



HAL
open science

Les versants du Pays nantais - étude géomorphologique

Dominique Sellier

► **To cite this version:**

Dominique Sellier. Les versants du Pays nantais - étude géomorphologique. Géographie. Université de Nantes, 1985. Français. NNT: . tel-03344022

HAL Id: tel-03344022

<https://hal.science/tel-03344022>

Submitted on 15 Sep 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE NANTES

64

T H E S E

présentée à l'Institut de Géographie et d'Aménagement Régional
pour obtenir le titre de Docteur de 3ème Cycle

par

Dominique SELLIER

LES VERSANTS DU PAYS NANTAIS

ETUDE GEOMORPHOLOGIQUE

soutenue le 27 avril 1985, devant la Commission d'Examen composée de :

M. A. GODARD, Professeur à l'Université de Paris I	Président
M. J.E. GRAS, Professeur à l'Université de Nantes	Rapporteur
M. B. BOUSQUET, Professeur à l'Université de Nantes	Examineur
M. J.M. PALIERNE, Professeur à l'Université de Nantes	Examineur

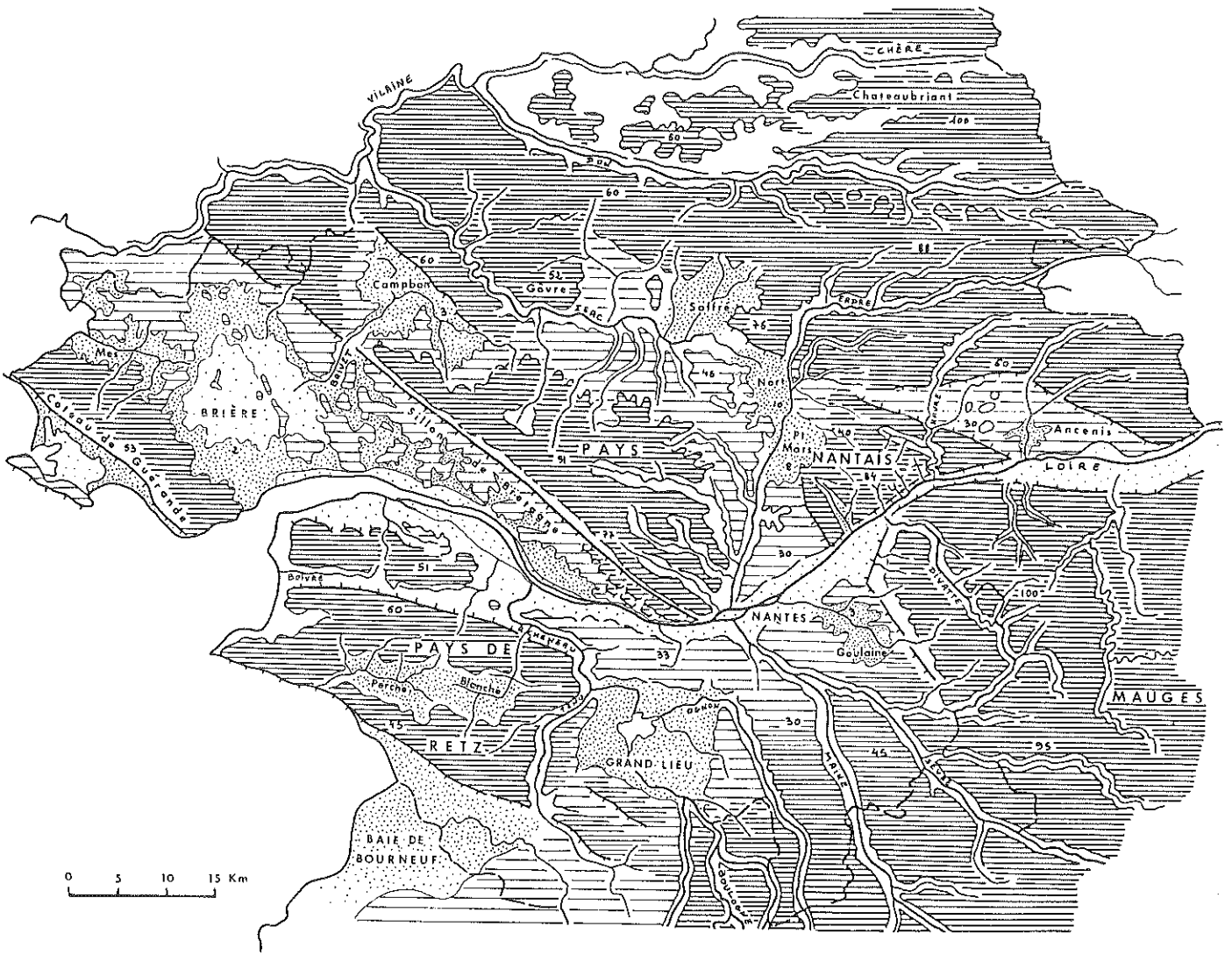
AVANT-PROPOS

La Loire-Atlantique est un bas pays centré sur un estuaire où seuls les reliefs périphériques : Collines de Châteaubriant, bordure des Mauges, Bocage Vendéen, dépassent la centaine de mètres d'altitude. Partout s'y étendent des plateaux de 60 à 80 m, cernés de buttes surbaissées et parcourus de vallées espacées, dont la traversée hâtive laisse l'image d'une topographie essentiellement tabulaire. L'analyse des principales unités morphologiques locales révèle évidemment une réalité plus complexe (fig. 1).

Ainsi à l'Ouest, les paysages procèdent d'une série de blocs abaissés vers le Nord Est (Presqu'île du Croisic, Plateau Guérandais, Plateau Nantais), bordés de talus de longueur et d'élévation croissantes (Grande Côte, Coteau de Guérande, Sillon de Bretagne), entrecoupés de dépressions, la première marine, pays de vase et de sel (Traict du Croisic), la seconde marécageuse, pays de tourbe et d'argile (Grande Brière), la dernière continentale, pays de sable et de calcaire (Bassin de Campbon). Au centre, le Pays Nantais se compose de plates-formes inclinées vers le Bassin de Nort-sur-Erdre et le couloir de l'Isac, séparées par la Vallée de l'Erdre, limitées par le Sillon de Bretagne et les Coteaux de la Loire, disséquées par des vallons courts et bien imprimés. Au Nord de l'Isac et de l'Erdre supérieure, le Plateau Boisé du Gâvre et les Collines du Castelbriantais annoncent les Pays de la Vilaine et le Bassin de Rennes. A l'Est, le Bassin d'Ancenis s'ouvre sur l'Anjou.

Au Sud de la Loire, les plateaux du Vignoble s'abaissent depuis les Mauges, tandis que la Sèvre, la Maine et leurs affluents s'encaissent dans un faisceau de vallées qui convergent près de Nantes. Au centre d'une large dépression, le Lac de Grand-Lieu reproduit les paysages briérons et concentre des eaux venant des Marais de Bourgneuf par le Tenu, ou de Vendée par la Boulogne, la Logne et l'Ognon ; son émissaire, l'Acheneau, gagne la Loire entre les buttes du Pellerin. Près des côtes, le Pays de Retz se signale par des nuances méridionales dues à la végétation, aux cultures et aux formes d'habitat ; il comprend une double série de revers, divisés par la Ria de Pornic, la Haute-Perche, la Cuvette de la Blanche et encadrés par des talus à regards divergents : au Nord, le Coteau de Saint-Père-en-Retz surmonte des compartiments cernés par la mer, la Loire, le Boivre et l'Acheneau ; au Sud, les falaises de Préfailles et le Coteau des Moutiers dominent la Baie et les Marais de Bourgneuf.

Il est généralement admis que la Loire sépare la Bretagne d'un domaine armoricain plus méridional ; simplification commode que l'examen des paysages amène toujours à nuancer. Il est par contre incontestable que, dans le sens de son écoulement, le fleuve unit des pays spécifiquement ligériens. Bordé de prairies et de tenues, le "Val" relie le Pays Nantais à l'Anjou et au Bassin Parisien. Nantes occupe une situation de carrefour exceptionnel par ses confluences, ses îles et ses facilités de franchissement. L'Estuaire s'élargit vers la mer en contournant les marais et les buttes insubmersibles qui s'étendent entre le Sillon de Bretagne et les rebords du Pays de Retz. Le fleuve est l'axe autour duquel








-  Hautes plates-formes (plus de 50 m d'altitude)
-  Basses et moyennes plates-formes (moins de 50 m d'altitude)
-  Bassins sédimentaires et zones humides
-  Escarpements
-  Vallées encaissées

Fig. 1 Les grands ensembles du relief de la Loire-Atlantique

s'organisent le drainage et le relief du Pays Nantais. C'est en abordant celui-ci que la Loire devient progressivement atlantique, que les nappes alluviales disparaissent sous les remblaiements estuariens, que les marques de l'eustatisme pénètrent les vallées, que l'effet des marées s'intensifie et que la dernière des contrées ligériennes subit les influences maritimes qui justifient finalement son nom.

Le Pays Nantais demeure mal connu. Les voyageurs lui ont manifesté peu d'attention, malgré quelques commentaires précoces, comme ceux d'Arthur Young à propos "des collines et des landes de Savenay". Les géographes ne lui ont consacré que quelques paragraphes dans les études régionales classiques, bien que les notices géologiques de Ch. Barrois et les manuels de L. Gallouédec soient parvenus à populariser le nom du Sillon de Bretagne. Les géomorphologues lui ont généralement préféré les côtes, l'Argoat ou le Bassin de Rennes. La monotonie du relief et la médiocrité des altitudes, caractéristiques des marges ligériennes du Massif Armoricaïn, contribuent à motiver ces choix.

Cette étude a pour but de fournir une description des paysages du Pays Nantais et de proposer des explications relatives à leur évolution géomorphologique. Avant d'en présenter les résultats, je tiens à exprimer ma reconnaissance à ceux qui, à divers titres, ont aidé ou participé à sa réalisation.

Mes premiers remerciements vont à Monsieur le Professeur J. Gras, qui a assuré la direction de mes recherches, les a orientées par ses conseils et les a facilitées par les moyens matériels qu'il a mis à ma disposition. Je lui suis particulièrement reconnaissant de la confiance qu'il a constamment manifestée dans la poursuite et l'aboutissement de ce travail.

Ma gratitude va également au Professeur B. Bousquet qui m'a initié aux méthodes de travail sur le terrain et qui a régulièrement suivi les progrès de mes recherches. Les excursions que nous avons effectuées à travers le Pays Nantais et les multiples entretiens qui leur succédèrent m'ont aidé à dégager plusieurs des termes de la problématique du relief local.

Je remercie les géologues qui se sont intéressés à mon travail et qui m'ont accordé leur appui, tant sur le terrain qu'en laboratoire. Monsieur le Professeur J.P. Margérel m'a guidé dans l'étude du Tertiaire de la région et a bien voulu relire les pages relatives à ce sujet. Monsieur L. Barbaroux, Maître-Assistant à l'Université d'Aix-Marseille, a accepté d'analyser et d'interpréter les minéraux argileux de nombreuses formations superficielles échantillonnées sur mon terrain. Monsieur J. Marchand, Maître-Assistant à l'Université de Nantes, m'a conseillé dans l'interprétation des données tectoniques et a accepté de relire les passages concernant la Géologie. Monsieur le Docteur Gruet m'a accompagné à plusieurs reprises sur le terrain et m'a fait bénéficier de sa vaste expérience des paysages ligériens.

Le sujet de cette thèse impliquait la consultation de multiples sources documentaires. Monsieur Davalo, Directeur-Adjoint de l'antenne de l'Institut Géographique National de Nantes, m'a accordé le prêt d'une importante collection de clichés LANDSAT. Madame Limasset m'a guidé dans la consultation des comptes-rendus de sondages répertoriés par le Service Géologique Régional (B.R.G.M.). Monsieur Moussu, Directeur du Laboratoire géotechnique de l'Entreprise Bourdin et Chaussé, m'a transmis d'utiles séries de profils et sondages. J'ai fréquenté, au début de ce travail, les différents services de la Direction départementale de l'Équipement de Loire-Atlantique, en particulier ceux de Messieurs Perrot, Cadin, Fily et Lannuzelle. J'y ai toujours reçu l'accueil le plus cordial. Je remercie leur directeur, Monsieur Gardin, de m'avoir autorisé à exploiter la documentation mise ainsi à ma disposition.

Le sujet traité nécessitait également le recours à des analyses qui sortent du cadre ordinaire d'un laboratoire de Géomorphologie. Ainsi, Monsieur L. Visset, Maître-Assistant au Laboratoire de Phytogéographie de l'Université de Nantes a bien voulu effectuer plusieurs analyses palynologiques de sédiments quaternaires. Monsieur J.L. Vernet, Maître-Assistant au Laboratoire de Paléobotanique de l'Université de Montpellier a accepté de déterminer plusieurs échantillons de

bois fossiles. Monsieur H. Luc, ingénieur physico-chimiste au Centre Technique des Industries Mécaniques de Nantes (C.E.T.I.M.) a pratiqué des analyses chimiques et spectrométriques sur différents prélèvements sédimentaires.

Sur le terrain, j'ai rencontré des centaines d'agriculteurs, qui font de la Géomorphologie appliquée depuis toujours, et qui, sans exception, ont su me faire profiter de leur expérience et de leur perception des paysages.

A l'Institut de Géographie et d'Aménagement Régional de l'Université de Nantes, Monsieur le Professeur J. Renard a permis que les minutes de ma carte géomorphologique soient redessinées par l'Atelier de Cartographie. Madame A. Dubois, cartographe, a exécuté cette carte en faisant preuve d'un permanent travail de réflexion. Monsieur E. Lermite, technicien, m'a secondé dans mes travaux de sédimentologie. Je suis heureux d'avoir l'occasion de souligner la qualité de son aide et l'efficacité de ses initiatives. Je remercie ceux et celles qui ont assuré la dactylographie, la duplication et la réalisation matérielle de ce mémoire pour leur compétence et leur dévouement.

Au Lycée Clemenceau, de Nantes, Messieurs les Proviseurs et Censeurs ont toujours pris soin de m'accorder des emplois du temps sans lesquels la poursuite de mes recherches aurait été inconcevable.

Dans cet Avant-Propos, je me dois d'évoquer la mémoire de J. Mounès, professeur de lycée, chercheur et auteur de la première thèse de géomorphologie soutenue à l'Institut de Géographie de Nantes, dont l'expérience et la persévérance ont été pour moi des exemples.

Aux miens, et d'abord à ma femme, à mes amis et à mes collègues, je renouvelle enfin l'expression de ma profonde gratitude, pour l'aide et le soutien qu'ils m'ont apportés au cours des différentes étapes de l'élaboration de ce travail.

INTRODUCTION

Le Pays Nantais appartient à une région cristalline et métamorphique du domaine océanique, où l'apparente atonie du relief et l'extrême modération des altitudes compliquent l'énoncé des problèmes géomorphologiques et rendent d'autant plus nécessaire une description initiale des paysages.

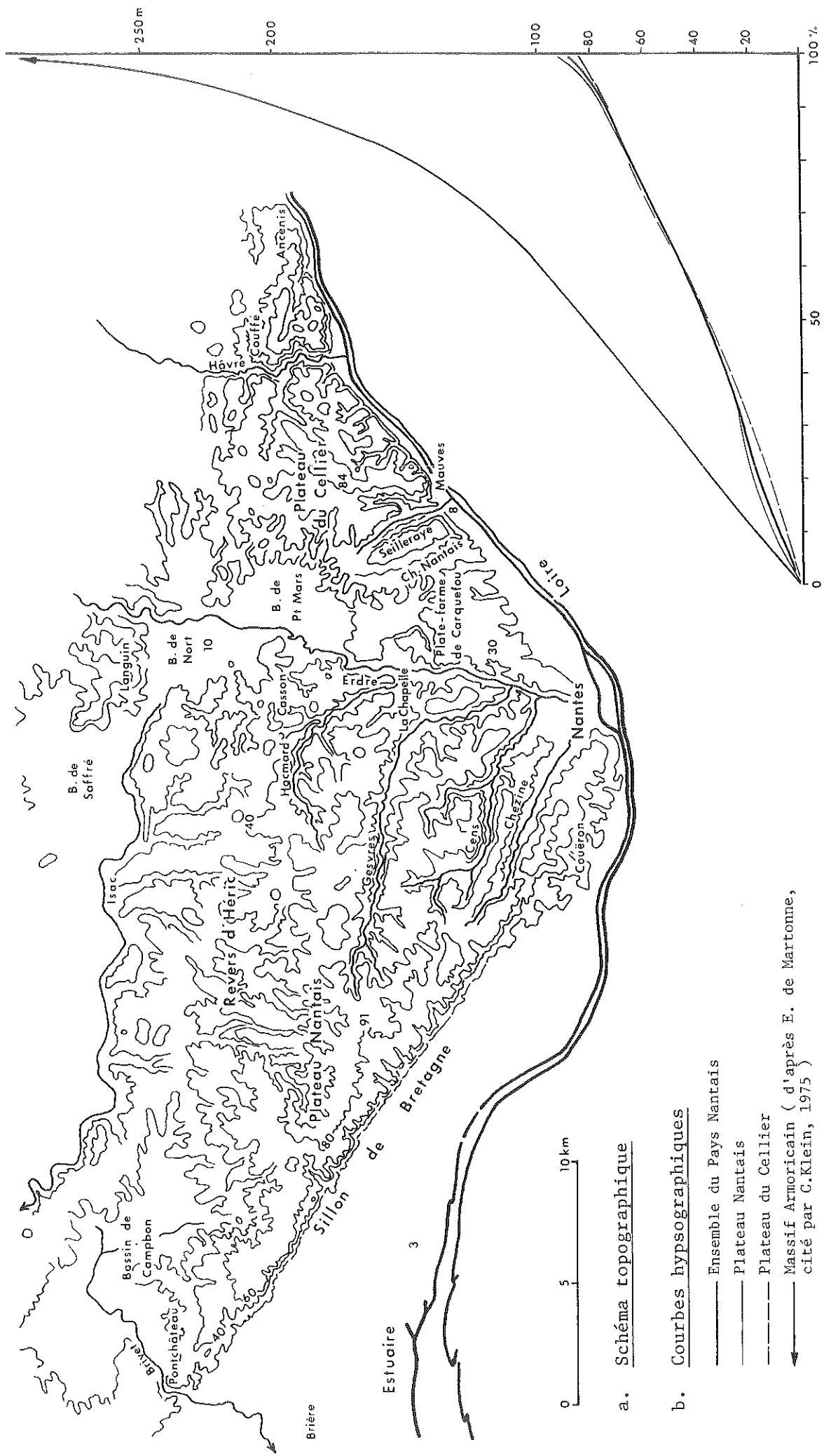
Il se définit d'abord pas l'Histoire, la Géographie humaine et l'Economie, comme l'aire de rayonnement de la ville de Nantes. Dès lors, ses limites sont variables en fonction des critères choisis pour apprécier les degrés de celui-ci. En fait, comme la ville elle-même, il s'étend surtout au Nord de la Loire, vers l'Ouest jusqu'à la Brière, au Brivet et à Pontchâteau, vers le Nord jusqu'à la vallée de l'Isac, la Forêt du Gâvre, Blain et Nort-sur-Erdre, vers l'Est jusqu'à Couffé et au Bassin d'Ancenis. Il est plus difficile à cerner au Sud du fleuve, où il intègre sans conteste les Marais de Goulaine, les basses vallées de la Sèvre et de la Maine, ainsi que la cuvette de Grand-Lieu, mais où il s'interrompt rapidement devant les Mauges, les marges vendéennes et le Pays de Retz.

Les limites choisies pour ce travail se sont imposées progressivement, en partant des vallées les plus proches de Nantes, celles de l'Erdre et de ses affluents, des coteaux de la Loire et du Sillon de Bretagne. Elles s'arrêtent finalement sur le Brivet, l'Isac, le Bassin de Nort-sur-Erdre, le Coteau de Couffé et la Loire (fig. 2). Elles englobent ainsi un espace grossièrement triangulaire de plus de 1 200 km², dont les dimensions concordent avec le niveau de précision exigé par l'analyse des paysages locaux. Elles comprennent donc l'essentiel du Pays Nantais tel qu'il vient d'être défini, mais excluent volontairement les territoires situés au Sud du fleuve. En revanche, il sera fait fréquemment allusion aux dépressions bordières : Brière, Bassins de Campbon, de Saffré et d'Ancenis, couloir de la Loire, Marais de Goulaine et Estuaire, qui individualisent le domaine considéré, de même qu'aux contrées qui s'étendent jusqu'à la mer, au Don, au Bassin d'Ancenis et à la Vendée, lesquelles composent l'essentiel de la Loire-Atlantique et présentent d'indéniables points communs avec le Pays Nantais. La justification des limites considérées, ainsi que la mise en évidence de l'unité morphologique et structurale de l'espace étudié, constituent deux des principaux objets de cette introduction.

1/ L'agencement du relief

11/ Les plates-formes et leurs bordures : éléments fondamentaux des paysages

Le Massif Armoricaïn est un des ensembles régionaux les plus bas de France (117 m d'altitude moyenne). Le Pays Nantais en constitue l'un des secteurs les plus déprimés (35 m d'altitude moyenne). Il est principalement formé de surfaces dont les altitudes s'inscrivent entre les cotes extrêmes de 91 m et de 3 m. Ces surfaces, entrecoupées de vallées et de coteaux, se rapportent à plusieurs niveaux (fig. 2).



a. Schéma topographique

b. Courbes hypsographiques

- Ensemble du Pays Nantais
- - - Plateau Nantais
- . . . Plateau du Cellier
- Massif Armoricaïn (d'après E. de Martonne, cité par C.Klein, 1975)

Fig. 2 Les caractères topographiques du Pays Nantais

111/ Les "Hautes Terres" centrales

Le relief s'articule autour de deux ensembles topographiques triangulaires bordés par la Loire, qui décrit au Sud son dernier grand coude avant la mer, et partagés par l'Erdre, qui leur sert de couloir fluvial bissecteur en amont du confluent nantais. Le Plateau Nantais, à l'Ouest, couvre les deux tiers du pays et culmine à 91 m près du Temple-de-Bretagne. Le Plateau du Cellier, à l'Est, est quatre fois plus réduit et atteint 84 m au Nord de Mauves. Ces plateaux comprennent des paysages spécifiques, plats, embocagés, peu habités, dont le parcours successif par les voies les plus fréquentées, l'A 11 d'Ancenis à Nantes, la RN 165 de Nantes à Pontchâteau, vaut à l'ensemble du Pays Nantais sa réputation de monotonie et d'uniformité. Des circuits plus approfondis révèlent que les domaines horizontaux et surélevés, répondant ainsi à la définition des plateaux, y occupent un espace finalement limité. Le Plateau Nantais et le Plateau du Cellier sont d'abord largement inclinés vers le Nord, plus précisément vers le Nord Est pour le premier et vers le Nord Ouest pour le second ; leur dissymétrie topographique est soulignée par le report des lignes de partage des eaux vers le Sud. Les formes de dissection y réduisent ensuite la part des étendues tabulaires ; leurs surfaces sont ravinnées par des vallées larges et ramifiées ou par des vallons courts et encaissés ; elles sont encore défoncées par des cuvettes inégales et peu profondes, appelées par la suite "alvéoles", dont les plus réduites, d'ordre hectométrique, débouchent sur les têtes de vallons ("alvéoles élémentaires") et dont les plus vastes, d'ordre plurikilométrique, sont allongées, parfois coalescentes et souvent alignées ("alvéoles complexes") ; de l'amont vers l'aval des réseaux, donc dans le sens croissant de la densité du drainage, des interfluves morcelés et des buttes surbaissées, désignées quant à elles sous le vocable local de "tertres", s'isolent aux pourtours des plateaux encore intacts, sans jamais dépasser le niveau de leur surface.

112/ Les "Basses Terres" périphériques

Le Pays Nantais est limité par de larges couloirs : Vallée de l'Isac et Dépression d'Ancenis au Nord, Vallée de la Loire et Estuaire au Sud. Son individualité est renforcée par une série de bassins périphériques qui contrastent avec les "Hautes Terres centrales" par des altitudes voisines du niveau de la mer : bassins de Campbon, de Saffré, de Nort-sur-Erdre, de Petit-Mars et de Goulaine, Grande Brière et Estuaire de la Loire. Cet ensemble de "basses terres" comprend des sédiments tertiaires dont l'accumulation, coupée par d'importantes lacunes, s'est échelonnée de l'Eocène au Pliocène. Il supporte généralement des prairies permanentes et des marais qui expliquent l'étendue des zones humides aux alentours du Pays Nantais.

113/ Les contacts entre "Hautes Terres" centrales et "Basses Terres" périphériques

Ils accusent la dissymétrie générale du relief local. Ils s'établissent au Nord par des plans inclinés. Le passage entre la partie sommitale du Plateau Nantais (90 à 70 m) et les bassins situés au Nord Est (5 à 15 m) s'effectue par un long revers qui se laniérise en interfluves vers Blain et qui se morcelle en buttes vers Casson (60 à 20 m). Ce revers, partie intégrante du Plateau Nantais lato sensu, sera provisoirement désigné sous l'appellation de "revers d'Héric", du nom du bourg qui en occupe le centre ; ses limites et ses relations avec les secteurs sommitaux du Plateau Nantais stricto sensu, plus élevés, partiellement horizontaux ou moins inclinés, seront ultérieurement et graduellement précisées. La transition entre le Plateau du Cellier et les bassins de Nort et de Petit-Mars s'opère quant à elle par une série de gradins, qui se raccordent au delà de l'Erdre aux collines de Casson.

Les contacts entre "Hautes" et "Basses" terres s'établissent au Sud par des coteaux. Le Plateau Nantais est brutalement interrompu au Sud Ouest par le Sillon de Bretagne, accident topographique majeur du Pays Nantais,

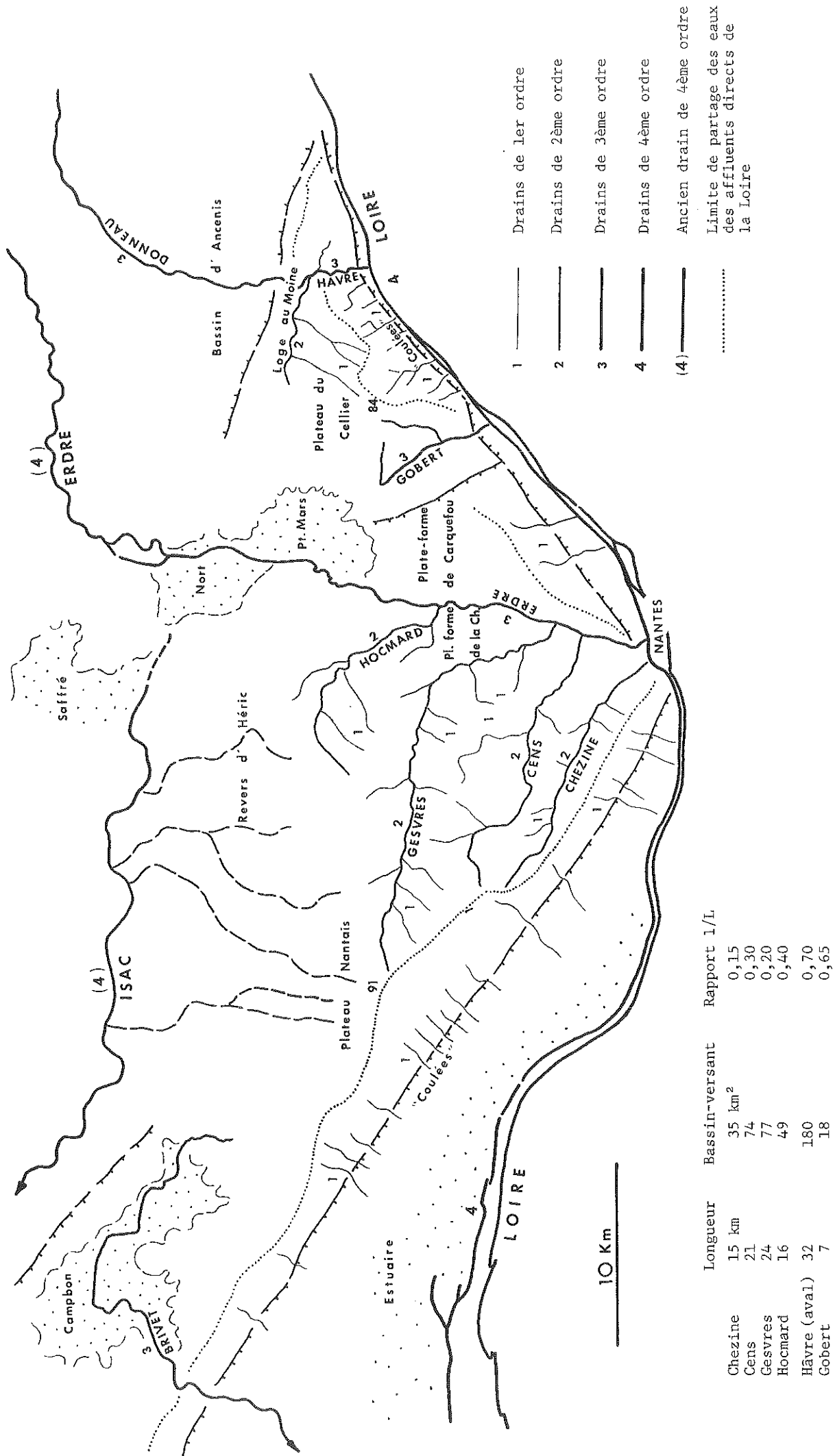


Fig. 3 La classification des réseaux hydrographiques

de tracé Nord Ouest-Sud Est, dont la rectitude est parfaite de Nantes à Pontchâteau et dont les pentes dominant l'estuaire de 70 à 80 m. Le Plateau du Cellier est bordé au Sud Est par le Coteau de Mauves, dont le tracé Nord Est-Sud Ouest forme un angle d'une centaine de degrés avec celui du Sillon de Bretagne et dont les pentes, spécialement escarpées, dominant la Vallée de la Loire ; ce plateau est encadré par deux coteaux supplémentaires, celui de Couffé au Nord Est et celui du Chemin Nantais au Sud Ouest, dont les directions convergent vers le Nord Ouest, donc dans le sens de l'inclinaison générale du relief.

Enfin, les contacts s'établissent au centre par un relief étagé. A l'Est du Plateau Nantais s. s., les terminaisons d'interfluves qui se rattachent encore à sa surface dominant de quelques décimètres un palier de 20 à 30 m d'altitude : la Plate-forme de La Chapelle-sur-Erdre. A l'Ouest du Plateau du Cellier, en contrebas du Coteau du Chemin Nantais, s'étend une vaste surface triangulaire, également inclinée vers le Nord Ouest : la Plate-forme de Carquefou (35 à 20 m). Les deux plates-formes sont séparées par les Marais de Petit-Mars et la basse vallée de l'Erdre.

12/ Les vallées : éléments de cloisonnement des paysages

121/ Les disparités de l'équipement hydrographique

L'ordonnance des réseaux se caractérise par des contrastes résultant de l'aboutissement du plus grand appareil hydrographique français, de la traversée de rivières allochtones, qui limitent ou divisent les plates-formes, et de l'indigence du drainage autochtone, qui dissèque leur surface. Les vallées cloisonnent le relief et compartimentent les paysages agraires. Toutes posent à leur échelle des problèmes particuliers.

1211/ L'aboutissement de la vallée de la Loire

En aval d'Ancenis, la Loire s'encaisse entre deux coteaux rapprochés, mais dissymétriques. Le versant Nord (Coteau de Mauves) est remarquable par sa raideur, sa rectitude et ses altitudes constantes. Le versant Sud (Coteau de La Varenne) est discontinu, inégal par ses hauteurs et ses orientations, de sorte qu'il se réduit à une alternance de promontoires rocheux, placés en bordure directe du fleuve (Champtoceaux, La Varenne) et de dépressions associées aux reculs sectoriels des plateaux (Saint-Julien-de-Concelles, Basse-Goulaine). Le site de Nantes est remarquable à plusieurs titres. La coupure entre la vallée et l'estuaire s'y articule sur un coude, recoupé par l'axe du Sillon de Bretagne et assorti d'un resserrement du couloir fluvial. Elle concentre huit confluences principales dans un rayon d'une dizaine de kilomètres et représente le dernier grand noeud hydrographique du réseau ligérien avant son embouchure. L'estuaire s'élargit entre les coteaux divergents du Sillon de Bretagne et du Pays de Retz. Il associe des marécages, des nappes alluviales, des plates-formes rocheuses et des buttes aplaties qui disparaissent en bordure de Loire devant les marais roseliers et les vasières. L'ensemble compose un milieu difficile à définir où tout le relief s'inscrit à l'intérieur d'une tranche d'altitude d'une quinzaine de mètres. L'itinéraire suivi par la Loire a suscité diverses hypothèses invoquant des contournements par le Lac de Grand-Lieu, la Brière ou l'Isac (G. Denizot, 1924-1926) (M. Gautier, 1963) (C. Klein, 1975). Au Nord, le Pays Nantais est effectivement bordé par une série de réseaux : Donneau, Erdre supérieure, Isac, qui concentrent des affleurements tertiaires, dont l'alignement évoque un ancien écoulement commun vers la Vilaine et dont la discontinuité actuelle suggère des tronçonnements ultérieurs au profit des tributaires de la Loire inférieure (Hâvre, Erdre inférieure).

1212/ La traversée du Pays Nantais par les affluents de la Loire

De Joué à Nort, l'Erdre abandonne par un ample coude la direction Est-Ouest, qui est celle de tous les affluents de la Vilaine en Loire-Atlantique, pour emprunter un tracé méridien qui la raccorde à l'axe ligérien. Elle occupe

un étroit couloir en amont, se diffuse entre la cuvette de Nort et les Marais de Petit-Mars, s'élargit artificiellement à partir des Plaines de Mazerolles, à cause des écluses de Saint Félix, construites à sa confluence avec la Loire. L'Erdre inférieure est affectée par des coudes successifs et par une remarquable dissymétrie hydrographique, puisque tous ses affluents principaux proviennent du Plateau Nantais (Hocmard, Gesvres, Cens). Sa principale particularité reste cependant son écoulement épigénique, puisqu'elle s'écoule vers le Sud et sert de charnière à une double série de plates-formes inclinées vers le Nord (Plateau Nantais et Plate-Forme de La Chapelle-sur-Erdre à l'Ouest, Plateau du Cellier et Plate-Forme de Carquefou à l'Est).

Le Brivet (Pontchâteau), le Hâvre (Oudon) et les Marais de Grée (Ancenis) posent à leur échelle des problèmes analogues : inflexion des cours inférieurs vers le Sud à partir de cours supérieurs dirigés vers l'Ouest ; hiérarchisation imparfaite des affluents, en particulier le long du Hâvre ; recoupement de dépressions inégales qui ne concentrent que quelques affluents insignifiants, contrairement à ce que suggère leur position (Bassin de Campbon et Grande Brière, Cuvette de la Loge au Moine, Bassin d'Ancenis et Marais de Grée) ; tracés épigéniques des cours inférieurs, engagés dans des plates-formes inclinées à l'envers de leur écoulement (Plateau Nantais, Plateau du Cellier) ; franchissement de coteaux élevés et continus (Sillon de Bretagne pour le Brivet, Coteau de Mauves pour le Hâvre).

En dehors des quatre rivières précitées, la Loire ne reçoit de sa rive Nord que des ruisseaux très courts, issus des "coulées" qui entaillent le Sillon de Bretagne et le Coteau de Mauves.

1213/ L'organisation du drainage autochtone

La médiocrité du drainage autochtone, c'est-à-dire de celui qui prend ses sources à l'intérieur du Pays Nantais lui-même, est un caractère spécifique de ce dernier. Elle se traduit par des indices de densité des thalwegs L/S (L étant la longueur des thalwegs et S la surface des espaces considérés) dont les valeurs moyennes sont voisines de 0,5 et demeurent inférieures à celles qui sont ordinairement enregistrées dans l'Ouest du Massif Armoricain ou dans le Massif Central (B. Hallégouët, 1971) (A. Godard, 1977). Malgré l'imperméabilité du socle et l'alimentation pluviale propre aux régimes océaniques, les réseaux exclusivement autochtones sont en effet peu développés et ne comprennent qu'une dizaine de cours d'eau notables. La platitude des reliefs, la multiplicité des alvéoles mal raccordés, la modération des pentes, l'absence de grands contrastes topographiques, la proximité du niveau de la mer, l'épaisseur des altérites et la présence de placages sableux ou argileux sont autant de facteurs qui entravent la concentration et l'évacuation des eaux. Des zones continuellement humides signalent d'ailleurs les déficiences du drainage des "Hautes Terres", alors que les marais soulignent l'hydromorphie de la majeure partie des "Basses Terres". En dépit de leurs dimensions, ces réseaux jouent un rôle primordial dans la diversification des modelés locaux, en incisant les plateaux, en découpant les interfluves et en étant à l'origine de la majorité des versants.

Le drainage du Plateau Nantais s'ordonne à partir d'un centre de dispersion des eaux situé près du Temple-de-Bretagne (91 m) et s'effectue selon trois directions significatives du caractère multidirectionnel des pentes. Profondément encaissés, les tributaires directs de la Loire se distinguent par des développements faibles, des débits dérisoires et des écoulements temporaires. Ils recoupent le Sillon de Bretagne selon des tracés orthogonaux et y déterminent les multiples coulées visibles depuis l'Estuaire. Ils se prolongent vers ce dernier par des tracés sinueux qui se perdent dans les marais, mais qui ne pénètrent jamais dans le plateau sur plus de trois kilomètres. De ce fait, la ligne de partage des eaux de la Loire et de la Vilaine jouxte le sommet du coteau et les cours d'eau les plus notables, adaptés à l'inclinaison majeure du plateau, s'écartent de l'Estuaire, en dépit

de sa proximité, pour rejoindre les réseaux de l'Erdre et de l'Isac ; les affluents de ce dernier : Plongeon, Gué-Guéraud, prennent en effet leur source près du Sillon de Bretagne, entre Le Temple et La Moère, avant de s'écouler vers le Nord dans une direction opposée à celle de la Loire. A l'Est du plateau, les tributaires de l'Erdre occupent des vallées qui comptent parmi les plus encaissées. L'Hocmard, le Gesvres et le Cens sont de longueur comparable : 16 à 24 km. Leur tracé Nord Nord Ouest-Sud Sud Est est parallèle à celui de la Loire mais leur écoulement est contraire à celui du fleuve ; un peu plus au Sud, la Chezine s'étire sur une quinzaine de kilomètres immédiatement en arrière du Sillon de Bretagne et fournit l'exemple le plus caractéristique de ce type d'écoulement à "contre-Loire" (fig. 3).

Le drainage du Plateau du Cellier s'organise à partir d'un centre de dispersion des eaux situé près de la Forêt du Cellier (84 m). Des "coulées" identiques à celles du Sillon de Bretagne incisent le plateau entre Mauves et Oudon et découpent le Coteau de Mauves en facettes trapézoïdales. Aux environs de Saint-Mars-du-Désert, les affluents de l'Erdre sont répartis en éventail et soulignent l'inclinaison générale du relief vers le Nord-Ouest. En regard du Plateau Nantais, les réseaux affluents de la Loire sont ici plus étendus et mieux hiérarchisés. Le Gobert et ses tributaires drainent la partie occidentale du Plateau. Le Hâvre traverse sa partie orientale. Dans les deux cas, l'écoulement direct vers la Loire s'accompagne d'un approfondissement des thalwegs entre des interfluves d'élévation croissante vers le Sud. Ainsi, la Vallée du Gobert, couramment appelée "Vallée de la Seilleraye", prend forme vers 32 m d'altitude au Nord, entre des reliefs inférieurs à 60 m, mais conflue avec la Loire à Mauves vers 5 m, entre des plateaux supérieurs à 75 m. De même, au sortir du Synclinal d'Ancenis (25-30 m), le Hâvre s'enfonce à partir de Couffé entre des plateaux qui s'élèvent progressivement jusqu'à 70 m d'altitude. Dans les deux cas aussi, la répartition des affluents demeure dissymétrique.

Le drainage du Plateau du Cellier, plus concentré vers la Loire, mais généralement épigénique, s'oppose donc à celui du Plateau Nantais, dispersé et secondairement tributaire de la Loire, mais mieux adapté aux différentes inclinaisons de sa surface. Dans leur ensemble toutefois, les réseaux du Pays Nantais présentent une organisation géométrique, marquée par le parallélisme de nombreux thalwegs (coulées du Sillon de Bretagne, affluents de l'Erdre et des Marais de Petit-Mars), par des tracés en baïonnettes (coulées du Coteau de Mauves, réseau du Cens), par des coudes brusques (Erdre, Gobert et Hâvre supérieurs, Hocmard et Gesvres inférieurs). Considérés dans le détail, ces phénomènes paraissent dictés par des facteurs paléogéographiques mineurs. D'un bassin-versant à l'autre, les sections parallèles, les coudes, les confluences déterminent en fait des alignements et des quadrillages qui traduisent une ordonnance d'ensemble et qui suggèrent l'influence de trames structurales majeures.

122/La classification des réseaux hydrographiques

Les analyses quantitatives des réseaux hydrographiques se fondent sur plusieurs typologies taxonomiques dont les principales sont "la numérotation des thalwegs" de R.E. Horton (1945) et "l'ordre des drains" de A.N. Strahler (1956). L'emploi d'une classification de ce genre à propos des réseaux qui commandent le modelé de dissection du Pays Nantais peut servir à simplifier les descriptions et l'énoncé des problèmes morphologiques. Son choix doit tenir compte des particularités des réseaux considérés : contrastes dimensionnels caractéristiques des régions estuariennes (axe fluvial majeur et affluents minuscules), voisinage de bassins-versants indépendants (Loire et Vilaine), juxtaposition de drainages autochtones (Gobert, Gesvres,...) et de cours inférieurs de rivières allochtones (Erdre, Hâvre,...). La typologie de Horton s'avère de ce point de vue la plus appropriée. D'où l'utilisation de la

classification suivante dans les prochains chapitres :

- Réseaux de 1er ordre : "coulées" du Sillon de Bretagne et du Coteau de Mauves, affluents de rive gauche de l'Erdre, tributaires de l'Isac, affluents des réseaux de 2ème ordre.
- Réseaux de 2ème ordre : Hocmard, Gesvres, Cens, Chezine, Loge au Moine, qui drainent des bassins entièrement autochtones.
- Réseaux de 3ème ordre : Hâvre inférieur, Erdre inférieure, Gobert, Brivet, qui se raccordent directement à la Loire par des tracés méridiens, mais qui comprennent, pour les deux premiers, des cours supérieurs extérieurs au Pays Nantais.
- Réseau de 4ème ordre : la Loire (fig. 3).

13/ Les versants : éléments de diversification des paysages

Le modelé des versants présente des propriétés dont l'analyse fournit l'un des principaux moyens d'investigation géomorphologique de la région.

131/ Les formes "banales" et les formes "singulières"

Les bassins-versants se caractérisent par un allongement, une étroitesse et un parallélisme de contours que révèlent des rapports l/L généralement très faibles : 0,15 pour la Chezine, 0,7 pour le Hâvre, l étant la largeur maximale des bassins-versants et L la longueur totale des thalwegs (fig. 3). Les profils longitudinaux des thalwegs comportent des ruptures de pente, souvent placées aux confluences ou au recoupement des principaux coteaux. Les profils transversaux présentent plus de variété. La plupart des rivières, en particulier celles de 2ème ordre, occupent des couloirs dont l'ampleur est sans rapport avec la médiocrité de l'écoulement actuel. Le fait est courant en Bretagne, comme dans toute l'Europe hercynienne (J. Gras, 1972) (J.M. Palièrne, 1972). Le mauvais calibrage des modelés de dissection constitue par contre un caractère spécifique de la région. Certaines vallées, comme celle du Gobert, comportent des élargissements incompatibles avec un rôle exclusif des agents d'érosion fluviale. D'autres comprennent des suites de biefs à versants convexes ou à replats, entrecoupés de resserrements à pentes raides (Gesvres, Cens, Chezine et même Hâvre). Beaucoup s'achèvent par des trains de méandres encaissés et par des goulets de confluence à pentes rectilignes, présentant ainsi des "plans en bouteilles". Tous ces reliefs déterminent des versants de profils et d'inclinaisons variés, s'intègrent à des modelés essentiellement fluviaux et représentent des "formes banales".

A celles-ci s'opposent des versants simples et sans symétriques, qui résultent au moins autant des facteurs structuraux que de la morphogenèse fluviale et qui répondent à la définition des "formes singulières" (P. Birot, 1955). Trois coteaux entrent dans cette catégorie : le Talus du Chemin Nantais qui sépare le Plateau du Cellier de la Plate-Forme de Carquefou ; le Sillon de Bretagne qui contribue à l'encadrement de l'Estuaire et qui s'aligne sur un axe structural majeur du Massif Armoricaïn ; le Coteau de Mauves qui coïncide avec le rebord septentrional de la Vallée de la Loire et qui exerce probablement une influence déterminante sur son tracé.

132/ Les pentes et les profils

La faible inclinaison des versants est un trait principal des paysages nantais. Les pentes moyennes sont généralement inférieures à 10° ; certaines dépassent cependant 20° (Vallée du Hâvre, Coulées du Cellier). Des pentes maximales atteignent 25° ; sur quelques sections, elles varient de 30 à 45° (Coteau de Mauves). La faible énergie du relief, le vallonnement des formes en bordure des plateaux et l'association fréquente de plusieurs catégories de pentes le long d'un même profil compliquent la typologie des versants. Trois séries de formes peuvent être distinguées dans une première approche.

1321/Les pentes à profils tendus.

Les pentes rectilignes peu inclinées, moins de 3°, s'étendent dans les bassins supérieurs des vallées, ou autour de l'Estuaire et de l'Erdre inférieure (Nort, Petit-Mars).

Les pentes rectilignes redressées présentent un profil tendu de la base au sommet et des inclinaisons plus marquées (10 à 20°), mais généralement très éloignées de celles des versants de Richter. Elles sont fréquentes dans certaines vallées (coulées, vallées de 2ème ordre, amphithéâtres concaves de méandres). Les plus élevées (50 m de commandement) se trouvent en aval du Hâvre, au centre du Sillon de Bretagne et le long du Coteau de Mauves, où elles s'accompagnent de corniches (Le Cellier, Oudon).

1322/Les pentes à profils irréguliers

Les pentes convexes sont communes dans le Pays Nantais, comme dans toute région de massif ancien. La plupart des versants comportent des convexités sommitales bien développées. Les rebords des vallons sont souvent convexes de la base au sommet ; mais rares sont les grands versants entièrement convexes. Quelques profils de ce type existent le long du Sillon de Bretagne et du Talus du Chemin Nantais ; les meilleurs exemples s'observent dans la Vallée du Hâvre. Ailleurs, les altitudes sont si réduites et les rayons de courbure si longs que les convexités se confondent avec des sections rectilignes ou concaves.

Les pentes convexo-concaves sont les plus abondantes. Elles comprennent une grande variété de profils en fonction de la part relative des sections convexes et concaves, de la position du point d'inflexion intermédiaire, de la longueur des pentes de raccordement centrales éventuelles.

1323/Les pentes à profils rompus correspondent aux multiples versants à replats qui accidentent les formes "banales" et les formes "singulières". La plupart des vallées affluentes de la Loire ou de l'Erdre ne s'encaissent pas directement dans la surface des plateaux, mais dans une série de replats dont l'ensemble détermine un palier topographique largement étendu et supporte des formations superficielles spécifiques (Gesvres, Cens,...). Les profils du Sillon de Bretagne et du Talus du Chemin Nantais sont également rompus par des replats. Ce type de pente est d'une importance capitale dans le paysage. Il caractérise les modelés les plus complexes en même temps que les plus instructifs.

2/L'unité structurale du Pays Nantais

21/Un élément des "Complexes Sud-Armoricains"

Des trois ensembles structuraux reconnus dans le Massif Armoricaire : Zone Nord-Armoricaine (subdivisée en Domaines Domnonéen et Mancellien), Zone Centre-Armoricaine et Zone Sud-Armoricaine (ou "Complexes Sud-Armoricains"), le Pays Nantais appartient au plus méridional.

Les Complexes Sud-Armoricains s'élargissent continuellement de la Pointe du Raz vers le Seuil du Poitou; leur principal caractère est leur forte orientation Nord Nord Ouest-Sud Sud Est, parallèle à la "Zone Broyée Sud-Armoricaine"(Z.B.S.A). Au niveau de la Loire-Atlantique, cet accident tectonique majeur sépare le Domaine Ligérien (au Nord) et le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille (au Sud) (fig. 4).

Dans la région, le Domaine Ligérien comprend une couverture sédimentaire et un socle cristallin et métamorphique qui affleure au Sud d'une ligne Blain - Nort-sur-Erdre - Saint-Géréon (Faille de Nort-sur-Erdre). La partie sédimentaire se compose principalement des terrains ordoviciens et siluriens de l'Anticlinal de Candé(ou Axe Moëllan-Lanvaux) et du Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire ; le Synclinal d'Ancenis, qui succède à ce dernier vers le Sud, présente surtout des affleurements carbonifères, encadrés par les séries briovériennes du "Horst de Pouillé-les-Coteaux" et de l'Anticlinorium des Mauges.

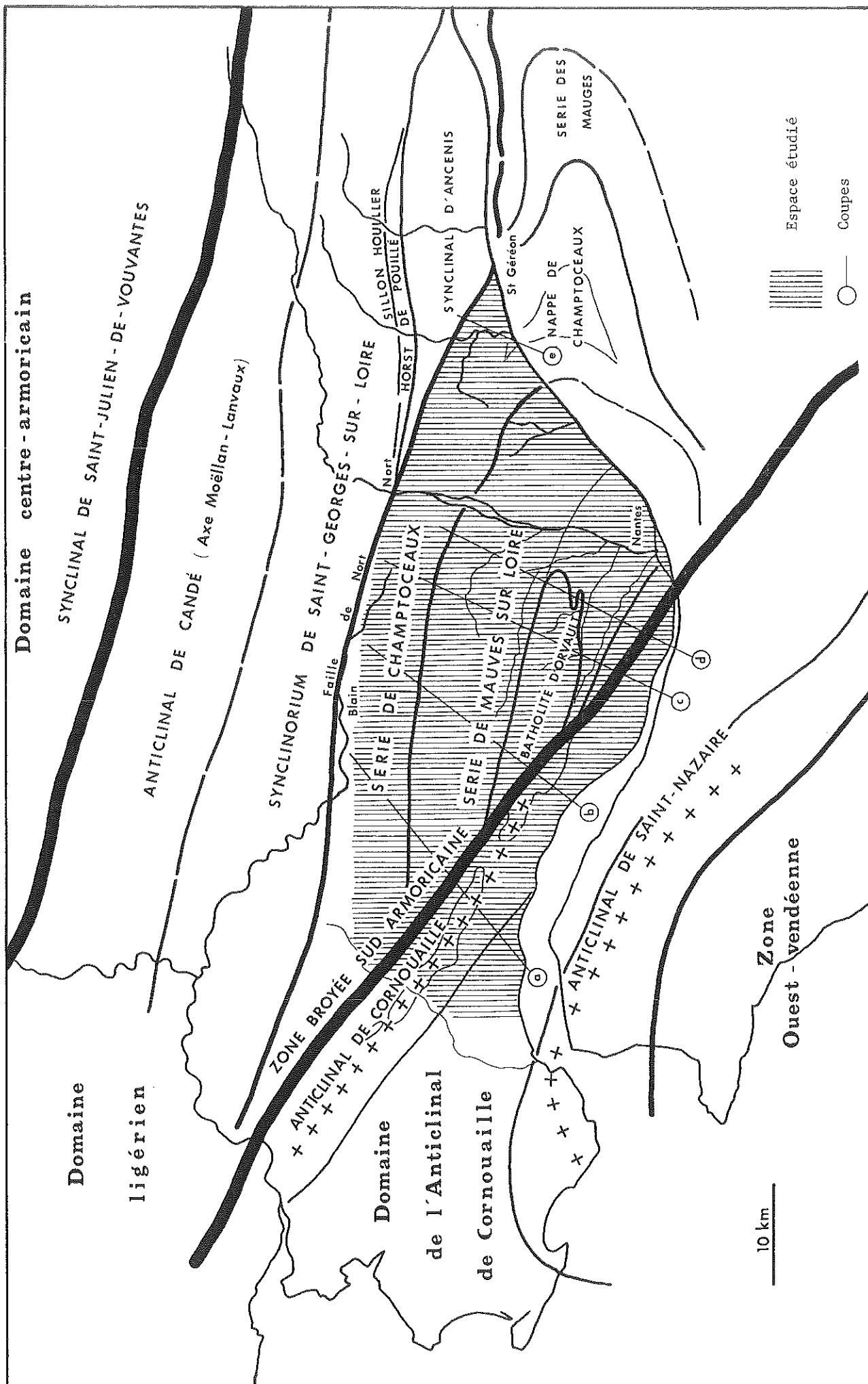


Fig. 4 La situation du Pays Nantais à l'intérieur des "Complexes Sud-armoricains" (d'après J.Cogné, 1974 et Carte géologique de Nantes au 1/320 000)

La partie cristalline et métamorphique est formée des séries cristalloyphylloïennes de la "Nappe de Champtoceaux", des micaschistes de la Série de Mauves-sur-Loire et du Batholite d'Orvault.

Au Sud de la Zone Broyée Sud-Armoricaine, le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille juxtapose les migmatites de l'Anticlinal de Cornouaille, stricto sensu, et les granites et affleurements métamorphiques de l'Anticlinal de Saint-Nazaire (ou Anticlinal de la Basse-Loire).

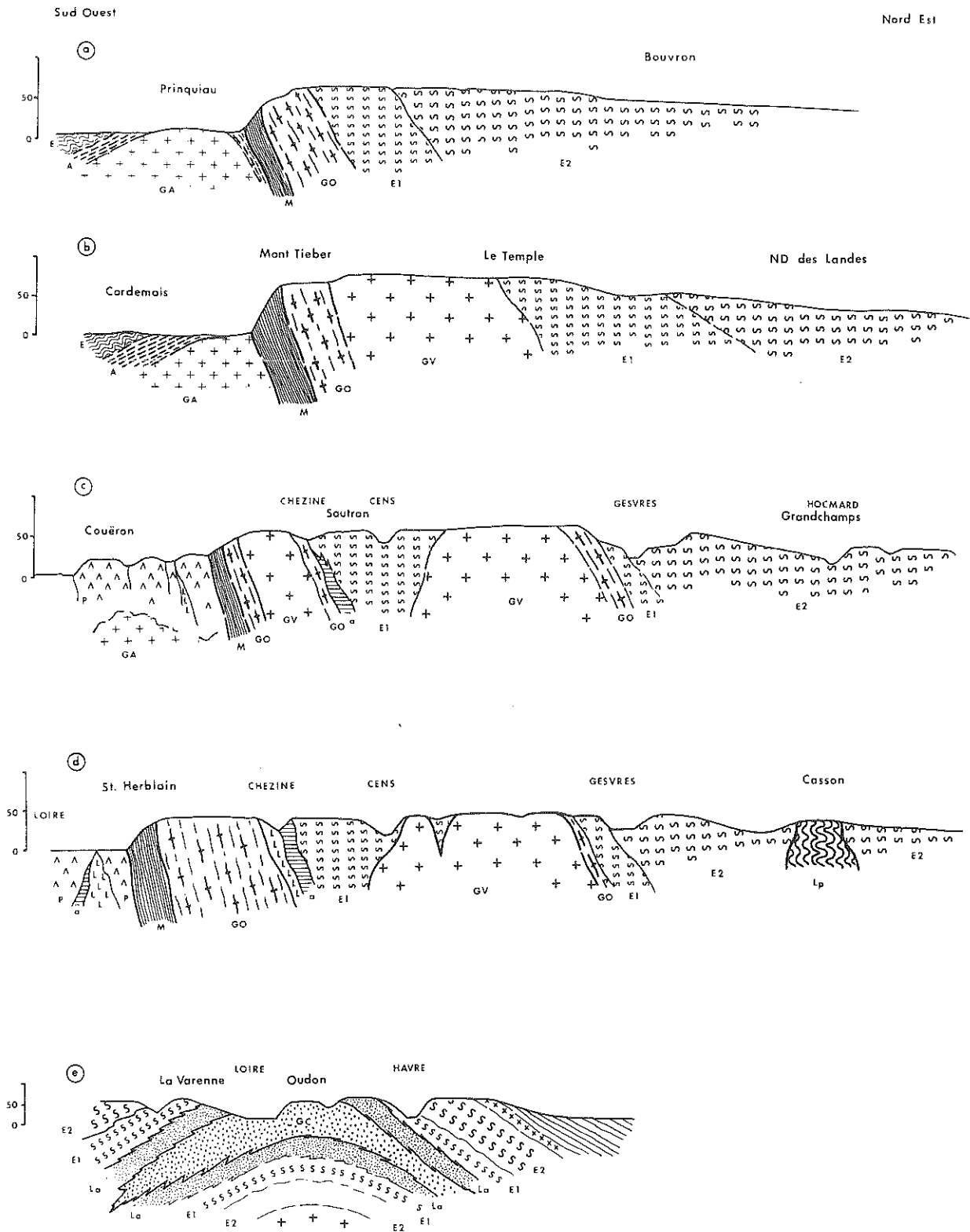
Les complexes Sud-Armoricains entrent en contact avec le Synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes, qui représente la bordure méridionale de la Zone Centre-Armoricaine, par l'intermédiaire de l'axe tectonique Landes de Lanvaux - Les Ponts de Cé, considéré comme la Branche Nord de la Z.B.S.A.. Sur le plateau continental, ils sont limités par l'"Accident Sud-Armoricain" (J.P. Lefort, 1975 et 1979). Entre ces deux rebords, toutes les structures du Domaine Ligérien et de l'Anticlinal de Cornouaille sont alignées sur des axes Nord Ouest-Sud Est à Ouest-Est (N 95° à N 130°), qui témoignent de phases tectoniques successives, et sont parcourues par des accidents directionnels et des faisceaux de fractures de mêmes orientations, ouverts vers le Sud Est.

Au sein de ces structures, la Z.B.S.A. occupe une position bissectrice. Elle représente l'un des accidents majeurs du Massif Armoricaire, s'étend du Finistère à la Vendée selon une direction générale N 125°, se prolonge en direction du Massif Central et se signale au niveau de la Basse-Loire par des granites laminés et des mylonites. Dans le relief actuel, la Z.B.S.A. correspond au coteau du "Sillon de Bretagne" qui sépare le Plateau Nantais (Domaine Ligérien), des pays de l'Estuaire (Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille).

La complexité structurale du Pays Nantais tient à son ancienneté, le socle originel correspondant, comme dans toute la partie méridionale du Massif Armoricaire, à des schistes antécambriens (Schistes Briovériens) et à la surimposition de cycles orogéniques successifs, assortis de métamorphismes et de granitisations. Les régions coïncidant avec les Complexes Sud-Armoricains sont considérées comme celles où les structures hercyniennes, ou "varisques", sont les mieux développées. Les premières interprétations relatives à leur mise en place ont attribué un rôle majeur à la "crise hercynienne". Des explications ultérieures ont fait état de mouvements antécambriens et ont abouti à reconnaître deux orogènes distinctes, l'une cadomienne, mais sans phases nettement dissociables au niveau des Pays de la Loire, l'autre hercynienne et polyphasée. Des hypothèses récentes font appel à une phase hercynienne précoce, essentiellement magmatique, dont l'âge éodévotionien peut être éventuellement parallélisé avec le Calédonien d'Europe du Nord. Les progrès réalisés dans la connaissance du socle armoricaire et en particulier de sa marge méridionale permettent de préciser les étapes de sa mise en place ; ils étayent des interprétations qui sont conçues non plus seulement en fonction du Massif Armoricaire, ni même des chaînes varisques, mais en rapport avec l'évolution des marges du Golfe de Gascogne et dont les auteurs soulignent généralement le caractère provisoire.

22/Un socle cristallin et métamorphique

L'espace concerné par ce travail s'intègre au secteur oriental des Complexes Sud-Armoricains et recoupe cinq unités structurales différentes : les séries métamorphiques de Champtoceaux, les micaschistes de Mauves, les granites du Massif de Vigneux-Orvault, les granites laminés de la Z.B.S.A., les migmatites de l'Estuaire. Les couvertures sédimentaires primaires du Domaine Ligérien représentent de ce fait des enveloppes extérieures, qui exigent néanmoins d'être mentionnées puisque leurs caractères stratigraphiques ont enregistré certaines des déformations successives du socle cristallin et métamorphique. Les descriptions qui suivent visent à exposer les caractères généraux des affleurements pour tenter de distinguer dans des développements ultérieurs le rôle des facteurs structuraux sur la morphologie locale : conditions d'altération, influences relatives de l'érosion différentielle et de la tectonique sur le relief, organisation du drainage et finalement morphologie des versants.



Anticlinal de Cornouaille

- GA Granite d'anatexie (Prinquiau)
- A Anatexites
- E Embréchites de l'Estuaire
- P Leptynites et gneiss du Pellerin
- L Gneiss de Rezé

Zone Broyée Sud-Armoricaine

- M Mylonites
- GO Granites orientés

Série de Mauves-sur-Loire

- GV Granites de Vigneux
- GO Granites orientés
- a Amphibolites
- E1 Micaschistes albitiques à deux micas
- E2 Micaschistes albitiques à muscovite et chlorite
- Lp Leptynites

Série de Champtoceaux (Coupe e, d'après J.Cogné, 1974)

- GC Gneiss de Champtoceaux
- La Leptynites et amphibolites
- E1 Micaschistes albitiques à deux micas
- E2 Micaschistes albitiques à muscovite et chlorite
- X Briovérien

Fig. 5 Coupes géologiques

L'analyse du socle relevant de la compétence exclusive des géologues, ces descriptions ne constituent qu'une synthèse des analyses régionales les plus récentes (J. Cogné, 1974 a et b, 1977) (J.J. Chauvel, M. Robardet et J.P. Lefort, 1979) (P. Cholet et G. Allain, 1979) (Notices des Cartes Géologiques de Nantes, Ancenis, Vallet, Paimboeuf et Nort-sur-Erdre).

221/Les couvertures sédimentaires périphériques forment au Nord et à l'Est du Pays Nantais d'épaisses séries paléozoïques, discordantes sur le Briovérien, mises en place dans des conditions essentiellement épicontinentales entre l'Ordovicien inférieur et le Carbonifère, assorties d'intercalations volcaniques et d'intrusions plutoniques.

Au Nord du Domaine Ligérien, l'Anticlinal de Candé forme une flexure étroite et allongée, dont le "tréfond granito-gneissique" ("granites de Lanvaux" ou "orthogneiss de Lanvaux") est généralement attribué au Cadomien récent, mais dont l'âge exact demeure discuté. Au droit de la Loire-Atlantique, n'affleurent que des schistes et grès ordoviciens (Arenigien à Caradocien ?) à la base desquels le "Complexe des Schistes et Arkoses de Bain" (schistes, grès feldspathiques, quartzites et conglomérats) compose une puissante série détritique qui comprend localement des niveaux volcaniques acides (tufs rhyolitiques).

Le Synclinorium ordovicien et silurien de Saint-Georges-sur-Loire, récemment qualifié de "Complexe volcano-sédimentaire de Saint-Georges-sur-Loire", forme une unité de 5 à 10 km de largeur, disposée parallèlement à l'Anticlinal de Candé (N 110°). Il comprend une puissante série sédimentaire qui témoigne d'une continuité stratigraphique avec les formations de ce dernier au Nord, et qui est en contact par faille, avec l'Anticlinal de Pouillé, au Sud (Faille de Nort-sur-Erdre). L'âge des dépôts est compris entre l'Ordovicien inférieur (Arenigien) et le Dévonien inférieur ; l'absence des étages supérieurs du Dévonien laisse supposer une émergence précoce aussi bien qu'une érosion consécutive à des déformations tectoniques. Les faciès gréseux et schisteux, avec termes phyllonitiques, dominant ; l'aspect satiné de certains schistes révèle les effets d'un épisode métamorphique rapporté à l'hercynien (P. Cavet et al., 1978, Notice, Carte géologique d'Ancenis).

Les "Complexes de Saint-Georges" comprennent d'importantes intercalations volcaniques (laves et tufs d'aspects trachytique et rhyolitique), produites par un volcanisme sous-marin qui pourrait avoir débuté à l'Ordovicien supérieur (Caradocien). La genèse du Synclinorium de Saint-Georges est encore mal connue. La profondeur et l'aspect subsidé de sa sédimentation, les témoignages de sa mobilité et les marques de plissements intenses et polyphasés ont été interprétés comme des caractères paléogéographiques qui évoquent ceux d'un géosynclinal paléozoïque (J. Cogné, 1974 a).

Au Nord Ouest du Synclinal d'Ancenis, le Synclinorium de Saint-Georges est bordé par le Sillon Houiller de la Basse-Loire, qui est défini comme un fossé tectonique étroit et discontinu, souvent réduit en écaillés, parfois laminé le long de failles directionnelles N 80 - 100°. Le matériel sédimentaire (grauwakes, schistes houillers, grès, conglomérats), souligné sur le terrain par un alignement d'anciens puits de mines, résulte de dépôts exclusivement continentaux à faciès houiller productif, qui ont été globalement rapportés sur la nouvelle carte d'Ancenis au 1/50 000 à un "Namuro-Westphalien" indifférencié.

Le Horst de Pouillé est une unité structurale également étroite (1 à 2 km) et très tectonisée, qui sépare le Sillon Houiller de la Basse-Loire et le Synclinal d'Ancenis ; il provoque l'affleurement de terrains qui comptent parmi les plus anciens de la région : "schistes satinés à séricite et chlorite", homologues de ceux des Mauges et rapportés au Briovérien.

A l'Est du Pays Nantais, le Synclinal d'Ancenis forme un large fuseau d'affleurements paléozoïques qui s'étirent vers Nort-sur-Erdre et qui, à part une lacune du Dévonien moyen, s'étendent stratigraphiquement de l'Arenigien au Dinantien. Les flancs du Synclinal présentent des formations schisteuses non métamorphiques, armées de noyaux quartzitiques qui déterminent dans le paysage des crêtes bordières discontinues et qui ont été définies sur la carte d'Ancenis comme un "Complexe paléozoïque antefrasnien" (Arenigien à Devonien inférieur). Le centre du Synclinal est largement occupé par le "Culm" ou "Complexe gréso-pélimitique frasnio-dinantien", épaisse série détritique terrigène essentiellement schisteuse et gréseuse ; il est ponctué par une intrusion de granites hololeucocrates (Batholite de Mésanger), qui dominent l'ensemble du relief. La formation de ces granites est rapportée à des conditions hypovolcaniques et à une phase post-tectonique du magmatisme hercynien (P. Cavet et al., 1978, Notice, Carte Géologique d'Ancenis).

222/Les séries cristallophylliennes de Champtoceaux et les formations associées

Entre le Synclinal d'Ancenis (ligne Saint-Géréon - Ligné) et les micaschistes de Mauves (ligne Le Cellier - Bassin de Petit-Mars), le socle ne comprend que des affleurements étroits, allongés et arqués vers le Sud Est ; il s'agit pour l'essentiel de gneiss, leptynites et micaschistes entrecoupés de nombreux niveaux de phanites, schistes verts, éclogites, amphibolites.

Ces "Séries Cristallophylliennes de Champtoceaux", dont seules les terminaisons occidentales existent au Nord de la Vallée de la Loire, appartiennent aux structures les plus anciennes de la région nantaise (Anticlinorium des Mauges). Elles ont été rapportées au Briovérien pour l'origine du matériel et au cycle cadomien pour l'orogénèse et le métamorphisme. Elles s'intègrent à une vaste antiforme déversée vers le Sud, centrée sur les Mauges, plongeant vers l'Est et habituellement désignée sous l'appellation de "Nappe de Champtoceaux". Cette dernière fut définie par J. Cogné comme "une nappe profonde de type simplio-tessinois" avec métamorphisme décroissant aussi bien vers le haut que vers le bas à partir d'un noyau central de gneiss anatectiques et de leptynites" (J. Cogné, 1966). Le déversement de cette nappe vers le Sud à partir d'un axe Ouest Nord Ouest - Est Sud Est justifie l'abondance des orientations structurales "cadomiennes" (N 100 à N 110°) au Nord du Pays Nantais. Son plongement vers l'Est et son recoupement par l'érosion expliquent la répartition des enveloppes schisteuses périclinales ("Schistes des Mauges") autour d'un noyau mésozonal à reliques catazonales centré sur Oudon et Champtoceaux (micaschiste et gneiss).

Les levés de la nouvelle Carte géologique d'Ancenis ont conduit à modifier et à préciser les définitions des affleurements qui servent jusqu'à présent à expliquer le genèse de la "Nappe de Champtoceaux" ; ils amorcent des conceptions nouvelles sur la question (§ 231). Trois domaines peuvent être distingués dans cet ensemble.

A/Les Schistes de la Série des Mauges présentent des faciès phylliteux et satinés, à séricite et à chlorite. Ils forment un affleurement de moins d'un kilomètre de largeur au Sud du Synclinal d'Ancenis, où ils prolongent le flanc normal de la Nappe de Champtoceaux et ne connaissent une grande extension qu'au Sud de la Loire, où ils constituent la ceinture périclinale de la "nappe". Ils représentent des formations relativement peu résistantes par rapport aux formations encadrantes, avec lesquelles ils entrent en contact par failles (Complexe antefrasnien du Synclinal d'Ancenis au Nord, micaschistes de la Série du Havre au Sud). Ces schistes ont été soumis à un métamorphisme régional et à un plissement cadomiens ; ils sont rapprochés des schistes briovériens du Massif Armoricain.

B/ Les micaschistes et gneiss du noyau mésozonal de la Nappe de Champtoceaux

a/ Les micaschistes de la Série du Hâvre forment le flanc normal de la "nappe" ; ils correspondent à des micaschistes phylliteux dont les minéralisations traduisent les métamorphismes successifs (antécambriens et probablement hercyniens). Ils ressemblent souvent aux micaschistes qui occupent le centre du Pays Nantais (Série de Mauves) et s'étendent largement autour de la vallée du Hâvre, où ils comportent de nombreuses intercalations de schistes verts, amphibolites et "phtanites" qui peuvent occasionner dans le détail des formes d'érosion différentielle (bordure du vallon de la Loge au Moine).

b/ Les gneiss anatectiques de Champtoceaux, ainsi que les gneiss leptynitiques qui les bordent selon des limites imprécises, forment le noyau central de la "nappe" à partir duquel le métamorphisme est en principe décroissant. Ils se réduisent au Nord de la Loire à des pointes contournées, qui représentent les terminaisons des Anatexites de Champtoceaux, largement étendues sur la rive Sud. Ils correspondent toujours à des affleurements très résistants.

c/ Des gneiss plagioclasiques remplacent sur les nouvelles cartes d'Ancenis et de Nort-sur-Erdre les "micaschistes albitiques à muscovite et chlorite" des anciennes cartes au 1/80 000. Ils sont définis comme des roches à texture gneissique, issues de la tectonisation et de la recristallisation d'anciennes roches apparentées aux complexes orthodérivés qui les encadrent.

C/ Le Complexe orthodérivé du Cellier et les orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert correspondent à des matériaux gneissiques plus feldspathiques à niveaux leptynitiques, qui appartiennent au flanc inverse de la Nappe de Champtoceaux.

a/ Le "Complexe orthodérivé du Cellier" affleure sur les marges méridionales des séries de Champtoceaux et se compose essentiellement de leptynites assorties de lentilles granitiques ; ces leptynites proviendraient de l'orthogneissification d'un ancien granite dont la formation résulterait d'un "épisode métamorphique précoce", antérieur à celle de la Nappe de Champtoceaux (J. Marchand et al., 1978, Notice, Carte géologique d'Ancenis).

b/ Les Orthogneiss de Saint-Mars-du Désert, anciennement cartographiés comme "leptynites à biotite et muscovite", occupent une vaste zone située au Nord de l'unité précédente ; ils sont définis comme des roches hétérogènes, dont la composition minéralogique est comparable à celle de granites à deux micas, dont la structure est fortement orientée et dont la texture serait consécutive à des déformations de type cisailant. En raison d'une tectonisation et d'une rétro-morphose hercynienne, la roche peut localement présenter un faciès d'orthogneiss mylonitisés.

223/ Les Micaschistes de Mauves et leurs intrusions granitiques

La puissante série épizonale des micaschistes de Mauves-sur-Loire couvre la moitié de la superficie du socle du Pays Nantais. Elle provient d'un matériel schisteux briovérien métamorphisé et détermine une vaste structure anticlinale orientée selon la direction "cadomienne" ("Anticlinal de la Chapelle-sur-Erdre"). Elle est chevauchée au Nord et à l'Est par les formations mésozonales et catazonales de la Nappe de Champtoceaux, cisailée au Sud par la Z.B.S.A. selon un axe de N 125° et recoupée le long de cette dernière, ainsi que dans sa partie centrale, par d'importantes intrusions de granites hercyniens (Batholite de Vigneux - Orvault).

A/ Les Micaschistes de la Série de Mauves

a/ Les micaschistes albitiques à muscovite et chlorite représentent des affleurements étendus et continus au Nord de la Vallée de Gesvres et à l'Est de la Plate-Forme de Carquefou, où les quartz d'exsudation sont localement très

abondants. Trois faciès peuvent être distingués parmi ces micaschistes (M. Ters et al., 1969, Notice, Carte géologique de Nantes au 1/50 000) :

- Un faciès "phylliteux", surtout étendu à l'Est (bordures de la Vallée du Gobert, Plate-Forme de Carquefou), riche en chlorite et surtout en muscovite, mais relativement pauvre en quartz ;
- Un faciès "grenu", très pauvre en quartz, résultant d'abondantes concentrations globulaires d'albite, dont la taille, comme dans la vallée du Gobert, peut être plurimillimétrique ;
- Un faciès "compact", remarquable par l'importance des quartz d'exsudation qui se présentent le plus souvent en lentilles et en amandes ; sur le Plateau Nantais, autour de Malville et de Vigneux, ainsi que le long du coteau du Chemin Nantais, ces quartz forment des filons discontinus de plusieurs centimètres de largeur.

A la surface des plateaux, ces micaschistes sont profondément altérés. Les débris quartzeux grossiers, produits par leur désagrégation, ont nourri les dépôts caillouteux qui affleurent dans les zones basses environnantes.

b/ Les micaschistes albitiques à deux micas et formations associées sont plus foncés en raison de leur teneur en biotite. Certains faciès sont riches en quartz ("micaschistes siliceux" du Nord de Nantes) ou en tourmaline noire (Nantes, Orvault, la Jonelière). Ceux qui bordent l'affleurement sont les plus variés ; ainsi, au contact des granites intrusifs de Vigneux - Orvault, les micaschistes comprennent des passées pegmatitiques tourmalinifères (Vallée du Cens dans le secteur d'Orvault) ; au contact des granites orientés de la Z.B.S.A. affleurent des micaschistes et gneiss à deux micas et oligoclase ("Gneiss de Rezé") associés à un filon d'amphibolite, qui s'étire de Sautron à Nantes sur une largeur de 500 m, conditionne probablement le tracé de la Chezine et contribue à justifier la dissymétrie de ses versants.

B/ Les granites de Vigneux - Orvault

Le Batholite de Vigneux - Orvault détermine entre les vallées du Gesvres et du Cens un affleurement elliptique précédé par l'apophyse d'Orvault et orienté selon la direction Ouest Nord Ouest - Est Sud Est. Bien qu'ils reprennent une direction "cadomienne", commune à toutes les unités structurales du Domaine Ligérien, ces granites intrusifs se rattachent au cycle hercynien et correspondent à l'un des éléments les plus récents du socle du Pays Nantais. Au niveau de la région, ils représentent, selon J. Cogné, l'une des lames de granites syntectoniques qui s'enracinent sur la Z.B.S.A. (1960). Le massif se compose en majeure partie de leucogranites isogranulaires ; la biotite manque localement. Il existe, parmi les faciès non tectonisés, des granites porphyroïdes avec, comme près d'Orvault, des filons de pegmatites tourmalinifères. Les bordures de l'affleurement comportent des faciès fortement tectonisés : granites laminés au contact de la Z.B.S.A., bande de granites orientés et écrasés le long de la Vallée du Gesvres. Des faciès laminés et mylonitisés, comme à La Bouvardière près de La Paquelais, prouvent d'ailleurs que le passage, établi le long de cette vallée, avec les micaschistes albitiques de la série de Mauves, s'effectue par l'intermédiaire d'un accident directionnel qui accentue l'influence de la discontinuité lithologique en faveur de l'érosion différentielle.

224/Le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille

Au Sud du Sillon de Bretagne s'étendent les formations métamorphiques du Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille qui a été défini par J. Cogné comme une "puissante voûture gneissique et migmatitique centrée sur des noyaux de granites anatectiques profonds", formée au cours d'une phase précoce de l'orogénèse hercynienne, laminée et cisailée longitudinalement sur son flanc septentrional lors d'une phase ultérieure de serrage et d'écrasement, elle-même corrélative de la mise en place de la Z.B.S.A. (1974 a). Dans le Pays Nantais, ces structures se traduisent par l'existence d'une antiforme étroite, axée sur les Granites d'anatexie dits de Prinquiau et auréolée par les Migmatites de l'Estuaire.

Cet ensemble correspond à "l'Anticlinal de Cornouaille" stricto sensu. Il est orienté selon une direction N 110°, légèrement oblique par rapport à celle de la Z.B.S.A.. Il est relayé plus au Sud par l'Anticlinal de Saint-Nazaire, onde anticlinale de même âge et de même nature que l'axe principal auquel il se raccorde au Sud de Nantes.

A/Les granites de Prinquiau correspondent aux granites d'anatexie et aux anatexites que J. Cogné a rapportés à ceux de Sainte-Anne d'Auray et dont les homologues se rencontrent jusqu'au Scorff en constituant "l'axe directeur des Complexes Sud-Armoricains" (J. Cogné, 1960). Il s'agit de leucogranites généralement porphyroïdes et fortement diaclasés dont les faciès seront ultérieurement spécifiés en relation avec les types d'altération et les reliefs d'érosion différentielle qu'ils déterminent (Chap. 8, § 32).

B/Les embréchites de l'Estuaire et formations associées s'étendent à la périphérie des anatexites jusqu'à la Loire. Leurs contours, initialement imprécis, sont encore compliqués par la diversité de leurs faciès et par leur association locale à des ectinites ou des roches filoniennes. Des faciès leptynitiques ou gneissiques s'étendent dans la partie occidentale de l'Estuaire ("Gneiss de Donges"), ainsi qu'à l'Ouest de Nantes. Ainsi les leptynites leucocrates, gneiss leptynitiques du type du Pellerin et gneiss à sillimanite de l'Etang-Bernard, auxquels s'agrègent les amphibolites de Couëron, forment à l'Est de Saint-Etienne-de-Montluc un ensemble de blocs surélevés qui doivent une partie de leur mise en relief à une résistance particulière du socle. Des pointements granitiques à deux micas et à grains fins, très résistants, existent à Lavau (La Garenne) et à Couëron (Port-Launay), sur la bordure méridionale des embréchites. Les embréchites typiques, à texture rubanée, riches en biotite, affleurent largement dans le secteur de Bouée - Cordemais - Lavau, jusqu'au contact des granites d'anatexie (Le Louaré au Nord de Cordemais, le Pohéton au Nord de Lavau).

225/ La Zone Broyée Sud-Armoricaine

Elle représente l'accident structural majeur du Pays Nantais. Elle est généralement définie comme une puissante zone de broyage le long de laquelle le Domaine Ligérien chevauche celui de l'Anticlinal de Cornouaille et le long de laquelle les structures cadomiennes (N 100 - 110°) sont cisailées selon une direction dite "armoricaine" (N 125°), caractéristique des déformations hercyniennes. Elle se marque entre Nantes et Pontchâteau par une étroite zone de granites cataclasés et par les mylonites du Sillon de Bretagne.

A/Des granites à deux micas orientés forment une bande de 1 à 3 km qui s'élargit vers Nantes et qui constitue l'armature principale de la Z.B.S.A.. Ils affleurent en arrière du rebord du Plateau Nantais (entre Chantenay et Saint-Etienne-de-Montluc, par exemple) et, ponctuellement, au sommet du Sillon de Bretagne (Savenay). Ils correspondent généralement à des leucogranites à grains fins, dont l'orientation des éléments coïncide avec la direction générale du Sillon de Bretagne (N 125 - 130°). Ils comprennent des faciès laminés, déterminés par une zone d'écrasement étroite et discontinue (moins de 500 m de largeur), lesquels représentent un terme de passage entre les granites orientés et les véritables mylonites situées plus au Sud.

B/Au contact des migmatites de l'Anticlinal de Cornouaille, ces Mylonites jalonnent en effet la "zone de broyage maximum" et représentent le "terme ultime de l'écrasement". Les dernières éditions des cartes géologiques (Nantes, Paimboeuf au 1/50 000) font état de trois faciès aux limites imprécises : des "mylonites fluidales", généralement placées au contact des granites laminés ; des "ultramylonites fluidales", d'aspect complètement cataclastique, associées à des filons de quartz discontinus ; des "mylonites hétérogènes", qui semblent localisées entre Nantes et Saint-Etienne-de-Montluc, mais qui pourraient également exister à l'Ouest de Savenay et qui témoigneraient d'un écrasement plus limité au contact des granites laminés et des leptynites de Couëron. Les différents aspects de ces formations cataclastiques seront spécifiés lors de

l'analyse morphologique du Sillon de Bretagne (Chap. 4, § 211).

La Zone Broyée Sud-Armoricaine a fait l'objet de plusieurs interprétations successives.

1 - Ch. Barrois a décrit le socle du Sillon de Bretagne comme "uniformément granitique" (1897 b) et a présenté les granites en question comme "synorogéniques et contemporains de la crise hercynienne et de cassures longitudinales Ouest Nord Ouest - Est Sud Est" (1931).

2 - J. Cogné, en soulignant la complexité structurale de cet accident, l'a successivement défini comme :

- "Une puissante zone de serrage et de décrochement" (d'abord qualifiée de senestre), s'étendant de la Pointe du Raz à la Loire, comprenant un faisceau de failles subverticales divergentes vers l'Est et le Sud Est, bordant continuellement et régulièrement les migmatites de l'Anticlinal de Cornouaille en cisailant ce dernier sur son flanc septentrional entre Quimperlé et Nantes (1960).

- "Un complexe de séries sédimentaires, métamorphiques et granitiques anciennes", représentant les prolongements occidentaux du Domaine Ligérien, écrasé et mylonitisé, associé à la production d'une bande de granites syntectoniques à deux micas orientés et laminés, de mylonites et d'ultramylonites sur une largeur de 1,5 à 3,5 km, accompagné d'extrusions granitiques et pegmatitiques qui, à l'exemple de ceux de Vigneux - Orvault, s'étirent en lames syncinématiques du Finistère à la Loire-Atlantique, dont l'orientation reste commandée par les axes structuraux préexistants (zones de distension cadomiennes) et dont la genèse souligne "le caractère profond et la mobilité de la Z.B.S.A." (1974 a).

- "Un accident structural majeur", produit par un "cisaillement dextre", lors des phases tardives de l'orogénèse hercynienne (asturienne ? saalienne ?).

3 - Plus récemment, dans le cadre d'études globales relatives à l'orogénèse hercynienne dans le Massif Armoricain, J. Cogné a fourni une nouvelle définition de la Z.B.S.A. en l'interprétant comme "l'une des géostructures intracontinentales" corrélative d'une "possible collision intercontinentale" elle-même associée à la fermeture d'un "océan médio-européen" au cours du Dinantien. Malgré son étroitesse, la Z.B.S.A. correspondrait ainsi à une suture majeure entre deux blocs constitutifs principaux du Massif Armoricain et témoignerait de mouvements orogéniques associés à des cisaillements, à des resserrlements et à "la disparition de portions de croûtes importantes" ; elle représenterait alors l'une des "zones limites" principales des mouvements intracratoniques du Nord Ouest de l'Europe au cours du Primaire (J. Cogné, 1977) (P. Jégouzo, 1973 et 1976) (J.P. Lefort, 1975). Ces observations, finalement formulées en termes de tectonique des plaques, donnent actuellement lieu à plusieurs interprétations de l'évolution des Complexes Sud-Armoricains.

23/ Les conceptions présentes sur la genèse des unités structurales du Pays Nantais

Les effets de l'orogénèse pentévrienne demeurent inconnus en dehors du Domaine Domnonéen (Cotentin, Trégor). Le socle du Pays Nantais enregistre donc ses premières déformations antecambriennes avec des mouvements orogéniques cadomiens, réalisés à partir d'un ancien fond schisteux dont la sédimentation et le métamorphisme initial sont habituellement rapportés au Briovérien. La complexité de l'histoire géologique du Pays Nantais et la diversité croissante des interprétations exprimées à son sujet imposent de dissocier dans un premier temps l'évolution du Domaine Ligérien et celle du Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille.

231/ Le Domaine Ligérien

- Le Précambrien et les déformations cadomiennes : Il est généralement admis qu'au niveau de la Zone Sud-Armoricaine, la sédimentation briovérienne s'est effectuée dans le cadre d'un domaine eugéosynclinal reconnaissable à la

puissance de la série schisteuse et aux types de volcanismes et de métamorphismes qui la caractérisent (J. Cogné, 1974) ; mais il demeure impossible d'établir des corrélations rigoureuses avec le Briovérien de Bretagne septentrionale.

Deux phases principales sont distinguées à l'intérieur de l'orogénèse cadomienne :

- Une "étape domnonéenne" survenue à la fin du Briovérien moyen amorce la formation de la "Ride de Moëllan - Lanvaux", qui préfigure celle de la "Cordillère Ligérienne" et qui est alors le "siège de granitisations profondes" ("Granites de Lanvaux").
- Une "étape ligérienne", postérieure au dépôt du Briovérien supérieur correspond au paroxysme de l'orogénèse cadomienne dans la Zone Sud-Armoricaine ; elle engendre la formation de la "Cordillère Ligérienne" et provoque vers le Sud des déformations tangentielles de grande ampleur, qui s'accompagnent de métamorphismes synorogéniques et dont la "Nappe de Champtoceaux" définie plus haut constitue l'exemple le mieux discernable dans le Pays Nantais.

Les conditions de mise en place de telles nappes symmétamorphes sont cependant discutées. Les remarques d'ordres pétrographique et dynamique relatives à la "Série" et à la "Nappe de Champtoceaux" se réfèrent en effet, dans les paragraphes antérieurs, aux interprétations proposées par J. Cogné. Ces interprétations reposent sur le principe d'une symétrie d'affleurements de part et d'autre d'un noyau central anatectique. Il se trouve qu'au Nord de la Loire les témoignages de cette symétrie apparente disparaissent et font place à la succession "Micaschistes du Hâvre - Orthogneiss de Saint-Mars - Complexe orthodérivé du Cellier". De ce fait, J. Marchand a récemment interprété le complexe cristallophyllien de Champtoceaux, non comme une nappe de charriage à flancs normal et inverse, mais comme une "unité structurale correspondant à un mélange tectonique profond, mis en place sous forme d'écaillés se chevauchant mutuellement du Nord Est vers le Sud Ouest et entraînant dans ce mouvement la base de la Série des Mauges" (Micaschistes du Hâvre). L'âge du paroxysme de cet "évènement tectonique tangentiel", dont on retrouve les équivalents dans le Massif Central, se rapporterait "au Dévonien inférieur ou moyen" (phase éo-hercynienne), c'est-à-dire au cycle paléozoïque ante-hercynien (J. Marchand, 1981).

Le Paléozoïque antecarbonifère et les déformations d'âge calédonien :

Le Pays Nantais ne comprend pas de dépôts cambriens connus et devait former au début du Primaire un socle émergé, centré sur le "Môle des Mauges". Comme partout dans le Massif Armoricain, la sédimentation débute dans le Domaine Ligérien à l'Ordovicien : à l'Arenigien (Ordovicien inférieur) à l'emplacement de l'Anticlinal de Candé et du Synclinal d'Ancenis, au Caradocien (Ordovicien supérieur) à l'emplacement du Synclinorium de Saint-Georges. Une sédimentation marine épicontinentale se poursuit jusqu'au Dévonien inférieur en produisant d'épaisses séries qui ne comportent pas de lacunes importantes, mais au sein desquelles les étages siluriens demeurent mal discernés.

Le problème d'une orogénèse calédonienne est posé en Bretagne méridionale, en particulier par l'existence d'un "plutonisme ordovicien-silurien" ("orthogneiss de Roguedas" dans le Morbihan, "Granites de Moëllan II"). Dans l'Est du Domaine Ligérien, plusieurs phénomènes évoquent l'influence de cette "alerte calédonienne" :

- Le caractère subsident et changeant des dépôts accumulés entre l'Ordovicien et le Dévonien inférieur (sédiments néritiques à nombreuses variations latérales de faciès) témoigne de la mobilité permanente de la région pendant le Paléozoïque inférieur et de la préparation du "Sillon géosynclinal de Saint-Georges-sur-Loire" (P. Cavet et al., 1978, Notice, Carte géologique d'Ancenis)
- Le volcanisme basique qui commence à se produire à la fin de l'Ordovicien supérieur et au début du Silurien à l'emplacement du Synclinorium de Saint-Georges peut traduire les manifestations d'une phase orogénique, actuellement considérée comme éo-hercynienne (J. Marchand, 1981).

- Le Dévonien demeure incomplètement connu et la lacune du Dévonien moyen, au moins en ce qui concerne le Givétien, peut s'expliquer par une émerision locale et momentanée du socle, qui révélerait l'influence d'une phase orogénique d'âge calédonien reconnue par ailleurs en Bretagne (phase acadienne) et qui annoncerait l'orogénèse hercynienne.

L'orogénèse hercynienne et la sédimentation carbonifère

La sédimentation qui reprend au Dévonien supérieur et qui s'étend jusqu'au "Namuro-Westphalien" enregistre, par les termes de sa stratification, les différentes phases relatives à l'orogénèse hercynienne. Les Complexes Sud-Armoricains sont considérés par J. Cogné comme le "champ de mobilité hercynienne majeure" dans le Domaine Ligérien ; la "réactivation et la remobilisation du socle " concernent des plissements et métamorphismes des structures antérieures (comme à l'intérieur des séries cristallophylliennes de Champtoceaux), ainsi que des cisaillements et granitisations provoqués plus à l'Ouest par la mise en place de la Z.B.S.A. (comme à l'emplacement du Batholite d'Orvault). Trois phases, dont la succession exacte continue de susciter des discussions, sont généralement distinguées à l'intérieur de l'orogénèse hercynienne dans la région (J. Cogné, 1974 b) (J.J. Chauvel, M. Robardet et J.P. Lefort, 1979).

A/La Phase Bretonne, intervenue lors de la transition Dévonien-Carbonifère, entraîne une première série de mouvements qui va du Dévonien Moyen au Dinantien et qui correspond selon J. Cogné à "la période d'intumescence de la chaîne hercynienne". Le socle du Domaine Ligérien oriental subit des ondulations et des déformations modérées à propos desquelles la région d'Ancenis est l'une des premières concernées tandis qu'au niveau du Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille se préparent les "voussures et coulissages" qui se développeront pendant la phase suivante. Dans le Bassin d'Ancenis, les dépôts corrélatifs de l'érosion de ces premiers reliefs hercyniens forment l'épaisse série détritique marine, puis continentale, connue sous l'appellation de "Culm frasno-dinantien" ou, dernièrement, de "Complexe gréso-pélimitique frasno-dinantien" (P. Cavet et al., 1978, Notice, Carte géologique d'Ancenis).

B/La Phase Sudète, correspondrait à des plissements, des serrages et des métamorphismes synorogéniques ; J. Cogné attribue à la phase sudète ou à la phase asturienne les grands coulissages comme la Z.B.S.A.. A l'Est du Domaine Ligérien, elle se reconnaîtrait :

- d'une part aux lentilles conglomératiques ("Poudingues d'Ingrandes"), qui surmontent le "Culm d'Ancenis", proviennent de "cônes torrentiels sous-lacustres" et indiquent l'existence de mouvements importants au cours du Dinantien (Viséen ?) ;
- d'autre part à des intercalations pyroclastiques (tufs cinéritiques appelés "Pierre Carrée"), qui "témoignent d'une "activité volcanique de type explosif" et qui accompagnent la formation des dépôts "namuro-westphaliens", ainsi que la formation du fossé tectonique que constitue le Sillon Houiller de la Basse-Loire (J.J. Chauvel, M. Robardet et J.P. Lefort, 1979) (P. Cavet et al., 1978, Notice, Carte géologique d'Ancenis).

C/La Phase Erzgebirgienne et la Phase Asturienne, responsables du plissement de l'ensemble des sédiments paléozoïques de la région jusqu'au Westphalien, sont actuellement considérées comme responsables du paroxysme orogénique de la "crise hercynienne".

232/Le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille et la Zone Broyée Sud-Armoricaine donnent lieu de leur côté à plusieurs séries d'interprétations principales.

A/Un schéma évolutif classique, proposé par J. Cogné, est fondé sur deux paroxysmes orogéniques distincts, l'un précambrien (cycle cadomien), l'autre paléozoïque (cycle hercynien) (J. Cogné, 1974 b) (J.J. Chauvel, M. Robardet et J.P. Lefort, 1979).

a/Le socle originel, habituellement rapporté au Briovérien, enregistre une orogénèse cadomienne polyphasée se traduisant principalement par le déversement vers le Sud de nappes synmétamorphes qui, à l'Ouest du Pays Nantais et en particulier à l'emplacement de l'actuel Anticlinal de Saint-Nazaire, représentent des structures comparables à celle de la Nappe de Champ-toceaux, à la fois par leur style ("simplo-téssinois") et par la phase orogénique à laquelle elles se rapportent ("ligérienne"). Les déformations, écrasements et métamorphismes ultérieurs, engendrés par la "réactivation hercynienne", selon de nouvelles orientations orogéniques, empêchent la reconstitution précise de telles structures.

b/L'orogénèse hercynienne, polyphasée, est, de ce fait, responsable de la mise en place des principales unités structurales situées au Sud du Sillon de Bretagne.

- La Phase Bretonne, qui représente selon ce schéma la "phase d'intumescence de la chaîne hercynienne" (J. Cogné), inaugure cette orogénèse par la création de "voissures migmatitiques" comme celles de l'Anticlinal de Cornouaille stricto sensu et celle de l'Anticlinal de Saint-Nazaire. Cette phase orogénique précoce provoque une réactivation profonde du socle qui se traduit par la remontée des granites d'anatexie de Prinquiau et par la formation de leur enveloppe d'embranchement, mais qui ne produit pas encore de nouvelles orientations orogéniques, les directions structurales majeures demeurant voisines de celles du socle précambrien (N 100 - 110°).

