 250

2. Méthodologie ... 250
2.1. Rappel des méthodes de calcul ... 250

2.2. Les méthodes utilisées 252
2.2.1. Les méthodes déterministes de calcul à la rupture 252
2.2.2. Les méthodes probabilistes 253

3. Détermination des caractéristiques physiques et mécaniques des matériaux 255

3.1. Mesure de la résistance au cisaillement 256
3.1.1. Rappel des principes 256
3.1.2. Techniques utilisées 257
3.2. Les marnes de Villerville 263
3.3. Les marnes de Port 267

4. Applications 271

4.1. Villerville 271
4.1.1. Choix des profils topographiques, des niveaux piézométriques et des surfaces de glissement 271
4.1.2. Les résultats 275
4.2. Bessin 279
4.2.1. Choix des profils et des cercles de glissement 279
4.2.2. Les résultats 283

5. Conclusion 284

Chapitre V : Modèle de prévision probable 285

1. Introduction 285

2. Applications 286

3. Conclusion 290

CONCLUSION GENERALE 291

BIBLIOGRAPHIE 295

TABLE DES FIGURES 309

TABLE DES PHOTOGRAPHIES 321

ANNEXES 323

Annexe n°1 : Comparaison des plans cadastraux. 324

Annexe n°2 : La méthode des moindres carrés appliquée au calcul planimétrique en topométrie. 328

Annexe n°3 : Graphiques des variations de l'angle de rotation des embases de nivelle par rapport au temps. 329

Annexe n°4 : Topométrie :
- Valeurs des déplacements cumulés et de la vitesse moyenne annuelle de chaque repère.
- Vecteurs déplacements entre deux relevés successifs.
- Graphiques des déplacements cumulés et des vitesses entre deux relevés 360

Annexe n°5 : L'excédent pluviométrique de 1949 à 1987 : tableau des valeurs. 379

Annexe n°6 : Les houles en Baie de Seine :
- enregistrement des houles
- plans de vagues : orthogonales de houles 381

Annexe n°7 : Conditions climatiques et événements historiques
- analyse factorielle des correspondances tableaux de Burt, effectifs par classes et
- proportions en pour mille pour histo 14 et 16 valeurs propres, vecteurs propres et étude des variables. 394

Annexe n°8 : Courbes piézométriques. 400

Annexe n°9 : Calcul de la stabilité : méthodes de Fellenius et de Bishop. 409

Annexe n°10 : Résultats des essais en laboratoire
- courbes oedométriques. 414

TABLE DES MATIERES 424

Éditions du BRGM
AVENUE DE CONCYR - B.P. 6009
45060 ORLÉANS CEDEX 2
FRANCE - Tél.: (33) 38.64.30.28

DOCUMENTS DU BRGM

Passez un ordre permanent aux Éditions du BRGM - BP 6009 - 45060 Orléans Cedex.

N° 1 — **Hydrogéologie de la craie du bassin de Paris.** Colloque régional, Rouen, 25-26 mai 1978. Communications. *1 vol., 627 p.* complété par le Document n° 3. - **250 FF.**

N° 2 — J. BODELLE - **Les formations nummulitiques de l'Arc de Castellane.** *2 vol., 581 p., 27 pl., 1 carte h.-t.* (1971). - **250 FF.**

N° 3 — **Hydrogéologie de la craie du bassin de Paris.** Colloque régional, Rouen, 25-26 mai 1978. Rapports généraux, débats, conclusions. *115 p.* (complément du Document n° 1) (1979). - **200 FF.**

N° 5 — D. FAUCONNIER - **Les dinoflagellés de l'Albien et du Cénomanien inférieur du Bassin de Paris.** *1 vol., 146 p., 17 fig., 16 pl., 30 tabl.* - **150 FF.**

N° 8 — **Connaître le sous-sol, un atout pour l'aménagement urbain.** Colloque national, Lyon, 13-15 mai 1979. *2 tomes, 1093 p., nb. fig.* (1979). - **380 FF.**

N° 10 — P. JEANROT — **De l'exploitation du rayonnement X en microscopie électronique à balayage.** *122 p., 53 fig.* (1979). - **104 FF.**

N° 11 — J. PERSON — **Interventions réglementaires du géologue agréé en vue de la protection des eaux destinées à l'alimentation humaine.** *193 p.* (1979). - **135 FF.**

N° 12 — M. TEYGEY — **Utilisation de la géochimie majeure pour la cartographie des terrains cristallins. Possibilités de traitement automatique des analyses au BRGM.** *126 p., 61 fig.* (1979). - **104 FF.**

N° 13 — M. VILLEY — **Simulation thermique de l'évolution des kérogènes.** *1 vol., 240 p., 86 fig., 19 tabl., 10 pl.* - **100 FF.**

N° 14 — J.Y. SCANVIC, G. WEECKSTEEN — **Carte des linéaments de la France à 1/1 000 000.** *Une carte format 110 × 110 cm et une notice de 14 p.* Disponible pliée et à plat (1980). - **115 FF.**

N° 16 — C. GOLOUBINOFF — **Le Permo-houillier du nord du Bassin de Saint-Affrique (Aveyron).** *139 p., 35 fig., 11 pl. photos* (1979). - **135 FF.**

N° 18 — P. ROUBICHOU — **Les formations métamorphiques de la région de Leyme près de Saint-Céré (Massif central français).** *160 p., 53 fig., 12 pl. photos, 4 cartes h.-t., 1 carte h.-t. couleurs* (1980). - **145 FF.**

N° 19 — B. LAMOUILLE — **Géologie structurale et pétrologie de la région d'Uzerche (Corrèze, Massif central français).** *233 p., 75 fig., 12 pl. photos, 4 cartes h.-t. dont 1 en couleurs* (1980). - **145 FF.**

N° 20 — P. PICOT, M. FEVRIER — **Étude minéralogique d'échantillons du golfe de Californie (Campagne CYAMEX).** *114 p., 29 pl. ph. dont 2 en coul.* (1980). - **100 FF.**

N° 23 — J.B. CHAUSSIER — **Préparation matérielle d'une mission de prospection minière en zone intertropicale à l'usage du géologue et du prospecteur minier.** *1 vol., 35 p.* (1980). - **50 FF.**