- La Phase post-Dinantienne correspond dans son ensemble à la phase orogénique majeure et comprend probablement deux étapes principales :

- Une "phase asturienne", intervenue pendant le Westphalien, se traduit par une puissante tectogénèse, qui se marque elle-même par trois séries de phénomènes solidaires :

. Une importante tectonique de plissement, associée surtout à un système d'écaillages déversés vers le Sud, par dessus les voissures migmatitiques formées lors de la phase bretonne.

. Des mouvements de coulissage, serrage et broyage, qui cisailent l'ensemble des Complexes Sud-Armoricains selon une direction nouvelle, caractéristique des structures hercyniennes (direction "armoricaine" N 125 - 130°) et qui définissent la mise en place de la Z.B.S.A. ; ces mouvements de grande ampleur succèdent probablement à des coulissages précoces senestres. Lors de la phase asturienne, la Z.B.S.A. a pu constituer la zone de racine des écaillages déversés sur le flanc méridional de l'Anticlinal de Cornouaille.

. Le développement d'un métamorphisme intense dans "les régions les plus actives de l'orogène." et la mise en place des lames de granites syntectoniques qui sont associés à la Z.B.S.A. (Batholite de Vigneux - Orvault) et qui, selon l'image bien connue de J. Cogné, évoquent "les barbes d'une plume qui divergent de la hampe commune".

- Une phase tardive, post-stéphaniennne, de fracturation et de réajustement, se traduit principalement par la poursuite des cisaillements et des serrages produits le long de la Z.B.S.A. selon un déplacement final dextre et par une rétro-morphose générale (phase saaliennne ?) ; les réajustements secondaires se manifestent par les jeux de fractures transversales décrochantes d'orientation Nord-Ouest - Sud-Est (N 150-160°) et Nord-Est - Sud-Ouest (N 50°, senestre).

B/Une nouvelle interprétation, proposée par J. Cogné, conçue dans le cadre d'une tectonique globale, fondée sur des analyses géochronologiques et des définitions structurales nouvelles, relatives aux ectinites et aux migmatites de Bretagne méridionale (Morbihan, Estuaires de la Vilaine et de la Loire), oppose les Complexes Sud-Armoricains à l'ensemble des régions bretonnes plus septentrionales, considère la Z.B.S.A. comme l'axe directeur des orogénèses survenues dans le Massif Armoricain et fait état de phénomènes tecto-métamorphiques uniquement paléozoïques dont la succession comprendrait deux étapes majeures :

- La formation d'un "orogène ligérien" associé à un phénomène de subduction (Siluro-Dévonien).
- La formation d'un "orogène varisque", associé à un phénomène de collision (Dévonien Supérieur et Carbonifère inférieur).

a/L'influence d'une série de phénomènes tecto-métamorphiques pré-hercyniens polyphasés, produits à partir d'un socle antecambrien mal connu et mal daté ("socle briovéro-cadomien"), peut être décelée en Bretagne méridionale grâce à l'existence supposée de deux ceintures de métamorphismes H.P.-B.T. et H.T.-B.P., disposées parallèlement à la côte atlantique actuelle (J. Cogné, 1977).

Au Sud, une première ceinture, remarquable dans les îles morbihanaises (Groix) et en Vendée, se caractérise par les Schistes bleus de Groix et par des minéralisations propres à un métamorphisme H.P.-B.T. qui se trouve placé entre 420 - 370 M.A. (Silurien-Dévonien inférieur) (J.J. Peucat, 1977).

Au Nord, une ceinture plus tardive (380 - 370 M.A., soit Dévonien moyen), marquée par des minéraux-repères des faciès de métamorphisme H.T.-B.P. et M.P., se compose de gneiss, de migmatites et de granites d'anatexie (granites du type de Sainte-Anne-d'Auray et de Prinquiau), dont la mise en place terminale est expliquée par un phénomène de diapirisme (C. Audren, 1976 et 1977).

L'ensemble s'apparente selon J. Cogné à une "double ceinture de métamorphisme du type de celles qui accompagnent les zones de subduction" (double ceinture du type péripacifique par exemple) et témoigne d'évènements pré-hercyniens qui évoquent "l'ouverture vers le Sud, à partir du Précambrien terminal (Briovérien et Paléozoïque inférieur), d'un "domaine océanique", suivie d'une subduction d'âge siluro-dévonien sous une marge continentale", laquelle correspondrait au socle "briovéro-cadomien" formant l'actuel Domaine Ligérien (J. Cogné, 1977). Cet ensemble révélerait la formation d'un dispositif orogénique complet, qualifié "d'Orogène Ligérien", rapporté à une dynamique pré-hercynienne comparable à celle qui caractérise les orogènes cordillérains récents et composé : au Sud, par une semelle océanique, dont la double ceinture de métamorphisme indique le plongement par subduction sous les domaines continentaux cadomiens ; au Nord, par un avant-pays continental, constitué par le socle cadomien et par les sédiments siluro-dévonien qui le recouvrent localement (Domaine Ligérien).

Le "diapirisme des granites d'anatexie" (type Prinquiau) produit par la remontée des "masses anatectiques dans la croûte sialique" témoignerait des compressions enregistrées sur la bordure méridionale de cet avant-pays. A l'intérieur de ce dernier, le "Sillon de Saint-Georges-sur-Loire" correspondrait à une "zone de croûte amincie", marquée entre l'Ordovicien et le Dévonien par une subsidence importante, par une sédimentation épicontinentale et par un volcanisme basique qui peut être considéré comme typique des structures marginales ("sillon externe de distension"). Au Nord du Domaine Ligérien, la Ride de Lanvaux, soulignée par une bordure d'intrusions alcalines (granites de Lanvaux), marquerait la limite du socle armoricain stricto sensu.

L'élaboration de cet orogène "ligérien" est rapportée à la phase acadienne, définie dans les Appalaches du Nord.

b/La formation ultérieure d'un orogène "varisque" comprend plusieurs étapes. La subduction siluro-dévonienne associée à l'édification de l'orogène ligérien entraîne la fermeture progressive d'un "océan médio-européen" mal défini; elle est suivie à partir du Dévonien supérieur et au début du Carbonifère d'une collision entre une plaque continentale méridionale encore indéfinie et une plaque Nord-européenne ("Continent Eurasiatique" ?).

En raccourcissant les structures précédentes ("édifice ligérien"), cette collision réduit l'"océan médio-européen" à une zone de suture très étroite (Z.B.S.A.) et se trouve à l'origine de l'orogénèse hercynienne. Cette dernière se caractérise par une réactivation ensialique du socle briovéro-cadomien et de

sa couverture épicontinentale paléozoïque, lequel représenterait un élément de "croûte amincie pré-hercynienne", par une "tectonique de serrage, de chevauchement et de cisaillement intracratonique", centrée sur la Z.B.S.A. et par de "puissants écaillages tangentiels du socle ligérien", enracinés sur celle-ci et déversés vers le Sud.

La mise en place de ces structures sud-armoricaines comprendrait selon J. Cogné (1977) :

- Une phase de coulissage précoce et de serrage essentiellement senestre, accompagnée d'un métamorphisme syntectonique intense (phase sudète ?) ; cette réactivation profonde entraîne l'éjection en éventail de leucogranites (du type de ceux du Sillon de Bretagne) à partir des granites d'anatexie (du type de ceux de Prinquiau).
- Une étape de blastomylonitisation et d'écrasement de ces leucogranites et des schistes cristallins environnants (type Mauves).
- Une étape de "relaxation" caractérisée par un important coulissage dextre final et par un second "flux de leucogranites" (du type de ceux de Vigneux) (phase asturienne ?, saalienne ?).

La reconstitution de la mise en place des Complexes Sud-Armoricains et, parmi eux, du socle du Pays Nantais, donne actuellement lieu à plusieurs modèles.

A l'exemple de la seconde des hypothèses rapportées ci-dessus, les plus récents sont formulés en termes de tectonique des plaques et sont fondés sur un mécanisme initial de subduction. Mais leur contenu n'est pas nécessairement contradictoire avec celui de la première hypothèse ; l'intervention d'une éventuelle collision hercynienne pouvant se concevoir à la suite d'orogènes antecambriennes et paléozoïques précoces polyphasées (J. Cogné, 1977) (J.J. Chauvel, M. Robardet et J.P. Lefort, 1979).

Par ailleurs, certains modèles "mobilistes" considèrent le type de métamorphisme associé à la genèse des schistes bleus de Groix comme le témoignage d'une obduction et expliquent les structures sud-armoricaines par une "subduction intra-océanique suivie d'un enfoncement limité d'une croûte continentale sous la croûte océanique" (obduction), puis d'une "collision intracontinentale" (orogène hercynien) (P. Matte et M. Mattauer, 1978) (P. Cholet et G. Allain, 1979).

Parallèlement à ces schémas mobilistes, des modèles relatifs à une simple évolution intracratonique continuent d'être proposés et il reste toujours à déterminer si la chaîne hercynienne résulte d'une "collision entre deux masses continentales médio et nord-européennes", initialement séparées par un océan "médio-européen" ou d'une "évolution intracratonique dans une région de croûte continentale mince et non encore indurée" (J. Cogné, 1977).

La multiplicité de ces schémas explicatifs montre suffisamment que la question n'a pas reçu de solution définitive, comporte toujours de nombreuses inconnues et soulève des problèmes nouveaux, dont les principaux concernent, sur le seul plan régional, la définition et la datation du socle précambrien, l'origine et la nature des masses continentales qui s'affrontent le long de la Z.B.S.A., les corrélations possibles entre le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille et le Domaine Ligérien.

3/Thèmes de recherches et Méthodologie

31/Les thèmes de recherches

Le relief du Pays Nantais s'avère très rudimentaire puisque la combinaison des surfaces et des versants n'y produit que trois formes simples : des plateaux, des vallées et des talus singuliers. Les descriptions morphologiques et structurales précédentes permettent cependant d'énoncer plusieurs séries de problèmes qui n'ont jamais reçu de solution complète dans le cadre local et qui s'intègrent à des thèmes de recherches communs à l'ensemble du Massif Armoricaïn.

311/La définition des aplanissements

Les paysages du Pays Nantais évoquent d'abord les descriptions classiques des massifs anciens. Les formes banales y prédominent. Les plates-formes y rappellent les exemples utilisés pour illustrer la notion de pénéplaine et les versants les exemples choisis pour exposer les effets des évolutions cycliques. L'un des principaux problèmes posés par le Pays Nantais a trait à la définition des aplanissements, qui concernent l'essentiel des paysages, ainsi qu'à la détermination de leur âge, de leurs conditions d'élaboration et de leurs formations superficielles signalétiques. A ce propos, le Pays Nantais est indissociable des régions voisines. Les aplanissements reconnus à l'intérieur du Massif Armoricain, ont été longtemps rapportés à une surface "post-hercynienne" dont la genèse était généralement associée à une évolution polycyclique et dont les ultimes retouches étaient attribuées à diverses époques du Tertiaire. Plus récemment, C. Klein a réuni tous les éléments constitutifs de cette surface sous le terme de "Pénéplaine de l'Ouest de la France" et leur a appliqué les principes d'une évolution "acyclique", en montrant que les aplanissements avaient pris le relais les uns des autres, par regradations continuelles, et avaient nourri la sédimentation détritique périphérique, de sorte que la surface actuellement observable paraît indatable (1975).

312/La détermination des influences respectives de l'érosion différentielle et de la tectonique sur l'édification du relief

Le type de structure auquel appartient le Pays Nantais conduit naturellement à s'interroger sur les parts de l'érosion différentielle et de la tectonique dans l'élaboration du relief actuel et sur les manifestations de déformations post-hercyniennes éventuelles. Ces questions s'intègrent à une problématique classique de la géomorphologie des massifs anciens. Leur intérêt se trouve renouvelé par de récents travaux menés dans le Massif Armoricain et au Nord du Massif Central (B. Hallégouët, 1971) (A. Winckel, 1971) (J.C. Flageollet, 1977) (J.L. Nolf, 1980). Dans le cas du territoire étudié, il semble vain d'entretenir trop longtemps des doutes à leur sujet. La faible élévation du Pays Nantais constitue au départ une entrave au dégagement de formes d'érosion différentielle remarquables. Par ailleurs, les premières analyses de terrain ont rapidement permis de constater que l'influence de celles-ci se cantonne à des formes mineures, que le socle est fracturé de multiples façons et que le relief se trouve principalement guidé dans ses grandes lignes, comme dans le détail, par des réseaux de failles d'importances diverses.

En recoupant des structures préorogéniques et synorogéniques d'ampleurs inégales, la surface des plates-formes entraîne la juxtaposition d'affleurements granitiques et métamorphiques de natures variées. Les points culminants de la région correspondent à des affleurements granitiques (Sud du Plateau Nantais s.s.) ou granito-gneissiques (Sud du Plateau du Cellier), mais rien ne prouve que leur position résulte de l'érosion différentielle, les micaschistes occupant aux alentours des altitudes très voisines, sans que leurs limites se distinguent dans le paysage. Les secteurs les plus déprimés sont d'ailleurs indifféremment constitués de granites, de gneiss (Estuaire) ou de micaschistes (Plate-forme de Carquefou). Sur les plateaux, la lithologie n'influence que secondairement la densité des réseaux hydrographiques. Les affleurements granitiques correspondent aux secteurs les plus mal drainés. Ainsi, l'indice L/S n'atteint que 0,26 à l'emplacement de la Z.B.S.A. et du Batholite de Vigneux - Orvault, mais demeure relativement faible dans les micaschistes environnants, où il présente une valeur très inférieure (0,54) à celles qui ont été enregistrées par exemple dans les domaines granitiques du Léon (1,43 à 2,31) (B. Hallégouët, 1971).

Les contacts lithologiques semblent exercer, au premier abord, une influence déterminante sur la répartition et le tracé des thalwegs. Ainsi,

sur le Plateau Nantais, le Gesvres et le Cens encadrent le Batholite de Vigneux - Orvault ; dans le détail, une gouttière de micaschistes, pincée entre la terminaison du batholite et une apophyse, explique la localisation et l'orientation d'un affluent du Cens. Plus au Sud, la Chezine paraît canalisée par des bandes de micaschistes et de gneiss ainsi que par des filons d'amphibolites parallèles et attenants à la Z.B.S.A.. Sur le Plateau du Cellier, l'inflexion des affleurements de micaschistes de la Série de Mauves s'imprime sur l'orientation des réseaux, notamment sur celui du Gobert. Les affleurements lanierés de la Série de Champtoceaux, alternativement très résistants (gneiss anatectiques, leptynites, amphibolites) ou théoriquement plus vulnérables (micaschistes, schistes verts), guident en partie le drainage, ce que tend à montrer, en tout cas, l'alignement de certains vallons sur les affleurements de micaschistes ou au contact de formations de résistances contrastées (Vallons de Vandel et du Cellier, Loge au Moine). Le contact entre le Briovérien qui borde au Nord la Série de Champtoceaux et les sédiments primaires du Synclinal d'Ancenis (Axe Saint-Géréon - Couffé - Ligné - Nort) est souligné par un alignement continu d'affluents de la Loire, du Hâvre et de l'Erdre.

Tous ces exemples évoquent d'abord l'influence des unités structurales directionnelles et de l'érosion différentielle sur l'équipement hydrographique. La répartition et l'orientation des principaux affleurements influencent apparemment le modelé de dissection. Jamais cependant elles ne suffisent à l'expliquer : d'abord parce que la plupart des contacts lithologiques précités coïncident avec des accidents cassants reconnus ; ensuite parce qu'il existe une majorité de vallées et de versants de directions différentes ou contraires à celles des affleurements et des linéations synorogéniques. Ainsi, la diffusion des réseaux supérieurs du Cens et de la Rousselière dans les Granites d'Orvault, ou celle du réseau de l'Hocmard dans les Micaschistes de Mauves, s'avère indépendante des conditions lithologiques. A l'emplacement de la Série de Champtoceaux, existent autant de recoupements d'affleurements inégalement résistants que d'adaptations à leurs orientations, alors que les contraintes géologiques paraissent plus déterminantes que partout ailleurs. Le tracé du Hâvre n'est qu'accessoirement conditionné par l'érosion différentielle. Enfin et surtout, ceux de l'Erdre en aval de Nort et de la Loire entre Oudon et Nantes, sont exactement perpendiculaires aux orientations structurales locales (fig. 4).

En définitive, les marques de l'érosion différentielle s'avèrent difficiles à isoler de celles d'une influence conjointe des failles et ne s'appliquent de toute façon qu'à des formes mineures dont les dimensions ne dépassent pas celles des vallées de 2ème ordre. En plus des accidents connus, l'ordonnance géométrique et l'alignement des coteaux et des reliefs en creux évoquent au contraire l'influence prépondérante d'une trame tectonique de style cassant. Le socle du Pays Nantais est effectivement très fracturé et son relief, malgré sa faible énergie, ne peut s'expliquer par la seule intervention de la morphogenèse fluviale. Certains de ses composants essentiels, dont les plates-formes, partiellement inclinées et étagées de part et d'autre de talus singuliers (Plateau du Cellier et Plate-forme de Carquefou séparés par le Coteau du Chemin Nantais, Plateau Nantais et compartiments rocheux de l'Estuaire, séparés par le Sillon de Bretagne) suggèrent l'éventualité de tectogenèses post-orogéniques. Des rejeux postérieurs à la régression pliocène ont été d'ailleurs invoqués à plusieurs reprises à propos de la région (M. Gautier, 1967 et 1970) (M. Ters et al., 1969, Notice, Carte géologique de Nantes). Le terme de "néotectonique" sera réservé ici aux déformations de ce type. La question de l'origine et de l'âge du coteau actuel du Sillon de Bretagne, dont la solution a peu progressé depuis l'exposé des conceptions de Ch. Barrois (1930 et 1931), présente dans ce contexte un intérêt particulier.

En fait, le thème de la fracturation du socle et de son rôle dans l'édification du relief local s'est imposé dès les premières recherches entre-

prises sur le terrain. Le plan de ce travail en rend compte et l'évaluation de la portée des accidents cassants dans le paysage actuel en constitue l'un des principaux objectifs. Dans une région comme le Pays Nantais, l'inventaire et l'interprétation de tels accidents posent néanmoins des problèmes difficiles.

Les travaux des géologues, consignés sur les cartes et fondés sur des arguments d'ordre géologique, c'est-à-dire sur la dénivellation ou, plus souvent, sur le décalage horizontal d'un même terrain, révèlent deux orientations tectoniques prédominantes dans le Pays Nantais : une direction N 100-110°, sur laquelle s'alignent la faille de Nort-sur-Erdre ou les rebords du Batholite de Vigneux - Orvault, et une direction N 120-125°, propre aux accidents parallèles à la Zone Broyée Sud-Armoricaine. La première a été qualifiée d'"angevine" par C. Klein, qui y associe l'orientation majeure des axes cadomiens au Sud du Massif Armoricaire (1975), la seconde est qualifiée d'"armoricaine" par la plupart des auteurs, qui y reconnaissent l'orientation majeure des déformations hercyniennes dans l'ensemble du massif. Ces appellations sont utilisées dans les chapitres suivants pour les commodités de la description, sans préjugé systématique de l'origine ou de la chronologie des déformations concernées. D'autres directions, obliques par rapport aux précédentes et apparemment moins communes, sont également signalées dans la région, mais l'expression cartographique de la trame tectonique locale demeure très incomplète, malgré les progrès réalisés sur les publications les plus récentes, en particulier sur les feuilles au 1/50 000 d'Ancenis et de Nort-sur-Erdre.

L'observation directe du socle sur le terrain conduit à reconnaître de multiples accidents cassants, les uns conformes, les autres étrangers aux bordures d'affleurements ; mais le repérage et la hiérarchisation de ces accidents, déjà handicapés par des conditions d'observation inégales, sont encore gênés par le style tectonique lui-même. Les failles se révèlent en effet omniprésentes, même à l'écart des accidents réputés majeurs. Certaines déterminent des bandes de mylonites sur de grandes largeurs, mais la plupart s'expriment par de simples réseaux de cassures souvent difficiles à distinguer des diaclases, des joints ou fentes de tensions. Les lignes de failles se composent généralement d'une infinité de fractures parallèles ou sécantes, parfois en échelons, donc sans rapports évidents avec l'orientation d'un éventuel accident principal. Telle faille d'apparence mineure peut correspondre à un accident à fort rejet, alors qu'une large zone de broyage peut résulter de déplacements horizontaux négligeables, sans conséquences directes sur les paysages.

Les données obtenues à partir des publications géologiques et des relevés de terrain ont été utilement complétées par une étude morphotectonique de détail, issue d'une analyse conjointe des cartes topographiques à différentes échelles et des images spatiales relatives à la région. Les "alignements morphologiques" déterminés de cette façon ne sont jamais fortuits, surtout lorsqu'ils recoupent les affleurements géologiques sur de longues distances et ne peuvent être négligés dans un milieu par ailleurs très pauvre en informations. La méthode a évidemment ses limites et ses défauts, qui incluent le risque d'argumentations tautologiques maintes fois dénoncées (M. Gautier, 1963) (C. Klein, 1975). Son rejet total revient à nier les difficultés d'analyse propres aux socles et à s'interdire toute recherche au départ.

313/L'analyse des modelés de dissection et l'identification des héritages paléogéographiques

L'énoncé des problèmes relatifs aux formes de ravinement a accompagné la description des paysages (§ 12 et 13).

Les uns concernent la mise en place des réseaux de drainage et ses étapes : organisation générale des réseaux, tracé de la Loire, cours épigéniques des rivières de 3ème ordre et franchissement de grands coteaux singuliers par le Hâvre et le Brivet, origine de la charnière de l'Erdre, tracés à "contre-Loire" des principales vallées de 2ème ordre, disparité des bassins versants et

dissymétries des réseaux de tributaires de certains cours d'eau, concentrations de confluences et extension des zones humides. Ces problèmes sont évidemment à traiter en rapport avec les dernières phases d'aplanissement et de déformations du socle.

Les autres intéressent l'incision des surfaces et les étapes de l'encaissement des réseaux : origines des "alvéoles", calibrage irrégulier, dissymétries et évasements localisés des vallées, goulets de confluences et méandres encaissés, ruptures de pente des profils en long, origine des replats et finalement, évolution du modelé des versants. Ces problèmes sont à traiter en cherchant à établir les parts respectives des héritages tertiaires et quaternaires. L'encaissement des thalwegs a donné lieu à diverses interprétations dans les régions voisines. La présence de "sables rouges" plaqués au fond de vallées bretonnes ou vendéennes a servi à démontrer l'encaissement de thalwegs pré-pliocènes et leur réutilisation lors de la régression fini-pliocène. Selon C. Klein, la dissection de la "surface acyclique" se serait manifestée dès le pré-Helvétien et se serait accentuée au pré-Redonien ("crise mio-pliocène") ; l'histoire des versants débiterait à cette époque sur les marges du Massif Armoricaïn.

Les études menées sur le Quaternaire du Massif Armoricaïn ont généralement abouti à attribuer un rôle prépondérant aux processus périglaciaires dans le modelé de détail, notamment à la solifluction et à l'éolisation. Il reste à déterminer leur portée réelle dans le Pays Nantais et à évaluer leur influence relative en regard d'autres systèmes morphogéniques.

32/Le choix des versants comme moyen d'analyse privilégié de la géomorphologie du Pays Nantais

Les thèmes de recherches dégagés de la présentation morphostructurale du Pays Nantais sont classiques et finalement communs à tous les massifs anciens. Néanmoins, leur approche se trouve handicapée ici par la médiocrité générale des altitudes, la complexité des faits structuraux et la carence des indications stratigraphiques.

La simplicité du modelé local a pour contrepartie la rareté des éléments explicatifs. S'il est admis qu'en milieu tempéré la morphogenèse est ralentie et qu'en revanche les héritages comptent parmi les mieux conservés, force est de constater qu'ici ces derniers s'effacèrent en se succédant et n'eurent en commun que leur manque d'ampleur.

Les données structurales sont incomplètement établies et périodiquement remises en question. L'influence des facteurs lithologiques semble aléatoire. Celle des facteurs tectoniques apparaît déterminante, mais reste parfois conjecturale. Sur le terrain, l'examen du socle est entravé par le comblement progressif des carrières et les conditions de son observation demeurent fragmentaires, malgré l'ouverture des longues tranchées consécutives aux travaux autoroutiers.

Les données sédimentaires sont elles-mêmes d'un emploi malaisé. Le Massif Armoricaïn, au moins dans sa partie orientale, a enregistré les effets de plusieurs transgressions tertiaires, parmi lesquels les dépôts de "faluns helvétiques" et de "sables rouges pliocènes" sont les plus remarquables. Les sédiments tertiaires sont relativement bien représentés en Loire-Atlantique. Ceux dont l'âge est pré-pliocène se superposent dans des zones de subsidence qui correspondent à la plupart des bassins périphériques, aux "basses terres" aujourd'hui soulignées de zones humides (Campbon, Saffré, Nort, Petit-Mars, Estuaire). Les sables rouges pliocènes affleurent en revanche à la surface des bassins comme sur les plateaux. Tous ces dépôts offrent un intérêt évident pour la reconstitution de la paléogéographie locale et leur exploitation méthodique représente l'une des voies possibles de l'analyse géomorphologique.

Ceux qui occupent les bassins renseignent en effet sur le rythme des transgressions, les déformations du socle et l'évolution des paléoreliefs. Par leurs disparités d'altitudes, les sables rouges posent quant à eux le problème de l'envoyage d'un relief aussi différencié que l'actuel au cours du Pliocène, ou de déformations majeures produites à la suite de celui-ci. Mais la prospection des remplissages des bassins, de même que leur interprétation stratigraphique et paléontologique demeurent elles aussi très incomplètes malgré les progrès continuels réalisés dans ces domaines. Les matériaux qualifiés de "sables rouges", réputés pliocènes en raison de leur position stratigraphique, sont azoïques et comprennent vraisemblablement plusieurs types de sédiments.

Entreprendre l'étude du Pays Nantais à partir de celle des dépôts tertiaires et des formations superficielles impliquait une dépendance de l'état d'avancement des campagnes de sondages et des interprétations stratigraphiques, ainsi qu'un risque d'occulter les véritables questions de géomorphologie au profit des problèmes sédimentologiques. L'analyse détaillée des formes, menée à partir d'une étude systématique des versants s'imposait donc comme la méthode descriptive et explicative la mieux adaptée aux contraintes morphostructurales locales et aux dimensions de ce travail.

Le relief du Pays Nantais est modéré et les versants sont à son échelle ; un simple exemple suffit cependant à montrer leur prééminence dans le paysage. Un repérage sommaire des voies anciennes révèle en effet les difficultés rencontrées dès l'occupation romaine pour traverser la région, la détermination des itinéraires loin avant l'obstacle en fonction du recouplement d'un coteau ou d'une série de vallées (Sillon de Bretagne par la voie Nantes - Savenay, Vallées du Cens et du Gesvres par la voie Nantes - Blain), la préférence pour les secteurs les plus tabulaires et les plus élevés, donc pour les lignes de partage des eaux, lors de l'établissement des liaisons principales (Plateau Nantais pour la voie Nantes - Pontchâteau), la traversée des fonds de vallées par les sections les plus resserrées et les moins inondables (Le Pont-Noyer le long du Hâvre), le franchissement oblique des principaux versants (Le Saz, La Madeleine le long du Gesvres). La construction des routes modernes se heurte aux mêmes difficultés : passages de vallées trop larges (celle de l'Erdre au Pont de la Beaujoire) ou trop encaissées (celle du Hâvre au Viaduc d'Oudon). La coïncidence de leur tracé avec plusieurs tronçons de voies anciennes n'est pas fortuite (autoroute A11 sur le Plateau du Cellier). De tous temps, les nuances topographiques qui échappent habituellement aux usagers du réseau routier local ont donc conditionné le choix de ses constructeurs. Le tracé du réseau ferroviaire est aussi significatif. L'obligation de construire plusieurs tunnels le long des coteaux de Loire, souligne les contraintes d'un relief où les altitudes n'atteignent jamais 100 m et montre de ce fait à quel point les paysages du Pays Nantais s'apparentent à ceux des autres massifs anciens.

Dans tous les cas, ce sont les versants qui créent l'obstacle, cloisonnent le relief et rompent l'uniformité des paysages. Les modelés des versants posent des problèmes relatifs aux influences structurales et morphoclimatiques qui peuvent être analysés pour eux-mêmes. Ils composent également des figures de synthèse qui enregistrent les héritages paléogéographiques propres à l'ensemble de la région.

Le présent travail a par conséquent un double but : l'étude des versants, d'abord envisagée comme une fin en soi, l'analyse morphologique et l'interprétation paléogéographique du Pays Nantais à partir des mêmes versants, considérés cette fois comme un moyen d'investigation privilégié.

Son point de départ résulte de l'observation de replats répartis le long de plusieurs vallées et associés à des dépôts spécifiques. Cette observation est exploitée dans une première partie, centrée sur les "pentes à

replats" et consacrée aux aplanissements, à leur place dans le paysage, aux paléoreliefs et aux processus à partir desquels ils se sont élaborés, aux formations superficielles qui leur sont associées. Une seconde partie traite des niveaux de base de ces aplanissements, des déformations du socle, de l'édification des volumes topographiques actuels, des relations précises entre la fracturation et la mise en place des réseaux hydrographiques ; elle est centrée sur l'analyse des "talus singuliers". La dernière se rapporte à la dissection des plates-formes, au façonnement des modelés de ravinement, à l'évolution récente des reliefs et s'appuie sur l'étude des "versants de vallées".

Le terrain choisi, et préalablement délimité, présente finalement une triple unité : topographique par les deux plateaux qui en constituent l'armature, structurale par le socle exclusivement granitique et métamorphique qui le sous-tend, hydrographique par les bassins affluents de l'Erdre et de la Loire qui le drainent. Ce travail débouche enfin sur des questions suffisamment vastes pour que ses limites soient encore fixées dans le temps. Il traite de géographie. Il reste donc axé sur l'analyse et l'interprétation des paysages actuels. Les problèmes relatifs au Quaternaire et à ses composantes morphologiques, paléoclimatiques et tectoniques s'étant progressivement imposés au cours de sa préparation, il ne fait allusion aux phénomènes géologiques et aux héritages tertiaires que dans la limite de leurs influences directes sur le relief.

33/ Les méthodes de recherches

331/ Les études de terrain

Les données bibliographiques relatives au sujet traité offrent une double particularité. Les références concernant précisément la géomorphologie du Pays Nantais sont rares et souvent anciennes ; parmi elles, les études contemporaines du levé des premières cartes géologiques conservent leur intérêt fondamental, mais traitent de la structure locale ou de l'évolution de la vallée de la Loire plus que de l'analyse du relief lui-même. A l'inverse, les travaux qui, de différentes façons, se rapportent aux questions étudiées : reliefs des massifs anciens, modelés de versants par exemple, représentent une documentation pratiquement illimitée, parmi laquelle dominent plusieurs thèses récentes. En conséquence, ce mémoire est d'abord le résultat d'un long travail de terrain, l'analyse des paysages et des coupes constituant la source documentaire fondamentale, ainsi que la base des argumentations et interprétations.

Les paysages locaux sont réputés monotones. Il est certain que, dans un milieu où les altitudes demeurent très basses, où la modération des pentes est la règle et où s'ajoutent les difficultés d'observation communes aux régions de bocage, l'analyse des versants nécessite un apprentissage. On ne commence en fait à progresser qu'à partir du moment où l'on discerne les bossellements mineurs d'un plateau, où l'on associe les sections d'un versant à leurs différentes utilisations agricoles, où l'on perçoit la succession des formations végétales qui, dans les marais ou les fonds de vallons, souligne des nuances topographiques d'un ordre de grandeur inférieur au mètre. Mais en raccourcissant les points de vue et en camouflant les reliefs, le bocage révèle également les détails ; d'où l'intérêt de tirer parti de tous les éléments des paysages, y compris des éléments agraires et d'envisager le travail de terrain, à travers une perception globale de l'espace. Les chapitres à venir comportent donc de fréquents passages relatifs aux paysages agraires, tant il est apparu que ceux-ci révélaient, soulignaient et délimitaient des unités morphologiques dont l'identité, il faut hélas le reconnaître, n'apparaît pas toujours au premier abord.

Les analyses morphologiques ont été initialement menées dans le cadre de chaque bassin-versant, façon de comprendre la notion de versant dans son acception la plus large, avant de se concentrer sur les secteurs les plus

significatifs. Plusieurs circuits aériens ont complété les multiples excursions effectuées sur le terrain. La méthode est utile pour apprécier les paysages d'un seul coup d'oeil ou pour considérer telle forme de détail sous un angle nouveau. Ses limites apparaissent néanmoins dès que l'on constate qu'au-dessus de 250 m un coteau comme le Sillon de Bretagne ne se distingue plus que par ses bordures boisées. Elle permet au moins de ramener à leurs vraies dimensions des reliefs qu'on tend à agrandir à force d'observation.

332/Les analyses sédimentologiques

La granulométrie des sédiments a été effectuée à l'aide de colonnes de tamis normalisés selon l'échelle AFNOR et d'une tamiseuse Paris-Labo. Elle a porté sur des échantillons lavés de 200 à 500 grammes. La construction des courbes granulométriques est conforme aux "Instructions pour les chercheurs" de l'Institut de Géographie de Paris (J.P. Pinot 1965 et 1969). Les appellations de "galets" (éléments supérieurs à 2 cm), de "graviers" (éléments compris entre 2 cm et 2 mm) et de "sables" (éléments compris entre 2 mm et 50 microns), correspondent aux classifications granulométriques communément admises.

La morphoscopie, réalisée à la loupe binoculaire avec des grossissements de x50, x70, x126, s'appuie sur la nomenclature définie par A. Cailleux (A. Cailleux et J. Tricart, 1959) en distinguant cinq classes de sables : Non-Usés (N.U.), Sub-anguleux (S.A.), Emoussés-Luisants (E.L.), Ronds-Mats (R.M.) et Emoussés-Mats (E.M.). Une grille de comptage, inspirée de plusieurs méthodes a été utilisée pour la morphoscopie des sables (L.I.G.U.S., 1958) (J.P. Pinot, 1969). Ses principes de construction demeurent imparfaits, puisque c'est sur eux que s'est reportée la part de subjectivité qu'on a cherché à réduire au niveau du comptage ; mais son emploi a permis d'apprécier les caractères morphoscopiques des grains en fonction de critères constants pour tous les échantillons et toutes les séances de comptage.

Forme \ Eclat	Anguleux	Emoussés angles	Emoussés arêtes	Ovoïdes	Ronds
Eclat naturel	N.U.	S.A.			
Luisant				E.L.	
Mat-éolien		E.M.		R.M.	

L'utilisation des termes N.U., S.A. et E.L. sera étendue à la définition morphoscopique des graviers et galets, afin de faciliter les descriptions et les comparaisons, bien qu'en l'occurrence la classe des E.L. n'ait de sens que pour les formes.

L'exoscopie, ou étude des sables en microscopie électronique à balayage, est une méthode d'analyse sédimentologique récente dont les principes ont été exposés à de nombreuses reprises (L. Le Ribault, 1973 et 1977). En dépassant les enseignements de la morphoscopie classique, elle permet de préciser la définition des sédiments et introduit à l'analyse de leurs facteurs morphogéniques successifs. Les clichés, obtenus à partir du microscope électronique à balayage de l'Université de Nantes, avec des grossissements de x100 à x30 000, ont conduit à proposer les éléments d'une définition exoscopique de plusieurs types de sédiments.

L'analyse minéralogique des argiles par diffractométrie X a porté sur 24 prélèvements sélectionnés pour leur représentativité des différentes catégories de sédiments et d'altérites. Elle a été réalisée au Laboratoire de Géologie

de l'Université de Nantes par L. Barbaroux, sur appareil Siemens Kristalloflex IV, selon les procédures du Laboratoire de Géochimie de la Surface de l'Université de Strasbourg, à partir de poudres brutes (≤ 44 microns) puis de pâtes lissées (≤ 2 microns) relatives à des échantillons non traités, à des échantillons chauffés et à des échantillons glycolés. Les poudres ont une signification relative aux altérations in situ et aux héritages des formations transportées. Les pâtes sont plus spécialement significatives des premières. Quatre indices, définis par L. Barbaroux à partir de sa thèse sur la Basse-Loire (1980) et des travaux de Y. Tardy (1969), H. Chamley (1971), A. Winckel (1971), expriment les propriétés des prélèvements sélectionnés. Le premier, calculé à partir des poudres et des pâtes concerne le fonds détritique (Quartz et Feldspaths), les trois autres, calculés à partir des pâtes seules, concernent la répartition des minéraux argileux.

L'indice F/Q, défini par H. Chamley, traduit la proportion des Feldspaths par rapport aux Quartz. Sa valeur est proportionnelle à l'abondance des Feldspaths et par conséquent inversement proportionnelle, en principe, à l'état de dégradation du matériel par altération.

L'indice Na, ou indice de cristallinité de l'Illite a une signification paléoclimatique. Selon H. Chamley, un indice élevé ("feuilletés ouverts") révèle un climat chaud et, inversement, un indice faible ("feuilletés fermés"), un climat froid. L. Barbaroux a montré que cet indice, comme le précédent, a une signification climatique dans les altérites, mais une signification mixte : climatique et dynamique dans les sédiments (1980).

Le coefficient d'altération, $CA = K + M / Ch + I + Micas$, exprime le rapport entre les minéraux phylliteux d'altération (Kaolinite et Montmorillonite) et les minéraux phylliteux primaires (Chlorite, Illite et Hydrobiotite). Il définit un degré d'altération. Il est maximum pour une altérite évoluée à son terme.

Le coefficient d'hydromorphie, $CH = CG / K$, exprime le rapport entre le "Complexe Gonflant", regroupant les minéraux stables en environnement hydromorphe (Montmorillonite et Interstratifiés) et les "Kandites", comprenant les minéraux stables en environnement drainé (Kaolinite et Halloysite). Il définit essentiellement les caractères de drainage pour les altérites évoluées. Il est maximum pour un milieu saturé hydromorphe, favorisant le complexe gonflant et minimum pour un milieu drainé, propice à la kanditisation.

Les résultats obtenus sont successivement exploités pour préciser la nature et les propriétés des formations sélectionnées. Ils sont corrélés en conclusion générale, où figurent également histogrammes analytiques et coupes synthétiques. Dans le texte, le pourcentage de chaque minéral argileux est exprimé par rapport à l'ensemble des minéraux argileux de l'échantillon considéré. Celui du fonds détritique est calculé par rapport à l'ensemble des composants de l'échantillon (fonds détritique + minéraux argileux).

333/Le traitement des documents cartographiques et photographiques

La région nantaise est couverte par une série complète de cartes en courbes de niveau depuis le 1/10 000, employé pour les relevés de terrain, jusqu'au 1/100 000, utilisé pour les schémas de synthèse. Les descriptions incluses dans ce mémoire s'accompagnent de nombreux exemples. La rareté des points de repères topographiques connus, fait en soit révélateur, implique donc la mention d'une multitude de lieux-dits et le recours permanent aux cartes à grandes échelles. Pour faciliter leur repérage, les exemples cités sont initialement suivis du nom de la carte au 1/25 000 où ils figurent, avec indication de la moitié ou du quart de feuille à l'intérieur duquel ils s'intègrent (ex. : La Molinière, Nantes 1-2, NE). Le sujet traité nécessitait l'usage de profils topographiques, comme moyens d'analyse des versants, ou comme mode de représentation synthétique des résultats. Plusieurs d'entre eux ont été levés sur le terrain en visée directe au 1/100 ou au 1/200. D'autres ont été établis d'après les documents d'archives de la Direction départementale de l'Équipement de

Loire-Atlantique. La plupart ont été construits à partir des cartes I.G.N. au 1/10 000 ou de leurs agrandissements au 1/5 000 et 1/2 000.

Plusieurs missions photographiques aériennes de l'I.G.N. couvrent également la région. Leur utilisation s'est avérée d'un intérêt direct limité dans le cas des versants du Pays Nantais, malgré l'exemplarité des résultats obtenus par de telles sources dans des régions comparables, Vendée ou Finistère (M. Ters, 1961) (B. Hallégouët, 1971). A ce propos, l'exploitation de clichés obliques pris du sol ou même d'avion entre 150 et 250 m s'est révélée plus profitable. L'utilisation des photographies aériennes verticales a cependant facilité le repérage indirect des formes grâce à l'inventaire systématique des paysages agraires correspondants. Depuis 1972, le passage de satellites d'observation du type LANDSAT fournit périodiquement des images spatiales de la Loire-Atlantique. Leur traitement, selon des modalités qui seront commentées ultérieurement, a servi à compléter la cartographie des caractères géométriques de la fracturation du socle.

Une carte géomorphologique au 1/50 000 hors-texte accompagne ce mémoire. Elle représente le bilan des observations de terrain. Ses limites correspondent à celles des 12 feuilles au 1/25 000 qui ont servi de support à ces observations et aux références des lieux-dits placés dans le texte (Savenay 5-6, Savenay 7-8, Nort 5-6, Nort 7-8, Ancenis 5-6, Paimboeuf 1-2, Paimboeuf 3-4, Nantes 1-2, Nantes 3-4, Vallet 1-2, Nantes 5-6, Nantes 7-8). Sa légende, classée en trois parties principales, correspondant à celles du plan de ce mémoire, se conforme autant que possible aux travaux de la R.C.P. 77 (J. Tricart et al., 1972). Elle comporte cependant des modifications imposées par son exécution monochrome et par les particularités du sujet. Cette carte constitue un document subjectif pour au moins deux raisons : son relevé reste tributaire de conditions d'observations inégales, son tracé fournit un état interprétatif du relief. En raison de ses caractères, le relief du Pays Nantais est en effet de ceux d'où se dégagent moins de certitudes que de conjectures. Ses descriptions contraignent aux analyses de détail. Ses explications manquent souvent de preuves formelles et définitives. A ce titre, les résultats retenus ici sont présentés comme un enchaînement de faits géomorphologiques et exposés en fonction d'une argumentation donnée, donc comme une thèse au sens strict du mot.

PREMIERE PARTIE

LES PENTES A REPLATS



Chapitre 1

L'étagement des paysages

1/Une surface culminante en lambeaux

11/Les caractères topographiques d'une surface culminante

Les descriptions antérieures font état de l'importance des plates-formes dans le paysage et, parmi elles, de "Hautes Terres". Il s'agit d'établir, à travers les aspects topographiques de ces dernières, les critères d'une "surface culminante" à partir de laquelle ont pu s'élaborer les autres formes par ravinement, planation ou dislocation.

Le Plateau Nantais n'est parfaitement horizontal qu'en bordure de la voie Nantes-Vannes. Le relevé des cotes d'altitudes y révèle trois secteurs associés à autant de bassins-versants. Le premier, triangulaire, proche du Sillon de Bretagne, approximativement limité par les communes de La Chapelle-Launay, du Temple-de-Bretagne et de Saint-Etienne-de-Montluc, est entièrement compris à l'intérieur de l'isohypse 80 m ; il concentre les points culminants du Pays Nantais : 90 m à La Croix-Blanche, près de Malville, 91 m à La Billiais-Deniaud, près du Temple, 85 m autour de Vigneux (Savenay 7-8, Paimboeuf 3-4, Nantes 1-2) ; sa limite sud-occidentale s'aligne sur le Sillon de Bretagne, sans toutefois coïncider exactement avec son sommet. Le second, plus septentrional, s'incline en direction du Nord (80 m à Malville, 60 m à Notre-Dame-des-Landes et Treillières) avant d'être relayé par le "revers" d'Héric (40 m près d'Héric, 20 m autour de Blain) (Nort 1-2), le contact entre les deux ensembles topographiques s'établissant au Sud d'une ligne Fay-de-Bretagne - Notre-Dame-des-Landes - Grandchamps-des-Fontaines par une pente modérée (10 à 20 m). Vers l'Est, le relief est plus varié en raison de la proximité de l'Erdre et d'un déclin supplémentaire des altitudes en direction de la Plate-forme de La Chapelle-sur-Erdre (80 m près du Temple, 60 m près de Sautron et d'Orvault, 40 m à l'Ouest de Nantes) (Nantes 1-2, Nantes 3-4) ; le plateau se réduit progressivement à des interfluves étroits, parallèles, attaqués de tous côtés par les têtes des vallons affluents de la Chezine, du Cens et du Gesvres (Carte géomorphologique h. t.).

Hormis ses dimensions, la surface du Plateau du Cellier rappelle celle du Plateau Nantais par sa forme triangulaire, son inclinaison générale vers le Nord, sa bordure méridionale arrêtée sur un coteau et sa topographie tripartite. Un secteur horizontal culmine au Sud entre le Coteau de Mauves (70-75 m), La Simonnière (82 m), et la Forêt du Cellier (84 m) (Vallet 1-2). Un secteur sep-

tentrional s'incline en direction du Synclinal d'Ancenis (80 m à La Forêt, 68 m au Drouet, 65 à 60 m au Sud de la Loge au Moine, 63 à 58 m au sommet du coteau de Couffé) (Ancenis 5-6). Un secteur nord-occidental (80 à 60 m) s'abaisse vers Saint-Mars-du-Désert, avant de disparaître par gradins en direction des Marais de Petit-Mars (40 à 20 m).

Le Plateau Nantais et le Plateau du Cellier comportent donc de vastes étendues qui, par leurs caractères topographiques et morphologiques communs (surélévations des altitudes, aspects tabulaires), constituent les éléments d'une surface culminante. Cette surface ne surmonte que de quelques mètres ou de quelques décamètres les reliefs qui s'y encaissent et qui s'y emboîtent. L'identification d'un tel niveau-repère pose cependant le problème de ses limites, rendues imprécises sur le terrain par le ravinement des plateaux et par leur inclinaison générale vers le Nord. Ce problème ne peut être résolu que progressivement, en fonction de l'analyse des formations superficielles et de la morphologie des versants. Dans l'immédiat, la description des paysages agraires permet de démontrer que la "Surface culminante" représente une réalité géographique -et non un simple modèle d'analyse- et fournit une première série d'indications sur ses contours.

12/La définition d'un paysage de "Hautes Terres"

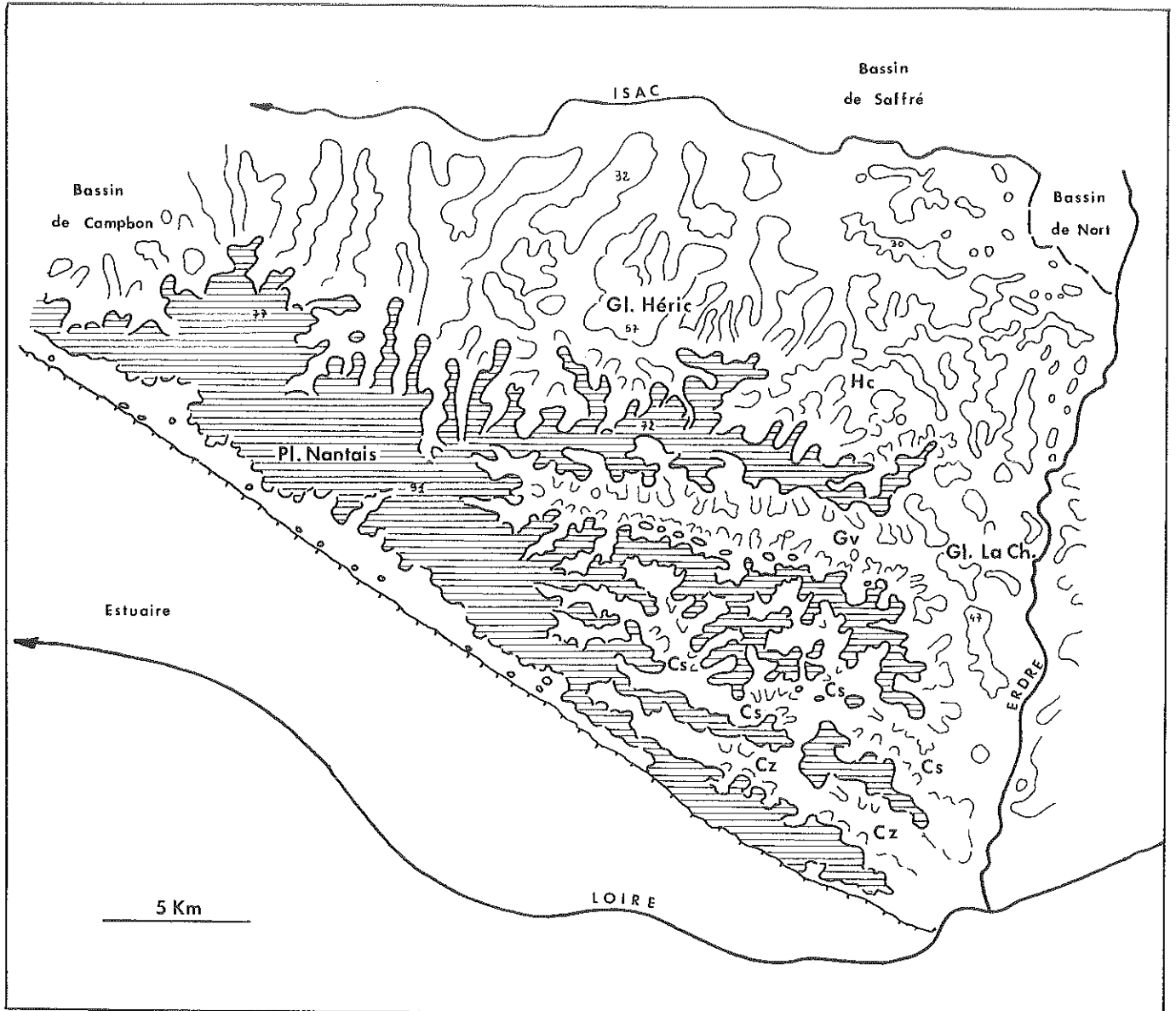
L'utilisation du terme de "Hautes Terres" à propos de reliefs de 60 à 90 m n'est pas abusive. La majeure partie des plateaux, vue des vallées, et des bassins périphériques fut toujours perçue comme telle au cours des étapes successives de l'histoire rurale locale. La toponymie distingue par exemple des "Hauts" et des "Bas" "villages", établis sur des sites dénivelés de quelques dizaines de mètres ou de quelques mètres seulement : la Haute et la Basse Moissonnais, au sommet du Sillon de Bretagne (Paimboeuf 3-4 NE), les Hauts et Bas Moulins, en bordure de la Vallée de la Chezine (Nantes 7-8 NW), la Haute et la Basse Barre Peinte, au Sud du Plateau du Cellier (Ancenis 5-6 SE), ... Les premiers concernent toujours des lieux-dits placés sur les bordures de la "Surface culminante", alors que les seconds occupent les versants, replats ou plates-formes situés en contrebas.

Les "Hautes Terres" se caractérisent d'abord par une faible occupation humaine : 20 à 45 h/km², malgré la proximité de l'agglomération nantaise et la "rurbanisation", alors que la densité moyenne de population est de 146 h/km² pour l'ensemble du département de Loire-Atlantique. Il est d'ailleurs révélateur que les plateaux du Pays Nantais demeurent ignorés de la toponymie locale. Le terme de "Plateau Nantais" est une appellation de géographes. Celui de "Plateau du Cellier" est retenu ici pour les commodités de la description -parce que le territoire de la commune du Cellier y occupe le plus d'espace- et de préférence à des noms plus contestables comme ceux de "Plateau de Ligné", proposé par E. Orioux et J. Vincent dans leur "Histoire et Géographie de la Loire-Inférieure" (1895), ou de "Bocage Angevin", utilisé par la Direction Départementale de l'Agriculture. Le fait résulte du rejet des bourgs à la périphérie du plateau (Le Cellier, Oudon, Mauves, Thouaré, Carquefou, Saint-Mars-du-Désert, Ligné, Couffé). De même, sur le Plateau Nantais, tous les chefs-lieux se trouvent sur le coteau (Savenay, Saint-Etienne-de-Montluc), dans une cuvette (Malville), ou sur le rebord d'une vallée (Treillières, Vigneux-de-Bretagne, Orvault, Sautron, ...) ; seul Le Temple-de-Bretagne, d'ailleurs l'une des plus petites communes de France, est établi sur la Surface culminante elle-même (87 m), mais sa situation et son développement, associés à une Commanderie de Malte, tiennent plus au tracé de la voie Nantes-Vannes qu'à des préoccupations agricoles. Les groupes de fermes, toujours désignés en Loire-Atlantique sous l'appellation de "villages" et comptant parmi les types d'habitats les plus anciens, sont quasiment absents des "Hautes Terres", mais jalonnent précisément leur périphérie. L'habitat dispersé, quoique peu abondant, est normalement le

seul représenté à la surface des plateaux. Il se compose d'exploitations isolées, souvent construites à l'extrémité d'impasses qui se raccordent aux réseaux des vallées et des plates-formes périphériques. Son architecture s'apparente à des types de maisons rurales plus récents que ceux de l'Estuaire, des vallées et des "Basses terres" ; ce que confirme la rareté des toponymes médiévaux et des suffixes en "-ières" ou en "-eries", par ailleurs si nombreux sur ces dernières.

Outre la dispersion de l'habitat et la faible densité du réseau routier, le paysage agraire des "Hautes Terres" se distingue par la présence exclusive d'un bocage à parcelles géométriques, à mailles larges et à haies vives, cloisonné en quartiers où les herbages prédominent, malgré l'expansion récente des cultures de maïs. Des toponymes comme "Le Pré", "Le Clos", "Les Closes", "La Haie", "Le Plessis", consacrent ce type de paysage, tandis que d'autres dénotent son défrichement tardif ("Les Essarts", "La Folie"), ou rappellent son état initial ("Les Landes", "Le Brossais", "La Brosse", "La Forêt", "Le Bois", "Le Désert"). Il est connu que ce type de bocage est récent et représente l'une des manifestations locales de la "révolution agricole" entreprise en Europe Occidentale à partir du XVIIIème siècle. Le Plateau Nantais, comme le Plateau du Cellier, comprenaient en effet de vastes zones de forêts, de mauvais pâturages et surtout de landes jusqu'au XIXème siècle. Les témoignages historiques abondent à ce sujet. Dans ses "Voyages en France", A. Jouvin de Rochefort donne dès le XVIIème siècle une des premières descriptions des "landes, bois et déserts" rencontrés entre Pontchâteau, Le Temple et Sautron (1672). A. Young rend compte des mêmes paysages à la fin du XVIIIème siècle (1788). Ogée rapporte en 1853, dans son "Dictionnaire Historique et Géographique de la Province de Bretagne", que les landes, friches et bois recouvrent toujours 40 % du finage de Savenay, lequel s'étend principalement sur le plateau. A la même époque, C. Dartey, Sous-Préfet de Savenay, considère encore l'indivision des landes de son arrondissement comme la principale raison du retard de leur défrichement (1835). Il demeure de nombreuses traces de la transformation tardive des paysages de "Hautes Terres" : maintien de bouleaux et de pins maritimes autour des parcelles embocagées, abondance des ajoncs et des genêts dans les haies vives, présence de multiples bosquets, ou "bois", entre les prairies. Le centre du Plateau du Cellier est encore occupé par des quartiers boisés, vestiges d'une forêt étendue, dont les cartes de Cassini et les cartes d'Etat-Major enregistrent les réductions successives depuis le XVIIIème siècle (Forêt du Cellier).

L'intérêt de ces données est de souligner les propriétés physiques de la "Surface culminante". La sélection précocement pratiquée au profit des terroirs de "Basses Terres" ou de vallées, ainsi que le défrichement tardif des "Hautes Terres" tiennent en effet aux aspects répulsifs de ces dernières : surélévation du relief, contraintes climatiques liées à l'exposition aux vents dominants (toponymes "Bel Air"), médiocrité des sols sombres de type podzolique, dits "terres de landes", dont l'extension demeure strictement limitée aux "déserts" de la Surface culminante. Le principal inconvénient des terroirs de plateaux est cependant de nature hydrologique. Paradoxalement, l'humidité des sols est plus importante que sur les reliefs situés immédiatement en contrebas. Elle se manifeste dès l'automne par des flaques et des zones inondées, désignées dans le vocabulaire local sous les termes de "mouillères", de "bourbes", de "redas" et signalées par des toponymes en "Noues" et en "Noës", comme au Sud de Notre-Dame-des-Landes (Nort 5-6 S) ou à l'Est de Saint-Mars-du-Désert (Ancenis 5-6 SW). Elle se marque en permanence par des touffes de joncs et des secteurs marécageux. Elle explique la prépondérance des prairies d'élevage ponctuées de mares et d'abreuvoirs de plain champs, cernées de fossés de drainage et de talus construits, comme dans les régions de La Paquelais et de Notre-Dame-des-Landes (Nantes 1-2 N et Nort 5-6 S). Cette humidité quasi permanente résulte d'abord des mauvaises conditions de concentration des eaux à la surface



Surface culminante (Plateau Nantais s.s.)



Glacis d'Héric et Glacis de La Chapelle-sur-Erdre



Replats-glacis de l'Hocmard (Hc), du Gesvres (Gv), du Cens (Cs) et de la Chézine (Cz)

Fig. 6 L'étagement des paysages : Surface culminante, glacis et replats-glacis

de reliefs tabulaires et peu disséqués. Elle provient surtout de la présence d'altérites épaisses et prononcées, susceptibles d'une forte capacité de rétention des eaux. Ces altérites masquent presque uniformément le socle sain sur plusieurs mètres de profondeur. Elles caractérisent précisément le sous-sol de la Surface culminante et sont d'un intérêt capital pour en déterminer les limites. Elles conditionnent finalement l'ensemble des paysages de "Hautes Terres".

Tous ces caractères confirment suffisamment l'appartenance des lambeaux de "Surface culminante" du Plateau Nantais et du Plateau du Cellier à une même unité géomorphologique. Ils disparaissent effectivement dès l'abord des reliefs qui s'y emboîtent ; le bocage géométrique est alors remplacé par des bocages à mailles fines et à habitat dense, comme à la périphérie du Bassin de Campbon et du Synclinal d'Ancenis, ou par des "gagneries", comme sur le revers d'Héric et les replats des vallées.

2/Un niveau continu de "replats-glacis" et de "glacis" emboîté dans la Surface culminante

Des replats s'observent le long des vallées de 2ème ordre et au sommet de plusieurs coteaux. Leur encaissement par rapport aux rebords des plateaux, de même que leurs altitudes, permettent de les raccorder à un palier topographique commun, emboîté dans la Surface culminante et à l'intérieur duquel les formes d'incision fluviale s'encaissent à leur tour. Leur présence, mise en évidence pour la première fois par B. Bousquet le long du Gesvres, soulève des problèmes morphogéniques et paléogéographiques nouveaux pour la région. Le cas de la Vallée du Gesvres, le plus significatif, permet d'exposer leurs caractères morphologiques avant d'envisager leur interprétation dans un cadre plus général.

21/L'enseignement des versants à replats : l'exemple de la Vallée du Gesvres

211/Les cadres morphologiques (Nantes 1-2 N, Nantes 3-4 W)

Le Gesvres est, avec le Cens et l'Hocmard, l'un des affluents de rive droite de l'Erdre inférieure. Il longe sur 24 km le contact Ouest Nord Ouest-Est Sud Est des granites orientés du rebord septentrional du Batholite d'Orvault et des micaschistes de la Série de Mauves, avant de s'infléchir brusquement vers le Sud Sud Est en aval du coude du Saz (fig. 3). Les paysages dans lesquels il s'inscrit sont typiques du Pays Nantais par un encaissement modéré (20 à 50 m), des versants évasés (5 à 15°), de larges remblaiements alluviaux (20 à 300 m). Le modelé de sa vallée a déjà fait l'objet de plusieurs études descriptives ou interprétatives (J.M. Palierne, 1972) (F. Grimonet et al., 1974) (A. Marrot, 1977) ; ses particularités seront successivement détaillées dans ce travail. Trois secteurs sont à y distinguer présentement pour comprendre la place qu'y tiennent les versants à replats.

Le bassin supérieur du Gesvres, long de 4 km, s'étend en amont de Vigneux et concentre un réseau d'infimes ruisseaux dont l'encaissement : 5 à 25 m, dans des plateaux culminant à 75 - 85 m, détermine des pentes peu déclives. Son cours central suit une direction constante N 100° sur une quinzaine de kilomètres, de Vigneux au Saz, le modelé de ce secteur étant conditionné par la proximité du contact lithologique granites-micaschistes, très tectonisé, par l'organisation d'un réseau affluent de type dendritique, par la succession de "biefs" et de "resserments" au fond de la vallée et surtout par des replats le long des versants. Son cours terminal se distingue par une direction N 160° parallèle à celle des réseaux voisins, par des méandres encaissés, par un approfondissement des thalwegs (10 à 5 m d'altitude absolue) et par un abaissement des interfluves (50 à 33 m) , consécutif à la disparition des replats.

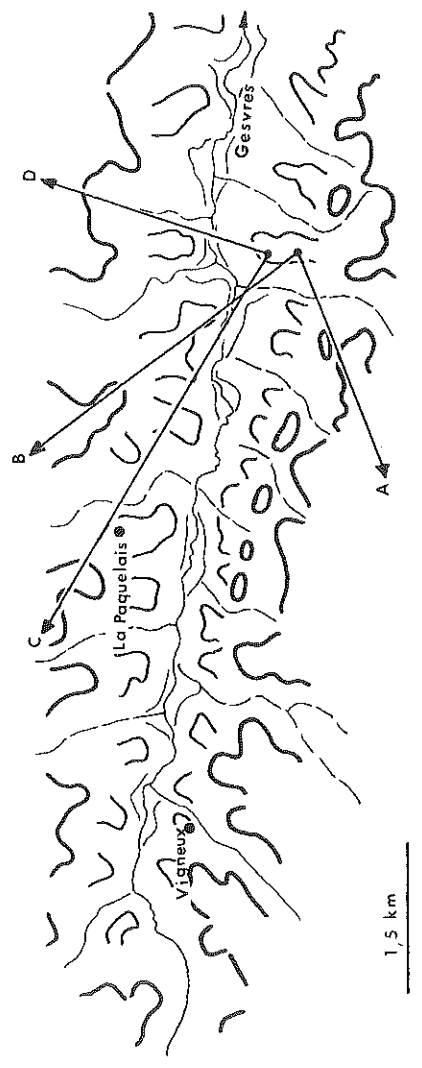
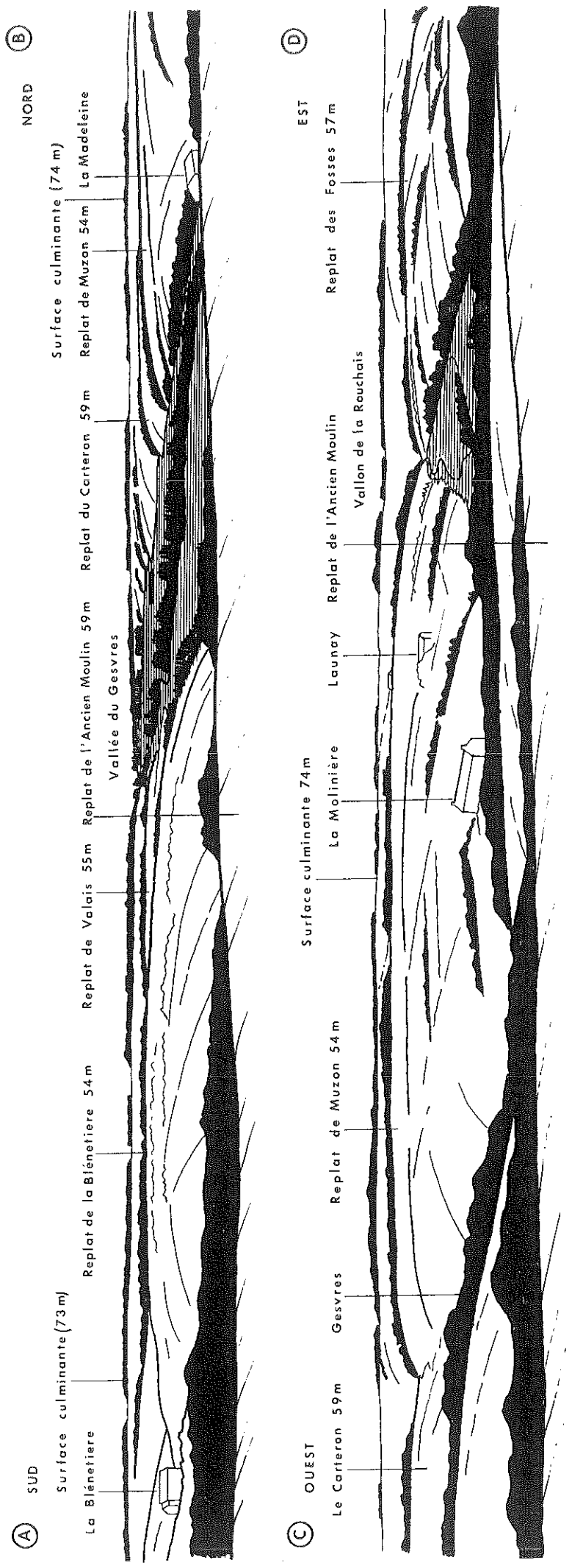


Fig. 7 Panoramiques Sud-Nord (A-B) et Ouest-Est
 (C-D) de la vallée du Gesvres depuis le
 replat de l'Ancien Moulin
 (d'après photographies)

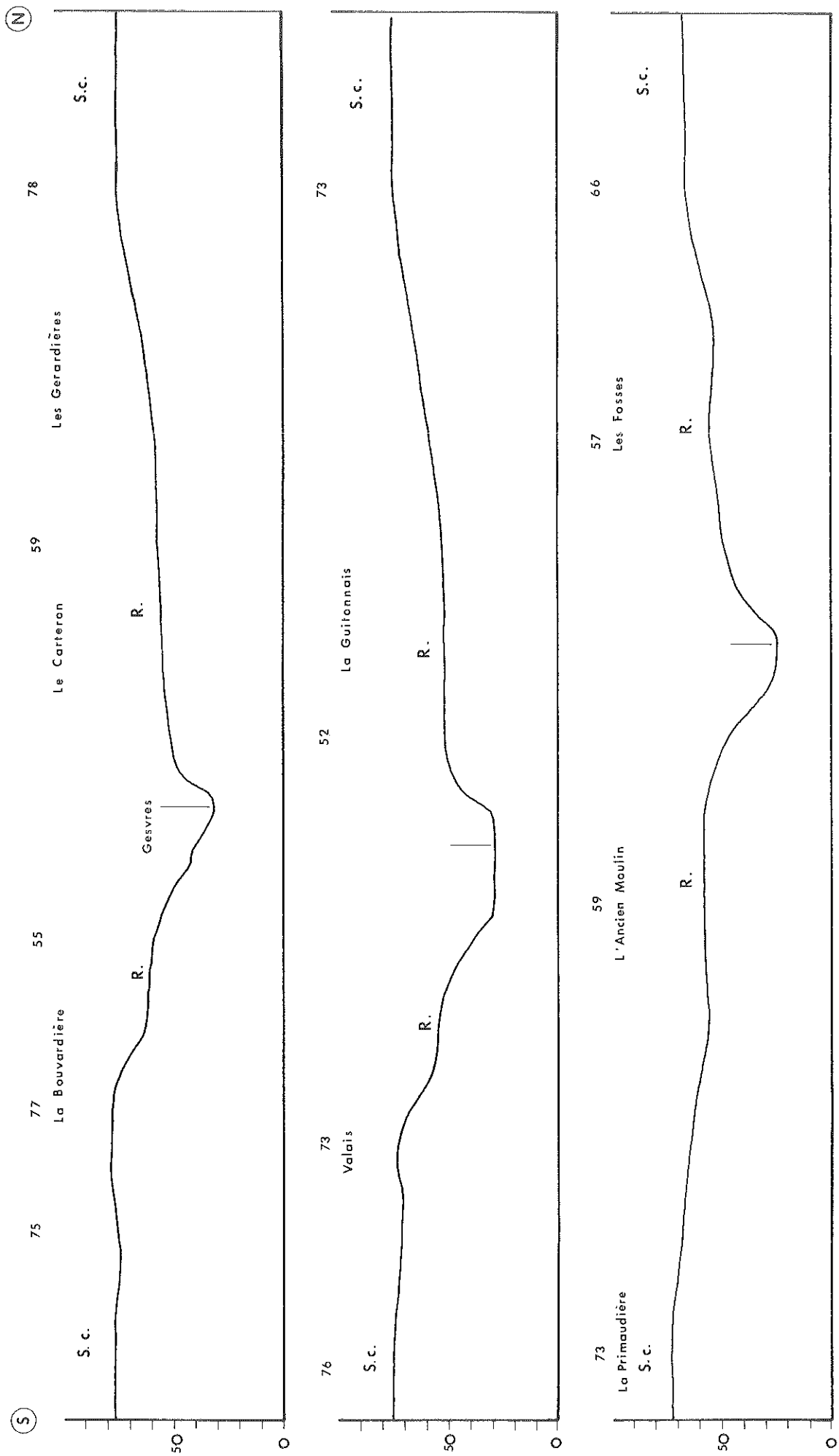
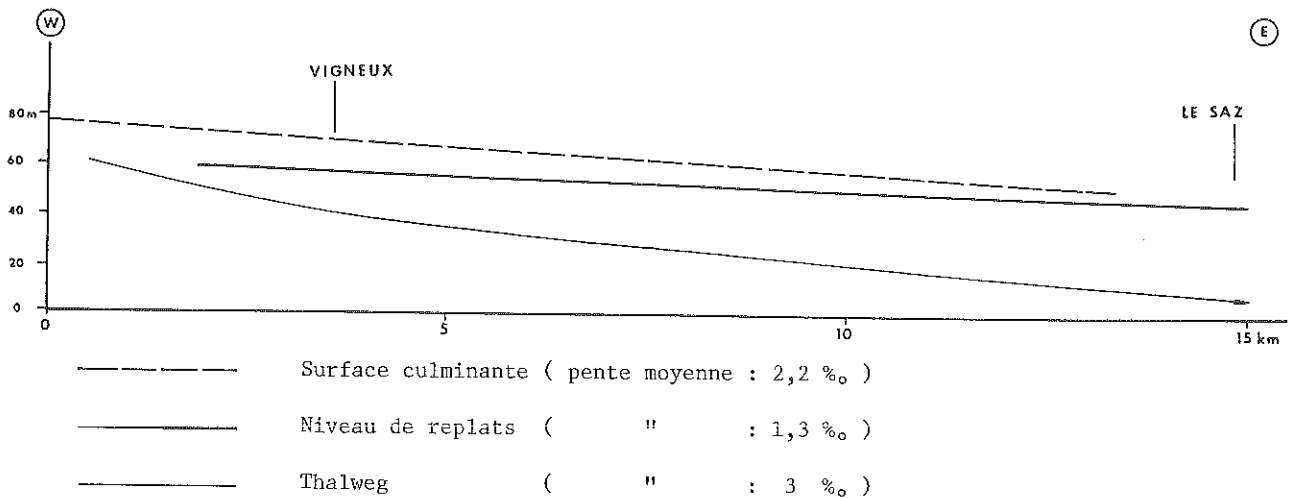


Fig. 8 Profils transversaux de la vallée du Gesvres moyen d'amont en aval (L : 1/10 000 H : 1/2 500)



a. Profils longitudinaux schématiques de la Surface culminante, du niveau de replats et du thalweg du Gesvres

RIVE NORD				RIVE SUD			
Replats	Altitude absolue (m)	Enboîtement dans la Surface culminante (m)	Altitude relative au thalweg (m)	Replats	Altitude absolue (m)	Enboîtement dans la Surface culminante (m)	Altitude relative au thalweg (m)
La Boistière	65	16	15	Saint-Michel	65	16	16
La Bretonnière	65	15	16	Vigneux	65	16	20
Gesvres-Rohan	66	12	20	Vigneux (Est)	61	14	16
Les Grands Bois	63	13	20	Le Carrefour	65	13	20
La Mancellière R.	60	15	23	La Jamblinière	60	15	23
La Frenelière	60	10	23	Le Brossais	60	15	23
La Paquelais	60	10	25	La Géraudière	55	21	20
La Bossonnière	60	14	28	La Bouvardière	60	17	28
Le Carteron	59	14	30	La Bouvardière (Est)	60	17	28
La Guitonnais	55	18	29	Valais	60	15	32
Les Fosses	57	12	32	La Culandrie	50	25	23
La Gréhandière	59	6	38	La Hunelière	54	21	17
Le Haut-Gesvres	48	10	30	L'Ancien-Moulin	59	14	34
Gesvres	51	6	36	Le Tertre	54	18	31
Fayau	51	6	38	Garambeau	50	14	32
La Barre	35	22	25	La Ménardais	43	22	29
				Coralu	47	12	35
				La Fronnière	52	12	40

b. Données numériques relatives aux replats

Fig. 9 Les replats de la vallée du Gesvres

212/Le profil des versants à replats du cours central du Gesvres

Le versant méridional comprend quatre éléments successifs (fig. 7).

- Le rebord du plateau, culminant à 77 m dans les granites, comprend lui-même trois types de formes. Des secteurs plats, proches des limites du bassin-versant, laniérés et festonnés, constituent l'essentiel du relief et s'abaissent régulièrement de l'Ouest (85 à 80 m près de Vigneux) vers l'Est (70 à 62 m autour de La Fronnière). Des dépressions sommitales, sortes "d'alvéoles élémentaires", situées à proximité du rebord du plateau, décrivent des figures simples (La Hunelière) ou coalescentes (La Primaudière), de dimensions variables (200 à 1 000 m de longueur), et d'encaissement modéré par rapport au niveau de la Surface culminante (5 à 17 m). Des buttes bordières, isolées par ces dépressions, surmontent directement le versant et engendrent un chapelet d'affleurements granitiques dont les altitudes se raccordent à celles des lambeaux de la Surface culminante les plus proches (77 à 60 m).

- La pente sommitale du versant se marque par un profil fortement convexe (6 à 10°), d'une vingtaine de mètres de commandement en amont (La Bouvardière) à une quinzaine de mètres en aval (La Ménardais). Elle est façonnée dans les granites. Elle est recoupée par une douzaine de vallons courts, étroits et encaissés qui raccordent les dépressions sommitales aux affluents de rive droite du Gesvres. Elle s'estompe vers Massigné, près du coude du Saz. Sa base, soulignée par une nette rupture de pente, coïncide approximativement avec le contact granites-micaschistes et marque la naissance des replats.

- Les replats centraux, partout très remarquables dans le paysage, accidentent le versant sur toute sa longueur, s'étendent sur des superficies de 1,5 à 6 hectares et s'inclinent en direction du Gesvres (0,5 à 2°) sur des distances de 100 à 600 m (Le Lin, L'Ancien Moulin,...) ; leurs altitudes maximales décroissent également d'Ouest en Est (67 - 65 m autour de Vigneux, 55 - 50 m vers Le Tertre, 50 - 40 m près du Saz) ; les vallons précités y creusent des dépressions inégales et en séparent quelques buttes isolées (Le Tertre 51 m, La Ménardais 43 m).

- Les pentes basales raccordent les replats au remblaiement alluvial et sont également tronçonnées par les affluents du Gesvres. Leur commandement s'accroît vers l'aval en fonction de l'approfondissement du thalweg (15 à 35 m). Leurs inclinaisons (5 à 6°) et leurs profils (rectilignes ou faiblement convexes), varient en fonction de la succession des "biefs" et "resserremments" caractéristique du fond de la vallée

Le versant septentrional, avec quelques nuances, présente un profil également quadripartite. Il est dominé par un interfluve dont les altitudes sont inférieures de quelques mètres à celles des reliefs précédents à cause de l'inclinaison du Plateau Nantais vers le Nord Est (78 à 64 m). L'absence de dépressions et de buttes bordières rend cependant son rebord parfaitement uniforme. Les pentes sommitales sont ravinées par les bassins élargis des affluents de rive gauche du Gesvres ; leur commandement est inférieur à celui de leurs homologues de rive Sud ; leurs inclinaisons sont atténuées. Les replats sont d'altitudes comparables, mais sont plus allongés, plus étendus et moins morcelés qu'au Sud du fait d'un moindre développement du réseau secondaire. Les pentes basales sont généralement plus raides et plus convexes (fig. 8).

213/La présence d'un niveau de replats continu le long du Gesvres moyen

Les deux versants précités présentent des différences morphologiques qui dépendent essentiellement de facteurs structuraux. Ainsi, les assortiments de dépressions et de buttes bordières qui surmontent le versant méridional sont sans équivalent sur le côté opposé de la vallée, car strictement associés à l'affleurement de granites à deux micas orientés qui enveloppe le Batholite d'Orvault. De même, les différences de profils entre la pente sommitale du versant méridional et celle du versant septentrional tiennent à des causes à la fois lithologiques et tectoniques ; le contraste entre la première - fortement convexe - et la racine des replats, dépend partiellement du contact mylonitisé.

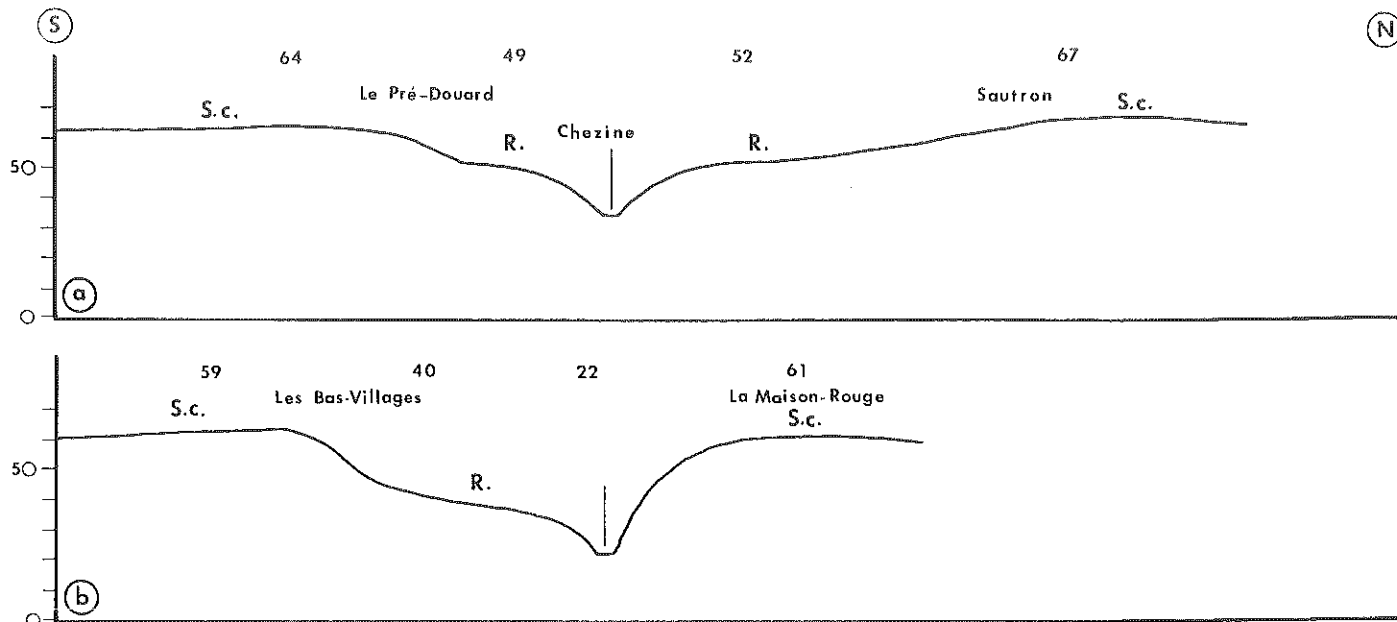


Fig. 10 Profils transversaux de la vallée supérieure de la Chézine
(L : 1/10 000 H : 1/2 500)

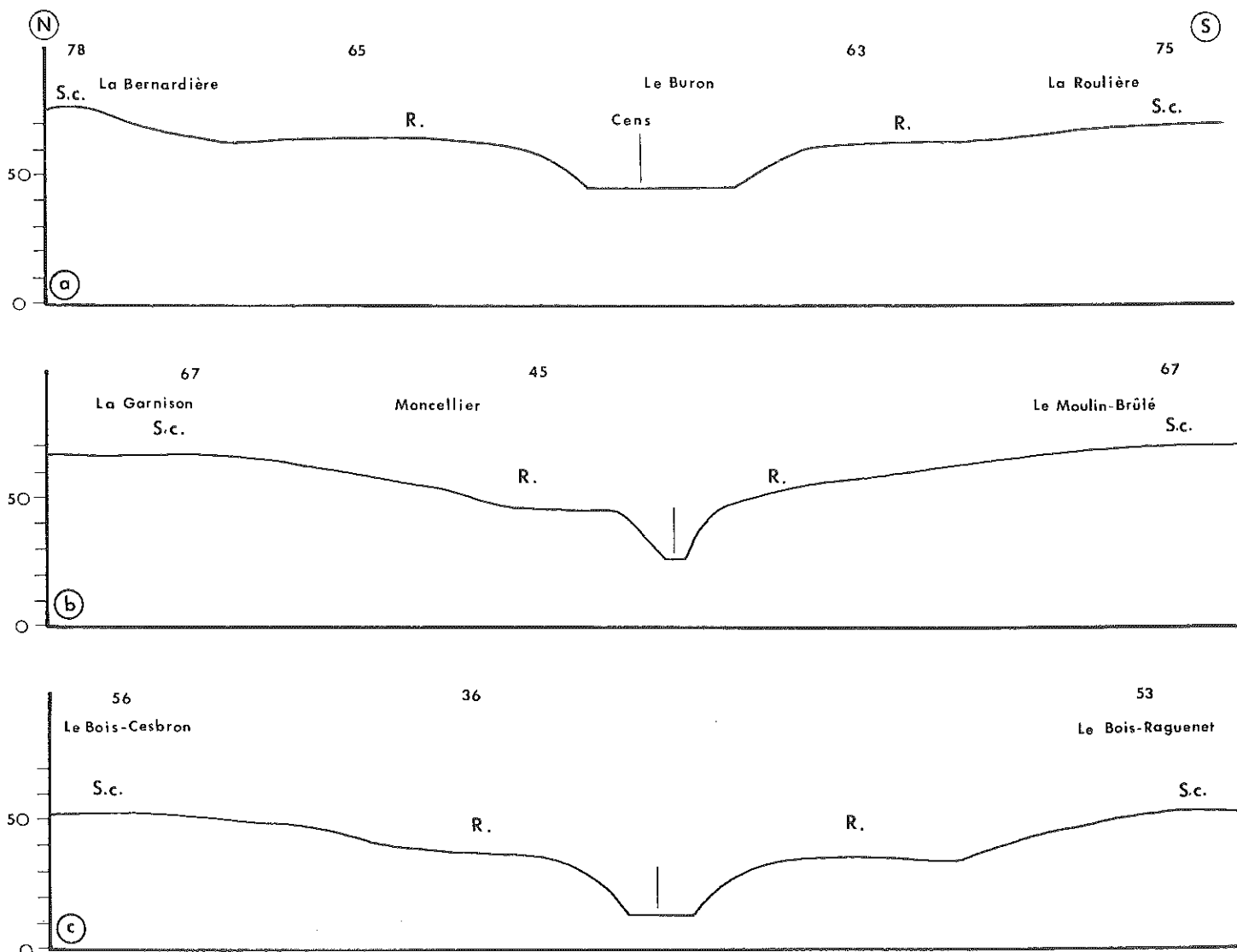


Fig. 11 Profils transversaux de la vallée du Cens d'amont en aval
(L : 1/10 000 H : 1/2 500)

des granites et des micaschistes, alors que le passage progressif entre la seconde - très modérée - et les replats, résulte de conditions structurales homogènes, propres à un socle uniformément micaschisteux (fig. 5). Certains replats présentent enfin quelques irrégularités d'altitude ; il s'agit généralement de reliefs peu étendus, dont l'érosion, engagée de toutes parts, a vraisemblablement entamé la surface (La Géraudière, L'Ancien-Moulin).

En dehors de ces influences secondaires de la lithologie, auxquelles s'ajoutent peut-être celles de dislocations du socle, les replats des deux versants de la moyenne vallée du Gesvres demeurent caractérisés dans leurs grandes lignes par leur symétrie. Il s'agit là d'un des éléments essentiels pour leur interprétation.

Le relevé de leurs altitudes absolues dans le sens longitudinal confirme leur appartenance à un niveau continu qui décline progressivement vers l'Est (65 m près de Vigneux, 50 - 45 m près du Saz) (fig. 9 a). Celui de leurs altitudes relatives par rapport à la Surface culminante et par rapport au thalweg actuel montre que l'inclinaison de ce niveau : 1,3‰ est inférieure à celle de la première (2,2‰) et surtout à celle du second (3‰) (fig. 9 b). Ces différences se traduisent dans le paysage par la diminution de l'emboîtement des replats dans la Surface culminante vers l'aval (20 - 15 m à 10 - 5 m) et par l'accroissement corrélatif de leur élévation au-dessus du thalweg dans la même direction (15 à 40 m). Elles posent le problème de la détermination des niveaux de base en fonction desquels se sont réalisés ces reliefs.

Les limites des replats coïncident à l'amont avec les premiers biefs et resserrements du fond de la vallée (Nantes 1 - 2 NW). Elles atteignent vers l'aval le coude du Saz, où l'étagement du relief cesse du fait de l'estompage complet des derniers lambeaux de la Surface culminante à cet endroit (Nantes 3 - 4 NW). De Vigneux au Saz, les replats s'inscrivent donc dans un cadre morphologique distinct de celui des cours supérieur et inférieur. Ils jalonnent dans ce secteur un palier topographique continu encaissé dans la Surface culminante de 15 à 20 m débouchant à l'Est sur la Plate-forme de La Chapelle-sur-Erdre et sur la basse vallée de l'Erdre.

22/La généralisation d'un système de "replats-glacis" le long des vallées de 2ème ordre du Plateau Nantais

Des replats analogues à ceux de la vallée du Gesvres existent le long de la Chezine, du Cens et de l'Hocmard.

221/Les groupes de replats de la vallée de la Chezine

La vallée de la Chezine, plus proche de Nantes, est comparable à celle du Gesvres par la succession d'un cours supérieur peu encaissé, entouré de prairies marécageuses et de versants évasés, d'un cours central mal calibré rappelant les biefs et resserrements précités et d'un cours inférieur assorti de méandres encaissés, d'ailleurs progressivement gagné par l'urbanisation. Le cours central comprend des replats symétriques, semblables à ceux du Gesvres par leur encaissement dans la Surface culminante (une quinzaine de mètres) et par leurs altitudes absolues (60 m en amont, 40 - 35 m en aval) (fig. 10 a). Quelques cas de dissymétries transversales sont imputables ici aussi à la lithologie (micaschistes et gneiss au Sud, micaschistes et amphibolites au Nord) (fig. 10 b). L'intérêt particulier des replats de la Chezine réside dans leur regroupement en deux ensembles distincts, correspondant à deux élargissements successifs des rebords de la vallée : l'un situé en amont des Bas-Villages (8 replats), l'autre en aval des Naudières (6 replats) (Nantes 1-2 SE, 5-6 NE, 7-8 NW). Ce type de dispositif alvéolaire, différent de celui du Gesvres, reparait plus nettement le long du Cens.

222/Les "alvéoles à replats" de la vallée du Cens

Le réseau du Cens se distingue des précédents par la juxtaposition de quatre sections réparties selon un plan dissymétrique. Le cours inférieur rappelle

celui du Gesvres par son étroitesse, son encaissement, ses méandres resserrés. Le cours central, déporté contre la limite méridionale du bassin-versant et contre le contact lithologique Batholite d'Orvault-Micaschistes albitiques, entre Orvault et Bon-Garrand, comprend un tracé sinueux assorti de biefs et de resserrements. Le cours supérieur draine le centre du Plateau Nantais. Il présente une similitude remarquable avec la Rousselière, seul tributaire notable, qui se branche sur le Cens à Orvault : mêmes dimensions, mêmes orientations Nord Nord Ouest - Sud Sud Est, même diffusion des affluents secondaires à travers le Batholite d'Orvault.

Au centre de la vallée, autour de Moncellier, existent des replats de 57 à 50 m d'altitude absolue, encaissés dans la surface des plateaux qui culmine elle-même à 73-67 m. Le contact avec les micaschistes s'établit ici sur le versant septentrional de la vallée, puisque le Cens s'écoule au Sud du batholite ; d'où le renouvellement d'un profil associant un rebord de plateau granitique accidenté dans le détail par des dépressions et des buttes bordières (Les Anges 65 m, La Grée 61 m), une pente sommitale fortement convexe alignée à sa base sur le contact granites-micaschistes, un replat allongé dans les micaschistes (50 m), une pente de raccordement basale, rectiligne et redressée (10°), alors que sur l'autre rive, quelques replats ébauchés dans les micaschistes rappellent leurs homologues du versant septentrional du Gesvres (fig. 11 b)

Cette symétrie morphostructurale, axée sur le Batholite d'Orvault, se limite au tronçon central de la vallée, en dehors duquel la répartition des replats demeure discontinue. Un second groupe de replats existe en effet entre 45 et 35 m d'altitude de part et d'autre des méandres encaissés du cours inférieur, dans un secteur où les lambeaux de la Surface culminante s'abaissent avant de disparaître vers l'Est, mais où subsistent des buttes bordières encore bien individualisées (Butte du Mail, Nantes 5-6 SW) (fig. 11 c). Un troisième ensemble de replats (65-60 m) s'emboîte dans le plateau (80-75 m) le long du Cens supérieur, entre le resserrement de Bon-Garand et Le Buron (Nantes 1-2 E) (fig. 11 a). Un dernier ensemble, moins visible et moins étendu, encadre la Rousselière (Nantes 1-2 E, 3-4 W).

Les replats de la vallée du Cens s'ordonnent donc en quatre secteurs distincts, correspondant à des tronçons élargis de la vallée (Cens supérieur, Moncellier, Rousselière, Cens inférieur) et cloisonnés par des éléments avancés de la Surface culminante (interfluve de Bon-Garand, Butte du Mail). Ce dispositif, préfiguré par celui des replats de la Chezine, coïncide avec celui d'"alvéoles complexes", qui ont été signalés en Introduction et qui feront l'objet d'interprétations ultérieures (Chap. 3, § 13).

223/Les "replats-glacis" de la vallée de l'Hocmard

L'Hocmard ressemble au Gesvres par le tracé et l'orientation de son cours inférieur (N 160°), mais se distingue des autres cours d'eau par la dispersion de son réseau supérieur à partir de trois affluents parallèles, dirigés vers le Nord Est jusqu'au coude de Grandchamps - La Favrière et par un moindre développement de ce réseau à l'intérieur du Plateau Nantais (Nort 5-6 SW). De ce fait, l'Hocmard et ses tributaires s'encaissent pour l'essentiel entre des interfluves tabulaires et sub-égaux, dont les altitudes (50 m en amont, 35 m en aval) n'ont plus de rapport avec celles de la Surface culminante (72 à 64 m au Sud Ouest), mais s'apparentent au contraire à celles des replats de la vallée du Gesvres les plus proches. De par cette interprétation, qui reste à confirmer par l'examen des formations superficielles, les interfluves du bassin-versant de l'Hocmard se rapporteraient principalement à un large "replat-glacis", emboîté d'une dizaine à une vingtaine de mètres dans la Surface culminante et comparable par ses altitudes, comme par son inclinaison, aux séries de replats observées le long des vallées adjacentes.

On appliquera et on réservera désormais ce qualificatif de "replats-glacis" à l'ensemble des reliefs qui viennent d'être examinés, qu'ils se

présentent sous des formes élargies (Hocmard), plus linéaires (Gesvres) ou discontinues (Cens et Chezine), afin de consacrer leur appartenance à un palier topographique commun et de les différencier des diverses formes d'étalement qui pourront être ultérieurement décrites.

23/ La présence de "glacis" contigus à la périphérie de la Surface culminante du Plateau Nantais

231/ Le "glacis" de La Chapelle-sur-Erdre, plan de raccordement commun des replats-glacis

L'espace désigné en Introduction sous l'appellation de "Plate-forme de La Chapelle-sur-Erdre" s'allonge parallèlement à l'Erdre et symétriquement à la Plate-forme de Carquefou, depuis Nantes jusqu'aux environs de Casson. Il s'étend sur 3 à 4 km de largeur en contrebas des terminaisons de la Surface culminante du Pays Nantais, lesquelles atteignent 55 m d'altitude à l'Ouest. Il se compose en fait de larges interfluves et de buttes aplaties entre lesquels s'encaissent les cours inférieurs de l'Hocmard, du Gesvres et du Cens. Ses altitudes, 45 à 30 m, avoisinent celles de la Plate-forme de Carquefou, mais s'inscrivent surtout dans le prolongement exact des séries de replats-glacis des vallées de 2ème ordre. Par sa morphologie, ses dimensions, son emboîtement dans la Surface culminante (15 à 20 m), ses altitudes, son inclinaison progressive vers l'Est, la Plate-forme de La Chapelle-sur-Erdre forme donc une sorte de "glacis", au sens topographique du terme, qui constitue un plan de raccordement commun à l'ensemble des replats-glacis précités.

232/ Le "glacis" d'Héric, élément principal d'un vaste niveau topographique emboîté dans la Surface culminante

La surface qualifiée en Introduction de "revers" d'Héric équivaut par son étendue à la Surface culminante du Plateau Nantais. Elle s'emboîte dans celle-ci de 5 à 10 m au Sud de Fay-de-Bretagne, de 10 à 15 m au Sud de Grandchamps et s'y raccorde par une pente atténuée, festonnée par les ramifications des tributaires de l'Isac (zone des "Noues" autour de Notre-Dame-des-Landes). Elle est inclinée vers le Nord et le Nord Est (57 m à Notre-Dame-des-Landes, 50 m à Grandchamps, 47 m à Fay-de-Bretagne, 36 m à Héric, 33 m à Casson), lacérée par les affluents de l'Isac au centre, accidentée par des gradins autour du Bassin de Campbon, réduite en buttes auprès de Casson. Elle aboutit au Nord au couloir de l'Isac ainsi qu'aux Bassins de Saffré et de Nort-sur-Erdre. Sa pente varie de 10% entre Notre-Dame-des-Landes et la Chevallerais, à 3% entre Grandchamps et Casson. Elle présente donc elle aussi les caractères topographiques d'un "glacis" qui, par ses altitudes et ses inclinaisons, s'inscrit parfaitement dans la suite de celui de La Chapelle-sur-Erdre autour de Casson.