N° 24 — **Géologie comparée des gisements de phosphates et de pétrole.** Colloque international à la mémoire de M. KIEKEN et J.P. RAGOT. (Orléans, 6-7 novembre 1979). *268 p., 77 fig., 4 tabl., 2 pl., 1 dpl.* (1980). - **200 FF.**

N° 25 — E. OUDIN avec la participation de C. FOUILLAC, L. LEBEL — **Études minéralogiques et géochimiques des dépôts sulfurés sous-marins actuels de la ride est-pacifique (21° N). Campagne rise.** *241 p., 25 fig., 23 pl. noir et blanc, 2 pl. couleur, 16 tabl.* (1981). - **150 FF.**

N° 26 — D. BONIJOLY — **Étude structurale et minéralisations d'une plate-forme carbonatée : le Quercy.** *229 p., 9 ann., 4 pl. h.-t. photos* (1981). - **150 FF.**

N° 27 — A. GERARD, D. WESTERCAMP, P. BOUYSSE, G. DUBREUIL, J. VARET — **Étude géophysique préliminaire à une évaluation du potentiel géothermique des Antilles françaises.** *42 p.* (1981). - **50 FF.**

N° 28 — P. BLERY-OUSTRIERE, M. BEURRIER, C. ALSAC — **Contribution à l'étude des nodules polymétalliques de la Zone Clarion, Clipperton.** *120 p.* (1981). - **100 FF.**

N° 29 — **Connaître le sous-sol, un atout pour l'aménagement urbain.** Colloque national, Lyon, 13-15 mai 1979. Tome 3. Communications. *118 p.* (1981). - **100 FF.**

N° 30 — **Communication du séminaire national « La gestion régionale des sédiments », Propriano (Corse),** 27-29 mai 1981, organisé par le Ministère de l'Environnement et du Cadre de vie et le BRGM. *361 p., nbs fig.* (1981). - **200 FF.**

N° 31 — D. MARITON — **Le bassin houiller du Bas-Dauphiné. Essai de synthèse géologique.** *46 p., 11 pl. h.-t., 8 annexes* (1980). - **100 FF.**

N° 32 — (non publié).

N° 33 — J.P. SAUTY — **Du comportement thermique des réservoirs aquifères exploités pour le stockage d'eau chaude ou la géothermie basse enthalpie.** *221 p., 11 annexes* (1982). - **200 FF.**

N° 34 — M. BONNET — **Méthodologie des modèles de simulation en hydrogéologie.** *438 p., nbs fig.* (1982). - **300 FF.**

N° 35 — H. BELAYOUNI, D. FAUCONNIER, M. SLANSKY, J. TRICHET — **Étude du contenu organique des dépôts phosphatés du bassin de Gafsa (Tunisie).** *70 p., 17 fig., 2 pl. photos, 7 tabl.* (1982). - **540 FF.**

N° 36 — J.L. BLES — **Étude structurale des schistes et des filons de fluorine de l'Albigeois.** *58 p., 8 pl. h.-t., 1 fig.* (1982). - **150 FF.**

N° 37 — A. PARFENOFF — **Un minerai traceur pour la prospection alluvionnaire : l'ilménite. Relations entre ilménites magnésiennes, basaltes alcalins, kimberlites et diamant.** *215 p., 29 fig., 51 tabl., 7 pl. ph.* (1982). - **200 FF.**

N° 38 — C. GOUGOUSSIS — **Assainissement individuel et aptitude des sols à l'élimination et à l'épuration des effluents domestiques.** *354 p., 50 fig., 17 pl., 33 tabl.* (1982). - **290 FF.**

N° 39 — **Programme de géologie profonde. Colloque national.** Paris, 15 juin 1982. Communications. *545 p., nbs fig.* (1982). - **250 FF.**

N° 40 — **Programme de géologie profonde. Colloque national.** Paris, 15 juin 1982. Rapports généraux. *124 p.* (1982). - **100 FF.**

N° 41 — P. DUTARTRE — **Étude de la fracturation du granite de la Margeride. Région de St-Alban-sur-Limagnole (Lozère).** *344 p., 4 dpl. h.-t., 91 fig., 10 annexes* (1982). - **250 FF.**

N° 42 — B. CALINE — **Le secteur occidental de la Baie du Mont-St-Michel. Morphologie, sédimentologie et cartographie de l'Estran.** *250 p., 124 fig., 9 pl., 3 cartes h.-t.* (1982). - **250 FF.**

N° 43 — **4e Conférence internationale sur la planification et la gestion des eaux.** Marseille, 10-12 mai 1982. Communications. *836 p.* (1982). - **400 FF.**

N° 44 — N. DOERLER — **Influence du broyage sur les propriétés massiques et superficielles du quartz et de la biotite. Conséquences sur l'adsorption de tensio-actifs ioniques.** *268 p., 6 pl. ph., 58 fig., 34 tabl.* (1982). - **200 FF.**

N° 45 — **Les milieux discontinus en hydrologie.** Colloque national en hommage à G. CASTANY. *448 p., 42 communications* (1982). - **300 FF.**

N° 46 — D. BONIJOLY, G. DELPONT — **Étude du bassin des Causses et de la bordure cévenole par la télédétection et la géologie structurale.** *63 p., 25 fig., 2 tabl., 19 pl.* (1982). - **100 FF.**

N° 47 — **Valorisation des ressources du sous-sol.** Recueil des communications présentées au séminaire. Bilan annuel de l'action concertée. Paris, 12-16 octobre 1981. *284 p., 23 communications* (1982). - **100 FF.**

N° 48 — L. DESCOMBES — **Les gisements alluvionnaires de la Seine et de ses principaux affluents. Topographie et granulométrie d'après ces données d'exploitation.** *153 p., 51 fig., 6 tabl., 31 pl. en annexe* (1982). - **100 FF.**

N° 49 — G. LABLANCHE — **Les calcaires lacustres paléogènes de la Champagne berrichonne. Étude cartographique, pétrographique, reconstitution du milieu de sédimentation.** *127 p., 28 fig., 10 pl. photo, 4 cartes en annexe* (1982). - **100 FF.**

N° 50 — F. LEBERT — **Application des techniques de diagraphie dans le domaine de la prospection minière sur deux sites volcano-sédimentaires bretons : Bodennec et la Porte-aux-Moines.** *112 p., 63 fig., 14 tabl., 39 pl. ann.* (1982). - **100 FF.**