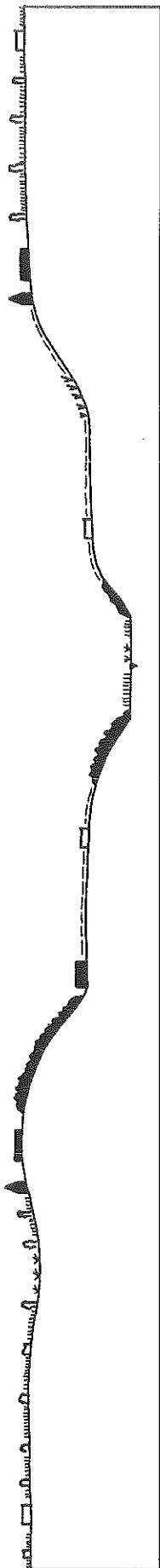
Le "glacis" d'Héric représente donc l'élément principal d'un vaste palier emboîté à la périphérie de la Surface culminante du Plateau Nantais, prolongé vers l'Est par le "glacis" de la Chapelle-sur-Erdre et vers l'intérieur du plateau lui-même par les "replats-glacis" des vallées de 2ème ordre. L'intégration de ces reliefs à un niveau topographique commun repose pour l'instant sur des arguments morphologiques : uniforme platitude des reliefs concernés, continuité morphologique de leurs surfaces, sub-égalité de leurs altitudes absolues : une cinquantaine de mètres à l'amont, une trentaine de mètres à l'aval, similitude de leurs inclinaisons, inférieures à 1%, mais toujours sensibles dans le paysage, égalité de leur emboîtement à l'intérieur de la Surface culminante (10 à 20 m). Elle est corroborée par l'analyse des paysages agraires.

24/ Les caractères originaux des paysages de glacis et de replats-glacis

Ces paysages s'opposent principalement à ceux de la Surface culminante par l'existence de "gagneries" (enclaves de champs ouverts dans les pays de bocages armoricains) et de "villages" (groupements de plusieurs exploitations agricoles), mais présentent de multiples nuances qui tiennent à la juxtaposition

S

N



■■■■■ Bocage moderne de la Surface
 culminante
 - - - - - Gagneries (replats)
 vvvvvv Vignobles

■■■■■ Bois
 - * - * - * Marécages (Nouses)
 - - - - - Pâturages

□ Ferme isolée
 ■ "Village" (groupe de fermes)
 ▲ Moulin

Fig. 12 La répartition des terroirs dans la vallée du Gesvres

d'espaces embocagés, ainsi qu'à la présence de "domaines" et de fermes isolées. Ils sont donc moins homogènes que ceux de la Surface culminante, les facteurs naturels et les facteurs historiques exerçant à leur endroit des influences diversifiées. Quelques exemples représentatifs, choisis dans la Vallée du Gesvres, puis sur le "glacis" d'Héric, permettent cependant de prouver leur appartenance à une même unité géographique.

Les paysages agraires de la vallée du Gesvres traduisent d'abord la division quadripartite des versants, mais tiennent également compte de l'exposition et des particularités morphologiques de chacun des rebords de la vallée.

Sur le versant méridional, la pente sommitale convexe est presque intégralement boisée de Vigneux au Saz ; sa partie supérieure comporte un premier alignement de villages et de fermes isolées, souvent situés en avant des buttes bordières (Valais, La Hunelière) ; sa base en présente un second (La Bouvardière, La Blénetière) (Nantes 1-2 NE). Les replats se caractérisent par des gagneries, parfois coupées de haies discontinues ou de parcelles embocagées ; sur ce versant, les gagneries juxtaposent des cultures, des vergers, quelques rares vignes (La Ménardais) et surtout des prairies ; elles s'étendent occasionnellement sur les pentes basales, où elles alternent alors avec les nombreux bosquets qui masquent les secteurs les plus inclinés et où se trouvent rejetées quelques fermes isolées (Le Tertre, La Madeleine). En contrebas, les herbages et les prairies de fauche, entourés de haies vives et ordonnés à partir des berges du Gesvres, occupent le fond alluvial et inondable de la vallée ; l'habitat est absent de ce dernier domaine, hormis quelques rares exploitations, généralement associées à d'anciens moulins à eau (La Rivière, Launay) (Nantes 1-2 NE).

Sur le versant septentrional, les pentes basales sont moins boisées, sauf aux endroits escarpés (Fayau) (Nantes 5-6 NW). Les replats supportent des gagneries aux champs étroits et laniérés, où les cultures prédominent cette fois et où les vignes sont plus nombreuses (Le Carteron) (Nantes 1-2 NE) ; ces gagneries gagnent localement les pentes basales, mais débordent plus fréquemment sur les pentes sommitales, du fait de l'atténuation de celles-ci. Contrairement à leurs homologues du versant méridional, ces pentes sommitales sont donc très peu boisées ; elles sont occupées par de nombreux villages et exploitations dispersées (Muzon, Nantes 1-2 NE, La Rinçais, Nantes 5-6 NW). Immédiatement plus au Nord, le bocage géométrique caractéristique de la Surface culminante réapparaît jusqu'aux limites des replats-glacis de l'Hocmard et du glacis d'Héric.

Ces associations de paysages, où les gagneries de replats représentent l'élément fondamental, se renouvellent le long du Cens et de la Chezine avec quelques variétés dues aux propriétés locales du modelé (étroitesse des fonds de vallées) ou aux conditions de l'occupation humaine (difficultés d'accès et de franchissement). Dans la vallée du Cens par exemple, les zones boisées sont absentes des pentes sommitales, peu inclinées et faiblement emboîtées dans la surface des plateaux, mais sont au contraire omniprésentes sur les pentes basales, plus redressées, plus élevées et plus rapprochées. Les gagneries occupent la plupart des replats et s'étendent vers les pentes sommitales, bordées de villages (Bon-Garand, Les Anges, Nantes 1-2 SE) ; mais leur ordonnance est ici perturbée par les métairies et domaines forestiers attenants à plusieurs propriétés nobiliaires (Le Buron Nantes 1-2 NE, Le Bois-Thoreau Nantes 1-2 SW, Le Plessis Nantes 5-6 SW), ainsi que par quelques bocages à mailles étroites centrés sur des "villages" (La Jametrie, Nantes 1-2 NW).

Les paysages agraires du "glacis" d'Héric sont également diversifiés. Ils comprennent des gagneries à parcelles laniérées, comme autour de Sucé, Casson, ou Fay-de-Bretagne (Gagnerie du Challais). L'habitat en villages prédomine. Mais l'élément principal est ici un bocage à mailles fines, à parcelles hétérométriques et désordonnées, à haies vives sans talus ni fossés, semblable aux "bocages de villages" signalés le long du Cens et localement constitué en "ensembles circulaires" (L'Epine, Nort 5-6 SW).

Il existe aussi des exploitations dispersées, dont des "barres", maisons-blocs construites en enfilades, généralement situées au sommet d'un versant et

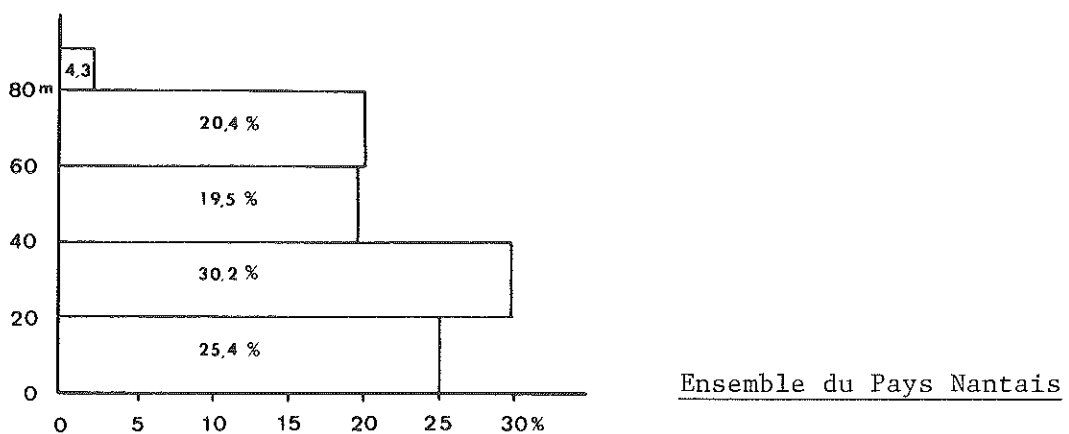
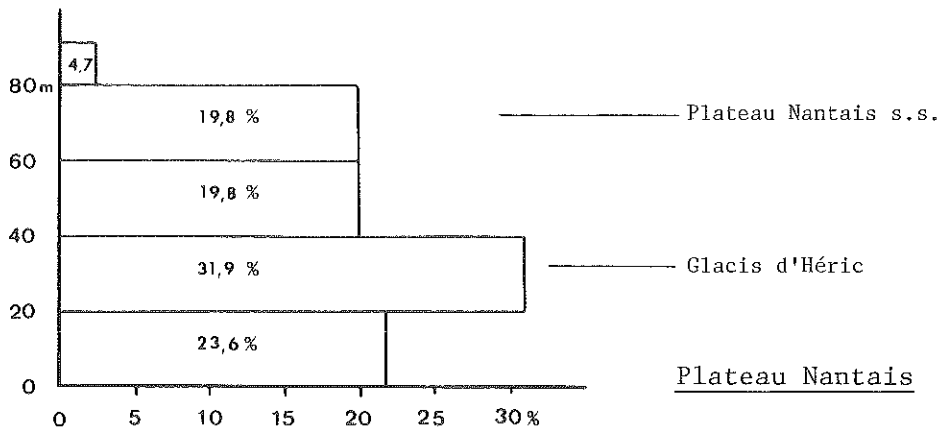
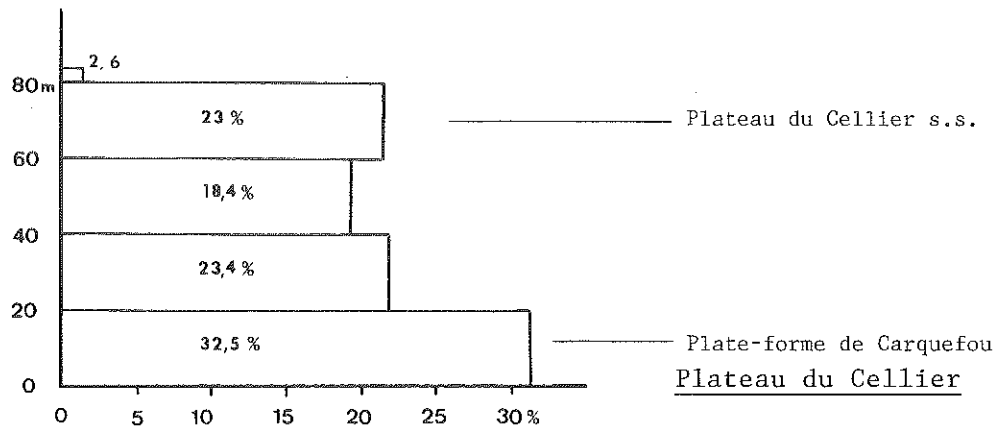


Fig. 13 Diagrammes hypsographiques du Pays Nantais
Etablis à partir de la Carte oro-hydrographique
I.G.N. au 1/100 000 (équidistances : 20 m)
(en abscisse : pourcentage de la surface considérée
en ordonnée : tranches d'altitudes en mètres)

exposées au Sud (La Noë-Bernard à Grandchamps, Bel-Air à Héric, La Troche à Notre-Dame-des-Landes,...). Les domaines dépendant de châteaux modifient encore le paysage ; ils se concentrent en deux secteurs principaux (entre Casson et l'Erdre et au Sud de Fay-de-Bretagne) ; ils se signalent dans le paysage par un bocage à mailles élargies, associé à quelques grosses exploitations agricoles isolées, et par les derniers espaces boisés du "glacis". Au centre des interfluves se trouvent enfin quelques bocages géométriques à mailles larges, pénétrés par des impasses et exploités à partir de rares fermes isolées de construction récente (La Vente et Le Désert à Héric, Bézille à Sucé, Pourcheul à Fay). Ces îlots bocagers reproduisent sur des espaces restreints (4 à 7 km²) les paysages de la Surface culminante, ce que confirme une toponymie qui juxtapose là aussi les noms caractéristiques d'un état primitivement répulsif (Les Friches, Les Landes, Le Bois, Le Brossais,...) et d'un défrichement tardif (L'Ecobue, Les Essarts, Les Prises, La Close, Le Plessis,...). Ces anciens "déserts" s'expliquent par des facteurs pédologiques : des terres "lourdes", argilo-caillouteuses et relativement humides existent effectivement autour de Notre-Dame-des-Landes ; leur répartition sur le pourtour des communes témoigne aussi des conditions progressives de mise en valeur du "glacis".

A l'inverse de la Surface culminante, mais à l'image des replats de vallées, le "glacis" comporte en effet de gros bourgs (Héric, Fay, Grandchamps), situés au centre de finages relativement étendus pour le Pays Nantais, d'où rayonnent les voies de communications et dont la création remonte parfois à l'occupation romaine. Le maintien des "déserts" à la périphérie des finages jusqu'à l'époque contemporaine montre que l'occupation agricole s'est principalement et graduellement effectuée à partir de ces bourgs, sans rencontrer d'obstacles ni de contraintes naturels majeurs, du fait de l'uniformité de la topographie. Il est probable que les routes principales qui, pour la plupart, empruntent les interfluves et qui, pour certaines, datent de l'Antiquité, ont également participé à l'organisation du paysage rural (voie Nantes - Blain) ; des toponymes gallo-romains, ou réputés tels, désignent des fermes isolées et parfois des villages placés au voisinage des voies anciennes (Loinville, Chavagne, Chezine, Breillac). Les "villages" sont communément éparpillés sur les interfluves (secteurs de Fay et de Notre-Dame), s'alignent souvent sur les rebords de vallons (Le Plongeon, La Planchette) et jalonnent, comme on l'a vu, le contact avec la Surface culminante (Le Grand Mérimont, Le Breil-de-l'Aulne, La Piclotais, L'Epine, La Grande-Haie, Le Chanais). Beaucoup portent des noms médiévaux ou modernes et des suffixes en -ière et -erie, ou en -ais et -aie, leurs équivalents locaux, alors que de nombreuses fermes isolées témoignent, par leur toponymie, de défrichements récents, en dehors des "déserts" précités (Terres Neuves, Maison Neuve,...).

La mise en valeur du Glacis d'Héric paraît donc procéder des influences de plusieurs éléments directeurs : bourgs centraux, voies anciennes, "villages", châteaux, exploitations isolées, dont la succession reste à préciser. Si la commune de Blain est fondée sur un établissement gallo-romain et atteste une occupation précoce, celle de Notre-Dame-des-Landes est en effet de création récente (1871) et résulte de l'extension des derniers défrichements. Si certaines exploitations portent des noms gallo-romains (Meluc) ou médiévaux (Villeneuve, Villecourt), d'autres sont datables du début du XVII^e siècle, ou d'époques plus tardives, par leur architecture.

Les paysages des replats-glacis de vallées de 2^e ordre et des glacis périphériques appartiennent au même domaine géographique, malgré quelque différences de détails. Ils s'opposent complètement à ceux de la Surface culminante par une occupation à la fois plus dense, plus ancienne, plus progressive, plus diversifiée, elle-même corrélative de terroirs plus attractifs. L'originalité de leur mise en valeur souligne leurs propriétés topographiques : altitudes inférieures, situation abritée, meilleures conditions d'accès. Elle tient aussi et surtout aux formations superficielles : les replats-glacis et

glacis ne comportent jamais de manteaux d'altérites aussi épais et prononcés que sur la surface des plateaux, ni, par conséquent, de zones humides aussi étendues et aussi persistantes.

Conclusions

Les plateaux comportent deux niveaux topographiques étagés. Le premier mérite l'appellation de Surface culminante en raison de ses altitudes (70 à 90 m). Il comprend la moitié du Plateau Nantais environ (Plateau Nantais s.s.) et l'essentiel du Plateau du Cellier. Il présente des secteurs horizontaux au Sud (Le Temple, La Forêt du Cellier) et des secteurs faiblement inclinés vers le Nord. Le second, régulièrement emboîté de 10 à 20 m dans le précédent, se compose de plans inclinés vers la périphérie du Plateau Nantais, méritant quant à eux l'appellation de glacis et de replats-glacis par leurs formes. Largement développé à l'Est (Glacis de La Chapelle-sur-Erdre) et surtout au Nord (Glacis d'Héric), il se poursuit en bordure des vallées de 2ème ordre. Il ne présente cependant aucun homologue autour du Plateau du Cellier, hormis quelques replats qu'il y aura lieu d'examiner par la suite. Les paysages agraires confirment par leur dualité l'étagement du relief. Les formations superficielles fournissent des arguments supplémentaires à ce sujet.

Chapitre 2

La différenciation des dépôts

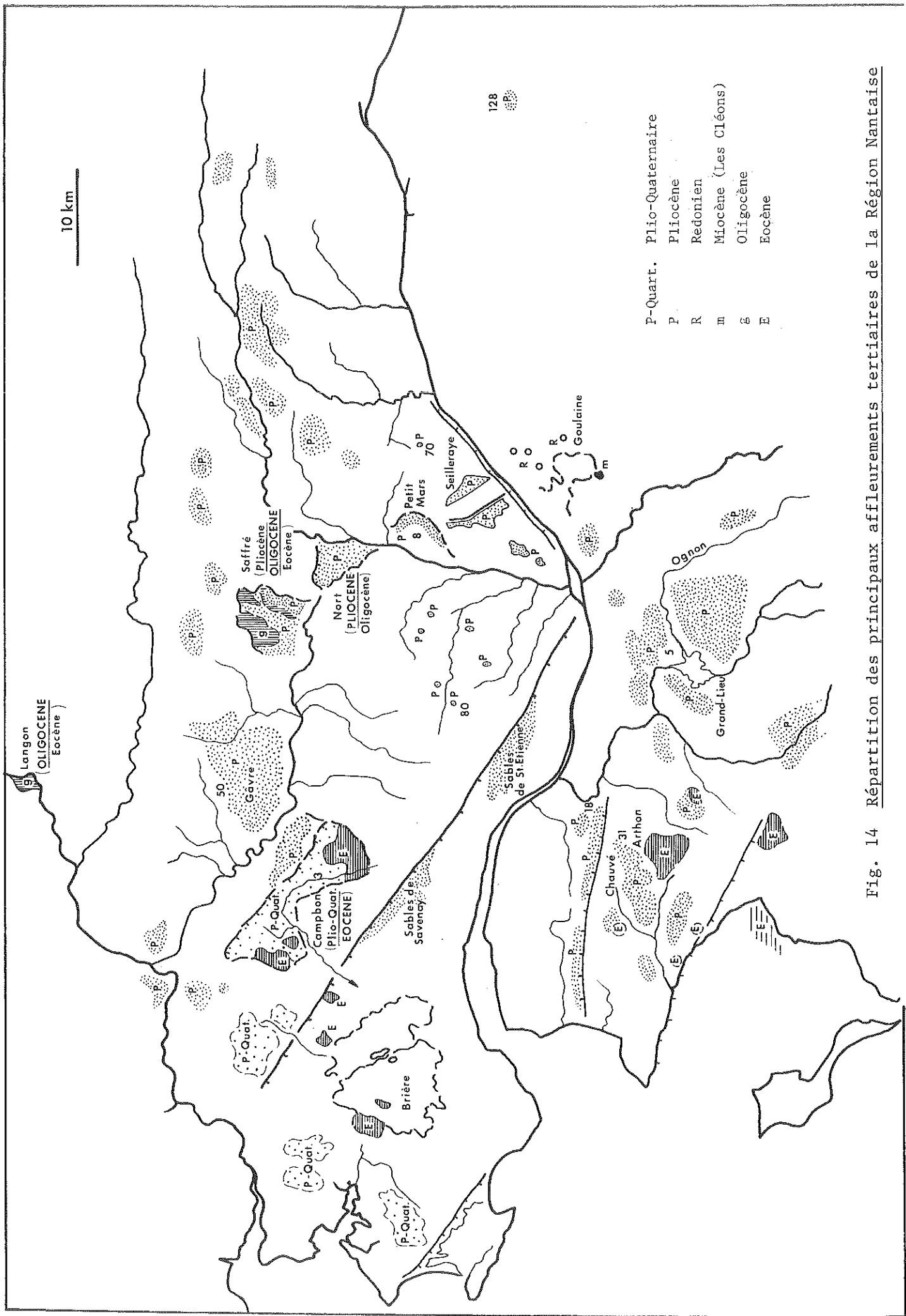
Introduction

La Loire-Atlantique est une des régions du Massif Armoricaïn où les transgressions survenues depuis le Crétacé furent les plus nombreuses, les plus étendues et les plus durables. Les témoins de différentes avancées marines demeurent piégés dans les bassins situés à la périphérie du Pays Nantais : Brière (Lutétien et "Plio-Quaternaire"), Campbon (Lutétien, Bartonien et Pliocène), Saffré (Lutétien, Bartonien, Stampien et Pliocène), Nort-sur-Erdre (Lutétien, Oligocène et Pliocène), Goulaine (Miocène et Redonien), Grand-Lieu (Lutétien et Pliocène), Arthon (Lutétien et Pliocène), Estuaire de la Loire (Eocène et Pliocène). Les plateaux ne comportent quant à eux que des affleurements épars de sables et graviers pliocènes.

Le Tertiaire du Massif Armoricaïn fait l'objet d'une importante bibliographie comprenant plusieurs synthèses sédimentologiques (G. Vasseur, 1881), (S. Durand, 1960), (J.P. Margerel, 1968), paléoclimatiques (J. Estéoule-Choux, 1970), ou paléogéographiques (C. Klein, 1975). Les problèmes relatifs aux gisements tertiaires du Pays Nantais sont indissociables de ceux qui sont traités dans ces synthèses, conçues à partir du Massif Armoricaïn tout entier, ou de ses bordures. Ils n'ont cependant jamais fait l'objet d'études exhaustives.

Dans la continuité des analyses morphologiques précédentes et au travers des seules données sédimentologiques, ce chapitre vise à fournir les bases des corrélations qui pourront être ultérieurement établies entre les formes et les dépôts, donc à situer l'évolution des versants dans son contexte paléogéographique. Il a trois objectifs :

- Récapituler les traits essentiels de la répartition et de la succession des dépôts tertiaires du Pays Nantais et dégager les enseignements de leurs conditions de gisement en se fondant principalement sur les travaux antérieurs (§ 1).
- Préciser les caractères sédimentologiques et les significations paléogéographiques des "sables rouges" pliocènes, qui représentent, du fait de leur dispersion, les principaux sédiments exploitables à des fins géomorphologiques (§ 2).
- Etablir des dissociations parmi les dépôts considérés comme pliocènes et exposer les propriétés spécifiques de nappes caillouteuses, qui s'opposent fondamentalement aux "sables rouges", mais qui ont toujours été confondues jusqu'à présent avec eux sur les cartes géologiques (§ 3).



P-Quart. Plio-Quaternaire
 P. Pliocène
 R Redonien
 m Miocène (Les Cléons)
 g Oligocène
 E Eocène

Fig. 14 Répartition des principaux affleurements tertiaires de la Région Nantaise

1/Répartition et succession des dépôts tertiaires du Pays Nantais
11/Les Bassins et les gisements tertiaires périphériques (fig. 14)

111/Le Bassin de Campbon, situé à l'Ouest du Pays Nantais, présente une forme rectangulaire de 13 km de long pour 4 km de large. Il se subdivise en deux dépressions communicantes : celle de Dréfféac au Nord Ouest, celle de Campbon - stricto sensu - au Sud Est. Il est dominé au Nord Est par le Coteau de Saint-Gildas - Quilly, d'altitude 60 m, de regard Sud Ouest, de tracé parallèle au Sillon de Bretagne. Il se raccorde au Sud Est à la terminaison du Plateau Nantais (70 m), par plusieurs séries de gradins (25 - 28 m, 36 - 44 m et 53 - 62 m). Il est drainé par le bassin supérieur du Brivet, lequel recoupe perpendiculairement le Coteau du Sillon de Bretagne à Pontchâteau avant de gagner la Brière, mais demeure largement occupé par des marais (2 - 4 m).

Le Bassin de Campbon est l'un des mieux connus par les sondages. G. Vasseur en a établi la première synthèse et a rapporté l'ensemble du remplissage au Lutétien (1881). Les formations sédimentaires, d'une puissance de plusieurs dizaines de mètres, représentent les séries lutétiennes les plus variées de Bretagne ; elles ont été progressivement précisées et révisées (A. Guilcher, 1948) (S. Durand, 1960) (J.P. Margerel, 1968 b) (J. Estéoule-Choux, 1968 b) (J.P. Margerel et al., 1976) (J.P. Margerel, 1979).

La stratigraphie définie par S. Durand comprend de bas en haut, sur 17 à 30 m d'épaisseur connus : les "Calcaires de Saint-Gildas et Calcaires de Campbon" (initialement rapportés au "Lutétien inférieur"), les sables fins et grès de Campbon ("Lutétien moyen"), des dépôts supérieurs dolomitiques, argileux et marneux de type néritique ("Lutétien supérieur") (S. Durand, 1960). Ces dépôts furent intégralement rapportés au Lutétien supérieur par la suite (S. Durand et J. Estéoule-Choux, 1974). Des sondages effectués en 1971 à l'Ouest de la dépression de Campbon s.s. ont atteint le socle altéré entre 47,60 et 68,30 m de profondeur et ont révélé de bas en haut, outre une série détritique située au contact du socle (conglomérats, calcaires sableux et sables) : des calcaires parfois sableux et fossilifères, des calcaires sableux et sables calcaires alternant avec des marnes grises, des séries dolomitiques avec marnes blanches azoïques, des argiles vertes et marnes blanches à passées noires (J.P. Margerel et al., 1976)(J.P. Margerel, 1979). Les séries, mal séparées, présentent de multiples variations verticales et latérales de faciès. Les analyses sédimentologiques et micropaléontologiques pratiquées au Laboratoire de Géologie Historique de la Faculté des Sciences de Nantes ont montré que la sédimentation s'était effectuée dans trois types de milieux successifs (infralittoral à eaux chaudes et peu profondes, marin à tendance médiolittoral, plus continental et confiné) et ont conduit à rapporter l'ensemble des séries traversées à une période s'étendant du Biarritzien (Lutétien supérieur) au Bartonien moyen (J.P. Margerel et al., 1976).

L'origine et l'évolution du Bassin de Campbon sont associées à des déformations du socle. Les dépôts, de caractères subsidents, s'établissent sur un fond rocheux différencié, probablement par failles, qui s'approfondit dans l'ensemble vers le Nord Ouest (S. Durand, 1960), donc dans le prolongement de la surface du Plateau Nantais. La subdivision du bassin est attribuée à une faille oblique Nord Ouest - Sud Est qui s'alignerait sur le seuil de Bolhet, entre les dépressions de Dréfféac et de Campbon s.s., daterait de l'Eocène et pourrait avoir joué à l'Oligocène et au Miocène selon plusieurs auteurs (A. Guilcher, 1948) (J.P. Margerel, 1979). Les bordures orientales et septentrionales du bassin, probablement tectonisées, comportent des recouvrements de matériaux hétérométriques et hétérogènes, tant sableux que caillouteux, anguleux qu'émoussés, épais de quelques décimètres à quelques mètres qui, par leurs composants comme par leur dernier remaniement, semblent se rapporter à des épandages "plio-quatérnaires" (J.P. Margerel, 1979), (Carte géologique au 1/50 000 de Savenay, en préparation).

112/Le Bassin de Saffré se trouve au Nord du Pays Nantais, présente une forme triangulaire, s'ouvre largement au Sud vers l'Isac et comporte un encadrement de plateaux à l'Ouest (60 m) comme à l'Est (75 m) ; ses altitudes se raccordent vers le Sud à celles du Glacis d'Héric (25-28 m).

La connaissance de son remplissage sédimentaire - éocène et surtout oligocène - reste tributaire de la rareté des affleurements tertiaires et de l'insuffisance des sondages. G. Vasseur en a présenté la première description stratigraphique (sables et grès éocènes, argiles oligocènes, calcaires et marnes oligocènes) (G. Vasseur, 1881). S. Durand a reconnu de bas en haut, parmi les séries éocènes intégralement rapportées au Lutétien, des sables fossilifères, des grès à végétaux, des marnes blanches et verdâtres (Bois-Gouët), a corrélé les "sables fossilifères inférieurs de Saffré" avec les "sables et grès du Lutétien moyen de Campbon" et a attribué les particularités stratigraphiques et sédimentologiques du colmatage éocène du Bassin de Saffré (minceur des dépôts connus, absence des assises calcaires du "Lutétien inférieur", caractères littoraux de l'ensemble des sédimentations) à une "immersion plus tardive et moins profonde que dans le Bassin de Campbon" (S. Durand, 1960) (J.P. Margerel, 1966 et 1968 b). S. Durand a par ailleurs souligné l'épaisseur caractéristique des dépôts oligocènes de Saffré (de nature calcaire, argileuse ou marneuse et de type subsidant), d'abord reconnue par sondage (112 m au minimum), puis déduite par études gravimétriques (200 à 500 m ?) (S. Durand, 1960) (S. Durand et J. Estéoule-Choux, 1974).

Un sondage réalisé en 1977 par la Société Montavon à 1 km au Sud Ouest du bourg de Saffré a permis de traverser l'ensemble des séries sédimentaires jusqu'au socle, de préciser leur épaisseur au centre du bassin (332 m) et de réviser leur stratigraphie (J.P. Margerel, 1977) (V. Borne, 1978). La coupe complète des dépôts comprend six ensembles principaux depuis le socle : des argiles et sables correspondant aux apports transgressifs tardifs du Lutétien supérieur (- 332 à - 323 m), des sables marquant le passage entre le Lutétien supérieur et l'Eocène supérieur (- 323 à - 295 m), des argiles et argiles sableuses bartonniennes (- 295 à - 236 m), des argiles stampiennes (- 236 à - 120 m), des calcaires marins stampiens (- 120 à - 35 m), une série argilo-calcaire supérieure, azoïque et non datée (M.F. Ollivier-Pierre et V. Borne, in V. Borne, 1978).

La formation du Bassin de Saffré est en rapport avec une tectonique plus tardive et encore plus prononcée qu'à l'emplacement du Bassin de Campbon. La puissance des sédiments (près de 100 m pour le Lutétien supérieur et le Bartonien, plus de 200 m pour le Stampien) ainsi que les types de dépôts (lagunaires, marécageux et lacustres, à l'exception des calcaires stampiens), traduisent l'ampleur d'une subsidence active dès l'Eocène, accentuée au cours de l'Oligocène. La répartition des dépôts révèle l'existence probable de failles Nord Nord Ouest - Sud Sud Est à l'Est et à l'Ouest du bassin (Carte géologique 1/ 80 000, Saint-Nazaire) (S. Durand, 1960) (J.P. Margerel, 1977). Des sables pliocènes affleurent à la périphérie du bassin, en direction de Nort-sur-Erdre.

113/Le Bassin de Nort-sur-Erdre, 6 km du Nord au Sud, 3,5 km d'Est en Ouest, est dominé au Nord par le coteau de Languin (71 m), lui-même aligné sur la "Faille de Nort-sur-Erdre". Il est bordé à l'Est par la section méridionale du coude de l'Erdre et se raccorde au Sud Ouest aux buttes relictuelles du Glacis d'Héric (12-17m).

Du Lutétien et de l'Oligocène affleurent à la base du coteau de Languin (Carte géologique 1/80 000, Saint-Nazaire) (S. Durand et J. Estéoule-Choux, 1974). Des prospections géophysiques entreprises par le B.R.G.M. en 1977 dans le cadre du levé de la Carte géologique au 1/50 000 de Nort-sur-Erdre ont révélé que le fond rocheux du bassin se trouve à plusieurs centaines de mètres de profondeur (environ 400 m) (Communication de L. Barbaroux). Des analyses sédimen-

tologiques et micropaléontologiques entreprises au Laboratoire de Géologie Historique de la Faculté des Sciences de Nantes, à la suite de sondages d'exploration, ont montré que la majeure partie du remplissage sédimentaire se compose d'argiles vertes, de calcaires marins à Oogones de Chara et de calcaires à Archiacines caractéristiques de l'Oligocène, et souligne un fossé probablement comparable à celui de Saffré (Communication de J.P. Margerel).

Le Bassin de Nort se distingue par ailleurs par l'étendue et l'épaisseur des dépôts pliocènes (Carte géologique 1/80 000, Saint-Nazaire). Il s'agit de sables blancs, jaunes ou rouges, feldspathiques et glauconieux principalement étudiés par Wang Nai Liang (1951), puis par S. Durand qui en a définitivement établi l'origine marine d'après des critères morphoscopiques et granulométriques (1960). Leur puissance est d'au moins 28 m près de l'Hippodrome de Nort (sondage 451/8/31 enregistré au B.R.G.M.), de 41,20 m au Château d'eau de Nort et de 44,40 m en un point situé 800 m plus à l'Ouest (S. Durand, 1960). Les sondages d'exploration précités indiquent une épaisseur de 70 à 80 m de sables pliocènes superposés aux sédiments oligocènes (J.P. Margerel). Ces dépôts témoigneraient d'une pérennité de la subsidence dans le Bassin de Nort au cours du Pliocène. Les sondages et les prospections géophysiques tendraient à indiquer leur approfondissement vers l'Ouest (S. Durand, 1960) (L. Barbaroux, 1983, Notice, Carte géologique de Nort-sur-Erdre). En surface, les dépôts pliocènes disparaissent localement sous des formations sablo-caillouteuses d'étendues et d'épaisseurs inégales qui seront interprétées ultérieurement.

114/Les Marais de Petit-Mars : Les cartes géologiques actuelles limitent l'extension des sables pliocènes au Bassin de Nort-sur-Erdre. Des levés personnels effectués dans le cadre de la préparation de la feuille au 1/ 50 000 de Nort-sur-Erdre ont permis de cerner sur les pourtours des Marais de Petit-Mars, entre La Banque (Nort 7-8 SE) et La Pierre (Nort 7-8 NE), des dépôts sableux jaunes ou blancs, mêlés de graviers roulés, épais de plusieurs mètres. Il s'agit, en surface tout au moins, de nappes alluviales issues du remaniement de matériaux pliocènes, identiques à ceux du Bassin de Nort par leurs caractères morphoscopiques (Chap. 7). Plusieurs sondages enregistrés au B.R.G.M., tous pratiqués au contact des marais et du lit actuel de l'Erdre, mentionnent par ailleurs, sous 4,50 à 8 m de tourbes et d'argiles, des sables blancs ou gris jusqu'à des profondeurs de 10 m sous surface au droit de l'Ecluse de Quiheix (451/8/2, au Nord Ouest des marais), de 20 m à l'extrémité de la Douve des Bonnes-Filles (451/8/15, à l'Ouest des marais), sans atteindre le socle nulle part. Ces faits évoquent l'extension des sables pliocènes vers le Sud, à partir du Bassin de Nort, sous les argiles et les tourbes, ainsi que l'existence probable d'un second bassin d'effondrement rempli de matériaux pliocènes à l'emplacement des Marais de Petit-Mars.

115/Les Marais de Goulaine s'étendent au Sud de la Loire, entre le Loroux-Bottereau, La Chapelle-Heulin et Haute-Goulaine ; ils débordent donc des limites du Pays Nantais telles qu'elles ont été ici définies mais présentent plusieurs éléments morphologiques et sédimentologiques utiles à l'étude de la région. Ils forment un bassin rectangulaire par ses bordures, divisé en deux parties égales par un éperon de serpentinites (Vallet 1-2 NW). Ils comportent le seul gisement rapporté dans la région aux "Faluns d'Anjou" (Faluns miocènes des Cléons) et plusieurs des principaux affleurements de Faluns redoniens connus aux environs de Nantes (La Dixmérie, Le Pigeon Blanc) (G. Vasseur, 1881) (S. Durand, 1960) (J.P. Margerel, 1968 a et 1971).

116/Les dépôts de la Rive Nord de l'Estuaire comprennent pour l'essentiel les "Sables de Savenay", rapportés à l'Eocène (S. Durand, 1958 et 1960) et les "Sables de Saint-Etienne-de-Montluc", qui figurent sur les cartes géologiques comme terrasses ou dépôts de pente mais qui comportent des stocks importants de matériaux tertiaires. L'étude détaillée des uns et des autres est intégrée à celle du Sillon de Bretagne (Chap. 4).

Les autres dépôts du Pays Nantais concernent des sables et graviers considérés jusqu'à présent dans leur ensemble comme pliocènes (§ 2).

12/La succession des dépôts tertiaires dans la région nantaise (fig. 15)

121/Les héritages du Secondaire

Il est reconnu qu'à la suite de l'élaboration de la "Surface post-hercynienne", la majeure partie du Massif Armoricaïn est restée exondée pendant tout le Secondaire. Le relief, durablement atténué en l'absence supposée de rejeux tectoniques, se présentait, selon J. Estéoule-Choux, comme une "vaste plate-forme ayant subi l'action des climats latérisants qui ont régné au Crétacé" (1970). Cette dernière se serait manifestée par une altération profonde de la surface post-hercynienne et par une formation massive de kaolinite, dont l'âge pré-cénomaniën est fondé sur des arguments stratigraphiques (soubassements de graviers cénomaniëns de la région d'Angers). Ces phénomènes de météorisation se seraient perpétués sous l'effet des climats agressifs du Paléogène, à l'intérieur de profils d'altération composites et inégalement épais (J. Estéoule-Choux, 1970) (S. Durand et J. Estéoule-Choux, 1974).

La transgression cénomaniënne a cependant gagné le Sud Est du Massif Armoricaïn et a submergé la Vendée, à l'exception du Haut Bocage (M. Ters, 1961). Ses dépôts se concentrent en plusieurs bassins (Challans-Commequiers, Touvois), où ils représentent les faciès d'une "province méridionale" distincte des sédimentations crayeuses du Nord de la France (grès cénomaniëns, calcaires marneux turoniëns) (J. Debelmas, 1974) ; ils sont en cours de révision stratigraphiques (J. Louail et J.M. Viaud, 1977) (J.M. Viaud, 1978, 1979 et 1981) (J. Louail, 1981). Les limites septentrionales de cette transgression demeurent mal connues. A la suite de G. Denizot (1924 - 1926) et de Ch. Barrois (1930), A. Guilcher a supposé qu'elles avaient dépassé le Pays Nantais (1948 a) ; des restes de *Gryphaea columba* ont été effectivement signalés par Ch. Barrois (1921) puis par M. Ters (1967 b) dans les dépôts remaniés de Savenay.

122/La succession des séries éocènes

A la suite de la régression du Sénonien et du Paléocène (Maestrichtien et Danien), la transgression yprésiënne aurait peu dépassé le tracé des côtes actuelles, comme le montrent les affleurements repérés sur le plateau continental (Plateau du Four, Baie de Vilaine), ou les rares dépôts connus près des côtes du Morbihan (Port-Louis, Le Parco à Quiberon) et de Loire-Atlantique (La Bernerie, Saint-Hilaire-de-Chaléons) (L. Barbaroux, A. Blondeau et J.P. Margerel, 1971) (P. Bouysse, J.J. Chateaufneuf et M. Ters, 1974) (S. Durand, 1960) (M. Ters, 1979, Carte géologique de Machecoul, 1/50 000). Certains des sables de Savenay en seraient les seuls témoins en Pays Nantais (S. Durand, 1958 et 1960) (L. Barbaroux, 1972). La teneur des sédiments en kaolinite confirmerait l'influence des altérations latéritiques pré-yprésiënnes ; leurs faciès détritiques témoigneraient des conditions rhexistasiques propres à l'Yprésien (J. Estéoule-Choux, 1970).

Les dépôts relatifs à la transgression lutétiënne sont représentés dans les bassins bordiers du Pays Nantais (Brière, Campbon, Saffré, Nort) et du Pays de Retz (Arthon - Cheméré). La configuration et la répartition de ces bassins traduisent la formation de "golfs lutétiens", prolongeant vers l'Est une zone de sédimentation largement étendue sur le plateau continental (La Banche, La Lambarde, Baie de Bourgneuf) et contournant l'espace occupé par le Plateau Nantais actuel (G. Vasseur, 1881) (S. Durand, 1960) (A. Blondeau, 1965) (C. Klein, 1975) (Cartes géologiques de Machecoul et de Saint-Nazaire au 1/ 50 000). La sédimentation ne comprend que des éléments datés du Lutétiën supérieur, débute par des dépôts calcaires détritiques (Campbon), mais devient et demeure chimique vers le sommet (J. Estéoule-Choux, 1970)

Les progrès accomplis dans la connaissance des séries paléogènes,

grâce aux sondages profonds pratiqués dans les bassins de Saffré et de Nort, montrent que la sédimentation commencée au Lutétien supérieur s'est poursuivie jusqu'au Bartonien moyen, au sein d'un même cycle sédimentaire, en conservant des caractères principalement chimiques, en se réalisant dans des conditions biostatique persistantes propres à une ambiance climatique chaude et humide et en précédant la rhexistasie brutale de l'Eocène final (J.P. Margerel et al., 1976) (V. Borne, 1978) (J. Estéoule-Choux, 1970).

123/ Les problèmes d'interprétation des "grès tertiaires"

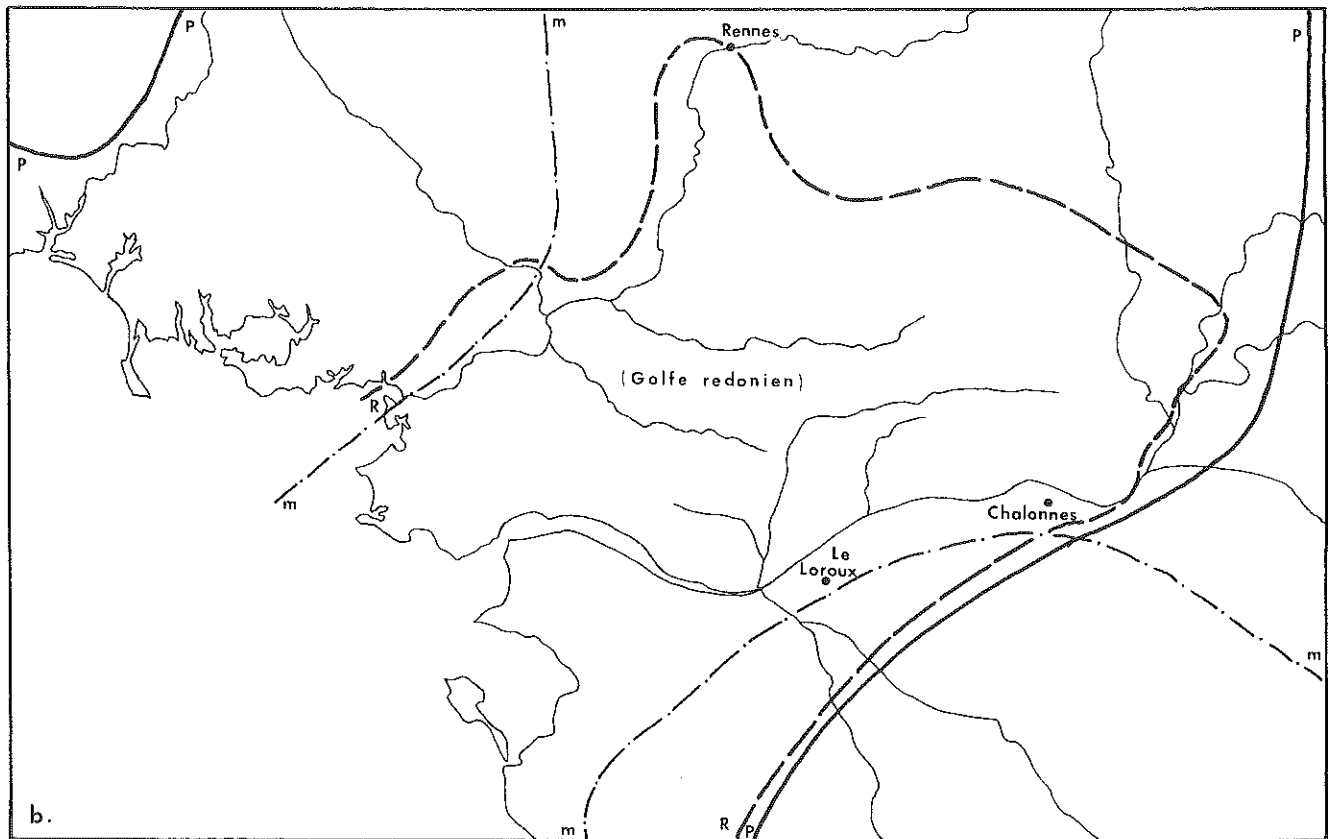
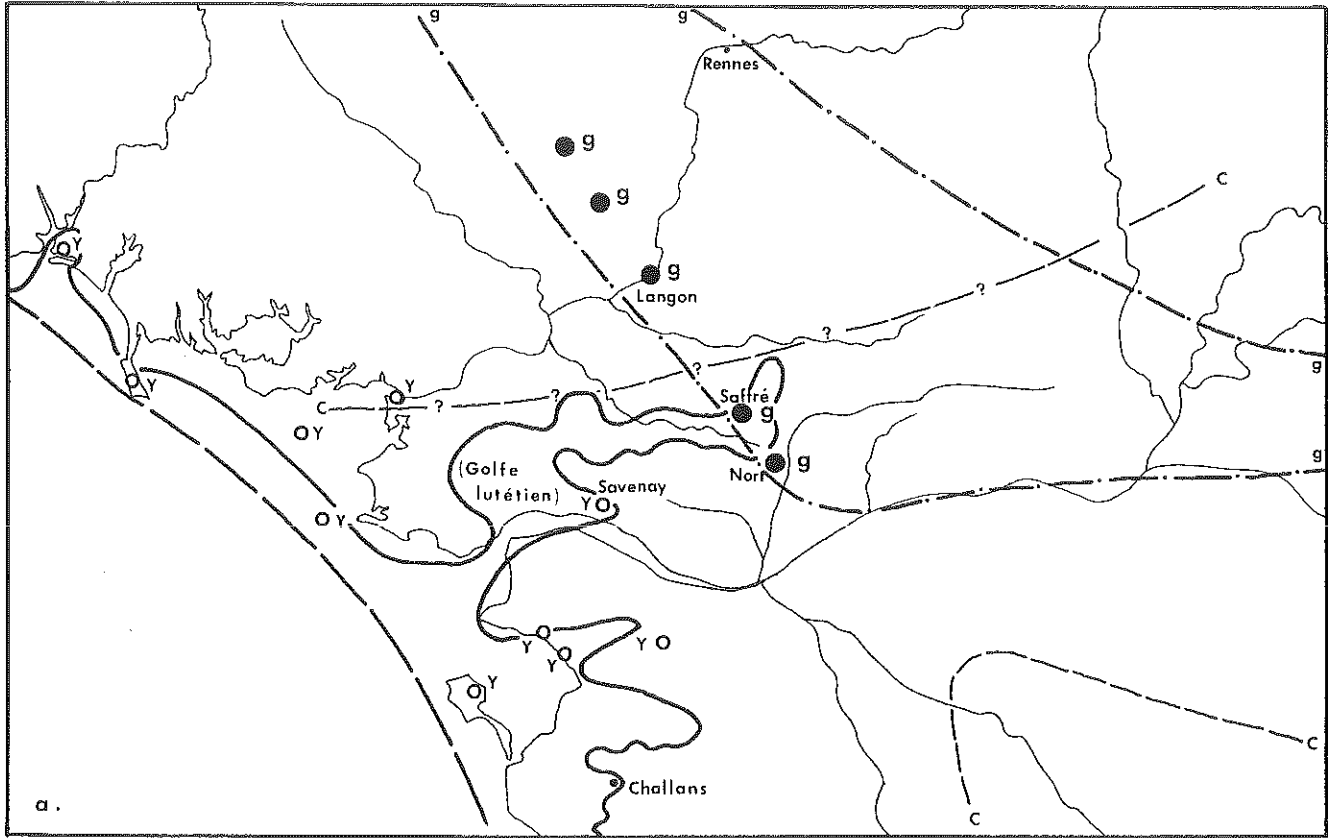
Il existe dans le Pays Nantais des blocs de grès et de brèches à ciment siliceux, très résistants. Les grès se rencontrent occasionnellement à la surface du Plateau du Cellier et du Plateau Nantais (Saint-Herblain, Orvault), dans les dépressions (Estuaire), mais demeurent partout très rares ; ils se composent d'un assemblage de grains de quartz fins et présentent parfois un aspect quartzitique. Les blocs bréchiques, de dimensions décimétriques ou métriques, à éléments anguleux ou émoussés, localement désignés sous les vocables de "chaillerons" ou de "grains de sables de Gargantua", affleurent principalement sur le Glacis d'Héric (La Drillais, Le Meslier, L'Epine, La Bédinière, près de Notre-Dame-des-Landes) ; leur surface, occasionnellement rubéfiée, porte des marques d'éolisation (patine, cupules).

Ces formations évoquent par leurs faciès les "grès ladères", interprétés dans l'Ouest comme les produits de la cimentation de sables crétacés ou éocènes (A. Laugel, 1861) (J. Welsch, 1897) (A. Grossouvre, 1909) (S. Durand, 1960), ou les "brèches tertiaires" considérées comme l'agglomération de quartz d'exsudation de micaschistes altérés (M. Gautier, 1947 et 1948). La résistance exceptionnelle de ces matériaux est généralement expliquée par la précipitation d'un ciment siliceux d'origine détritique, elle-même provoquée par l'action prolongée de processus climatiques tropicaux ou subtropicaux en régime pluvio-métrique contrasté.

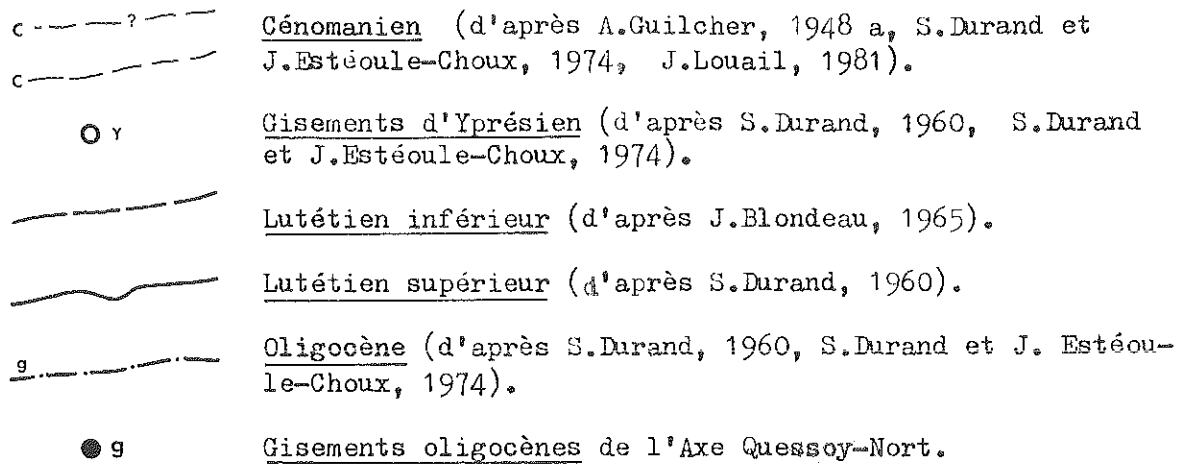
Les grès ladères sont l'objet de multiples publications spécifiques. Ils sont généralement rapportés à l'Eocène en raison de leurs analogies de faciès avec les "grès à sabals" (S. Durand, 1960) (J.C. Yvard, 1973) et sont parfois notés comme "auversiens" dans la région (Carte géologique, Cholet, 1/ 80 000). Ils jalonnent une "surface paléogène" en Bretagne centrale selon M. Gautier (1947) et comptent parmi les éléments essentiels de la "Pénéplaine de l'Ouest de la France" selon C. Klein (1975). En fait, comme le souligne ce dernier auteur, il y a souvent mélange de définitions et d'époques à propos des grès et brèches des régions armoricaines et ligériennes. Leur variété de faciès traduit celle des apports constitutifs locaux, mais peut-être aussi la diversité des origines, des conditions et même des époques de formation. Leur résistance explique leur survivance à toutes les vicissitudes paléoclimatiques. Les grès et brèches du Pays Nantais sont probablement tertiaires, mais dans le cas présent l'absence d'analyses pétrographiques et paléontologiques approfondies restreint leur signification. Pour finir, leur remaniement par les processus périglaciaires et leur entraînement dans les fonds de vallées et de dépressions, restreignent encore leur utilité en vue d'une reconstitution des paléoreliefs.

124/ Les dépôts oligocènes

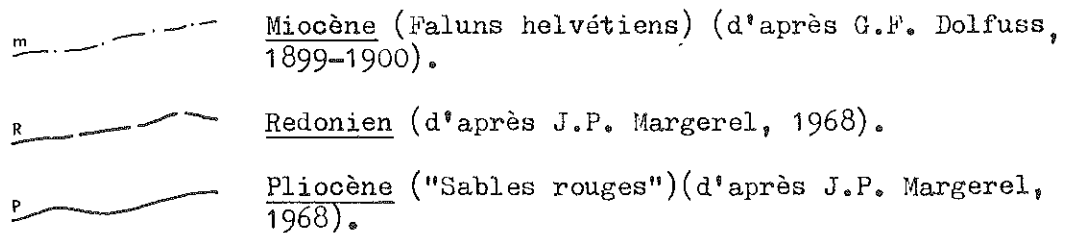
Ils appartiennent dans leur ensemble au cycle sédimentaire stampien et se caractérisent par l'absence d'éléments détritiques grossiers, par une sédimentation essentiellement biochimique et chimique (argiles et calcaires), de type lagunaire ou marin, réalisée dans des conditions biostatiques et dans une ambiance climatique chaude (S. Durand et J. Estéoule-Choux, 1974). Ces dépôts ne sont actuellement connus que dans les bassins de Saffré et de Nort-sur-Erdre, où ils s'intègrent à l'ensemble des fossés oligocènes, profonds et subsidents, qui s'alignent depuis la Baie de Saint-Brieuc sur un cisaillement majeur de N 160° ("Axe Quessoy-Nort") (J.L. Jaeger, 1967). Leur disposition traduit des mouvements synsédimentaires à forts rejets. La transgression oligo-



a. Les limites des transgressions crétacée et paléogènes



b. Les limites des transgressions néogènes



1/ 1 500 000 ème

Fig. 15 Les transgressions crétacée et tertiaires dans le Sud Est du Massif Armoricain

cène se distinguerait d'ailleurs comme "la seule avancée marine venue de l'Est au cours du Tertiaire" signifiant ainsi, selon R. Rey, "l'importance d'une tectonique associée à l'orogénèse alpine" (R. Rey, 1972) (C. Klein, 1975).

125/Le problème des héritages miocènes

Le Miocène demeure mal connu dans la région nantaise en raison de la rareté et de l'imprécision stratigraphique des dépôts. Les sédiments post-éocènes et pré-pliocènes des bassins de Saffré et de Nort, naguère placés à l'Oligocène (Stampien et "Aquitaniens"), ou à l'Oligocène (Stampien) et au Miocène inférieur ("Aquitaniens"), selon les limites fixées par les stratigraphes pour le sommet de l'Oligocène, sont actuellement rapportés dans leur totalité au cycle sédimentaire stampien (S. Durand, 1960) (C. Klein, 1975) (V. Borne, 1978). De ce fait, les formations calcaires présentes sur la bordure méridionale des Marais de Goulaine (Les Cléons) et assimilées aux "Faluns d'Anjou" (Helvétien) correspondraient aux seuls affleurements miocènes de la région, encore que leur cartographie la plus récente ne les mentionne plus que sous forme de Miocène indifférencié (Carte géologique, Vallet, 1/50 000). Ces formations représenteraient les derniers jalons vers l'Ouest, de la Mer des Faluns, dont les dépôts, plus étendus et mieux connus au contact du Massif Armoricaïn et du Bassin Parisien, se seraient effectués sous l'influence de climats chauds, devenus arides et défavorables à l'altération (G.F. Dollfus, 1899) (S. Durand, 1960) (J. Estéoule-Choux, 1970). En l'absence de témoins sédimentaires miocènes plus significatifs, toute tentative de reconstitution paléogéographique du Pays Nantais doit tenir compte des enseignements tirés des gisements reconnus plus à l'Est.

Selon S. Durand, "le tracé des vallées actuelles est la conséquence et non la cause de la localisation des faluns" ; les affleurements miocènes auraient constitué des zones de sources et auraient ultérieurement guidé l'organisation du réseau hydrographique, au lieu de fossiliser un modèle fluvial préexistant. D'après plusieurs auteurs, l'accès de la Loire à l'Atlantique est consécutif au retrait de la Mer des Faluns vers l'Ouest (G.F. Dollfus, 1899) (S. Durand, 1960) (J. Gras, 1963) (G. Denizot, 1968). C. Klein place cependant au Miocène moyen "les étapes décisives de l'équipement hydrographique de l'Ouest", tout en attribuant une datation plus tardive au raccordement de la Loire angevine vers son cours inférieur actuel (C. Klein, 1975).

La variabilité horizontale et verticale des faciès miocènes, ainsi que l'encadrement des fossés miocènes du Massif Armoricaïn par des failles prouveraient l'instabilité du socle pendant l'épisode sédimentaire falunien (S. Durand et J. Estéoule-Choux, 1974). Ces mouvements prolongeraient des déformations du Miocène inférieur reconnues par C. Klein ("bombements burdigaliens") et préfigureraient surtout les manifestations d'une "tectonique post-helvétienne", généralement considérée comme l'un des paroxysmes tectoniques du Tertiaire (1975). S. Durand et J. Estéoule-Choux reconnaissent dans cette tectonique post-helvétienne "une phase déterminante de l'évolution paléogéographique du Massif Armoricaïn" ; des déformations à composante verticale et à rejets de plusieurs dizaines de mètres auraient accompagné la fragmentation du socle selon une série de "voussoirs", eux-mêmes consécutifs à un bombement général d'axe Est-Ouest, déterminant la régression post-helvétienne (1974).

C. Klein considère que "c'est au Mio-Pliocène que se place une coupure fondamentale dans l'évolution géomorphologique du Massif Armoricaïn et de sa bordure", avec la fin du façonnement "acyclique" subi par la "Pénéplaine de l'Ouest de la France" et la première reprise d'érosion "véritablement cyclique" de l'histoire post-hercynienne de ces régions (1975). La plupart des auteurs admettent que le tracé des réseaux hydrographiques est largement réalisé à cette époque, ce qui ne préjuge en rien du problème de leur encaissement.

126/Les dépôts pliocènes

Les sédiments pliocènes, succédant à la lacune fini-miocène, s'étendent largement à l'Est et au Sud Est du Massif Armoricaïn et représentent deux stades distincts d'un même cycle sédimentaire.

Des "faluns", argiles et sables fossilifères, datés du Redonien et caractérisés par la présence exclusive de Montmorillonite, forment la base des dépôts (J.P. Margerel, 1968) (J. Estéoule-Choux, 1970). Leur caractère transgressif est définitivement établi, mais leur position chronologique, sans doute assez élevée à l'intérieur du Pliocène, demeure imprécise ; leur sédimentation, réalisée en eaux peu profondes, correspond à un milieu tempéré chaud, mais moins chaud et plus humide qu'au Miocène (J. Estéoule-Choux, 1970). Des gisements redoniens, toujours ponctuels, sont connus à la périphérie et à l'intérieur du Pays Nantais : Lac de Grand-Lieu, Marais de Goulaine, Estuaire (Les Mortiers, au Nord de Couëron), Plate-Forme de Carquefou (Bel-Air, au Sud de Carquefou). Ils contribuent à déterminer les contours d'un "golfe redonien", largement ouvert sur l'Atlantique, mais borné vers l'Est sur une ligne Rennes - Angers - Chalonnaes - Palluau (J.P. Margerel, 1968).

Des sables, localement associés à des graviers de quartz et habituellement désignés sous l'appellation de "sables rouges", affleurent dans toute la partie centrale et orientale du Massif Armoricaïn, depuis la Baie de Saint-Brieuc et la côte méridionale, jusqu'aux marges du Bassin Parisien. Leur aire d'extension englobe la totalité du Pays Nantais et déborde très largement des limites du "golfe redonien". Leurs gisements couvrent souvent de vastes surfaces et présentent parfois des profondeurs de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres.

Ces sédiments ont été définis par S. Durand comme des sables marins, rouges, jaunes ou blancs, argileux, feldspathiques et glauconieux, contenant en moyenne un tiers de grains Emoussés-Luisants (S. Durand, 1960). Ils sont plus ou moins riches en minéraux lourds ; ceux du Pays Nantais contiennent surtout de la tourmaline, de l'andalousite et de la staurotide (M. Ters, 1969, Notice Carte géologique de Nantes, 1/50 000). Ils sont généralement azoïques et par conséquent difficiles à situer chronologiquement. Des restes de siréniens (ossements d'*Halitherium*) ont servi d'arguments paléontologiques pour les placer au Pliocène. Leur teneur en Illite-Kaolinite a permis de les dissocier, en Bretagne, des sédiments redoniens (J. Estéoule-Choux, 1970). Leurs positions stratigraphiques et leurs caractères transgressifs par rapport au Redonien ont conduit à les considérer comme postérieurs à cet étage (S. Durand, 1960) (J. Estéoule-Choux, 1970), en dépit d'exemples de passages latéraux entre les deux types de formations (J.P. Margerel et al., 1972).

Selon S. Durand, les faciès sableux se rapportent à une sédimentation transgressive de mer épicontinentale, "voisine dans ses aspects de celle de l'Eocène" (sédimentation littorale et dépôts de plage). Selon J. Estéoule-Choux, les graviers correspondent plutôt à des faciès de régression. Pour ces deux auteurs, la nature détritique des "sables rouges", qui concerne en fait un stock de matériel sédimentaire considérable, résulte d'une intense reprise d'érosion, elle-même provoquée par deux phénomènes cumulatifs : une rhexistasie majeure fini-tertiaire, consécutive au paroxysme tectonique post-helvétien ; une mobilisation violente des arènes rubéfiées pré-pliocènes ou pliocènes sous les effets de climats "mésoméditerranéens" (climats méditerranéens à tendance humide et à régime pluviométrique contrasté).

A l'intérieur du Pays Nantais, les "sables rouges" comprennent des affleurements d'étendues et d'épaisseurs variables qui se répartissent en définitive de deux façons : au fond des dépressions (Bassin de Nort, Marais de Petit-Mars, Vallée de la Seilleraye) et sur les plates-formes, sur les plus basses (Carquefou), comme sur les plus élevées (Surface culminante du Plateau Nantais et même du Plateau du Cellier). La plupart d'entre eux figurent sur les

cartes géologiques au 1/80 000 ou au 1/50 000. Leur connaissance demeure néanmoins lacunaire et ne bénéficie d'aucun inventaire exhaustif. Les contours des dépôts de dépressions sont parfois incertains et leur profondeur exacte est souvent inconnue. Le repérage des gisements des plateaux reste incomplet, comme le montrent les découvertes sporadiques de nouveaux affleurements ponctuels. Plusieurs gisements connus par la bibliographie sont actuellement introuvables. D'autres réapparaissent à la faveur de coupes éphémères, lors du creusement d'un puits ou d'une tranchée. Sur le terrain, certains dépôts, voire certaines altérites remaniées, se distinguent parfois difficilement des "sables rouges" authentiques, en raison de leur couleur et de leur granulométrie. Dans la littérature, la description et l'interprétation paléogéographique des sables rouges du Pays Nantais ne font l'objet d'aucune synthèse et demeurent dispersées dans des études locales (Wang Nai Liang, 1951) (A. Marrot, 1977), régionales (S. Durand, 1960) (J.P. Margerel, 1968) (M. Gautier, 1969) ou plus générales (G. Vasseur, 1881) (A. Cailleux et J. Tricart, 1959).

Les sédiments interprétés comme "sables rouges" dans les publications, ainsi que sur les cartes géologiques et considérés comme tels dans les paragraphes suivants, sont indatables en eux-mêmes, puisqu'azoïques. Ils peuvent être cependant rapportés au Pliocène par analogie de faciès avec les sables qui constituent les dépôts les plus récents du remplissage du Bassin de Nort-sur-Erdre et qui surmontent directement des sédiments datés de l'Oligocène par leur faune.

13/L'intérêt des sédiments tertiaires pour l'analyse géomorphologique du Pays Nantais

Les dépôts prépliocènes connus autour du Pays Nantais ont plusieurs significations paléogéographiques complémentaires.

Leur stratigraphie témoigne d'une sédimentation paléogène de type principalement chimique et d'âges essentiellement lutétien et stampien. Leur répartition indique l'existence, au moins épisodique, de "golfs" longiformes encadrant le Pays Nantais, l'un par le Sud (Estuaire actuel), l'autre, plus développé, plus varié, mais aussi mieux connu, par le Nord (Bassins de Campbon, de Saffré et de Nort, alignés sur les bordures du couloir de l'Isac). En contrepartie, leur absence de la Plate-Forme de Carquefou, du Plateau du Cellier et du Plateau Nantais, dans l'état actuel tout au moins, serait significative d'une exondation prolongée de la majeure partie du Pays Nantais pendant le Paléogène, exondation qui aurait favorisé l'altération du socle et qui se serait généralisée au Miocène si l'on considère l'absence apparente de dépôts de cette période à l'intérieur et à proximité immédiate du territoire considéré.

Les aires de sédimentation paléogènes sont en relation avec des failles, les unes parallèles aux grandes orientations structurales du socle (Z.B. S.A. au Sud, Faille de Nort-sur-Erdre au Nord), les autres obliques par rapport à celles-ci (encadrement des Bassins de Campbon et de Saffré par exemple). L'épaisseur des accumulations, comparée à leurs caractères néritiques ou littoraux, indique l'ampleur et la persistance des mouvements subsidents enregistrés dans la région depuis l'Eocène ; elle témoigne en tout cas de la pérennité de l'activité tectonique pendant le Paléogène dans la région, malgré la succession possible de plusieurs paroxysmes. La localisation et l'alignement des principaux bassins sédimentaires montrent en particulier l'existence d'une zone continuellement déprimée pendant le Paléogène au Nord du Pays Nantais. La stratigraphie et la puissance relative des matériaux accumulés dans ces bassins (principalement éocènes à Campbon, éocènes et surtout oligocènes à Saffré, principalement oligocènes, mais aussi pliocènes à Nort) ont suggéré à S. Durand une migration progressive de la subsidence vers l'Est, le long de l'axe de l'Isac, au cours du Tertiaire (1960).

Les "sables rouges" sont les derniers sédiments marins déposés dans un environnement morphologique auquel ont immédiatement succédé les paysages qua-

ternaires. Ils présentent un intérêt primordial pour l'appréhension des héritages néogènes ou pléistocènes et fournissent un moyen de recherche essentiel pour la reconstitution des étapes de la mise en place du relief des marges sud-armoricaines (J. Gras).

La superposition des dépôts pliocènes les plus épais aux sédiments paléogènes des bassins périphériques indique tout d'abord l'existence de "pièges à sédiments" comparables à ceux qui ont été mis en évidence dans le reste du Massif Armoricaïn par S. Durand et Y. Milon, la poursuite d'une activité tectonique pendant le Pliocène dans la région et, finalement, la persistance de déformations subsidentes pendant la majeure partie du Tertiaire. La coïncidence de ces "pièges à sédiments" avec les secteurs les plus déprimés du relief témoigne d'ailleurs d'une permanence de leurs caractères morphologiques jusqu'à l'époque actuelle.

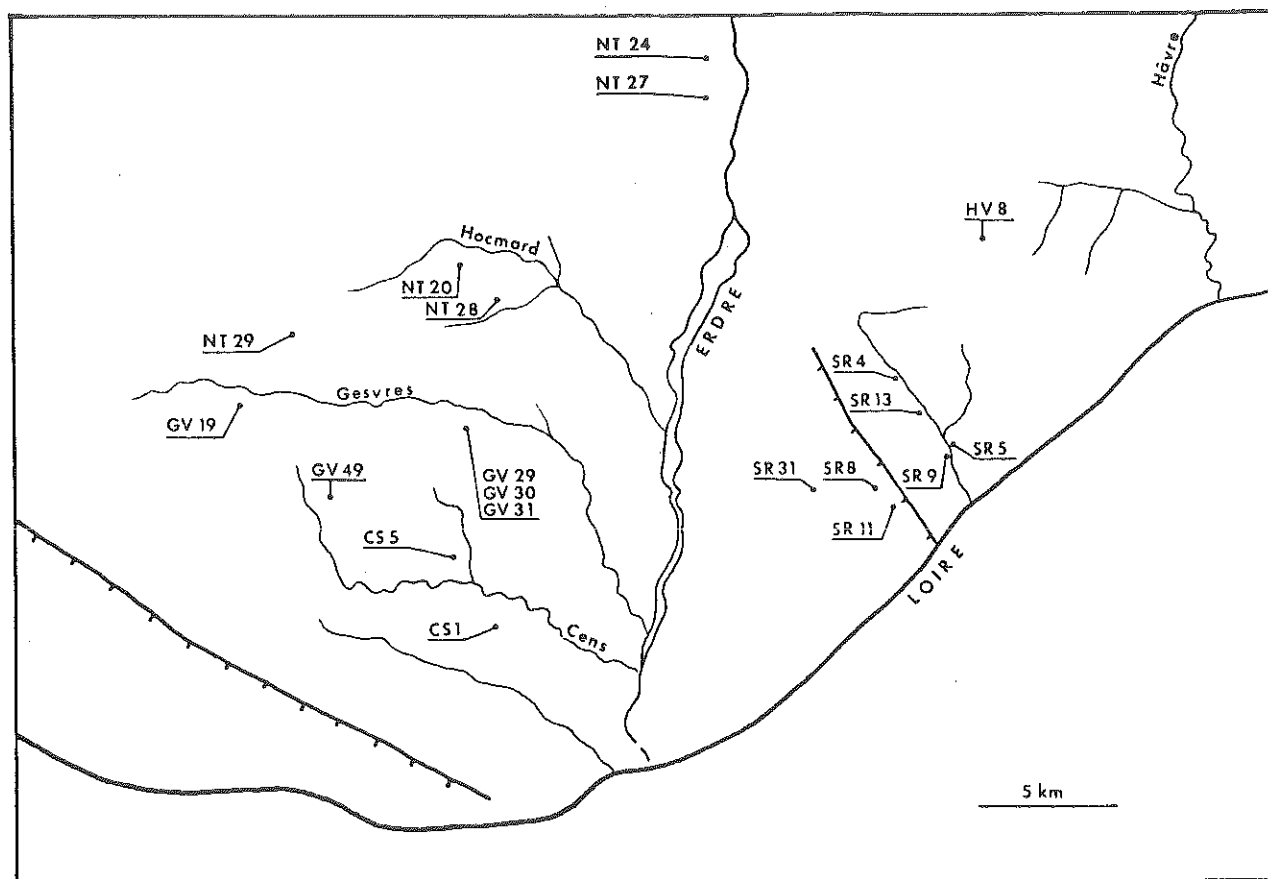
Les sables rouges s'opposent aux dépôts paléogènes par leur nature détritique, ce qui signale localement les influences d'une crise rhexistasiqne pliocène et peut traduire celles d'une différenciation préliminaire du relief par des déformations "mio-pliocènes" éventuelles. En outre, ils s'opposent aux mêmes dépôts par leur dispersion dans l'espace et en particulier par leur présence à l'emplacement des plateaux actuels, ce qui indique cette fois qu'au cours du Pliocène, chaque partie du Pays Nantais était susceptible d'immersions, au moins temporaires, et pose le problème, déjà évoqué en Introduction, mais fondamental pour expliquer l'édification du relief actuel, de l'âge des déformations ultimes du socle. La situation des affleurements reliqtuels de sables rouges à des altitudes proches du niveau de la mer, comme à Saffré ou à Nort, ainsi qu'à proximité des points culminants des plateaux, suggère en effet deux hypothèses :

- soit la fossilisation d'un relief aussi différencié que l'actuel par ces sables, par conséquent l'intervention de déformations tertiaires préalables du socle, "mio-pliocènes" par exemple, et d'une transgression d'une amplitude au moins équivalente aux altitudes de ce relief, donc de l'ordre d'une centaine de mètres au minimum,
- soit le rehaussement de larges compartiments du socle à la suite d'une transgression beaucoup plus réduite, mais aussi de déformations nécessairement post-pliocènes, donc "néotectoniques", relativement importantes. L'analyse sédimentologique doit permettre d'apporter des précisions à ce propos.

En dehors des bassins périphériques, des sables rouges affleurent au fond de la vallée de la Seilleraye, remarquablement large, ainsi que dans certains "alvéoles élémentaires" situés immédiatement en bordure de vallées de 2ème ordre, telle celle du Gesvres. Cette répartition pose le problème de l'existence de "rias pré-pliocènes", comparables à celles qui ont été signalées en Vendée ou en Bretagne, donc des relations chronologiques entre la transgression pliocène, l'installation et l'encaissement des réseaux hydrographiques.

2/Caractères généraux des sables rouges du Pays Nantais

Tout progrès dans la connaissance des sables rouges passe par la mise en oeuvre de moyens considérables : repérage systématique des affleurements, réalisation de sondages profonds, analyses sédimentologiques exhaustives. Les descriptions qui suivent sont simplement destinées à préciser leurs conditions de dépôt, ainsi qu'à établir des critères sédimentologiques utilisables pour justifier des distinctions entre gisements, discerner les apports de "sables rouges" dans les formations remaniées, argumenter l'âge post-pliocène de certains dépôts, distinguer les parts respectives des paléoreliefs tertiaires et des reliefs post-pliocènes dans les paysages actuels, donc définir un jalon dans la paléogéographie du Pays Nantais. Plusieurs coupes, représentatives des différentes conditions de gisement des sédiments considérés, peuvent être préalablement retenues à cet effet.



NT 24	Beausoleil	(Bassin de Nort-sur-Erdre)
NT 27	La Robertière.	(")
NT 20	La Loeuf	(Grandchamps)
NT 28	La Blanchère	(")
NT 29	La Boissière	(Plateau Nantais)
GV 19	Le Bas-Vernay	(")
GV 29-GV30-GV31	La Ménardais	(")
GV 49	Les Thébaudières	(")
CS 5	Le Raffineau	(")
CS 1	Sollay	(")
SR 31	Maubreuil	(Plate-forme de Carquefou)
SR 8	Le Chemin Nantais Nord	(")
SR 11	Le Chemin Nantais Sud	(")
SR 4	La Châtaigneraie	(Vallée de la Seilleraye)
SR 13	La Gouachère	(")
SR 9	Le Gobert	(")
SR 5	La Drutièrre	(")
HV 8	Berg	(Plateau du Cellier)

Fig. 16 Localisation des échantillons de Sables rouges pliocènes cités dans les chapitres 2 et 3

21/Description de quelques coupes caractéristiques

211/Les sables du Bas-Vernay (Nantes 1-2 NW)

Au hameau du Bas-Vernay, sur le Plateau Nantais (75 m d'altitude), à 1,5 km au Sud Est de Vigneux, des tranchées confirment l'existence d'un affleurement de sables rouges (Carte géologique, Nantes, 1/50 000). Le dépôt s'étend irrégulièrement dans un rayon d'un kilomètre autour du hameau. Seule sa partie supérieure est actuellement livrée à l'observation, mais son épaisseur serait d'au moins 3 m. Il représente un exemple de gisement directement situé sur la Surface culminante (échantillon GV 19, prélevé à 1 m de profondeur).

212/Les sables de La Ménardais (Nantes 1-2 et Nantes 3-4)

Entre le village de La Ménardais et la rive Sud du Gesvres, la route de Nantes à Rennes traverse une cuvette circulaire d'un kilomètre de diamètre, avant de recouper un replat de micaschistes et de franchir la rivière au Pont-des-Marais (fig.17). Cinq ensembles s'y succèdent du Nord (a) au Sud (e) :

- a/ - A l'aplomb du replat, d'altitude 43 m, affleurent des micaschistes albitiques sains, dont les plans de schistosité plongent à 60° vers le Nord et dont la partie supérieure comporte quelques poches d'altération.
- b/ - Vers le Sud, les micaschistes laissent brusquement place à des altérites de types 3 et 4, brunes ou jaunes, dont la schistosité demeure visible. Cet horizon altéré semble envelopper un ancien versant à pente plus redressée que l'actuel (échantillon GV 28).
- c/ - Au delà d'un contact incliné d'une trentaine de degrés vers le Sud, une formation argilo-sableuse rouge, qui apparaît très remaniée sur le terrain, sert de terme de passage entre les altérites en place et les dépôts suivants (échantillon GV 29).
- d/ - Une couche de sables grésifiés d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, également inclinée vers le Sud et localement déformée, surmonte par endroits des plaquettes de micaschiste sain et souligne la base des sables rouges qui colmatent la bordure de la cuvette ; sa friabilité autorise l'étude granulométrique et morphoscopique de ses constituants après pulvérisation (échantillon GV 30).
- e/ - Des sables rouge-orangé recouvrent obliquement les grès sur plusieurs mètres d'épaisseur (échantillon GV 31).

La coupe de La Ménardais montre le contact entre un affleurement de sables rouges qui fossilise un "alvéole élémentaire", placé sur le rebord de la Surface culminante du Plateau Nantais, et un versant de micaschistes altérés qui limite ce paléorelief.

213/Les sables du Chemin Nantais (Vallet 1-2 SW)

La Plate-Forme de Carquefou comprend plusieurs affleurements de sables rouges, dont les plus profonds sont situés à proximité du Coteau du Chemin Nantais et sont exploités en carrières. La carrière du Chêne Vert s'ouvre au Sud du village du Chemin Nantais, dans des sables argileux rouges et homométriques, visibles sur plus de 3 m. Un fin litage, souligné par des éléments plus grossiers et ponctuellement perturbé par des stratifications entrecroisées, détermine un pendage général de 10 à 30° vers l'Est (échantillon SR 11, prélevé à 1,50 m sous surface). Plus au Nord, la grande carrière du Chemin Nantais avoisine la base du coteau (point 34 m). Son front Nord Est, orienté N 120°, comprend six formations sédimentaires différentes sur 6 à 7 m de profondeur visible (pl. I a) :

- a/ - Des sables jaune-orangé homométriques, épais de 2 m à la base de la coupe, comportent des stratifications entrecroisées et des stratifications obliques pendant à 20° vers l'Est ; cet horizon présente des décolorations

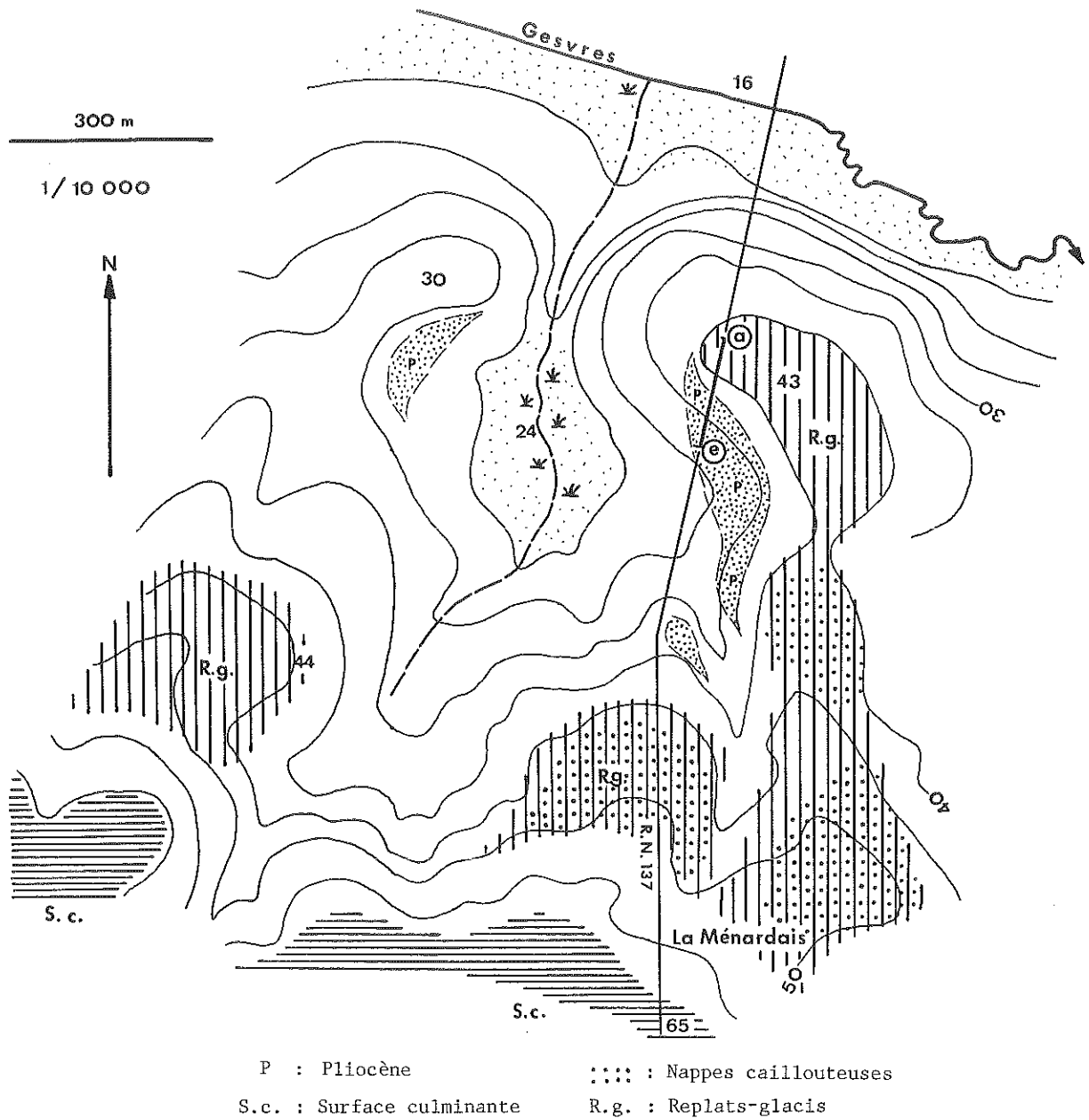


Schéma de localisation (fond topographique I.G.N. 1/10 000)

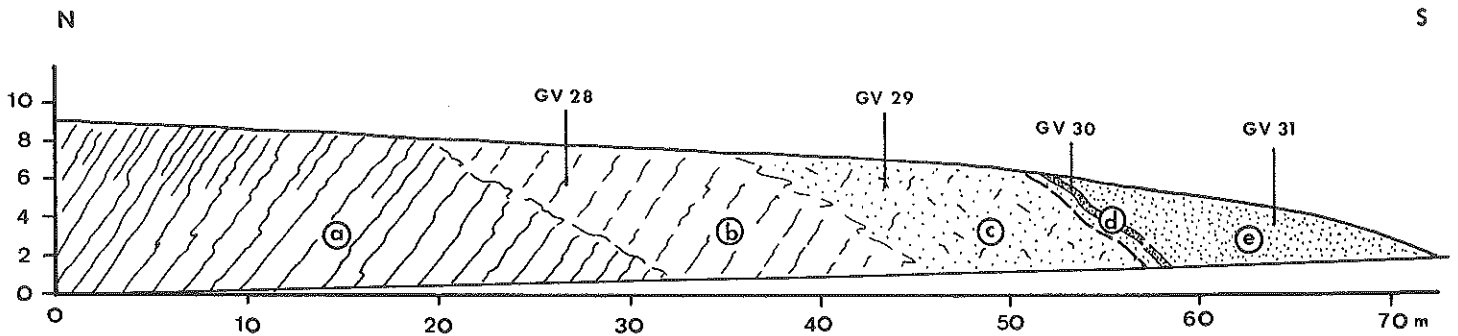


Fig. 17 Coupe Nord-Sud à travers le rebord Nord Est de la Cuvette de La Ménardais, dans l'axe de la voie RN 137 (Vallée du Gevres) (L et H : 1/400)

passagères et des alternances d'étroites bandes variant du blanc au rouge, dont les inclinaisons sont complètement indépendantes de celles des strates sédimentaires.

b/ - Un niveau sableux orangé, sans décolorations ni stratifications obliques, surmonte le précédent sur 0,50 à 1 m d'épaisseur.

c/ - Des sables orangés, peu argileux, marqués de stratifications obliques à 30° vers l'Est, réapparaissent vers le sommet de la coupe sur 2 m de puissance (échantillon SR 8) ; cet horizon contient des lits de sables grossiers, des feuillets argileux et des galets mous d'argile blanche de 0,5 à 3 cm de longueur, disposés dans le sens des stratifications.

d/ - Sur 1 m environ, des sables fins rouges présentent une structure colonnaire ; l'abondance des décolorations tubulaires produites par les racines et l'importance de la fraction argileuse y traduisent des processus de pédogénération.

e et f/ - Les niveaux supérieurs, argilo-limoneux et caillouteux, se rapportent à des remblaiements récents (Chap. 5, § 13).

Les carrières du Chemin Nantais offrent un exemple d'affleurement de basse plate-forme au pied d'un talus singulier.

214/ Les sables de La Seilleraye (Vallet 1-2 NW)

A l'Est de Nantes, le fond de la Vallée de La Seilleraye est remblayé par des sables rouges qui disparaissent au centre sous les alluvions du Gobert et qui forment deux longs affleurements à la base de chacun des versants (Carte géologique, Vallet, 1/50 000) ; des tranchées et fondations fournissent quelques coupes peu profondes. A La Drutière, près de la confluence de la Coulée Rochard, les sables apparaissent sous des colluvions (échantillon SR 5). A la Châtaigneraie, près du lieu-dit Terre-Rouge, en amont de la vallée, une petite carrière révèle la présence de deux mètres de sables rouges (échantillon SR 4), également surmontés par des sédiments soliflués (échantillon SR 6) ; près de cette carrière (courbe 25 m), un forage a prouvé l'existence de 11 m de sables sous surface, sans atteindre le socle. Plus au Sud, les mêmes sédiments affleurent près de la ferme du Gobert, avec une couleur rouge-orangé, des stratifications horizontales et des intercalations de feuillets argileux (échantillon SR 9) ; un sondage de puisatier pratiqué au carrefour de Boisebon, toujours à l'altitude 25 m, a traversé 22 m de sables rouges sans rencontrer le socle lui non plus. Les sables du Gobert contiennent des horizons gréseux très résistants composés de grains de quartz réunis par un ciment ferrugineux. Ces concrétions, communes dans les sables rouges du Pays Nantais, nommées "grisons", ou plus généralement "renards", résultent de phénomènes de réduction et d'oxydation du fer associés à une zone de battement de nappe phréatique, ou de processus biopédogéniques (rhyzoconcrétions). Les sables de La Seilleraye représentent un cas d'affleurement de fond de vallée.

22/ Les données sédimentologiques

Elles portent sur l'analyse détaillée de huit échantillons de référence, dont les localisations en coupe viennent d'être mentionnées (GV 19, GV 30, GV 31, SR 8, SR 11, SR 4, SR 5, SR 9) et sur l'examen d'une douzaine de prélèvements complémentaires dont la situation sera progressivement précisée (fig. 16).

221/ Les éléments constitutifs des sables rouges

Le terme de "sables rouges" désigne en fait des sables dont la couleur est ocre rouge foncé, aussi bien que jaune ou blanche, les tons les plus clairs caractérisant généralement les horizons les plus profonds. Ces pigmentations sont principalement attribuées à des oxydes de fer (M. Chevalier, 1980). Des analyses chimiques élémentaires effectuées à partir de quelques échantillons du Pays Nantais ont mis en évidence des traces d'aluminium (SR 9, Le Gobert), souvent de manganèse (SR 5, La Drutière, SR 13, La Gouachère) et toujours de

fer. Ces oxydes de fer peuvent avoir plusieurs origines : altération de la biotite ou de la glauconie (Y. Milon, 1929), remaniement des "minerais de fer sédimentaires ordoviciens" (P. Cavet et al., 1979, Notice, Carte géologique Ancenis, 1/50 000).

Les sables rouges du Pays Nantais comprennent 70 à 90% de grains de quartz. Ils sont toujours argileux ; les particules fines, inférieures ici à 40 microns, représentent 14,2% (SR 8) à 27,7% (SR 5) du poids total des sédiments traités, avec une moyenne, calculée à partir des huit échantillons de référence, de 21,9%. Les feldspaths sont présents dans tous les échantillons et dans la plupart des fractions séparées au tamisage ; leur décoloration et leur écrasement à la moindre pression montrent leur haut degré d'altération. La biotite est toujours absente. La muscovite manque parfois (SR 8), est souvent rare (GV 19), mais peut être localement très abondante (SR 9, HV 8 Berg). De nombreux échantillons contiennent des minéraux lourds, parmi lesquels la tourmaline, noire ou verte, domine dans les secteurs micaschisteux (SR 8, GV 30). Les sédiments considérés répondent donc aux critères de définition énoncés par S. Durand à propos des sables rouges du Massif Armoricain.

222/Granulométrie des quartz

Les analyses granulométriques, pratiquées sur les huit échantillons de référence aboutissent aux résultats suivants :

- Les sables ont une granulométrie fine (médiane la plus faible 190 μ pour SR 5) ou moyenne (médiane la plus élevée 640 μ pour GV 30) ; ceux du Plateau Nantais semblent plus grossiers (médianes de 640 à 510 μ) que ceux de la plate-forme de Carquefou et surtout de la Vallée de La Seilleraye (médianes de 245 à 190 μ).
- Les sables sont tous très bien classés, ce qu'illustre le redressement des courbes cumulatives et ce que confirme l'indice de tri de Trask ("Sorting Coefficient", calculé selon la formule $So = \sqrt{Q1/Q3}$, Q1 étant le premier quartile et Q3 le troisième quartile) ; la valeur moyenne de cet indice est de 1,81 (fig.18).
- Les indices et courbes s'apparentent à ceux de sédiments marins et plus particulièrement de dépôts littoraux (fig. 19).

Echantillon		Premier Quartile Q1 *	Médiane M *	Troisième Quartile Q3 *	Indice de Trask So =
Plateau Nantais	Le Bas Vernay GV 19	750	510	100	2,74
	La Ménardais (sable grésifié) GV 30	900	640	270	1,82
	La Ménardais (sable supérieur) GV 31	810	600	> 80	
Plate-Forme de Carquefou	Le Chemin Nantais SR 8	520	350	200	1,61
	Le Chêne Vert SR 11	340	220	140	1,55
Vallée de La Seilleraye	La Drutièrre SR 5	305	190	> 80	
	La Châtaigneraie SR 4	300	230	150	1,41
	Le Gobert SR 9	295	245	100	1,71

Fig.18 Caractères granulométriques des sables rouges (* en microns)

223/Morphoscopie des quartz

Les grains Non-Usés sont assez rares ; ils sont absents des fractions granulométriques supérieures à 800 μ et existent surtout dans celles qui sont inférieures à 315 μ , où ils ne représentent encore que 6 à 16% des lots. Cette rareté des grains exempts d'éroulé, de même que leur concentration dans les fractions les plus fines sont caractéristiques des sables rouges.

Les grains Eroulés-Luisants sont peu nombreux : 30 à 44% dans les fractions supérieures à 500 μ de quelques échantillons (GV 30, GV 31), mais plus souvent 10 à 20% (GV 19, SR 8) ; leur proportion croît avec la taille des grains (GV 30, SR 11, SR 4, SR 8) et correspond à celle d'autres échantillons

dé sables rouges prélevés en Loire-Atlantique (Vallée de l'Ognon, Pays de Retz, Bassin de Nort).

Les grains Sub-Anguleux dominent largement dans tous les échantillons ; Ils représentent 56 à 80% des quartz, parfois plus.

L'analyse des sables rouges du Pays Nantais prouve la similitude de leur classification morphoscopique, confirme leur origine marine, mais révèle l'hétérogénéité de leurs composants quartzeux.

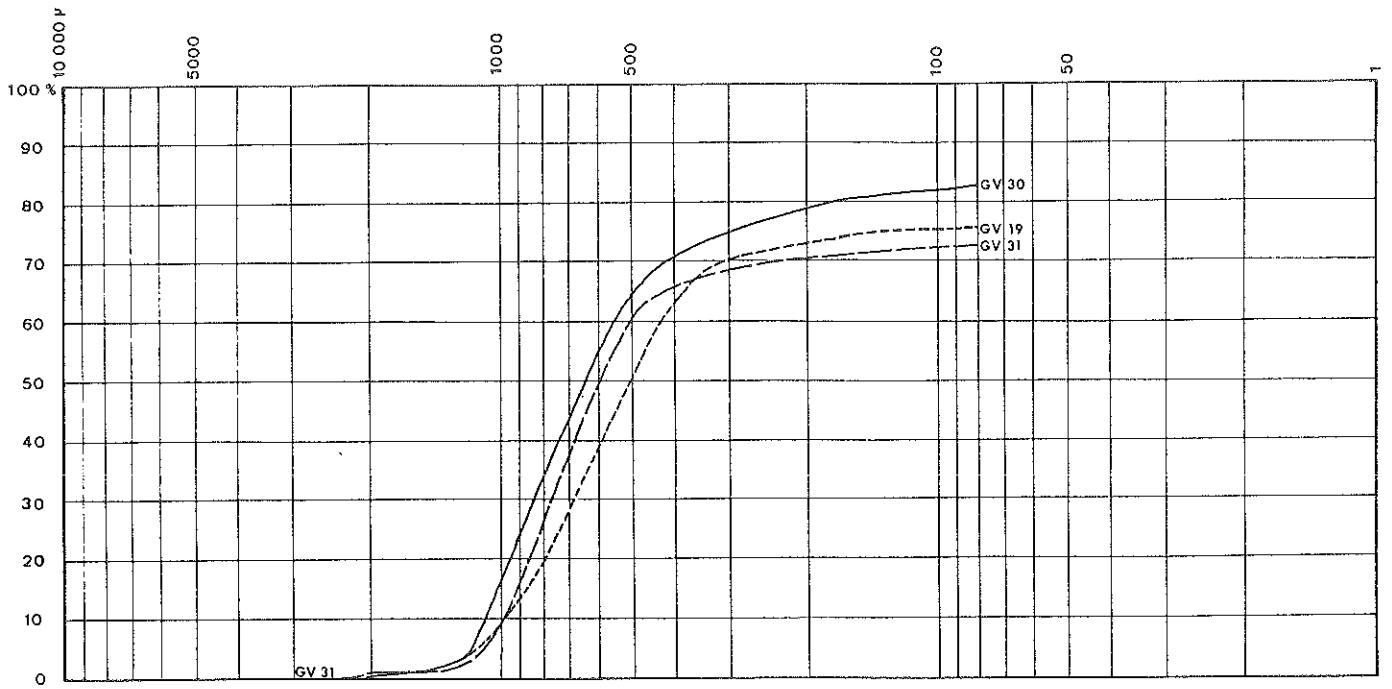
La morphoscopie des grains Non-Usés et Sub-Anguleux montre que le matériel sableux provient en grande partie du remaniement des altérites du socle local. S. Durand reconnaît parmi les sables rouges du Massif Armoricaïn le produit de l'arénisation néogène (1960). J. Estéoule-Choux indique que ces sables résultent du démantèlement de sols et surtout d'arènes formés sous les "climats tempérés chauds et humides du Pliocène" (1970). Ici, les grains se composent presque tous de quartz xénomorphe ; les éléments pyramidés demeurent exceptionnels (SR 8). Les alvéoles géométriques qui accidentent la surface de nombreux grains peuvent s'expliquer par la destruction d'inclusions minérales, telles qu'il en existe souvent dans les arènes (SR 7). Dans le Pays Nantais, l'altération profonde des granites peut être à l'origine d'un matériel sédimentaire abondant ; mais les épandages de sables rouges recouvrent le plus souvent des affleurements de micaschistes. Il est vraisemblable que les sables aient subi des transports prolongés depuis les zones de production granitiques éventuelles ; de tels cheminements se conçoivent, même sous des profondeurs marines de plusieurs dizaines de mètres (J.P. Pinot, 1974, p. 115). Il est possible également que ces sables proviennent du déchaussement de filonets et de microlentilles de quartz d'exsudation, fournis par les micaschistes ; l'allongement et l'aplatissement de certains grains évoquent en effet la fracturation de tels éléments (GV 30). Dans tous les cas, la reprise de matériaux mylonitiques, associés aux multiples failles qui affectent le socle tant granitique que métamorphique, a favorisé la production des stocks sableux ; de nombreux grains N.U. présentent une texture craquelée, identique à celle des mylonites arénisées (GV 19).