N° 51 — P. GUENNOC, Y. THISSE — **Genèse de l'ouverture de la mer rouge et des minéralisations des fosses axiales.** *112 p., 49 fig., 4 pl. annexes* (1982). - **100 FF.**

N° 52 — G. POUIT, M. BIGOT, J. DELFOUR, J.P. MILESI, P. PICOT — **Les minéralisations actuelles et anciennes : l'exemple de la mer rouge.** *90 p.* (1983). - **100 FF.**

N° 53 — R. FLEURY — **La formation de Saint-Cosme dans la Bresse du Nord. Ses relations avec les événements du Pléistocène bressan.** *150 p., 11 dpl. h.-t.* (1983). - **200 FF.**

N° 54 — B. LEMIERE — **L'amas sulfuré de Chizeuil (Saône-et-Loire) : Étude géochimique de son environnement volcanosédimentaire dévonien supérieur et de son auréole d'altération hydrothermale.** *142 p., 64 fig., 33 tabl.* (1982). - **150 FF.**

N° 55 — Y. MOELO — **Contribution à l'étude des conditions naturelles de formation des sulfures complexes d'antimoine et plomb (Sulfosels de Pb/Sb). Signification métallogénique.** *624 p., 27 pl. ph.* (1983). - **400 FF.**

N° 56 — Y. ATLAN, C. FELLER — **Applications de la pédologie à la géotechnique routière. Exemple du Sénégal.** *88 p., 10 fig., 4 tabl.* (1983). - **100 FF.**

N° 57 — D. THIERY, M. VANDENBEUSCH, P. VAUBOURG — **Interprétation des pompages d'essai en milieu fissuré aquifère.** *54 p., 8 pl. h.-t., 24 fig., 6 tabl.* (1983). - **100 FF.**

N° 58 — C.O. VALETTE — **Karsts et filons à fluorine dans le faisceau synclinal du Morvan. Le gisement d'Argentolle (Saône-et-Loire).** *299 p., 96 fig., 16 tabl., 4 pl. h.-t., 2 cartes h.-t.* - **200 FF.**

N° 59 — C. DADOU — **Évaluation probabiliste de l'aléa sismique régional dans le Sud-Est de la France.** *246 p., 47 fig., 29 tabl.* (1983). - **150 FF.**

N° 60 — C. BERGERON, H. DEHAYS, T. POINTET - **Remontées des nappes d'eau souterraine. Causes et effets.** *56 p., nombreuses illustrations* (1983). - **100 FF.**

N° 61 — **Valorisation des ressources du sous-sol.** Sophia-Antipolis, 3, 4 et 5 novembre 1982. *440 p.* - **100 FF.**

N° 62 — A. BOURG — **Modélisation du comportement des métaux traces à l'interface solide-liquide dans les systèmes aquatiques.** *171 p., 80 fig., 20 tabl.* (1983). - **100 FF.**

N° 63 — P. BOUYSSE, S. ROBERT, P. GUENNOC, S. MONTI — **Bathymétrie détaillée (Seabeam), anomalies magnétiques dans les Antilles françaises.** *80 p., 5 pl. h.-t., 18 fig.* (1983). - **100 FF.**

N° 64 — P. MARTEAU — **Le bassin permo-carbonifère d'Autun. Stratigraphie, sédimentologie et aspects structuraux.** *198 p., 2 pl. h.-t., 54 fig., 19 tabl., 4 pl. ph.* (1983). - **150 FF.**

N° 65 — T. AUGE — **Étude minéralogique et pétrographique de roches basiques et ultrabasiques du complexe ophiolitique du Nord Oman.** *300 p.* (1983). - **150 FF.**

N° 66 — D. RABU, J.J. CHAUVEL, J. CHANTRAINE — **Le domaine interne de la chaîne cadomienne dans le Massif armoricain. Étude lithostratigraphique, géochimique et structurale le long d'une transversale en baie de Saint-Brieuc et dans le pays de Lamballe (Côtes-d'Amor).** *56 p., 7 fig., 5 pl. h.-t.* (1983). - **100 FF.**

N° 67 — J. CHANTRAINE *et al.* — **Inventaire lithologique et structural du Briovérien (Protérozoïque) de la Bretagne centrale et du bocage normand pour la recherche de guides métallogéniques.** *185 p., 16 ann. h.-t.* (1983). - **300 FF.**

N° 68 — R. WYNS, J. LE METOUR — **Le Précambrien du massif vendéen. Étude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Eure et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes.** *60 p., 2 pl. h.-t., 10 fig.* (1983). - **100 FF.**

N° 69 — G. SUSTRAC — **La bibliothèque du géologue. Bibliographie fondamentale thématique et régionale en Sciences de la Terre.** *192 p.* (1984). - **200 FF.**

N° 70 — C. VINCHON — **Sédimentogenèse et métallogenèse du Permien du dôme du Barrot (Alpes-Maritimes, France).** *444 p., 72 fig., 18 tabl., 18 pl. ph.* (1984). - **300 FF.**

N° 71 — G. LABARRAQUE — **Étude d'un plasma à couplage inductif (i.c.p.), 27 mhz, et application à l'analyse multi-élémentaire par spectrométrie d'émission d'ultra-violet d'échantillons géologiques.** *194 p., 36 tabl.* (1984). - **150 FF.**

N° 72 — M. LACAZE — **Diagraphie par gamma de capture : instrumentation et modélisation. Applications aux minerais de nickel.** *115 p.* (1984). - **100 FF.**

N° 73 — J. DELFOUR, P. ISNARD, E. LECUYER, B. LEMIERE, F. LHOTE, B. MOINE, M. PIBOULE, P. PICOT, A. PLOQUIN, M. TEGYEY — **Étude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et de son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien.** *37 p., 20 fig., 2 tabl., 5 ann.* (1984). - **250 FF.**

N° 74 — V. MENICHETTI avec la collaboration de A. GUILLEN — **Techniques inverses en gravimétrie et magnétisme. Application à la terminaison sud et de l'anomalie magnétique du bassin de Paris.** *120 p., 5 pl. h.-t.* (1984). - **150 FF.**