La morphoscopie des grains Sub-Anguleux et Emoussés-Luisants montre que les sables ont subi une usure marine. Les histogrammes indiquent qu'ils sont quantitativement très émoussés (abondance des S.A., rareté ou absence des N.U. véritables), mais qualitativement mal émoussés (faible proportion des E.L. parfaits). Ce fait traduit le mélange évident de deux stocks sédimentaires, comparables par leur granulométrie, mais distincts par leur morphoscopie, à l'intérieur des mêmes dépôts. La perfection de l'émoussé du petit nombre de grains E.L. parfaits contraste partout avec l'usure nette, mais rudimentaire de la plupart des grains S.A. (GV 19, SR 9, SR 4, ...) De nombreux échantillons contiennent des E.L. brisés dont l'usure des arêtes prouve le remaniement et écarte l'idée d'un simple éclatement des grains en cours de tamisage (NT 24, NT 27, HV 8, SR 31, ...).

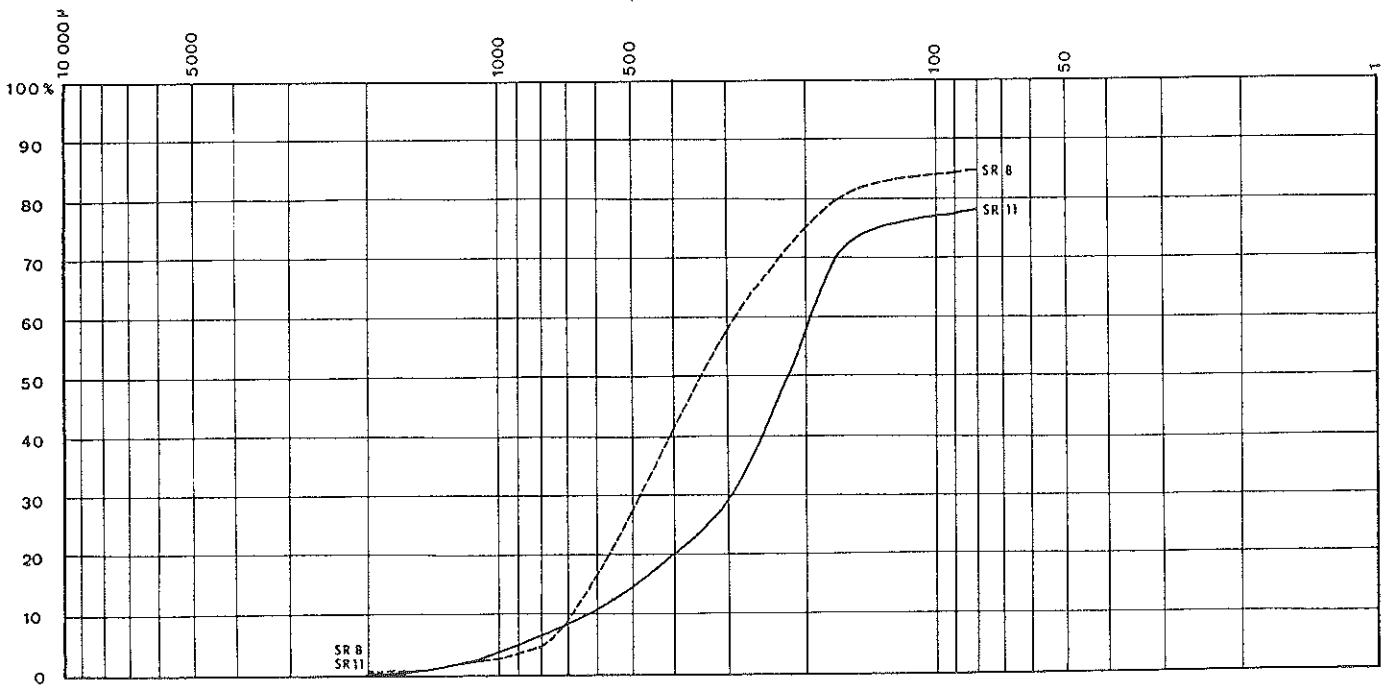
Ces observations montrent l'association de deux types de sédiments parmi les sables rouges du Pays Nantais : l'un formé de rares N.U. et de nombreux S.A., dont l'émoussé aurait été acquis lors de la sédimentation pliocène ; l'autre formé d'E.L. parfaits, qui serait largement hérité du remaniement de dépôts plus anciens, paléogènes ou peut-être crétacés, déplacés au gré des différentes transgressions tertiaires. Elles confirment l'hypothèse, d'une origine composite des sables rouges (S. Durand, 1960) (J. Gras) (C. Klein, 1973, p. 650).

224/Exoscopie des quartz

Les analyses morphoscopiques ont révélé la présence de caries ou de "coups d'ongles" à la surface de certains grains de quartz (GV 19, GV 31). La nature de telles figures peut être précisée par l'examen des sables au microscope électronique à balayage.



a.



b.

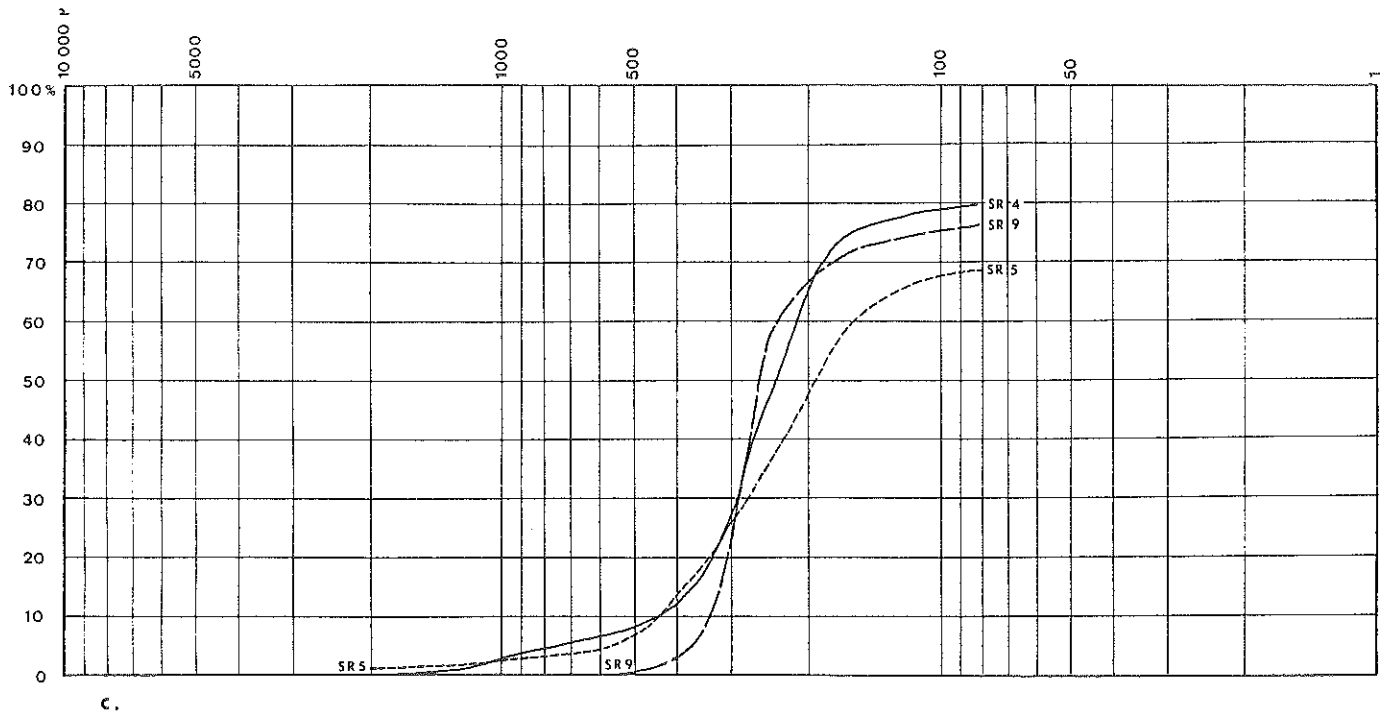


Fig. 19 Courbes granulométriques des Sables rouges pliocènes du Pays Nantais

- a Plateau Nantais
- b Plate-forme de Carquefou
- c Vallée de La Seilleraye

Fractions	GV 19		GV 30		GV 31		SR 8		SR 11		SR 5		SR 4		SR 9						
	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.					
2 000-800 μ	-	88	12	-	56	44	-	84	16	-	100	-	52	48	-	64	36	-	100	-	
800-500 μ	3	71	26	-	64	36	8	72	20	-	67	33	3	72	25	2	75	23	2	73	18
500-315 μ	2	83	15	-	84	16	1	75	24	2	68	30	1	98	1	6	76	18	4	68	28
315-80 μ	12	88	-	8	76	16	-	80	20	16	72	12	9	92	-	9	79	12	6	79	15

Fig. 20 Caractères morphoscopiques des Sables rouges (Echantillons de référence) (§ 223).

Fractions	NT 29		GV 48		HV 8		CS 1		SR 31		NT 24		NT 27								
	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.	N.U.	S.A. E.I.L.							
800-500 μ	2	72	26	4	47	49	7	55	38	4	60	36	6	62	32	20	45	35	3	56	41
500-315 μ	14	76	10	11	42	47	33	36	31	16	63	21	26	65	9	39	47	14	4	78	18

Fig. 21 Caractères morphoscopiques des Sables rouges (Echantillons complémentaires) (§ 231).

Les études exoscopiques entreprises par de nombreux auteurs sur les grains de quartz ont abouti à définir les figures microscopiques qui marquent leurs surfaces et à les rapporter à des processus d'érosion spécifiques (A. Cailleux, 1968) (L. Barbaroux et al., 1972) (L. Le Ribault, 1971 a et b, 1972 a et b, 1973, 1977). Ainsi, L. Le Ribault distingue d'abord les formes "génomorphiques" directement héritées de la genèse des grains de quartz (fonds de crevasses et de dépressions originelles) et les formes "phénomorphiques", lesquelles résultent de phénomènes évolutifs, exploitant la génomorphie des quartz et se rapportant à l'éroussé des sables, ainsi qu'à l'évolution paléogéographique du sédiment (1971 a, 1973). Ces dernières formes proviennent de processus mécaniques ou chimiques, les auteurs accordant un rôle prépondérant aux uns ou aux autres (P.H. Kuenen et W.G. Perdok, 1962) (D.H. Krinsley et S.V. Margolis, 1971) (M.P. Aubry et A. Rouvillois, 1974). Les processus mécaniques propres aux éroussés aquatiques produisent des figures de frottement (stries), de chocs (rainures, croissants, "coups d'ongles"), ou de fractionnement (cupules). Les processus chimiques se manifestent par des phénomènes de précipitation de silice (dans un milieu localement sur-saturé en silice) ou de dissolution de silice (dans un milieu sous-saturé) ; les premiers produisent des globules, des "fleurs de silice", des écailles, des pellicules ou des coulées siliceuses inégalement étendues ; les seconds provoquent des caries, des rhombes, des vermiculations ou des "V" de dissolution.

Les résultats rapportés ci-dessous concernent les échantillons préalablement examinés en morphoscopie classique (sables en place prélevés à plus d'un mètre de profondeur). Ils proviennent de l'observation et de la prise de vue d'une centaine de grains de quartz à des grossissements compris entre $\times 100$ et $\times 20\ 000$, le plus fréquemment entre $\times 500$ et $\times 3\ 000$. Cet échantillonnage est suffisant pour établir les bases d'une définition exoscopique des sables rouges.

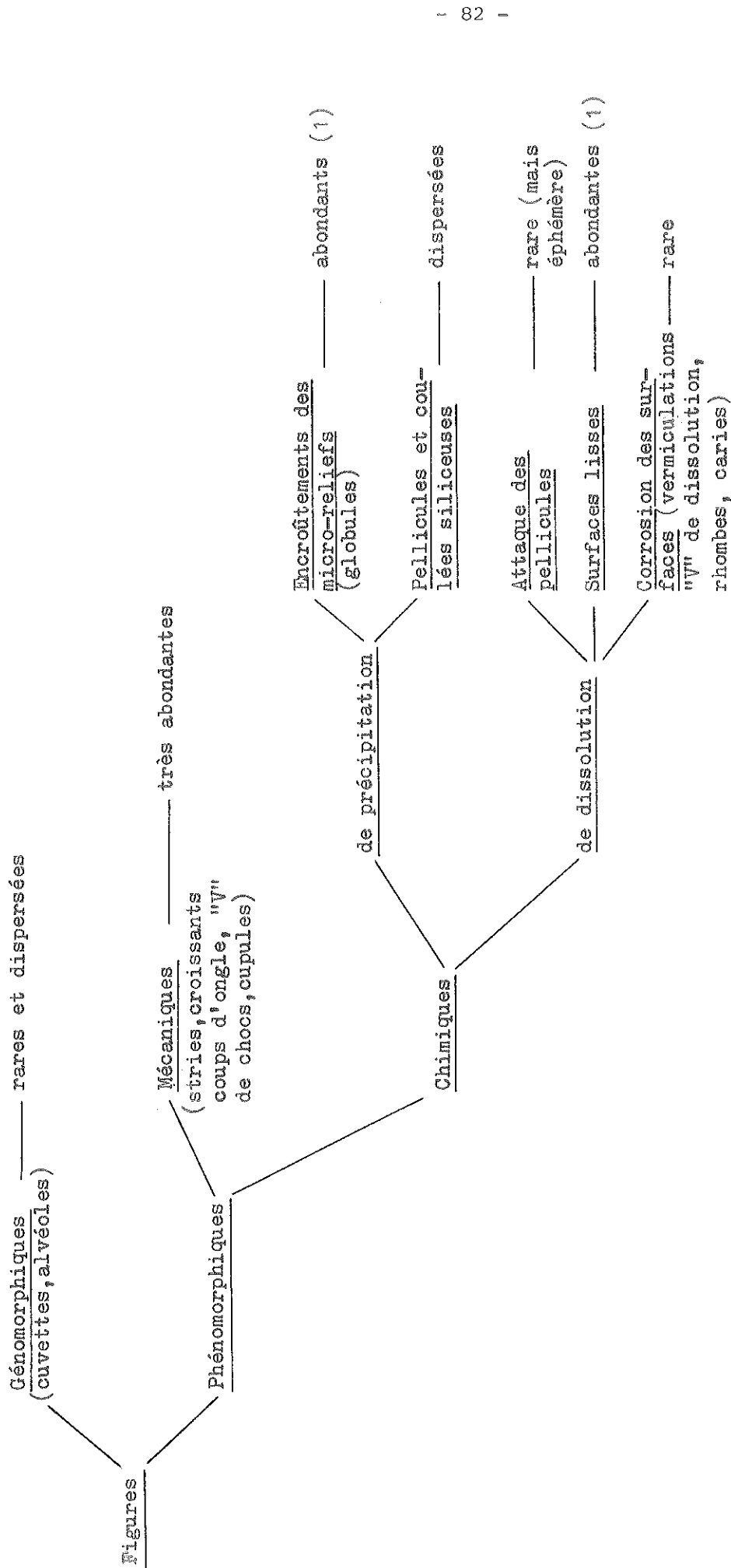
Les figures génomorphiques, ou paléoreliefs des grains, sont particulièrement visibles sur les surfaces les plus lisses des E.L. et sont assez répandues sur les grains S.A. à faible éroussé.

Les figures de chocs sont très abondantes. Les stries de frottement, les cupules et les "V" de chocs, qui se distinguent toujours des "V" de dissolution par le désordre de leurs orientations et la variété de leurs ouvertures, se rencontrent sur la surface de la plupart des grains E.L. ou S.A. (pl. II a,d). Les croissants et les coups d'ongle sont très nombreux, comme il est de règle pour les sables marins, près des parties des grains les plus exposées : angles et arêtes (pl. II c) ; leurs associations occasionnelles en figures concentriques rappellent les conchoïdes de percussion typiques de la fragmentation des roches siliceuses (pl. II b). Ces traces caractérisent généralement les sables de plages battues selon L. Le Ribault (1977).

Les figures de précipitation appartiennent à deux types.

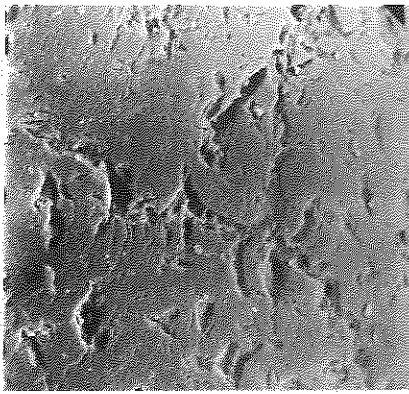
Elles se limitent d'abord à des dépôts exclusivement concentrés dans le fond de microreliefs en creux, cuvettes génomorphiques, cupules de chocs, coups d'ongles (pl. II g,h) , alors que les surfaces et arêtes voisines demeurent parfaitement lisses ; ces dépôts comprennent des globules siliceux et des agglomérations de fins débris cimentés, visibles à forts grossissements ($\times 10\ 000$ à $\times 20\ 000$) ; ils sont très nombreux sur les échantillons analysés. L. Le Ribault les interprète comme le meilleur critère de détermination des grains de sables intertidaux ; il les explique par une succession de phases de dissolution sur les angles et les surfaces pendant l'immersion, en milieu sous-saturé en silice, et de phases de précipitation dans les cavités pendant l'émergence en milieu sur-saturé du fait de l'évaporation (L. Le Ribault, 1971 a et b).

Les figures de précipitation se manifestent aussi par des pellicules de silice amorphe englobant certains grains (pl. II e) et par des coulées

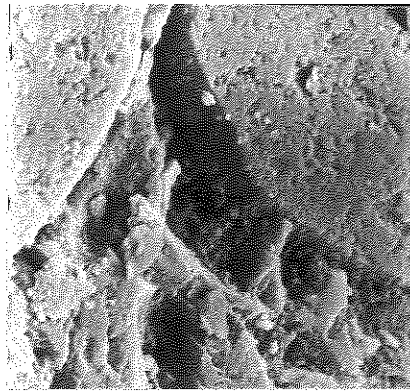


(1) Association de figures typique des milieux intertidaux

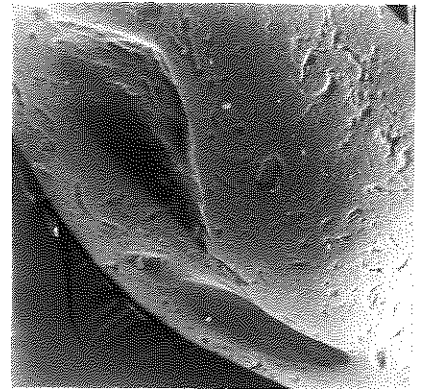
Fig. 22 Tableau des caractères exoscopiques des Sables rouges pliocènes du Pays Nantais



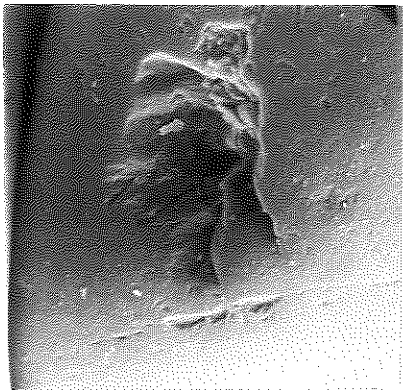
a



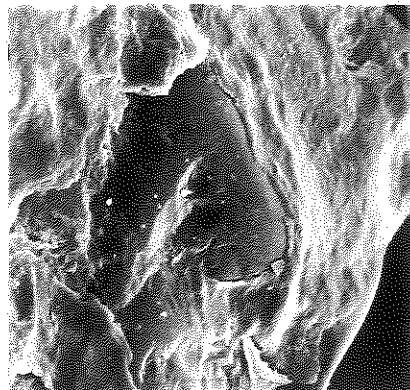
b



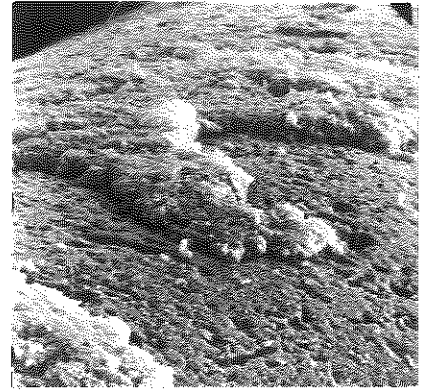
c



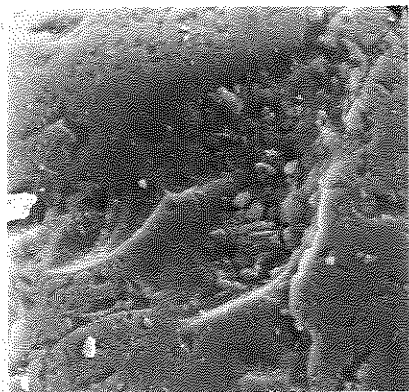
d



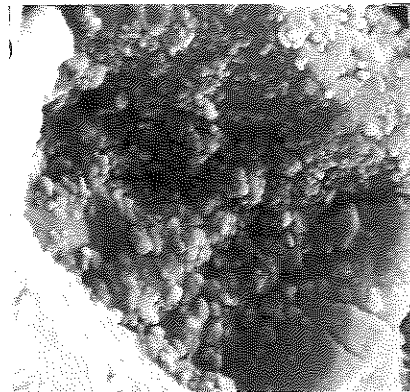
e



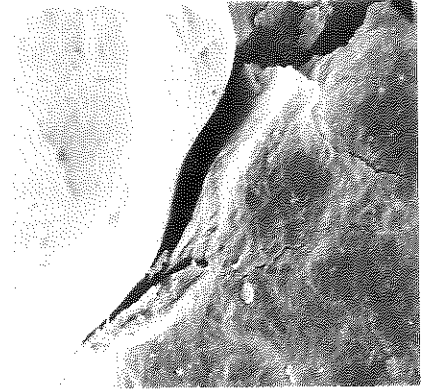
f



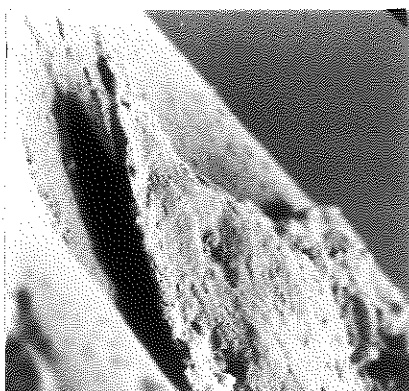
g



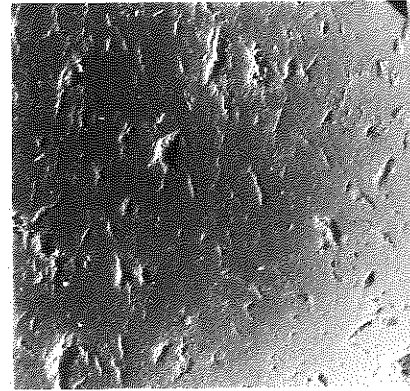
h



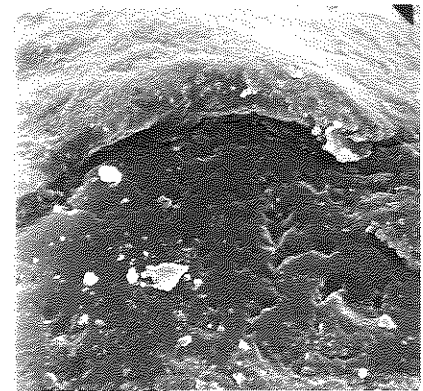
i



j



k



l

Légende de la Planche II

Figures de chocs

- a. Croissants de chocs sur surface lisse ("coups d'ongle") (x 250),
Le Bas-Vernay (Plateau Nantais)
- b. Croissants de chocs (x 1 500), Le Bas-Vernay
- c. "V" de choc sur arête de grain de quartz lisse (x 150), Le Bas-Vernay
- d. Cupule de choc sur surface lisse (x 150), Le Bas-Vernay

Figures de précipitation

- e. Pellicule de silice amorphe sur surface lisse (x 250), lieu-dit
Le Gobert (Vallée de la Seilleraye)
- f. Coulée de silice amorphe recouvrant une surface marquée de croissants
de chocs (x 1 500), Le Chemin Nantais (Plate-forme de Carquefou)
- g. Globules et encroûtements siliceux au fond de croissants de chocs
(x 500), Le Bas-Vernay
- h. Globules siliceux au fond de figure de choc (x 5 000), Le Bas-Vernay

Figures de dissolution

- i. Desquamation de pellicule siliceuse (x 500), lieu-dit Le Gobert
- j. Ecaillage de pellicule siliceuse (x 2 500), Le Chemin Nantais
- k. Surface lisse marquée de traces de chocs (x 300), La Ménardais
(Plateau Nantais)
- l. Vermiculatons de dissolution sur surface lisse en avant d'une coulée
siliceuse (x 1 500), lieu-dit Le Gobert

digitées développées sur les surfaces lisses (pl. II f). Ces formes d'encroûtement, postérieures aux dépôts précités, caractérisent les sédiments pédogénisés et les grains en voie d'altération (L. Le Ribault, 1971 a et b).

Les figures de dissolution appartiennent à trois types.

Les premières concernent les faces lisses des grains les mieux émoussés, où n'apparaissent que les stries et vestiges de croissants de chocs, à l'exclusion de toute marque de précipitation siliceuse (pl. II k). Elles procèdent d'un décapage complet des surfaces exposées, dans un milieu sous-saturé. Les figures de ce type sont considérées en elles-mêmes comme typiques des sables intertidaux par L. Le Ribault (1977) ; elles représentent en fait les compléments des figures de précipitation du premier type (encroûtements ponctuels de fonds de micro-reliefs) et sont donc pleinement significatives des processus d'évolution des sables en milieux intertidaux, tels qu'ils viennent d'être rapportés ci-dessus.

Les secondes intéressent la corrosion des surfaces lisses ; elles sont peu nombreuses sur les grains observés ; les vermiculations sont difficiles à distinguer des traces de chocs et paraissent dans certains cas guidées par elles (pl. II l) ; les rhombes, "V" de dissolution et caries sont rares et peu caractéristiques. Ces figures ont plusieurs significations. Elles peuvent caractériser un déséquilibre du processus précédent en faveur des phases de dissolution et d'une accentuation corrélative de la corrosion ; elles peuvent traduire l'apport d'éléments infratidaux initialement conditionnés par un milieu sous-saturé en silice ; elles peuvent enfin concerner des grains remaniés à partir de dépôts plus anciens, ainsi que l'ont précédemment suggéré les analyses morphoscopiques.

Les dernières concernent l'attaque des pellicules de silice amorphe et se manifestent par des exemples de desquamation (pl. II i) ou d'écaillages à rebords relevés (pl. II j). Elles témoignent d'une érosion chimique des grains, postérieure à la formation des figures de précipitation du deuxième type (pellicules et coulées digitées).

Les sables rouges sont des sédiments à évolution complexe. Les traces de chocs, les surfaces lisses et les encroûtements ponctuels de reliefs en creux en constituent, à des degrés divers, les caractères exoscopiques essentiels (fig. 22). En prolongeant les enseignements de la morphoscopie, les analyses au microscope électronique à balayage conduisent aux conclusions suivantes :

- Les sables rouges se rapportent à des sédiments marins par leurs figures mécaniques.
- Ils sont typiques des sédiments intertidaux par leurs figures chimiques principales, il s'agit là d'un élément essentiel pour les interprétations paléogéographiques ultérieures.
- Ils peuvent ponctuellement remanier des dépôts marins plus anciens.
- Ils ont subi une altération postérieure à leur sédimentation et à leur émer-sion, principalement marquée par des figures de précipitation et accessoirement par des figures de dissolution ultérieures.

225/Analyse diffractométrique des argiles

Elle porte sur quatre échantillons dont l'origine, précisée ci-dessus, est représentative des différentes conditions de gisements des sables rouges : GV 19 (Le Bas-Vernay, Surface culminante du Plateau Nantais, § 211), GV 29 et GV 31 (La Ménardais, rebord d'alvéole de la Surface culminante du Plateau Nantais, § 212), SR 8 (Carrière du Chemin Nantais, Plate-Forme de Carquefou, § 213).

Le fonds détritique est très variable : 16 à 80% dans les poudres ($\leq 44\mu$), 27 à 57% dans les pâtes ($\leq 2\mu$). Le rapport F/Q (0,09 en moyenne dans les poudres et 0,28 en moyenne dans les pâtes) signale un degré d'altération avancé des Feldspaths.

Parmi les minéraux argileux cardinaux, la Kaolinite est peu représentée

au niveau des poudres (18% des minéraux argileux en GV 29, traces en GV 19 et SR 8), où elle se trouve à égalité avec l'illite (21% en GV 29, traces en GV 19 et SR 8). Elle est abondante dans les pâtes (75% en GV 19, 32% en GV 31, 81% en SR 8), où l'illite est également mieux représentée (respectivement 12, 15 et 7%). Les sables rouges ont l'indice de cristallinité de l'illite le plus élevé de tous les sédiments examinés par diffractométrie X ($N_a = 8$ dans tous les échantillons déterminables). Compte tenu des réserves émises sur la valeur de cet indice dans le cas de prélèvements sédimentaires, ces dépôts pourraient correspondre à ceux qui ont été réalisés dans les conditions climatiques les plus chaudes (L. Barbaroux, 1980).

La Montmorillonite est le moins abondant des minéraux argileux cardinaux, tant dans les poudres (4% en GV 19, traces en GV 29, 7% en SR 8) que dans les pâtes (5% en GV 19, 17% en GV 31, 3% en SR 8). Ces teneurs, privilégiant la kaolinite et l'illite (respectivement 62,6% et 11,3% en moyenne dans les pâtes) aux dépens de la Montmorillonite (8,3% en moyenne dans les pâtes), sont conformes aux résultats des analyses pratiquées par J. Estéoule-Choux à partir des sables rouges du Massif Armoricain (1970).

La Pyrophyllite domine très nettement parmi les minéraux argileux accessoires : 55% des minéraux argileux en moyenne dans les poudres, avec une teneur maximum de 83% en SR 8. Sa signification reste à spécifier en fonction des propriétés structurales et paléogéographiques du substratum.

23/ Les conditions de gisement et les significations paléogéographiques des sables rouges du Pays Nantais

231/ Conditions de gisement et environnement morphologique

En résumant, et en excluant le cas des remblaiements qui occupent la base du Sillon de Bretagne, lesquels ont suscité des interprétations différentes et nécessitent une étude à part (Chap. 4, § 3), les sables rouges du Pays Nantais se répartissent en fonction de cinq types d'environnements.

La Surface culminante des plateaux

La Carte géologique de Nantes au 1/50 000 mentionne une dizaine de gisements pliocènes à la surface du Plateau Nantais. Certains ne sont plus observables (Le Gray, La Retardière, au Nord Est et au Nord Ouest d'Orvault, par exemple), ou demeurent introuvables malgré l'existence de coupes profondes à leur emplacement (Le Tertre - Saint-Yves, au Sud de Sautron, par exemple). Beaucoup ne se signalent dans les champs que par la coloration rougeâtre ou l'aspect sableux des sols (La Valinière au Sud de Vigneux, le Bois-Rigoux à La Paquelais, Le Bois-Jouan au Sud d'Orvault). D'autres gisements ponctuels, en revanche, peuvent être fortuitement découverts, comme à La Boissière, au Nord de La Paquelais. Les dépôts observables s'apparentent à ceux du Bas-Vernay par leurs caractères sédimentologiques (fig. 16). Ainsi, ceux de La Boissière contiennent respectivement 2 et 14% de N.U., 72 et 76% de S.A., 26 et 10% de E.L. dans les fractions 800-500 et 500-315 microns (échantillon NT 29). Ceux de La Fouchaisière, affleurant entre Sautron et La Paquelais, contiennent respectivement 4 et 11% de N.U., 47 à 42% de S.A., 49 à 47% de E.L. dans les mêmes fractions, mais sont mêlés de graviers émoussés (échantillon GV 48). Ces dépôts s'apparentent également à ceux du Bas-Vernay par leur minceur et leur faible étendue. En définitive, les affleurements de sables rouges du Plateau Nantais se réduisent à quelques lambeaux superficiels et discontinus, ce que confirme l'absence totale de carrières.

Par ailleurs, aucun dépôt de sables rouges n'a jamais été signalé à la surface du Plateau du Cellier. A deux kilomètres à l'Est de Saint-Mars-du-Désert, au lieu-dit Berg, à 72 m d'altitude, s'observe pourtant un affleurement de sables feldspathiques et argileux comprenant des graviers épars de 2 à 8 mm. Leur analyse morphoscopique révèle respectivement 7 et 33% de N.U., 55 et 36% de S.A., 38 et 31% de E.L. dans les fractions 800-500 et 500-315 μ et autorise leur classement parmi les sables rouges, par analogie de faciès (échantillon HV 8).

Les alvéoles de plateaux

Des sables rouges ont été observés sur les rebords de l'alvéole de La Ménardais (§ 212). Ce cas n'est pas unique. A Sollay, au Sud d'Orvault, par exemple, un alvéole situé en bordure du versant méridional de la vallée du Cens (50 m d'altitude) contient des sédiments de même nature comportant respectivement 4 et 16% de N.U., 60 et 63% de S.A., 36 et 21% de E.L. dans les fractions 800-500 et 500-315 μ (échantillon CS 1).

La Plate-forme de Carquefou (20 à 35 m d'altitude) supporte des affleurements de sables rouges, qui comptent parmi les plus étendus en même temps que les plus connus de la région (A. Cailleux, 1951), (A. Cailleux et J. Tricart, 1959). Les plus proches du bourg de Carquefou ont été analysés par Wang Nai Liang, qui a dénombré 74 à 96% de S.A. et de E.L. (1951). Ceux de Saint-Jacques, au Nord, ont été analysés par A. Marrot, qui a remarqué 85 à 87% de S.A. et de E.L. (1977). Les gisements voisins de Sainte-Luce, au Sud, présentent des faciès graveleux (Chemin-Rouge). Les plus proches de l'Erdre sont remaniés (La Boisbonnière, La Galopinière) (Nantes 1-2 E) (Chap. 9, § 2 131). Mais la plupart s'apparentent à ceux des carrières du Chemin Nantais et du Chêne-Vert, pris comme référence (échantillons SR 8 et SR 11). Ceux de Maubreuil par exemple, au centre de la plate-forme, contiennent respectivement 6 et 26% de N.U., 62 et 65% de S.A., 32% et 9% de E.L. dans les fractions 800-500 et 500-315 microns (échantillon SR 31). L'affleurement de loin le plus vaste s'étend à la base du Coteau du Chemin Nantais, sur près de 10 km de long et plus de 1 km de large. Il s'agit également du plus épais : au moins 10 m à Saint-Jacques, au Nord, et 7 m au Chemin Nantais, au Sud, d'où les carrières précitées.

La Vallée de la Seilleraye, dont le fond est colmaté de sables rouges sur toute son étendue et sur des épaisseurs vraisemblablement supérieures à 20 m, représente un cas exceptionnel qui dénote des conditions génétiques particulières, distinctes de celles d'un simple modelé d'érosion fluviale et qui mérite des développements ultérieurs (Chap. 5, § 21). Il s'avère en effet qu'aucune autre vallée du Pays Nantais ne contient de tels dépôts.

Les dépressions

Le Bassin de Nort contient le gisement de sables rouges le plus étendu et le plus profond du Pays Nantais (§ 11). Wang Nai Liang y a dénombré 26 à 80% de grains E.L. et S.A., selon les échantillons et les fractions (1951). S. Durand a confirmé ces résultats tout en rejetant les interprétations de leur auteur (1960). Des sables jaunes prélevés dans la carrière de Beausoleil, à 2,50 m de profondeur, présentent 45 à 47% de S.A. et 14 à 35% de E.L. (échantillon NT 24). D'autres sables prélevés à La Robertière, à 1 km plus au Sud, mais à la même profondeur, comportent 56 à 78% de S.A. et 18 à 41% de E.L. (échantillon NT 27).

232/Signification paléogéographique de la répartition des sables rouges

Pour être variée, cette répartition n'est pas aléatoire et autorise dans l'immédiat plusieurs commentaires.

Sur les plateaux, la distribution des sables rouges se limite aux contours de la Surface culminante. Les sables sont en effet absents des glacis d'Héric et de La Chapelle-sur-Erdre, comme des replats-glacis des vallées de 2ème ordre (Gesvres, Cens, ...), où ils sont remplacés par les dépôts caillouteux qui seront examinés dans les prochains paragraphes. Cette distribution suggère un décapage des placages sableux pliocènes à l'emplacement des espaces aujourd'hui occupés par les glacis et leurs annexes.

La présence de sables rouges au fond de certains alvéoles élémentaires indique évidemment que le territoire correspondant actuellement à la Surface culminante devait être accidenté dans le détail par quelques paléoreliefs en creux au moment de la transgression pliocène. Par ailleurs, l'absence, jusqu'à

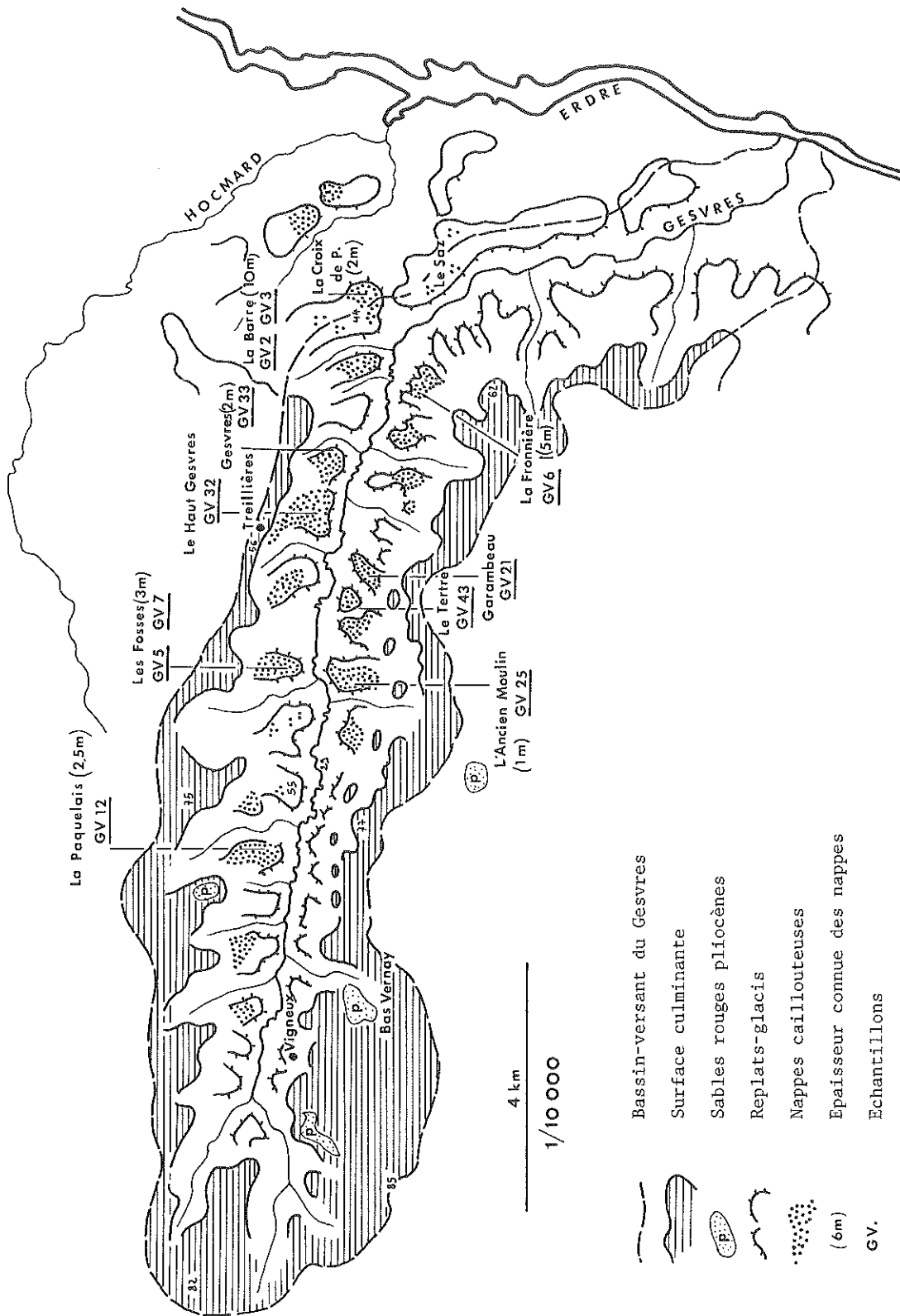


Fig. 23 Replats-glacis et Nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres

preuve du contraire, de sables rouges au fond des vallées, à l'exception de celle de la Seilleraye, tend déjà à indiquer que la dissection de cette surface se serait effectuée pour l'essentiel à la suite de la transgression pliocène.

La répartition actuelle des affleurements de sables rouges, comparée à leurs propriétés sédimentologiques, milite en faveur de dislocations post-pliocènes du socle. La dénivellation des gisements les plus contrastés par leurs altitudes (Bassin de Nort et Surface culminante du Plateau Nantais) est de plus de 60 m dans le paysage actuel. Or les caractères sédimentologiques et stratigraphiques des sables sont tous révélateurs d'une sédimentation réalisée en eaux peu profondes ou à proximité d'un littoral. Leur granulométrie et leur morphoscopie concordent avec celles de dépôts littoraux et, surtout, certains de leurs aspects exoscopiques se rapportent à des sédiments intertidaux. Leur association à des passées graveleuses (La Fouchaisière, Le Chemin-Rouge, Berg), leur recoupement par de minces lits de graviers et de galets (Saint-Jacques), leur teneur en galets mous d'argile blanche ont la même signification. Rapportées au fait que les sables rouges présentent toujours les mêmes faciès, quelles que soient leurs conditions de gisement, ces observations conduisent à écarter l'hypothèse de l'ennoyage généralisé d'un relief aussi différencié que l'actuel sous une tranche d'eau de plusieurs dizaines de mètres et à considérer au contraire comme plus vraisemblable celle de déformations post-pliocènes. Le contenu des prochains chapitres est employé à démontrer la réalité d'une telle évolution à partir d'arguments tectoniques et morphologiques.

3/Eléments de définition de sédiments caillouteux distincts des sables rouges

Il existe des sédiments argilo-caillouteux épais de quelques décimètres à plusieurs mètres à la périphérie de la Surface culminante du Pays Nantais, sur les glacis d'Héric et de La Chapelle-sur-Erdre et sur les replats-glacis des vallées de 2ème ordre (Hocmard, Gesvres, Cens). Certains figurent sous la même rubrique que les sables rouges sur les Cartes géologiques de Saint-Nazaire au 1/80 000 ou de Nantes au 1/50 000 et sont rapportés au Pliocène en raison de leur ressemblance avec les graviers reconnus dans la région de Blain - Le Gâvre, lesquels sont traditionnellement datés de cette époque. Il s'agit de montrer, en partant de l'exemple de la vallée du Gesvres, qu'en réalité ces sédiments se différencient complètement des dépôts pliocènes par leurs conditions de gisements, ainsi que par leurs caractères sédimentologiques, leur origine et leur âge, avant de les utiliser comme de nouveaux instruments d'analyse des paysages.

31/Répartition et composition des sédiments caillouteux de la Vallée du Gesvres

Des sédiments argilo-caillouteux rouges et hétérogènes recouvrent partiellement ou complètement une quinzaine des replats de la vallée du Gesvres. Ils demeurent superficiels par endroits et se signalent alors par une rubéfaction particulière des sols et par des concentrations de cailloux de quartz lors des labours (La Culandrie, La Gréhandière, Garambeau) ; ainsi, sur toute l'étendue du replat de L'Ancien-Moulin (Nantes 1-2 NE), un sol caillouteux jaune, épais de 25-30 cm, masque un horizon argilo-caillouteux orangé (échantillon GV 25). Ils apparaissent sur un à deux mètres d'épaisseur par ailleurs, le long de plusieurs coupes ; à La Paquelais, des graviers compris dans une matrice argileuse rouge, marqués par des passées sableuses s'observent sur 2,50 m de profondeur (échantillon GV 12) ; aux lieux-dits "Gesvres" et "Haut-Gesvres", près de Treillières existe une formation identique sur plus de deux mètres (échantillons GV 33 et GV 32). Plusieurs carrières révèlent enfin la présence de véritables nappes caillouteuses épaisses de 3 à 10 m (fig. 23).

La carrière des Fosses s'ouvre au centre de la vallée, sur un replat de 57 m d'altitude. Le sommet de la coupe traverse un matériel limono-caillouteux

gris, soliflué, sur environ un mètre (Chap. 9, § 2 132, échantillon GV 5). L'essentiel du dépôt se compose de quartz blancs ou jaunes compris dans une matrice argilo-sableuse rouge peu abondante et visibles sur plus de 3 m (échantillon GV 7). Ces quartz sont hétérométriques (0,5 à 10 cm) ; ils comprennent des éléments Non-Usés à arêtes vives, ou Sub-anguleux et quelques graviers ou galets parfaitement émoussés. Le dépôt ne présente ni litage ni triage granulométrique.

La carrière de La Fronnière, située sur un replat de 45 m d'altitude proche du coude du Saz, recoupe un sédiment comparable, sur plus de 5 m d'épaisseur, en dessous d'un horizon colluvial limono-caillouteux beige. La partie supérieure du dépôt contraste, sur 2 à 2,50 m, par sa coloration très rouge, avec les horizons inférieurs jaunes à passées grisâtres. Les quartz offrent la même diversité morphoscopique qu'aux Fosses, mais beaucoup sont patinés et cariés. Certains se séparent en débris ou aiguilles au moindre toucher. Des morceaux de micaschistes, longs de plusieurs centimètres, souvent délités et altérés, s'intègrent à ce matériel quartzueux mal trié (échantillon GV 6).

La carrière de La Barre, également proche du Saz et toujours exploitée, occupe un replat de 33 m d'altitude, opposé à celui de La Fronnière. Le matériel, comparable à celui des carrières précédentes, s'en distingue cependant par la présence d'éléments plus grossiers, par une épaisseur supérieure et par une disposition apparemment litée (pl. I b). Des blocs quartzueux ou micaschisteux de 10 à 30 cm de longueur se mêlent au reste des sédiments. Le dépôt forme une véritable nappe qui recouvre l'ensemble du replat de La Barre et qui mesure jusqu'à 10 m d'épaisseur au Sud Est. Il repose sur une couche d'argile blanche très pure et très plastique d'au moins 2 m de puissance (échantillon GV 1), laquelle surmonte à son tour le socle métamorphique altéré. Il se compose localement de deux niveaux superposés. Le plus profond (2 à 5 m) présente un litage grossier et un très faible pendage vers l'Est, donc dans le prolongement du Gesvres supérieur et en direction de l'embouchure de l'Hocmard. Le plus superficiel (2 à 3 m), séparé du précédent par un lit de sables gris grossiers et Non-Usés d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, est riche en plaquettes de micaschistes, mais pauvre en argile (échantillon GV 2) et soumis à un pendage aussi faible, mais dirigé vers le Sud Sud Est, donc vers le cours inférieur actuel du Gesvres (B. Bousquet et D. Sellier, 1975).

Il existe donc, dans la Vallée du Gesvres, des formations sédimentaires rubéfiées, généralement non triées, remarquablement compactes, formées de matériaux hétérométriques (blocs, galets, sables, mais surtout graviers et argiles) et hétérogènes par leurs constituants (quartz, micaschistes), comme par leur émoussé (N.U., S.A., E.L.). Les formations de ce type représentent les reliques de nappes caillouteuses épaisses de plusieurs mètres, dont l'aire d'extension concerne les parties supérieure et moyenne de la vallée et coïncide strictement avec celle des replats-glacis observés dans ce secteur. Elles apparaissent en effet à l'amont, dès le replat de La Paquelais et s'étendent vers l'aval jusqu'au coude du Saz, en se développant surtout à partir des replats des Fosses et de L'Ancien-Moulin. Leur épaisseur croît vers l'aval, comme l'atteste l'augmentation du nombre, des dimensions et de la profondeur des gravières dans cette direction.

32/ Les caractères sédimentologiques distinctifs des nappes caillouteuses du Gesvres se déduisent de l'analyse de huit échantillons de référence, prélevés d'amont en aval sur plusieurs replats, de La Paquelais au Saz (fig. 23) :

- GV 12 : La "Carrière" de La Paquelais (prélevé à - 1,50 m sous surface)
- GV 7 : Les Fosses (- 1 m)
- GV 25 : L'Ancien-Moulin, au Sud des Fosses (- 0,50 m)
- GV 43 : Le Tertre (- 0,50 m)
- GV 32 : Le Haut-Gesvres, Treillières (- 1 m)
- GV 33 : "Gesvres", Treillières (- 1 m)
- GV 6 : La Fronnière (- 3 m)
- GV 2 : La Barre (- 1 m)

321/ Les éléments constitutifs des nappes

La présence de débris de micaschistes de toutes dimensions est le premier critère sédimentologique qui permet d'opposer formellement les nappes caillouteuses aux sables rouges. Ces débris, indissociables des autres composants, quelles que soient les fractions granulométriques considérées, forment en moyenne 10% du poids total des échantillons. Ils proviennent à l'évidence d'un décapage du substratum inégalement altéré. Les quartz, généralement grossiers, correspondent néanmoins aux principaux matériaux constitutifs des nappes. La muscovite, généralement présente, est inégalement répartie. Les argiles sont près de deux fois moins abondantes que dans les sables rouges, les particules inférieures à 40 microns composant en moyenne 11,8% des échantillons sélectionnés.

322/ Les caractères granulométriques des nappes

Les résultats des analyses granulométriques rapportés ci-dessous résultent du tamisage humide d'échantillons de 500 à 800 grammes sur tamiseuse employée à la force 5 pendant une durée de 10 minutes. Ils ne sont qu'indicatifs, pour au moins trois raisons. D'abord parce que le prélèvement de matériaux aussi grossiers et compacts s'accompagne inévitablement du fractionnement d'éléments volumineux sur place et de la chute d'éléments fins le long des coupes, ce qui fausse la représentativité initiale des échantillons. Ensuite parce que les analyses portent sur des échantillons bruts qui incluent des débris de micaschistes inégalement altérés, donc partiellement pulvérisés au tamisage. Enfin parce que ces analyses ne prennent pas en compte les blocs démesurés, parfois de plus de 20 cm de longueur, présents sur certaines coupes.

Le traitement granulométrique des sédiments confirme la grossièreté et l'hétérogénéité du matériel observé sur le terrain (fig. 24). Les médianes varient de 1,3 mm à 38 mm, avec une valeur moyenne de 18 mm.

Les galets, au sens granulométrique du terme (éléments supérieurs à 2 cm), composent 41,1 à 77,8% des sédiments examinés, sauf en GV 12, où ils manquent totalement. Plusieurs échantillons contiennent des éléments de plus de 200 grammes et de plus de 10 cm de longueur. Il s'agit généralement de débris de quartz et de micaschistes à arêtes vives ou faiblement émoussées ; mais il existe jusqu'à 5% de véritables galets de quartz E.L. dans la plupart des échantillons, en particulier à L'Ancien-Moulin (GV 25).

Les graviers (2 cm à 2 mm) forment entre 11 et 38,5% du poids des échantillons. Leur part est en général inversement proportionnelle à celle des galets (GV 12, GV 43, GV 32, GV 25).

Les sables (2 mm à 40 μ) représentent moins de 12% des sédiments (GV 43 : 11,2%, GV 2 : 4,8%), sauf exceptions (GV 12 : 47,8%, GV 33 : 23,3%).

Les particules fines (inférieures à 40 μ) entrent pour des parts variables dans la composition des nappes, toujours inférieures à celles des sables, mais généralement proportionnelles à ces dernières (2,9% en GV 2, 24,6% en GV 33).

Trois lots d'échantillons ressortent du tableau qui consigne les résultats des tamisages et des courbes qui les illustrent (fig. 25) :

- un premier lot très homogène (GV 2, GV 6, GV 7), où les galets prédominent largement (plus de 63%) et où les argiles représentent moins de 7%.

- un second (GV 25, GV 32, GV 43), granulométriquement mieux équilibré, qui regroupe des échantillons prélevés au centre de la vallée, où les galets dominent encore (42 à 43%), mais où les graviers comptent pour 30 à 38,5% et les sables et argiles pour 18,9 à 26,2%.

- un dernier (GV 12 et GV 33), où les sables et argiles composent l'essentiel du matériel (68,6% en GV 12 et 47,9% au total en GV 33).

Hormis ces deux derniers échantillons, qui déjà sur les coupes se distinguent des autres sédiments, la matrice argilo-sableuse s'avère relativement

Echantillons	Galets (>20 000 μ) %			Graviers (20 000 - 2 000 μ) %		Sables (2 000 - 40 μ) %		Particules fines (< 40 μ) %		Médiane mm		Plus gros galet	
										Poids (gr)	Longueur mm	Epaisseur mm	
GV 12	-	31,4	47,8	20,8	1,3	-	-	-	-	-	-	-	-
GV 7	63,5	26,4	6	4,1	24	181,3	120	22					
GV 25	42,5	30	7,4	18,8	14	71	55	25					
GV 43	42,6	38,5	11,2	7,7	17	79,3	59	28					
GV 32	42,8	37,5	10,4	9,3	15	138	60	38					
GV 33	41,1	11	23,3	24,6	2	92,3	60	27					
GV 6	63	22,1	8,1	6,8	34	282	75	38					
GV 2	77,8	14,5	4,8	2,9	38	230,8	102	27					

Fig. 24 Caractères granulométriques des Nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres

faible (26,6% en moyenne) en regard des masses de galets et de graviers qui composent toujours l'essentiel des nappes (73,4% en moyenne). Les médianes et les courbes cumulatives indiquent que la grossièreté du matériel s'accroît d'une façon générale vers l'aval. Cette progression paraît néanmoins perturbée par des apports latéraux, sableux ou graveleux, que la morphoscopie permet de préciser.

La granulométrie, principalement caractérisée ici par la grossièreté et l'absence de tri du matériel, différencie complètement les nappes caillouteuses des sables rouges. Elle indique déjà que le dépôt des nappes ne résulte ni de processus marins, ni de processus fluviaux.

323/ Les caractères morphoscopiques des nappes

3231/ Morphoscopie des fractions grossières (fig. 26)

La morphoscopie confirme, en la chiffrant, la prépondérance des N.U. parmi les galets (60 à 80%); les S.A., aux angles et arêtes abattus, représentent 16 à 40% des stocks, sauf sur le replat de L'Ancien-Moulin (74% en GV 25), les "E.L.", véritables galets au sens morphoscopique du terme, demeurent rares ou absents dans cette fraction granulométrique (5% en GV 25, 14% en GV 43). Les N.U. sont encore abondants parmi les graviers (40% en GV 25, 82% en GV 6) ; les S.A. sont nombreux (15% en GV 2, 48% en GV 25) et, surtout, les "E.L." sont présents dans presque tous les échantillons avec des pourcentages de 5% (GV 2, GV 43) à 50% (GV 33).

La morphoscopie vérifie l'origine composite des fractions les plus grossières des nappes caillouteuses. Un premier stock de quartz regroupe les N.U. et les S.A.. Il provient directement du décapage du substratum, comme les débris de micaschistes. Il est surtout formé de quartz d'exsudation, blancs ou grisâtres dont l'aplatissement et l'aspect fibreux indiquent quelquefois l'origine filonienne. Les S.A., plus abondants parmi les graviers, restent proches des N.U. par leurs formes ; l'éroussé de leurs arêtes doit peut-être autant à la dissolution de la silice qu'aux effets d'une érosion mécanique rudimentaire. Les fragments de micaschistes sont généralement caractérisés par des arêtes vives ou à peine abattues. Des éléments micaschisteux adhèrent encore à certains quartz. Tous ces caractères corroborent l'influence d'épandages très brefs et de transports très courts.

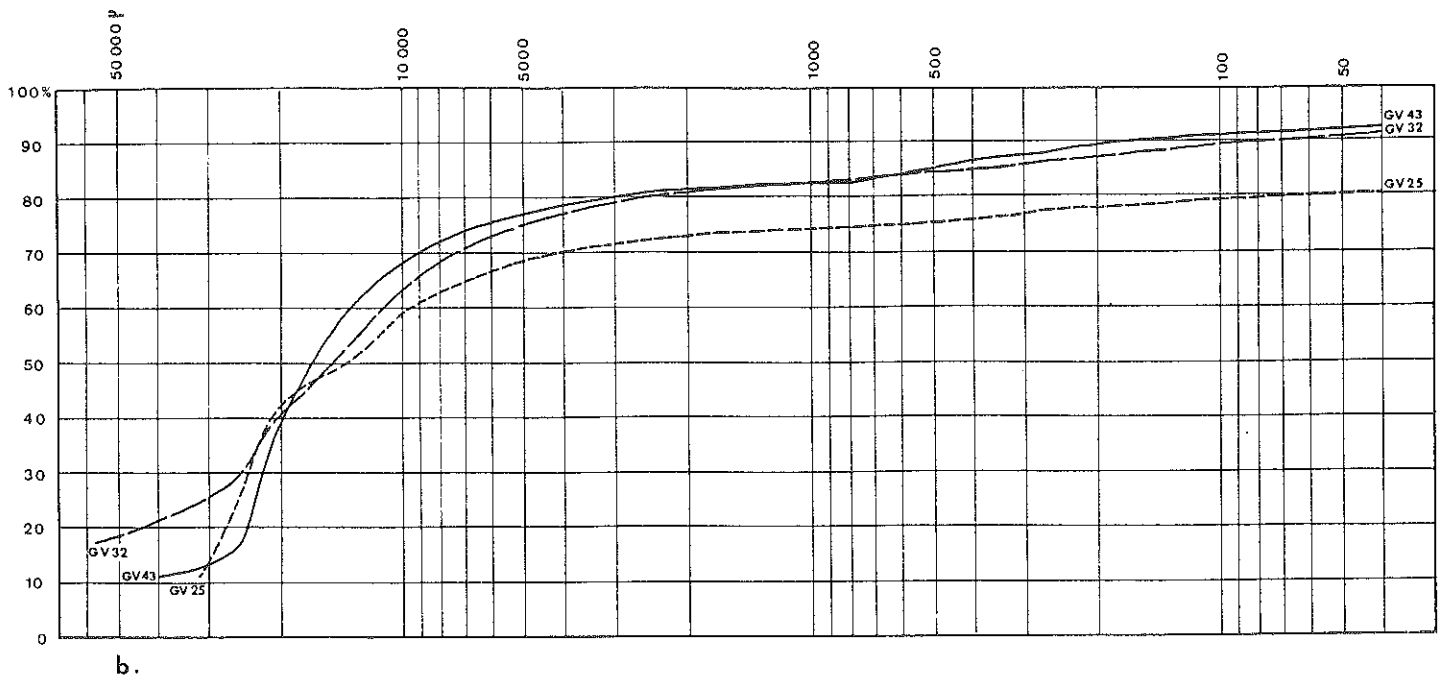
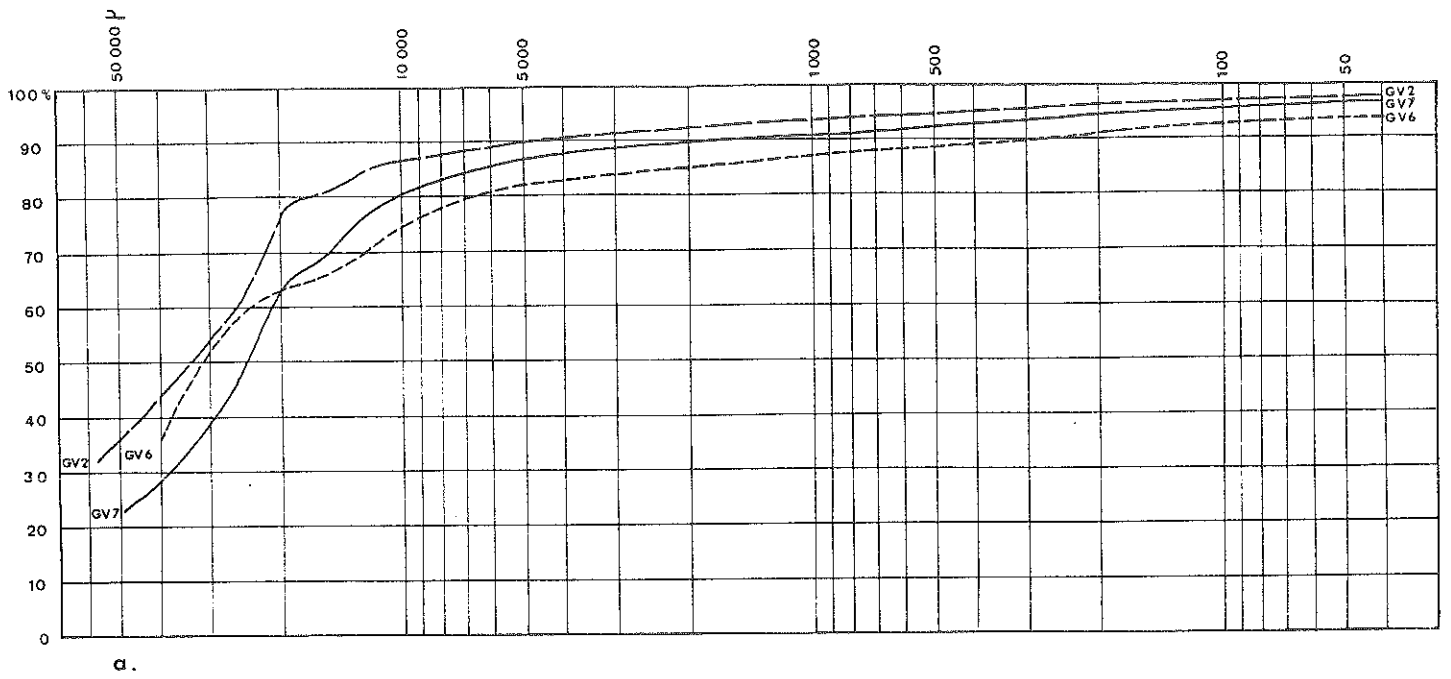
Dans de moindres proportions et surtout dans la classe des graviers, les nappes comprennent des matériaux éroussés, qui contrastent d'autant plus avec les N.U. et les S.A. que leur usure est très prononcée. Les dépôts de La Barre contiennent par exemple des dragées de quartz parfaitement arrondies. Il n'existe pas d'intermédiaires entre les S.A. frustes, et ces "E.L.", dont le façonnement est caractéristique d'une sédimentation marine et dont la présence signe le remaniement de matériaux plus anciens.

Le mélange des deux stocks de sédiments s'établit selon des rapports variables. Le diagramme triangulaire illustrant la morphoscopie des galets et des graviers indique que les sédiments les plus riches en graviers = au sens granulométrique du terme - sont également ceux dont les éléments les plus grossiers sont les mieux éroussés (GV 32, GV 45, GV 43), ce qui témoignerait d'enrichissements locaux en sédiments marins remaniés (fig. 32 b).

Enfin, les analyses morphoscopiques permettent de vérifier l'état d'altération poussé du matériel sédimentaire, déjà observé sur les coupes. La fragilisation de certains éléments, tant quartzeux que micaschisteux, indique que les nappes furent soumises aux agents d'une profonde météorisation visiblement postérieure à leur dépôt (Chap. 8).

3232/ Morphoscopie des fractions sableuses

L'analyse morphoscopique des fractions inférieures à 2 mm n'a porté que sur les quartz. Néanmoins, les débris de micaschistes, auxquels s'ajoutent des fragments de muscovite et de tourmaline, occupent toujours une place impor-



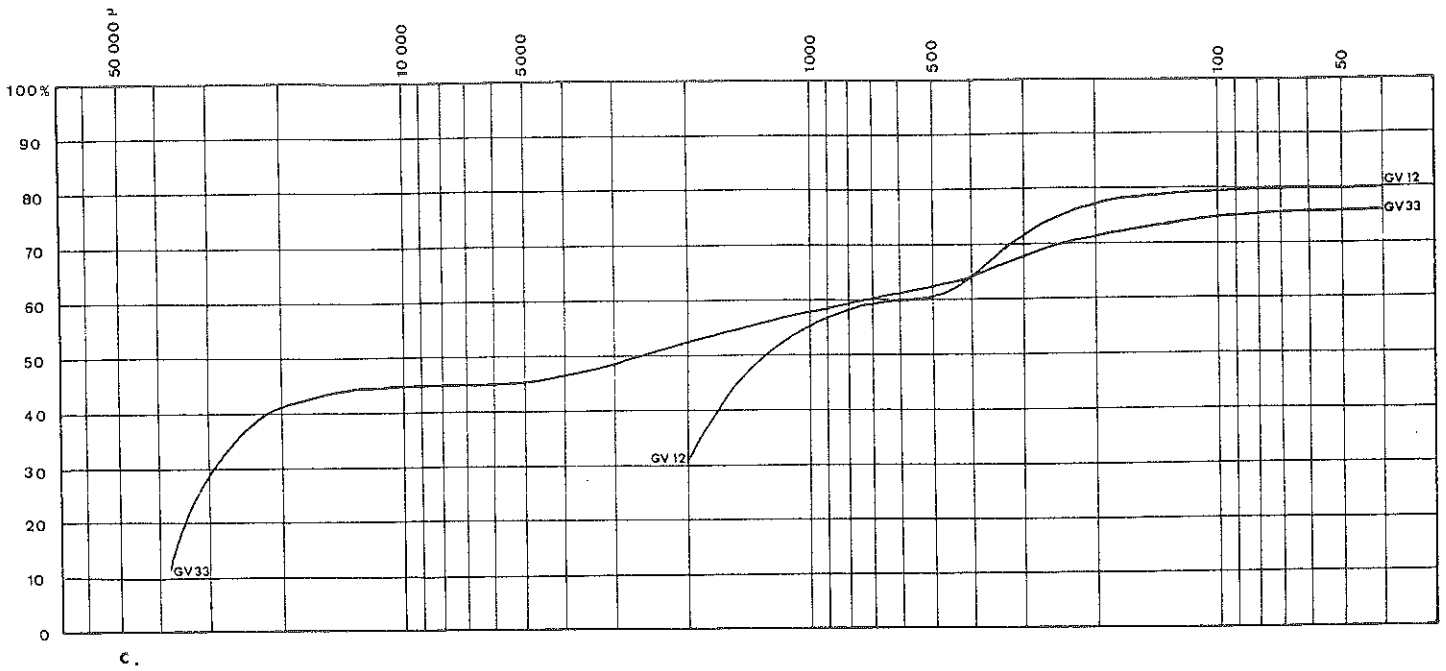


Fig. 25 Courbes granulométriques des Nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres

- a Nappes à prépondérance de galets (plus de 63%)
- b Nappes à graviers abondants (plus de 30%)
- c Nappes à sables abondants (plus de 23%)

	Galets (> 20 000 μ)				Graviers (20 000 - 2 000 μ)				Sables (2 000 - 40 μ)				R.M. %
	S.A.		E.L.		S.A.		E.L.		S.A.		E.L.		
	N.U. %	S.A. %	N.U. %	E.L. %	N.U. %	S.A. %	N.U. %	E.L. %	N.U. %	S.A. %	N.U. %	E.L. %	
GV 12 (La Paquelais)	-	-	-	-	-	70	30	30	800/500 500/315	6	58	36	-
GV 7 (Les Fosses)	74	26	-	-	72	12	16	800/500 500/315	81	16	3	-	
GV 25 (L'Ancien Moulin)	21	74	5	5	40	48	12	800/500 500/315	68	22	2	8	
GV 43 (Le Tertre)	70	16	14	14	65	30	5	800/500 500/315	92	8	-	-	
GV 32 (Le Haut-Gesvres)	60	40	-	-	68	24	8	800/500 500/315	85	10	5	tr.	
GV 33 ("Gesvres")	80	20	-	-	5	45	50	800/500 500/315	18	42	28	12	
GV 6 (La Fronnière)	71	29	-	-	82	18	-	800/500 500/315	64	20	16	-	
GV 2 (La Barre)	79	21	-	-	80	15	5	800/500 500/315	64	20	16	-	
									500/315	56	28	16	-

Fig. 26 Caractères morphoscopiques des Nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres.

tante à l'intérieur de ces dernières : 25% en GV 32, 90% en GV 6, par exemple. Ces taux, bien qu'exagérés par la fragmentation des éléments micaschisteux au cours des tamisages, sont toujours proportionnels aux apports en altérites à l'intérieur des nappes, comme le montrent les caractères morphoscopiques des sédiments correspondants ; ainsi, un échantillon riche en débris de micaschistes, comme GV 32, l'est aussi en quartz N.U. et inversement un sédiment relativement pauvre en micaschistes, comme GV 12, comporte une forte proportion de grains de sables E.L. (fig. 26).

Les N.U. dominent dans tous les prélèvements, surtout dans la fraction 800-500 μ (56 à 92%), sauf en GV 12 et GV 33. Les S.A. forment ensuite les stocks les plus abondants (8 à 44%). Les E.L. ont peu d'importance (2% en GV 25, 16% en GV 2 et GV 6), toujours à l'exception de GV 12 et GV 33, et manquent parfois totalement (GV 43) ; mais la perfection de leur émoussé, en particulier en GV 6, GV 32 et GV 33, permet toujours de les interpréter comme des grains de sables marins remaniés. La dualité des apports, observée au niveau des fractions grossières, réapparaît donc à celui des sables.

Au sein de l'échantillonnage examiné, deux prélèvements : GV 12 (La Paquelais) et GV 33 (Treillières) présentent des pourcentages de N.U. relativement faibles (6 à 12% selon les fractions granulométriques en GV 12, 18 à 23% en GV 33) ; les S.A. y abondent (58 à 61% en GV 12, 42 à 44% en GV 33) et, surtout, les E.L. parfaits sont plus nombreux que dans les autres échantillons (27 à 36% en GV 12, 23 à 26% en GV 33). Ces particularités se projettent sur le diagramme triangulaire relatif au classement morphoscopique des sables (fig. 32 a). Loin de l'enveloppe où se regroupent les autres échantillons, ces prélèvements se rapprochent au contraire des sables rouges par leur définition morphoscopique, ce que suggérerait déjà leur granulométrie. Ceci témoigne d'enrichissements locaux en matériaux fins remaniés et d'apports latéraux en sables rouges pliocènes à l'intérieur des nappes caillouteuses du Gesvres. Mais la proportion des grains E.L. contenus dans les nappes reste toujours inférieure à celle des sables rouges, ce qui prouve que l'émoussé des premiers est bien antérieur à leur remaniement au sein des nappes caillouteuses et que ces dernières résultent bien de transports très courts.

Tous ces faits montrent que les accumulations caillouteuses du Gesvres diffèrent des sables rouges par leur mode de dépôt comme par leur âge et procèdent d'épandages postérieurs à la sédimentation pliocène. Plusieurs échantillons contiennent d'ailleurs des grains E.L. éolisés (GV 32, GV 25) ou de véritables grains Ronds-Mats (10 à 12% en GV 33), ce qui différencie encore le matériel des nappes de celui des sables rouges ; la présence de tels grains est généralement considérée comme l'indice d'un âge quaternaire pour une formation sédimentaire (J. Gras, 1963) (C. Klein, 1975).

324/Les caractères exoscopiques des fractions sableuses

Les analyses exoscopiques ont porté sur plus de 200 grains de quartz de toutes catégories morphoscopiques. Il en ressort que les grains N.U. ne comportent pas de traces de chocs apparentes ; beaucoup sont formés de mylonites, ce qui s'explique par l'importance de la tectonisation du socle dans la vallée du Gesvres (pl. III a). Les grains E.L. remaniés ne présentent pas de traces de chocs plus fraîches ou plus nettes que celles qui ont été observées sur les sables rouges. L'absence ou la rareté des figures phénomorphiques d'origine mécanique à la surface des grains est une preuve supplémentaire de la brièveté des transports subis par les nappes (pl. III b).

Les traces de précipitation de la silice sont généralement absentes et se limitent à de rares globules concentrés dans les anfractuosités ; il n'existe pas de coulées de silice comparables à celles qui affectent les sables rouges.

Par contre les grains de quartz se distinguent par la prépondérance des figures de dissolution : surfaces lisses avec corrosion des arêtes (pl. III c), vermiculations (GV 2, GV 12), caries (pl. III d,e), rhombes (pl. III j,k,l), "V" de dissolution (pl. III f,g,h,i). Ces trois dernières figures, très rares et à peine

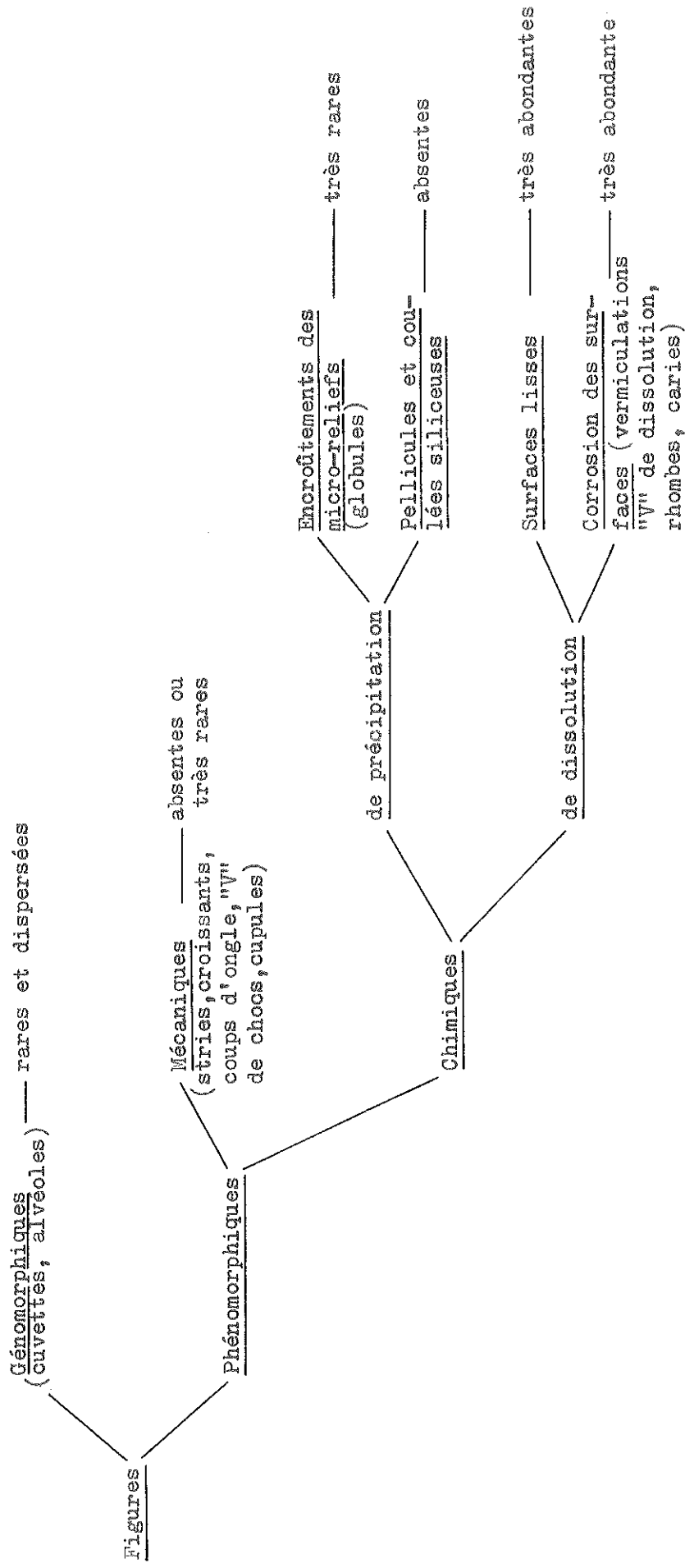
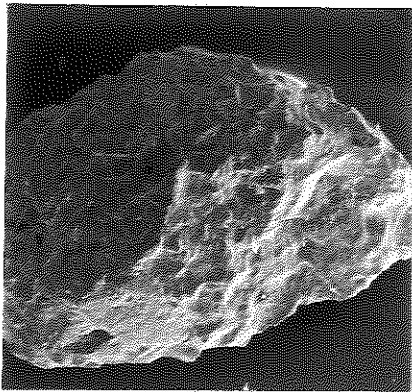
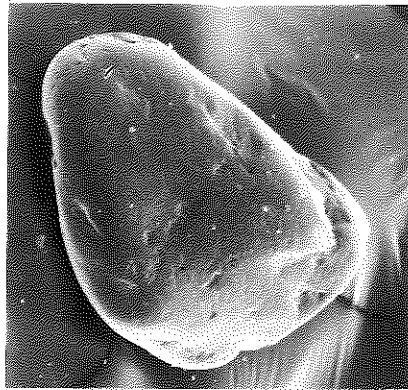


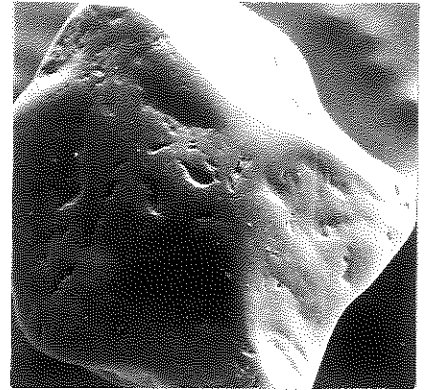
Fig. 27 Tableau des caractères exoscopiques des fractions sableuses des nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres



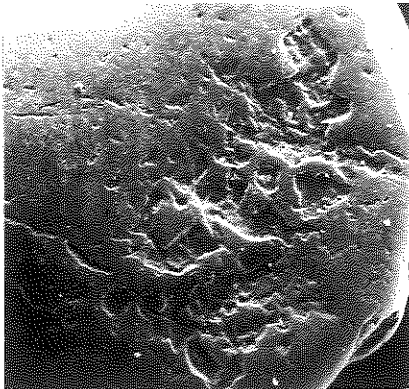
a



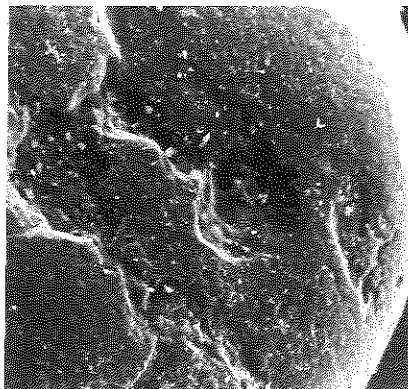
b



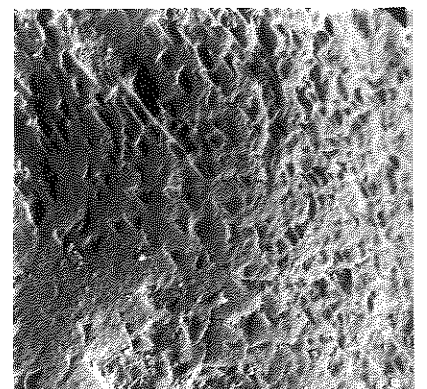
c



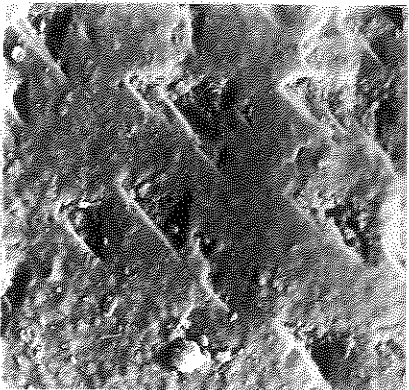
d



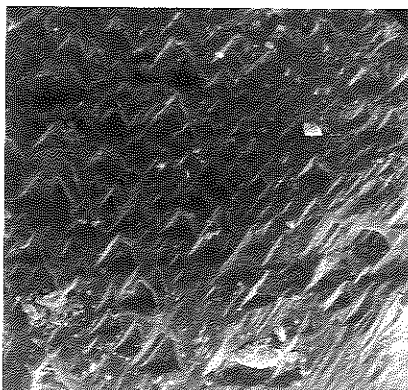
e



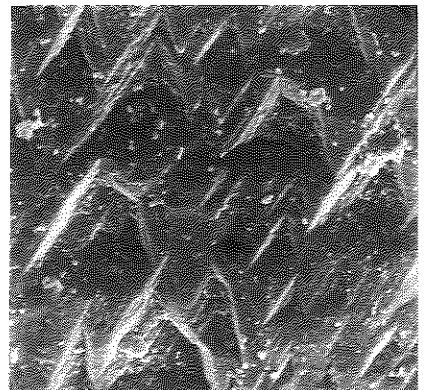
f



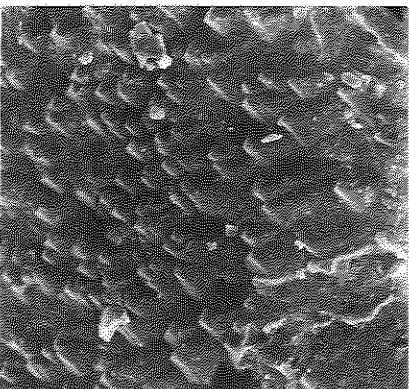
g



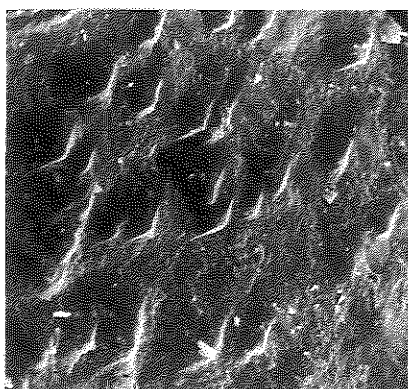
h



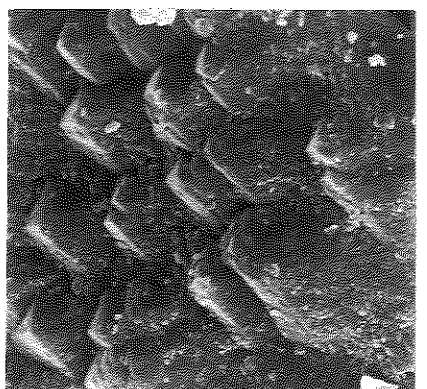
i



j



k



l

Planche III Caractères exoscopiques des quartz des Nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres

Légende de la Planche III

- a. Grain de quartz Non-usé d'origine mylonitique (x 50), Le Haut-Gesvres (Treillières)
- b. Grain de quartz Emoussé-luisant remanié à surface lisse (x 50), La Fronnière
- c. Grain de quartz Emoussé-luisant remanié : surface lisse et attaque des arêtes (x 50), La Paquelais
- d. Caries sur surface lisse (x 75), La Paquelais
- e. Caries (x 150), La Barre
- f. Surface lisse à "V" de dissolution (x 500), L'Ancien-Moulin
- g. "V" de dissolution (x 2 000), L'Ancien-Moulin
- h. "V" de dissolution (x 500), Le Château du Haut-Gesvres (Treillières)
- i. "V" de dissolution (x 1 500), Le Château du Haut-Gesvres
- j. Surface lisse à rhombes (x 500), Le Château du Haut-Gesvres
- k. Rhombes (x 750), Le Château du Haut-Gesvres
- l. Rhombes (x 1 500), Le Château du Haut-Gesvres

ébauchées sur les sables rouges, sont particulièrement bien développées sur les grains de sables de tous les échantillons prélevés dans les nappes du Gesvres. Elles constituent l'un des éléments caractéristiques de ce type de sédiment. Les "V" de dissolution et les rhombes ont, comme de règle, des dimensions, des orientations et des ouvertures constantes pour un même secteur de surface de grain, bien que les valeurs angulaires considérées comme typiques par S. Margolis ne se vérifient pas sur tous les grains analysés ("38 à 45° pour l'angle supérieur, 65 à 70° pour les angles de base") (S. Margolis, 1968) (L. Le Ribault, 1977). La forme et la taille de ces figures varient en fait selon les grains et semblent étroitement conditionnées, comme leurs orientations et leurs ouvertures, par l'édifice cristallin des quartz, en particulier par l'angle de recoupement entre le plan de l'orientation cristallographique et la surface des grains ; caries, rhombes et "V" seraient alors les trois expressions possibles d'un même phénomène ; les rhombes étant en positif ce que les "V" sont en négatif.

Les matériaux sableux des nappes caillouteuses s'apparentent aux "quartz pédogéniques" définis par L. Le Ribault, en raison de l'abondance des formes de dissolution (L. Le Ribault, 1977). La corrosion de ces sables, comme celle des galets et des graviers, ou l'altération des débris de micaschistes, confirment l'influence d'une phase climatique fortement altérante survenue à la suite du dépôt des nappes et, a fortiori, des sables rouges. Le fait que cette érosion chimique se marque par des figures de dissolution sur les grains de quartz des nappes, alors qu'elle se traduit surtout par des figures de précipitation sur les sables rouges, tient probablement aux conditions de gisement et de drainage propres à chacun des dépôts. Lors de la ou des phases d'altération en question, les nappes ont pu constituer des milieux relativement bien drainés et finalement sous-saturés en silice, donc favorables à la formation de figures de dissolution, à cause de la pente des replats-glacis qui les supportent, de l'hétérogénéité de leurs matériaux, de leur faible teneur en argile (12% en moyenne), tandis que les affleurements de sables rouges, situés sur des plates-formes sub-horizontales ou dans des cuvettes, correspondaient à des milieux plus mal drainés, facilement sur-saturés en silice, donc propices aux figures de précipitation, à cause d'un environnement confiné, de l'homogénéité du matériel et d'une plus forte proportion de la fraction argileuse (22% en moyenne).

325/ Les caractères minéralogiques des fractions argileuses

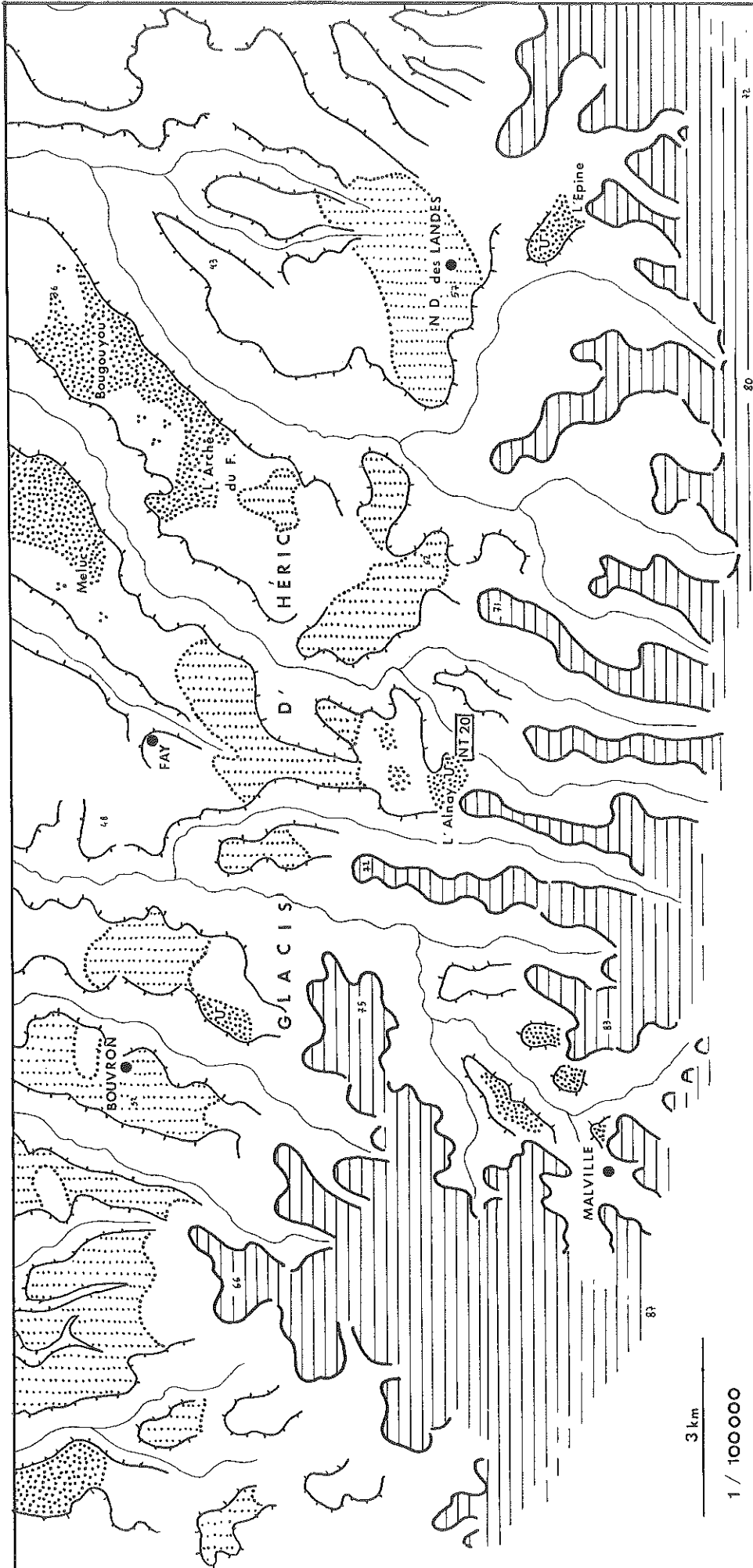
Les analyses minéralogiques ont porté sur trois échantillons prélevés sur les replats-glacis du Gesvres (GV 3 La Barre, GV 6 La Fronnière) et au centre du Glacis d'Héric (NT 20 L'Alnais).

Le fonds détritique (38,3% en moyenne dans les poudres, 46% dans les pâtes) est de l'ordre de celui des argiles des sables rouges ; mais le rapport F/Q est ici très élevé, ce qui différencie nettement les nappes des sables (respectivement 4,1 contre 0,09 dans les poudres, 0,43 contre 0,28 dans les pâtes en moyenne). Cette importance des Feldspaths (jusqu'à 44% des poudres en NT 20) confirme un décapage profond des altérites du substratum, en même temps qu'un tri médiocre et un transport très bref des nappes.

La Kaolinite, bien qu'inégalement répartie, domine parmi les minéraux argileux cardinaux. Au niveau des pâtes, son taux est du même ordre que dans les sables rouges (51% contre 62,6%, en moyenne). Au niveau des poudres, il est trois fois plus important (15,3% contre 6%), ce qui concorde avec les enseignements des analyses exoscopiques au sujet des conditions de drainage dans chacun des types de sédiments. Cette interprétation reste cependant à nuancer en fonction des facteurs morphogéniques qui ont présidé à l'épandage des nappes et d'enrichissements possibles en Kaolinite héritée (Chap. 3, § 2).

La Montmorillonite est en effet plus abondante dans les nappes (6,6% en moyenne dans les poudres, 12,6% dans les pâtes) que dans les sables (respectivement 3,6 et 8,3%).

La Pyrophyllite domine très largement parmi les minéraux argileux



Légende commune aux figures 28, 29 et 30

-  Surface culminante du Plateau Nantais
-  Glacis d'Héric et replats-glacis
-  Nappes caillouteuses
-  Formation de Notre-Dame des Landes

Fig. 28 Les formations caillouteuses du Glacis d'Héric

accessoires. Elle est encore plus abondante que dans les sables rouges (61,3% des minéraux argileux en moyenne, contre 55%, avec des taux maxima de 90% en GV 3 et GV 6). La Pyrophyllite est un minéral primaire très résistant. Sa présence est probablement conditionnée par les propriétés structurales du substratum. Son abondance apporte une preuve supplémentaire du décapage de ce dernier.

33/ L'extension des nappes caillouteuses sur les glacis et replats-glacis

Les glacis d'Héric et de La Chapelle-sur-Erdre, ainsi que les replats-glacis de l'Hocmard supportent des épandages caillouteux rouges analogues à ceux de la Vallée du Gesvres par leurs conditions de gisement et par leurs caractères sédimentologiques. Ces épandages se réduisent pour moitié à des affleurements minces et discontinus. Ils forment également des nappes de plusieurs mètres d'épaisseur, exploitées dans plusieurs carrières.

331/Sur le Glacis d'Héric

Des dépôts argilo-caillouteux recouvrent ponctuellement le Glacis d'Héric entre Grandchamps et Bouvron (fig. 28). Les plus épais se trouvent au Sud, dans le secteur le plus élevé et le plus proche des limites de la Surface culminante. Ainsi, des cailloux de quartz, associés à des débris de micaschistes, à une matrice argilo-sableuse et à des lentilles de sables grossiers rubéfiés, sont exploités en carrière sur près de 2 m à l'Epine, près de Notre-Dame-des-Landes (58 m) (Nort 5-6 S). Une nappe caillouteuse épaisse d'au moins 3 m s'observe dans la carrière de l'Alnay, au Sud de Fay (70 m), et s'étend à tout le secteur (Nort 5-6 SW). Elle ne comprend que des graviers et galets de petites tailles, essentiellement N.U. ; ces derniers y représentent respectivement 77 et 84% des quartz, les S.A. 21 et 15%, les E.L. 1%. Les matériaux grossiers sont souvent cariés et fissurés. Les fractions sableuses contiennent 92% de N.U. et 8% de S.A. à 800-500 μ et 85% de N.U., 12% de S.A., 3% de E.L. à 500-315 μ ; beaucoup de grains de quartz qui les composent éclatent sous la pression d'une aiguille montée (échantillon NT 20). Plus à l'Ouest, des nappes épaisses d'au moins 2 m affleurent au Nord de Malville et au Sud de Bouvron (Savenay 7-8 E). Des nappes plus minces (0,50 à 1 m), mais encore continues, existent à l'Est de Fay (Meluc, Bougouyou, L'Arche-de-Fouan) (Nort 5-6 NW) et au Sud Est de Campbon (Savenay 7-8 NW).

Par ailleurs, surtout entre Notre-Dame-des-Landes et Bouvron, n'affleure plus qu'une formation caillouteuse relictuelle, géliturbée, solifluée, enrichie d'altérites et de limons éoliens, à laquelle on réservera le nom de "formation de Notre-Dame-des-Landes" (Chap. 9, § 322). Ces épandages, épais de quelques décimètres, disparaissent eux-mêmes entre Héric et Casson, dans le secteur le plus disséqué du glacis.

332/Sur les replats-glacis de l'Hocmard et sur le glacis de La Chapelle-sur-Erdre

La plupart des replats-glacis de la vallée de l'Hocmard, ceux qui s'emboîtent dans les derniers lambeaux de la Surface culminante en amont, comme ceux qui se prolongent sous forme d'interfluves tabulaires vers le glacis de La Chapelle-sur-Erdre, comprennent des épandages caillouteux qui se poursuivent en surface vers des voiles de cailloutis épars, difficilement cartographiables (La Rinière, Les Chênaies, La Moultière, La Rochère) (fig. 29). A La Boutière (30 m), s'étend un niveau argilo-caillouteux de quelques décimètres qui comprend un mélange de quartz N.U. et surtout de graviers E.L., et qui se répand sur les versants environnants par solifluction. Au lieu-dit La Croix-de-Pierre (40 m), sur l'interfluve du Saz, entre le coude du Gesvres et le Rupt, dernier affluent de rive droite de l'Hocmard, des quartz essentiellement N.U. apparaissent en surface ; une coupe montre une formation graveleuse comparable à celle de La Barre (0,50m), reposant sur un horizon plus sableux (1,50 m) (B. Bousquet et D. Sellier, 1975). Ces gisements superficiels se composent généralement d'éléments de taille réduite (moins de 5 cm). Partout s'observe

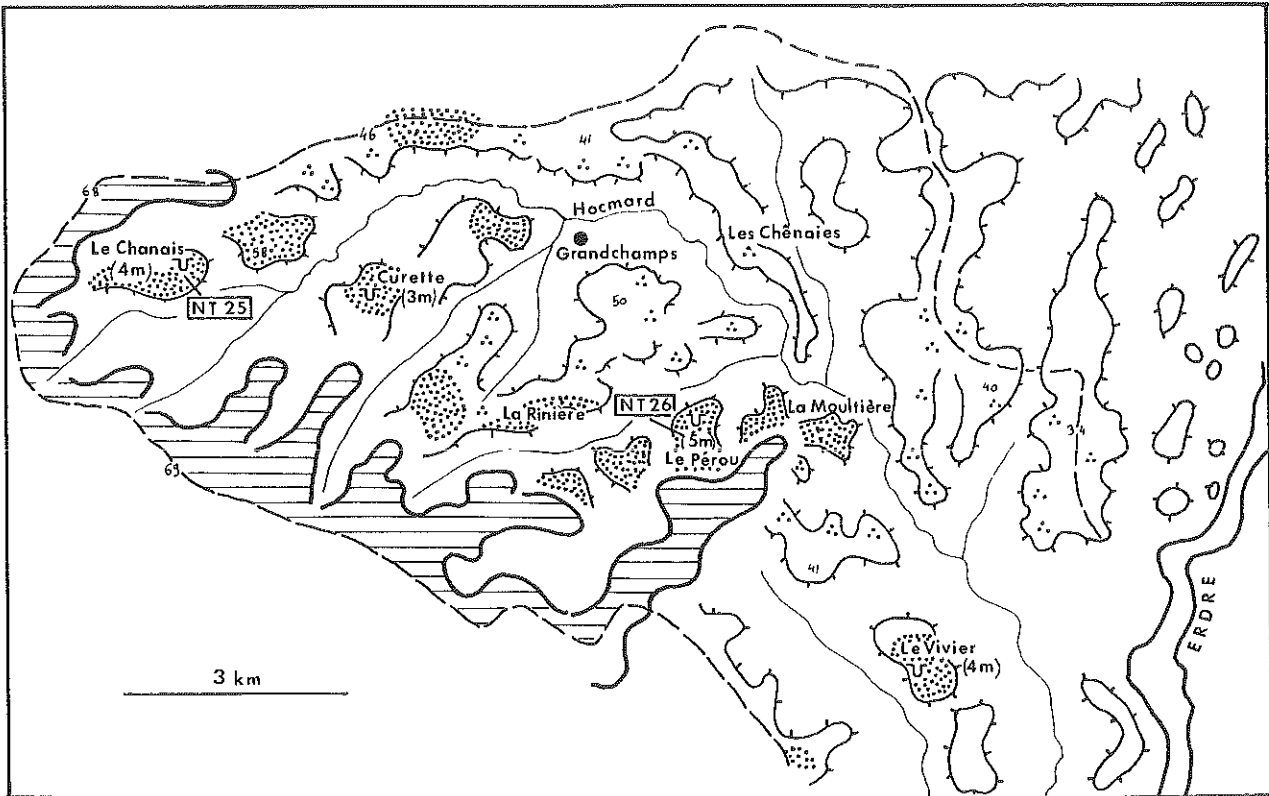


Fig. 29 Les Nappes caillouteuses des replats-glacis du bassin-versant de l'Hocmard et du Glacis de La Chapelle-sur-Erdre

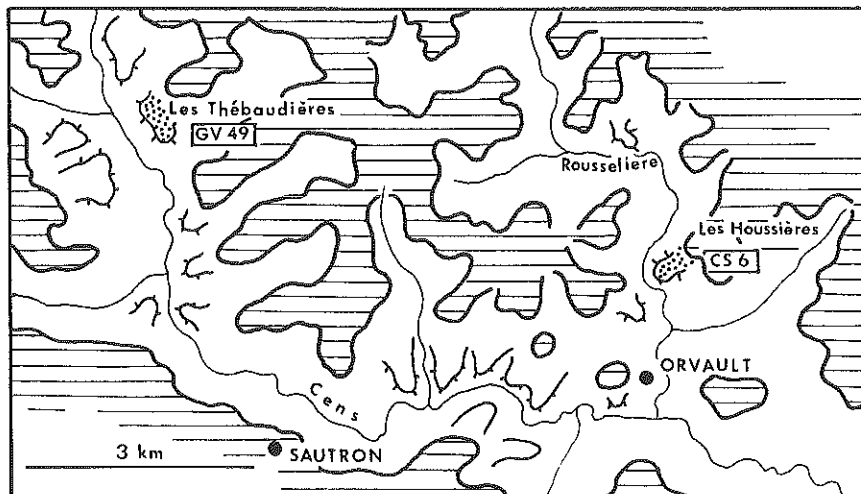


Fig. 30 Les Nappes caillouteuses des replats-glacis de la Vallée du Cens

cependant le triple apport : quartz N.U. ou S.A., galets et graviers E.L., débris de micaschistes altérés, dans des proportions variables.

Des coupes montrent qu'en une douzaine d'endroits les nappes atteignent plusieurs mètres d'épaisseur et contiennent des éléments plus grossiers (La Simonière, La Drillais,...). Au sommet de l'interfluve qui sépare le Rupt de l'Hocmard (34 m), la carrière du Vivier s'ouvre dans une nappe d'au moins 4 m d'épaisseur. Comme sur les replats-glacis de la vallée du Gesvres, le dépôt associe des matériaux hétérogènes par leurs constituants (quartz, micaschistes), par leurs tailles (graviers, galets, blocs de 10 à 20 cm), et par leurs caractères morphoscopiques (N.U., S.A., E.L.), le tout étant compris dans une matrice argilo-sableuse toujours peu abondante. Des nappes de même type s'étendent sur les replats de la vallée supérieure de l'Hocmard à La Grande-Haie (46 m), La Bernardière (58 m), à Curette (55 m), au Chanais (60 m). La nappe du Chanais mesure plus de 4 m d'épaisseur et repose sur des argiles blanches, comme à La Barre et à Garambeau (Gesvres). Les graviers et les galets de moins de 10 cm dominant largement, mais s'associent à quelques blocs aussi volumineux qu'au Vivier. Ils comprennent respectivement 67 et 45% de N.U., 28 et 43% de S.A., 5 et 12% de E.L. Les fractions sableuses comprennent 44% de N.U., 21% de S.A., 34% de E.L. et 1% de R.M. à 800-500 μ , 25% de N.U., 52% de S.A. et 23% de E.L. à 500-315 μ (échantillon NT 25). La nappe du Chanais, pauvre en micaschistes, a livré quelques débris de calcaire de type lutétien.

La carrière du Pérou, enfin, s'ouvre sur le rebord méridional du val-lon de la Planche, affluent de l'Hocmard, au Sud de Grandchamps (35 m). Le matériel y est identique à celui des autres nappes de l'Hocmard et du Gesvres par ses constituants pétrographiques et ses caractères morphoscopiques (échantillon NT 26). Les graviers et les galets contiennent respectivement 76 et 79% de N.U., 16 et 19% de S.A., 8 et 2% de E.L.. Les fractions sableuses présentent 82% de N.U., 7% de S.A., 9% de E.L. et 2% de R.M. à 800-500 μ et 79% de N.U., 11% de S.A., 7% de E.L., 3% de R.M. à 500-315 μ . La nappe du Pérou se distingue par l'épaisseur des sédiments actuellement visibles (environ 5 m), par la taille qu'y atteignent de nombreux blocs de quartz ou de micaschistes Non-Usés, Sub-anguleux et même parfaitement Emoussés (15 à 20 cm), enfin par un triage granulométrique qui permet d'y reconnaître trois niveaux distincts. Les éléments les plus fins, en général moins de 5 cm, se trouvent au sommet, sur 0,50 à 1 m et sont recouverts par des horizons remaniés lors de l'exploitation de la carrière. Les plus grossiers sont nettement concentrés dans la couche centrale sur 1 à 2 m d'épaisseur. Ils reposent sur une formation basale de granulométrie intermédiaire et de 2,50 m d'épaisseur visible. Ces différences sont insuffisantes pour constituer une véritable stratigraphie. Elles témoignent cependant de plusieurs apports caillouteux au sein d'une des nappes les plus épaisses de la région.

333/Sur les replats-glacis du Cens et de la Chezine

La répartition des nappes caillouteuses obéit à des règles précises, parmi lesquelles la structure occupe une place déterminante, en raison du rôle joué par les quartz d'exsudation dans l'alimentation des dépôts considérés. Les principaux exemples de nappes se trouvent au Sud du Glacis d'Héric, en amont du réseau de l'Hocmard et le long du Gesvres moyen, dans les secteurs effectivement les mieux protégés des processus de ravinement, mais en même temps les plus largement sous-tendus de micaschistes albitiques à muscovite et chlorite, généralement riches en filons et amandes de quartz d'exsudation. A l'inverse, les replats des vallées du Cens et de la Chezine, façonnés dans des roches moins pourvues, voire complètement dépourvues, d'éléments quartzeux grossiers (micaschistes à deux micas et surtout granites orientés, gneiss et amphibolite), se singularisent par la rareté (Cens) ou l'absence (Chezine) de nappes caillouteuses. Actuellement, seuls les replats des Thébaudières (62 m) et des Houssières (60 m), respectivement situés au Nord de Sautron, dans la vallée du Cens supérieur et au Nord d'Orvault, le long de la Rousselière, ont permis d'observer des épandages caillouteux du type de ceux qui ont été décrits au Nord du Batholite de Vigneux - Orvault ; leurs caractères morphoscopiques les rendent parfaitement

	Galets (> 20 000 μ)			Graviers (20 000 - 2 000 μ)			Sables (2 000 - 40 μ)				
	N.U.	S.A.	E.L.	N.U.	S.A.	E.L.	Frac- tions μ	N.U.	S.A.	E.L.	R.M.
NT 20 (L'Alnay)	84	15	1	77	21	1	800-500 500-315	92 85	8 12	- 3	- -
NT 25 (Le Chanais)	45	43	12	67	28	5	800-500 500-315	44 25	21 52	34 23	1 -
NT 26 (Le Pérou)	79	19	2	76	16	8	800-500 500-315	82 79	7 11	9 7	2 3
GV 49 (Les Thébaudières)	50	42	8	57	40	3	800-500 500-315	41 50	33 29	24 21	2 -
CS 6 (Les Houssi�res)	43	54	3	40	53	7	800-500 500-315	65 64	31 31	4 4	- 1

Fig. 31 Caractères morphoscopiques des Nappes caillouteuses du Glacis d'Héric et des replats-glacis des Vallées de l'Hocmard et du Cens.

comparables à ces derniers (échantillons GV 49 et CS 6) (fig. 30 et 31) ; mais leurs épaisseurs sont moindres (quelques décimètres) et leurs matériaux sont plus graveleux, plus argileux et probablement plus chargés de produits pliocènes remaniés.

Malgré leur discontinuité, leur dispersion et leurs disparités d'épaisseur, les nappes caillouteuses témoignent de propriétés sédimentologiques constantes. Du fait de leurs conditions de gisement, elles se présentent comme des dépôts exclusivement associés aux glaciers et replats-glacis.

Conclusions

L'interprétation morphogénique et l'exploitation paléographique des observations rapportées dans ce chapitre constituent la matière du suivant. Dans l'immédiat, il convient de retenir la différenciation fondamentale que les études de terrain et de laboratoire ont permis d'établir entre les "sables rouges" et les "nappes caillouteuses". Les deux formations, précédemment confondues, s'opposent complètement par leur sédimentologie et leur répartition.

Les "sables rouges" se distinguent d'abord par la prépondérance de leurs fractions "sableuses", malgré leur teneur occasionnelle en graviers ou en galets. Leur médiane est de l'ordre de 0,37 mm en moyenne. Les grains de quartz y dominent largement, mais leur fraction argileuse reste relativement importante (22% en moyenne). Leur classement morphoscopique s'établit d'abord au profit des S.A., puis des E.L.. Leurs caractères morphoscopiques se marquent par la primauté des figures mécaniques et par l'égale répartition des figures de dissolution et de précipitation. Leur minéralogie argileuse témoigne d'une teneur relativement importante en Kaolinite. En conséquence, les sables rouges peuvent se définir comme des sédiments marins, vraisemblablement littoraux, en tout cas déposés sous une tranche d'eau peu profonde, en raison de critères granulométriques, morphoscopiques et exoscopiques.

Les "nappes caillouteuses", se caractérisent d'abord par la prépondérance des graviers et des galets, ainsi que par la présence de blocs démesurés, longs parfois de plusieurs décimètres. Leur médiane est de l'ordre de 18 mm en moyenne. Les quartz prédominent, malgré l'importante proportion de débris de micaschistes, fins ou grossiers. La fraction argileuse est relativement réduite (12% en moyenne). Les éléments N.U. sont les plus nombreux, suivis des S.A.. On note la présence, rare, mais effective, de R.M. parmi les grains de sables. Il y a prépondérance des figures de dissolution sur ces derniers à l'échelle exoscopique. Les argiles sont relativement pauvres en Kaolinite, l'Illite et la Montmorillonite étant naturellement mieux représentées. En conséquence, les nappes caillouteuses peuvent se définir comme les produits d'épandages courts et massifs, réalisés dans des conditions autres que marines ou fluviales, qui restent à préciser.

Le matériel de ces nappes, typiquement hétérogène, se caractérise dans des proportions variables, par l'association de deux stocks différents. Le premier comprend les fragments de quartz et de micaschistes à arêtes vives ou abattues et une matrice argilo-sableuse jaune ou rouge. Il provient du remaniement d'altérites et traduit un décapage profond du socle local. A la naissance de certains replats-glacis de la vallée du Gesvres (Treillières, Chavagnes, Le Moulin-de-Rohan), s'observent les termes de passage entre les altérites de micaschistes encore en place, riches en quartz d'exsudation, et les nappes caillouteuses à l'intérieur desquelles la teneur en quartz croît vers l'aval, en raison de la diminution progressive des fractions argileuses. Le second stock, composé des sables, graviers et galets, parfois volumineux mais toujours émoussés, provient du remaniement de sédiments marins, probablement pliocènes pour l'essentiel. Ses éléments fins présentent en effet des caractères morphos-

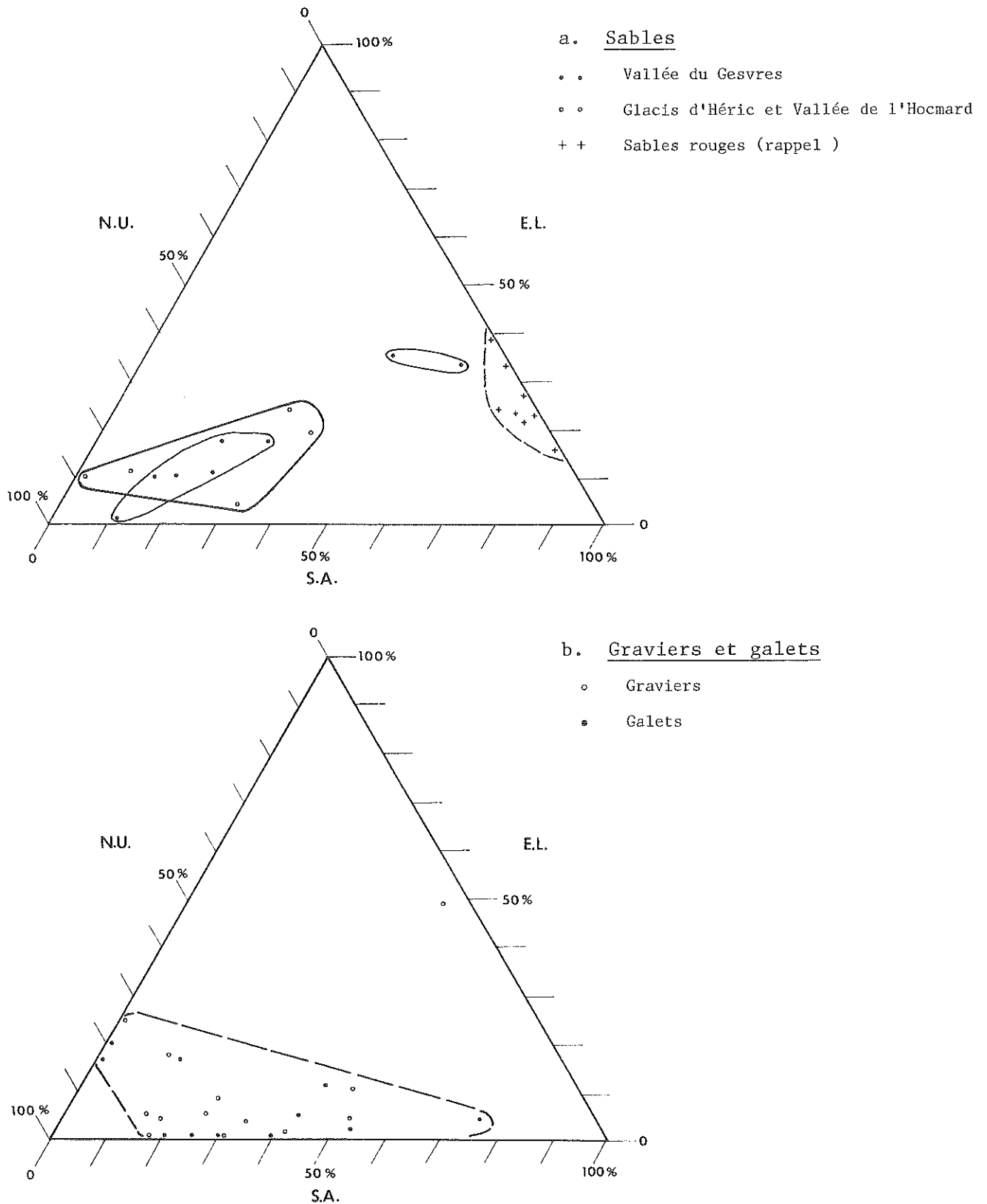


Fig. 32 Caractères morphoscopiques des Nappes caillouteuses du Pays Nantais (Glacis d'Héric, replats-glacis du Gesvres, du Cens et de l'Hocmard) : Diagrammes triangulaires

copiques analogues à ceux des sables rouges et ses éléments grossiers ressemblent, par la perfection de leur émoussé, aux galets et graviers localement associés à ces derniers. Ce stock, hérité, repris avec le précédent, fournit un premier argument, d'ordre sédimentologique, en faveur d'un âge post-pliocène de l'épandage des nappes.

Outre leurs caractères sédimentologiques, leurs conditions de dépôts et leurs âges, les sables rouges et les nappes caillouteuses s'opposent encore par leur répartition. Les premiers, présents sur la Surface culminante manquent absolument sur les glacis et les replats-glacis. A l'inverse, les secondes sont totalement absentes de la Surface culminante et ponctuent les glacis et les replats-glacis.

Chapitre 3

L'emboîtement d'un niveau d'érosion dans une surface fondamentale

Introduction

Ce chapitre traite principalement des aplanissements. Il vise à définir les unités morphologiques constituant la "Surface du Pays Nantais", donc à préciser les conditions d'élaboration et d'évolution de la "Surface culminante" et des "glacis", ainsi qu'à déterminer les relations existant entre ces deux niveaux topographiques, actuellement emboîtés de quelques mètres dans le paysage. Il vise également à discerner les traces de paléoreliefs tertiaires et à préciser le type de modelé à partir duquel s'est exercée la morphogenèse pléistocène.

1/Eléments de définition d'une Surface fondamentale

L'analyse des paysages a conduit à reconnaître une "surface culminante" à partir de critères topographiques (platitude générale, surélévation des altitudes) et de critères agraires (paysages de "Hautes Terres"). Il s'agit de montrer pourquoi cette surface peut être considérée comme une topographie fondamentale en regard des processus d'aplanissement, de l'évolution du modelé local et de la genèse des formations superficielles.

On sait que la Surface culminante est ponctuellement nappée de placages de sables rouges pliocènes qui sont manifestement associés à son évolution et qui, par contre, font défaut sur les glacis et replats-glacis. Mais ces sables sont également présents sur les basses plates-formes (Carquefou) et dans les bassins périphériques (Nort), ce qui empêche de les traiter comme les formations corrélatives exclusives de la surface en question et de les utiliser pour en authentifier formellement les limites. La Surface culminante se caractérise en revanche par la présence de manteaux d'altérites qui paraissent plus directement associés à son élaboration et qui ont entièrement conditionné sa mise en valeur.

11/Les altérites signalétiques de la Surface culminante

111/La question des "limons des plateaux"

Les cartes géologiques relatives à la région nantaise mentionnent, parfois généreusement, des affleurements de "limons des plateaux" ou de "recouvrements des plateaux" (Nantes 1/80 000, Nantes, Vallet, Paimboeuf 1/50 000). Les formations de ce type ont fait l'objet de nombreuses études dans le Massif Armoricaire (L. Berthois et Y. Milon, 1932) (L. Berthois, 1937 et 1953) (A. Cailleux, 1942) (B. Brajnikov, 1942) (M. Ters, 1957) (J. Choux, 1961) (J. Estéoule-Choux, 1968, a) (J. Estéoule-Choux et al., 1971 et 1972) (J. Verague, 1973) (J.C. Fla-geollet, 1977).

L'appellation de "limons des plateaux" est à proscrire dans le cas du Pays Nantais en raison de son ambiguïté. Elle recouvre en effet de véritables limons éoliens et des produits d'altération en proportions variables, et désigne même des formations composites, minces, géliturbées, pédogénisées, simplement enrichies de grains de quartz éolisés et principalement formées d'altérites évoluées. De plus, les prospections de terrain laissent rapidement apparaître que la représentation des "limons des plateaux" est excessive sur certaines cartes, si l'on entend par là des dépôts typiquement éoliens, ou au contraire insuffisante, si l'on y reconnaît des formations d'altération in situ.

Le Pays Nantais comprend d'authentiques limons éoliens, qui surmontent le socle altéré ou d'autres dépôts, et qui seront ultérieurement décrits et interprétés en relation avec les héritages quaternaires (Chap. 9, § 32). Mais la Surface culminante comporte pour l'essentiel des altérites en place, reconnaissables à leurs épaisseurs, à leur degré d'accomplissement et à leur minéralogie argileuse, qui sont l'objet exclusif de ce paragraphe. Ces altérites, bien connues des agriculteurs, sont désignées sous une quantité de vocables : "Jauge", "Cosse", "Tape", "Chaussin", "Terres franches", qui soulignent suffisamment leur importance dans le milieu local. Elles sont omniprésentes sur la Surface culminante et n'ont aucun équivalent sur les autres reliefs.

112/La typologie des altérites de la Surface culminante

Les faciès d'altération observables en surface et sur les coupes vont de la roche en place, à peine décolorée, jusqu'aux altérites argileuses, issues des micaschistes, et aux arènes meubles, issues des granites, à l'emplacement desquelles disparaissent toutes traces de texture originelle. D'où le besoin d'établir une classification analytique des altérites pour la description des coupes et l'élaboration des cartes. Les principes de cette classification reposent sur l'intensité de l'altération telle qu'elle peut être directement appréciée sur le terrain. Ils s'inspirent aussi des nomenclatures établies par J. Mounès dans sa thèse sur le Pays de Retz (1974) et par J. Verague dans son étude du Massif d'Athis de l'Orne (1973).

Formes d'altération atténuée

- Altérites de type 1 : Elles marquent le stade initial de l'altération. La roche est résistante et cohérente, mais se distingue du socle sain par sa décoloration, ou au contraire par sa rubéfaction, et par la mise en évidence des joints naturels (buttes bordières de la Surface culminante, au Sud de la Vallée du Gesvres, par exemple).

Formes d'altération différentielle

- Altérites de type 2 : La roche est toujours cohérente, mais plus décolorée et plus fragile, avec élargissement des joints et des plans de schistosité, individualisation de plaques et de blocs dans les roches métamorphiques, ou de boules dans les roches cristallines. L'altération différentielle, déjà observable, autorise le débitage de la roche au marteau (Oratoire du Hâvre, au Nord d'Oudon, par exemple).

- Altérites de type 3 : La fragmentation du matériel se pratique à la main : plaques et feuillets dans les micaschistes, blocs dans les granites. Les éléments les moins fissiles alternent avec des zones profondément altérées : argilisation dans les micaschistes, désagrégation granulaire dans les granites ; les joints et les "pseudo-strates" se multiplient et s'entrecroisent.

Formes d'altération généralisée

- Altérites de type 4 : La roche conserve une texture visible, feuilletée pour les micaschistes, granulaire pour les granites, mais elle est profondément décolorée et s'effrite complètement au toucher : délabrement des micaschistes en feuillets et en argile, comme sur le Plateau du Cellier, pulvérisation des granites en arènes, comme au Bas-Vernay, sur le Plateau Nantais.

- Altérites de type 5 : C'est le stade ultime de l'altération qui correspond à des formations meubles où les textures n'apparaissent plus. A l'emplacement des affleurements de micaschistes s'étend une formation argileuse blanchâtre, jaune ou orangée, devenant plastique en saison humide (région Ouest et Nord du Plateau Nantais, secteur Sud du Plateau du Cellier) ; les quartz d'exsudation sont complètement individualisés, souvent fissurés et cariés (environs du Temple) ; les filons de quartz en place sont fractionnés et disloqués (Sautron, pl. I c). A l'emplacement des affleurements granitiques apparaissent des arènes plus ou moins meubles (secteurs Sud et Est du Plateau Nantais) ; l'intensité de l'altération se traduit par la disparition quasi complète de la biotite, la raréfaction et la fragilisation des feldspaths au niveau granulaire ; la muscovite, plus résistante à l'érosion chimique, se maintient généralement et peut constituer plus de 25% des éléments supérieurs à 50 μ (arènes du Bas-Vernay) ; les grains de quartz dominant cependant et représentent toujours 70 à 75% des arènes ; l'altération s'y marque à l'échelle microscopique par des figures de précipitation (globules) et surtout par des figures de dissolution (surfaces lisses).

113/La répartition des altérites sur la Surface culminante

Les travaux de remembrement, les opérations de voirie et les prospections électriques effectuées depuis plusieurs années autour de l'agglomération nantaise, sur le Plateau Nantais et sur le Plateau du Cellier, ont fourni plusieurs dizaines de kilomètres de coupes à travers les horizons superficiels du socle. Elles permettent de vérifier l'étroite coïncidence qui existe entre l'extension de la Surface culminante et celle d'un manteau d'altérites presque continues, toujours plus épaisses (5 à 15 ou 20 m) et plus accomplies (types 4 et 5 essentiellement) que sur les glacis, replats-glacis et versants de vallées.

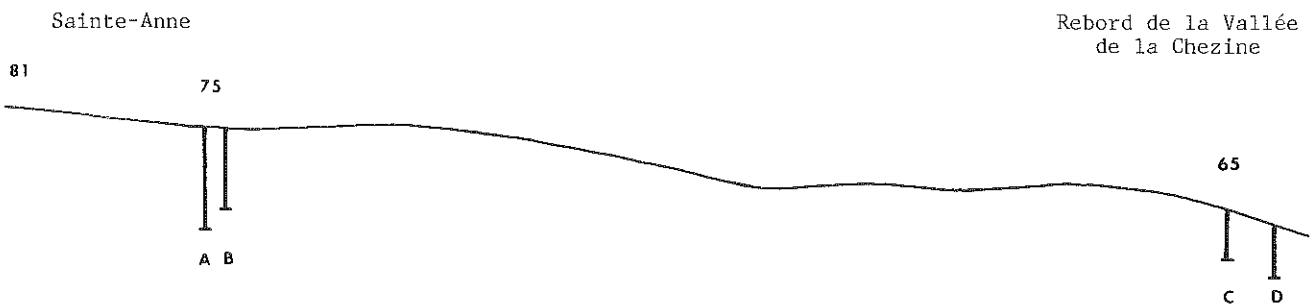
Les déblais des voies Nantes - Vannes par le Plateau Nantais, ou Nantes - Angers par celui du Cellier, montrent communément des épaisseurs de 6 à 10 m d'altérites de types 3 à 5. Un sondage B.R.G.M. pratiqué aux "Landes-de-Haut", sur le Plateau Nantais, a traversé 10 m d'altérites de type 4 et 5 sans atteindre le socle sain (Nantes 1-2 NW). D'autres coupes, ouvertes le long de la déviation de Sautron, n'ont atteint les altérites de types 2-3 qu'à 13 m de profondeur (fig. 33). Un traîné électrique effectué dans l'axe de cette même déviation pour le compte de la Direction Départementale de l'Équipement a révélé des résistivités apparentes faibles à l'emplacement de la surface du plateau, ce qui confirme de grandes épaisseurs d'altérites, et des résistivités supérieures au passage des replats et des versants de la Vallée de la Chezine, ce qui traduit la proximité de la roche saine. Les altérites de type 5 sont les plus largement répandues en surface et sont elles-mêmes le plus souvent épaisses de plusieurs mètres : 3 à 5 m par exemple sur les aires les plus élevées du Plateau Nantais, entre le Temple et La Moère (Nantes 1-2 NW, Paimboeuf 3-4, Savenay 7-8 SE), ou autour de la Forêt du Cellier (Vallet 1-2 NW). Les profils les plus complets révèlent des "pseudo-strates" (les altérites de type 5 étant placées au sommet et celles de type 1 au contact du socle sain), lesquelles procèdent d'une diminution per descensum des effets de l'érosion chimique, elle-même caractéristique des altérations d'origine météorique.

Les affleurements de roches saines, ou d'altérites de type 1, sont donc exceptionnels sur la Surface culminante, ce que confirme l'absence presque totale de carrières ; mais les coupes témoignent aussi de profondes irrégularités d'épaisseurs et de nombreuses variations latérales de faciès, qui entraînent la juxtaposition de types d'altérites différents à l'affleurement et qui tiennent à plusieurs causes structurales ou morphologiques.

La lithologie a partiellement conditionné la propagation de la météorisation. L'altération des micaschistes apparaît plus profonde, mais plus inégale (secteur du Temple-de-Bretagne, Zones des "Noues" entre Treillières et Notre-Dame-des-Landes, secteur méridional du Plateau du Cellier). Celle des

NORD OUEST

SUD EST



L : 1/7 500 H : 1/750

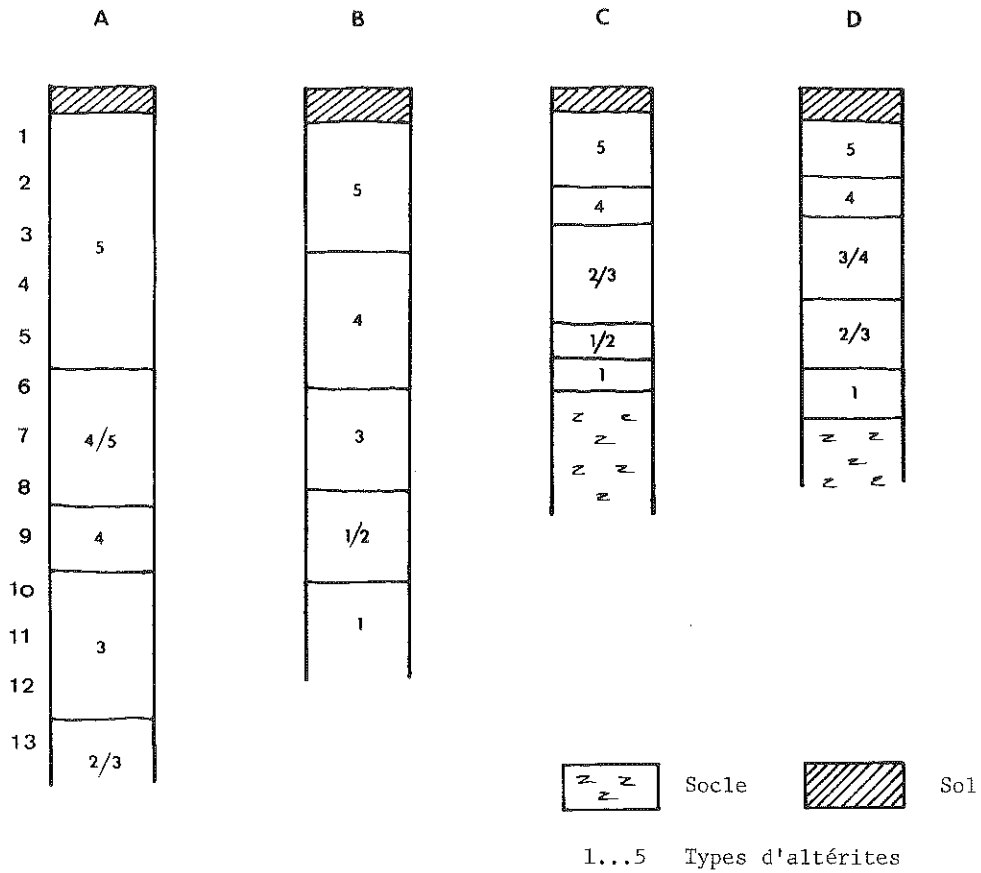


Fig. 33 Alignement des sondages dans les altérites des "Landes de Haut", entre Sautron et Le Temple (déviation de Sautron, Est du Pays Nantais) (Source : Direction départementale de l'Équipement, complété et modifié)

granites est plus accomplie mais plus superficielle ; ainsi un bocage à murets de pierres sèches témoigne du besoin d'épierrer ponctuellement les champs autour du bassin supérieur du Cens (Nantes 1-2 NW). Les interfluves situés entre le Sillon de Bretagne et la Chezine (granites à deux micas peu altérés) et entre cette dernière et la Vallée du Cens (micaschistes très altérés) illustrent ces différences. Il existe aussi des nuances, dans les domaines granitiques, entre les faciès à grains fins et homométriques, qui paraissent normalement moins altérés, comme aux Perrières à l'Est de Saint-Etienne-de-Montluc, et les faciès plus grossiers ou plus hétérométriques, qui comportent des altérites plus profondes, comme au Bas-Vernay au Sud de Vigneux, ou à La Tour au Nord d'Orvault. Certaines roches filoniennes modifient encore les conditions locales de l'altération ; les pegmatites de la Vallée du Cens, au Nord de Sautron, sont plus altérées que les micaschistes environnants. Les relations entre la lithologie et l'altération s'établissent donc de manière classique.

La trame tectonique a également influencé la propagation de la météorisation. Mais c'est souvent en bordure des fractures que celle-ci se remarque le plus, alors que, par un effet d'induration également courant, les lignes de failles elles-mêmes semblent avoir constitué des plans de résistance privilégiés, ce qu'illustrent quelques exemples choisis à différentes échelles. Ainsi, dans certaines altérites de type 5 s'observent des plans de failles d'ordre métrique moins altérés que la roche environnante (pl. I c). Sur les coupes ouvertes en bordure de la déviation Nord de Nantes, près d'Orvault, des altérites de type 5 profondes de 3 à 5 m surmontent des altérites de type 4, 3 et 2 sur une dizaine de mètres, alors que non loin de là, les failles bordières de la Vallée du Cens s'accompagnent d'une nette diminution de l'altération (Moque-Souris, Nantes 3-4 SW).

Certaines coupes présentent des variations latérales de faciès telles qu'elles masquent la diminution progressive de l'altération per descensum. Ce phénomène se rencontre surtout à l'abord des grands accidents tectoniques (Sillon de Bretagne, bordures du Batholite de Vigneux - Orvault) et laisse supposer qu'une altération profonde d'origine hydrothermale se combine parfois à l'altération superficielle d'origine météorique, comme en Bretagne Sud-Occidentale (Y. Milon, 1936 a) (J. Nicolas, 1957).

Enfin, certaines variations locales d'épaisseur et d'intensité de l'altération, sans explication structurale apparente, peuvent résulter des propriétés micro-topographiques de la surface et des conditions de drainage créées par le manteau d'altérites lui-même. Les secteurs où ce dernier s'épaissit entretiennent et accélèrent des processus cumulatifs d'altération par leur capacité de rétention des eaux (A. Godard, 1977). Les légères dépressions qui concentrent ponctuellement l'humidité à la surface des hautes terres et qui coïncident avec les zones les plus profondément altérées ("mouillères"), suggèrent un crypto-relief à la fois cause et conséquence de ces différences latérales d'altération.

En conclusion, ces altérites représentent les formations à la fois spécifiques et signalétiques de la Surface culminante, par leurs caractères et leur extension. On sait comment les paysages agraires en sont le réactif et on soulignera l'intérêt de telles formations, étroitement rapportées à une forme, dans un domaine qui manque par ailleurs singulièrement de jalons paléogéographiques.

12/ "Surface culminante" et "Surface fondamentale"

121/ La signification paléogéographique des altérites

Les altérites de la Surface culminante du Pays Nantais relèvent, par leurs épaisseurs et par leur intensité, de formations largement représentées dans le Massif Armoricaïn. Depuis la fin du siècle dernier, les formations de ce type ont fait l'objet d'observations et d'interprétations multiples. Y. Milon les a globalement considérées comme des "roches malades", principalement produites par une morphogenèse de type sub-tropical et comme les héritages d'une "maladie tertiaire" qui aurait marqué le socle du Massif Armoricaïn surtout à

l'Eocène, à l'Oligocène et au Pliocène ; il a associé leur genèse et leur évolution à l'aplanissement des reliefs (Y. Milon, 1936, b). S. Durand a repris ces conclusions en soulignant "qu'à partir de la fin du Crétacé au moins et pendant l'Eocène, le pays fut soumis au climat chaud et humide ayant favorisé l'altération profonde de tous les types de roches" (S. Durand, 1960). A propos d'une reconstitution des paysages tertiaires, J. Estéoule-Choux a montré que l'influence des "climats latéritisants du Crétacé" avait provoqué la formation d'un "épais manteau kaolinique sur la surface post-hercynienne" et un amollissement généralisé du relief, que l'action de "climats très agressifs" s'était poursuivie pendant tout le Paléogène et que des "altérations ménagées" s'étaient produites jusqu'au Pliocène et au Quaternaire (1970). C. Klein a souligné le caractère composite et hétérochronique des altérites de la bordure orientale du Massif Armoricaïn et a montré que les "roches malades" ne peuvent être "rapportées en bloc à une époque déterminée de l'histoire post-hercynienne", que "les conditions de leur genèse ont été réunies à différents moments du Secondaire, du Tertiaire et même du Quaternaire", que "toutes n'offrent pas la même signification paléoclimatique" et qu'il est nécessaire d'y distinguer les héritages d'une "maladie tropicale", des produits d'une "maladie tempérée" (C. Klein, 1975, p. 436 et 579).

Dans le Pays Nantais, la Surface culminante recoupe des affleurements de natures et de résistances variées, mais la juxtaposition des faciès ne se signale plus dans le paysage, ce qui témoigne de l'ancienneté et de l'agressivité des processus de météorisation (J. Estéoule-Choux, 1966). L'âge pré-pliocène de certaines altérites profondes et prononcées est localement attesté par leur recouvrement par des sables rouges (Plateau Nantais) ; mais des altérites s'observent aussi sur les glacis (§ 2) et le long des versants de vallées (Chap. 8), où elles traduisent l'influence de météorisations post-pliocènes. Il semble donc qu'il existe ici aussi des altérites "composites", ou "hétérochrones", héritées de phases de météorisation successives et finalement associées au façonnement de la Surface culminante.

Les études entreprises sur les argiles des altérations du Massif Armoricaïn ont généralement abouti à mettre en évidence d'importantes teneurs en Kaolinite, minéral significatif d'une formation sous climat chaud et humide en milieu bien drainé (J. Estéoule-Choux, 1961 et 1970) (Y. Tardy, 1969). J. Estéoule-Choux a montré que cette argile est particulièrement typique de l'évolution des altérites paléogènes qui auraient succédé à celles qui furent produites par les climats latéritisants du Crétacé, alors que la Montmorillonite et l'assemblage Illite-Kaolinite sont plutôt caractéristiques du Néogène (1970).

Deux analyses minéralogiques pratiquées à partir d'altérites du Plateau Nantais ont été publiées par J. Estéoule-Choux ; l'une, relative à des argiles prélevées à La Moëre, a révélé la présence de Montmorillonite, minéral caractéristique des milieux mal drainés (1970) ; l'autre, relative à des argiles prélevées à Savenay, a mis en évidence l'assemblage Illite-Kaolinite (1961). Elles indiqueraient dans les deux cas des degrés d'altération faibles, plutôt caractéristiques du Néogène.

Six échantillons ont été analysés en diffractométrie X par L. Barbaroux :

- Sur le Plateau Nantais (Nantes 1-2 NW)
 - CS 3 : altérites de type 4 sur Granites d'Orvault, La Billiais-Deniaud (88 m)
 - CS 4 : altérites de type 4 sur Micaschistes de Mauves, Le Temple (86 m)
 - GV 20: altérites de type 4 sur Granites d'Orvault, Le Bas-Vernay (75 m).
- Sur le Plateau du Cellier (Ancenis 5-6 SE)
 - SR 29: altérites de type 4 sur Gneiss plagioclasiques de la Série de Champtoceaux, le Bois-Macé Nord (69 m)
 - HV 90: altérites de type 5 sur les mêmes gneiss, Le Bois-Macé Sud (78 m)
 - HV 91: altérites de type 5 sur les mêmes gneiss, La Maladrerie (77 m).

Tous ces échantillons ont été prélevés entre 1 m et 1,5 m de profondeur, le long de coupes dépourvues de recouvrements sédimentaires. L'échantillon GV 20 se rapporte à un site proche d'un placage de sables rouges et probablement tardivement

exhumé (Chap. 2, § 211, échantillon GV 19), ce qui lui confère une signification particulière.

La minéralogie des altérites de la Surface culminante se caractérise d'abord par une grande dispersion des valeurs. Le fonds détritique est variable, comme dans les argiles de sables rouges : 23 à 87% dans les poudres, 16 à 60% dans les pâtes. Les Feldspaths sont très inégalement hydrolysés, le rapport F/Q allant de 0,04 à 6 dans les poudres (moyenne 1) et de 0,1 à 0,7 dans les pâtes (moyenne 0,4).

Le taux de kaolinisation est relativement modéré : 23,1% en moyenne dans les poudres, 36,5% en moyenne dans les pâtes. Il est beaucoup plus faible que dans les altérites prélevées sur les glacis (68,6 et 68%) ou sur les versants de vallées (73,5 et 65%). Dans l'échantillon GV 20, il atteint cependant 55% dans les poudres et 85% dans les pâtes, alors qu'il ne dépasse jamais 43 et 57% dans les autres prélèvements. Corrélativement, le Complexe Gonflant est beaucoup mieux représenté que dans les autres types d'altérites : 4 à 40% dans les poudres (moyenne 19,6%), 8 à 60% dans les pâtes (moyenne 29,4%), les taux les plus bas concernant évidemment l'échantillon GV 20. De même, l'Illite occupe une place relativement importante : 18 à 48% dans les poudres (moyenne 26,3%), 7 à 34% dans les pâtes (moyenne 24 %).

Ces résultats mettent en évidence l'importance du Complexe-Gonflant et de l'Illite, qui représentent en pourcentages plus de la moitié des minéraux argileux en moyenne. Ils semblent concorder avec les observations de J. Estéoule-Choux citées ci-dessus. Comparés aux teneurs en minéraux argileux accessoires et intégrés au calcul d'indices appropriés, ils revêtent plusieurs significations structurales, paléogéographiques et paléoclimatiques.

Parmi les minéraux argileux accessoires, la Pyrophyllite n'est notable que dans les prélèvements relatifs à des affleurements granitiques (CS 3 : 35% des minéraux argileux), ou gneissiques (HV 90 : 20%, SR 29 : 86%, pour une moyenne globale de 38% dans les pâtes). L'Attapulgite, rare : 1,3% en moyenne dans les pâtes, paraît corrélative de gisements serpentineux ou amphibolitiques (S. Caillère et S. Hénin, 1963). Il semble d'autre part que les altérites issues des micaschistes soient généralement plus riches en minéraux primaires non altérés (Quartz, Feldspath, Hydrobiotite, Pyrophyllite) que leurs homologues des granites et des gneiss ; ces différences, significatives d'une moindre hydrolyse des substrats micaschisteux, concordent avec les relations, notées sur le terrain, entre l'intensité de l'altération et la lithologie (§ 113) ; elles tiendraient, selon L. Barbaroux, à une moindre granularité des micaschistes, laquelle entraverait la percolation des eaux et par conséquent la progression des fronts d'altération.

En raison de la relative abondance de la Montmorillonite, le Coefficient d'Hydromorphie (CH) est très élevé : 1,52 en moyenne, avec des écarts de 0,04 (GV 20) à 4 (HV 90). Ces valeurs sont très supérieures à celles qui ressortent des autres types d'altérites (0,18 et 0,28 en moyenne pour les altérites des glacis et des versants). Elles prouvent que l'altération du substratum de la surface culminante, tout au moins dans sa phase terminale, s'est principalement réalisée dans un milieu très hydromorphe et donc très proche de celui qu'ont révélé les analyses du paysage actuel (Chap. 1, § 12). L'indice de cristallinité de l'Illite (Na) est plus élevé (5,9 en moyenne) que celui des altérites relatives aux glacis (2,5) ou aux versants (2). Néanmoins, il est inférieur à celui qui se rapporte aux argiles des sables rouges (8) et peut être influencé par des héritages.

Dans une première analyse, la répartition des minéraux cardinaux, l'abondance du Complexe-Gonflant, le Coefficient d'Hydromorphie et, éventuellement, l'indice de cristallinité de l'Illite, rapprochent les altérites de la Surface culminante du Pays Nantais des argiles interprétées comme "néogènes" par J. Estéoule-Choux et des produits rapportés à une "maladie tempérée" par

C. Klein. A l'inverse, un échantillon comme GV 20 (Le Bas Vernay) se rapporterait plutôt à des altérites "paléogènes" et aux effets d'une "maladie tropicale", en raison de ses caractères évolués, de sa kaolinisation poussée et, corrélativement, de son indice d'hydromorphie très faible.

En fait, ces altérites ont des propriétés telles qu'il est toujours difficile d'y discerner les marques d'altérations tronquées, différentielles, incomplètes et, finalement, "polyphasées". Elles sont très hétérogènes, comme viennent de le révéler les analyses de leur composition minéralogique, mais se présentent paradoxalement comme les moins évoluées du Pays Nantais dans leur ensemble. Leur ancienneté est prouvée par la rareté des minéraux primaires hydrolysables dans les poudres (Feldspath, Hydrobiotite), mais leur Coefficient d'Altération est apparemment le plus faible dans les pâtes (3,52 en moyenne, toujours avec des écarts de 0,65 à 12,7) ; ce qui attesterait un large, profond, mais inégal décapage. Selon L. Barbaroux, ces formations correspondraient en grande partie aux racines d'altérites paléoclimatiques, pré-pliocènes, de type tropical, tronquées puis soumises à des météorisations ultérieures.

La composition minéralogique des argiles des sables rouges porte effectivement les marques d'une évolution de cette nature. Paradoxalement aussi, les sables rouges sont à la fois riches en minéraux primaires résistants (Quartz, Micas, Pyrophyllite), en minéraux primaires fragiles (Feldspaths, Hydrobiotite) et en minéraux argileux évolués (Kaolinite, Montmorillonite,...). L'importance des minéraux primaires traduit un remaniement des horizons les plus profonds des altérites pré-pliocènes. Le taux de Kaolinite semble exagéré par les héritages d'une ablation des horizons les plus argilisés de ces dernières ; il est actuellement supérieur (62,6%) à celui des altérites de la Surface culminante (38,5%) en même temps qu'à celui des altérites des nappes caillouteuses post-pliocènes (51%) ; il se rapproche par contre de celui d'altérites de type GV 20, dont les conditions de gisement suggèrent une exhumation tardive et dont les caractères s'apparentent aux reliques d'une altération "paléogène" durablement préservées. La minéralogie argileuse des altérites de la Surface culminante doit être également comparée à celle des altérites d'alvéoles (§ 13).

122/Les caractères morphogéniques d'une "Surface fondamentale"

Les études géomorphologiques relatives au Massif Armoricaïn accordent un rôle fondamental à la Surface post-hercynienne dans l'élaboration du relief ainsi, parfois, qu'à des niveaux d'érosion étagés, généralement considérés comme les témoins d'aplanissements tertiaires et associés à une évolution polycyclique. En Bretagne occidentale et septentrionale, plusieurs niveaux furent ainsi mentionnés entre 380 et 280 m, 260 et 180 m, 120 et 85 m,... (R. Musset, 1928) (F. Dobet, 1939) (A. Guilcher, 1948) (S. Durand, 1960) (B. Hallégouët, 1971). Les altitudes du Pays Nantais écartent toute possibilité de retrouver les homologues de tels aplanissements polycycliques, que J. Bourcart assimilait déjà à des "sortes de pénéplaines subséquentes" à la surface générale formant la Pénéplaine du Massif Armoricaïn (J. Bourcart, 1947).

En expliquant l'origine de "l'usure du relief" à propos des plateaux du Léon, J. Bourcart avait en effet remarqué que les "larges surfaces" résultaient d'une altération très profonde et très poussée, sorte de "corrosion phréatique", qui s'accompagnait de la présence permanente de dépôts meubles et qui provoquait la descente progressive du relief par perte de matériaux et par tassement. Sur les plateaux du Pays Nantais, l'ampleur de l'altération, ainsi que le classement per descensum de ses produits, pourraient rendre compte d'une évolution comparable et témoigner des relations entre l'action puissante de la météorisation et l'élaboration de la Surface culminante.

Les analyses de terrain et de laboratoire permettent en effet de conclure à la succession de trois périodes majeures :

a/Une longue période de météorisation, sans doute elle-même polyphasée, d'âge pré-pliocène, de type "paléogène" et "tropical", provoque une kaolinisation

poussée et un délabrement considérable des horizons superficiels du socle.

b/Un décapage profond, mais inégal, du substratum se produit ou tout au moins s'achève au Pliocène. Il atteint souvent la racine des altérites pré-pliocènes et la roche-mère, comme l'indiquent la sédimentologie et la minéralogie argileuse des sables rouges, lesquels héritent massivement des altérites précitées par une sorte de sédimentation inverse. Il épargne cependant quelques secteurs, probablement scellés et protégés par les placages les plus précoces et les plus durables de sables rouges ; d'où les reliques d'altérites pré-pliocènes à kaolinisation prononcée (du type GV 20). La surface se dégrade par perte progressive de substance. Dans cette hypothèse, le Pliocène marquerait une coupure sédimentaire majeure dans la paléogéographie locale.

c/ Une seconde période de météorisation s'exerce à la suite de la régression fini-pliocène, à partir des altérites tronquées ou exhumées. Elle se distingue principalement par la genèse de Montmorillonite et d'Illite, signe d'une altération plus "tempérée", de type "néogène", ainsi que de conditions de drainage difficiles, qui préfigurent celles imposées par le relief actuel.

D'où la diversité des profils d'altération, caractéristiques de la Surface culminante et la juxtaposition, à l'affleurement, de multiples types d'altérites, dont les uns contiennent jusqu'à 85% de Kaolinite et représentent les exemples les mieux conservés d'altérations "paléogènes", en fait pré-pliocènes (GV 20), et dont les autres contiennent jusqu'à 85% d'Illite, de Montmorillonite et d'Interstratifiés et représentent les exemples les plus accomplis d'altérations de type "néogène", en fait post-pliocènes (HV 91). Les altérites dont viennent d'être cités les exemples les plus contrastés correspondraient alors d'autant plus aux formations spécifiques de la Surface culminante, qu'elles seraient directement associées à son façonnement. Leur caractère composite serait en effet consécutif à une lente dégradation de la surface.

Ces processus s'intègrent de fait à la notion d'aplanissement "acyclique", définie par C. Klein et selon laquelle le façonnement de la Surface post-hercynienne du Massif Armoricaire, précédé d'"ablations synorogéniques et post-orogéniques", résulte d'un "mécanisme de regradation et d'aggradation" puissant, "mis en oeuvre dès le Permo-Trias et poursuivi jusqu'au Crétacé", pour donner finalement place, au Tertiaire, à la "Pénéplaine de l'Ouest de la France" (C. Klein, 1959 a et b, 1970, 1974, 1975).

Les lambeaux de "Surface culminante" auxquels appartiennent les "Hautes Terres" du Pays Nantais doivent se rapporter à cette "surface unique et sans emboîtements", dont le façonnement se serait poursuivi selon C. Klein "jusqu'à la fin du Tertiaire exclue". Ils seraient donc "sans âge", comme l'aplanissement auquel ils se raccordent.

Ils fournissent pourtant un niveau-repère en raison de leurs propriétés morphologiques et morphogéniques. Au plan local, ils constituent donc une "Surface fondamentale" en fonction de laquelle peuvent être désormais définis l'emboîtement, l'encaissement et la dénivellation des autres reliefs. Les conclusions qui se dégagent des précédentes analyses ne concernent cependant qu'un épisode de l'élaboration de cette Surface fondamentale. Le passage qui suit montre qu'elle porte encore les traces de paléoreliefs très anciens. D'autres indiqueront les conditions dans lesquelles s'est poursuivie son évolution au delà du Pliocène.

13/ Les vestiges de paléoreliefs tertiaires : les alvéoles de plateaux

Les caractères du modelé local limitent les moyens de reconstitution des paysages tertiaires, en dehors des bassins sédimentaires périphériques et de la Surface fondamentale elle-même. Ils indiquent cependant que la morphogénèse pléistocène ne s'est pas seulement exercée à partir d'une pénéplaine et qu'elle s'est accessoirement adaptée aux influences de paléoreliefs en creux, sans que celles-ci se soient opposées aux processus de regradation progressive

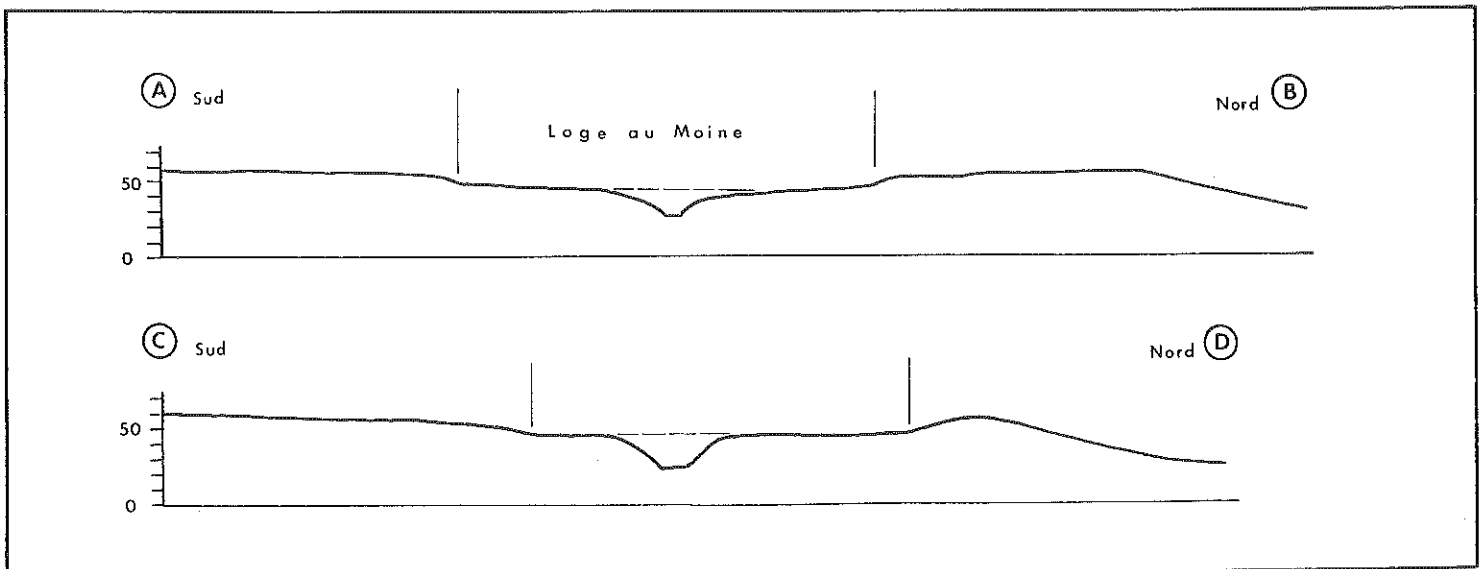
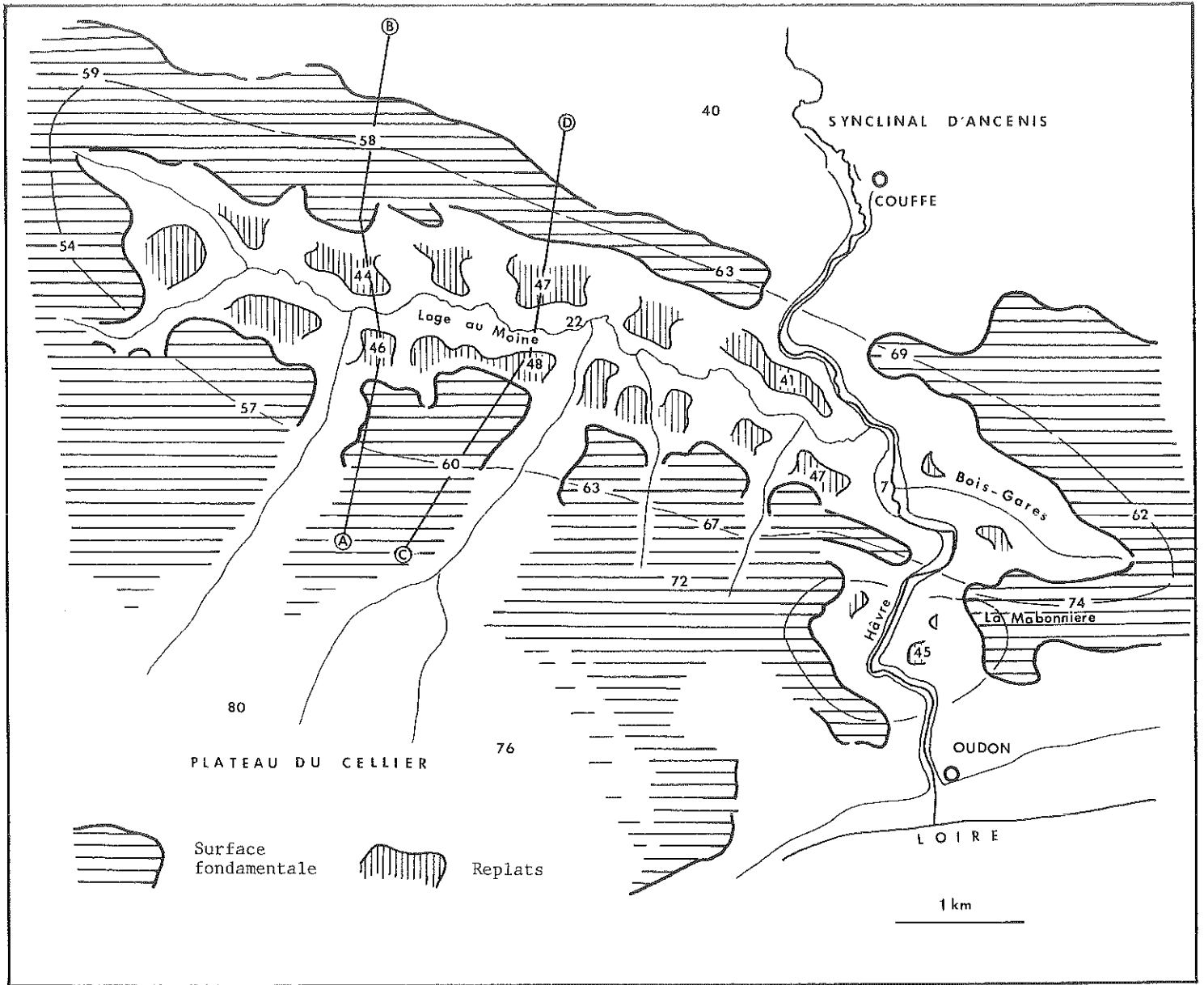


Fig. 34 L'Alvéole de la Loge au Moine (Est du Plateau du Cellier) : Carte et coupes

auxquels était soumis l'ensemble de la région. Ces paléoreliefs, probablement atténués dès l'origine, remontent à un passé pré-pliocène, ainsi que l'indique leur association à des dépôts tertiaires. Les problèmes qu'ils posent sont suffisamment complexes pour qu'il soit nécessaire de les interpréter graduellement, le passage suivant étant réservé à établir leurs liens avec la surface.

131/Morphologie des alvéoles

La Surface fondamentale est accidentée dans le détail par des reliefs alvéolaires aux formes estompées et aux limites rendues incertaines par les agressions des réseaux de 1er et de 2ème ordres. Ces alvéoles sont de dimensions variées, d'ordre hectométrique à plurikilométriques et sont toujours faiblement emboîtés dans la surface des plateaux. Ils appartiennent à plusieurs types par leur morphologie et peuvent comprendre des formes de convergence. Il s'agit de décrire ici les plus vastes à partir des cas les plus caractéristiques.

1311/La Cuvette de la Loge-au-Moine (Plateau du Cellier)

La rivière du Hâvre recoupe le socle métamorphique entre Couffé et Oudon, au sortir de sa traversée du Synclinal d'Ancenis. Elle ne reçoit dans ce secteur, et sur sa rive droite, qu'un seul affluent notable : le ruisseau de la Loge-au-Moine, qui se prolonge sur sa rive gauche par le ruisseau des Bois-Gares. Les deux cours d'eau s'alignent parfaitement sur un axe N 110° de part et d'autre du Hâvre inférieur. Leurs versants comportent des replats qui s'emboîtent d'une quinzaine de mètres dans la surface des plateaux et dont les altitudes varient entre 46-51 m au Sud et 41-47 m au Nord (fig. 34). Le palier topographique réunissant l'ensemble de ces replats, à l'intérieur desquels les ruisseaux s'encaissent à leur tour d'une vingtaine à une trentaine de mètres, constitue le plancher d'une cuvette étroite (1,5 km), allongée (8 km), cernée par les isohypses 75-80 m au Sud et 60-65 m au Nord, dominée de tous côtés par la surface du plateau du Cellier. Les limites des bassins versants de la Loge-au-Moine et du ruisseau des Bois-Gares déterminent ainsi une ellipse que l'actuelle vallée du Hâvre recoupe de part en part au tiers de sa longueur.

Les formes sont parfaitement remarquables dans le paysage, en dépit de leur estompage. Leur emboîtement suffit d'ailleurs à influencer la répartition des paysages agraires, selon des relations analogues à celles qui ont été remarquées autour des vallées du Gesvres ou du Cens : opposition entre les "villages" et les moulins, établis sur les rebords elliptiques de la cuvette, et les fermes isolées, dispersées sur les plateaux encaissants ; opposition, bien qu'atténuée par le remembrement, entre les gageries qui occupent tous les replats, et les pâturages qui dérivent des Landes du plateau ; bref, un terroir clos, distinct à la fois de ceux du Coteau de la Loire et de ceux du bassin d'Ancenis, qui renforce l'individualité et l'isolement de ce modelé (D. Sellier, 1981).

L'orientation de la cuvette est déterminée par les orientations "angevines" de la structure locale (Chap. 5). Sa localisation est conditionnée par les propriétés lithologiques et tectoniques du socle. Sa forme témoigne d'un passé endoréique. Une dépression de même type, mais moins étendue, existe un peu plus au Sud, près de La Mabonnière.

1312/Les alvéoles du Plateau Nantais

Des dépressions comparables se détectent à la surface du Plateau Nantais grâce au tracé des rebords de la Surface fondamentale et à la répartition des replats qui accidentent les versants des vallées de 2ème ordre. La plupart présentent des formes simples, circulaires ou oblongues (Chezine). Certaines témoignent de la coalescence de plusieurs cellules par leurs contours irréguliers (Cens). Leurs dimensions vont de plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres dans leur grand axe (Cens supérieur, Gesvres). Leur encaissement dans la surface des plateaux est d'une dizaine à une vingtaine de mètres ; il est souvent inégal (Vallée du Gesvres à La Ménardais, Nantes 1-2 NE, Vallée de la Rousse-lière au Raffineau, Nantes 5-6 SW). Quelques dépressions forment encore des

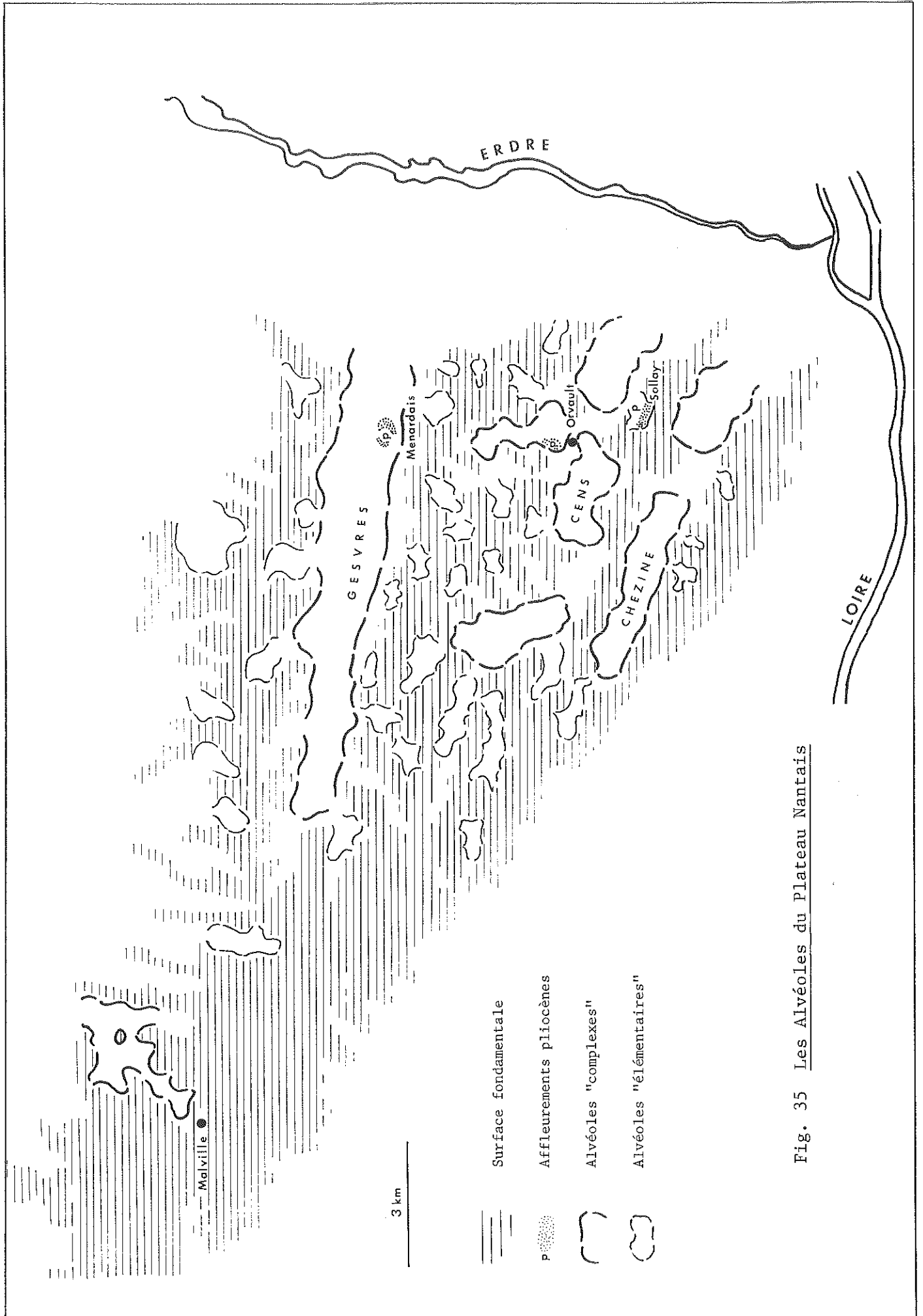


Fig. 35 Les Alvéoles du Plateau Nantais

bassins peu profonds, isolés sur le plateau et raccordés au réseau hydrographique actuel par des goulets resserrés (Cuvette de Malville, Savenay 7-8 SE). D'autres sont incisées par le recul des sources des vallons de 1er ordre ou des vallées de 2ème ordre (Cens supérieur). D'autres enfin ne se manifestent plus que par l'élargissement anormal des rebords de certaines vallées et coïncident généralement avec des noeuds de confluences (Cens inférieur).

Les "alvéoles à replats" signalés le long de la Chezine et du Cens fournissent plusieurs des meilleurs exemples de ce type de modelé (Chap. 1). Quelques dépressions plus réduites les relaient vers l'amont (Le Bois-des-Landes dans le bassin de la Chezine, le Bois-Thoreau et La Faverie-du-Buron dans celui du Cens, Le Loret et La Briancelière dans celui de La Rousselière). Enfin et surtout, l'ensemble du cours supérieur et moyen du Gesvres, depuis Vigneux jusqu'au coude du Saz paraît s'inscrire à l'intérieur d'un long alvéole, ultérieurement découpé en replats et ouvert à l'Est sur la Vallée de l'Erdre, mais parfaitement comparable à celui de la Loge-au-Moine par sa forme, son orientation et ses dimensions (fig. 35).

En dehors de ces "alvéoles complexes", de dimensions kilométriques, des "alvéoles élémentaires", de dimensions pluri-décamétriques ou hectométriques, accidentent encore la surface du Plateau Nantais, surtout sur les rebords du Sillon de Bretagne, de la Vallée du Cens et de la Vallée du Gesvres (Chap. 1, § 2 121). Leur situation, proche des sources, dans des secteurs "sans puissance érosive", montre suffisamment que leur creusement ne résulte pas des seuls agents de l'érosion fluviale (M. Gautier, 1967). Néanmoins leurs dimensions les différencient des exemples précédents et empêchent de tous les associer aux mêmes systèmes morphogéniques (Chap. 8 et 9).

132/Signification paléogéographique des alvéoles

Les "alvéoles de plateaux" du Pays Nantais évoquent des formes relativement communes dans les massifs anciens, tant dans le Limousin, le Morvan, le Forez, par exemple, que dans le Massif Armoricain lui-même (Y. Milon, 1936 b) (J. Bourcart, 1947) (S. Durand, 1960) (J. Estéoule-Choux, 1970) (B. Hallégouët, 1971) (A. Godard, 1972 et 1984).

En Bretagne, l'organisation de ce genre de reliefs en chapelets répond souvent aux sollicitations de la lithologie (faciès plus tendres ou plus sensibles à l'altération), ou de la tectonique (lignes de failles ou encadrements de failles). La plupart des "alvéoles complexes" du Pays Nantais, en particulier ceux du Plateau Nantais, en fait les plus nombreux, s'alignent aussi sur des axes parallèles ou sécants ; certains traduisent à l'évidence des influences lithologiques (Vallée de la Chezine) ; d'autres paraissent exploiter un axe tectonique (alignement N 160° Fay-de-Bretagne - Couëron, par le Cens supérieur).

Les données structurales justifient la localisation des alvéoles mais ne suffisent pas à expliquer leur évidement ; elles sont d'ailleurs les seules à introduire quelque ordonnance parmi ces reliefs, toutes les autres données - dimensions, formes, encaissement - dénotant au contraire une évolution sans liens ni hiérarchie. Ceci conduit à supposer que les alvéoles résultent d'une époque antérieure à la mise en place du réseau hydrographique ou d'un système morpho-climatique marqué par l'inorganisation provisoire de celui-ci. Plusieurs auteurs rapportent de telles dépressions à un cadre morphogénique associé à un drainage defectueux ou à un endoréisme momentané, succédant à une désorganisation de l'écoulement et à une période de puissante altération, elle-même guidée par des axes structuraux vulnérables (Y. Milon, 1936 b) (M. Gautier, 1947). Le Paléogène aurait connu de telles conditions (Y. Milon, 1936 b) (S. Durand, 1960). C. Klein a souligné, à propos de dépressions, plus vastes il est vrai, l'influence d'un "endoréisme mésonummulitique", développé dans une ambiance climatique semi-aride et consécutive à une période éonummulitique chaude "à dominante humide" (1975). Néanmoins, on considère également que le Néogène fut parfois propice à la genèse de cuvettes endoréiques en milieu cristallin (B. Hallégouët, 1971) (A. Godard, 1977).

Dans le Pays Nantais, l'estompagement des alvéoles rend leur datation particulièrement difficile, d'autant plus que leurs fonds coïncident souvent avec des replats-glacis de vallées de 2ème ordre et enregistrent par conséquent les effets de réaménagements morphogéniques ultérieurs. Le fond des alvéoles du Plateau du Cellier ne supporte aucun recouvrement et ne comporte que des altérations minces ou tronquées. Celui des alvéoles du Plateau Nantais présente par contre des formations, les unes sédimentaires, les autres d'altération, utilisables à des fins paléogéographiques.

Des placages de sables rouges subsistent d'abord au fond ou sur les rebords de certains alvéoles. A Sollay par exemple (Nantes 3-4 SW), des sables débordent de la surface du plateau (50 m) et nappent les bordures d'une dépression (43 m), dont la forme ovale et les dimensions (700 m sur 1,5 km) se comparent encore à celles des exemples précédents ; on a vu que par leurs composants, leur granulométrie et leur teneur en grains S.A. et E.L., ces sédiments se rapportent à des sables rouges (Chap. 2, § 231, échantillon CS 1). Au Nord d'Orvault, le vallon du Raffineau semble également situé à l'emplacement d'un alvéole disséqué, en raison de son évasement exceptionnel (1,2 km pour 1 km de développement). Indépendamment des reliques de nappes caillouteuses décrites dans le précédent chapitre (§ 333, échantillon CS 6), il comporte des sables plaqués sur la partie supérieure de son versant Nord Ouest. Ces sédiments se rapportent aussi à des sables rouges par leurs caractères sédimentologiques et en particulier par leur morphoscopie, laquelle comprend respectivement 4 et 11% de N.U., 56 et 51% de S.A., 40 et 38% de E.L., dans les fractions 800-500 et 500-315 μ (échantillon CS 5). Au centre de la vallée du Gesvres enfin, les sables rouges de La Ménardais, dont les caractères sédimentologiques ont été également décrits dans le précédent chapitre (§ 212, échantillons GV 29, GV 30, GV 31), occupent les rebords d'une cuvette encaissée d'une vingtaine de mètres entre les replats-glacis voisins. Cet affleurement fossilise les contours d'une poche surcreusée dans le fond de l'alvéole complexe à l'intérieur duquel s'inscrit la moyenne vallée du Gesvres elle-même. Les conditions de gisement de ces affleurements donneront lieu à des interprétations ultérieures en fonction de celles des replats-glacis (§ 263). Elles témoignent déjà d'un âge pré-pliocène des alvéoles de plateau.

Quelques gisements d'argile, blanche et remarquablement plastique, ont été par ailleurs signalés sous les nappes caillouteuses de la vallée du Gesvres, au Tertre, à Garambeau et à La Barre, près de Treillières (Chap. 2, § 3). Immédiatement superposées à la roche-mère, ces argiles paraissent représenter les derniers témoins des altérations spécifiques des alvéoles de plateau.

L'analyse diffractométrique de ces argiles a été effectuée par L. Barbaroux à partir de l'échantillon GV 1, prélevé à la base de la coupe de La Barre, sous une nappe caillouteuse de 5 à 10 m de profondeur (Chap. 2, § 31, fig. 23). Elle rend compte du type d'altérite le plus évolué du Pays Nantais. Malgré la proximité de la roche-mère, le fonds détritique est relativement faible : 47% dans les poudres, 23% dans les pâtes. L'indice F/Q : 0,04 dans les poudres, 0,02 dans les pâtes, témoigne d'une hydrolyse poussée des Feldspaths. La kaolinisation est très élevée dans les poudres (74% des minéraux argileux) ; elle est presque totale dans les pâtes (95%). Corrélativement le taux d'Illite est faible (7% dans les poudres, 5% dans les pâtes), de même celui de la Montmorillonite (2% dans les poudres, traces dans les pâtes) et par conséquent le Coefficient d'Hydromorphie CH (0,003, contre 1,52 en moyenne pour les altérites de la Surface fondamentale) et le rapport Gibbsite/Kaolinite (0,001 contre 0,4 en moyenne pour les altérites de la Surface fondamentale).

Les altérites d'alvéoles représentent des formations très anciennes en raison de leur épuisement en minéraux primaires hydrolysables (Feldspaths, Hydrobiotite) ; il ne reste en effet que 2% de Feldspaths dans les poudres par rapport à l'ensemble des composants. Elles témoignent d'un degré d'accomplissement particulièrement élevé ; leur Coefficient d'Altération, CA, est de 19 (contre

3,52 en moyenne dans les altérites de la Surface fondamentale). Elles résultent de conditions génétiques significatives de climats chauds ; l'indice de cristallinité de l'illite, Na, est de 4. Elles présentent donc tous les caractères généralement attribués aux altérations "paléogènes" du Massif Armoricain et permettent de rapporter la formation des alvéoles à une époque très reculée du Tertiaire.

La composition minéralogique de ces argiles rappelle par ailleurs celle des altérites significatives de la première "phase" de météorisation de la Surface fondamentale (type GV 20, § 122) ; leur degré d'accomplissement élevé se justifiant partiellement par leurs conditions de gisement (fonds de reliefs en creux) et de conservation (enfouissement). Ces rapprochements s'expliquent logiquement par le passé commun des alvéoles et de la Surface fondamentale. L'atténuation progressive des premiers s'inscrit effectivement dans le processus de regradation-aggradation enregistré par la seconde. La troncature des rebords et des pourtours des alvéoles a accompagné la regradation de la surface. Leur fossilisation, partielle ou temporaire, par les sables rouges, a participé à son aggradation. Dans ce cas, les alvéoles de plateaux auraient épisodiquement fonctionné comme les "pièges à sédiments" signalés en Bretagne par Y. Milon (1936 b, 1937) et par S. Durand (1960).

Les phénomènes d'altération préférentielle, survenus au cours du Tertiaire, dictés par la structure et auto-entretenus, ont certainement exercé un rôle majeur sur la création des alvéoles de plateau, mais l'intervention de processus morphoclimatique éventuellement conditionnés par des phases d'endoréisme, n'exclut pas celle de mouvements tectoniques. Endoréisme ou désorganisation temporaire du drainage ont pu se produire à la suite de réajustements tectoniques déterminant la localisation des alvéoles tout en favorisant leur formation (M. Gautier, 1947) (S. Durand, 1960) ; C. Klein a d'ailleurs mentionné l'existence de mouvements éonummulitiques générateurs de dômes et de cuvettes (1975).

Les alvéoles de plateaux appartiennent certainement aux plus vieilles formes du Pays Nantais. Par leurs empreintes sur le dispositif des replats-glacis et sur l'organisation du réseau hydrographique, ils influencent également les plus récentes.

2/Interprétation des glacis et replats-glacis

21/L'enseignement des paysages et des dépôts

L'analyse des formes et des formations suggère deux explications complémentaires.

211/Des formes dérivées d'une glaciplanation

Considérés isolément, du seul versant méridional, les replats-glacis de la vallée du Gesvres évoquent d'abord des formes d'érosion différentielle, puisqu'ils s'alignent approximativement sur le contact Granite d'Orvault - Micaschistes de Mauves, ou des formes d'origine tectonique, puisque ce contact est tectonisé comme le prouvent les mylonites présentes à la base de la "pente sommitale" (La Bouvardière, La Blénetière) (Chap. 1, § 21). Il est évident que, dans leur ensemble, le tracé et le modelé de la vallée tiennent compte des sollicitations de la structure locale. En fait, dans le détail, une coupe comme celle qui résulte du récent creusement de la déviation de La Paquelais montre que le contact granites-micaschistes remonte parfois très haut à l'emplacement de la "pente sommitale" et que la racine des replats est dans certains secteurs parfaitement indépendante des contacts lithologiques, comme des zones de broyages qui peuvent s'y associer. De plus, les replats-glacis sont également développés sur le versant septentrional de la vallée, où la structure ne présente cette fois aucune discontinuité.

Les formes considérées ne sont par conséquent ni des replats d'érosion

différentielle ni des replats tectoniques. La symétrie de leurs profils et l'équivalence de leurs altitudes démontrent au contraire leur appartenance à un même niveau d'érosion, emboîté dans la Surface fondamentale et défoncé par le réseau du Gesvres. Cette interprétation vaut également pour les replats-glacis des vallées de l'Hocmard, du Cens et de la Chezine. Elle peut être élargie aux glacis d'Héric et de La Chapelle-sur-Erdre ; le contact de ces derniers avec la Surface fondamentale ne doit rien, en effet, à la lithologie, les micaschistes de Mauves débordant largement de part et d'autre ; il ne suit par ailleurs aucune faille clairement reconnaissable.

Tous ces reliefs, corrélables par leurs formes, leurs inclinaisons, leurs altitudes relatives et absolues, procèdent donc d'un même plan d'érosion, qui s'étend en contrebas de la Surface fondamentale et qui, malgré la modération de ces altitudes constitue l'un des traits les plus remarquables du paysage local, tant par les ruptures qu'il introduit dans le modelé, que par les conséquences qu'il entraîne sur les conditions de mise en valeur. La genèse d'un tel ensemble peut se concevoir en fonction d'un système morphogénique où prime l'érosion aréolaire et où l'évolution des versants provient principalement d'un recul progressif par rapport à eux-mêmes. Les termes de "glacis" et de "replats-glacis" utilisés jusqu'ici à son sujet ne recouvraient qu'un sens descriptif. En leur accordant désormais un sens génétique, on cherchera à démontrer que les formes auxquelles ils s'appliquent dérivent effectivement d'une "glaciplanation", exercée à partir des marges septentrionales et orientales du Plateau Nantais.

212/Des formations détritiques d'origine continentale

L'un des points communs aux reliefs précités est de supporter des nappes caillouteuses dont la nature et la répartition peuvent conduire à une interprétation nouvelle de la géomorphologie locale. Ces nappes, épaisses parfois de plusieurs mètres, se sont révélées grossières et hétérométriques, compactes et massives, hétérogènes par la nature et l'épandage de leurs constituants, rubéfiées et altérées après leur épandage. Leur dépôt procède d'un puissant décapage des altérites du substratum et d'un transport bref et court, ainsi qu'en témoignent principalement la minéralogie des argiles, le mélange des quartz et des micaschistes, l'absence générale de tri granulométrique, la prépondérance des éléments anguleux et l'absence de figures de chocs supplémentaires sur les grains de sables hérités (Chap. 2, § 32).

Les processus en cause ne peuvent être de type aquatique : les dépôts ne sont jamais nettement stratifiés et comprennent des blocs qui excèdent largement la compétence des agents d'érosion aquatique, compte tenu des pentes des reliefs concernés. Ils ne sont d'ailleurs pas marins, car les galets, graviers et sables émoussés sont remaniés, ni fluviatiles, car le matériel est trop hétérométrique et comporte une matrice argileuse relativement importante. Ils ne sont pas non plus de type solifluidal, car les classements granulométriques ne sont pas ceux de coulées. Il apparaît donc que la mobilisation, le transport et le dépôt des nappes résultent d'épandages de types "continentaux", particulièrement violents, dont la nature reste à préciser.

22/Les questions posées par les glacis et par les nappes

L'interprétation des glacis et des nappes soulève deux séries de questions interdépendantes.

221/Les questions de chronologie

Les glacis et replats-glacis se différencient de la Surface fondamentale par l'absence d'altérites aussi épaisses et prononcées que sur cette dernière, par l'existence de produits d'altération minces, discontinus et moins accomplis, par l'absence d'affleurements de sables rouges et par la présence des nappes détritiques, dont il n'existe par ailleurs aucun équivalent. En fonction d'arguments morphologiques, ils peuvent être considérés comme

post-pliocènes, puisqu'ils s'emboîtent dans la Surface fondamentale qui se trouve elle-même ponctuellement fossilisée par des sables rouges. Si ces reliefs appartiennent au Quaternaire, ils doivent nécessairement dater du début de cette période, en raison de la faiblesse de leur emboîtement (5 à 20 m, rarement plus de 15 m), mais aussi de la profondeur de leur dissection par les réseaux hydrographiques actuels (20 à 40 m).

Les nappes détritiques se différencient fondamentalement des sables rouges pliocènes par leurs caractères granulométriques et morphoscopiques, comme par leur mode d'épandage. En fonction d'arguments sédimentologiques, elles peuvent être également considérées comme postérieures au façonnement de la Surface fondamentale puisqu'elles procèdent, pour l'essentiel, de la mobilisation d'altérites semblables à celles qui authentifient cette surface. Elles peuvent être également considérées comme post-pliocènes puisqu'elles remanient, pour partie, des matériaux comparables aux sables rouges. Si ces nappes sont quaternaires, leur état de rubéfaction et d'altération montre qu'elles doivent tenir, elles aussi, une place lointaine à l'intérieur de cette période.

Associés dans l'espace, les glacis et les nappes semblent l'être également dans le temps. Leur synchronisme exact reste néanmoins à établir.

222/ Les questions de morphogénèse

Les climats semi-arides, comprenant des successions tranchées de saisons sèches et de saisons humides et entraînant la réduction ou la discontinuité du couvert végétal et pédologique, sont généralement considérés comme propices à l'écoulement diffus et à l'érosion aréolaire générateurs des glacis (J. Dresch, 1957 et 1972) (J. Tricart et A. Cailleux, 1969). La genèse des nappes détritiques signalées à la surface des glacis et replats-glacis exige, quant à elle, la mise en oeuvre de processus morphogéniques violents et l'influence d'un système morphoclimatique de type rhexistasique. Ceux qui se trouvent normalement associés aux climats semi-arides précités répondent à de telles conditions. Les glacis et les nappes pourraient résulter de processus inhérents aux mêmes types de systèmes morphoclimatiques. Les secondes correspondant alors aux dépôts corrélatifs des premiers. Leur association génétique reste également à démontrer.

L'hypothèse d'une glaciplanation impose par ailleurs de rechercher à partir de quels reliefs primitifs, en rapport avec quels niveaux de base, en fonction de quels facteurs structuraux elle s'est exercée. L'examen des recouvrements sédimentaires des bassins et plates-formes périphériques, ainsi que celui des figures d'altération propres aux glacis et replats-glacis, fournissent des éléments de réponses à ces questions.

23/ Les corrélations entre les glacis et les nappes : synchronisme et association génétique

Les glacis s'inclinent vers les bassins et plates-formes situés au Nord et à l'Est du Plateau Nantais. La surface du Glacis d'Héric et des replats-glacis de l'Hocmard se prolonge en direction de celle des bassins de Saffré, de Nort et de Petit-Mars. Les replats-glacis du Gesvres, du Cens et de la Chezine se raccordent au glacis de la Chapelle-sur-Erdre, dont la surface se trouve elle-même en continuité avec celle de la Plate-forme de Carquefou, à l'Est de l'Erdre (Nantes 3-4).

Des dépôts caillouteux surmontent les sables rouges du Bassin de Nort-sur-Erdre (Nort 7-8 NE) ; S. Durand en signale au sommet de la plupart des coupes et sondages sur 1 à 3 m (1960, p. 259). A l'Ouest de l'Hippodrome de Beaumont, les sables rouges de la carrière de Beausoleil sont recouverts par un niveau caillouteux rouge, hétérométrique et hétérogène, mais parfois trié, de 0,5 à 1,20 m d'épaisseur (Chap. 2, § 231) ; le matériel comprend 53% de N.U. et 47% de S.A. parmi les galets, 47% de N.U., 36% de S.A. et 17% de E.L. parmi les graviers (échantillon NT 23) ; les fractions sableuses (800-500 μ et 500-315 μ)

contiennent respectivement 10 et 4% de N.U, 33 et 48% de S.A, 57 et 48% de E.L.; leur enrichissement en éléments émoussés s'explique par un remaniement du sous-bassement sédimentaire pliocène. A l'Ouest des Marais de Blanche-Noë, les sables rouges de la carrière de Landebroc sont recouverts sur environ un mètre par des dépôts comparables, comprenant des éléments quartzeux et micaschisteux, anguleux ou sub-anguleux, d'une longueur supérieure à une douzaine de centimètres pour les plus volumineux. D'autres nappes caillouteuses, généralement minces et discontinues, s'observent au Nord du bassin (entre Le Plessis-Pas-Brunet et l'Hippodrome de Beaumont où elles s'étendent sur 0,50 à 1,50 m d'épaisseur), ainsi qu'à l'Ouest et à l'Est des Marais de Blanche-Noë (autour de Bois-de-Bout, Vive-Eve, Cambe, La Roberdière, La Gâtine). Les plus proches de l'Erdre, souvent moins grossières et localement stratifiées, semblent reprises en nappes alluviales (Port-Mulon, Noë-Guy).

Des dépôts de même faciès surmontent en plusieurs points les sédiments tertiaires du Bassin de Saffré, en particulier à La Guerlais (Nort 3-4 SW) (B. Bousquet, 1983, Carte géologique de Nort-sur-Erdre). D'autres jalonnent les interfluves disséqués de la Plate-Forme de Carquefou, où ils reposent sur le socle altéré autant que sur les sables rouges et comprennent des galets et graviers de quartz anguleux ou émoussés, assortis de sables jaunes ou d'argiles blanches remaniées (Les Enfas, La Galopinnière, Le Clos, Les Monceaux)(Nantes 3-4 NE). Beaucoup de ces derniers affleurements demeurent épars et minces. Certains se différencient mal de simples dépôts de pente. Les plus remarquables se trouvent à proximité du Coteau du Chemin Nantais ; dans la carrière du même nom, la partie supérieure des fronts de taille présente sur un mètre environ, un horizon caillouteux brun-orangé, géliturbé, dont les composants quartzeux et la matrice argilo-sableuse offrent des caractères sédimentologiques comparables à ceux des nappes du Bassin de Nort-sur-Erdre, lesquels seront ultérieurement détaillés en rapport avec l'évolution du coteau (Chap. 5, § 13).

Toutes ces formations caillouteuses se distinguent des sédiments tertiaires sur lesquels elles reposent, ainsi que des différents dépôts quaternaires occasionnés par les mouvements de masse périglaciaires ou par les alluvionnements de l'Erdre et de la Loire. La détermination de quelques-unes d'entre elles demeure incertaine, en raison de leur minceur, de leur dispersion et de leur possible remaniement. Du fait de leur hétérogénéité, de leur granulométrie (hétérométrie et grossièreté du matériel) et de leur morphoscopie (disparité du façonnement des composants), la plupart, cependant, peuvent être interprétées comme les lambeaux résiduels de nappes détritiques analogues à celles du Glacis d'Héric, du Glacis de La Chapelle-sur-Erdre, ou des replats-glacis, avec lesquelles elles se trouvent en continuité topographique.

Les observations précédentes autorisent au moins deux conclusions.

- La superposition des sables rouges et des nappes fournit un nouvel argument, d'ordre stratigraphique cette fois, en faveur de l'âge post-pliocène des secondes.

- Cette superposition directe témoigne surtout du synchronisme de la glaciplanation post-pliocène et de l'épandage également post-pliocène des nappes. Le façonnement des glacis et replats-glacis a intéressé en effet un territoire de plusieurs centaines de kilomètres carrés et a produit, ou contribué à produire, un emboîtement de ces reliefs de 5 à 20 m en contrebas de la Surface fondamentale. Cet épisode morphogénique s'est manifesté par une ablation considérable à l'échelle du Pays Nantais. Or, présentement tout au moins, aucun autre type de dépôt que les nappes caillouteuses ne semble en représenter les formations corrélatives, puisqu'aucun sédiment ne s'intercale entre les sables rouges et les nappes en question.

Dans leur état actuel, ces dernières peuvent paraître étonnamment minces et discontinues, en regard de l'ablation qui les auraient engendrées. Cette disproportion peut tenir à plusieurs causes cumulatives, dont certaines prêteront

à des développements ultérieurs (§ 261). D'abord, la glaciplanation a pu profiter de paléoreliefs préalablement évidés, tels les alvéoles de plateaux, de sorte que le volume initial des nappes fut toujours inférieur à celui qui correspond à l'emboîtement apparent des glacis dans la Surface fondamentale (§ 262). Elle a pu se réaliser aux dépens de matériaux riches en argiles, comme les altérites spécifiques de cette surface, donc propices à une évacuation lointaine par le ruissellement diffus (§ 24). Le dépôt des nappes s'est effectué en période rhexistasique, favorisant encore l'exportation des débris. Les nappes des bassins et des plates-formes situés autour du Plateau Nantais s'étaient enfin dans des zones déprimées, où l'érosion fluviale fut toujours la plus active.

24/ Les corrélations entre les glacis et la Surface fondamentale : altération et regradation

La glaciplanation a exigé des conditions lithologiques propices. Plusieurs séries de données, morphologiques et minéralogiques, montrent qu'elle s'est réalisée, ou au moins amorcée, aux dépens des altérites de la Surface fondamentale et en fonction d'une érosion aréolaire de ses pourtours.