N° 75 — B. PRADIER — **Transport et fixation de l'uranium dans le domaine supergène. Études de cas et applications en prospection géochimique.** *339 p., 102 fig., 46 tabl.* (1984). - **300 FF.**

N° 76 — D. BONIJOLY, H. GERMAIN — **Histoire tectonique post-hercynienne du bassin d'Alès (Gard). Chronologie des déformations et contrôle structural des minéralisations barytiques.** *25 p., 13 fig., 7 pl.* (1984). - **50 FF.**

N° 77 — H. BELAYOUNI — **Étude de la matière organique dans la série phosphatée du bassin de Gafsa-Metlaoui (Tunisie). Application à la compréhension des mécanismes de la phosphatogenèse.** *248 p.* (1984). - **200 FF.**

N° 78 — **Journées d'étude sur le comportement des canalisations pour le transport des eaux géothermales.** Exposés et débats. Orléans, 20 et 21 mars 1984. *485 p.* - **250 FF.**

N° 79 — **Valorisation des ressources du sous-sol.** Sophia-Antipolis, 8, 9, 10 novembre 1982. *376 p.* (1984). - **100 FF.**

N° 80 — **Géologie profonde de la France.** Colloque national. Première phase d'investigation : 1983-1984. *232 p.* - **100 FF.**

N° 81 — **Géologie profonde de la France.** Colloque national. Première phase d'investigation : 1983-1984. *11 fascicules.* - **500 FF.**

N° 82 — P. TELEKI, C. WEBER — **Remote sensing for geological mapping. Télédétection appliquée à la cartographie géologique.** *313 p.* (1984). - **300 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 83 — J.C. FLAGEOLLET — **Mouvements de terrain.** Colloque de Caen, 22-23-24 mars 1984. *670 p.* (1984). - **290 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 84 — **Journées sur le granite.** Orléans-La Source, 26 juin 1984. Communications. *280 p.* (1984). - **200 FF.**

N° 85 — M. RENARD — **Géochimie des carbonates pélagiques. Mise en évidence des fluctuations de la composition des eaux océaniques depuis 140 MA. Essai de chimiostratigraphie.** *650 p., 190 fig.* (1985). - **300 FF.**

N° 86 — C. ROQUIN — **Traitement des données en prospection géochimique : facteurs de variation de signal et sélection de la composante anomalie.** *316 p.* (1985). - **300 FF.**

N° 87 — J.M. LULIN — **Un nouveau gîte à Nb, Ta, U, T.R. d'origine magmatique en Afrique orientale : le complexe alcalin tectonisé de Meponda Précambrien de la province de Niassa (République populaire du Mozambique).** *370 p.* (1985). - **400 FF.**

N° 88 — A. DEURBERGUE — **Transformations post-sédimentaires sur la bordure nord du Massif central. Le quartz carrié des environs de La Châtre : les altérites siliceuses du bassin de Cosne d'Allier.** *184 p.* (1985). - **200 FF.**

N° 89 — **La microsonde électronique BRGM/CNRS. Journée dédiée à Monsieur le professeur Raimond Castaing.** Comptes-rendus des exposés. *100 p.* (1985). - **150 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 90 — A. COCHERIE — **Interaction manteau-croûte, son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alcalines, contraintes géochimiques (éléments en traces et isotopes du strontium et de l'oxygène).** *246 p.* (1985). - **200 FF.**

N° 91 — G. REVOIL — **Étude d'une méthode de préconcentration des éléments traces dans les eaux.** *162 p.* (1985). - **100 FF.**

N° 92 — D. WESTERCAMP. — **Géologie de l'archipel des Grenadines (Petites Antilles méridionales). Étude monographique.** *208 p.* (1985). - **200 FF.**

N° 93 — Ph. BOUYSSE *et al.* — **Géologie de la ride d'Aves et des pentes sous-marines du Nord des Petites Antilles. Esquisse bathymétrique à 1/1 000 000 de l'Est Caraïbe.** *146 p., 2 dépliants h.-t.* (1985). - **200 FF.**

N° 94 — **La Provence géologique. Excursion du centenaire de la découverte des nappes de charriage par Marcel Bertrand.** *100 p.* (1985). - **100 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 95 — **Programme géologie profonde de la France.** Deuxième phase d'investigation : 1984-1985. *13 fascicules.* - **700 FF.**

N° 96 — C. KING — **Étude des sols et des formations superficielles par télédétection. Approche de leurs caractéristiques spectrales, spatiales et temporelles dans le visible et le proche infrarouge.** *200 p.* (1985). - *(ÉPUISÉ).*

N° 97 — G. FARJANEL — **La flore et le climat du Néogène et du Pléistocène de Bresse (France) d'après l'analyse pollinique. Implications chronostratigraphiques.** *200 p.* (1985). - **200 FF.**

N° 98 — J.L. HONEGGER — **Étude d'un échangeur à contact direct co-courant pour la valorisation thermo-dynamique de la géothermie moyenne enthalpie.** *186 p.* (1985). - **200 FF.**

N° 99 — M. JEBRAK — **Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque.** *510 p.* (1985). - **300 FF.**

N° 100 — **Programme géologie profonde de la France.** Troisième phase d'investigations 1985-1986, GPF 3 - **Forage Échassières n° 1. Rapport d'exécution et descriptions préliminaires.** Thème 8 : Évolution géochimique et métallogénique d'un apex granitique. *323 p.* (1985). - **200 FF.**

N° 101 — **Géologie de la bordure méridionale du golfe tertiaire de Casamance (Sénégal, Guinée Bissau),** par J.P. PRIAN. **Ostracodes tertiaires (Paléogène à Néogène) du bassin sénégalo-guinéen,** par G. CARBONNEL. *243 p.* (1986). - **350 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 102 — J.L. BLES avec la collaboration de R. BLANCHIN, D. BONIJOLY, P. DUTARTRE, J.L. FEYBESSE, Y. GROS, J. LANDRY et P. MARTIN — **Fracturation profonde des massifs rocheux granitiques.** *316 p.* (1986). - **300 FF.**

N° 103 — J.F. OUVRY — **Étude physique et rhéologique des argiles congelées. Application à l'argile profonde de Boom (Belgique).** *247 p.* (1986). - **200 FF.**