241/ Les données du terrain

La pente qui raccorde la Surface fondamentale aux replats-glacis des vallées de 2ème ordre correspond aux "pentes sommitales" des "versants à replats" ; elle est partout très marquée dans le relief (Chap. 1, § 212). Celle qui raccorde cette même surface au Glacis d'Héric est généralement plus estompée ; elle est cependant très remarquable en de nombreux endroits, par exemple à La Galotière (Nort 7-8 SW), Bel-Air (Nort 5-6 S), La Bossais (Savenay 7-8 E), Beauséjour (Savenay 7-8 N). L'élévation de ces pentes de raccordement reste partout comparable à la profondeur des horizons d'altération, ameublis et vulnérables, de la Surface fondamentale.

Par ailleurs, les altérites qui affleurent sur les glacis et les replats-glacis s'opposent toujours par leur minceur et leur moindre degré d'accomplissement à celles qui se rapportent à la Surface fondamentale. Lorsqu'elles ne disparaissent pas sous des recouvrements (nappes caillouteuses, formations de Notre-Dame-des-Landes, ou limons éoliens), les altérites du Glacis d'Héric se distinguent par des épaisseurs relativement modérées (1 à 4 m au maximum) et des types variés, mais généralement peu prononcés (fig. 36). Il en est de même sur les replats-glacis exempts de nappes caillouteuses. Ainsi ceux de la vallée du Gesvres supportent souvent des altérites de types 2 ou 3 ; ceux de l'Ancien-Moulin, de Garambeau et des Haies présentent des altérites de types 3 à 5, très rubéfiées, mais profondes de 1 à 1,5 m seulement.

Pour ces raisons, les profils d'altération caractéristiques des glacis et replats-glacis pourraient être interprétés comme les témoins d'une puissante ablation des altérites de la Surface fondamentale par l'érosion aréolaire. Les nappes caillouteuses représenteraient évidemment les produits corrélatifs de cette ablation du fait de leur composition, de leur minéralogie argileuse, de leurs caractères granulométriques et morphoscopiques (Chap. 2, § 32). Le manteau d'altérites de la Surface fondamentale se serait ainsi trouvé doublement associé à la genèse des glacis en offrant une lithologie appropriée à la mise en oeuvre des processus d'érosion aréolaire et en fournissant l'essentiel des dépôts corrélatifs de cette dernière.

Il convient de souligner, d'autre part, que les altérites de glacis et de replats-glacis sont certainement les plus composites de la région. Leurs profils recouperaient d'abord tous les produits, déjà polyphasés, des météorisations tertiaires (§ 121 et 223). Ils enregistreraient ensuite les effets plus ou moins altérants des morphogenèses subséquentes et postérieures à l'élaboration des glacis et au dépôt des nappes ; les analyses morphoscopiques, exoscopiques et minéralogiques de ces dernières ont effectivement révélé de tels processus. Ils résulteraient enfin des effets de décapages récents ; ainsi,

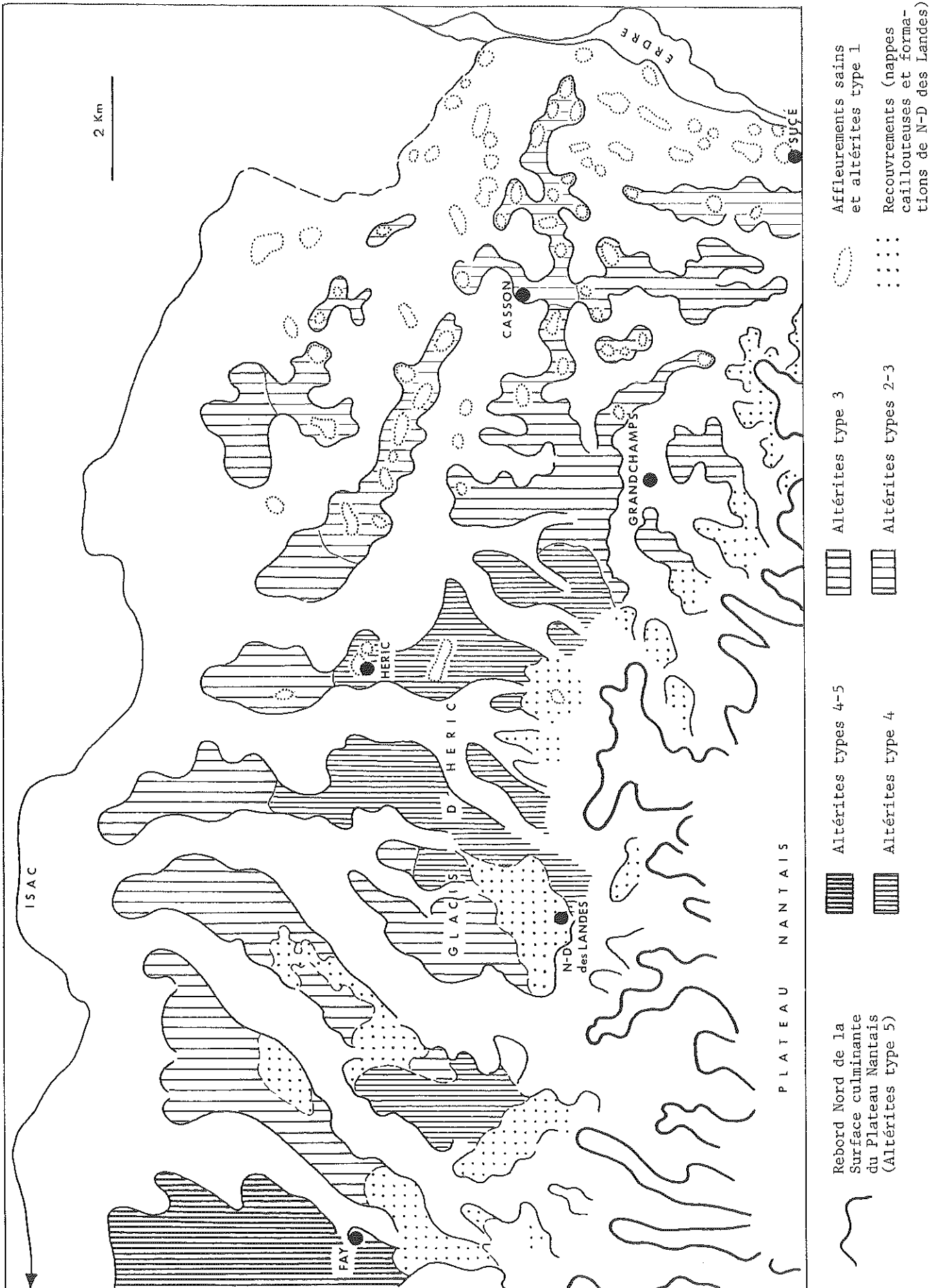


Fig. 36 Répartition des altérites sur le Glacis d'Héric de Fay à Sucé

dans les vallées du Gesvres et de l'Hocmard, les figures d'altération les plus prononcées (type 4 et 5) se trouvent toujours en amont des replats-glacis, à la base des "pentes sommitales", alors que les altérites de type 2 et 3 prédominent en bordure des "pentes basales", ce qui procède probablement d'une érosion progressive des altérites en fonction du ruissellement superficiel. De même, sur le Glacis d'Héric, entre Fay et Sucé, le classement des types d'altérites simule une décroissance des altérations vers le Nord et le Nord Est à partir des bordures de la Surface fondamentale, mais semble au moins autant en rapport avec l'inclinaison continue et la dissection progressive du relief dans ces directions qu'avec une inégale intensité de l'altération initiale du glacis (fig. 36)

24/ Les données minéralogiques

Elles proviennent de l'analyse d'argiles d'échantillons prélevés sur des roches-mères micaschisteuses, dans des altérites de types 3 à 5, entre 0,50 et 1 m de profondeur, la première sur le Glacis d'Héric, à La Primaix près de Notre-Dame-des-Landes (échantillon NT 22), les deux autres sur les replats-glacis du Gesvres à Valais (échantillon GV 42) et à Garambeau (échantillon GV 22).

Les altérites des glacis et replats-glacis sont comparables à celles de la Surface fondamentale par leur degré d'évolution ; leur teneur en détritiques est de 68,3% dans les poudres et de 34% dans les pâtes (contre 65,6 et 34,6%) ; leur Coefficient d'Altération varie de 3,4 à 4,2 (3,9 en moyenne, contre 3,59).

Elles s'en différencient cependant par leurs autres caractères. La kaolinisation est plus poussée (60 à 83% dans les poudres, 62 à 77% dans les pâtes), bien qu'incomplète comme l'indique la présence régulière d'Halloysite. La teneur en Montmorillonite est faible ou nulle (moins de 10% dans les poudres et de 9% dans les pâtes) ; d'où un Coefficient d'Hydromorphie faible (0,18) significatif de conditions de drainage déjà suggérées par les analyses exoscopiques (Chap. 2, § 324). La teneur en Illite est relativement élevée : 17 à 25% dans les poudres (20,3% en moyenne), 18 à 20% dans les pâtes (18,6% en moyenne), mais son indice de cristallinité est bas : 2 à 3 (2,5 en moyenne, contre 5,9 pour les altérites de la Surface fondamentale); comparé aux marques de kaolinisation incomplète, cet indice reporte à des conditions d'altération réalisées en milieu tempéré, donc propres au Quaternaire ancien ou aux interglaciaires quaternaires.

En conclusion, la glaciplanation semble avoir bénéficié des conditions lithologiques offertes par les altérites de la Surface fondamentale. Elle procéderait d'une "regradation" partielle de ces altérites. Elle aurait été suivie d'épisodes paléoclimatiques altérants au cours du Quaternaire.

25/ Les corrélations entre les glacis et les bassins périphériques : niveaux de base et déformations plio-quaternaires

La glaciplanation a nécessité d'autre part l'existence préalable de reliefs différenciés, certains déprimés, aptes à constituer des niveaux de base, d'autres surélevés, susceptibles d'attaque par l'érosion aréolaire. Les bassins de Nort et de Saffré, au Nord du Plateau Nantais, de même que les Marais de Petit-Mars et la Plate-Forme de Carquefou, à l'Est de celui-ci, se présentent comme les niveaux de base et les surfaces de départ des glacis et replats-glacis en raison de leur double continuité, morphologique et sédimentaire, avec ces derniers. Les plans des glacis tendent vers ceux des bassins et plates-formes. Les nappes corrélatives du façonnement des premiers se prolongent par les formations détritiques qui surmontent les seconds.

Pour constituer de tels niveaux de base, les bassins périphériques devaient se présenter dans une situation déprimée par rapport à la surface des plateaux actuels dès la régression fini-pliocène ou dès le début du

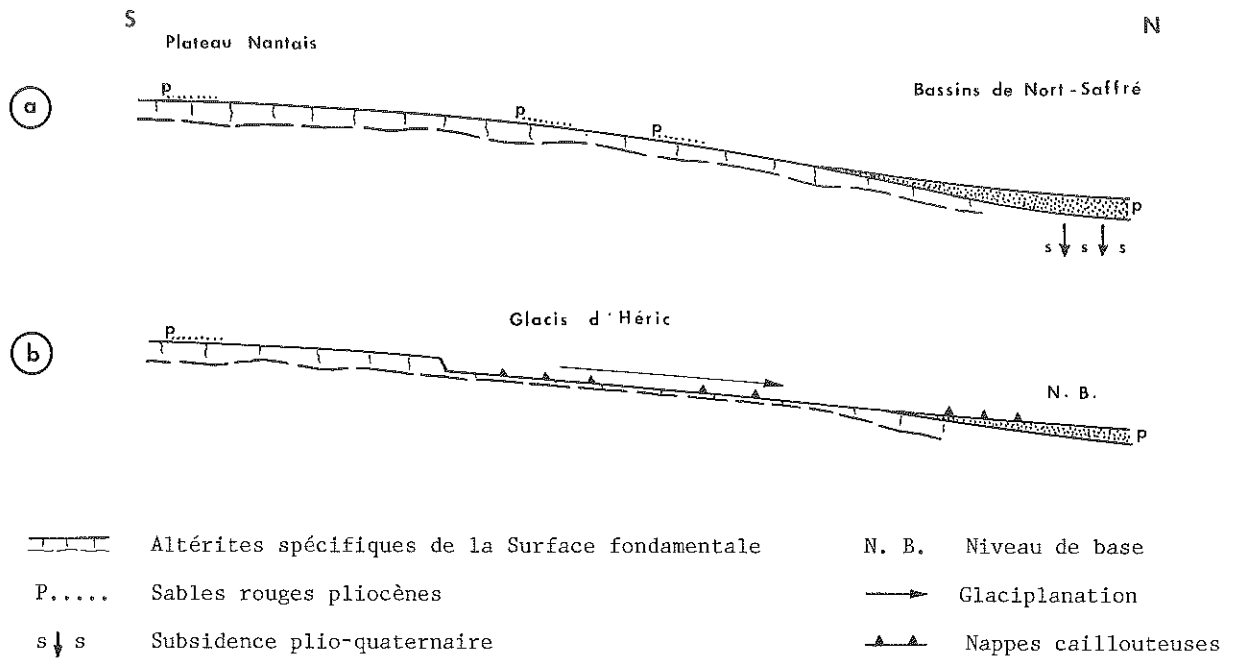


Fig. 37 Le façonnement du Glacis d'Héric et de ses annexes

- a. Gauchissement de la Surface fondamentale, altérée et ponctuée de Sables rouges, par des déformations plio-quaternaires
- b. Glaciplanation des marges de la Surface fondamentale à partir des bassins périphériques et dépôt corrélatif des nappes caillouteuses

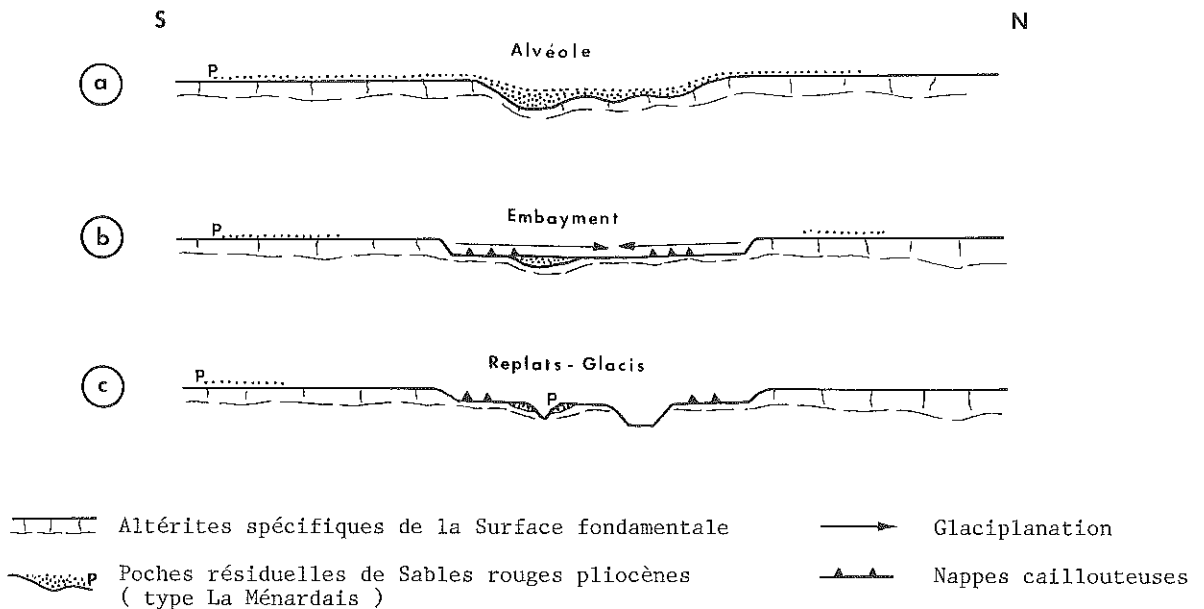


Fig. 38 Le façonnement des replats-glacis

Quaternaire. Cette condition implique des déformations post-pliocènes, compte tenu des caractères principalement littoraux des sables rouges. Des déformations de cette nature sont parfaitement concevables à l'emplacement de secteurs où l'importance des remblaiements sédimentaires témoigne d'une tendance à la subsidence pendant la majeure partie du Tertiaire.

Un relief, même mineur, produit par un soulèvement ou un gauchissement de l'actuelle surface des plateaux, sous l'effet de mouvements compensateurs de l'affaissement des bassins, aurait suffi à la mise en oeuvre de la glaciplanation. L'analyse sédimentologique des nappes caillouteuses a mis en évidence des apports secondaires en mylonites, surtout parmi les fractions sableuses ; la mobilisation d'un matériel de ce type renforce l'hypothèse d'un rejeu tectonique, postérieur à la sédimentation pliocène et immédiatement antérieur à la genèse des glacis, donc plio-quaternaire. La livraison des nappes, qui est d'abord d'origine climatique, fournit des arguments dans le même sens.

26/La genèse des glacis et replats-glacis

261/Le façonnement du Glacis d'Héric et de ses annexes à partir d'une surface d'aplanissement altérée et gauchie

Le façonnement du Glacis d'Héric et de ses prolongements - replats-glacis de l'Hocmard et Glacis de La Chapelle-sur-Erdre - a exploité des conditions structurales favorables. Il a probablement succédé à un rejeu plio-quaternaire, générateur d'un "môle" préfigurant le Plateau Nantais. Il a exploité les horizons superficiels du substratum de la Surface fondamentale, eux-mêmes délabrés et ameublés par altérations. Il se serait donc réalisé à partir d'une surface altérée et gauchie (fig. 37). Ce façonnement se rapporte, en raison des conditions structurales, à celui d'un glacis d'ablation en roches dures, c'est-à-dire d'un pédiment (P. Birot, 1949) (J. Dresch, 1957) (J. Tricart, R. Raynal et J. Besançon, 1972) (B. Bomer, 1975). P. Birot et J. Dresch signalent néanmoins que la genèse des pédiments développés aux dépens d'épaisses formations d'altération, comme il semble que ce soit le cas en Pays Nantais, peut être rapprochée de celle de glacis d'érosion en roches tendres (1966). Les formes en présence sont cependant trop mal venues et trop estompées dans le relief actuel pour justifier une définition au sens génétique rigoureux. On conservera à leur propos le terme général de glacis d'érosion.

Les nappes caillouteuses les plus épaisses se trouvent actuellement près des rebords de la Surface fondamentale, à la racine des glacis et replats-glacis, ce qui concorde mal avec la disposition la plus courante de ce type d'épandage, mais correspond aux secteurs les plus proches des zones de nourrissage des nappes par les altérites de la surface, en même temps qu'aux mieux protégés des agressions ultérieures (§ 23 et 241), et répond également à des conditions lithologiques précises (Chap. 2, § 333). Par ailleurs, la mise en oeuvre des processus de glaciplanation se conçoit difficilement en même temps qu'une sédimentation importante et le dépôt des nappes coïncide probablement avec l'un de ses épisodes les plus tardifs. Le Glacis d'Héric et ses prolongements représenteraient sous cet aspect une "surface de transport" et s'opposeraient ainsi de façon supplémentaire à la "Surface Fondamentale" (E. de Vaumas, 1963) (M. Archambault, 1966) (R. Coque, 1977).

262/Le façonnement des replats-glacis à partir des alvéoles de plateaux

Des paléoreliefs comme les alvéoles de plateaux ont relayé les structures propices à l'élaboration du Glacis d'Héric quant au développement simultané de la glaciplanation vers l'intérieur du Plateau Nantais. Il est vraisemblable que les replats-glacis des vallées du Gesvres, du Cens et de la Chezine résultent de l'approfondissement, de l'aplanissement, de l'élargissement et de la coalescence d'alvéoles par l'érosion latérale, à la suite de leur ouverture sur le glacis de La Chapelle-sur-Erdre (fig. 38).

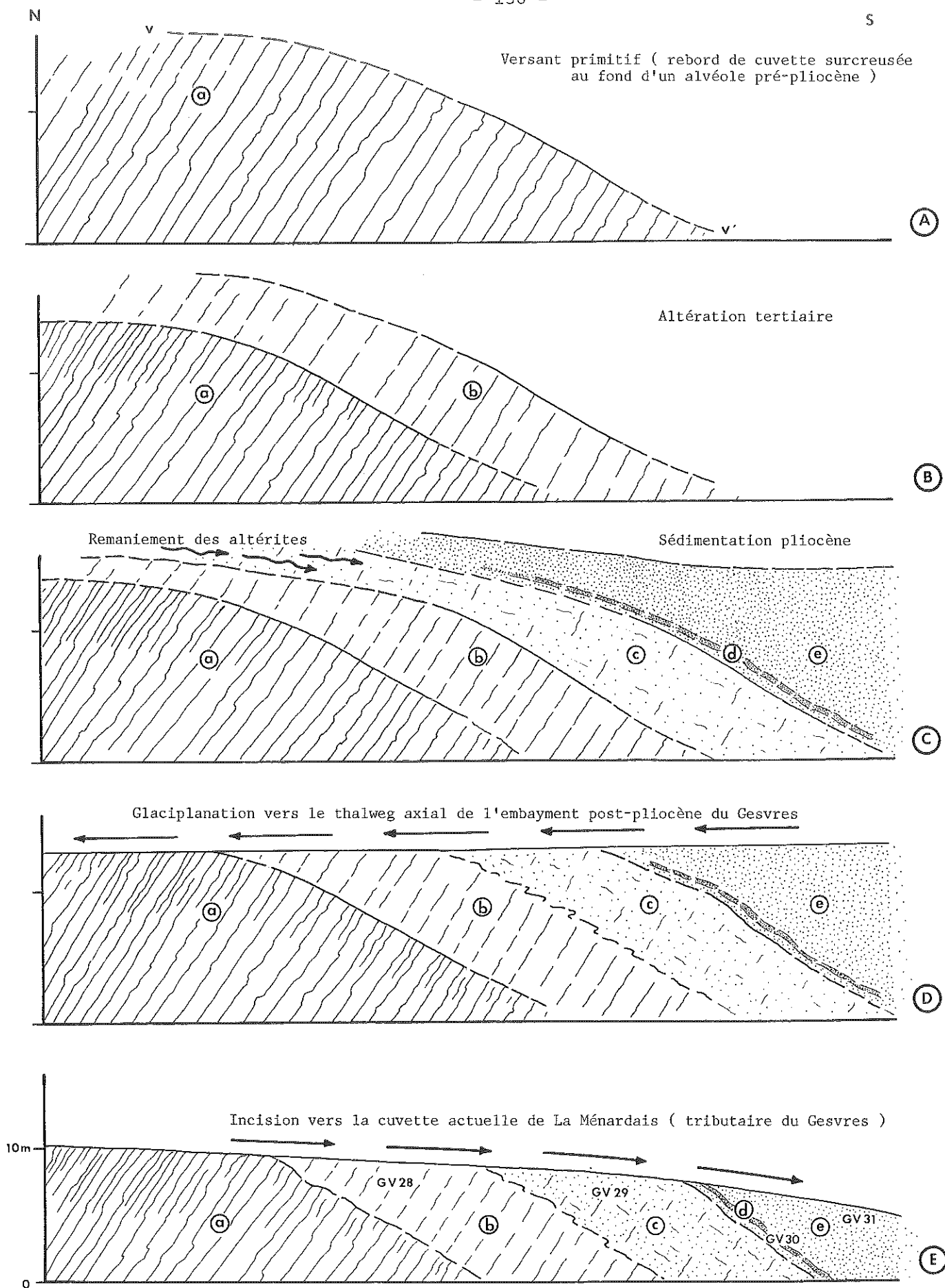


Fig. 39 Interprétation de la Coupe de La Ménardais
(Vallée du Gesvres - Route RN 137)

Les alvéoles de plateaux ont en effet constitué des centres d'altération préférentielle, en même temps que des pièges à altérites, en fixant des produits plus stables et plus abondants que sur les reliefs encaissants. Lors de leur épanouissement et de leur raccordement au glacis de La Chapelle-sur-Erdre, l'action de l'érosion latérale, probablement menée à partir de "thalwegs axiaux", se serait trouvée facilitée par l'épaisseur particulière des horizons d'altérites (M. Archambault, 1966). La glaciplanation, en cours sur le Glacis d'Héric et ses prolongements, se serait ainsi propagée vers l'intérieur du Plateau Nantais, en produisant des sortes d'"embayments", simples (Gesvres), composites (Chezine), ou ramifiés (Cens), à partir des alvéoles pré-pliocènes (R. Coque, 1971). Les nappes caillouteuses du type de la vallée du Gesvres, plus épaisses et plus spatialement concentrées qu'ailleurs, car produites à partir d'un fonds d'altérites plus abondant et plus vulnérable, seraient d'ailleurs significatives de tels processus.

Le dégagement des replats résulte de la dissection des "embayments", lors de l'établissement, ou du rétablissement, d'un réseau hydrographique organisé selon le tracé des vallées de 2ème ordre actuelles (Chap. 7). L'emboîtement des replats, une quinzaine de mètres, indique au passage que l'encaissement initial des alvéoles pré-pliocènes par rapport au niveau de la Surface fondamentale devait être très réduit, et que la glaciplanation n'a apporté en l'occurrence que des retouches au modelé préexistant.

La comparaison des affleurements relatifs aux replats-glacis indique par ailleurs que les fonds d'alvéoles ont opposé un relief primitif irrégulier aux processus d'érosion latérale. Une coupe comme celle de La Ménardais, déjà exploitée à différentes fins, montre en effet que cette dernière s'est propagée en recoupant indistinctement le socle sain (révélé par les profils d'altération tronqués), des poches d'altération différentielle (ponctuées par les affleurements d'argiles blanches) ou des cuvettes surcreusées (signalées par des colmatages de sables rouges). Son interprétation globale peut servir de synthèse aux observations formulées dans le chapitre et les paragraphes précédents.

263/Interprétation synthétique de la Coupe de La Ménardais

Rappelons que la cuvette de La Ménardais s'ouvre sur le versant Sud de la vallée du Gesvres, entre deux replats-glacis recouverts de lambeaux de nappes caillouteuses (43-50 m). Son fond, presque parfaitement circulaire (1 km de diamètre) se trouve à 24 m d'altitude et communique avec la vallée par un goulet particulièrement étroit (fig. 39). Des sables rouges recouvrent ses versants du Nord Ouest au Sud Est, entre les courbes 30 à 40 m. Ceux qui affleurent sur le versant Nord Est s'inclinent par conséquent vers le Sud Ouest ; ils sont recoupés en déblais par la RN 137 Nantes - Rennes et ont déjà fait l'objet d'analyses détaillées en tant qu'échantillons de référence des sédiments pliocènes (Chap. 2, § 212, fig. 17 et § 22, échantillons GV 30 et GV 31).

Rappelons également que du Nord (41 m) au Sud (34 m), cette coupe présente :

- a/des micaschistes sains tronqués par le plan d'un replat-glacis
- b/des micaschistes altérés (GV 28)
- c/des sables argileux rouges (GV 29)
- d/un mince banc de sables grésifiés rouges (GV 30)
- e/des sables rouges épais de plusieurs mètres (GV 31).

Toutes ces formations plongent de 30 à 35° vers le Sud Ouest, alors que le versant qui les recoupe s'incline actuellement d'une dizaine de degrés dans la même direction. Elles peuvent être interprétées finalement comme suit :

1/Un alvéole, vaste et peu profond, comparable à celui de La Loge-au-Moine, existe avant le Pliocène à l'emplacement des sections supérieure et moyenne de la vallée du Gesvres actuelle ; son fond, très inégal, comme cela peut se comprendre dans une dépression au passé endoréique, spécialement soumise au processus de l'érosion chimique, est accidenté dans le détail par des

cuvettes surcreusées ; celle de La Ménardais en constituerait un exemple ; le plan v-v' représente sur la coupe A la pente Nord-Est de cette dernière (fig. 39 A).

2/L'altération pré-pliocène des micaschistes se manifeste sur une épaisseur visible de 5 à 7 m (fig. 39 B) . En dépit de leur couleur jaune ou brune et des traces de schistosité qui s'y maintiennent, ses produits s'apparentent aux argiles blanches de type GV 1 par leur ancienneté et leur degré d'évolution. L'analyse minéralogique des poudres de l'échantillon GV 28 révèle en effet un fonds détritique faible (53%, contre 47% en GV1), un taux de kaolinisation important (59%, contre 74%), un taux d'Illite (10%, contre 7%) et de Montmorillonite (5%, contre 2%) également faibles.

3/La transgression pliocène entraîne le dépôt de sables rouges dans les alvéoles, en particulier dans leurs parties surcreusées. La cuvette de La Ménardais est ainsi colmatée par des formations qui se présentent actuellement sous trois aspects successifs sur la coupe C (fig. 39 C).

— La première (horizon c, échantillon GV 29) est une formation mixte, qui représente un sédiment de base du Pliocène et qui provient d'un remaniement des altérites sous-jacentes et d'un dépôt de sables marins comme l'attestent :

- une forte proportion d'argile (42,4% en GV 29, contre 26,4% en GV 31, dans les sables rouges sus-jacents) et une faible médiane (190 microns).
- une fraction grossière directement produite par les altérites remaniées, riche en débris de micaschiste (53% des éléments des fractions supérieures à 800 μ , contre 13% seulement de ceux des fractions inférieures à 315 μ) et riche en quartz N.U. (70% des grains des fractions supérieures à 800 μ , contre 21% seulement de ceux des fractions inférieures à 315 μ).
- une proportion déjà importante de grains S.A. : 15%, 45%, 40%, 64% et E.L. : 15%, 27%, 56%, 15%, respectivement contenus dans les fractions supérieures à 800 μ , 800-500 μ , 500-315 μ et inférieures à 315 μ .

— La seconde formation (horizon e, échantillon GV 31) est un dépôt littoral, épais de 2 à 3 m, comportant tous les caractères sédimentologiques typiques des sables rouges (médiane : 600 μ , grains S.A. : 56 à 84%, grains E.L. : 16 à 44%) (Chap. 2, § 222 et 223).

— La troisième formation (horizon d, échantillon GV 30) est placée au contact des deux précédentes ; ses constituants offrent des caractères sédimentologiques presque identiques à ceux des sables rouges sus-jacents (médiane : 640 μ , grains N.U. : 0 à 8%, grains S.A. : 56 à 76%; grains E.L. : 16 à 44% (Chap. 2, § 222 et 223) ; son faciès grésifié s'explique par une cimentation basale des sables rouges, postérieure à la régression fini-pliocène et par une perturbation des conditions de circulation des eaux, elle-même provoquée par la juxtaposition des sédiments de base pliocènes, peu perméables car très argileux (horizon c) et des véritables sables rouges, plus perméables car peu argileux (horizon e).

4/A la suite du Pliocène, la formation d'un "embayment" à l'emplacement de l'actuelle vallée du Gesvres moyen et supérieur recoupe, selon un même plan d'érosion dirigé vers un "thalweg axial" placé plus au Nord, la cuvette de La Ménardais, son colmatage sableux et ses bordures micaschisteuses altérées (fig. 39 D) ; des nappes caillouteuses s'étalent à l'emplacement des actuels replats 43 m à l'Est, 50 m au Sud, 49 m à l'Ouest (La Ménardais - Garambeau).

5/Au cours du Quaternaire, l'incision de l'embayment du Gesvres provoque sa dissection en multiples replats ; le fond de la cuvette de La Ménardais, dorénavant relié au reste de la vallée par un goulet de raccordement, enregistre les différentes phases de l'encaissement du réseau ; son surcreusement provoque l'évacuation de son colmatage sableux, à l'exception de quelques placages résiduels, situés sur les sections sommitales les moins ravinées de ses versants (fig. 39 E).

Cette coupe apporte une preuve supplémentaire de la postériorité des replats-glacis par rapport au Pliocène, puisque leur plan recoupe le sommet du

remplissage sédimentaire de la cuvette de La Ménardais. Elle explique aussi l'enrichissement particulier de certaines nappes caillouteuses en sables et graviers émoussés (La Paquelais, GV 12, "Gesvres", GV 33) par la reprise des matériaux de remplissage de telles cuvettes.

Conclusions

Les interprétations proposées à partir du niveau d'érosion observé en contrebas de la surface des plateaux du Pays Nantais s'inspirent exclusivement des faits, c'est-à-dire de l'analyse des formes et de leurs recouvrements. Les notions qu'elles impliquent ne sont cependant pas neuves. De nombreuses études furent consacrées dans le Massif Armoricaïn à l'analyse de plates-formes et de replats tour à tour considérés comme des formes cycliques ou comme les produits d'une "pédimentation". Les récents travaux concernant les bordures du Massif Armoricaïn ou du Massif Central (A. Winckell, 1971) (C. Klein, 1975) (J.C. Flageollet, 1977), ainsi que les analyses critiques qui les concernent (A. Guilcher, 1974) (J. Gras, 1977) (C. Klein, 1978), ont remis à jour la notion de pédiment et d'influence sub-aride dans l'élaboration des reliefs de la France de l'Ouest, en exprimant de nouvelles conceptions sur des formes précédemment comprises comme cycliques, ainsi que sur les rôles respectifs de l'érosion différentielle et de la tectonique dans la morphogenèse des massifs considérés.

En 1936, Y. Milon signale des "replats d'érosion" de quelques centaines de mètres de largeur dans plusieurs régions bretonnes (Forêt de Paimpont, Monts-d'Arrée, Montagne-Noire) et les interprète comme périglaciaires en raison de leur recouvrement partiel par du "head" (Y. Milon, 1936 b). A la suite de la thèse d'A. Guilcher (1948), qui reconnaît l'influence d'un climat sub-désertique dans le modelé du Massif Armoricaïn méridional, plusieurs descriptions concernant de longs replats ou des formes d'emboîtement donnent lieu à des interprétations relatives à des pédiments ; les principales sont celles de H. Mury, à propos des "Confins du Bas-Maine et du Bocage Normand" (Bassin de la Haute-Séluue) et de A. Moign, à propos des Monts-d'Arrée (H. Mury, 1950) (A. Moign, 1954). De même, dans la région nantaise, Wang Naï Liang interprète certains des niveaux caillouteux du Bassin de Nort-sur-Erdre, en particulier ceux de la carrière du Château d'eau, comme corrélatifs d'une "sorte de pédimentation", rapportée au Pliocène, et A. Cailleux considère le façonnement de certains des cailloux de la carrière du Chemin Nantais comme les marques possibles d'un "climat chaud, peut-être sub-aride" (Wang Naï Liang, 1951) (A. Cailleux, 1951).

Ces descriptions concernent des phénomènes de formes et de dimensions variées qui ont donné lieu à des datations différentes (éocènes, pliocènes, quaternaires) et qui ont été diversement commentées en leur temps (A. Meynier, 1952, a, b et c). C. Klein les a analysées, se déclare persuadé de la présence de pédiments en Armorique, mais situe la phase de "pédimentation principale" au Mésonummulitique et n'admet pour la suite que l'existence de formes héritées ou de "glacis de substitution" (C. Klein, 1975, p. 725, et 1978).

Par ailleurs, de nombreux épandages de matériaux caillouteux associant des éléments anguleux, hétérométriques ou grossiers, produits par le remaniement d'altérites locales, et des éléments émoussés, sableux ou graveleux, d'origines marines, ont été décrits à travers le Massif Armoricaïn, dans les Côtes-du-Nord (Y. Milon, 1935), le Morbihan (A. Guilcher, M. Ters et J.Y. Bonnet, 1962), le Bassin de Rennes (L. Berthois, 1946), la Bretagne centrale (M. Gautier, 1947), la Bretagne occidentale (S. Durand, 1960), le Léon (B. Hallégouët, 1971). C. Klein en a dressé un inventaire, accompagné de descriptions de sédiments analogues, affleurant à l'Est du massif (Pays de Redon, Bassin de Langon), ou de ses marges (Basse Normandie, Bassins de la Sarthe et de la Mayenne) (C. Klein, 1975, p. 656, 668, 728). La liste de tels gisements s'allongerait probablement après révision de certains dépôts cartographiés comme pliocènes. J.C. Flageollet,

enfin, en a signalé en Vendée et en Limousin, en les mettant également en rapport avec des glacis (1977, p. 379).

Ces matériaux sont rapportés à des périodes variées : à l'Eocène, au Pliocène, au Quaternaire, le plus souvent cependant au "Plio-Quaternaire" ou au "Villafranchien", en raison de leur superposition locale à des sables rouges. De même, leurs interprétations diffèrent : "head", formations fluviatiles, terrasses, formations deltaïques, résidus de "nappes de piémont", "faciès de régression du Pliocène" (G. Denizot, 1924-26) (Y. Milon, 1935) (S. Durand, 1960). C. Klein considère la plus grande partie d'entre eux comme "des formations d'épandage d'âge Villafranchien".

Les dépôts précités ont probablement des origines différentes. Certains se composent de matériaux hétérogènes qu'on a seulement voulu distinguer des faciès habituels des sédiments tertiaires et plus particulièrement pliocènes. D'autres semblent s'apparenter, par leurs caractères granulométriques et morphoscopiques aux nappes du Pays Nantais : "Pliocène de Laniscat", "Piqueraie" de la région de Bayeux, par exemple (Y. Milon, 1935) (A. Bigot, 1935) (L. Dangeard, 1955) (C. Klein, 1975, p. 655).

L'intérêt particulier des nappes caillouteuses du Pays Nantais réside dans leur association à des formes : elles représentent les dépôts corrélatifs d'un niveau d'érosion emboîté dans la surface des plateaux imputable à des processus de glaciplanation. Il reste cependant à préciser l'âge exact des unes et des autres, ainsi que la nature du système morphoclimatique qui a présidé à leur genèse, sachant que :

- La glaciplanation a exigé une période de mise en oeuvre relativement longue et tectoniquement stable, outre un climat propice, de type probablement semi-aride.
- Les pentes des glacis et replats-glacis sont très faibles, tout au moins dans leur état actuel (0,2 à 1%).
- Les nappes témoignent de la mobilisation d'un matériel détritique considérable et d'une crise rhexistasique peut-être encore plus importante que celle qui a accompagné le dépôt des sables rouges pliocènes.
- L'hétérométrie du matériel considéré, associant cailloux et sables dans une matrice argileuse relativement peu abondante (en général 10 à 12%), est incompatible avec la seule action d'une érosion pelliculaire.
- La grossièreté de certains des éléments transportés (plus de 20 cm de longueur pour plus de 3 kg en poids) excède évidemment la compétence des eaux courantes dans le cadre d'un écoulement liquide en nappe sur de telles pentes.

La formation des glacis et nappes caillouteuses se rapporte à un âge post-pliocène pour les raisons morphologiques, stratigraphiques et sédimentologiques qui ont été exposées antérieurement. Elle remonte à une date très ancienne à l'intérieur du Quaternaire, pour des raisons de même ordre. Elle s'inscrit à l'intérieur d'une phase rhexistasique qui a succédé à une longue période marquée par un bilan altération - ablation favorable à la première (Tertiaire). Elle fait suite à une phase de réactivation tectonique responsable d'une différenciation du relief favorable à une reprise d'érosion (Plio-Quaternaire). Elle peut être placée à l'intérieur du "Pléistocène ancien", terme qui désigne habituellement l'ensemble des temps compris entre l'aube du Quaternaire et le Cromérien (Günz-Mindel) et qui reste préférable pour l'instant à celui de "Villafranchien", du fait des acceptions différentes qui sont données à ce dernier et des inconnues qui demeurent à propos des limites entre le Pliocène et le Quaternaire dans le Massif Armoricaïn (H. de Lumley, 1976, p. 11-13) (M.T. Morzadec-Kerfourn, 1972 et 1977) (C. Klein, 1975, p. 729) (R. Lhénaïff, 1983).

Dans le cadre de la Vendée littorale, M. Ters a envisagé l'existence d'un "désert froid" au "Quaternaire ancien", notion reprise par B. Hallégouët au sujet du Léon (M. Ters, 1954 et 1961) (B. Hallégouët, 1971). C. Klein évoque par ailleurs les "manifestations précoces d'un régime aride froid" à propos de la "composante climatique villafranchienne" dans le France de l'Ouest (C. Klein, 1975).

Les phénomènes de glaciplanation analysés dans le Pays Nantais pourraient correspondre à l'une des premières manifestations du refroidissement caractérisant le début du Quaternaire, ou encore aux marques d'une phase cataglaciale ou anaglaciale relative à l'une des crises froides du Pléistocène inférieur. Ils pourraient se rapporter à un système morpho-climatique semi-aride frais ou froid de "type continental", éventuellement marqué par l'alternance de saisons froides et sèches et de saisons fraîches et plus humides, propices au dégel des sols. L'hétérométrie et l'hétérogénéité du matériel des nappes, son emballage dans une matrice argilo-sableuse, ses marques de transport court, sont en effet autant de caractères évocateurs d'un épandage brusque et puissant de type "mud-flow", propre à des nappes à la fois caillouteuses et boueuses, susceptibles selon J. Dresch du "transport en massé" de débris d'un "calibre" qui dépasse la compétence des eaux (J. Dresch, 1957).

Force est d'en rester présentement au stade d'hypothèses. Les analyses minéralogiques d'argiles fournissent des arguments utiles pour différencier les formes ou les dépôts, mais leur signification paléoclimatique demeure limitée du fait des difficultés qui demeurent pour faire la part des héritages et des néoformations. Des analyses palynologiques, pratiquées par L. Visset sur plusieurs échantillons de nappes caillouteuses de la vallée du Gesvres (Le Moulin-de-Rohanne, La Fronnière, La Barre), n'ont pas permis de déterminer de pollens significatifs. Il est vrai que ces types de dépôts appartiennent à ceux où règnent les pires conditions de conservation des pollens et il semble que la palynologie ne puisse fournir d'indications chronologiques à leur sujet.

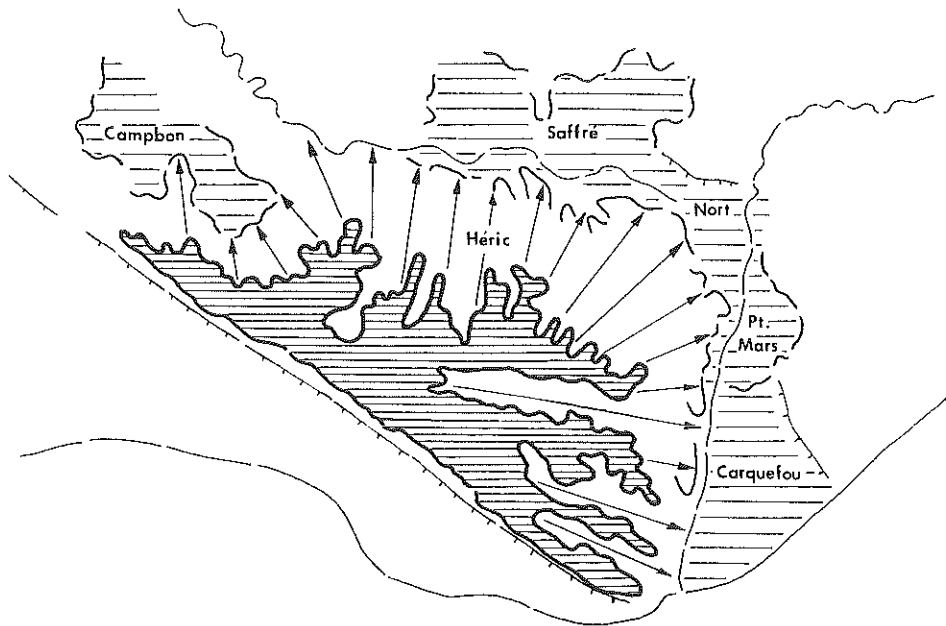
Les analyses topographiques, sédimentologiques et paléogéographiques menées dans les chapitres précédents aboutissent donc à distinguer trois surfaces :


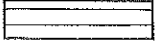
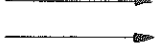
- une "Surface culminante" qui domine l'ensemble des paysages par ses altitudes, qui se caractérise par des manteaux d'altérites particulièrement épais, comme par des placages de sables rouges pliocènes, et qui peut être considérée, dans le cadre du Pays Nantais, comme une "Surface fondamentale".
- un niveau d'aplanissement périphérique, prolongé le long des vallées par des replats, emboîté dans la Surface culminante, exempt d'altérites profondes, comme de sables rouges pliocènes, mais recouvert de nappes caillouteuses spécifiques et vraisemblablement produit par des processus d'érosion de type aréolaire,
- un ensemble de plates-formes et de bassins (Carquefou, Petit-Mars, Nort, mais aussi Saffré et Camphon), formant un anneau de "basses terres", recouverts, ou colmatés, par des sédiments déposés entre l'Eocène et le Quaternaire ancien inclus.

Les évolutions de ces trois surfaces résultent de processus interdépendants.

- La Surface fondamentale témoigne d'une regradation tertiaire. La perte de substance provoquée par décapage progressif des horizons d'altération est traduite par la minéralogie des argiles. Les sables rouges encore présents sur les plateaux ou dans les bassins périphériques représentent pour partie les dépôts corrélatifs de cette regradation.
- Les glacis et replats-glacis résultent d'une regradation de la Surface fondamentale à partir de sa périphérie, aux dépens de ses horizons d'altération, au Pléistocène ancien. Les nappes caillouteuses déposées sur ce niveau d'aplanissement, comme en surface des plates-formes et bassins adjacents, sont les produits corrélatifs de cette nouvelle perte de substance de la Surface fondamentale et de ce nouvel épisode de regradation.
- Les basses terres témoignent des aggradations successives enregistrées au cours du Tertiaire et du Quaternaire ancien.

Les interprétations qui précèdent signifieraient que les processus de "regradation - aggradation" se sont poursuivis au-delà de la transgression pliocène, au moins jusqu'au Pléistocène ancien. Principalement fondées sur l'analyse



-  Surface fondamentale du Plateau Nantais
-  Niveaux de base (surface de départ de la glacioplanation)
-  Niveau de glacis et replats-glacis (embayments)

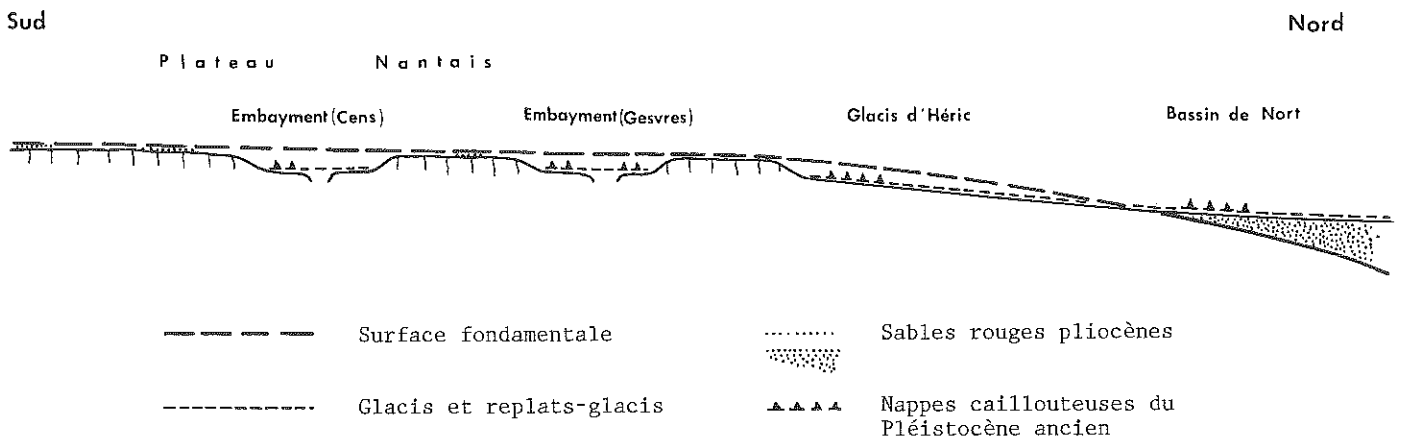


Fig. 40 Surface fondamentale, glacis et niveaux de base :
Schéma et coupe synthétiques

du revers nord-oriental du Plateau Nantais, elles restent à élargir à l'ensemble du Pays Nantais. A cette échelle, l'extension des surfaces qui viennent d'être définies : "Surface fondamentale", "glacis", plans des plates-formes et bassins "périphériques", se trouve rapidement bornée par de grands talus singuliers qui les interrompent (Sillon de Bretagne, Coteaux de Mauves et de Couffé), ou qui les dominant (Coteaux du Chemin Nantais et de Languin). L'étude de ces derniers conduit à s'interroger sur le rôle de la tectonique dans l'élaboration du relief local.

DEUXIEME PARTIE

LES TALUS SINGULIERS

Chapitre 4

Le Sillon de Bretagne et l'organisation morphotectonique du Plateau Nantais

Introduction

Le Sillon de Bretagne est l'un des principaux reliefs du Massif Armoricaïn. Il s'allonge sur plus de 45 km selon une direction "armoricaïne" N 125° depuis la Colline Sainte-Anne, où il domine le port de Nantes, jusqu'à la coupure de Pontchâteau, où il s'interrompt devant le Brivet (Nantes 7-8 W) (Savenay 5-6 NW). Dans un paysage qui manque par ailleurs de lignes maîtresses, il représente l'élément topographique majeur du Pays Nantais. Dans le sens longitudinal, sa rectitude et sa régularité d'altitude sont particulièrement remarquables depuis la route Nantes - Savenay, dite "route du Milieu" et tracée parallèlement à sa base. Dans le sens transversal, sa continuité fait obstacle aux relations entre l'Estuaire et le Plateau Nantais, ce dont rendent compte la répartition des bourgs et l'organisation des voies de communications à ses abords. De hauteur modérée, même pour le Massif Armoricaïn (70 à 80 m), ce coteau se présente en premier lieu comme une cloison entre deux milieux opposés : basses terres partiellement marécageuses d'une part, hautes terres généralement embocagées de l'autre. En fait, l'agriculture a progressivement tiré parti des propriétés de trois domaines juxtaposés : Estuaire, coteau, plateau, en utilisant à l'intérieur des mêmes finages, des terroirs apparemment complémentaires.

Le Sillon de Bretagne est le seul relief du Pays Nantais auquel s'applique un nom spécifique et reconnu, ce qui assure encore de la place qu'il occupe dans la géographie locale. Vers 1850, G. Touchard-Lafosse puis Ogée parlent encore à son endroit des "hauteurs de Savenay" ou du "Coteau de Saint-Etienne-de-Montluc" (G. Touchard-Lafosse, 1851) (Ogée, 1853). Vers 1870, le nom de Sillon de Bretagne commence à être utilisé (A. Jouanne, 1874). Vers 1900, il est définitivement adopté dans les publications scientifiques, sans que sa consécration par les manuels de Géographie qui se répandent à l'époque atténue pour autant son ambiguïté (Ch. Barrois, 1897, b) (L. et E. Bureau, 1900) (H. Quilgars, 1906) (E. Jourdy, 1909). Le Sillon de Bretagne est également le seul relief local auquel se rapporte une bibliographie notable. Sa structure concerne des références qui procèdent généralement des premières descriptions pétrographiques et tectoniques régionales (Ch. Barrois, 1895, 1897 a et b, 1921) (L. et E. Bureau, 1900) (A. Jourdy, 1909 et 1929). Sa paléogéographie fait l'objet de plusieurs publications, parmi lesquelles l'oeuvre de Ch. Barrois occupe une place fondamentale (1930 et 1931). Sa morphologie, par contre, n'a suscité aucune analyse détaillée, bien que sa continuité et sa rectitude aient été



Fig. 41 Les Paysages du Sillon de Bretagne

notoirement soulignées à plusieurs reprises : "Ce qui donne à ce relief son caractère essentiel, c'est la forme remarquable de son tracé" (Ch. Barrois, 1931), "Il est possible de suivre à travers tout le Sud Est du Massif Armoricain un accident rectiligne allongé sur environ 300 km" (A. Guilcher, 1943).

A l'intérieur du Pays Nantais, le Sillon de Bretagne se classe parmi les "talus singuliers", définis comme des formes simples, sans symétriques, rompant les surfaces. Son origine tectonique ne laisse aucun doute en raison de son étroite association à la Zone Broyée Sud-Armoricaine. Son rejeu post-orogénique est admis depuis longtemps. Dès 1931 et après avoir constaté que le coteau avait fonctionné comme une "falaise" au Crétacé, Ch. Barrois a en effet montré comment les failles situées à l'emplacement de la Z.B.S.A. avaient dû rejouer à une époque beaucoup plus récente que celle des dépôts cénomaniens (1921 et 1931). En se fondant sur le relief relativement vigoureux du coteau et sur la présence de "faluns redoniens" effondrés le long de ses prolongements méridionaux (Bouguenais, Saint-Aignan), il conclut que le modelé du Sillon de Bretagne "est relativement récent, ne remonte pas plus loin que le Miocène et peut même lui être postérieur" (1931). Comme le Redonien était daté du Miocène à l'époque des observations de Ch. Barrois, alors qu'il est actuellement placé à la base du Pliocène de façon presque unanime, l'âge du dernier rejeu du Sillon de Bretagne pourrait être très récent, pliocène ou même quaternaire.

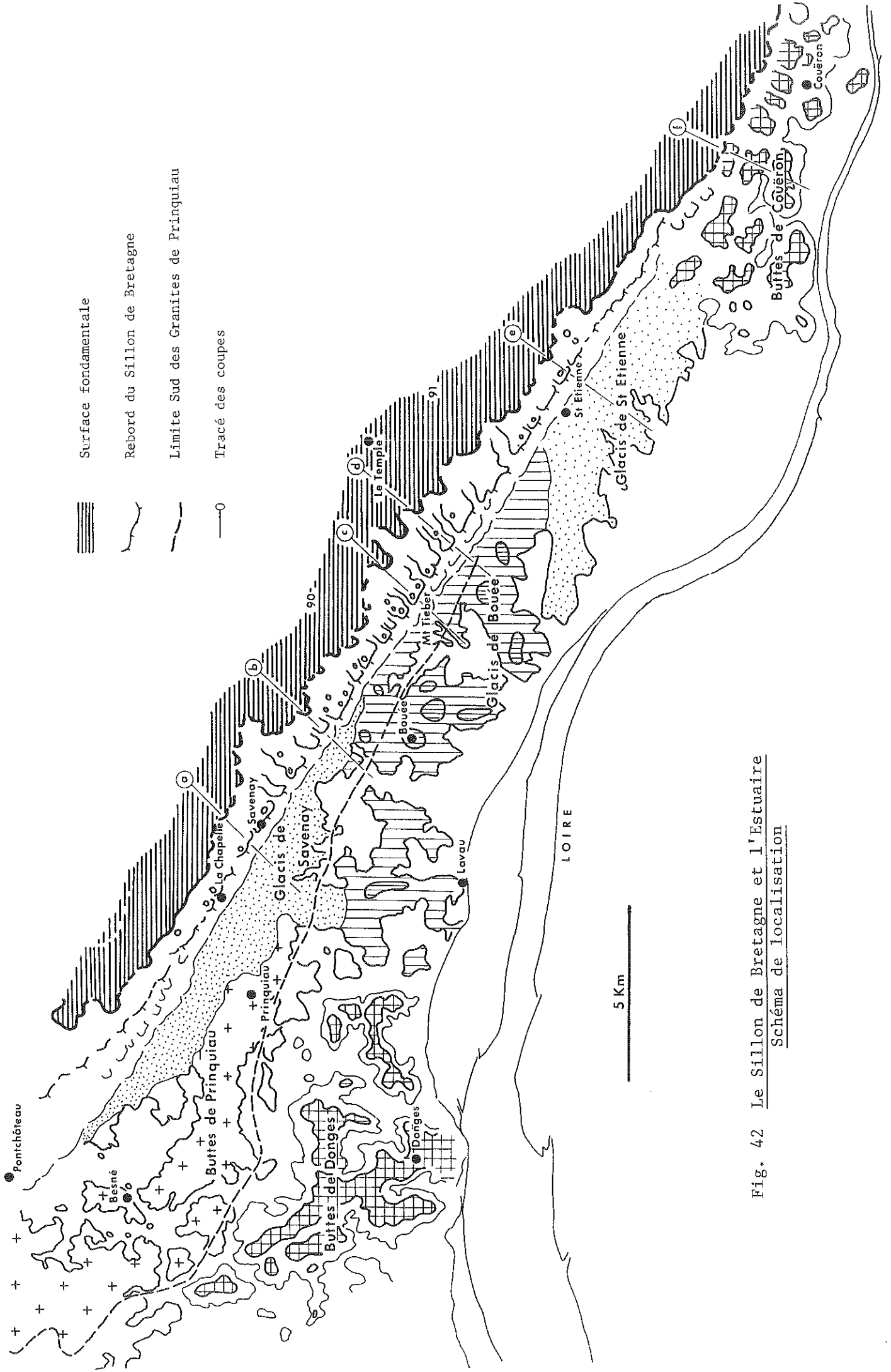
Ces déductions sont restées à la base des observations ultérieures (J. Cogné, 1960) (S. Durand, 1960) (M. Ters, 1967) (J. Estéoule-Choux, 1970). Faute d'arguments tectoniques suffisants pour préciser l'âge des mouvements générateurs du relief actuel, les recherches se sont par ailleurs orientées vers les sédiments déposés le long de l'Estuaire. Ces sédiments s'étendent dans deux secteurs principaux. Ceux qui affleurent autour de Saint-Etienne-de-Montluc sont généralement considérés comme des formations quaternaires, en partie alluviales, surmontant ponctuellement du Pliocène, dont du Redonien (Ch. Barrois, 1897 b) (G. Ferronnière, 1913) (G. Denizot, 1935) (M. Ters, 1969, Notice, Carte géologique de Nantes, 1/50 000). Ceux qui s'étendent autour de Savenay ont peu d'équivalents en Loire-Atlantique, et ont suscité des interprétations variées, tant à propos de l'âge de leurs constituants que de leurs remaniements successifs (Crétacé, Eocène, Pliocène, Quaternaire) (Ch. Barrois, 1921, 1930 et 1931) (S. Durand, 1958 et 1960) (M. Ters, 1967). L'existence de "sables rouges" pliocènes, ou de sables réputés tels parmi ces sédiments (Le Mortier à Saint-Etienne-de-Montluc, La Montagne-Verte à Savenay), ainsi que sur le plateau (Le Bas-Vernay près de Vigneux), fournit des présomptions en faveur d'un rejeu tardif du Sillon de Bretagne, à condition que les sables en question soient effectivement de la même époque et se rapportent à des conditions de dépôts identiques.

En dehors des questions structurales, dont les approches figurent en Introduction, il s'agit présentement de s'attacher à la définition et à la datation du coteau actuel, d'établir ses rapports avec la tectonique, d'analyser en fait les relations entre son modelé et les déformations les plus tardives du socle.

1/ Les paysages du Sillon de Bretagne

11/ Les paysages du plateau

Si on les borne au Nord à la ligne de partage des eaux de l'Erdre, de la Vilaine et de la Loire, les plateaux situés au sommet du Sillon de Bretagne se réduisent à une frange de deux à cinq kilomètres de largeur où se juxtaposent trois milieux différents.



- Surface fondamentale
- Rebord du Sillon de Bretagne
- Limite Sud des Granites de Prinquiau
- Tracé des coupes

Fig. 42 Le Sillon de Bretagne et l'Estuaire
Schéma de localisation

111/Les marges de la Surface fondamentale du Plateau Nantais

L'espace le plus septentrional et le plus élevé appartient à la Surface fondamentale du Plateau Nantais par son relief, ses sols et son occupation agraire. Le relief forme un plan régulier qui dépasse 90 m d'altitude à proximité du Temple-de-Bretagne et se limite par ailleurs à 75 - 80 m. Les sols, argileux et humides, surmontent les altérites spécifiques de ce milieu, lesquelles masquent le substratum micaschisteux ou granitique sur de grandes épaisseurs ; d'où les mares hivernales, les "noues" ponctuées de joncs, qui, dans les secteurs les mieux drainés, laissent place aux têtes de vallons orientés vers l'Estuaire. Les paysages agraires font partie de ceux qui ont été décrits antérieurement à propos des "Hautes Terres" : mêmes parcelles emboagées à dominante herbagère rassemblées en quartiers géométriques et alignées sur les réseaux routiers, même rareté de l'habitat caractérisé par des exploitations isolées au terme d'impasses, mêmes toponymes révélateurs de défrichements tardifs : Les Brosses, Le Brossais, Les Landes, d'une part, Le Clos, Le Plessis, Les Prés, d'autre part. Ce premier type de paysage s'étend, comme on le sait, sur toute la Surface fondamentale en direction du Nord Est. Il s'interrompt vers le Nord Ouest devant le bocage du Bassin de Campbon, caractérisé par un habitat dense et un parcellaire fin, laniéré, coupé de gagneries (Savenay 7-8 NW). Dans ce dernier secteur, existe d'ailleurs une coïncidence remarquable entre les contacts de la Surface et du Bassin, du bocage géométrique de l'une et du bocage laniéré de l'autre, du territoire communal de Savenay et de celui de Campbon, l'ensemble étant encore souligné par le tracé des voies anciennes Nantes - Vannes et Savenay - Blain.

112/Les replats bordiers à gagneries du Sillon de Bretagne

La Surface fondamentale est généralement cernée par l'isohypse 70 m. Elle s'interrompt au Sud Ouest sur une ligne de replats qui entame le sommet du coteau du Sillon de Bretagne, culmine vers 60 m d'altitude, s'élargit au centre, près du Mont-Tiéber (2 km), pour se rétrécir à la fois vers Nantes et vers Pontchâteau (0,5 à 1 km). Ce palier topographique représente un élément principal du modelé du coteau. Il se développe principalement aux dépens des granites orientés et mylonitisés de la Zone Broyée Sud-Armoricaine. Au Nord Est, il se raccorde à la Surface fondamentale par une pente modérée, jalonnée par une vingtaine de "villages", tels La Gouairie, La Mainguais, L'Orme, Le Bois-Tuaud, par un liseré bocager discontinu à mailles fines et désordonnées, à jardins et vergers, et par une première série de moulins, dont subsiste une dizaine d'exemplaires plus ou moins délabrés. A l'inverse de la Surface fondamentale, les replats se distinguent par l'absence d'altérites épaisses, par des sols plus légers, plus minces et plus secs. Ils coïncident exactement avec une série de gagneries, terroirs de champs ouverts, étroits et allongés, essentiellement consacrés aux cultures, parfois ponctués d'enclaves boisées. Ces gagneries représentent, avec les villages qui les dominent ou qui les bordent, les formes de mise en valeur agricole les plus précoces de la région (Gagneries de Boghan, de La Bosse de L'Herviais, de L'Angellerais) (Savenay 7-8 SW). Elles sont encadrées par les bordures boisées du coteau et des vallons tributaires de l'Estuaire. Elles s'étendent localement en direction de la base du Sillon, le long de ses sections les moins redressées (Savenay).

113/Les buttes sommitales du Sillon de Bretagne

Immédiatement en retrait du rebord du coteau, les replats sont dominés de quelques mètres par un chapelet de buttes arrondies et rocheuses, dont les altitudes avoisinent généralement celles des limites de la Surface fondamentale les plus proches, dont les pentes supportent des landes ou broussailles et dont les sommets comportent un nouvel alignement d'une vingtaine de moulins.

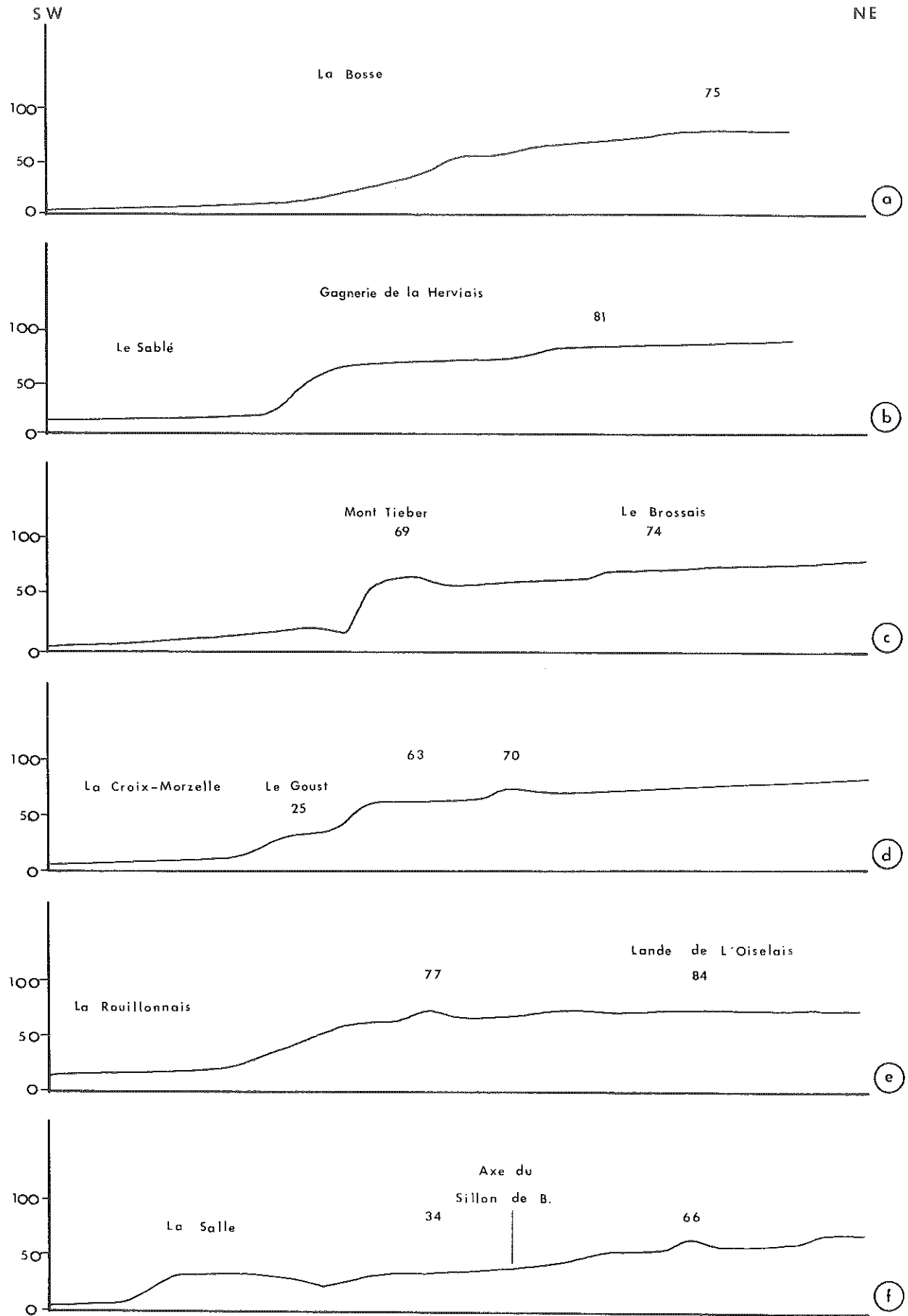


Fig. 43 Profils topographiques du Sillon de Bretagne de La Chapelle-Launay(a) à Couëron(f)
L : 1/25 000 H : 1/5 000

12/ Les paysages du coteau

121/ Le coteau du Sillon de Bretagne domine l'Estuaire d'une soixantaine de mètres suivant la direction armoricaine, caractéristique des structures hercyniennes, et correspond sur le terrain aux granites orientés, laminés et mylonitiques de la Zone Broyée Sud-Armoricaine. Sa pente, irrégulière, demeure généralement faible : 6 à 10° le plus souvent. Modérée à l'Ouest de Savenay, elle se redresse au centre, s'accidente ensuite en replats avant de se perdre à partir de Couëron à l'intérieur d'un ensemble de blocs géométriques. Selon les endroits, le coteau se découpe en facettes trapézoïdales, en gradins ou en interfluves émoussés (La Bosse, Le Tertre, ...)

Son profil, varié dans le détail, demeure caractéristique des domaines cristallins. Il comporte toujours une convexité sommitale, plus ou moins accentuée, soulignée par une zone boisée actuellement discontinue et une concavité basale, plus ou moins allongée, suivie par les principales voies de communications de l'Estuaire ("route du Milieu", voie ferrée).

Dans ses grandes lignes, la morphologie du Sillon de Bretagne se réduit à six secteurs (fig. 42).

Le secteur de Saint-Roch - La Chapelle-Launay - Savenay, au Nord Ouest (Savenay 5-6 E) (Savenay 7-8 SW) comporte les pentes les plus modérées : 3 à 4° ; ce qui explique le développement du site de Savenay, à même le coteau, et le passage de l'axe routier Nantes - Saint-Nazaire. Son profil général, d'allure convexo-concave, est brisé à l'Ouest par une ligne de replats qui explique l'avancée des gageries jusqu'à la base du coteau (Saint-Roch) (fig. 43 a).

Le secteur de Savenay - L'Angellerais (Savenay 7-8 SW) (Paimboeuf 3-4 N) présente des profils plus redressés et plus convexes (3 à 10°). Il est haché par des vallons plus rapprochés qu'ailleurs (fig. 43 b).

Le secteur du Mont-Tiéber, au centre (Paimboeuf (3-4 NE)), est le seul à mériter l'appellation d'escarpement du fait de la rectitude et de la raideur exceptionnelles de sa pente : 12 à 20° (fig. 43 c). Il borde la région du Temple-de-Bretagne, laquelle présente à l'échelle de l'ensemble du Plateau Nantais les caractères d'un véritable "voussoir", associé à une série de phénomènes structuraux et morphologiques remarquables. Ce "voussoir du Temple" coïncide en effet avec l'enracinement du Batholite d'Orvault le long de la Zone Broyée Sud-Armoricaine, avec le centre de convergence des principales failles de directions "angevines" (N 100-110°) et "armoricaines" (N 120-130°), donc avec un des principaux points de recoupement des structures précambriennes et hercyniennes. Il concentre actuellement les points culminants du Pays Nantais et occupe le centre de dispersion des eaux de la Loire, de l'Erdre et de la Vilaine.

Le secteur de La Croix-Morzelle (Paimboeuf 3-4 E) est compliqué par une nouvelle ligne de replats qui s'élèvent vers le Sud Est, rompent les pentes, atténuent les profils et fixent plusieurs groupes de fermes et "villages" (La Renaulais, La Colle, La Poirie, ...) (fig. 43 d).

Le secteur de Saint-Etienne-de-Montluc (Nantes 1-2 SW) reproduit celui qui se situe entre Savenay et le Mont-Tiéber par son tronçonnement, ses pentes redressées et ses profils convexes (fig. 43 e).

Le secteur de Couëron - Nantes, au Sud-Est, (Nantes 5-6 N) (Nantes 7-8 W), est le plus complexe. A partir de L'Etang-Bernard, le coteau disparaît en effet dans un ensemble de blocs étagés, quadrillés par des vallons et dépressions. Ce secteur, initialement embocagé, progressivement gagné par l'urbanisation, comprend un niveau topographique surélevé, situé dans le prolongement du Sillon (60-70 m), ainsi qu'une dizaine de compartiments quadrangulaires, dont les altitudes s'échelonnent entre 40 et 25 m et dont le dispositif traduit des influences structurales (fig. 43 f).

A l'exception de ce dernier secteur, les pentes sont recouvertes de

taillis où prédominent les chênes, les châtaigniers et les noisetiers (Bois de la Coudre). Ces bois constituent un écran presque ininterrompu entre les terroirs des plateaux et ceux de l'Estuaire, de Pontchâteau à Couëron. Leur extension est proportionnelle à l'inclinaison du coteau. La concavité basale se distingue dès son amorce par d'étroites gagnes dont les toponymes et le parcellaire, orienté dans le sens de la pente, révèlent d'anciens vignobles ; des rangs de vignes, exposés au Sud Ouest, se maintiennent d'ailleurs en nombre sur les dépôts argilo-caillouteux de la base du coteau jusqu'à Savenay. En contrebas de ces terroirs et au contact des milieux estuariens, en même temps qu'au débouché des "coulées", réapparaissent des "nouses", enclaves bocagères et zones de sources, terres inondables et "bouillons".

122/ Les coulées du Sillon de Bretagne

Le coteau est interrompu par des "coulées" : vallons courts, étroits et encaissés, dont les versants, convexes ou rectilignes, sont généralement boisés et dont les fonds sont laissés en herbages et cloisonnés par des haies vives. Ces coulées, épanouies à l'amont, franchissent le coteau par des resserrments assortis d'un approfondissement des thalwegs et souvent situés au droit des buttes sommitales. Elles présentent des tracés rectilignes, grossièrement perpendiculaires au Sillon de Bretagne, parfois coudés. Leur étroitesse, leur encaissement, leurs profils longitudinaux, redressés ou convexes, traduisent une incision vigoureuse. Un barrage, construit sur un resserrement, dominé par des buttes sommitales, et une retenue, établie le long d'une section perchée et élargie de la Vallée Mabilles, rendent compte des propriétés de ces types de relief (Savenay 7-8 SW). Une cinquantaine de coulées se succèdent ainsi de Nantes à Pontchâteau ; les mieux développées occupent le secteur central (Paimboeuf 3-4 NW) ; beaucoup dissèquent les marges de la Surface fondamentale et défoncent les replats bordiers, avant de fragmenter le coteau et de gagner l'Estuaire.

13/ Les paysages de l'Estuaire

Les reliefs situés entre le Sillon de Bretagne et la Loire, s'avèrent d'abord insignifiants et demeurent généralement compris entre 2 et 16 m. La végétation et les paysages agraires, conditionnés par la lithologie, mais aussi par la proximité du fleuve et par ses fluctuations, témoignent en fait d'une grande variété morphologique, en révélant des nuances topographiques d'ordre métrique.

D'une manière très générale, deux territoires inégaux s'opposent de part et d'autre de Cordemais. A l'Est, celui de Saint-Etienne-de-Montluc annonce les paysages du Sud de la Loire, avec des cultures sur terres sablonneuses et un habitat traditionnel, où dominant encore les couvertures à tuiles canal. A l'Ouest, celui de Bouée est ponctué de larges affleurements de socle ; le bocage et les prairies l'emportent ; les toits d'ardoises percés de lucarnes à croupes dénotent les influences armoricaines ; mais l'ancienneté de l'habitat et l'abondance des ruines témoignent de l'abandon ou du regroupement de nombreuses exploitations.

Les milieux estuariens comprennent des marais, qui poussent des golfes jusqu'au coteau, des glacis insubmersibles, découpés et digités, qui s'enracinent à sa base, cloisonnent les marais et s'allongent jusqu'au fleuve, des buttes aplaties, qui surmontent les glacis de quelques mètres.

131/ Les marais estuariens occupent des espaces inférieurs à 3 m d'altitude absolue, périodiquement soumis aux inondations et exclusivement livrés aux herbages ou aux roselières. Les ruines qui surmontent encore quelques "îles" attestent une exploitation ancienne très ponctuelle (Rohars, Le Fresnier) (Paimboeuf 3-4 W). Mais la mise en valeur des marais par des prairies reste l'une des plus tardives de la région avec celle des landes des plateaux. Leur parcellisation et leur cloisonnement, par des réseaux de levées, ainsi que leur



a Le Mont-Tieber (N de Cordemais)



b La Jannais (N de Bouée)



c La Hervilais (E de Savenay)



d La Coulée du Bois-Bernier (NE de Bouée)

Planche IV Les paysages du Sillon de Bretagne :
 Surface fondamentale (**S**), Replats-sommitaux (**R**), Couléés (**C**) et Glacis (**G**).

drainage par des systèmes de douves et d'étiérs, ne se développèrent qu'au XVIIIème siècle, pour être poursuivis par les Syndicats des Eaux fondés au XIXème siècle (J. Gras, 1984). Les marais constituent un milieu intermédiaire entre les berges de la Loire, touchées par les marées, et les glacis insubmersibles, situés à l'écart.

Une frange de marais roseliers, entrecoupés de vasières, borde le fleuve sur 0,5 à 1 km de largeur et prolonge les paysages briérons. Elle tend actuellement à reculer devant les remblaiements artificiels et le développement des zones industrielles et portuaires (Marais de Saint-Etienne, Lavau, Donges, Montoir, Ile-Chevalier), mais gagne vers les espaces situés plus au Nord, dès que ceux-ci cessent d'être entretenus.

Les Marais externes, ou "Prés de Loire", succèdent aux roselières vers le Nord sur des largeurs de 0,5 à 2,5 km. Ils sont entrecoupés par les terminaisons les plus avancées des glacis. Leur surélévation par rapport aux autres types de marais (3 à 4 m) et leur sous-sol sableux ou sablo-argileux en font les homologues des bourrelets de rives du Val de Loire. Ils forment un paysage sans enclos et sans réseau de communication, seulement divisé par quelques étiérs. Ils sont principalement réservés aux prairies de fauche et toujours désignés par des toponymes en "Prés", "Prée", ou "Prairie" (Prés-couronnés, Prée de Mareil, Grande-Prairie de Rohars). Les îles les plus proches de la Loire sont également exploitées en "prés de Loire" (Ile de Lavau, Ile de Pierre-Rouge, ...).

Les Marais internes, ou "Pré-Marais", sont les plus éloignés de la Loire. Ils couvrent des territoires isolés entre les marais externes, les glacis et la base du Sillon, qu'ils atteignent en plusieurs points (Marais de La Roche à Cordemais, Marais Fresnier près de Savenay, Marais de l'Urin près de Pont-Château). Ils sont inondables de l'automne à la fin du printemps, en raison de leur moindre altitude, toujours égale ou inférieure à 2 m, et sont utilisés comme prairies d'élevage en été, grâce à un ensemble d'étiérs denses et géométriques, barrés d'écluses. A l'inverse des précédents, ils sont exclusivement désignés par des toponymes en "Marais" (Marais de Blanche-Couronne, Marais de Sem, ...). Ramifiés et enserrés par les glacis, ils communiquent au Sud avec les marais externes par des goulets qui suivent des alignements lithologiques ou tectoniques. Les marais internes surmontent des tourbes et des dépôts argilo-sableux qui résultent de la transgression flandrienne dans l'estuaire de la Loire et qui remblaient des paléoreliefs dont les sondages révèlent la profonde irrégularité (§ 4231).

Les marais et les glacis s'interpénètrent. Leurs contacts s'accompagnent de lisières bocagères étroites et discontinues qui appartiennent à deux types : les "lisières fermées", composées d'une ou deux rangées de prairies entièrement entourées de haies vives (Glacis de La Peille) (Paimboeuf 3-4 SE) et les "lisières ouvertes", saisonnièrement inondées, disposées en épis à l'entour des glacis ; ces dernières ne comprennent que des haies ponctuées de frênes et de saules, qui s'effilochent en direction des marais. Au pied du coteau, les marais internes s'estompent devant les noues bocagères observées au débouché des coulées. Vers le Nord Ouest, entre le Sillon, les Marais de l'Urin et les affleurements granitiques de Prinquiau - Besné, les "Prises de Prinquiau" remplacent les marais internes et forment un bocage à mailles larges et régulières, qui rappelle les terroirs récemment défrichés de la surface des plateaux. Ces prises coïncident avec une surélévation d'altitude (3-4 m au Nord Ouest, 10-11 m au Sud Est), qui s'explique elle-même par un épaississement des colmatages sableux (Savenay 5-6 E) ; elles forment un paysage intermédiaire entre celui des marais et celui des glacis.

132/Les glacis insubmersibles s'étendent de Saint-Etienne-de-Montluc à Besné et forment de basses plates-formes prenant naissance à la base du coteau (5 à 25 m). Ils se prolongent régulièrement vers la Loire et se raccordent à un même plan topographique faiblement incliné ; leurs limites, très festonnées, sont celles des terres insubmersibles de l'Estuaire. Ils supportent des paysages qui

comptent parmi les plus variés de la région. Le fait tient à la diversité des matériaux qu'ils recourent ou qui les composent, donc à la diversité de leurs types morphogéniques. Il tient aussi à l'ancienneté d'une occupation qui remonte au Néolithique (D. Sellier, 1977). Les glacis se subdivisent en quatre ensembles qui se succèdent d'Est en Ouest selon un dispositif oblique (N 110°) par rapport au Sillon de Bretagne (N 125°)

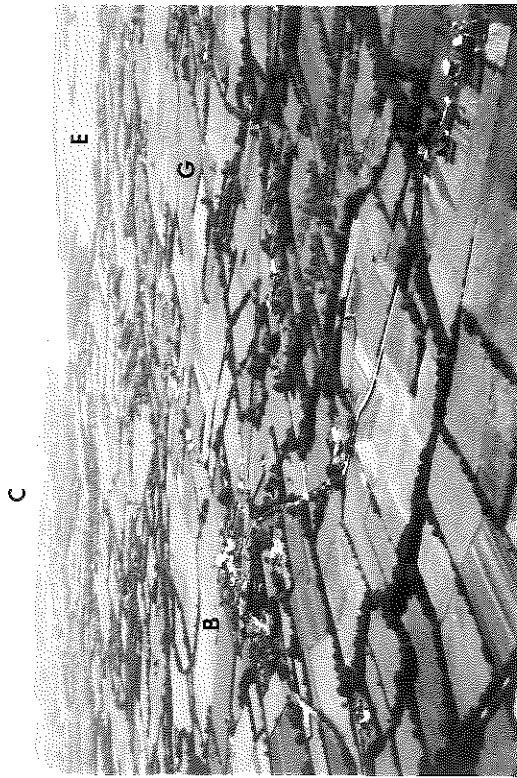
Au Sud Est, le Glacis de Saint-Etienne-de-Montluc s'étend de Couéron à Cordemais à l'emplacement d'accumulations sableuses souvent cartographiées comme "terrasses", en fait composites et autant conditionnées par l'influence du fleuve que par la proximité du coteau.

Au centre et au Sud, le Glacis de Bouée s'étend de l'Etier du Port (Cordemais) à celui de La Taillée (Lavau). Il est profondément pénétré par les marais internes (La Roche, Le Fresnier) et se compose de larges interfluves aplatis, particulièrement sinueux. Sa surface recoupe indistinctement les embréchites de l'Estuaire et comporte des altérites minces, ponctuées d'affleurements sains.

Les glacis de Saint-Etienne et de Bouée se différencient par leur morphologie et leur substratum, mais se ressemblent par leurs paysages agraires. Leurs parties septentrionales, surtout au Nord de Bouée et de chaque côté de Saint-Etienne, sont occupées par un bocage peu peuplé, à haies vives, ou à talus construits, au parcellaire complexe avec enclaves de champs ouverts ; l'importance des prairies s'y explique par la proximité des noues et des sols argileux de la base du coteau. A l'inverse, toutes leurs terminaisons méridionales, tant sableuses que rocheuses, tournées vers les marais externes comme vers les marais internes, sont indistinctement occupées par des gageries regroupées en vastes quartiers et cernées de haies vives. L'intensité et la précocité des établissements s'y manifestent par la multiplicité des "villages" et par une dernière ligne de moulins, habituellement construits en bordure des marais. Ces gageries, au parcellaire laniéré, sont installées sur des sols légers et peu profonds. Elles se poursuivent parfois jusqu'au pied du coteau suivant la pénétration des marais internes dans cette direction (pourtours du Marais de La Roche, par exemple). On les désignera ici sous le terme de "gageries d'Angle" en raison de leur localisation, au bord des glacis ou sur leurs terminaisons les plus avancées, et en raison de leurs toponymes (Les Mortiers de l'Angle, Paimboeuf 3-4 SE) (L'Angle-Casso, Paimboeuf 1-2 NE) (L'Angle-Haute, Savenay 5-6 SE).

Au Nord Ouest, le Glacis de Savenay est strictement associé aux "sables de Savenay", qui débordent des limites portées sur les cartes géologiques, mais qui demeurent cantonnés entre le Marais Fresnier et la base du Sillon (Savenay 7-8 SW). Hormis quelques zones de broussailles et quelques parcelles enrésinées (Le Brossais, La Forêt), ce glacis reproduit sur une surface plus réduite l'association des bocages et gageries observée précédemment.

A l'Ouest, les buttes rocheuses de Prinquiau - Besné s'allongent entre les Marais de Sem et les Marais de l'Urin, en s'écartant progressivement du coteau, de Prinquiau à Crossac. Leur coïncidence avec les granites d'anatexie leur confère un paysage original, fortement conditionné par les propriétés lithologiques ; l'occupation agricole s'y marque par un parcellaire resserré et par un habitat dense essentiellement concentré à partir de gros villages. Leurs sommets, complètement dégagés, se distinguent par des affleurements de granites, des chicots rocheux ruiniformes et des tors (Chap. 8, §3). Ces aires sommitales comprennent des landes, des pâturages et des bocages à murets de pierres sèches, produits d'un épierrage progressif du sol. Les secteurs plans, qui se trouvent en léger contrebas et les fonds de vallons, qui découpent le relief en multiples tertres surbaissés, supportent un bocage à haies vives, installé sur des arènes d'épaisseurs inégales. Les rebords méridionaux de cet ensemble de tertres comportent encore quelques gageries elliptiques, comme celle du Tertre de La Noë (Savenay 5-6 SE) et surtout celle du Pingliou (Savenay 5-6 S). Les mégalithes,



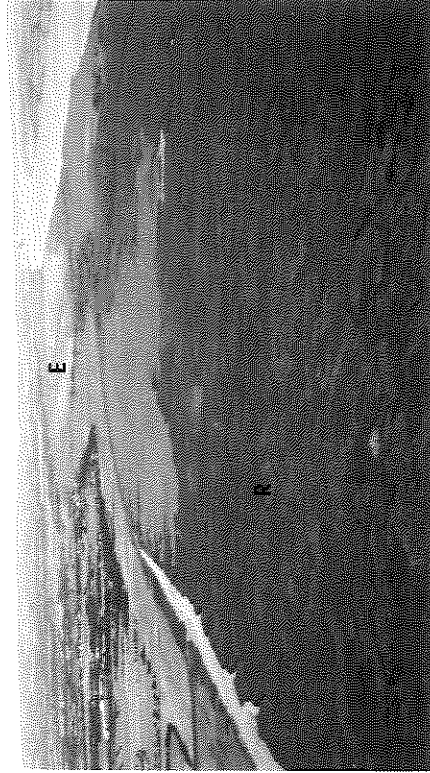
a Buttes de Bouée (B) et de Cordemais (C)
Glacis de Bouée (G) et Marais externes (E)



c Marais interne du Fresnier (I), base du Sillon
de Bretagne (S) et butte granitique du Fresnier (F)



b Glacis à "Gagnerie d'Angle" et à lisières
bocagères (G), Marais internes (I) et Marais
externes (E), S de La Chapelle-Launay



d Marais externes de Lavau (E) et Marais roseliers
de l'Île-Chevalier (R)

parmi les plus nombreux de la Basse-Loire, soulignent les propriétés du socle et dénotent une occupation aussi ancienne que celle des îles briéronnes.

A l'Ouest du domaine étudié, là où n'affleurent plus que les migmatites qui encerclent les granites de Prinquiau, le relief de la région de Donges se relève progressivement pour atteindre une trentaine de mètres aux buttes de Sem. (Savenay 5-6 S et Paimboeuf 1-2 N). Des collines massives entrecoupées de vallons aux pentes convexes sont encadrées par la Loire, les marais de Sem, de Donges et de Grande Brière. Leur alignement sur des axes obliques par rapport aux affleurements gneissiques, leurs altitudes irrégulières et leur surélévation par rapport aux reliefs voisins, annoncent l'influence des failles bordières de la Grande Brière.

133/Les buttes

Les marais internes comprennent quelques "îles" qui se raccordent aux altitudes des glacis les plus proches et qui proviennent simplement de l'isolement d'interfluves par des colmatages estuariens (Marais de Sem et du Fresnier). Par contre, des monticules dont la hauteur relative atteint une dizaine ou une quinzaine de mètres surmontent la surface des glacis. Il s'agit de buttes rocheuses aux sommets aplatis et aux altitudes sub-égales. Les plus nombreuses dépassent du Glacis de Bouée. Leurs pentes bordières, pourtant peu sensibles, portent encore quelques vignes. Leur surélévation en fait des points de repère d'autant plus remarquables que les principaux bourgs s'y sont fixés (Cordemais, Bouée, Lavau).

Les reliefs compris entre la Loire et le Plateau Nantais présentent donc une organisation longitudinale axée sur le Sillon de Bretagne. A l'inverse, les paysages agraires présentent une ordonnance transversale, consacrée par les contours des communes qui s'étendent à la fois sur le plateau, sur le coteau et dans l'Estuaire, que leur chef-lieu soit établi sur les hauteurs (Pontchâteau, Malville), sur le coteau (La Chapelle-Launay, Savenay), ou près du fleuve (Cordemais, Couéron). Mais la mise en valeur des finages, qui bénéficient actuellement des avantages de plusieurs milieux étagés, semble finalement procéder de trois foyers différents, d'ailleurs partagés par la "Route du Milieu" : les replats bordiers, dont les terroirs primitivement fixés sur une série de gageries sont limités par les bois du coteau et se sont développés aux dépens des friches du plateau ; les glacis de l'Estuaire, dont l'activité reste centrée sur les gageries d'angles et sur leurs bocages périphériques ; les marais dont l'exploitation systématique, tardive, profite partiellement à des éleveurs étrangers à l'Estuaire. Les limites paroissiales, puis communales, n'impliqueraient donc pas nécessairement la complémentarité originelle de terroirs, dont l'intérêt est de souligner ici toutes les nuances du relief.

2/ Les phénomènes tectoniques associés au Sillon de Bretagne

Le coteau est établi à l'emplacement de la Zone Broyée Sud-Armoricaine, accident majeur du Pays Nantais qui, parmi les Complexes Sud-Armoricains, sépare le Domaine Ligérien du Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille. Les caractères structuraux fondamentaux de cet accident ont été spécifiés en tête de ce travail, en fonction des synthèses géologiques les plus récentes (Introduction, § 224, 225, 232). Il s'agit de distinguer ici les marques d'une tectonique post-orogénique et de définir les accidents associés à la mise en place du coteau actuel.

21/ Les composantes pétrographiques de la Zone de Broyage

211/ Les faciès mylonitiques synorogéniques et post-orogéniques

Rappelons que le faciès principal est un granite à deux micas où l'orientation constante des cristaux témoigne des déformations longitudinales selon la direction N 125 ou 130° qui est celle de la Zone Broyée Sud-Armoricaine dans la région. Ces granites sont définis par J. Cogné comme une "roche grenue,

fine et claire, très homogène, dans laquelle biotite et muscovite sont réparties en abondance égale". Ils n'affleurent que sur le rebord du Plateau Nantais, toujours à l'écart - 200 à 1000 m - du sommet du coteau lui-même, comme au Mont-Tiéber, à l'Oisillière près de Savenay, ou à l'Ouest de Nantes, entre le bassin de la Chezine et les blocs de Couëron - Saint-Herblain.

Au voisinage et au sommet de l'escarpement, affleurent plus fréquemment des granites à deux micas laminés, remarquables par leur texture feuilletée, l'allongement de leurs cristaux, la concentration des quartz en filonets parallèles à la direction armoricaine, l'étirement des micas et la disparition progressive de la biotite (Notices, Cartes géologiques, Nantes 1/80 000 et 1/50 000). Ce faciès est discontinu ; il s'observe principalement autour de Savenay (Les Gats, le Clos-Ardouin, la Vallée-Mabille), au centre du Sillon (Mont-Tiéber) et près de Saint-Etienne-de-Montluc, où la roche présente localement un aspect marmoréen (Carrière du Tertre-Blanc).

Le coteau coïncide avec des mylonites franches qui affleurent sur la totalité de son profil. Ces mylonites forment une bande mal calibrée qui s'étale vers Savenay (plus d'un kilomètre de largeur), s'amincit autour de Saint-Etienne (0,5 km) et s'élargit de nouveau vers Saint-Herblain (plus d'un kilomètre). Elles jalonnent l'axe des déformations et des broyages synorogéniques maximum.

Le substratum présente des faciès dont la typologie dépend partiellement de l'échelle d'observation ; or, pour être révélatrice de certains d'entre eux, et plus particulièrement de ceux où le débitage naturel de la roche favorise l'exploitation, la répartition des carrières ne fournit à leur sujet que des informations incomplètes. Plusieurs types de formations mylonitiques peuvent être cependant déterminés sur le terrain en fonction de la résistance du matériel, de l'homogénéité des constituants, et de l'état des cristaux.

Les mylonites massives se distinguent des granites orientés ou laminés par leur aspect de pâte relativement homogène à l'intérieur de laquelle se reconnaissent encore par endroits quelques cristaux orientés. Elles présentent plusieurs faciès qui correspondent aux "mylonites hétérogènes", aux "mylonites fluidales" et aux "ultramylonites" des cartes géologiques. Elles ont en commun leur grande résistance, malgré leur débitage par des fractures et joints de tous types. Elles sont largement répandues, surtout dans les secteurs les plus raides (Le Goust, Le Bois-Bernier, Le Bois-Tatin, Le Mont-Tiéber, le Vallon de la Guerrie).

Les ultramylonites amorphes correspondent partiellement aux "ultramylonites" des cartes géologiques et forment des affleurements peu étendus, surtout à l'Est de Saint-Etienne, autour de La Colle et à La Chapelle-Launay. La carrière de La Brière, proche de ce dernier bourg, montre sur plus de 8 m d'élévation une roche beige et blanche, homogène, où toute texture originelle a disparu et où ne subsistent plus que quelques filonets de quartz disloqués. L'état de broyage de la roche est tel qu'il rappelle par endroits le grain des dolomies ou du plâtre durci. Les ultramylonites amorphes sont surtout localisées à la base du coteau.

Les ultramylonites pulvérulentes correspondent à des faciès cataclastiques accentués, à des roches blanchâtres, feuilletées et fragilisées, qui s'intercalent à des échelles décimétriques ou métriques le long des plans de failles présents à l'intérieur des mylonites massives et des granites laminés.

Les mylonites massives résultent de dynamométamorphismes synorogéniques. Les ultramylonites amorphes sont probablement d'origine synorogénique, mais peuvent avoir guidé et encaissé des rejeux post-orogéniques. Les ultramylonites pulvérulentes semblent résulter d'écrasements et de serrages supplémentaires qui peuvent être rapportés à des rejeux post-orogéniques. Chacun de ces types de mylonites s'intègre d'ailleurs à des systèmes de fracturation différents (§ 22).