N° 104 — R. GABLE — **Température, gradient et flux de chaleur terrestre. Mesures. Interprétation.** *188 p.* (1986). - **250 FF.**

N° 105 — **Programme géologie profonde de la France.** Troisième phase d'investigations 1985-1986, GPF 3 - **Forage de Chassole (Cézallier). Rapport d'exécution et descriptions préliminaires.** Thème 10 : Géothermalisme actuel. *486 p.* (1986). - **350 FF.**

N° 106 — P. DEVISMES — **La détermination rapide des minéraux lourds des alluvions et des roches : utilisation pour l'inventaire minéralogique et la recherche minière** (1986). - **60 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 107 — P. ROSSI — **Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique : le batholite calco-alcalin de la Corse** (1986). - **250 FF.**

N° 108 — J. TOURENQ — **Étude sédimentologique des alluvions de la Loire et de l'Allier, des sources au confluent. Les minéraux lourds des roches des bassins versants** (1986). - **100 FF.**

N° 109 — J.F. SAUNIER — **Un domaine cristallophyllien dans le Protérozoïque supérieur (Briovérien) de Bretagne centrale : le dôme de Plouguenast (Côtes-d'Armor)** (1986). - **200 FF.**

N° 110 — **Les couches riches en matière organique et leurs conditions de dépôt : Réunion du GRECO 52, CNRS.** Tours, 14-15 novembre 1985. *286 p., 20 pl. photo* (1986). - *(ÉPUISÉ).*

N° 111 — R. DEGALLIER — **Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes souterraines. Applications aux données provenant du bassin versant de Korhogo (Côte-d'Ivoire).** *44 p., nombreuses figures* (1986). - *(ÉPUISÉ).*

N° 112 — D. GARCIA — **Étude isotopique et géochimique des eaux thermales des Vosges méridionales. Application géothermique.** *180 p., nombreuses illustrations* (1986). - *(ÉPUISÉ).*

N° 113 — A. LALLEMAND-BARRES *et al.* — **Teneurs en nitrate des nappes phréatiques de la France. État 1983. Carte à 1/1 500 000.** *20 p.* (1986). - *(ÉPUISÉ).*

N° 114 — P. HUBERT — **Textures et inclusions fluides des quartz aurifères. Application au gîte de Cros-Gallet (Haute-Vienne, France) et au prospect de Sanoukou (district de Keneleba, Mali).** *350 p., 82 fig., 11 pl. photo, 2 cartes* (1986). - **300 FF.**

N° 115 — A. BARRAT — **Étude du rôle des eaux souterraines dans le mécanisme des éruptions phréatiques. Application à la Montagne Pelée de Martinique et à la Soufrière de Guadeloupe.** *190 p., 26 fig.* (1986). - **200 FF.**

N° 116 — P. RICHARD — **Structure et évolution alpine des massifs paléozoïques du Labourd (Pays Basque français).** *384 p., 3 dpl.* (1986). - **350 FF.**

N° 117 — E. MARCOUX — **Isotopes du plomb et paragenèses métalliques. Traceurs de l'histoire des gîtes minéraux. Illustration des concepts de source, d'héritage et de régionalisme dans les gîtes français. Applications en recherche minière.** *388 p., 12 pl. photo* (1986). - **350 FF.**

N° 118 — J.K. KANG et A. KOSAKEVITCH — **Étude texturale des encroûtements ferro-manganésifères thalassiques et hydrothermaux de l'Est-Caraïbe.** *203 p., 41 pl. photo* (1986). - **350 FF.**

N° 119 — E. LALLIER-VERGES — **Micronodules de manganèse et sédiments pélagiques dans l'Océan Pacifique. Caractérisation, formation, diagenèse.** *425 p., 42 tabl., 181 pl. h.-t.* (1986). - **450 FF.**

N° 120 — J.L. LESCUYER et D. GIOT avec la participation de M. DONNOT et P. BEZIAT — **Les minéralisations Pb-Zn de Montagne Noire et leurs relations avec leur encaissant Cambrien carbonaté sur quelques exemples du versant nord (La Rabasse, Brusque, Lardenas, Peux, Les Comtes) et du versant sud (Bidaut, Tête Rousse).** *270 p., nombreuses figures, 3 dépliants.* - **200 FF.**

N° 121 — Viviane BORNE — **Le bassin Paléogène de Challans-Noirmoutier (France). Thèse de doctorat d'Université de Nantes.** *272 p., nombreuses photos, 6 planches photo, 9 dépliants.* - **300 FF.**

N° 122 — Christian BEAUFRERE — **Stabilité des carrières souterraines abandonnées de l'Entre-Deux-Mers (Gironde). Influence des facteurs géologiques et mécaniques.** *439 p., 149 fig., 5 pl. photo coul., 12 pl. en pochette.* - **400 FF.**

N° 123 — **Programme géologie profonde de la France.** Troisième phase d'investigation : 1985-1986 - GPF 3. Thème 11. Subsidence et diagenèse (Ardèche). *1 vol., 143 p., 36 fig., 7 tabl., 5 pl. h.t.* (1987). - **150 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 124 — **Programme géologie profonde de la France.** Thème 8. Évolution d'un apex granitique. Forage d'Échassières. Données analytiques : 1985-1987. *1 vol., 437 p.* (1988). - **400 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 125 — **Programme géologie profonde de la France.** Thème 10. Géothermalisme actuel. Forages de Chassole (Cézallier). Données analytiques : 1985-1987. *1 vol., 178 p.* (1988). - **200 FF.**

N° 126 — HILAL AL AZRI — **Typologie des gisements de chromite dans la partie sud de l'ophiolite du Nord-Oman.** *1 vol., 159 p., 82 fig., 10 tabl., 7 pl. photo* (1987). - **200 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 127 — François BECHENNEC — **Géologie des nappes Hawasina dans les parties orientale et centrale des montagnes d'Oman.** *1 vol., 474 p., 135 fig., 17 annexes, 8 tabl., 36 photos, 2 pl. h.-t.* - **450 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 128 — M. BEURRIER — **Géologie de la nappe ophiolitique de Samail dans les parties orientale et centrale des montagnes d'Oman.** *412 p., 206 fig., 68 tabl., 8 pl. ph., 7 pl. h.-t.* (1988). - **400 FF.**