212/Le problème du filon de quartz du Sillon de Bretagne

Les descriptions structurales de la Zone Broyée Sud-Armoricaine mentionnent habituellement la présence d'un filon de quartz à l'intérieur des formations mylonitiques (Ch. Barrois, 1895, 1898 et 1931) (E. Jourdy, 1909 et 1929) (A. Guilcher, 1943) (J. Cogné, 1960, p. 181) (S. Durand, 1960, p. 107) (Notice, Cartes géologiques, Nantes 1/80 000 et 1/50 000). Des filons et lentilles de quartz d'ordres millimétriques ou centimétriques, orientés dans le sens des mylonites et des granites laminés, s'observent effectivement sur certaines coupes (La Chudais, La Chapelle-Launay). Des éléments de quartz pyramidés se rencontrent aussi parmi certains débris accumulés à la base du coteau et témoignent de cristallisations filoniennes sur les pentes encaissantes (La Jaunay, Savenay). Mais il s'agit dans tous les cas de formes mineures, les carrières ne révélant jamais de filons ou de cristallisations aussi développés que dans le Vannetais (Meucon, Saint-Avé) ou au Sud de la Loire (Les Sorinières, Forêt de Touffou). J. Cogné signale d'ailleurs que les filons de quartz s'étranglent par endroits "jusqu'à devenir imperceptibles" (1960, p. 241) et les dernières éditions des cartes géologiques n'indiquent plus que des filons minces, laminés et discontinus. Il apparaît donc qu'en regard des régions encadrantes, Morbihan et Vendée, le filon de quartz qui arme normalement la Z.B.S.A. perd de son importance au niveau du Pays Nantais. De fait, son influence sur le profil et, a fortiori, sur le tracé du coteau est minime en comparaison de celle des facteurs tectoniques.

213/Les relations entre l'altération du substratum et la tectonique

Les phénomènes d'altération propres au Sillon de Bretagne sont d'une complexité qui tient à celle des conditions tectoniques. Ils sont d'abord représentés par des altérites dont le classement per descensum est significatif d'une origine météorique et dont la répartition est partiellement commandée par la lithologie ou la topographie. Ces altérites semblent mieux accomplies dans les granites laminés et surtout dans les ultramylonites que dans les mylonites massives en raison de la texture de chaque roche. Elles sont beaucoup moins profondes et développées sur les replats bordiers que sur les lambeaux de la Surface fondamentale. Elles sont ordinairement absentes des buttes sommitales.

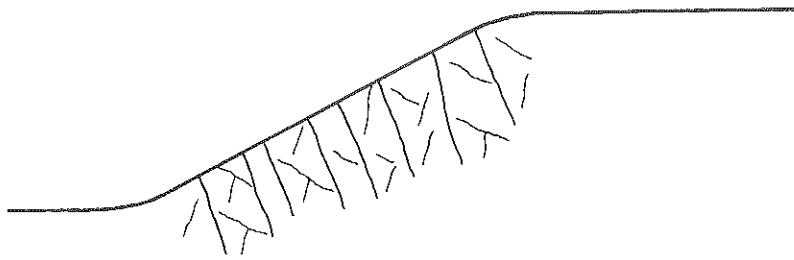
Sur le coteau lui-même, où les conditions de l'altération superficielle sont normalement limitées par la pente et où les mouvements de masse sont probablement responsables d'une mobilisation partielle de ses produits, le repérage des altérites est aussi difficile que celui des types de mylonites. Des altérites apparaissent en fait sur toute la longueur et à n'importe quel niveau des profils. L'observation des coupes, corroborée par les témoignages des agriculteurs, aboutit cependant à constater l'extrême irrégularité de leur répartition, de leur profondeur et de leur degré d'accomplissement. Au sommet, les fondations du lotissement de l'Oisillière (Savenay) ont montré par exemple de nombreuses variations latérales de faciès. A la base, des zones d'altération argileuses alternent avec des pointements rocheux sains sans critères géographiques évidents.

L'examen comparé, en plan et en coupe, de la propagation de l'altération le long du coteau, montre qu'elle relève toujours indirectement, ou directement, des conditions tectoniques.

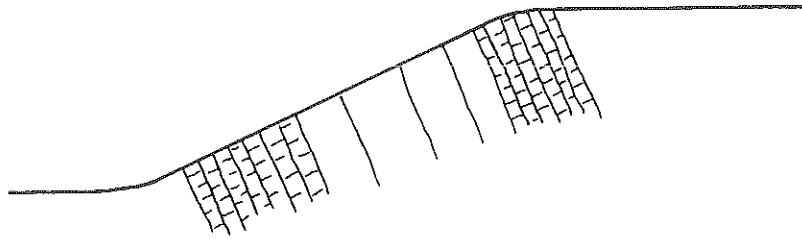
L'altération météorique a suivi la circulation des eaux depuis la surface, le long des diaclasses, fractures, fentes de retraction, veines d'ultramylonites amorphes ou pulvérulentes. Sa profondeur est évidemment conditionnée par le style, la trame et la densité des axes de pénétration préférentielle offerts par la tectonique. Elle se marque près du sol par de larges bandes arénisées et se poursuit à partir des différents types de joints par des plaquettes de roches désagrégées de plusieurs centimètres ou décimètres d'épaisseur. Elle s'accompagne de zones de décoloration ou d'auroles de rubéfaction d'origine ferrugineuse (Vallée Mabilie, Vallon des Soupirs, près de Savenay).

Par ailleurs, des phénomènes d'altération anarchiques, de formes irrégulières et de contours imprécis, s'observent le long des plus hautes coupes

Fractures en milieux homogènes

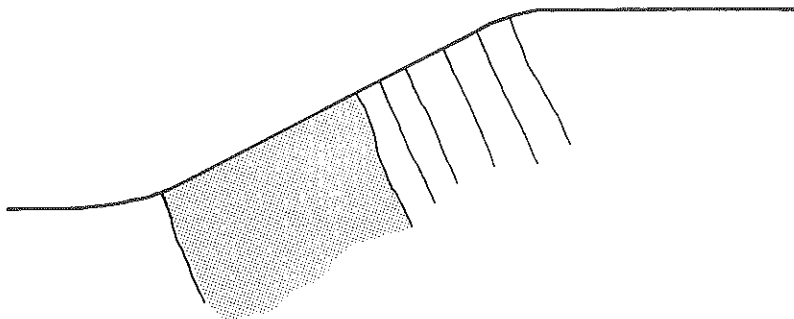


a. Zone à blocs volumineux

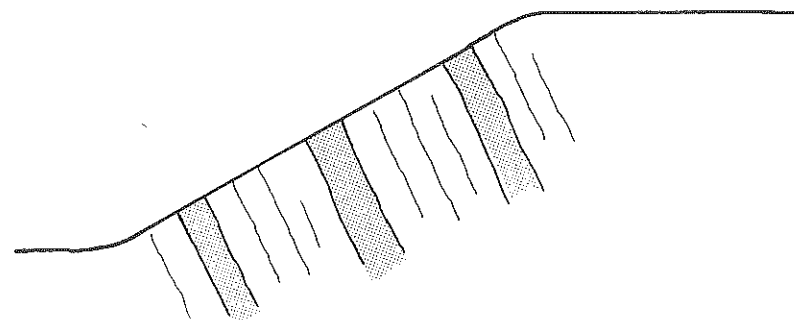


b. Zone à blocaux, encadrant des zones à blocs

Fractures en milieux hétérogènes



c. Zone de broyage à ultramylonites épaisses



d. Zone à lames composites

Fig. 44 Les Types de fractures

(Carrières de La Chudais, du Bois-Tatin, de La Charpenteraie, franchissement de la RN 171 à Savenay). Des poches d'arénisation apparaissent à n'importe quelle profondeur. Elles sont indépendantes de la proximité du sol et sont étrangères au classement caractéristique des altérites météoriques. Leur fréquente association aux ultramylonites, dont elles se distinguent parfois difficilement, évoque l'influence de processus hydrothermaux (fumerolles, émanations internes de fluor) produits par les orogénèses antecambriennes ou primaires. Un accident aussi puissant que celui sur lequel s'aligne le Sillon de Bretagne est propice à de tels phénomènes et certaines des manifestations d'altérations profondes qui l'accompagnent peuvent être considérées comme les homologues, atténués, des kaolinisations connues le long des sections occidentales de la Z.B.S.A. (J. Nicolas, 1953 et 1957).

Pour conclure sur les données pétrographiques, il convient de souligner d'une part que les mylonites sous-tendent l'ensemble du profil du Sillon de Bretagne et non pas seulement sa base, d'autre part que les faciès les plus résistants, en l'occurrence les "mylonites massives", dominent largement à l'emplacement du coteau. Les phénomènes de consolidation du socle sous l'effet du dynamométamorphisme synorogénique sont courants au niveau des zones de cisaillement et de serrage, notamment en Bretagne (J. Goguel, 1965) (M. Mattauer, 1973) (B. Hallégouët, 1971, p. 56). Au sein de la Z.B.S.A., les "mylonites massives" semblent ainsi jalonner un axe de résistance renforcée, qui contribuerait à expliquer la continuité, la rectitude et la fermeté relatives du coteau. L'analyse de la fracturation indique que le relief de celui-ci dépend de déformations du socle pour une part au moins équivalente.

22/ Les types de fractures

A l'emplacement du Sillon de Bretagne, le socle est haché par une infinité de cassures appartenant à deux catégories distinctes, mais souvent indissociables sur le terrain. Les premières sont de véritables failles. Elles procèdent directement du déplacement relatif de blocs, donc d'une tectogénèse. Les secondes sont des diaclases. Elles proviennent des contractions synorogéniques du substratum ou des détentes corrélatives de la libération des volumes rocheux sus-jacents par les érosions synorogéniques ou post-orogéniques. Néanmoins, ces diaclases s'intègrent au système de fracturation du socle dans la mesure où elles ont partiellement encaissé les tensions produites par les tectogénèses locales successives. Les coupes révèlent quatre types de fractures en fonction de la cohérence structurale du socle et de l'échelle des phénomènes.

221/ Les fractures en milieu structural homogène affectent les roches uniformément résistantes, granites laminés, mylonites massives, et se différencient par l'intensité de leur débitage. Elles présentent deux types de combinaisons.

Les zones à blocs volumineux : La roche est découpée en blocs géométriques, dont les dimensions sont d'ordre décimétrique, mais plus communément métrique et dont les faces sont déterminées par des trames d'orientations et d'inclinaisons variées. Les carrières du Bois-Tatin, du Goust et de La Charpenteraie en fournissent les meilleurs exemples (Paimboeuf 3-4 NE) (fig. 44 a).

Les zones à blocaux : Le matériel est identique, mais le débitage, plus intense, est de type "leptynitique". Les cassures franches sont distantes de quelques décimètres, ou de quelques centimètres et semblent résulter du glissement généralisé de lamelles parallèles. Elles découpent la roche en blocaux uniformes et homométriques, le plus souvent cubiques ou parallélépipédiques de 10 à 20 cm de côtés (fig. 44 b). Comme dans le cas précédent, ces zones furent abondamment exploitées en carrières du fait de la résistance et du concassage naturels du matériel. Elles bordent les zones à blocs volumineux ou s'y intègrent. Elles apparaissent surtout à la base (La Coëffaudière), ou au sommet du coteau (Le Bois-Tatin, Le Goust, Le Mont-Tieber) (Paimboeuf 3-4 NE).

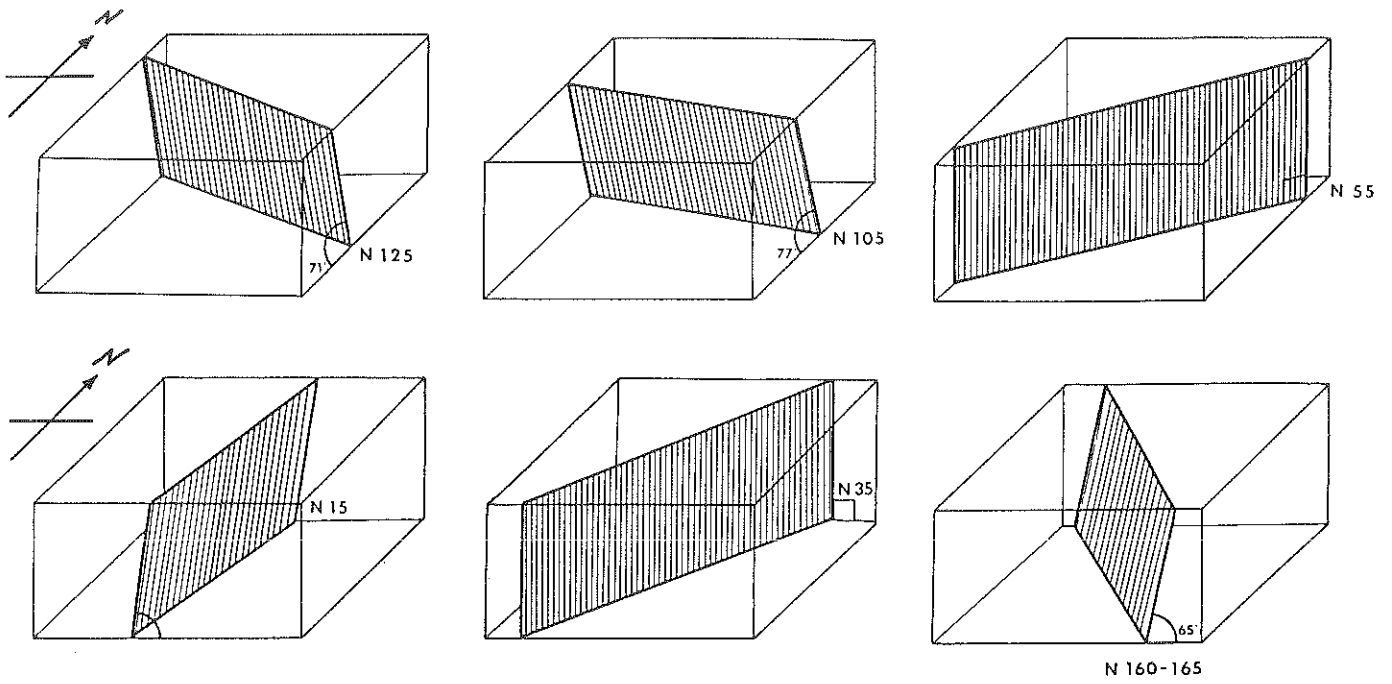


Fig. 45 Orientations et inclinaisons des principaux types de plans de failles

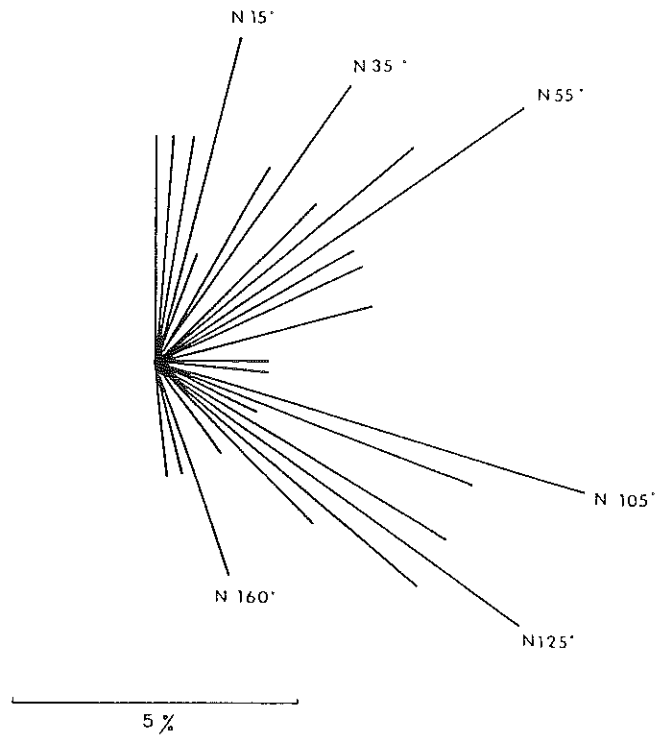


Fig. 46 Diagramme polaire des fréquences de la fracturation

222/Les fractures en milieu structural hétérogène se manifestent par l'alternance de passées résistantes, peu fracturées, et de zones complètement broyées, selon des fréquences variées. Les plus nombreuses s'alignent dans l'axe du Sillon. Elles se regroupent également en deux types principaux.

Les zones de broyage à ultramytonites épaisses : Des passées verticales ou sub-verticales, formées d'ultramytonites amorphes ou pulvérulentes de plusieurs décimètres d'épaisseur, alternent avec des bandes de granites laminés ou de mylonites massives, elles-mêmes fracturées selon les cas de figures exposés ci-dessus. A La Chudais (Savenay 5-6 E), une tranchée de gazoduc a montré l'existence d'une telle fracturation dans la partie médiane du coteau (47 m). Une zone de broyage, large de 150 m, encadrée par des zones à blocs, fragilisée par des altérites de type hydrothermal, s'allonge dans le sens du Sillon ; elle est soulignée par un vallon. Une fracture du même type, large d'une centaine de mètres, parallèle à la précédente et également exploitée par un vallon, s'observe à 250 m plus au Nord (La Haie-Sèche). Ces zones à ultramytonites, comparables à celles de la carrière de La Brière (Savenay 7-8 W), sont fréquentes dans le secteur de La Chapelle-Launay et de Savenay, surtout à la base du coteau. Elles pourraient jaloner les principales lignes de déformations (fig. 44 c).

Les zones à lames composites : Elles ressemblent aux formes de fracturation précédentes en plus réduit. Certaines coupes ouvertes perpendiculairement au coteau livrent à l'observation des alternances répétées de zones à blocs volumineux ou de zones à blocs et des lames de broyage intense à ultramytonites amorphes ou à ultramytonites pulvérulentes dont les épaisseurs varient de un à plusieurs mètres. De telles structures composites s'observent au centre du Sillon de Bretagne, dans les carrières du Bois-Tatin ou de La Charpenteraie (Paimboeuf 3-4 E) (fig. 44 d).

Cette typologie repose sur l'alternance de fractures franches et de zones de broyage qui se combinent selon des formulations et des fréquences différentes pour former quatre types de figures fondamentales. Sur un même profil s'observent souvent plusieurs de ces types de fractures.

Cependant, il s'avère impossible de déterminer une zone de cassure majeure et continue le long du Sillon de Bretagne. Les failles sont en effet omniprésentes, malgré leur concentration sectorielle apparente vers la base du coteau. Elles sont diversement réparties sur l'ensemble des profils, s'intègrent à un large champ de fractures, intensément tectonisé, et débordent des zones cartographiées comme mylonitiques, tant sur le bloc soulevé que sur le bloc affaissé. Ainsi, le socle comporte encore de nombreuses failles à plusieurs kilomètres de distance du sommet du coteau : 5 km dans le secteur surélevé de La Biliais-Deniaud, par exemple (Nantes 1-2 NW). Dans ces conditions, le coteau ne résulterait pas de la simple dénivellation de deux blocs le long d'un plan de faille principal, mais d'une déformation généralisée de la zone de broyage sur laquelle il est installé (§ 4).

Il existe des failles normales et verticales, mais les failles inverses, inclinées vers le Nord Est, dominant partout dans le sens longitudinal (Le Tertre-Blanc, La Guerrie, La Coëffaudière, Le Bois-Tatin). Elles traduisent ainsi les compressions, serrages et cisaillements relatifs au style décrochant caractéristique du Sillon de Bretagne.

23/Les caractères géométriques de la fracturation

La répartition directionnelle des failles mentionnées ci-dessous résulte de l'examen des fronts de taille de 13 carrières ouvertes à tous les niveaux du coteau entre Saint-Etienne-de-Montluc et Savenay (fig. 45).

231/Les orientations principales

Les fractures N 120-125-130°, correspondant à l'orientation des cristaux des granites laminés et à celle du Sillon de Bretagne dans son ensemble, sont les

plus nombreuses. Elles s'alignent sur des directions "armoricaines" et présentent généralement des pendages vers le Nord Est, significatifs de l'importance des failles inverses (55 à 80°).

Les fractures N 105-110°, également inverses avec des pendages de 50 à 85° vers le Nord Nord Est, sont presque aussi fréquentes et s'apparentent aux axes de direction "angevine".

Les fractures N 50-55°, comprises dans un faisceau N 45-60°, sont le plus souvent verticales, mais présentent des pendages variables (55° vers le Nord Ouest à 50° vers le Sud Est).

232/Les orientations secondaires

Les fractures N 15° sont verticales ou marquées par des pendages vers l'Ouest (45 à 80°).

Les fractures N 30-35°, complémentaires de la direction armoricaine, sont généralement verticales et sont aussi diversement répandues que les précédentes.

Les fractures N 160-165° sont verticales ou à pendages vers l'Ouest (65°). Elles s'observent surtout dans la partie orientale du Sillon de Bretagne, à partir du Bois-Tatin (Paimboeuf 3-4 NE).

Un diagramme polaire illustrant les fréquences de la fracturation enregistre encore la présence d'accidents de moindre importance, en particulier de failles N 85-95°, toujours verticales (fig. 46). Il existe enfin des fractures courbes. Certaines sont perpendiculaires au Sillon (N 15° à N 50°) (Les Gâts, Le Bois-Tatin). Les plus nombreuses lui sont parallèles (N 120-125°); leur rapprochement, leur convexité vers le Sud Ouest et leur association à des failles inverses semblent confirmer l'importance des phénomènes de compression dans cette direction.

En conclusion, les linéaments d'orientation armoricaine s'avèrent prépondérants et soulignent l'influence majeure des structures hercyniennes le long du Sillon de Bretagne. Les failles de direction "angevine" figurent aussi parmi les plus nombreuses et ont pu guider, comme les précédentes, des rejeux post-orogéniques. Toutes les fractures transversales paraissent s'apparenter à des accidents moins importants, probablement associés à des grandes failles longitudinales et également conditionnés, à l'origine, par une tectonique de serrage et de décrochement. Le cas des fractures N 160° est particulier, puisque leur densité apparaît croissante vers les secteurs les plus proches de la confluence nantaise.

Les orientations signalées ici concordent avec celles qui ont été rapportées dans les publications antérieures (J. Cogné, 1960) (M. Ters, 1967 b) (Notices, Cartes géologiques, 1/50 000, Nantes et Paimboeuf). Il reste cependant impossible de préjuger de leur hiérarchisation et de leurs relations exactes avant de les situer à l'intérieur de la trame tectonique générale du Pays Nantais, les déformations majeures pouvant se matérialiser sur le terrain par des séries de fractures secondaires disposées en échelons, et les failles d'apparence mineure pouvant constituer les épiphénomènes d'accidents plus importants (Chap. 6). Il est également difficile, au terme d'une simple analyse géométrique, de distinguer formellement les accidents liés aux déformations synorogéniques de ceux qui furent produits par des fracturations post-hercyniennes. Il semble pourtant que les lames de "mylonites amorphes" et de "mylonites pulvérulentes", de largeurs métriques à hectométriques (§ 211), comprises à l'intérieur des "zones de broyage à mylonites épaisses" et des "zones à lames composites" (§ 221), résultent au moins en partie de rejeux post-orogéniques. L'enseignement des phénomènes d'écrasement associés aux plans de failles va en ce sens.

24/Les propriétés microtectoniques des plans de failles

Il existe deux types de plans de failles à l'emplacement de la Z.B.S.A..



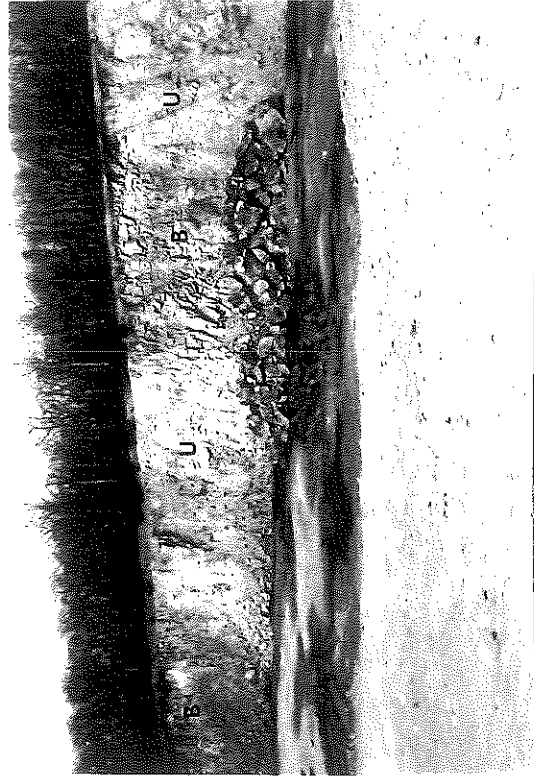
b Zones à Blocaux, Le Goust (coupe parallèle au coteau)



d Plan d'écrasement (P) et miroir de faille à écailles orientées (E), Le Tertre Blanc (coupe parallèle au coteau)



a Zones à Blocs géométriques, le Bois-Tatin (coupe parallèle au coteau)



c Zone à Lames composites : Alternance de Zones à Blocs volumineux (B) et de Lames de broyage à ultra-mylonites (U), La Châtaigneraie (coupe perpendiculaire au coteau)

Les miroirs lisses se rencontrent principalement dans les matériaux résistants : granites laminés et mylonites massives. Ils caractérisent les fractures franches qui débitent la roche en blocs géométriques : zones à blocs volumineux ou zones à blocaux (La Guerrie, Le Mont-Tiéber, ...). Ils traduisent de simples glissements de blocs et s'accompagnent parfois de minces placages siliceux ou de pellicules mylonitisées qui annoncent les types suivants.

Les plans d'écrasement se manifestent par des intercalations de mylonites hétérogènes de 1 à 20 cm d'épaisseur entre les blocs faillés ; il s'agit de :

- Mylonites feuilletées, formées de roches, dont la texture originelle demeure reconnaissable, mais dont l'écrasement a produit des feuillets minces, fragiles et parallèles aux plans de failles ; celles du Vallon des Gats, par exemple, mesurent quelques centimètres d'épaisseur et s'effritent au toucher.
- Mylonites farineuses, granuleuses, meubles et décolorées (Le Tertre-Blanc) (Nantes 1-2 SW).
- Mylonites encroûtées, en plaquettes plus ou moins résistantes, qui résultent d'une consolidation des mylonites farineuses et qui peuvent traduire des compressions supplémentaires, postérieures au broyage principal des plans de failles (Le Tertre-Blanc).

Ces plans de failles se présentent en séries homogènes (multiples miroirs lisses des zones à blocs volumineux et des zones à blocaux, comme au Goust), ou hétérogènes (plans d'écrasement juxtaposant des mylonites de types différents entre deux blocs, comme à la Charpenteraie ou au Tertre-Blanc) (pl. VI d). Les miroirs lisses semblent principalement caractériser les failles synorogéniques, qualifiées de "failles chaudes" par les géologues. Les plans d'écrasement correspondraient plutôt à des "failles froides" et semblent significatifs de rejeux post-orogéniques.

Il existe aussi des plans de failles striés, d'ailleurs peu nombreux en raison des conditions lithologiques : mylonites massives et granites homogènes, trop résistants, d'une part, mylonites hétérogènes des zones de broyage, trop fragiles, d'autre part. Les plus remarquables concernent les failles longitudinales principales (N 125°). Dans ce cas, les stries sont généralement sub-horizontales avec des plongements vers le Sud Sud Est compris entre 5 et 15° (carrières du Vallon des Gats, du Bois-Tatin, de La Gaignerie d'En-Haut). Plusieurs plans de failles de direction armoricaine comportent aussi des écaillles orientées, comparables aux stylolithes des calcaires tectonisés, et produites par un écrasement accompagné ou suivi d'une recristallisation des quartz. Au Tertre-Blanc (Nantes 1-2 SW), les écaillles mesurent de 0,5 à 2 cm de longueur ; leur surface présente des stries également sub-horizontales (pl. VI d). L'ensemble de ces figures se rapporte très vraisemblablement à des rejeux post-orogéniques.

L'orientation et la valeur des plongements tendraient à montrer que le soulèvement des blocs, le long des failles longitudinales, résulte de rejets obliques, plutôt que de mouvements purement verticaux (fig. 44). Dans cette hypothèse, les rejeux post-orogéniques se seraient accompagnés de décrochements, en partie tout au moins. Il est difficile de déterminer le sens de ces décrochements du fait de la densité des plans de failles longitudinaux, de l'inégalité des rejets sub-horizontaux et surtout de la rareté des stries et écaillles exploitables à des fins cinématiques. Des stries caractéristiques de mouvements sensés dextres s'observent au Vallon des Gats, à la Gaignerie d'En-Haut et au Tertre-Blanc. Mais, des stries consécutives à des mouvements dextres existent aussi, ces dernières pouvant procéder de coulissages majeurs de sens dextre, autant que de coulissages relatifs dextres au sein d'un système général de sens senestre (Le Tertre-Blanc). Le sens des déplacements synorogéniques horizontaux produits le long du Sillon de Bretagne donne toujours lieu à des appréciations contradictoire. Celui de décrochements post-orogéniques éventuels demeure aussi problématique.

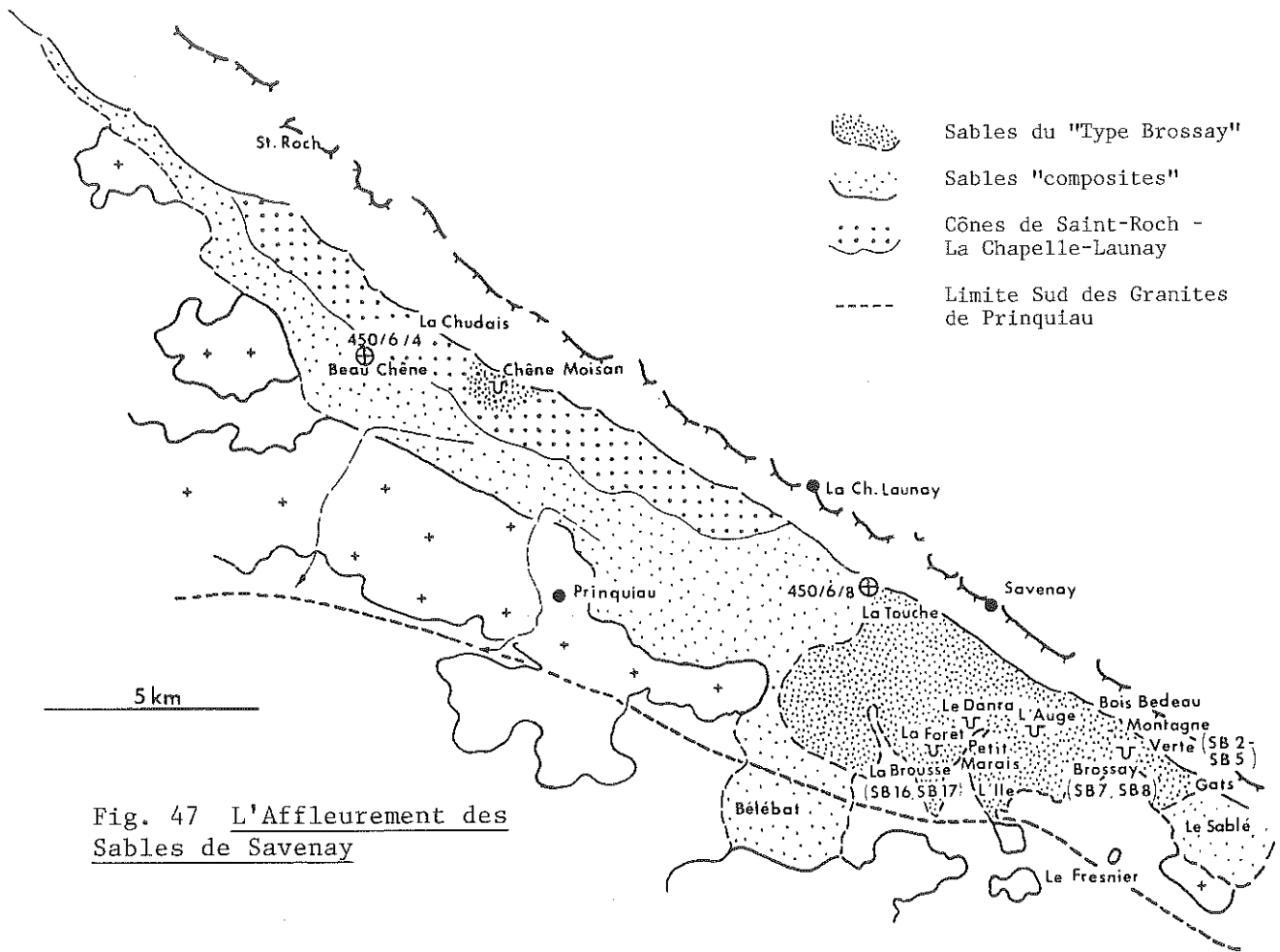


Fig. 47 L'Affleurement des Sables de Savenay

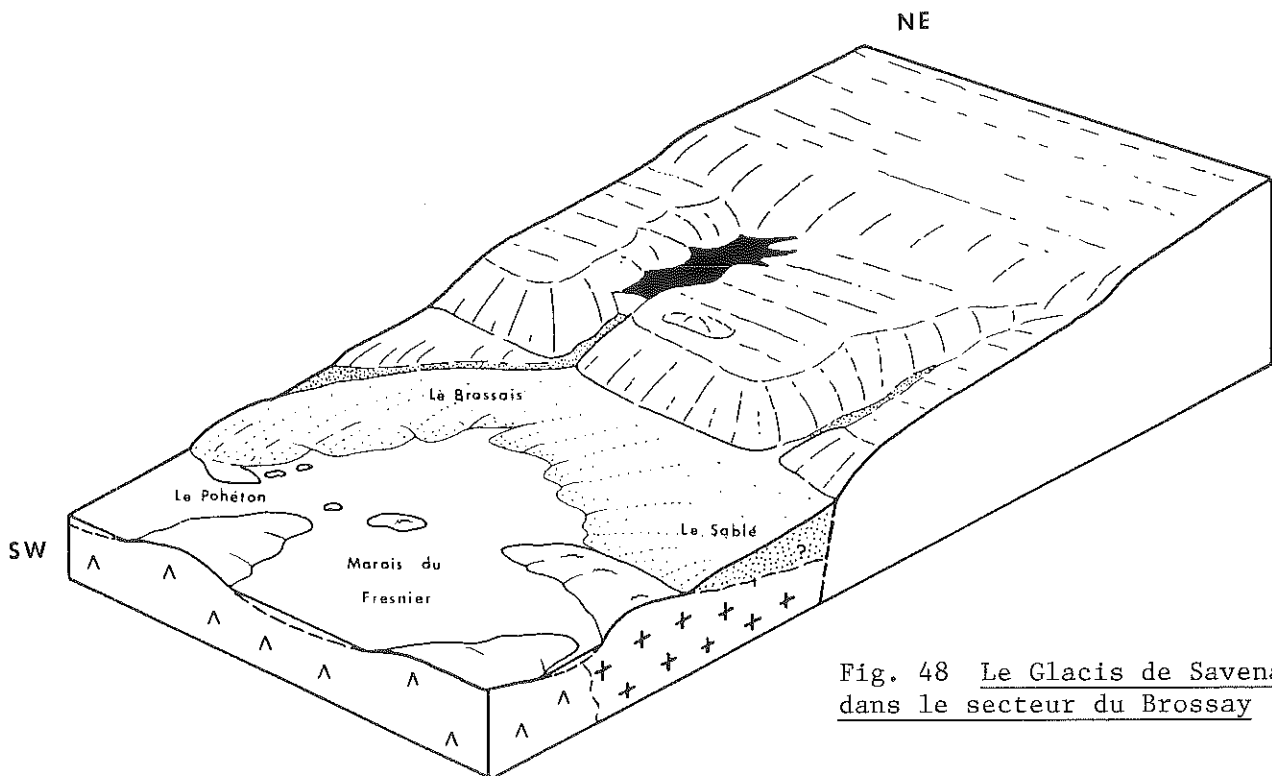


Fig. 48 Le Glacis de Savenay dans le secteur du Brossay

Les failles perpendiculaires au Sillon (N 35° et N 55°) offrent quelques plans striés verticalement, sub-verticalement (plongements de 80° vers le Sud-Ouest (au Vallon des Gâts) ou obliquement (plongements de 50° vers le Sud Ouest dans la Vallée Mabilles). Certaines d'entre elles recoupent des accidents N 125° et leur sont donc postérieures. Par ailleurs, des plans de fractures longitudinales courbes, décrits dans le paragraphe précédent, déforment des structures indubitablement associées aux déformations synorogéniques du socle ; ainsi des filons de quartz orientés selon la direction armoricaine, primitivement verticaux ou sub-verticaux ont été tronçonnés et disloqués de telle sorte que leurs fragments s'inscrivent actuellement en épis à l'intérieur d'arcs de cercles à rayons de courbure relativement courts. De même, des plans de fractures perpendiculaires au Sillon (N 35° ou N 55°), comportent des stries courbes concentriques à rayons de courbures également courts, qui témoigneraient d'une rotation limitée des blocs, en rapport avec les fractures longitudinales courbes. Ces phénomènes sont autant d'indices de rejeux post-orogéniques.

En conclusion, le coteau du Sillon de Bretagne occupe une zone de broyage dont les caractères structuraux principaux sont acquis depuis les orogènes antecambriennes et primaires, mais à l'intérieur de laquelle se reconnaissent les marques de rejeux plus récents. En dehors des déformations synorogéniques enregistrées par les faciès mylonitiques caractéristiques du substratum local, existe une fracturation intense où dominant des failles longitudinales inverses et décrochantes et où se manifestent les broyages consécutifs à de fortes compressions. Au sein de cette fracturation, les lames de mylonites amorphes et pulvérulentes, les plans d'écrasements présents entre les blocs, le feuilletage et le gauchissement de plans de failles porteurs de stries et d'écaillés, semblent témoigner des rejeux post-orogéniques survenus à l'emplacement du Sillon de Bretagne. Les dépôts accumulés à la base du coteau actuel renseignent sur l'âge des derniers d'entre eux.

3/ Les dépôts de la base du Sillon de Bretagne et leur environnement géomorphologique

Les glacis insubmersibles représentent la moitié de l'espace compris entre la rive Nord de l'Estuaire et la base du Sillon de Bretagne. En dehors des buttes de Donges qui s'échelonnent vers l'Ouest en s'écartant de ce dernier, l'analyse préliminaire des paysages a permis d'y reconnaître quatre éléments distincts qui se débordent mutuellement vers l'Ouest en raison de leur disposition en épis, se raccordent à des altitudes comparables (20-25 m près du coteau, 5-7 m près du fleuve), mais se différencient par leur soubassement (granitique pour les buttes de Prinquiau, gneissique pour le glacis de Bouée, sableux pour ceux de Savenay et de Saint-Etienne-de-Montluc) (fig. 42). Il s'agit d'examiner ici la typologie, la répartition et l'environnement des dépôts et des formations superficielles caractéristiques de chacun d'eux.

31/ Les "Sables de Savenay"

En raison de l'intérêt particulier qu'ils représentent dans l'optique d'une interprétation paléogéographique du Sillon de Bretagne, les sables du glacis de Savenay ont fait l'objet de plusieurs analyses et de diverses datations dont l'historique exhaustif fut établi par S. Durand, (1960). Ils ont été cartographiés en 1895 par Ch. Barrois sur la feuille de Saint-Nazaire au 1/80 000 comme des "alluvions anciennes" recouvrant des "sables à tête de chats", rapportés à l'Eocène (1895, 1896-97 et 1897 b). Le remaniement apparent de leurs horizons superficiels leur valut d'être assimilés à des terrasses par plusieurs auteurs (G. Ferronnière, 1913) (E. Chaput, 1913 et 1917) (G. Denizot, 1921). Ch. Barrois y a signalé des débris d'huîtres cénomaniennes remaniées (*Gryphaea columba*) (Ch. Barrois, 1921 et 1931). S. Durand a rapporté l'essentiel de ces dépôts à l'Eocène inférieur (Yprésien ou Lutétien) grâce à des analyses polli-

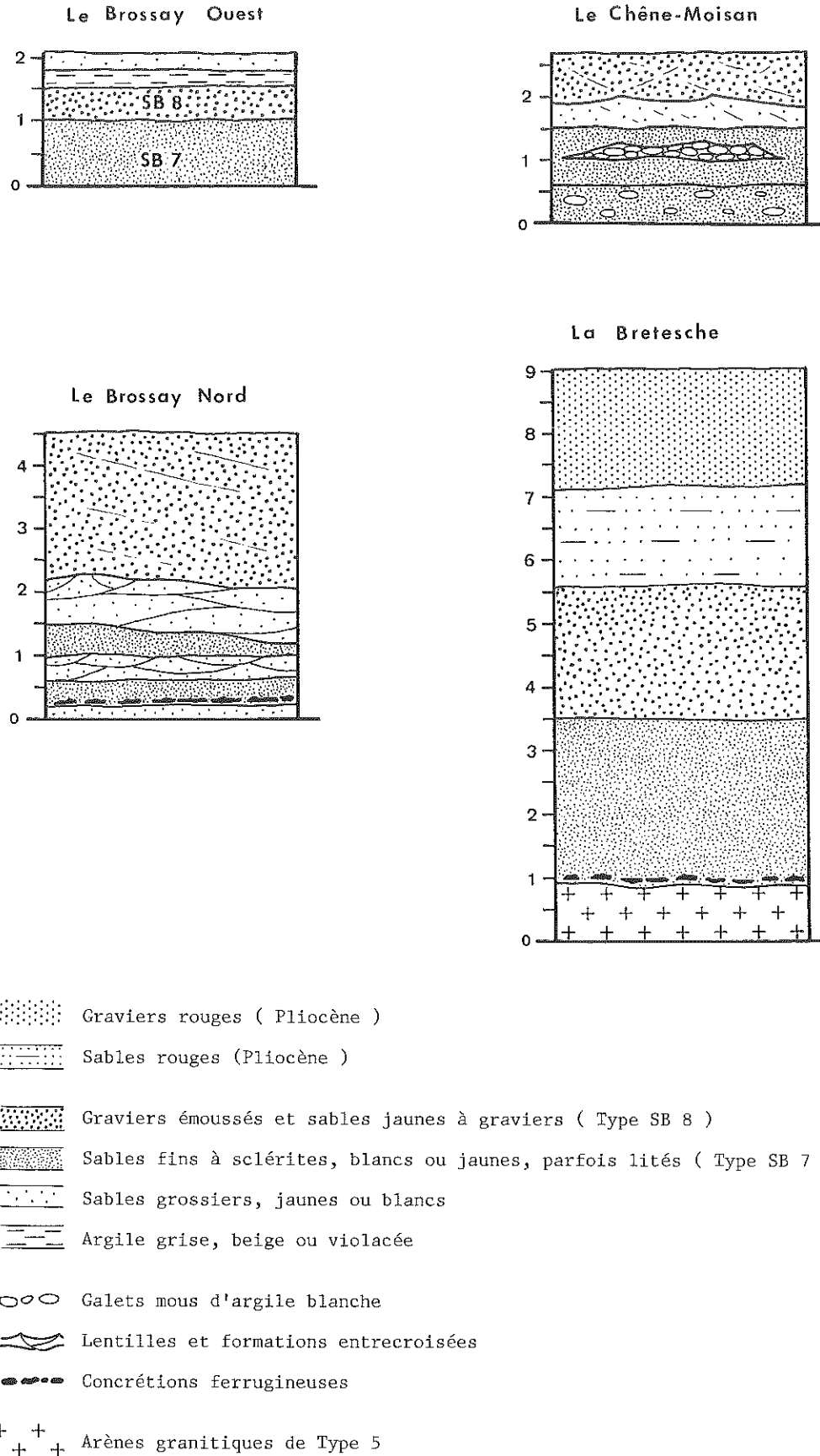


Fig. 49 Stratigraphie des Sables de Savenay

niques (S. Durand, 1958 et 1960). Plus récemment, M. Ters a rappelé l'âge éocène des "sables résiduels de Savenay", en considérant leur recouvrement par des cailloutis de quartz, sables jaunes et argiles blanches, attribués au "Plio-Quaternaire" (M. Ters, 1967 b). Depuis, les sables de Savenay ont été cartographiés comme yprésiens (L. Barbaroux, 1972), puis plus précisément comme cuisien (S. Durand et J. Estéoule-Choux, 1974), toujours pour des raisons palynologiques.

311/Description des caractères sédimentologiques des Sables de Savenay à partir des dépôts de la carrière du Brossay

Au Sud de Savenay, l'interfluve du Brossay s'enracine au coteau du Sillon de Bretagne à 25 m d'altitude, près de La Montagne-Verte et s'incline régulièrement vers l'Ouest Sud Ouest, en direction de L'Ile (5-10 m). Il est cerné par le Marais du Fresnier et par ses prolongements. Il est entièrement composé de sables naguère exploités dans plusieurs carrières (Le Brossay à l'Est, l'Auge au Nord, le Petit-Marais à l'Ouest) (fig. 47).

Ouverte autour de 1870, celle du Brossay est à la fois la plus vaste, la plus profonde et la mieux connue grâce aux études de Ch. Barrois (1921 et 1931), de T. Bézier (1922) et surtout de S. Durand (1958 et 1960). Son exploitation est abandonnée depuis longtemps et ses fronts de tailles, hauts de 2 à 5 m, sont actuellement ruinés par un ravinement intense, lui-même engendré par des lignes de sources qui soulignent les lits les plus argileux (fig. 48).

Les sables du Brossay ne présentent pas de successions stratigraphiques régulières, ni même d'horizons-repères et procèdent d'une sédimentation lenticulaire généralisée. Les variations latérales de faciès sont la règle. Les sédiments, de granulométries et de couleurs contrastées, se superposent et se juxtaposent en lentilles entrecroisées, de formes, de dimensions et de pendages variés. Des matériaux apparemment identiques : argiles, sables fins, sables graveleux, offrent des successions verticales différentes d'un front à l'autre. Ch. Barrois fut le premier à signaler les "stratifications entrecroisées" des sables de Savenay et les descriptions stratigraphiques ultérieures diffèrent toujours en fonction des points considérés à l'intérieur de la carrière (T. Bézier, 1922) (S. Durand, 1960) (M. Ters, 1967).

Les sables du Brossay présentent une diversité de faciès, des types de matériaux et des associations de dépôts qui n'ont aucun équivalent dans la région, en dehors de la base du Sillon de Bretagne. Trois formations, observables sur la plupart des coupes et successivement représentées sur la figure 49, en constituent les faciès les plus caractéristiques.

Les sables blancs fins (type SB 7), surtout présents vers la base des coupes, composent l'un des principaux stocks sédimentaires du Brossay, comme des carrières environnantes. Ils se distinguent d'abord par :

- leur blancheur immaculée, hormis quelques lentilles où des lits beiges ou roux, très rares et très minces (quelques millimètres à quelques centimètres), rappellent les "sables chamois" décrits par S. Durand dans la carrière de L'Auge.
- leur finesse exceptionnelle, puisque leur médiane n'est que de 118 μ (fig. 50).
- leur classement caractéristique, avec un premier quartile de 135 μ pour un troisième quartile de 102 μ et un taux de particules fines (inférieures ici à 80 μ) de moins de 4%.
- leur richesse en muscovite, dont les débris composent la totalité des fractions supérieures à 315 μ et encore 90% de celles comprises entre 315 et 250 μ , les quartz ne devenant majoritaires qu'à partir du refus du tamis de 200 μ .

Les quartz sont des quartz xénomorphes, parfaitement translucides, auxquels s'ajoutent quelques rares éléments pyramidés. Leur analyse morphoscopique montre que les N.U. dominant largement (84 à 100% selon les fractions granulométriques). Les S.A. se manifestent généralement par un simple émoussé des angles et des arêtes (pl. VII a). Les E.L. sont totalement absents. A des grossissements compris entre x 400 et x 2 000, leur analyse exoscopique révèle des fissures caractéristiques des matériaux détritiques issus des mylo-

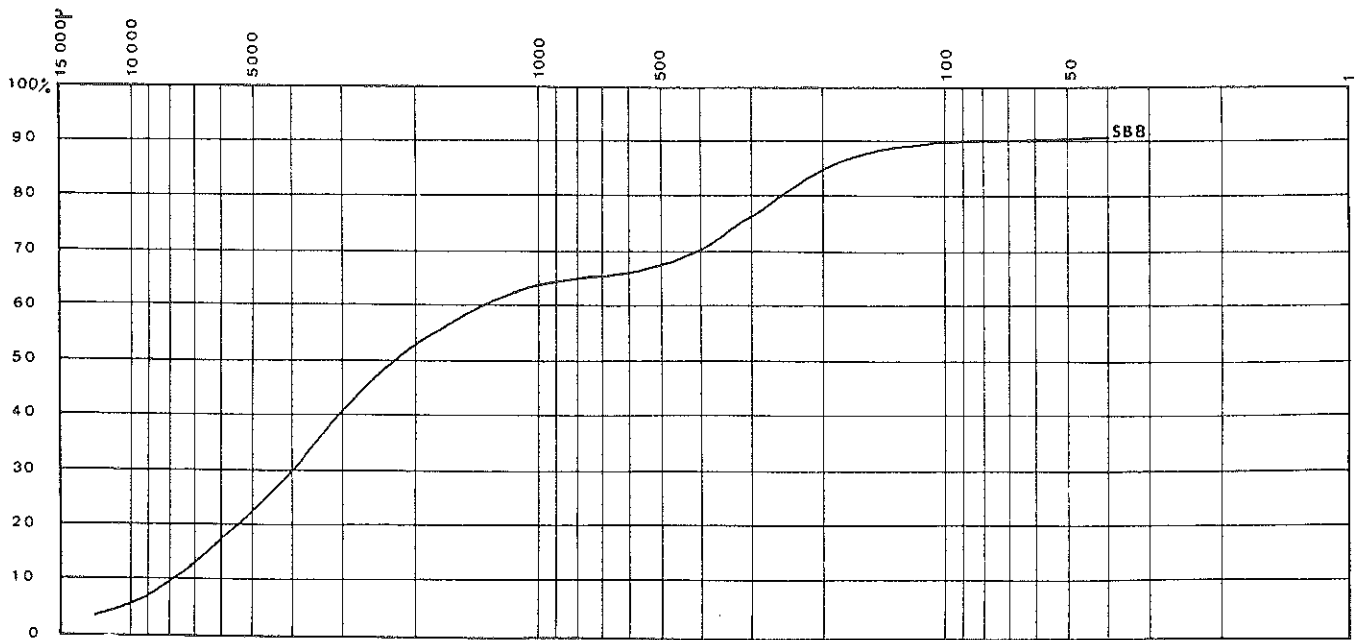
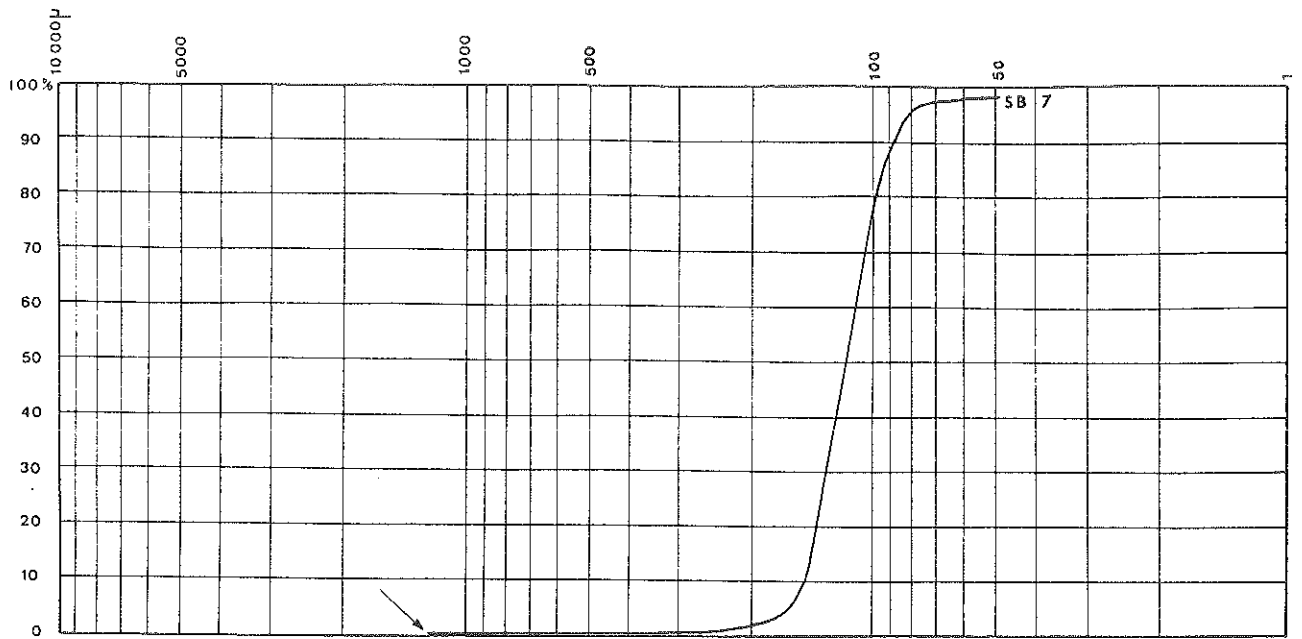


Fig. 50 Courbes granulométriques des Sables du Brossay

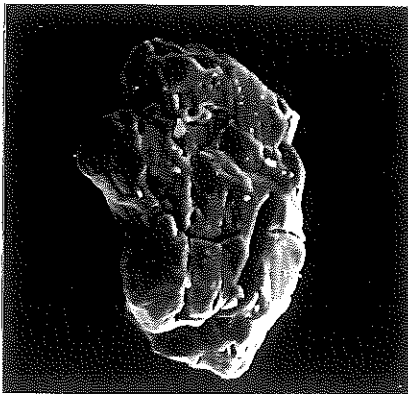


————— Sables de type SB 8

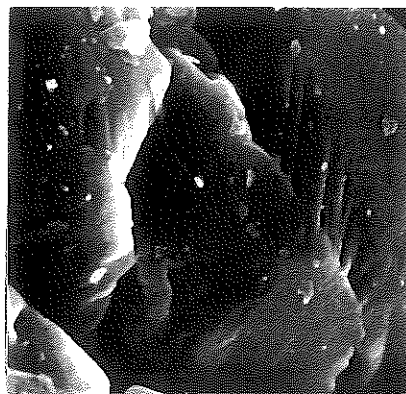
————— Niveau de galets mous d'argile blanche

————— Sables de type SB 7

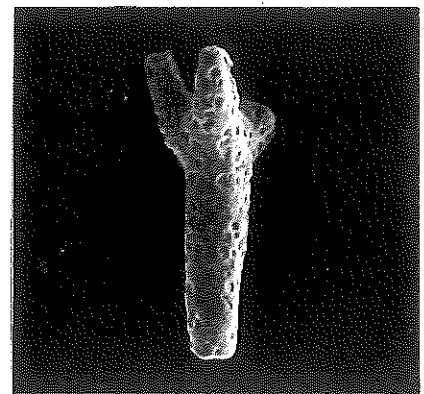
Carrière du Brossay



a



b



c

a Grain de quartz de Sables fins blancs de type SB 7 (x 200)

b Fentes de tension sur grain de Sables de type SB 7 (x 2 000)

c Sclérite (niveau de Sables de type SB 7) (x 200)

nites (pl. VII a). A des grossissements supérieurs (x 4 000 à x 10 000), les rebords de certaines fissures portent des "fentes de tension", qui confirment leur origine mylonitique, mais qui sont peut-être exagérées par dissolution (pl. VII b). Toutes ces observations prouvent que les sédiments de ce type sont les produits directs de l'érosion des ultramylonites pulvérulentes et surtout des ultramylonites amorphes, spécialement abondantes à la base du coteau, entre Savenay et La Chapelle-Launay (§ 211).

Ces sables comportent quelques minéraux lourds, dans les fractions les plus fines. Ils contiennent surtout des débris de spongiaires identifiés comme des sclérites par J.P. Margerel (pl. VII c). Ces fossiles marins contribuent à définir les "Sables de Savenay", mais ne sont caractéristiques d'aucun étage particulier et n'ont donc pas de signification chronologique. Leur granulométrie est identique à celle de la matrice sableuse qui les environne, ce qui porte à croire qu'ils ont été remaniés avec celle-ci.

Les sables grossiers jaunes à graviers (type SB 8) se rencontrent surtout vers le sommet des coupes, mais s'agrègent aussi à des lentilles plus ou moins profondes. La courbe granulométrique bimodale de l'échantillon SB 8, prélevé sur une coupe centrale de la carrière du Brossay (pl. VII), montre la grossièreté du matériel (médiane 2 250 μ), l'hétérogénéité et le mauvais tri des éléments (premier quartile : 4 700 μ , troisième quartile : 330 μ) et le mélange de deux stocks (fig. 50). Le plus grossier (65% du sédiment) se compose de graviers et de gros sables (fraction supérieure à 800 μ), où les grains E.L. et S.A. dominant (respectivement 24 et 40%, contre 36% de N.U.). Le plus fin (35% du sédiment) comprend des sables de caractères morphoscopiques opposés (3 à 9% de E.L. et 64 à 76% de N.U. dans les fractions comprises entre 800 et 315 μ). Le taux de particules fines (moins de 80 μ) demeure très en deçà de celui des sables rouges pliocènes (10%). En outre, l'importance des débris de muscovites est inversement proportionnelle à celle des fractions granulométriques considérées.

Ces sables à graviers contiennent eux aussi des fossiles : quelques rares sclérites identiques à ceux découverts parmi les sables blancs du type SB 7, dans les fractions inférieures à 315 μ , et quelques fragments de coraux silicifiés, dans les fractions graveleuses. Déjà signalés par S. Durand, ces derniers n'apportent rien de plus que les sclérites sur l'âge des sédiments ; leur profonde usure, ainsi que leur granulométrie, concordent avec celles des graviers qui les englobent et confirment leur remaniement. C'est dans ce type de dépôt que Ch. Barrois avait remarqué la présence de *Gryphaea columba*, également remaniée.

Les argiles, grises, beiges ou violacées, rugueuses au toucher, riches en quartz, comparables à du "bri", forment habituellement des bancs minces (5 à 25 cm), qui s'intercalent avec les autres formations de façon irrégulière. A l'Ouest de la carrière, elles présentent des épaisseurs supérieures (parfois plus d'un mètre). S. Durand a rapporté des argiles de ce type à l'Yprésien ou au début du Lutétien et à des conditions de dépôts en milieu probablement marécageux, en raison de leur spectre pollinique (1958 et 1960, P. 113-114). M. Ters y a signalé la présence de Kaolinite et de muscovite, comme dans les arènes des carrières de granite ouvertes à la base du coteau (1967 b). J. Estéoule-Choux a considéré ces argiles comme paléocènes, uniquement composées de Kaolinite et assimilables par leur faciès à un "dépôt sidérolithique" (1970, p. 129).

312/La répartition géographique des Sables de Savenay

Les Sables de Savenay affleurent sur une bande de terrain longue (13,5 km) et étroite (250 m à 3 km), strictement localisée à l'arrière des granites de Prinquiau et au pied du Sillon de Bretagne. La cartographie qui en est présentée sur la fig. 47 résulte d'une prospection systématique des affleurements.

Elle montre que l'extension de ces sédiments déborde largement des limites qui leur étaient assignées sur la feuille de Saint-Nazaire au 1/80 000. Encore convient-il de définir précisément les formations désignées sous l'appellation de "Sables de Savenay", tant les apports initiaux paraissent variés et les remaniements successifs nombreux. Deux types de formations principales sont à considérer avant d'aborder les questions stratigraphiques et chronologiques.

3121/Les sables du "type Brossay"

Ils correspondent aux sédiments identiques à ceux qui ont été décrits à partir de la carrière du Brossay, par leur faciès, comme par leurs figures de dépôts. Ils affleurent dans deux secteurs distincts (fig. 47) :

- Au Sud de Savenay, ils occupent trois interfluves voisins (Le Brossay, La Forêt, La Touche). En dehors de la carrière du Brossay, ils s'observent dans celles de L'Auge, du Petit-Marais, du Danra, de La Brousse, dont les coupes comportent toutes des horizons superficiels susceptibles de fournir des éléments de datation relative (§ 314). Vers le Nord, ces sables se raccordent à la base du Sillon suivant la courbe 25 m ; ils affleurent jusqu'à la Route du Milieu (D 17) et parfois quelques dizaines de mètres plus au Nord (Le Bois-Bedeau, La Goupillière, Les Gats) ; il s'agit surtout de sables jaunes, de "type SB 7", à sclérites et muscovite, à granulométrie fine et bien classée, à prédominance de N.U. et à figures mylonitiques visibles au M.E.B. Vers le Sud, les sables disparaissent au contact des marais internes (Marais-Coquelin, La Chabotière, Pré-Rouge, Pré-du-Fauchais). Vers l'Est et surtout vers l'Ouest, ils font place aux formations composites décrites dans le paragraphe 3122.

- Autour du Chêne-Moisan, les sables du "type Brossay" affleurent à nouveau au pied du coteau, mais sur un espace plus réduit, entre Saint-Roch et La Chapelle-Launay (fig. 49). La carrière du Chêne-Moisan, ouverte sur 2 à 4 m de profondeur, révèle des faciès identiques à ceux de la carrière du Brossay. Au-dessous d'un niveau caillouteux superficiel (0,20 à 0,50 m d'épaisseur) surmontant un assortiment de sables rouges émoussés, de lits de graviers et de débris de quartz filonien ou de granites, qui témoignent d'un apport du coteau voisin (1 à 1,5 m d'épaisseur au Nord Est de la carrière), s'observent successivement : des sables fins à sclérites, blancs ou jaunes, des sables grossiers jaunes ou rouges, des sables grossiers à graviers, des galets mous d'argiles blanches souvent groupés en lentilles. Le tout est affecté de multiples stratifications entrecroisées et de variations latérales de faciès.

3122/Les sables "composites"

Ils relient les deux affleurements précédents, les enveloppent à l'Ouest comme à l'Est et composent en fait les deux tiers de l'affleurement des "Sables de Savenay". Ils occupent des secteurs d'altitude inférieure aux affleurements de sables du "type Brossay" et, de ce fait, plus sensibles aux influences des transgressions survenues dans l'Estuaire.

Il s'agit de formations hétérogènes jaunes ou blanchâtres à base de sables du "type Brossay", mais plus riches en argiles, formées de sables fins ou grossiers, E.L., mais surtout N.U., auxquels se mêlent en proportions variables des galets et graviers de quartz E.L. et N.U., ainsi que, ponctuellement, des débris de grès ladères et de silex.

Ces formations, inexploitablement en carrières en raison de leur composition, trop argileuse et trop hétérométrique, et de leurs conditions de gisement, trop proches de la nappe phréatique, ont une épaisseur visible de 1 à 1,5 m. A l'Est de l'interfluve du Brossay (Le Sablé) et au Sud de celui des Touches (Bélébat), elles recouvrent les altérites des granites d'anatexie et des gneiss de Bouée et résultent d'un étalement des

sables du Brossay situés en amont. A l'Ouest, elles surmontent un soubassement de sables du "type Brossay" sur quelques mètres. A la Grande-Lande, à 500 m au Sud Ouest de la carrière du Chêne-Moisan, une tranchée de gazoduc a révélé de haut en bas, sous 0,40 m de sol sableux gris : 0,60 m de formation argilo-sableuse jaune, 1,30 m de sables argileux blancs, fins ou grossiers, un lit de tourbe de quelques décimètres, un horizon sableux blanc de "type SB 7". Cette coupe témoigne du recouvrement des sables du "type Brossay" en place par 2,30 m de formations composites dont les tourbes soulignent la base. Au Beau-Chêne, à un kilomètre à l'Ouest du Chêne-Moisan, un sondage B.R.G.M. (450/6/4) a traversé 0,90 m de formations argilo-sableuses jaunes composites, puis des argiles grises, sables fins et graviers, comparables aux sédiments du Brossay, avant d'atteindre le socle à 7,25 m de profondeur.

Leur répartition et leur stratigraphie montrent que les sables "composites" masquent dans leur majeure partie et probablement sur 1 à 2 m d'épaisseur, un gisement de sables du "type Brossay" allongé au pied du Sillon jusqu'à Saint-Roch. Leur composition indique qu'ils résultent de quatre apports différents :

- un remaniement fondamental des horizons superficiels des sables du "type Brossay" sous-jacents, dans les secteurs où ces derniers sont les plus déprimés.
- un apport colluvial, essentiellement argileux et caillouteux, à partir des pentes et de la base du coteau, au débouché des coulées.
- un apport argileux et sableux à partir du remaniement des altérites des reliefs présentement insubmersibles de l'Estuaire et principalement des arènes des granites d'anatexie de Prinquiau (argiles blanches, sables N.U. grossiers).
- un héritage alluvial en matériaux divers : argiles, sables dont des sables E.L. remaniés, silex, débris de grès ladères, si ces derniers sont véritablement allochtones.

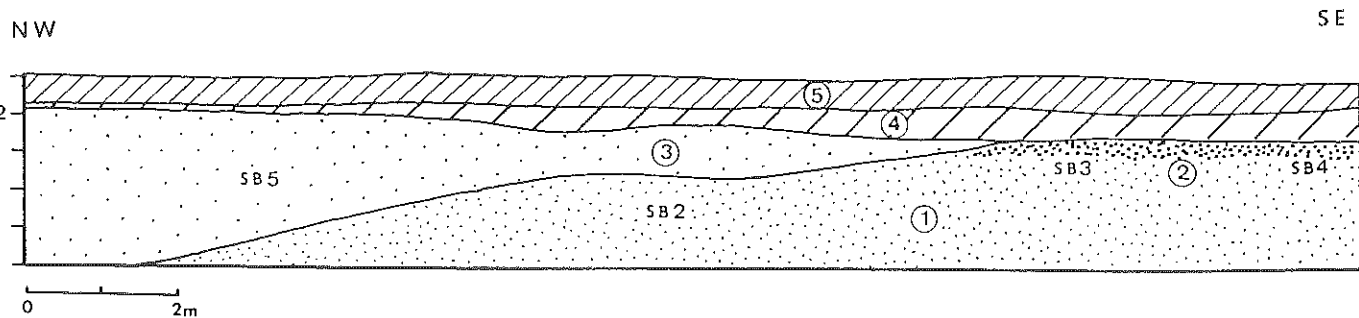
Les sables "composites" diffèrent donc de simples nappes alluviales. Ils résultent d'un remaniement pléistocène de la partie superficielle des sables du "type Brossay" et font par conséquent partie intégrante des "Sables de Savenay".

313/La sédimentation des Sables de Savenay

Les Sables de Savenay proviennent d'un fonds marin, attesté par les sables ou graviers émoussés ainsi que par les différents types de fossiles marins (huîtres, coelentérés, sclérites), et d'un fonds continental, composé de quartz mylonitisés, de sables ou graviers N.U., fourni par l'érosion d'un relief continental voisin.

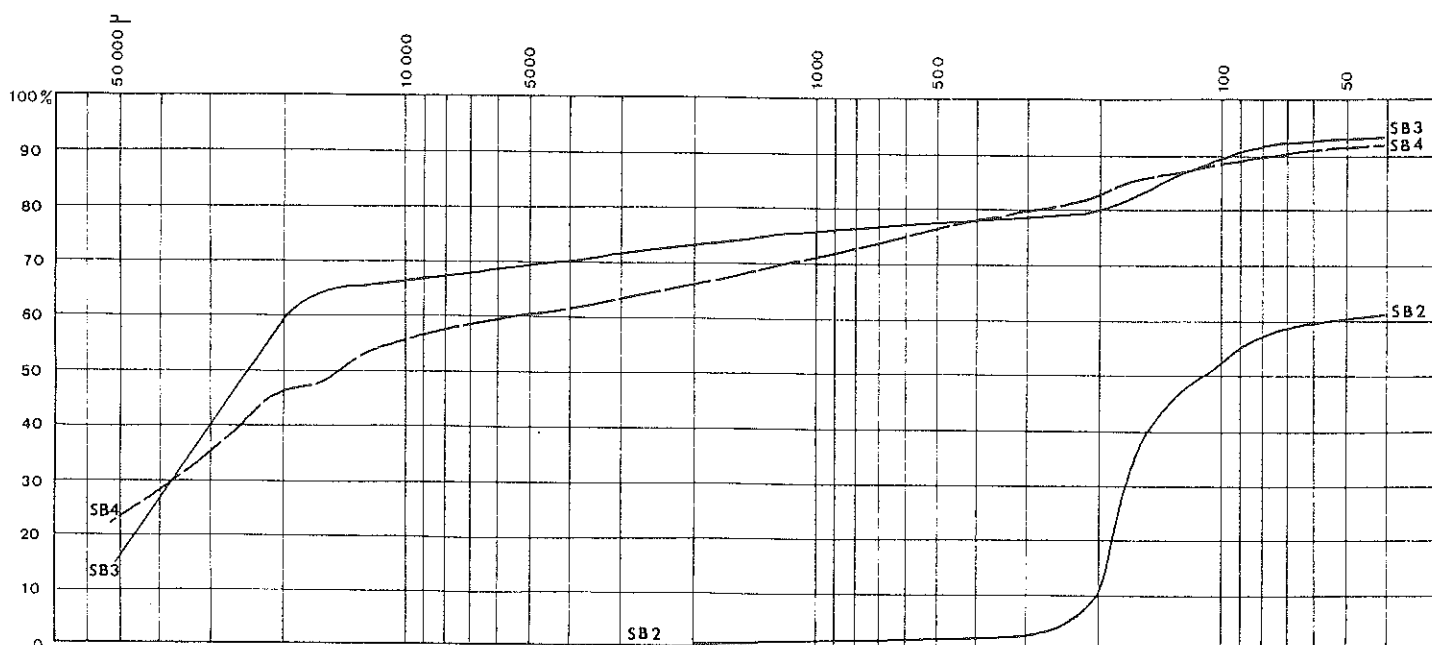
Toutes les coupes témoignent de la succession et de la juxtaposition de matériaux granulométriquement très contrastés : argiles, sables, graviers. Les stratifications, parfois horizontales, généralement obliques ou entrecroisées ont toujours des limites franches (fig. 49). Les lentilles comportent souvent plusieurs types de dépôts homogènes et homométriques, parfaitement distincts par leur granulométrie ; elles indiquent des apports de natures et de directions variées. Des galets mous d'argiles blanches, de 2 à 15 cm de grand axe, alignés parmi les sables ou groupés en lentilles, renforcent encore l'originalité de ces dépôts.

Les Sables de Savenay, tels qu'ils se présentent actuellement sur les coupes, résultent de l'ultime remaniement de matériaux d'âges, de natures et d'origines divers, sous l'effet d'un important triage oblique et d'une rigoureuse ségrégation granulométrique. Cette sédimentation, essentiellement lenticulaire, probablement réalisée dans des conditions brèves et brutales, diffère de celles qui caractérisent les milieux marins ou littoraux. Elle évoque des accumulations de types lagunaires ou estuariens produites à proximité de paléoreliefs émergés (talus préfigurant le coteau du Sillon de Bretagne actuel, échines rocheuses jalonnant les affleurements de granites de Prinquiau ?). L'abondance des matériaux peu ou pas émoussés, associés à des sables et graviers



- 5 Sol actuel
- 4 Paléosol
- 3 Colluvions (SB 5) (Chap. 9, §2)
- 2 Niveau caillouteux hétérogène (SB 3 et SB 4)
- 1 Sables rouges (SB 2)

a. Coupe stratigraphique



b. Courbes granulométriques des sédiments

Fig. 51 La Coupe de La Montagne-Verte

marins remaniés, tend à confirmer l'existence d'un tel environnement au moment des dépôts. Ch. Barrois avait déjà supposé l'existence d'une "falaise cénomannienne" à l'emplacement du coteau (1921 et 1931) et J. Estéoule-Choux a invoqué une "ride" continentale qui aurait "amorcé dans la topographie le Sillon de Bretagne" et au pied de laquelle se seraient accumulés les sédiments au cours de l'Yprésien (1970).

314/L'âge des Sables de Savenay et la stratigraphie des dépôts associés

3141/Les problèmes de datation des Sables de Savenay

Les Sables de Savenay ont été remaniés à plusieurs reprises et le problème qu'ils posent n'est pas tant celui de l'âge de leur matériel, qui pour sa partie la plus ancienne remonte sans doute au Crétacé supérieur, que celui de la datation de leur dernier remaniement.

Dans l'état actuel de leur détermination, les fossiles demeurent à ce propos d'un intérêt restreint. La présence de *Gryphaea columba* indique que la sédimentation a pu débuter au Cénomannien. Les coelentérés et les sclérites ont été remaniés en même temps que des formations avec lesquelles ils n'ont en commun que leurs dimensions granulométriques. De même, les grès ladères, dispersés en fins débris (quelques centimètres) ou en grands blocs (plusieurs décimètres), produits de silicifications locales tertiaires, mais probablement autant de "transports par radeaux de glaces" quaternaires (A. Cailleux, 1948), ne permettent pas de préjuger de l'âge des formations qu'ils surmontent (Le Sablé, l'Auge, Le Chêne-Moisan).

Les seuls arguments paléontologiques relatifs à une datation absolue des Sables de Savenay demeurent par conséquent d'ordre palynologique. En se fondant sur l'analyse d'argiles prélevées dans la carrière de l'Auge, très proche de celle du Brossay, S. Durand a rapporté leur dépôt "à l'Yprésien ou à la base du Lutétien" (1958 et 1960) ; encore est-il indispensable d'admettre que les pollens considérés ne se trouvent pas eux-mêmes remaniés avec les argiles qui les contiennent, à la suite de triages obliques et de ségrégations granulométriques analogues à ceux qui ont affecté les fossiles plus grossiers.

Par ailleurs, les Sables de Savenay se distinguent complètement des sables rouges pliocènes par leurs caractères sédimentologiques et stratigraphiques. En dehors des sables de La Bretesche qui jalonnent le coteau plus à l'Ouest et qui seront analysés ultérieurement, les sédiments dont ils se rapprochent le plus sont les sables de Pornard, situés dans la vallée de l'Ognon, à l'Est du Lac de Grand-Lieu et rapportés eux aussi à l'Eocène (J.M. Bourdeau et A. Guilcher, 1938 et 1941) (J.M. Bourdeau, 1942) (M. Ters, 1968, Notice, Carte géologique, Nantes 1/80 000) (B. Bousquet et D. Sellier, 1972).

3142/Les recouvrements pliocènes et plio-quaternaires

La superposition d'horizons "pliocènes" et/ou "plio-quaternaires" aux Sables de Savenay est signalée par plusieurs auteurs (T. Bezier, 1922) (G. Denizot, 1935) (S. Durand, 1960) (M. Ters, 1967). Elle confirme l'âge au moins pré-pliocène de ces sables. Elle se manifeste sur de nombreuses coupes, en dehors des cas connus par la littérature.

La coupe de La Montagne-Verte

Les horizons supérieurs de la carrière du Brossay ont disparu par décapage. Des dépôts sableux et caillouteux s'observent par contre le long de la coupe de La Montagne-Verte, située à 200 m plus au Nord, sur l'isohypse 25 m, en bordure de la D 17 (fig. 51 a). En dépit de la discontinuité des affleurements et de l'éloignement des sites considérés, les dépôts de La Montagne-Verte semblent pouvoir se superposer stratigraphiquement aux sables de la carrière du Brossay et représenter les horizons actuellement manquants au sommet de cette dernière ; la description de la coupe du Brossay fournie par

M. Ters étaye d'ailleurs cette extrapolation (M. Ters, 1967 b). Sur une vingtaine de mètres de développement, la coupe présente trois formations de bas en haut.

- Un soubassement de sables de couleur rouge est visible sur 1,5 m de hauteur. Relativement fins (médiane 110 μ), argileux (plus de 40% de particules inférieures à 80 μ) et bien triés (fig. 51 b, échantillon SB 2), ces sables présentent de fines intercalations d'argile blanche, sont riches en feldspath et en muscovite, contiennent quelques débris de sclérites remaniés ; leurs fractions les plus grossières (2,6% pour les refus de plus de 315 μ) comprennent 56 à 64% de N.U., 24 à 28% de S.A., 12 à 16 % de E.L. ; leurs fractions les plus fines (moins de 315 μ) contiennent 56% de N.U., 36% de S.A., 8% de E.L.
- Un horizon caillouteux d'une trentaine de centimètres d'épaisseur ravine ponctuellement ces sables par l'intermédiaire de fentes en coins (Chap. 9, § 2 121) ; les courbes granulométriques des deux échantillons prélevés dans cette couche (SB 3 et SB 4) illustrent la grossièreté du matériel (fig. 51 b) ; les galets et graviers y sont abondants (73,6% en SB 3, 66,2% en SB 4) et comprennent essentiellement des éléments N.U. et S.A. (plus de 95%), qui témoignent d'un faible transport ; les sables sont composites, avec une majorité de N.U. (40 à 56% en SB 3 et 24 à 74% en SB 4 selon les fractions granulométriques) et de S.A. (24 à 53% en SB 3 et 6 à 47% en SB 4), les E.L., parfaitement émoussés, varient entre 4 et 24% en SB 3 et entre 9 et 43% en SB 4, les R.M. sont présents en petit nombre (4 à 9%) ; des éléments de feldspath et de muscovite ainsi que des débris de sclérites s'ajoutent aux fractions sableuses ; les particules fines (moins de 80 μ) sont peu abondantes (8,6% en SB 3, 10,4% en SB 4).
- Une coulée de solifluction ravine les formations précédentes (échantillon SB 5) (Chap. 9, § 2 131).
- Un horizon argilo-caillouteux recouvre l'ensemble des dépôts et s'apparente à un paléosol.
- Une formation superficielle plus fine correspond, au sommet de la coupe, au sol actuel (fig. 51 a).

Les sables de La Montagne-Verte (type SB 2) diffèrent des sables rouges pliocènes du Pays Nantais par leur granulométrie et par leur teneur argileuse (plus de 40% de particules fines). La finesse de leurs constituants et la présence de sclérites indiquent par ailleurs qu'ils procèdent pour l'essentiel d'un remaniement de sables du "type Brossay". L'existence de grains E.L. révèle cependant un apport supplémentaire, probablement marin. L'abondance des grains N.U. dans les fractions les plus grossières et l'enrichissement particulier en argiles peuvent traduire un apport en débris continentaux étalés à la base d'un versant pré-existant. Malgré leur dissemblance avec de véritables "sables rouges", ces sédiments peuvent se placer au Néogène, peut-être au Pliocène, ce que contribueraient à indiquer les propriétés des dépôts qui les recouvrent.

Les matériaux caillouteux (type SB 3 et SB 4) remanient à l'évidence tous les sédiments sous-jacents. Leur teneur en grains R.M. permet de les rapporter au Pléistocène. Leur grossièreté, leur hétérogénéité et leur morphologie rappellent les constituants des nappes caillouteuses de la vallée du Gesvres ou du Glacis d'Héric, elles-mêmes attribuées au Pléistocène ancien. Des formations comparables s'observent encore au sommet de trois carrières situées plus à l'Ouest (fig. 47).

La carrière de L'Auge s'ouvre à 1,5 km à l'Ouest de celle du Brossay, sur la courbe 15 m. S. Durand y a décrit des sables argileux, fins ou grossiers, comparables à ceux du Brossay, et des formations superficielles caillouteuses, hétérogènes, riches en éléments N.U., épaisses de plus d'un mètre et rapportées "au Pliocène ou au Plio-Quaternaire", en raison de la présence de grains de sables R.M. (S. Durand, 1960, p. 109). Une coupe de plus de 2 m a permis

de retrouver trois horizons successifs de la base au sommet :

- Des sables blancs très fins et très bien classés, identiques aux "sables chamois", définis par S. Durand, et aux sables à sclérites de "type SB 7", observés au Brossay.
- Des sables rouges fins et lités, épais de 0,60 m à passées argileuses ou grossières.
- Un horizon caillouteux à matrice argilo-sableuse, épais de 0,5 à 1 m, comprenant des graviers parfaitement émoussés et surtout des éléments N.U., dont les plus grossiers dépassent 10 cm de longueur.

Les sables blancs correspondraient à l'Eocène, les sables rouges centraux à du Pliocène ou du Plio-Quaternaire, les formations caillouteuses supérieures à des épandages contemporains du Pléistocène ancien.

La carrière de La Brousse, située encore plus à l'Ouest, à 7,5 m d'altitude, renouvelle la succession stratigraphique observée à L'Auge :

- Des sables blancs, fins, à sclérites, N.U. et bien triés sont visibles à la base de la coupe sur un mètre de hauteur.
- Des sables rouges, au sein desquels l'accroissement des teneurs en grains E.L. aux dépens de celles des grains N.U. tient sans doute à l'éloignement du coteau, occupent le centre de la coupe sur environ 2 m.
- Un épandage de cailloux quartzeux et hétérométriques, où dominent toujours les éléments anguleux, recouvre l'ensemble sur 0,30 à 0,50 m.

La carrière de La Danra, aussi ruinée que les précédentes, annonce les "sables composites" qui s'étendent immédiatement plus à l'Ouest (§ 3 122) :

- Sur 2 à 3 m à la base, des sables argileux rouges sont déposés en lits de granulométries différentes caractéristiques d'une sédimentation littorale.
- Sur 1 à 2 m, un niveau sommital hétérogène associe des argiles, des graviers et galets hétérométriques N.U. et E.L., des sables graveleux rouges, dont les lentilles et les stratifications entrecroisées évoquent un remaniement des sables sous-jacents et de dépôts caillouteux ultérieurs par des nappes alluviales.

Toutes ces coupes tendent à montrer que les "sables de Savenay", probablement éocènes, sont localement surmontés par des dépôts sableux qui peuvent être considérés comme pliocènes ou plio-quaternaires, puis par des formations caillouteuses continentales susceptibles de se raccorder au Pléistocène ancien.

Cette succession est confirmée par la coupe de La Bretesche située, en dehors du champ d'étude de ce travail, au Nord Ouest de Pontchâteau, au lieu dit Le Chêne-Vert (35 m), dans un secteur où le coteau du Sillon de Bretagne se confond à l'intérieur d'un ensemble de blocs fracturés (La Roche-Bernard 3-4 NE). La coupe, ouverte sur une dizaine de mètres lors des travaux d'élargissement de la RN 165, comprend de bas en haut (fig. 49) :

- Des arènes granitiques de type 5 visibles sur plus d'un mètre.
- Des sables jaunes, fins, lités, à passées rubéfiées, à muscovite et sclérites, identiques aux sables de Savenay de "type SB 7", dont le contact avec les arènes sous-jacentes est souligné par un niveau de concrétions ferro-manganiques.
- Des sables et graviers fins, hétérométriques, mais peu argileux, essentiellement composés d'éléments E.L.
- Des sables grossiers rouges, argileux, émoussés, semblables aux "sables rouges" pliocènes du Pays Nantais.
- Des graviers grossiers rouges, généralement émoussés, compris dans une matrice sableuse également émoussée ; ces matériaux, moins hétérométri-

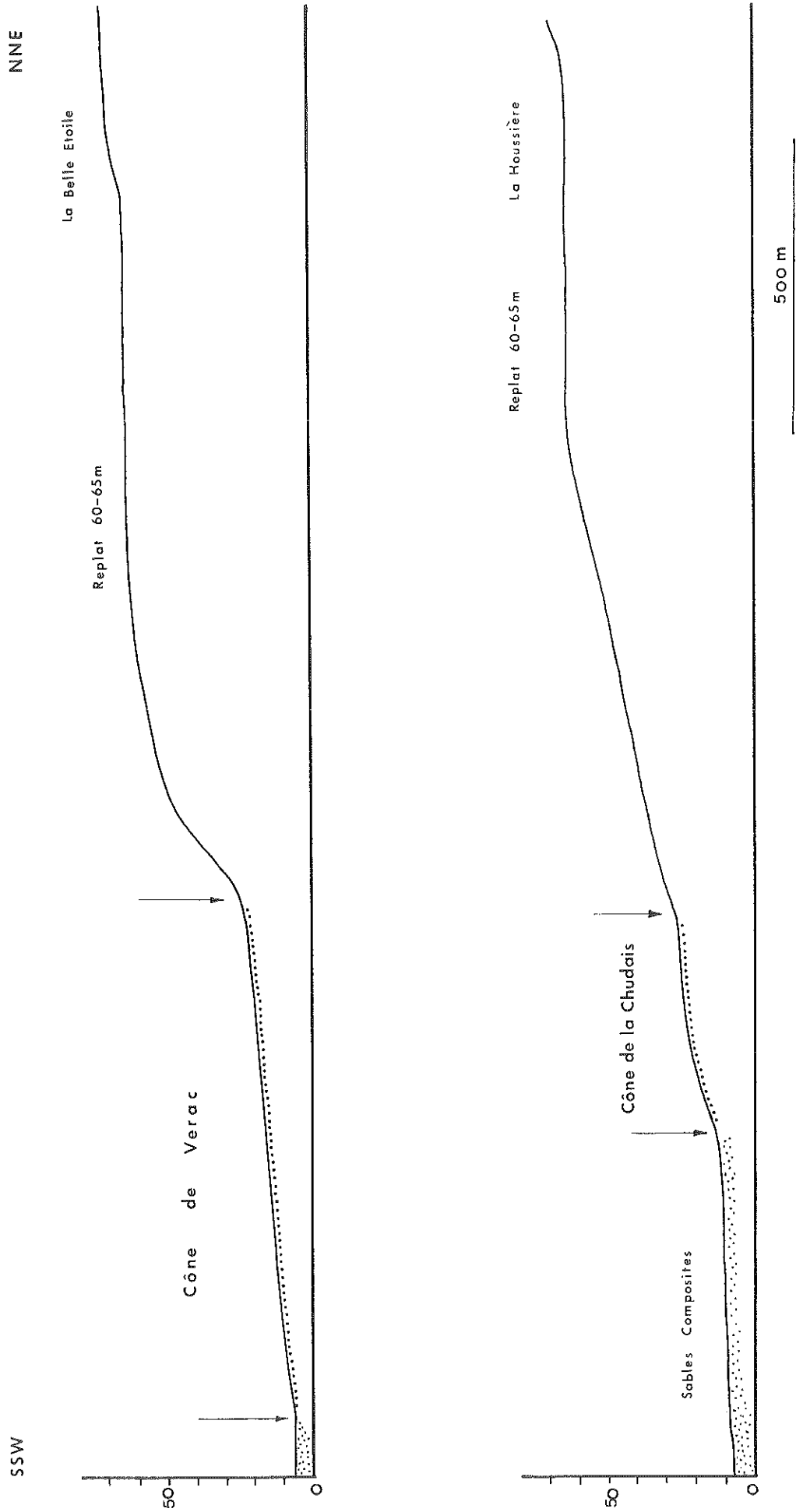


Fig. 52 Les cônes du secteur de Saint-Roch - La Chapelle-Launay

ques et moins argileux que les nappes rapportées autour du Plateau Nantais au Pléistocène ancien, s'apparentent en tous points aux graviers de Blain et de La Forêt-du-Gâvre, lesquels sont considérés à juste titre comme du Pliocène marin (Ch. Barrois, 1895, Notice, Carte géologique de Saint-Nazaire, 1/80 000) (Carte géologique de Nort-sur-Erdre, 1/50 000) ; c'est d'ailleurs à partir d'accumulations de ce type que s'est opéré le nourrissage des nappes du Pléistocène ancien en matériaux graveleux et sableux marins remaniés.

La coupe de La Bretesche présente un double intérêt. Elle montre que les Sables de Savenay, en particulier les sables de "type SB 7" se poursuivent vers l'Ouest et constituent l'un des dépôts spécifiques de la base du Sillon de Bretagne ; on a vu que leurs caractères géomorphiques sont d'ailleurs directement en relation avec la destruction et la mobilisation de passées mylonitiques et ultramylonitiques associées à la Zone Broyée Sud-Armoricaine. Elle prouve enfin le recouvrement des Sables de Savenay par des couches de sables et de graviers pliocènes marins.

3143/Les cônes du secteur de Saint-Roch - La Chapelle-Launay

Morphologie

Au Nord-Ouest du Pays Nantais, entre Saint-Roch et La Chapelle-Launay, la base du Sillon de Bretagne est occupée par une série de cônes de 400 à 900 m de rayon et de 2 à 3,3% de dénivellation, qui se juxtaposent sans interruption sur près de 8 km (fig. 52). Leurs racines s'alignent sur les courbes 20 à 25 m. Leurs bases se raccordent aux "sables composites" vers 7-10 m d'altitude. Leur surface est généralement caillouteuse.

Stratigraphie

Une tranchée de gazoduc, creusée sur 500 m de longueur et 2 à 3 m de profondeur en travers du cône de La Chudais, au Sud Est de Saint-Roch (Savenay 5/6 SE), a livré de bas en haut :

- Des sables fins, bien triés, blancs, jaunes ou rouges, du "type SB 7", en place, sur une épaisseur visible de 0,50 à 0,60 m, au fond de la tranchée.
- Des sables hétérogènes et hétérométriques rouges avec des grains de quartz N.U. et surtout E.L., des débris de mylonites, de muscovite, des plaquettes argileuses, des passées de sables fins remaniés "type SB 7", sur 0,60 à 1 m.
- Un dépôt de sables argileux et de graviers rouges hétérogènes et hétérométriques d'un mètre d'épaisseur environ, qui associe une matrice sableuse semblable à celle des sédiments sous-jacents à un stock de graviers, galets et blocs S.A., E.L. et surtout N.U. ; ces éléments caillouteux se composent de fragments de quartz, mylonites et ultramylonites issus du coteau, mais aussi de calcaires. Des grains de calcaires apparaissent en effet dès les fractions sableuses, inférieures à 2 000 μ ; des éléments de 1 à 5 cm de longueur sont dispersés à l'intérieur de tout le dépôt jusqu'à 1,30 m de profondeur ; certains blocs atteignent 25 à 30 cm de longueur. Il s'agit d'une roche blanche ou jaune, parfois siliceuse, souvent cavernueuse, fossilifère (lamellibranches et gastéropodes principalement), que J.P. Margerel a identifiée comme un calcaire à Miliolites, vraisemblablement lutétien. Ce dépôt comprend des poches caillouteuses de forme grossièrement triangulaire, de 1 à 3 m de largeur pour 1 à 1,5 m de profondeur, orientées dans le sens de la pente, distinctes des formations sablo-caillouteuses qu'elles ravinent, par la densité des cailloux, hétérométriques, essentiellement quartzueux, qu'elles contiennent.
- Une formation limoneuse grise, riche en cailloux de quartz anguleux et de mylonites, recouvre l'ensemble sur 0,50 m.

Interprétation des dépôts

La couche inférieure appartient aux Sables de Savenay en place. Elle s'appuie à la base du coteau contre des ultramylonites amorphes fortement altérées par hydrothermalisme, ce qui confirme encore la filiation qui existe entre l'érosion de ce type de mylonite et le dépôt des sédiments en question. Elle disparaît vers l'aval sous les "sables composites".

Les couches centrales proviennent d'un remaniement et d'un épandage, dans des conditions nécessairement violentes, de formations hétérogènes : sables de Savenay sous-jacents, sables marins rouges peut-être pliocènes, arènes et quartz filoniens originaires du coteau, mais aussi calcaires lutétiens, dont un gisement, encore inconnu en place, existe ou a existé à la base du coteau.

Les poches caillouteuses triangulaires, transversalement recoupées par la tranchée, sont des chenaux d'écoulement torrentiel.

La couche supérieure provient d'un ravinement supplémentaire des horizons précédents et d'un épandage tardif sous l'effet de processus également torrentiels.

Interprétation des formes

Les reliefs observés à la base du coteau ne résultent ni complètement, ni directement d'accumulations détritiques, les sédiments de type torrentiel qui les surmontent demeurent somme toute assez minces : 1,5 à 2,5 m au maximum. Leur répartition est d'ailleurs indépendante de celle des "coulées" qui entaillent le coteau vers l'amont. Quelques-uns sont axés sur ces coulées (La Béraudais), mais la plupart s'enracinent près des facettes trapézoïdales qui composent le coteau et ne sont ravinés que sur leurs flancs par les thalwegs émissaires des coulées.

Ces reliefs n'ont donc que la forme de cônes. Ils doivent très peu aux processus d'érosion fluviale, sinon un remaniement superficiel, et encore moins aux réseaux hydrographiques actuels, matérialisés par les coulées. Ils semblent provenir d'une érosion latérale exercée aux dépens du gisement de Sables de Savenay en place et à la base d'un versant préfigurant le coteau actuel. Selon cette hypothèse ils s'apparenteraient à certaines formes d'ablation de dimensions réduites décrites par plusieurs auteurs sous les noms de "glacis de pied de versant" (B. Bomer, 1975), de "glacis-cônes" (M.B. Dumas, 1966), ou de "cônes glacis" (P. Barrère, 1975). La genèse de telles formes ne peut s'envisager qu'en fonction d'un système morphoclimatique effectivement propice à l'érosion latérale, mais aussi d'un environnement paléogéographique différent du relief actuel, puisque l'élaboration des "cônes" a manifestement précédé l'installation des coulées situées en amont et l'incision du bloc supérieur du Sillon de Bretagne par l'érosion linéaire.

Ces cônes peuvent être rapportés au Plio-Quaternaire ou au Quaternaire ancien en raison de la nature et de la disposition des dépôts superficiels qui les recouvrent et en fonction des processus et modèles par ailleurs attribués à cette période à l'intérieur du Pays Nantais (Chap. 3). Ils résulteraient des épisodes suivants :

- Glaciplanation des sables de Savenay au pied d'un paléoversant et épandage superficiel de produits de remaniement (Plio-Quaternaire et/ou Pléistocène ancien ?).
- Rejeu du Sillon de Bretagne, puis incision du bloc soulevé par les coulées.

Cette interprétation introduit l'idée d'une glaciplanation exercée à la base du Sillon, à la suite du Pliocène et surtout celle d'un rejeu néotectonique du coteau.

315/L'environnement et la signification paléogéographiques des Sables de Savenay

3151/Les relations entre les Sables de Savenay et le bloc supérieur du Sillon de Bretagne

Dans sa section occidentale, entre Saint-Roch et Savenay, la base du

Sillon de Bretagne comporte donc des dépôts qui semblent témoigner de sédimentations cénomaniennes, éocènes, pliocènes et "pléistocène ancien", bien que leurs attributions chronologiques demeurent imparfaitement établies. Ces dépôts associent toujours deux types d'éléments :

- Des composants spécifiques, par exemple des sables fins à sclérites "type SB 7" pour les Sables de Savenay rapportés à l'Eocène des grains de quartz E.L. marins pour les horizons "pliocènes", des cailloux de quartz N.U. et des fragments de mylonites pour les accumulations du "Pléistocène ancien".

- Les produits des remaniements successifs des dépôts antérieurs, par exemple : les fossiles cénomaniens dans les Sables de Savenay, les sables fins de "type SB 7" dans les horizons "pliocènes".

Ils témoignent de l'existence, au moins épisodique, au Cénomanien, à l'Eocène, au Pliocène, au Pléistocène ancien, d'un paléorelief érigé à l'emplacement du Sillon de Bretagne en raison :

- de leur étroite localisation au pied du coteau actuel, sur une bande de terrain de 13 km de longueur pour 1 à 2 km de largeur,

- de leurs caractères sédimentologiques et stratigraphiques, typiques de sédimentations lagunaires ou estuariennes (Eocène ?), littorales (Pliocène ?) ou continentales (Pléistocène ancien ?), réalisées par conséquent dans tous les cas à proximité ou à la base d'un talus émergé.