N° 129 — J. LE METOUR — **Géologie de l'autochtone des montagnes d'Oman.** La fenêtre du Saih Hatat. *1 vol., 425 p., 151 fig., 10 tabl., 3 pl. ph.* (1988). - **450 FF.**

N° 130 — D. RABU — **Géologie de l'autochtone des montagnes d'Oman.** La fenêtre du Jabal Akdar. *1 vol., 614 p., 1 carte* (1989). - **500 FF.**

N° 131 — J.C. BARFETY — **Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhône.** Étude stratigraphique et géodynamique (zone externe des Alpes occidentales françaises). *1 vol., 656 p., 175 fig., 19 tabl., 24 pl. ph.* - **600 FF.**

N° 132 — C. BOUCHET — **Hydrogéologie du milieu volcanique. Le bassin de la Veyre (Chaîne des Puys - Massif central).** Analyse et modélisation du bassin versant du lac d'Aydat. Étude d'un aquifère fissuré basaltique. *1 vol., 319 p., 137 fig., 26 tabl., 3 annexes* (1987). - **200 FF.**

N° 133 — J.G. ASTRUC — **Le paléokarst quercynois au Paléogène.** Altérations et sédimentations associées. *1 vol., 150 p., 63 fig., 5 tabl., 26 pl. h.-t.* - **150 FF.**

N° 134 — S. GENTIER — **Morphologie et comportement hydromécanique d'une fracture naturelle dans le granite sous contrainte normale.** Étude expérimentale et théorique. *1 vol., 597 p.* - **450 FF.**

N° 135 — J. GUERANGE-LOZES — **Les nappes varisques de l'Albigeois cristallin.** Lithostratigraphie, volcanisme et déformations. *1 vol., 259 p., 7 annexes, 34 fig., 18 tabl., 16 pl. photo* (1987). - **450 FF.**

N° 136 — **Programme géologie profonde de la France.** Phase d'investigation : 1986-1987. Thème 2 : Socle et anomalie magnétique du bassin de Paris - Forage de Sancerre-Couy. Terrains sédimentaires : rapport d'exécution et descriptions préliminaires. *1 vol., 185 p.* (1987). - **200 FF.**

N° 137 — **Programme géologie profonde de la France**. Phase d'investigation : 1986-1987. Thème 2 : Socle et anomalie magnétique du bassin de Paris - Forage de Sancerre-Couy. Socle : résultats préliminaires. *1 vol., 323 p.* (1988). - **300 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 138 — **Programme géologie profonde de la France.** Phase d'investigation : 1986-1987. Thème 2 : Socle et anomalie magnétique du bassin de Paris - Forage de Sancerre-Couy. Données géophysiques. *1 vol., 259 p.* (1988). - **250 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 139 — **Programme géologie profonde de la France.** Colloque national. Troisième phase d'investigation : 1985-1986. GPF 3. Thème 1. Chevauchements nord-varisques (faille du Midi). *1 vol., 93 p.* (1987). - **100 FF.**

N° 140 — **Programme géologie profonde de la France.** Colloque national. Troisième phase d'investigation : 1985-1986. GPF 3. Thème 3 : Chevauchements synmétamorphes varisques du Limousin. *1 vol., 104 p.* (1987). - **100 FF.**

N° 141 — **Programme géologie profonde de la France.** Colloque national. Troisième phase d'investigation : 1985-1986 GPF 3. Thème 4 : Soubassement précambrien du domaine varisque en Bretagne. *1 vol., 49 p.* (1987). - **50 FF.**

N° 142 — **Programme géologie profonde de la France.** Colloque national. Troisième phase d'investigation : 1985-1986. GPF 3. Thème 5 : Allochtonie des unités alpines. *1 vol., 94 p.* (1987). - **100 FF.**

N° 143 — **Programme géologie profonde de la France.** Colloque national. Troisième phase d'investigation : 1985-1986. GPF 3. Thème 6 : Allochtonie des massifs paléozoïques nord-pyrénéens. *1 vol., 68 p.* (1987). - **100 FF.**

N° 144 — **Programme géologie profonde de la France.** Colloque national. Troisième phase d'investigation : 1985-1986. GPF 3. Thème 7 : Bassins paléozoïques cachés sous l'Aquitaine. *1 vol., 57 p.* (1987). - **50 FF.**

N° 145 — **Programme géologie profonde de la France.** Colloque national. Troisième phase d'investigation : 1985-1986. GPF 3. Thème 9 : Volcanisme récent du Massif central (Mont-Dore). *1 vol., 65 p.* (1987). - **100 FF.**

N° 146 — **Programme géologie profonde de la France.** Colloque national. Troisième phase d'investigation : 1985-1986. GPF 3. Thème 12 : Projet Vosges. Le socle vosgien, segment de la chaîne varisque d'Europe. *1 vol., 136 p.* (1987). - **150 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 147 — M. LYS — **Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien en Mésogée** (Espagne, Afrique du Nord, Régions Égéennes, Proche-Orient). Études micropaléontologiques (foraminifères). Paléobiogéographie. *1 vol., 315 p., 72 fig., 21 planches, 28 tabl. dont 12 h.-t.* - **300 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 148 — J. AGARD, A. BENNANI, F. PERMINGEAT — **Les unités métallifères à tungstène du Maroc.** Une vue d'ensemble. *1 vol., 50 p., 7 fig., 2 tabl.* (1988). - **100 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 149 — D. BILLAUX, B. FEUGA — **Étude comparée des méthodes de modélisation de la fracturation des roches.** *1 vol., 45 p., 22 fig.* (1988). - **50 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 150 — A. CHEREAU, R. DEGALLIER, A. DURAND *et al.* — **Détermination des paramètres hydrodynamiques des nappes souterraines à partir de leurs variations de niveau sous l'influence de pompages.** *1 vol., 737 p., 15 fig.* (1988) - **450 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 151 — P. MANDIER — **Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire.** Essai de synthèse paléogéographique. *3 vol., 654 p., 229 fig., 18 tabl., 11 cartes, 5 pl. h.-t.* (1988). - **750 FF.**

N° 152 — P. CHEVREMONT, C. GAGNY, H. DE LA ROCHE, J.P. PUPIN, P. ROSSI — **Représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé.** *1 vol., 68 p., 19 fig., 2 tabl.* (1988). - **100 FF.** - *(ÉPUISÉ).*

N° 153 — J. BODIN — **Le Dévonien inférieur et moyen des Pyrénées ariégeoises et centrales. Biostratigraphie, séries hétéropiques et mise en évidence de nappes hercyniennes précoces.** *1 vol., 270 p., 79 fig., 5 tabl. (1988).* - **250 FF.**

N° 154 — M. URVOIS — **Apports de l'estimation géostatistique de l'épaisseur des unités métallifères dans la compréhension des mécanismes de mise en place des sédiments de la fosse Atlantis II (Mer Rouge).** *1 vol., 228 p., 81 fig., 5 tabl.* (1988). - **250 FF.**

N° 155 — H. MASSOUD — **Modélisation de la petite fracturation par les techniques de la géostatistique.** *1 vol., 210 p., 42 fig.* (1988). - **200 FF.**

N° 156 — B. CALINE, Y. GRUET, C. LEGENDRE, J. LE RHUN, A. L'HOMER, R. MATHIEU, R. ZBINDEN — **Les récifs à Annélides (hermelles) en baie du Mont-Saint-Michel.** Écologie, géomorphologie, sédimentologie, implications géologiques. *1 vol., 190 p., 52 fig., 10 pl. photo (1988).* - **200 FF.**

N° 157 — D. THIEBLEMONT — **Le magmatisme paléozoïque en Vendée.** Apport de la géochimie des éléments traces et de la pétrologie du métamorphisme à la compréhension du développement orogénique varisque. *1 vol., 372 p., 128 fig., 27 tabl., 10 pl. photo, 58 ann.* (1988). - **350 FF.**

N° 158 — **Gisements métallifères dans leur contexte géologique.** Actes du colloque PIRSEM. *Vol. 1, 488 p., nb. fig., vol. 2, 902 p., nb. fig.* (1988). **650 FF.**

N° 159 — I. CZERNICHOWSKI-LAURIOL — **Modélisation de l'évolution des fluides géothermaux lors de leur exploitation par forages.** *1 vol., 202 p., 33 fig., 9 tabl.* (1988). - **200 FF.**

N° 160 — **Hydrogéologie et sûreté des dépôts de déchets radioactifs et industriels toxiques.** Vol. 1 : Communications Association internationale des hydrogéologues. *1 vol., 634 p., 270 fig., 35 tabl.* (1988). - **500 FF.**

N° 161 — **Hydrogéologie et sûreté des dépôts de déchets radioactifs et industriels toxiques.** Vol. 2 : Actes Association internationale des hydrogéologues. *1 vol., 160 p., 11 fig., 2 tabl.* (1988). - **150 FF.**

N° 162 — P. LOISEAU — **Étude structurale et géostatistique des gneiss de la région du Cézallier (Massif central français).** Modélisation tridimensionnelle de réseaux de fractures. Application à l'écoulement des fluides. *1 vol., 192 p., 83 fig., 15 tabl.* (1988). - **200 FF.**

N° 163 — D. NURY — **L'Oligocène de Provence méridionale.** Stratigraphie dynamique sédimentaire. Reconstitutions paléogéographiques. *1 vol., 418 p., 120 fig., 37 tabl., 7 pl. photo* (1988). - **400 FF.**

N° 164 — J.P. PLATEL — **Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine.** Stratigraphie et évolution géodynamique. *1 vol., 578 p., 100 fig., 21 tabl., 10 cartes coul.* (1989). - **500 FF.**

N° 165 — **Programme géologie profonde de la France.** Programme national. **Cibles de forages profonds suggérées par les profils sismiques ECORS.** *1 vol., 46 p., 22 fig.* (1988). - **50 FF.**

N° 166 — M. LARDEAU — **Minéralogie et pétrogenèse du minerai sulfuré du gisement volcano-sédimentaire à Zn-Cu-B.a. (Pb-Ag) de Chessy-les-Mines (Rhône).** Application à l'étude des amas sulfurés métamorphisés. *1 vol., 196 p., 74 fig., 32 tabl., 5 ann.* (1989). - **200 FF.**

N° 167 — Y. MOËLO, E. MAKOVICKY et S. KARUP-MOLLER — **Sulfures complexes plombo-argentifères : minéralogie et cristallochimie de la série andorite-fizelyite** ($\underline{Pb}$, Mn, Fe, Cd, Sn)$_{3-2x}$ ($\underline{Ag}$, Cu)$_{x}$ ($\underline{Sb}$, Bi, As)$_{2+x}$ ($\underline{S}$, Se)$_{6}$. *1 vol., 114 p., 18 fig., 21 tabl., 58 pl. photo en ann.* (1989). - **100 FF.**

N° 168 — S. LOUAHALA — **Signatures spectrales de roches en milieu tempéré.** Valeurs réelles et valeurs perçues par le satellite. *1 vol., 212 p., 79 fig., 15 tabl., 5 photos* (1989). - **200 FF.**

N° 169 — J.C. ARAGON — **Sédimentologie et stratigraphie séquentielle de l'Albien dans le bassin de Quillan et le Synclinorium d'Ascat (Zone nord-pyrénéenne, Aude).** *1 vol., 192 p., 47 fig., 17 pl. photo* (1988). - **200 FF.**

N° 170 — M. BONNEMAISON — **Indices de diagenèse liés aux nannofossiles calcaires dans le Crétacé des Pyrénées.** Comparaison avec des sites océaniques dans le Golfe de Gascogne. *1 vol., 272 p., 47 fig., 47 tabl., 24 pl. photo* (1988). - **250 FF.**

N° 171 — P. ANDREIEFF, P. BOUYSSE et D. WESTERCAMP — **Géologie de l'arc insulaire des petites Antilles et évolution géodynamique de l'est-Caraïbe.** *1 vol., 392 p., 40 fig., 7 tabl., 9 pl. photo* (1989). - **400 FF.**

N° 172 — J. DUBREUILH — **Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluviatiles tertiaires du nord du bassin d'Aquitaine. Passage aux formations palustres, lacustres et marines.** *1 vol., 468 p., 79 fig., 9 tabl., 2 ann.* (1989). - **450 FF.**

N° 173 — P. BARANGER — **Origine et diagénèse des constituants organiques associés aux niveaux salifères tertiaires de Bresse (France).** Étude expérimentale de la réduction d'espèces métalliques par la matière organique sédimentaire. *1 vol., 424 p., 51 fig., 5 tabl., 4 pl. photo* (1989). - **400 FF.**

N° 174 — J. TOURENQ — **Les sables et argiles du Bourbonnais (Massif central, France). Une formation fluvio-lacustre d'âge pliocène supérieur.** Étude minéralogique, sédimentologique et stratigraphique. *1 vol., 340 p., 140 fig., 109 tabl., 7 pl. photo* (1989). - **350 FF.**

N° 175 — J.P. CAPDEVILLE — **Synthèse paléogéographique et structurale des dépôts fluvio-lacustres tertiaires du nord du bassin Aquitain entre Lot et Dordogne.** *1 vol., 302 p., 78 fig., 12 tabl.* (1989). - **400 FF.**

N° 176 — **Programme géologie de la France**. Programme national. **Forages scientifiques de l'Ardèche.** *1 vol., 116 p., 38 fig., 8 tabl.* (1989).

N° 177 — M. POUPON — **Les altérations hydrothermales associées aux amas sulfurés de Chessy et de Sain Bel (Paléozoïque, série de la Brévenne, Massif central français)** (1989). - **300 FF.**

N° 178 — D. PRIMEY et G. FARJANEL avec la collaboration de D. FAUCONNIER — **Étude paléobotanique et palynologique des gisements stéphano-autuniens de Lucenay-lès-Aix et Devay (Bassin de Decize, Nièvre).** *1 vol., 210 p., 51 fig., 10 tabl., 8 pl. photo* (1989). - **250 FF.**

N° 179 — M. DONSIMONI avec la collaboration de J.F. BECQ-GIRAUDON, J. BOIS, M. DEGOUY, G. GONZALEZ, D. MARITON, J.F. PASQUET, D. PRIMEY, C. REMOND — **Le gisement de charbon de Lucenay-lès-Aix (Nièvre).** Essai de synthèse géologique d'après les sondages récents (1981-1986). *1 vol., 84 p., 18 fig., 6 tabl.* (1988). - **250 FF.**

N° 180 — J.M. PUIG — **Le système karstique de la fontaine de Vaucluse.** *1 vol., 214 p., 69 fig., 27 tabl.* (1990). - **200 FF.**

N° 181 — **Colloque : « Valorisation des ressources du sous-sol », recueil des communications. Paris, 27-28 novembre 1984.** *1 vol., 76 p., 23 fig., 5 tabl.* (1990). - **70 FF.**

N° 182 — **Colloque-bilan : « Valorisation des ressources minérales », recueil des communications. Paris, 27-28 septembre 1988.** *1 vol., 324 p., 80 fig., 20 tabl.* (1990). - **350 FF.**

N° 183 — **Mobilité et concentration des métaux de base dans les couvertures sédimentaires. Manifestations, mécanismes, prospection. (Mobility and concentration of base metals in sedimentary cover rocks. Manifestations, mechanisms, prospection).** Coordonné par H. Pélissonnier, J.F. Sureau. *1 vol., nb. illustrations* (1990).

N° 184 — J. ROJAS, D. GIOT, Y.M. LE NINDRE, A. CRIAUD, C. FOUILLAC, M. BRACH, A. MENJOZ, J.C. MARTIN, M. LAMBERT, avec la collaboration de J.P. CHILES, A.M. FOUILLAC, H. PAUWELS — **Caractérisation et modélisation du réservoir géothermique du Dogger, Bassin Parisien, France. Rapport final.** *1 vol., 240 p., 138 fig., 32 tabl.* (1990).

N° 185 — A. GENTER — **Géothermie roches chaudes sèches, le granite de Soultz-sous-Forêts (Bas-Rhin, France).** *1 vol., 246 p., 82 fig., 16 tabl., 4 ann., 4 pl. photo* (1990).

N° 186 — D. BILLAUX — **Hydrogéologie des milieux fracturés. Géométrie, connectivité et comportement hydraulique.** *1 vol.*, 296 p. (1990). - **300 FF.**

Parmi les nombreuses régions soumises à des mouvements de terrain, le littoral du Calvados présente des secteurs de falaises vives particulièrement affectés. En août 1981 au Bouffay dans le Bessin et en janvier 1982 à Villerville-Cricquebœuf dans le Pays d'Auge, deux importants glissements destructeurs (routes coupées, villas détruites,...) ont montré le besoin et l'intérêt d'études approfondies pour la compréhension des phénomènes et la prévision des risques.

La prévision des risques liés aux mouvements de terrain nécessite la mise en place de réseau de surveillance pour permettre d'appréhender le poids respectif des différents facteurs d'instabilité dans la création ou le maintien de l'activité.

Un suivi réalisé sur environ quatre années sur le glissement de Villerville-Cricquebœuf a permis de mettre en relation la pluviométrie, la piézométrie et les déplacements et de montrer le rôle majeur de l'eau dans l'instabilité des pentes. Il souligne également le besoin de disposer de séries de mesures suffisamment longues et de préférence en continu pour permettre une prévision temporelle fiable et une définition précise des moyens de confortement.

Among the numerous areas submitted to land movements, the coast of Calvados (Normandy) has cliffs which are affected by significant landslides. In August 1981 at the Bouffay in the Bessin and in January 1982 at Villerville-Cricquebœuf in the Pays d'Auge, two important landslides seriously damaged roads at severals places and destroyed totally or partially some villas. These land movements have shown the necessity of studies in order to have a better understanding of such phenomena and to improve the prediction of risks.

The prediction of risks associated with land movements calls for the setup of monitoring networks for determining the respective roles of the different factors involved in the creation or maintenance of the instability.

Monitoring carried out over a period of about 4 years on the Villerville-Cricquebœuf landslide site has allowed the establishment of the relation between rainfall, piezometry and movements, and to show the major part played by water in slope instability. Also shown is the need for measurement series sufficient long and preferably continuous to enable reliable prediction and accurate definition of strengthning techniques.

Éditions du BRGM
AVENUE DE CONCYR - B.P. 6009
45060 ORLÉANS CEDEX 2
FRANCE - tél. : (33) 38.64.30.28

Directeur de publication : C. CAVELIER
ISSN : 0221-2536
ISBN : 2-7159-0506-8