Deux d'entre eux au moins, ceux de l'Eocène et du Pléistocène ancien, paraissent corrélatifs de reprises d'érosion qui peuvent être elles-mêmes consécutives à des rejeux tectoniques, ce qu'atteste la présence de composants d'origines continentales remaniés : grains de quartz mylonitisés dans le premier cas, débris de quartz N.U. et de mylonites dans le second.

En conclusion, les Sables de Savenay, les sables rouges et les accumulations détritiques qui les recouvrent, indiqueraient :

- qu'un paléorelief a été mis en place dans l'axe du coteau actuel probablement dès le Cénomanien,

- qu'un tel relief s'est épisodiquement manifesté dans le paysage au cours du Tertiaire, au moins pendant l'Eocène et le Pliocène,

- que le Sillon de Bretagne fut le siège de rejeux tectoniques répétés, dont les derniers se situeraient à la fin du Tertiaire ou au début du Quaternaire.

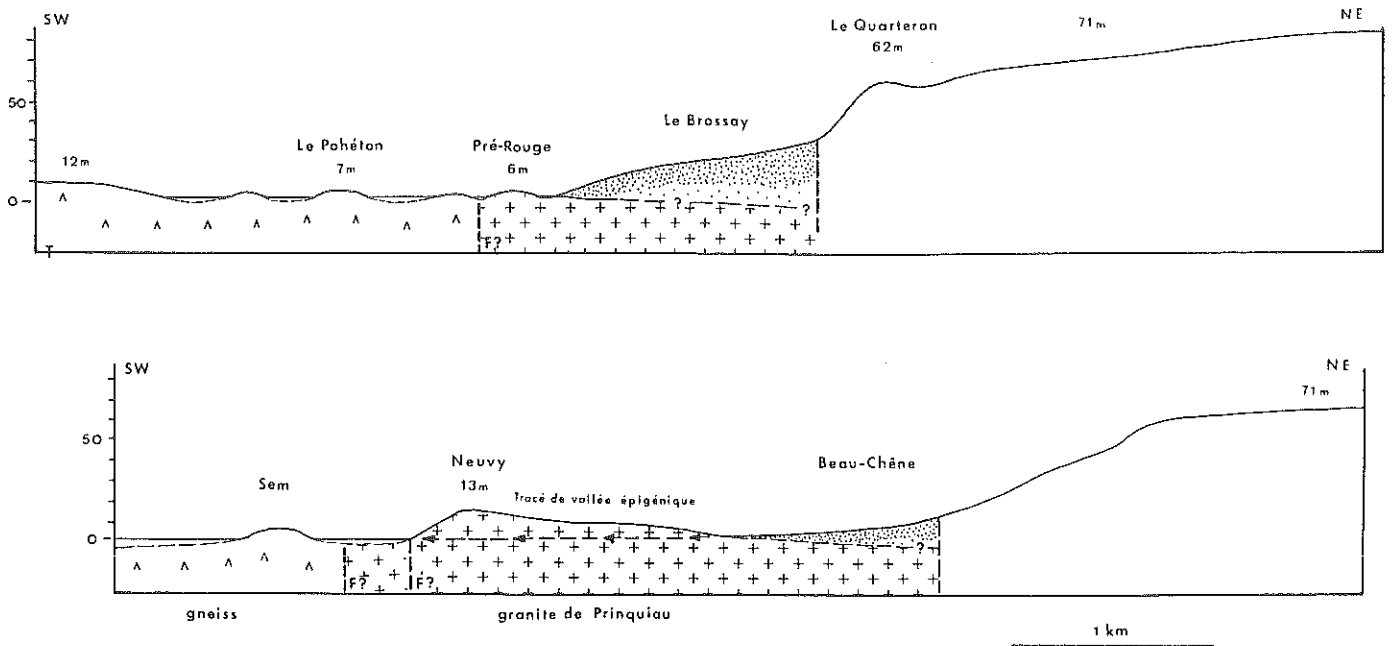
3152/Les relations entre les Sables de Savenay et le bloc inférieur du Sillon de Bretagne

Les Sables de Savenay sont vraisemblablement bloqués au pied du Sillon de Bretagne sur le revers d'un ou plusieurs angles de failles basculés vers le Nord ou le Nord Est. En dépit de la médiocrité des altitudes, commune à tous les milieux estuariens, cette interprétation repose sur cinq séries d'arguments :

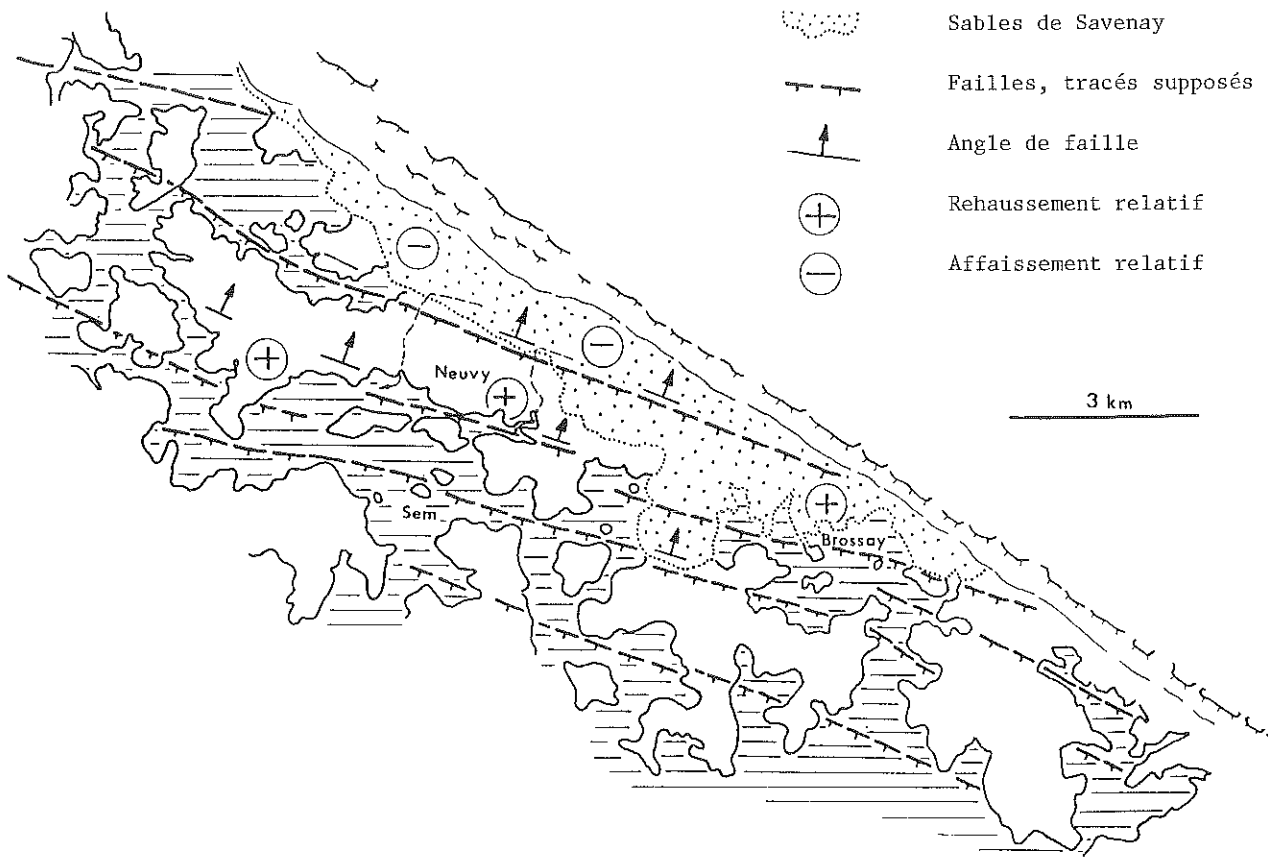
a) Au lieu de s'épaissir vers le Sud, les sables paraissent s'approfondir en direction de la base du Sillon (fig. 53). Il n'existe pas assez de coupes pour apprécier en détail la puissance des sables au-dessus du socle, mais les sondages B.R.G.M. pratiqués à 7 m d'altitude près du coteau, dans le secteur de Beau-Chêne n'ont atteint les granites qu'à 6,90 et 7,25 m de profondeur (450/6/4) (fig. 47). Un autre sondage B.R.G.M., également proche du coteau, et pratiqué à 7 m d'altitude, près de La Touche, a atteint le substratum à 6,75 m (450/6/8). Près de la carrière du Brossay par contre, vers 20 m d'altitude, des forages de puisatiers auraient traversé 18 à 20 m de sables sans atteindre le socle.

b) Vers le Sud, les Sables de Savenay, sables du "type Brossay" ou sables "composites", entrent en contact soit avec des affleurements rocheux généralement granitiques (L'Aunain et La Pierre-Elan, près de Saint-Roch, Caudry et Blanche-Couronne, près de Prinquiau), soit avec des marais internes (Marais de l'Urin, du Fresnier, ...) (Savenay 5-6) (Savenay 7-8 SW).

Dans le premier cas, les affleurements sableux sont toujours dominés



a. Conditions de gisements des Sables de Savenay au Brossay et à Neuvy



b. Affleurement des Sables de Savenay et tectonisation du socle

Fig. 53 L'environnement des Sables de Savenay

de quelques mètres par les affleurements rocheux situés plus au Sud, sauf dans l'exemple du Brossay, qui fera l'objet d'un développement spécial (§ e). En dehors des zones les plus proches du coteau par exemple, les "sables composites" compris entre Saint-Roch et La Chapelle-Launay affleurent entre 4 et 7 m alors que les granites de Prinquiau qui les longent plus au Sud "culminent" entre 11 et 17 m. De plus, ces affleurements granitiques forment un relief dissymétrique qui s'incline vers le Nord à partir d'une ligne, unissant les tors et les chicots rocheux les plus élevés, nettement déportée vers le Sud (fig. 53 a et b).

Dans le second cas, au lieu de plonger sous les marais internes, les Sables de Savenay sont toujours relayés sur leurs bordures méridionales par des affleurements rocheux. Des relevés détaillés effectués à l'intérieur et à la périphérie du Marais du Fresnier (Savenay 7-8 SW) ont révélé l'existence d'une série de pointements gneissiques et surtout granitiques, sains, tout autour de "l'interfluve du Brossay": buttes aplaties sur les gneiss rubanés (Le Poheton, La Favrais, La Chabotière), buttes à chicots et à tors sur les granites d'anatexie (Les Prés Rouges, Le Rocher, Le Fresnier). Il en est de même autour des Marais de l'Urin (Savenay 5-6 N). Partout vers le Sud, des éléments de socle surélevés limitent donc l'extension des Sables de Savenay.

c) Encore plus au Sud, les granites de Prinquiau entrent en contact avec les embréchites de l'Estuaire (Prinquiau, Le Poheton, La Roche-au-Jeu). Ce contact est certainement tectonisé. L'alignement des marais internes qui le jalonnent sur presque toute sa longueur semble en effet résulter de l'exploitation d'une bande de broyage de direction "angevine" N 110° par l'érosion différentielle (Marais du Pingliiau, de Sem, de Blanche-Couronne, du Coquelin, du Fresnier). Cette zone de broyage accompagnerait une faille, légèrement oblique par rapport à l'axe du Sillon de Bretagne, mais de même regard, responsable du rehaussement des granites de Prinquiau sur leur bordure méridionale, de leur plongement vers le Nord Est et du blocage des Sables de Savenay au pied du Sillon dans un angle de faille ; des touches de piano secondaires s'adjoindraient éventuellement à cet accident principal.

d) De part et d'autre de Prinquiau, les granites d'anatexie sont transversalement recoupés par deux vallons secs, l'un contournant le bourg de Prinquiau à l'Est, l'autre longeant le village de l'Hôtel-Rigaud à l'Ouest (Savenay 5-6 SE). Ces deux vallons présentent des tracés épigéniques. Ils prennent naissance au Nord, sur l'affleurement des Sables de Savenay (sables composites), vers 4 à 7 m d'altitude et longent d'abord le contact avec les granites. Ils atteignent les Marais de Sem au Sud, entre 1 et 2 m d'altitude après avoir traversé l'affleurement des granites d'anatexie, qui culminent dans le secteur entre 11 et 15 m. Cette situation peut s'expliquer : soit par une surimposition consécutive à une fossilisation complète des granites, elle-même suivie d'une exhumation partielle jusqu'aux limites actuelles des Sables de Savenay ; soit par une antécédence par rapport à un rejeu de la faille bordière méridionale de l'affleurement granitique ; soit par la combinaison des deux processus (fossilisation, surimposition, rejeu, exhumation). Dans tous les cas, une influence tectonique éventuellement associée à une réactivation du Sillon de Bretagne demeure envisageable. Elle serait alors postérieure au dépôt des Sables de Savenay et témoignerait d'un rejeu au moins post-éocène.

e) L'interfluve du Brossay est exclusivement formé de Sables de Savenay, dont l'analyse a servi de point de départ à ce paragraphe. Il présente la particularité d'être un des éléments topographiques les plus élevés de l'Estuaire (10 à 26 m), en même temps qu'un des moins résistants. Les sables, pourtant très vulnérables, dominent en effet de toutes parts les affleurements granitiques ou gneissiques encadrants (6 à 10 m d'altitude absolue). Cette situation paradoxale peut être d'origine tectonique. Les observations qui précèdent permettent de proposer un schéma de la trame tectonique locale mettant en valeur un réseau de

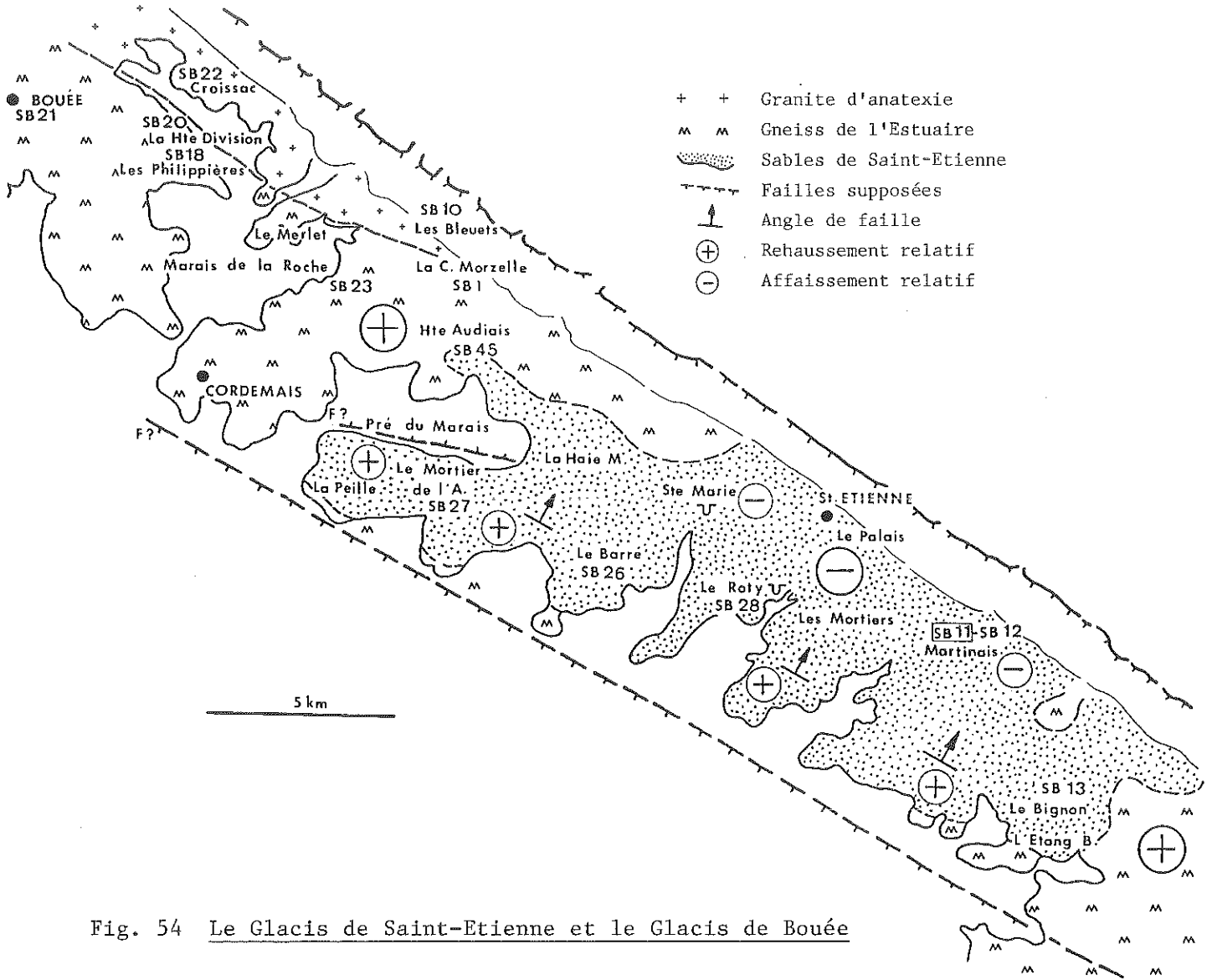


Fig. 54 Le Glacis de Saint-Etienne et le Glacis de Bouée

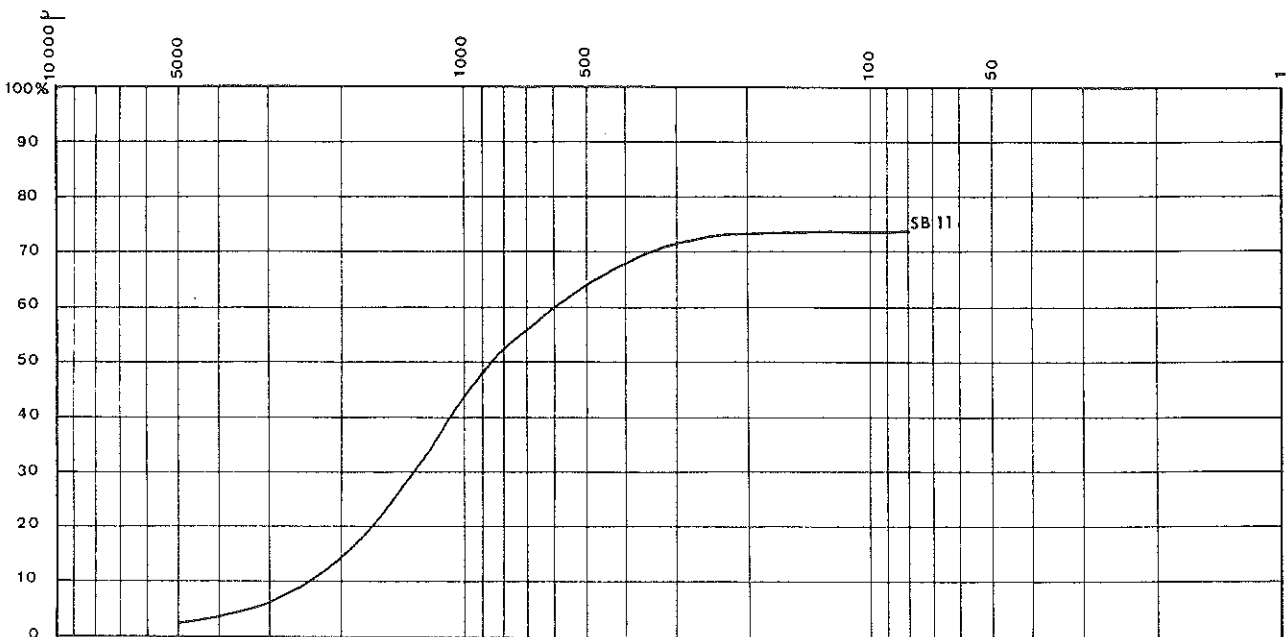


Fig. 55 Courbes granulométriques des sandes de La Martinais (SB 11)

failles N 100-110° à regards Sud Sud Ouest, limitant des angles de failles inclinés vers le Nord Nord Est et convergeant vers la Zone Broyée Sud-Armoricaine à l'Est (fig. 48). Le secteur du Brossay occuperait ainsi un intervalle entre deux points d'enracinement de failles N 100-110° le long du Sillon de Bretagne. Son rehaussement s'expliquerait alors par des mouvements compensatoires de l'affaissement des revers des angles de failles situés plus à l'Ouest, éventuellement contemporains d'un rejeu du Sillon de Bretagne. L'immunité relative de cet affleurement sableux, dans un secteur agressé de tous côtés par l'érosion linéaire, constituerait d'ailleurs un nouvel argument en faveur de rejeux récents.

32/ Les Sables de Saint-Etienne-de-Montluc

321/ Les caractères sédimentologiques et stratigraphiques des Sables de Saint-Etienne-de-Montluc

A une dizaine de kilomètres au Sud Est des Sables de Savenay, les Sables de Saint-Etienne-de-Montluc sous-tendent un "glacis" - au sens topographique du terme - long de 11 km, large de 2,5 km, régulièrement incliné du Nord Est (20-21 m) au Sud Ouest (5-10 m), strictement associé à la base du coteau, profondément festonné et entièrement bordé par les Marais de Saint-Etienne (fig. 54). Le relief est simple. Vers l'Ouest, les sables sont relayés par les altérites gneissiques de Bouée - Cordemais, localement enrichies en grains de quartz E.L. et R.M. (Pré-du-Marais, Butte de La Haute-Audiais) (Paimboeuf 3-4 E). Vers l'Est, ils alternent avec des buttes et affleurements gneissiques qui précèdent les blocs de Couéron (La Chevalerais, L'Etang-Bernard) (Nantes 1-2 SW, Nantes 5-6 NE).

La bibliographie relative aux Sables de Saint-Etienne se limite pour l'essentiel aux notices des cartes géologiques. Ch. Barrois les a interprétés comme des nappes alluviales (1896-97). G. Ferronnière les a rapportés à une "moyenne terrasse" (1913). G. Denizot les a partiellement attribués au Pliocène (1935). M. Ters les a cartographiés comme de "moyennes terrasses" de 25 m surmontant partiellement du Pliocène et supportant de larges épandages de "dépôts de pentes" soliflués (Cartes géologiques, Nantes, 1/80 000 et 1/50 000) (Carte géologique, Paimboeuf, 1/50 000). Une prospection sur le terrain révèle dès l'abord deux séries de matériaux superposées, appartenant à deux types de sédimentations différentes.

3211/ Un soubassement sableux tertiaire vraisemblablement pliocène

Des sables de couleur jaune ou rouge s'observent en surface ou sous quelques décimètres de sédiments remaniés, surtout à l'Est du glacis. Il s'agit de sables argileux, feldspathiques, riches en grains E.L. qui présentent des analogies de faciès avec les "sables rouges" pliocènes précédemment définis (Chap. 2, § 2).

A La Martinais (Est de Saint-Etienne), le forage d'un puits a traversé de haut en bas et sans atteindre le socle sain :

- Une formation superficielle argilo-sableuse riche en quartz N.U. et en graviers E.L., constituée de matériaux remaniés sur une épaisseur de moins d'un mètre.
- Des sables de couleur rouge, feldspathiques et argileux (26% de particules inférieures à 80 μ), épais d'environ 4 m (échantillon SB 11).
- Une assise argileuse blanche ou rose, riche en muscovite, assimilable à des altérites de type 5, en place ou partiellement remaniées, sur plus de 4 m.

Les sables rouges alternent vers le sommet de la coupe avec des passées argileuses et graveleuses qui témoignent du remaniement de leurs horizons les moins profonds. Les caractères sédimentologiques de l'échantillon SB 11, prélevé à ce niveau (- 1,20 m), rapprochent effectivement ces dépôts de sables rouges pliocènes plus ou moins profondément remaniés. Leur courbe granulométrique est comparable à celle des échantillons de sables rouges antérieurement pris comme

référence (fig. 55), bien que leur médiane soit plus élevée (860 μ). Leur analyse morphoscopique révèle, selon les fractions granulométriques : 27 à 32% d'E.L., 56 à 70% de S.A., 4 à 12% de N.U., mais aussi 3 à 10% de grains éolisés ou R.M.

Des sédiments analogues, rapportés à du Pliocène marin sur la carte géologique de Nantes au 1/50 000, affleurent au Sud de Saint-Etienne-de-Montluc, entre Les Mortiers et La Marquellerais (le toponyme "Mortier", utilisé à plusieurs reprises dans le secteur, signale des gisements de sables). D'autres affleurent encore à l'Ouest de Saint-Etienne, à Sainte-Marie-L'Aunay, où ils furent exploités en carrière sur plus de 10 m et où un sondage B.R.G.M. a confirmé la présence de "sables rouges" pliocènes sur une douzaine de mètres.

Il apparaît donc que les sables de Saint-Etienne-de-Montluc se composent d'abord et pour l'essentiel de sables de couleur rouge, dont l'épaisseur, probablement irrégulière, demeure inconnue dans le détail, mais dépasse localement 12 m. De par certains de leurs caractères sédimentologiques, ils semblent se rapporter aux "sables rouges" pliocènes. Cette datation serait confirmée par leur superposition à des dépôts assimilables à du Redonien. Les auteurs de la Carte géologique de Nantes au 1/50 000 mentionnent en effet des calcaires et argiles à faciès redoniens sous des sables rouges à La Guinière et au Mortier, à 4 km au Nord de Couëron. Un sondage B.R.G.M. indique par ailleurs l'existence de calcaires coquilliers, encore non datés, sous des argiles sableuses, entre 9,5 et 15 m de profondeur, au Plessis, à 4 km au Sud Est de Saint-Etienne.

Les "sables rouges" de Saint-Etienne-de-Montluc ressemblent par ailleurs aux sédiments signalés plus à l'Ouest au-dessus des "Sables de Savenay", en particulier à La Montagne-Verte, à L'Auge, à La Brosse et au Danra (§ 3 142). L'ensemble de ces dépôts pourrait correspondre à un faciès particulier de "sables rouges" pliocènes, propres à l'Estuaire, éventuellement influencés dans leurs caractères sédimentologiques par la présence et la proximité d'un paléorelief préfigurant le coteau actuel.

3212/Un vaste épandage superficiel de matériaux composites remaniés au Quaternaire

La coupe de La Martinais a montré que les "sables rouges" sont surmontés par des formations enrichies en argiles et en quartz N.U. Ces formations recouvrent la majeure partie du glacis de Saint-Etienne (ex. : secteur de La Clunais, entre La Martinais et Saint-Etienne). Elles évoquent des remaniements superficiels d'origine fluviatile. D'autres coupes dénotent des apports plus nettement alluviaux. Au Palais (1 km au Sud de Saint-Etienne), des graviers fins, anguleux ou émoussés, des débris de spongiaires roulés et des éclats de silex patinés sont englobés dans une matrice argilo-sableuse décolorée. Au Barré (2 km à l'Ouest de Saint-Etienne), des sables jaunes, feldspathiques et très argileux, épais de 5 m reposent sur des argiles grisâtres qui correspondent à des altérites de type 5 ; ils comprennent plus de 50% d'E.L. mais aussi de grains N.U., quelques R.M. et des fragments de silex patinés. Les accumulations de ce type sont largement représentées à l'Ouest du glacis de Saint-Etienne sur des épaisseurs d'un ou plusieurs mètres ; à La Haie-Maheas, elles recouvrent visiblement les sables rouges en place ; les N.U. y dominent parmi les sables et des débris de grès ladères s'ajoutent aux silex.

Au Roty (2 km au Sud Ouest de Saint-Etienne), des sables et petits graviers, finement triés et stratifiés, riches en muscovite et en feldspath, sont observables sur plus de 2 m. Les quartz, hétérométriques, sont exclusivement formés de N.U. Ce nouveau type de matériel provient directement de l'étalement de produits d'arénisation à la suite d'un transport très court peut-être depuis le coteau. Plus à l'Ouest, au Mortier-de-L'Angle et à La Peille, des sables argileux jaunes sont uniquement formés de quartz N.U. dans les fractions les plus grossières (supérieures à 500 μ) et sont enrichis de quelques éléments E.L. et R.M. parmi les plus fines ; la prépondérance des N.U. indique

ici la proximité du socle : les embréchites affleurent en effet à 1 ou 2 km plus à l'Ouest, au-delà du Pré-du-Marais ; les apports en E.L. et R.M. traduisent l'exposition des gisements aux apports estuariens : ils occupent les terminaisons les plus méridionales du glacis.

La plupart des échantillons examinés contiennent des R.M. en proportions généralement faibles. Dans le secteur du Bignon, entre Saint-Etienne et Couëron, des sables présentent cependant jusqu'à 46 et 50% de R.M. selon les fractions (échantillon SB 13, Chap. 9, § 3223).

Il apparaît donc que les "sables rouges" de Saint-Etienne-de-Montluc sont superficiellement nappés de matériaux composites qui ont quatre origines :

- Un remaniement du soubassement pliocène, lui-même principal fournisseur en grains de quartz E.L..
- Un apport détritique soliflué à partir du coteau, auquel s'ajoute probablement, dans certains secteurs, un remaniement des altérites du socle sous-jacent, principal fournisseur en feldspath, micas et grains de quartz N.U..
- Un apport alluvial en matériaux divers, sables et argiles, dont les meilleurs critères sont les débris de grès et surtout de silex à patine typiquement fluviale ; l'importance locale de cet apport est fonction de la proximité du fleuve et du voisinage des marais externes.
- Un apport éolien qui est attesté par la dispersion de grains R.M. au sein des dépôts, qui tient à la situation de ces derniers dans l'Estuaire (L. Barbaroux, 1980) et qui confirme l'appartenance des matériaux considérés au Quaternaire.

Ces matériaux ont été remaniés et étalés par des processus fluviaux quaternaires mais ne constituent qu'un simple recouvrement, même si leur épaisseur atteint ponctuellement plusieurs mètres. Ils peuvent être éventuellement assimilés à une nappe alluviale, mais ne méritent en aucun cas l'appellation de "terrasse". La forme du "glacis" de Saint-Etienne ne doit rien en effet aux processus fluviaux et reste essentiellement conditionnée par le toit des sables rouges pliocènes sous-jacents. Son profil et ses altitudes n'ont rien de commun avec une quelconque forme d'étagement. Son calage chronologique avec un niveau de "moyenne terrasse" n'est justifié ni par la stratigraphie locale, ni par la disposition des dépôts définis par ailleurs à l'intérieur de l'Estuaire (F. Ottman et al., 1968 a et b) (L. Barbaroux, 1980). Des formations de natures et d'altitudes voisines de celles qui viennent d'être décrites existent d'ailleurs autour de Bouée, où elles surmontent directement le socle (§ 33).

322/L'environnement et la signification paléogéographique des Sables de Saint-Etienne-de-Montluc

Hormis les recouvrements composites quaternaires précités, les sables rouges de Saint-Etienne ont au moins trois significations en regard du relief local et de son évolution.

Leurs conditions de gisement sont révélatrices de la présence d'un angle de faille comparable à ceux qui ont été mis en évidence à l'emplacement des Sables de Savenay. Toutes les terminaisons méridionales des festons du glacis de Saint-Etienne s'alignent en effet sur un axe N 120-125°, parallèle au Sillon de Bretagne, qui se prolonge distinctement par une série de vallons et de dépressions à travers les blocs géométriques de Couëron (Les Ardillets), entre les buttes de Basse-Indre et de Haute-Indre et, au-delà de la Loire, jusqu'à Bouguenais. Beaucoup de ces terminaisons se marquent, non par un prolongement des sables sous les marais externes de Saint-Etienne, mais par une série d'affleurements gneissiques dont la disposition rappelle exactement les pointements rocheux qui cernent les bordures méridionales des Sables de Savenay. A l'image de ces derniers, il apparaît donc que les sables de Saint-Etienne se trouvent en partie piégés sur le revers d'un angle de faille parallèle au Sillon de Bretagne, incliné vers celui-ci et limité vers le Sud par un long accident N 120-125° à regard Sud-Ouest (fig. 54). L'éventualité d'un rejeu récent de ce dernier se poserait dans les mêmes termes qu'à propos des failles bordières de l'affleurement des Sables de Savenay.

Le soubassement de cet angle de faille peut être déformé dans le détail par les mouvements relatifs de compartiments secondaires. Ainsi, au Nord de

La Peille et du Mortier-de-L'Angle, à l'approche des affleurements gneissiques présents plus à l'Ouest et dans un secteur où l'abondance des produits d'altération parmi les formations superficielles évoque la proximité du socle, le contact avec les marais internes dénommés "Pré-du-Marais" s'établit selon un axe N 100°, parallèle à ceux qui ont été repérés plus à l'Ouest autour de Savenay (§ 3152 e/). Ce contact s'établirait entre une zone de surrection relative (terminaisons de La Peille et du Mortier-de-L'Angle) et une zone d'affaissement relatif (marais interne).

Compris entre deux zones de surélévation du socle (glacis gneissique de Bouée - Cordemais à l'Ouest et surtout blocs géométriques de Couëron à l'Est), strictement localisés à la base du coteau, les sables de Saint-Etienne représentent l'affleurement pliocène connu le plus important de l'Estuaire, en étendue comme sans doute aussi en épaisseur. Ils témoignent d'une subsidence locale du socle, donc de mouvements pré-pliocènes réalisés parallèlement au Sillon et éventuellement en rapport avec les rejeux des failles associées à ce dernier.

Les Sables de Saint-Etienne occupent donc une aire de subsidence, comparable à celle qui doit se trouver plus à l'Ouest à l'emplacement des Sables de Savenay. L'espace correspondant au bloc affaissé du Sillon de Bretagne comporterait ainsi deux compartiments déprimés principaux surmontés, d'après les indications actuelles de la stratigraphie, l'un de dépôts "éocènes", eux-mêmes recouverts de "pliocène" et probablement aussi de "quaternaire ancien" (Savenay), l'autre de dépôts "pliocènes", nappés de matériaux d'épandage quaternaires (Saint-Etienne). Ces deux compartiments sont symétriques l'un de l'autre par rapport au "glacis" de Bouée, lequel coïnciderait alors avec une aire d'exhaussement relative du socle (§ 33). Ils sont également symétriques des bassins tertiaires de Campbon, Saffré et Nort par rapport au Plateau Nantais. On remarquera d'autre part, que la stratigraphie et la répartition des sédiments à la base du Sillon de Bretagne, apparemment éocènes pour l'essentiel à l'Ouest et pliocènes à l'Est, paraissent dénoter une migration de la subsidence dans cette dernière direction au cours du Tertiaire sur les marges méridionales du Plateau Nantais, selon un processus analogue, bien que plus atténué, à celui qui a été antérieurement mentionné à propos de ses marges septentrionales (Chap. 2, § 13).

Enfin et surtout, si les sables rouges de Saint-Etienne (et subsidiairement ceux qui recouvrent plus à l'Ouest les sables éocènes de Savenay) sont effectivement contemporains des affleurements de sables rouges pliocènes présents sur le Plateau Nantais, c'est-à-dire sur le bloc actuellement soulevé du Sillon de Bretagne, leurs conditions de gisement fourniraient un argument essentiel en faveur du rejeu post-pliocène de ce dernier.

33/ Les formations superficielles et les altérations du glacis de Bouée - Cordemais

331/ Les cadres morphostructuraux

Le glacis de Bouée - Cordemais se compose d'interfluves plats et festonnés, profondément pénétrés par les marais internes (Pré-du-Marais à l'Est, Marais de la Roche au centre, Marais-du-Fresnier à l'Ouest) (fig. 54). Leurs altitudes sont semblables à celles de reliefs encadrants : une vingtaine de mètres à la base du coteau, une dizaine de mètres en bordure du fleuve. Ils correspondent à un vaste affleurement de roches cristallines et métamorphiques situé entre les sables de Savenay à l'Ouest et de Saint-Etienne à l'Est. Leur surface recoupe indistinctement les granites d'anatexie qui prolongent les granites de Prinquiau au Nord jusqu'à La Croix-Morzelle, les anatexites, embréchites à texture rubanée et gneiss leptynitiques au centre, les granites de Lavau au Sud Ouest.

L'endroit est très faillé. Les marais internes masquent des paléoreliefs actuellement colmatés, mais leurs contours traduisent à l'évidence des

influences structurales. Les Marais de La Roche et du Fresnier paraissent bordés par des failles N 125° parallèles au Sillon de Bretagne, N 100-110° parallèles aux affleurements rocheux de l'Estuaire et probablement aussi N 45-60°. Les terminaisons méridionales du glacis de Bouée s'alignent sur celles du glacis de Saint-Etienne et probablement sur le même accident, lequel semble se prolonger vers le Marais de Sem à l'Ouest et constituer, de Nantes à la Brière, l'un des principaux linéaments de l'estuaire. On sait que le modelé de ce secteur comprend deux ensembles distincts : le glacis s.s. et les buttes surbaissées qui le dominent de quelques mètres (§ 133).

332/ Les formations superficielles du glacis s.s.

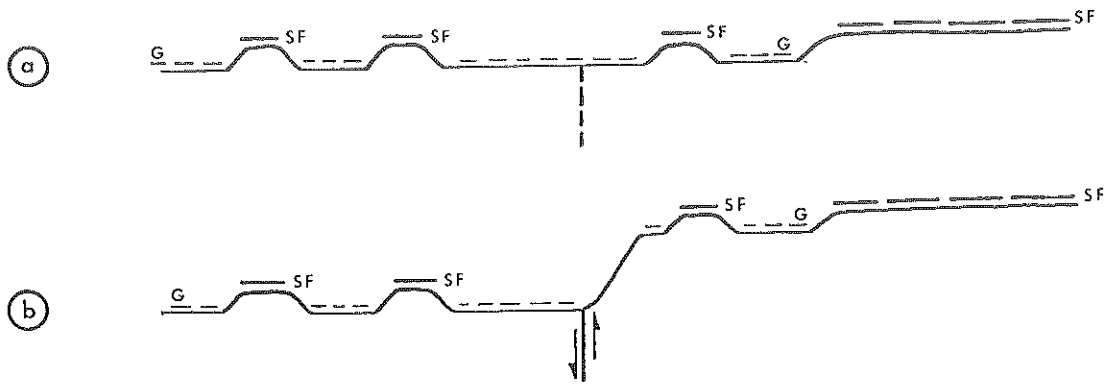
Le glacis de Bouée - Cordemais ne comporte aucun recouvrement sédimentaire. Les affleurements rocheux sains y sont fréquents (La Croix-Morzelle, Le Merlet, Cordemais) et sont généralement auréolés d'altérites de plus en plus profondes et prononcées vers l'extérieur ; mais, dans sa majeure partie, le socle est altéré.

L'altération n'atteint cependant jamais ni la profondeur ni le degré de celle qui caractérise la Surface fondamentale (Plateau Nantais ou Plateau du Cellier). Elle s'apparente plutôt à celle des replats bordiers du Sillon de Bretagne. Les altérites sont épaisses de 1 à 2 m en général, de 3 à 3,5 m occasionnellement. Leurs faciès sont extrêmement variés aussi bien en plan qu'en coupe : types 1 et 2 à Beaulieu ou à Croissac, type 5 au Goust ou à La Poirie, pour ne citer que des affleurements proches de la base du coteau. Les fondations des pylones environnant la centrale thermique de Cordemais ont révélé la profonde irrégularité des profils d'altération depuis la Loire jusqu'au Sillon de Bretagne ; ce que la lithologie explique en partie : les granites d'anatexie formant les affleurements les moins altérés, les gneiss présentant à l'inverse les plus vastes étendues d'altérites de types 3 à 5.

Dans la plupart des cas, ces dernières se composent d'une matrice argileuse jaune abondante et de grains de quartz uniquement N.U.. Au M.E.B., à des grossissements de x 100 à x 6 000, ces quartz ne présentent que des figures de dissolution, typiques des milieux sous-saturés en silice (La Croix-Morzelle, échantillon SB 1, Les Bleuets, échantillon SB 10, Croissac, échantillon SB 22). Cependant, ces altérites contiennent par endroits des éléments allogènes : grains S.A., E.L. ou R.M. ; ainsi au Clos (2 km au Nord Est de Cordemais), les altérites de type 5 contiennent 8% de E.L. et de R.M.. Le meilleur exemple de ce type d'apport s'observe entre Bouée et les Marais de La Roche (Les Philippières, La Bessardais, La Chevalais, La Bresse) ; à l'intérieur d'un espace de plus de 2 km², le socle est nappé d'une formation argilo-sableuse jaune à base d'altérites de type 5, où les N.U. composent plus de 70% de la fraction 315-800 μ , les E.L. toujours plus de 10% et les R.M. 5 à 10%. Les altérites du glacis ont donc piégé des matériaux marins ou alluvionnaires à la suite de leur élaboration. Le glacis de Bouée supporte enfin des cailloutis épars qui seront ultérieurement examinés (§ 42).

333/ Les formations superficielles des buttes

Au nombre d'une dizaine, ces buttes dépassent du glacis de 2 à 10 m et culminent entre 12 et 18 m d'altitude absolue. A l'exception de celles où se trouvent établis les bourgs de Bouée et de Cordemais, leurs contacts avec les glacis environnants demeurent difficiles à cerner. Leur très faible hauteur relative, généralement inférieure à 8 m, et leur étendue proportionnellement très importante (100 à 500 m de diamètre) en font des reliefs évidemment très plats. Sauf exceptions (altérites de types 1 et 2 à Cordemais), les altérites y paraissent souvent plus prononcées que sur les glacis voisins (altérites de types 4 et 5 sur les buttes de Bouée, de La Bigonais, de Beaulieu, par exemple). La morphoscopie de leurs fractions 315-800 μ révèle par contre une proportion d'éléments allogènes comparable à celle qui caractérise les altérites du glacis : 5% environ de E.L. sur la butte de La Haute-Division au Nord de Bouée (échantillon SB 20), 5 à 10% de E.L. et de R.M. sur la butte de Bouée elle-même



SF Surface fondamentale et buttes résiduelles G Glacis et replats sommitaux

- a. Glaciplanation du Pléistocène ancien et isolement de buttes résiduelles
- b. Rejeu néotectonique du Sillon de Bretagne

Fig. 56 Interprétation néotectonique du Sillon de Bretagne

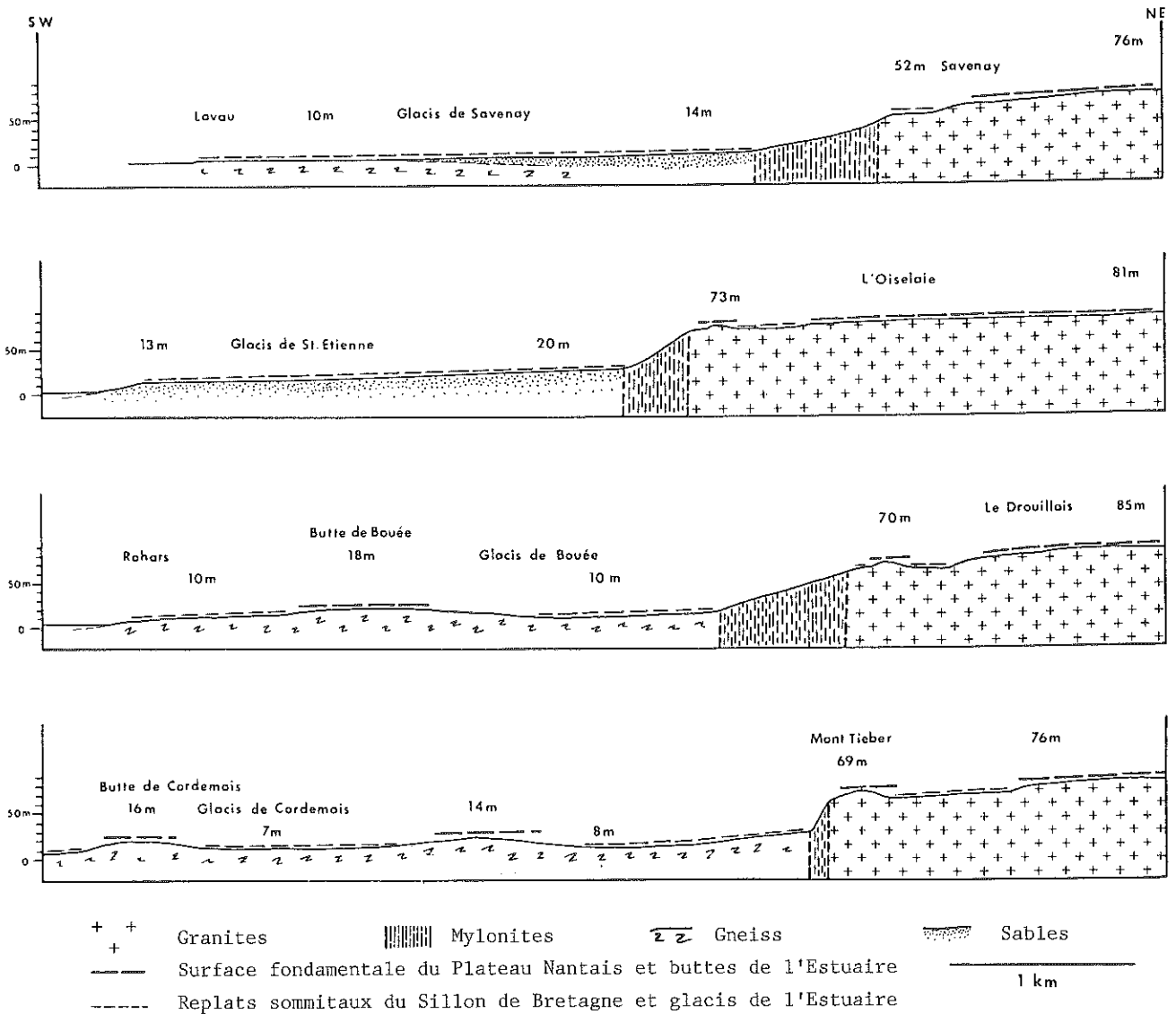


Fig. 57 Coupes interprétatives du Sillon de Bretagne

(échantillon SB 21), ou sur la butte des Sables au Nord Est de Cordemais, 10% de E.L. et 5% de R.M. sur la Butte de La Haute-Audiais à l'Est de Cordemais (échantillon SB 45).

334/L'environnement et la signification paléogéographique des formations superficielles du Glacis de Bouée - Cordemais

Les fonds d'altérites du glacis s.s. et des buttes sont différents, mais l'ensemble des formations témoigne d'une ou de plusieurs submersions, marines ou estuariennes, de chaque type de reliefs, ainsi que d'apports éoliens caractéristiques des zones limitrophes du fleuve.

Néanmoins, en regard des affleurements sableux encadrants, la part des apports sédimentaires est ici des plus réduites ; ce qui montre qu'au cours des sédimentations tertiaires, ou à leur suite, la portion du bloc inférieur du Sillon de Bretagne correspondant au "glacis" de Bouée - Cordemais, constituait bien un môle surélevé, ou une zone d'exhaussement relatif, entre deux zones de subsidences relatives ("glacis" de Savenay et "glacis" de Saint-Etienne).

Comparé aux affleurements de socle qui encadrent le domaine considéré, tant au Nord Ouest (Prinquiau) qu'au Sud Est (Couëron), l'ensemble des déformations invoquées ci-dessus serait finalement significatif de gauchissements réalisés dans le sens longitudinal à l'emplacement du bloc affaissé du Sillon de Bretagne. Un tel mouvement concorderait avec les interprétations morphotectoniques qui peuvent être proposées au sujet de ce dernier (§ 4222).

4/Interprétations morphotectoniques du Sillon de Bretagne

41/Hypothèse sur le rôle d'une néotectonique dans la genèse du coteau

Les observations tectoniques et sédimentologiques qui précèdent font partie des méthodes usuelles pour définir un escarpement. En dehors des indications sur le style tectonique, les premières conduisent à distinguer les indices de tectogenèses post-orogéniques, mais ne fournissent aucune indication d'ordre chronologique à leur sujet. En confirmant l'existence épisodique d'un paléorelief à l'emplacement du Sillon de Bretagne depuis la fin du Secondaire, ainsi que l'intervention de déformations postérieures aux dépôts des sables rouges dans le Pays Nantais, les secondes apportent plusieurs éléments en faveur d'un âge post-pliocène du coteau (présence de dépôts probablement du Pléistocène ancien disposés sans rapport avec sa morphologie actuelle, présence de sables rouges à sa base comme sur le plateau encaissant, notamment), mais se fondent sur des dépôts généralement azoïques et imparfaitement datés. Il semble utile, dans ces conditions, d'avoir recours aux enseignements tirés des observations morphologiques effectuées à partir du Plateau Nantais et des interprétations formulées à partir des niveaux topographiques qui s'y emboîtent, dans le but de conforter ceux des analyses tectoniques et sédimentologiques et de préciser la datation du rejeu responsable de la mise en place du coteau actuel.

L'analyse du Plateau Nantais, en effet, a mis en évidence l'emboîtement d'un niveau d'érosion, réalisé par glaciplanation, à l'intérieur d'une "Surface fondamentale" (Chap. 1 et 3). Le phénomène est suffisamment remarquable, au Nord du Pays Nantais comme le long des vallées de 2ème ordre, pour justifier d'en rechercher les manifestations éventuelles plus au Sud.

Par ailleurs, l'analyse du Sillon de Bretagne a conduit à distinguer, de part et d'autre du coteau : un plateau, des replats bordiers et des buttes sommitales (bloc supérieur), des "glacis" au sens topographique du terme et des buttes aplaties. (bloc inférieur) (§ 1).

D'où l'hypothèse suivante :

- Les replats sommitaux du bloc supérieur et les "glacis" du bloc inférieur se rapportent à un même plan d'érosion initial, homologue méridional, par son modelé, sa genèse et son âge, des glacis d'érosion signalés au Nord et à l'Est du Plateau Nantais (Héric, La Chapelle-sur-Erdre).

- Les buttes isolées sur le bloc inférieur et les buttes bordières du bloc supérieur dérivent toutes de la Surface fondamentale, dont elles constituent des reliefs résiduels.
- La dénivellation de l'ensemble de ces reliefs, de chaque côté de la Zone Broyée Sud-Armoricaine, résulte d'un rejeu récent, générateur du coteau actuel.
- Ce rejeu est postérieur à la glaciplanation des marges du Plateau Nantais, laquelle est attribuée au Pléistocène ancien. Il serait donc corrélatif de mouvements néotectoniques (fig. 56).

Cette interprétation soulève des problèmes relatifs au niveau de base d'une glaciplanation réalisée parallèlement à la Z.B.S.A. et à la dynamique d'un rejeu quaternaire du Sillon de Bretagne. Elle repose sur l'analyse d'un relief peu contrasté. Elle s'appuie néanmoins sur plusieurs séries d'arguments.

42/Arguments et interprétations

421/A partir du bloc supérieur

4211/L'origine des replats bordiers

Les replats qui jalonnent le sommet du coteau entre 60 et 65 m forment un gradin parfaitement visible à l'avant des rebords de la Surface fondamentale (70-80 m). On sait comment leur mise en valeur agricole souligne leur spécificité topographique et pédologique. G. Ferronnière a décrit des formes emboîtées dans le rebord du Sillon de Bretagne qui ne peuvent correspondre qu'à ces replats et les a interprétés comme un "rivage correspondant à la terrasse de 60 m" (1913). L. Barbaroux a rapporté les mêmes formes à un "haut niveau marin de 60m" (1972). Aucun sédiment ne confirme ces interprétations. Sur place, les formations superficielles demeurent insignifiantes ; des limons gris où des apports éoliens s'ajoutent aux produits de l'altération météorique, contiennent quelques cailloux quartzeux épars, anguleux ou éolisés, mais ne présentent aucun des caractères distinctifs d'un dépôt quelconque.

Les replats considérés ne sont pas de simples formes d'érosion différentielle. Quoiqu'ils se développent principalement aux dépens des granites mylonitiques de la Z.B.S.A., leur extension vers le Nord Est témoigne de leur indépendance de la lithologie. Leur contact avec la Surface fondamentale n'adhère pas systématiquement aux limites des granites précités et déborde en effet sur des affleurements de natures et de résistances variées : micaschistes au Nord de Savenay, granites de Vigneux au Nord du Mont-Tiéber, micaschistes et gneiss au Nord de Saint-Etienne-de-Montluc, granites orientés au Nord de Couéron.

Il ne s'agit pas non plus de replats tectoniques. Des altérites aussi profondes et aussi prononcées que celles qui caractérisent la Surface fondamentale y affleueraient s'ils ne résultaient que d'une dénivellation du rebord de cette dernière, ce qui n'est évidemment pas le cas.

Par contre, les replats bordiers du Sillon de Bretagne peuvent être interprétés comme les homologues des replats-glacis observés plus au Nord pour plusieurs raisons complémentaires. Leur emboîtement dans la Surface fondamentale est comparable à celui des replats du Gesvres ou du glacis d'Héric, ainsi qu'à l'épaisseur moyenne des altérites associées à cette surface. Leurs altérations superficielles sont analogues à celles des mêmes replats et glacis, au moins par leur minceur et leur inégal degré d'évolution. On remarque enfin que les replats du Sillon de Bretagne sont essentiellement façonnés dans des granites et sont dominés, sur les rebords de la Surface fondamentale, par des micaschistes ou, secondairement, par d'autres granites et des gneiss, alors que les replats-glacis du versant méridional du Gesvres sont formés dans des micaschistes, dominés par les granites de Vigneux, et que les replats-glacis du versant septentrional du Gesvres sont également formés dans des micaschistes et dominés par les mêmes roches. On observe ainsi des cas de figures variés, lesquels confirment partout l'indépendance du façonnement des replats considérés vis-à-vis de la structure, ainsi que leur appartenance à un même plan d'érosion,

développé à partir des bordures de la Surface fondamentale et aux dépens de son manteau d'altérites.

4212/L'origine des buttes sommitales

La répartition de ces buttes dépend probablement des conditions structurales. L'absence de carrières à leurs sommets, par ailleurs nombreuses sur le coteau, dénote la présence d'affleurements moins fracturés ou plus résistants, de noyaux indurés lors des déformations à régime compressif encaissées par la Z.B.S.A. par exemple. Certaines de ces buttes représentent de simples "reliefs de position" et se raccordent par leurs altitudes à des replats bordiers voisins, dont elles ont été séparées par l'érosion linéaire. Mais nombre d'entre elles se raccordent par leur sommet au plan de la Surface fondamentale. Elles sont alors à considérer comme des éléments relictuels de cette dernière, des témoins de son recul, des sortes de monadnocks de résistance épargnés et individualisés par la glaciplanation. Leur élévation au-dessus des replats demeure toutefois modérée (5 à 10 m) et leurs altitudes absolues sont toujours inférieures à celles des rebords de la Surface fondamentale. Leur atténuation tient à leur situation au sommet du coteau et à leur exposition particulière aux agents d'érosion.

422/A partir du bloc inférieur

4221/Les indices de glaciplanation

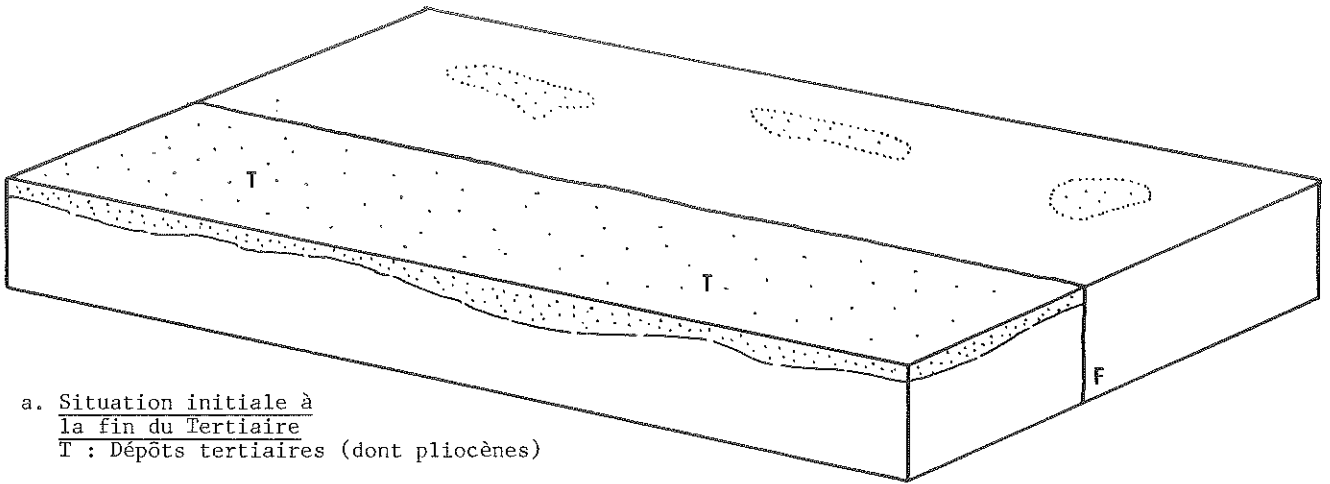
Le "Glacis de Bouée", dont l'appellation n'avait jusqu'à présent qu'un sens descriptif, peut être considéré à son tour comme le produit d'une glaciplanation du Pléistocène ancien et comme le symétrique du Glacis d'Héric avant le dernier rejeu du coteau. Sa surface s'incline régulièrement de 0,3 à 0,5% vers le Sud Sud Ouest. Elle ne comporte que des profils d'altération minces, généralement peu prononcés, effectivement comparables par leurs faciès à ceux du Glacis d'Héric, des replats-glacis des vallées de 2ème ordre et des replats bordiers du Sillon de Bretagne. Il convient cependant de noter que l'environnement est ici différent, le Glacis de Bouée s'étendant entre 5 et 20 m, sur le rebord septentrional de l'Estuaire, dans un domaine où les produits de l'altération du socle ont certainement subi une ablation supplémentaire.

Les buttes aplaties qui surmontent ce glacis peuvent être interprétées comme les homologues des buttes sommitales du Sillon de Bretagne. Leurs altitudes sont sub-égales et peuvent se rapporter à celles de la Surface fondamentale avant dislocation le long du coteau. Leur élévation au-dessus du Glacis de Bouée équivaut en effet à celle des buttes sommitales par rapport aux replats bordiers (fig. 57). Leur oblitération dans le paysage tient à des causes probablement analogues à celles qui ont été invoquées à propos de ces dernières, mais aussi à des processus plus spécifiquement estuariens, liés par exemple à des submersions pléistocènes épisodiques.

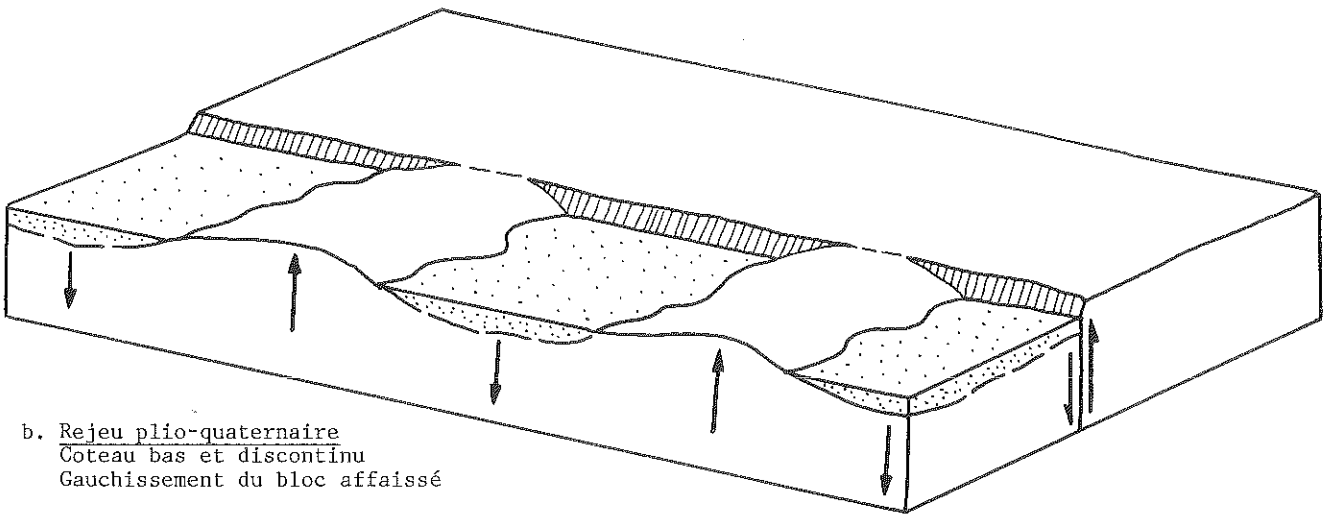
L'évolution des affleurements rocheux de Prinquiau et de Donges, situés plus à l'écart du coteau, pourrait se concevoir dans les mêmes termes. Certains des tors formés au sommet des tertres granitiques les plus élevés du secteur de Prinquiau s'apparenteraient de ce point de vue à des castles kopjés (Chap. 8, § 32). Mais la terminaison occidentale du bloc affaissé (Donges), comme d'ailleurs sa terminaison orientale (Couëron), ont vraisemblablement enregistré des dislocations ultérieures qui les surélèvent présentement par rapport au Glacis de Bouée.

4222/La création des niveaux de base et l'intervention d'un premier rejeu, d'âge "plio-quadernaire"

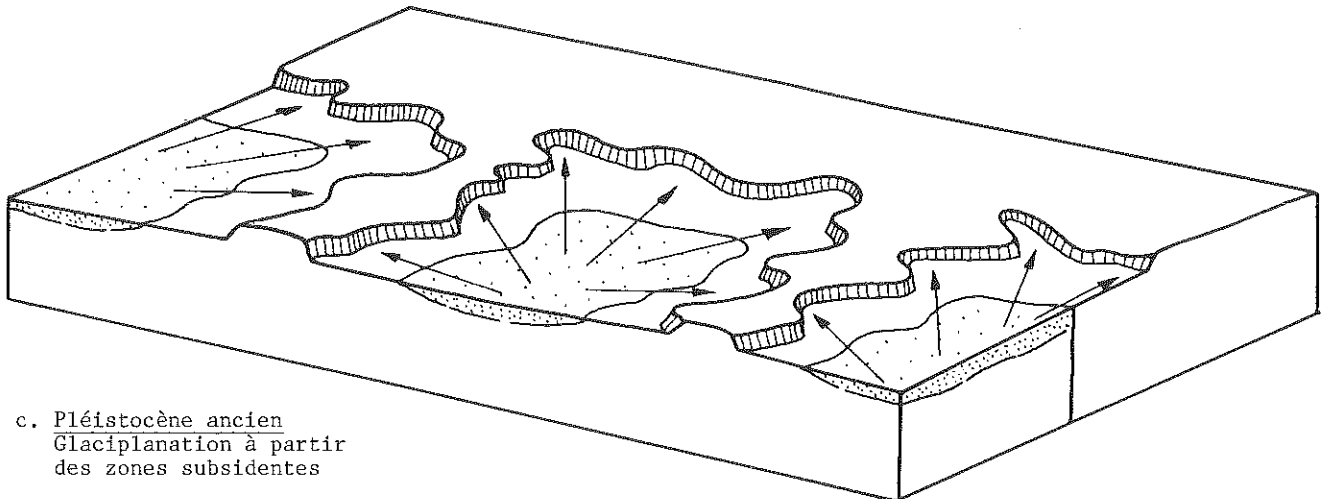
Tous les glacis insubmersibles étendus à la base du coteau entre Savenay et Saint-Etienne-de-Montluc se rapportent à un plan topographique uniforme, par ses pentes comme par ses altitudes. Ce plan recoupe à la fois le socle (Glacis de Bouée) et le sommet des affleurements sédimentaires tertiaires, dont des dépôts pliocènes (Glacis de Savenay et Glacis de Saint-Etienne).



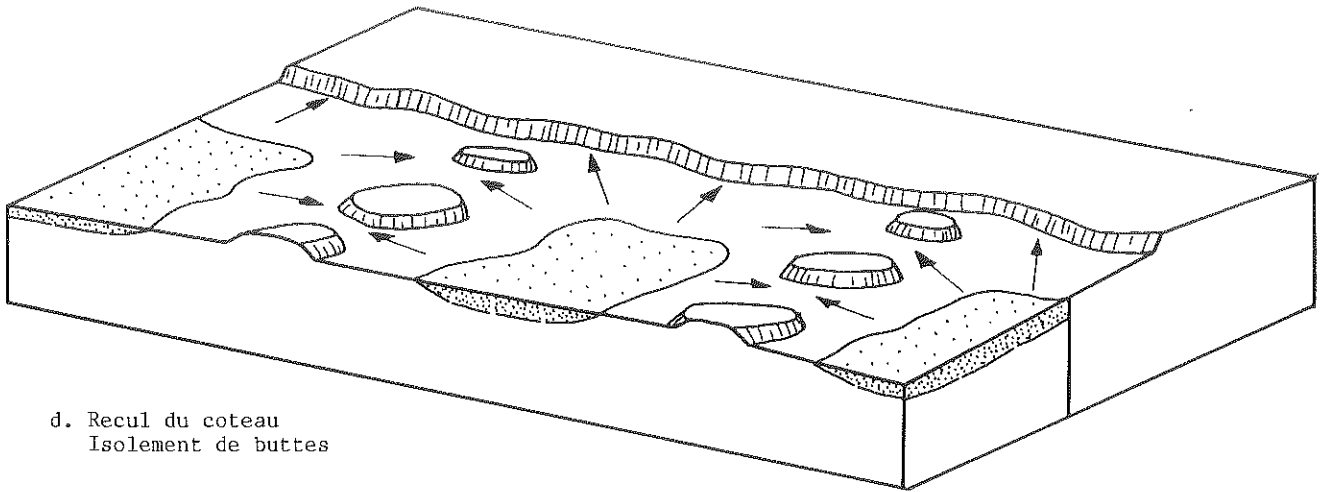
a. Situation initiale à la fin du Tertiaire
T : Dépôts tertiaires (dont pliocènes)



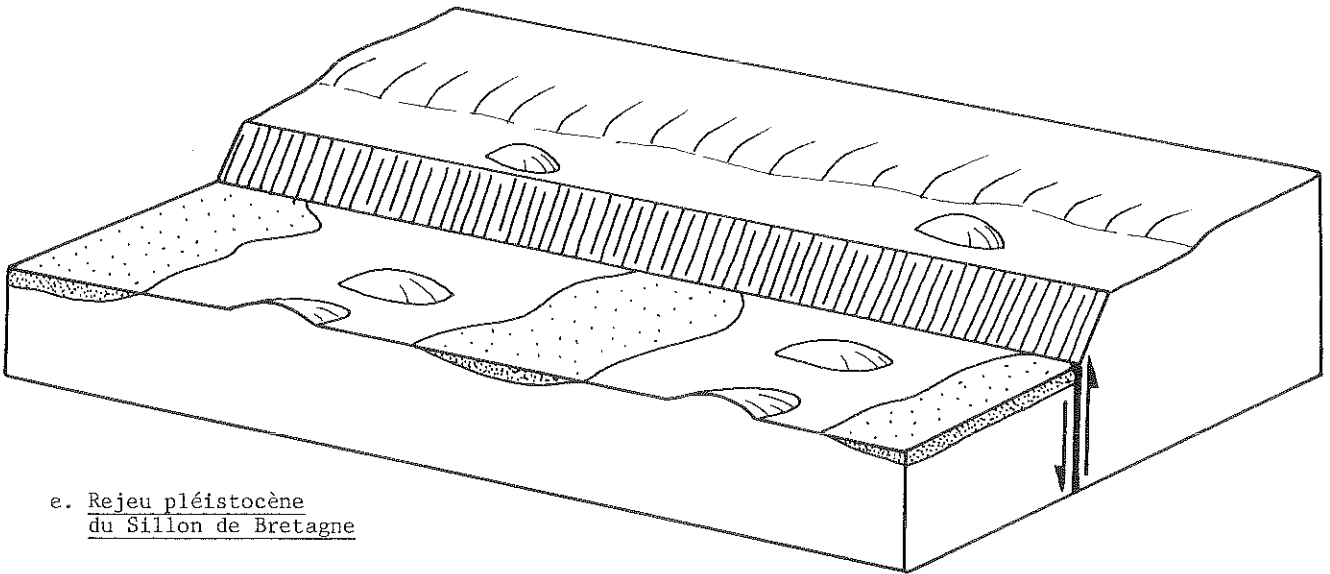
b. Rejeu plio-quaternaire
Coteau bas et discontinu
Gauchissement du bloc affaissé



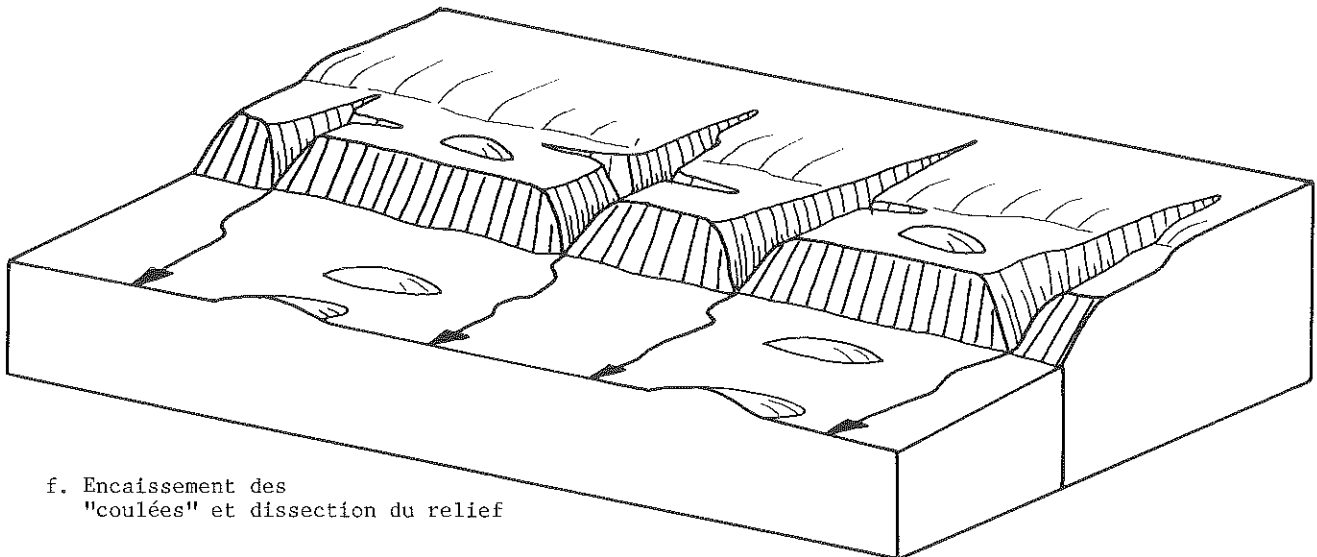
c. Pléistocène ancien
Glaciplanation à partir
des zones subsidentes



d. Recul du coteau
Isolement de buttes



e. Rejeu pléistocène
du Sillon de Bretagne



f. Encaissement des
"coulées" et dissection du relief

Fig. 58 Reconstitution paléogéographique du Sillon de Bretagne
en fonction d'une évolution néotectonique

Il peut donc être considéré dans son ensemble comme le produit de la glacioplanation du Pléistocène ancien. Il est permis de supposer que le niveau de base commun, à partir duquel se sont exercés les processus d'érosion aréolaire, a été fourni par les remblaiements sableux eux-mêmes, à condition d'admettre que ces derniers occupaient une position légèrement déprimée par rapport aux affleurements rocheux actuels (type Glacis de Bouée) lors de la période immédiatement antérieure à la glacioplanation.

Cette hypothèse implique l'intervention d'un rejeu tectonique immédiatement postérieur à la sédimentation pliocène, donc "plio-quadernaire". Un tel rejeu se conçoit parfaitement dans un domaine sectoriellement soumis à des subsidences durables, depuis l'Eocène (Savenay) ou au moins depuis le Pliocène (Saint-Etienne-de-Montluc). Il se déduit d'ailleurs de la répartition des affleurements sableux et de leurs propriétés stratigraphiques (§ 3). La répartition des sédiments tertiaires semble en effet directement et principalement conditionnée par des déformations du bloc inférieur du Sillon de Bretagne.

Cette répartition doit d'abord peu de chose à la fossilisation de paléoreliefs d'origine fluviale. Celle-ci présupposerait l'existence de vallées pré-pliocènes, à l'emplacement des sables tertiaires, et d'interfluves isolés, à l'emplacement du Glacis de Bouée par exemple, ce qui est infirmé par les données stratigraphiques (les Sables de Savenay sont essentiellement éocènes et ceux de Saint-Etienne pliocènes) et par la configuration des affleurements sableux eux-mêmes (leur étroite localisation au pied du coteau est en effet sans rapport avec les contours d'hypothétiques reliefs en creux fossilisés, comme c'est partiellement le cas pour les remblaiements récents des marais internes par exemple). De plus, le creusement de telles vallées se serait poursuivi plus au Nord, aux dépens du secteur correspondant actuellement au bloc supérieur du Sillon de Bretagne ; or la disposition des coulées qui incisent aujourd'hui ce dernier ne présente ni lien ni continuité avec les affleurements sableux du bloc inférieur (§ 423).

En revanche, l'analyse de ces derniers (§ 3) a révélé la probabilité d'un gauchissement généralisé du bloc inférieur, caractérisé à la fois par l'affaissement des zones d'accumulations sableuses déjà marquées d'une tendance persistante à la subsidence (Savenay, Saint-Etienne), par l'exhaussement corrélatif, ou l'exhumation, de zones de "culmination" dans les secteurs centraux (Bouée), occidentaux (Prinquiau - Donges) ou orientaux (Couëron), par l'intervention supplémentaire, enfin, d'angles de failles et de petits fossés tectoniques (Le Brossay, Saint-Etienne). L'intervention de déformations du même type et du même âge, c'est-à-dire de "gauchissements plio-quadernaires", a été évoquée par ailleurs pour expliquer les reliefs situés de l'autre côté du Plateau Nantais, le Glacis d'Héric notamment (Chap. 3, § 25 et 26).

4223/La glacioplanation et l'intervention d'un second rejeu, d'âge "pléistocène"

En fonction de l'hypothèse formulée en tête du précédent paragraphe, la genèse du relief actuel procéderait, depuis la fin du Tertiaire, des étapes suivantes :

- Une sédimentation pliocène, probablement syntectonique, affecte le secteur du Sillon de Bretagne, comme l'ensemble du Pays Nantais ; les accumulations sableuses les plus puissantes se produisent à l'emplacement des zones à tendance subsidente situées au Sud de la Z.B.S.A. (Savenay et surtout Saint-Etienne-de-Montluc) (fig. 58 a).
- Un rejeu "plio-quadernaire", dont les effets se manifestent en d'autres endroits de la région, notamment au Nord du Plateau Nantais, se produit dans l'axe de la Z.B.S.A.. Ce rejeu se caractérise par des rejets inégaux, s'accompagne d'un gauchissement longitudinal induit du bloc inférieur et provoque l'affaissement relatif des zones sableuses à tendance subsidente (angles de failles). Il est nécessaire d'admettre que les rejets s'amortissent complètement au droit des "culminations", pour comprendre le raccordement des buttes basales et

sommitales actuelles au plan de la Surface fondamentale du Plateau Nantais, de même qu'il est nécessaire d'admettre que leur valeur est inférieure ou égale à celle de l'emboîtement des replats bordiers actuels dans ce même plan, au droit des zones affaissées (fig. 58 b).

- Au Pléistocène ancien, et dans un contexte morphoclimatique approprié (Chap. 3, § 3), des processus de glaciplanation s'exercent à partir des zones sableuses affaissées (Savenay, Saint-Etienne), aux dépens des reliefs rocheux dominants ("culminations" de Bouée, de Prinquiau et peut-être aussi de Donges et Couéron) (fig. 58 c). Les zones sableuses affaissées servent donc de surface de départ à la glaciplanation. Elles fonctionnent comme a fonctionné la Plate-forme de Carquefou lors de la formation du Glacis de La Chapelle-sur-Erdre ou des replats-glacis des vallées de 2ème ordre, et dépendent probablement d'un niveau de base général situé plus au Sud, à l'emplacement de l'Estuaire actuel. Elles remplissent, au Sud du Pays Nantais, le rôle joué au Nord de ce dernier par les fossés périphériques de Saffré et de Nort dans l'élaboration du Glacis d'Héric.

- Pendant le Pléistocène ancien, la glaciplanation se poursuit en individualisant les buttes rocheuses du bloc affaissé et du bloc soulevé, en entamant le rebord de celui-ci et en régularisant la pente de raccordement de la Surface fondamentale et du glacis en formation (fig. 58 d). Cette pente, aujourd'hui très estompée, mais toujours remarquable dans le paysage, correspondrait à un escarpement de faille hérité, tout au moins en ce qui concerne les sections situées au droit des zones sableuses (Savenay, Saint-Etienne).

- Le Sillon de Bretagne enregistre un rejeu à rejet uniforme d'une quarantaine de mètres, qui provoque la mise en place du coteau actuel (fig. 58 e). Ce rejeu correspond à un temps fort de la paléogéographie locale puisqu'il s'accompagne de l'exhaussement du Plateau Nantais, principal volume topographique de la région. Il est nécessairement pléistocène, puisque postérieur à la glaciplanation, donc néotectonique. Son âge et son interprétation dynamique seront discutés ultérieurement.

- L'ensemble du relief est disséqué par l'érosion linéaire (coulées), remblayé (marais internes) ou atténué (estompage des buttes résiduelles, évolution du coteau) (§ 423 et 432).

4224/Le problème des dépôts corrélatifs

La présence de nappes caillouteuses, identiques à celles des replats-glacis du Gesvres ou du Glacis d'Héric, sur les replats bordiers du Sillon de Bretagne et sur les glacis de l'Estuaire, prouverait évidemment ces interprétations. Plusieurs des dépôts décrits à la surface des glacis estuariens peuvent se rapporter à des sédiments étalés au Pléistocène ancien : une partie des matériaux constitutifs des cônes de La Chudais (§ 3143), les horizons caillouteux recouvrant ponctuellement les Sables de Savenay, en particulier à la Montagne Verte (§ 3142), certains des composants des formations composites surmontant les Sables de Saint-Etienne (§3212). En dehors des dépôts précités (§332), le Glacis de Bouée-Cordemais comprend par ailleurs quelques placages minces et dispersés, formés de quartz anguleux, par exemple à La Haute-Audiais, à La Croix-Morzelle, au Goust et surtout à la périphérie de la butte de Bouée.

Ces matériaux peuvent partiellement se rapporter aux dépôts corrélatifs de la glaciplanation du bloc affaissé et du rebord du bloc soulevé. Leurs constituants, essentiellement N.U., sont effectivement issus du décapage d'altérites. Leur sédimentation est de type continental. Leur âge est nécessairement quaternaire. Mais ils composent un ensemble hétérogène qui ne comprend rien de vraiment comparable aux nappes caillouteuses mentionnées précédemment dans le Gesvres et autour d'Héric, ni par les faciès, ni par les épaisseurs. Il y a à cela plusieurs raisons.

La première est d'ordre lithologique. Les nappes du Glacis d'Héric ou des replats-glacis du Gesvres et de l'Hocmard se trouvent à l'aval d'affleurements de micaschistes puissamment altérés, riches en quartz d'exsudation et par conséquent propices à la fourniture de matériaux caillouteux épais et étendus, alors que du côté du Sillon de Bretagne le substratum est inapte

à la production de tels matériaux. Les micaschistes à quartz d'exsudation ne côtoient la Z.B.S.A. que dans le secteur de Savenay, au pied duquel les épandages caillouteux les plus comparables à ceux qui viennent d'être évoqués sont effectivement le mieux représentés. Par ailleurs ils s'en écartent et demeurent hors d'atteinte des replats bordiers. Le "filon de quartz du Sillon de Bretagne" n'a pu jouer qu'un rôle mineur en raison de sa minceur et de sa discontinuité (§ 212). Les granites orientés, laminés, mylonitisés du bloc soulevé, comme les embréchites du bloc affaissé, n'ont pu livrer que des débris fins, sableux ou argileux, dont la granulométrie est typique de l'érosion des roches grenues et migmatitiques et dont les restes participent, peut-être, à la composition des nappes répandues à la surface des Sables de Saint-Etienne (§ 32).

La seconde tient à la situation des reliefs considérés et à leur exposition aux agents d'érosion. Les replats bordiers ont été soumis à la solifluction et les glacis du bloc affaissé à des ablations proprement estuariennes. La finesse du matériel a encore facilité son déblaiement.

Des exemples de nappes caillouteuses du Pléistocène ancien dénivelées par failles, donc par des rejeux "pléistocènes", s'observent cependant en plusieurs endroits plus ou moins proches du Sillon de Bretagne. Ainsi, à moins de 3 km en arrière de celui-ci, le Plateau Nantais domine le Bassin de Campbon par des gradins successifs principalement formés de micaschistes (Savenay 7-8 NW). Plusieurs de ces gradins, proches du bourg de Campbon, supportent des nappes caillouteuses épaisses de 1 à 2 m, d'après les tranchées de gazoduc ouvertes dans le secteur. Il s'agit de nappes parfaitement identiques à celles du Gesvres ou du Glacis d'Héric, par leurs composants, comme par leur style de dépôt, donc typiques du Pléistocène ancien. Les unes reposent sur un niveau 24-27 m (La Siourais, La Tiolais), d'autres sur un niveau 40-45 m (La Paviotais). La disposition des gradins est conditionnée par les failles bordières du Bassin de Campbon, de directions N 50° et N 165°. La dénivellation des nappes (12 à 20 m) doit donc résulter d'un rejeu "pléistocène", postérieur à la glacioplation, solidaire et corrélatif du rehaussement du Sillon de Bretagne.

Au Nord du Pays Nantais, des nappes caillouteuses du Pléistocène ancien affleurent tant en arrière du sommet du Coteau de Languin (45-50 m) qu'à la base de celui-ci, en surface du Bassin de Nort-sur-Erdre (10-12 m) (B. Bousquet, 1983, Carte géologique de Nort-sur-Erdre). Le Coteau de Languin est installé à l'emplacement de la grande faille dite de Nort-sur-Erdre, laquelle borde le Pays Nantais et se poursuit vers l'Ouest dans l'axe du couloir de l'Isac (Nort 3-4 SE). La dénivellation des nappes, vraisemblablement due à un rejeu de cette faille, contemporain de celui du Sillon de Bretagne, serait donc ici de 35 à 40 m. Au Sud du Pays Nantais, des cas de dénivellation de nappes caillouteuses de même nature ont été observés le long du Coteau de Saint-Père-en-Retz (B. Crochet, 1977).

Tous ces exemples confirment l'hypothèse d'un rejeu "pléistocène" du Sillon de Bretagne et sont significatifs d'importantes déformations néotectoniques, à l'emplacement du Pays Nantais et à sa périphérie.

423/A partir de l'organisation du drainage

4231/L'opposition fondamentale du drainage du bloc affaissé et du bloc soulevé

A l'aval de Nantes, le tracé des affluents de rive droite de la Loire présente deux parties distinctes, séparées par le coteau du Sillon de Bretagne. Sur le bloc affaissé, le drainage s'effectue à partir d'un réseau hiérarchisé et digité qui emprunte les marais internes, puis les marais externes (§ 131). Sur le bloc soulevé, il se prolonge par un réseau penné, guidé par des "coulées" courtes, encaissées et perpendiculaires au coteau (§ 122).

Le paléodrainage du bloc affaissé

Il comprend quelques thalwegs entaillés de quelques mètres dans les

glacis insubmersibles et les marais, dont les formes et les alignements soulignent les propriétés structurales locales : contacts lithologiques tectonisés, blocs basculés, zones affaissées (§ 3) ; la configuration des Marais de l'Urin et de Sem, l'alignement des Marais du Fresnier, de La Roche et des Prés-du-Marais sont significatifs de telles propriétés (Savenay 5-6, Paimboeuf 3-4).

La nature des remblaiements dépend des types de marais et de la proximité du fleuve. Les marais internes présentent surtout des remblaiements d'origine continentale : des arènes et des sables remaniés à la base, des argiles bleues ou grises et des tourbes contemporaines de la transgression flandrienne au sommet ; leur colmatage s'est poursuivi jusqu'à l'époque historique comme l'indique l'enfouissement partiel ou complet de plusieurs mégalithes (D. Prigent, 1974 et 1978) (D. Sellier, 1977). Les marais externes comprennent des alluvions de type estuarien, graviers, sables et vases essentiellement déposés à l'Atlantique, au Sub-Boréal et au Sub-Atlantique (F. Ottman, Y. Alix, J.C. et O. Limasset, 1968) (M. Ters, N. Planchais et F. Azema, 1968) (F. Biteau, 1978) (L. Barbaroux, 1980).

Ces matériaux fossilisent des paléoreliefs, dont les paléolits des cours inférieurs des affluents de rive droite de la Loire. La reconstitution de ces paléoreliefs, qui n'est abordée ici qu'à l'appui des explications relatives à l'évolution du Sillon de Bretagne, procède de deux séries de données complémentaires.

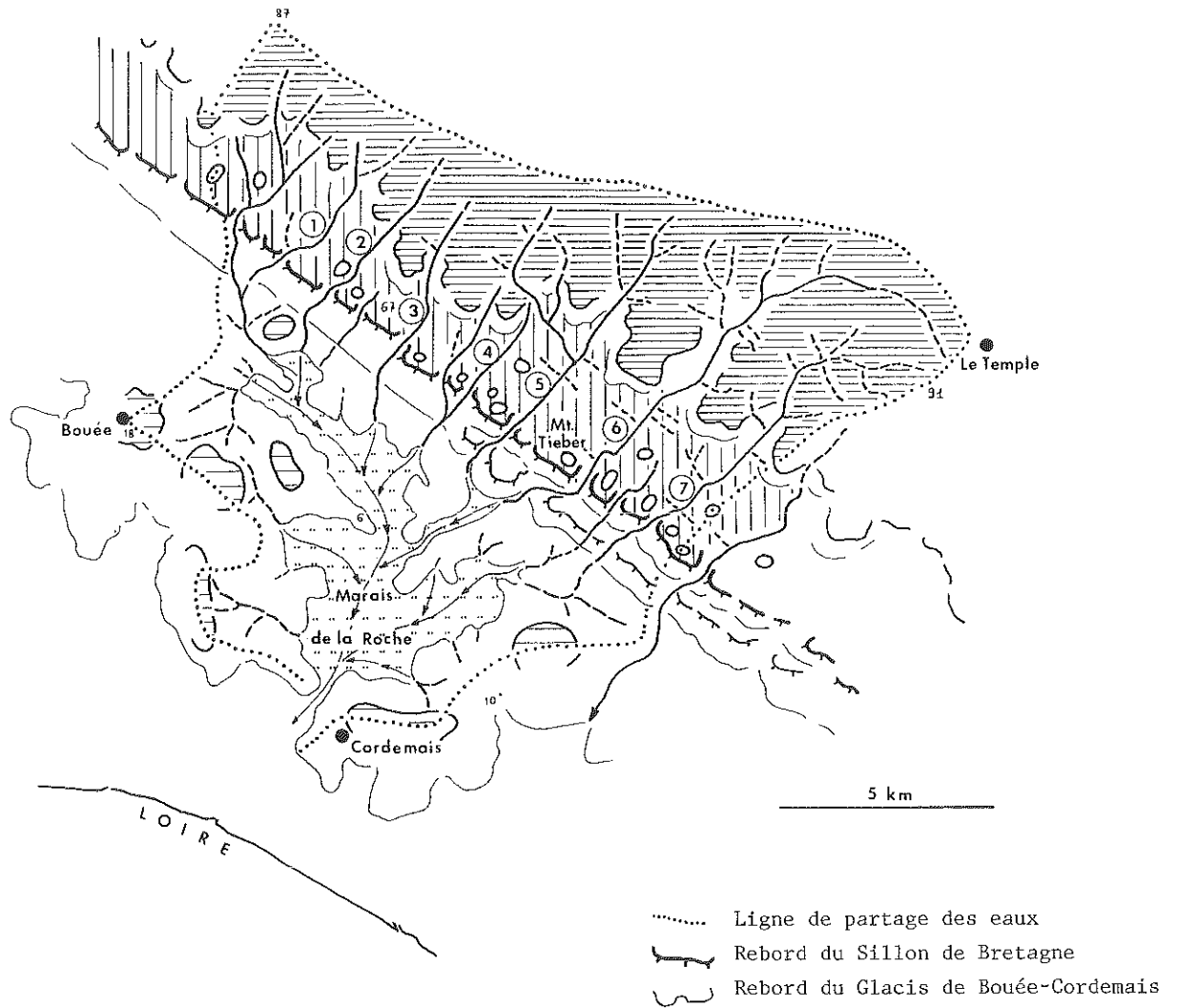
La première concerne les sondages, lesquels renseignent sur la nature des remblaiements et sur la morphologie des paléoreliefs (F. Biteau et al., 1979). Ils montrent que la profondeur des paléolits est surtout fonction de leur position par rapport à la gouttière fluviale (profonde de 27 m à Nantes et de 51 m à Saint-Nazaire) et de leur éloignement par rapport à celle-ci ; ainsi, le long des marais qui encadrent le Brivet de Montoir à Pontchâteau, ils révèlent 37 m d'alluvions à l'aval, près de Gron, plus de 26 m à Revin, entre Donges et Crossac, encore 7 m dans les Marais de l'Urin, à la base du Sillon de Bretagne.

La seconde provient de l'analyse des contours et des modelés des glacis et des buttes, qui représentent autant de lambeaux d'interfluves éparpillés de l'ennoyage. Les réseaux ainsi reconstitués ont été approximativement figurés sur la Carte géomorphologique hors-texte. Leurs tracés traduisent des influences lithologiques ou tectoniques, du fait de leurs alignements fréquents, entre bassins-versants différents. Mais l'aspect le plus remarquable du paléodrainage du bloc affaissé réside dans son épanouissement et dans son plan ramifié. Les contours des marais témoignent d'un mauvais calibrage des interfluves, d'une succession de bassins séparés par des étranglements, des resserrements d'aval qui évoquent la fossilisation de "vallées en bouteilles", en particulier entre les marais internes et les marais externes. Ils révèlent le colmatage de formes en creux aussi hiérarchisées et aussi évoluées que celles qui s'observent plus au Nord, dans des bassins-versants comme ceux du Cens ou du Gesvres.

Le drainage du bloc soulevé

On sait que le coteau est recoupé sur tout son développement par une cinquantaine de "coulées", courtes (1 à 3 km), rectilignes, parallèles, espacées de 1 à 2 km et particulièrement profondes en regard de leurs dimensions (40 à 50 m à l'aval). Les plus longues et les plus encaissées occupent la section centrale du Sillon (Mont-Tiéber).

Leurs tracés et leurs directions traduisent à l'évidence les influences de la tectonique. Les orientations N 30-35° et N 50-55° dominent et concordent avec celles des fractures observées dans les carrières voisines (§ 23). Elles soulignent le rôle déterminant de failles transverses, perpendiculaires à la Z.B.S.A.. Dans le détail, le cours des coulées est souvent brisé par des coudes brusques, assortis de courtes sections parallèles au coteau ; d'où des formes en baïonnettes, en particulier à l'aval, au droit des buttes sommitales et au



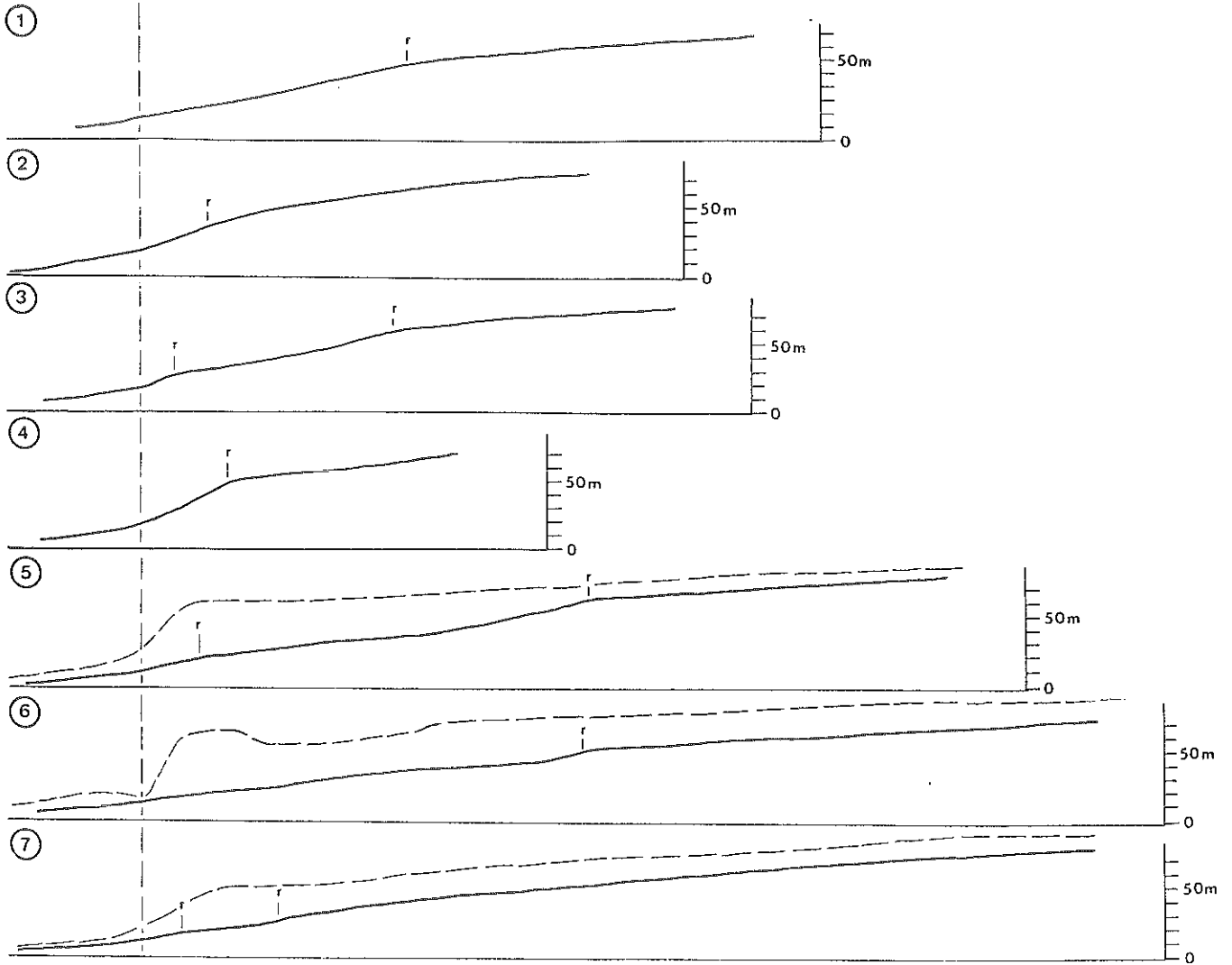
		Longueur	Pente moyenne
1	Vallon de La Jaunais	2 450 m	28,5 ‰
2	Vallon du Bois-Bernier	2 100	33,0
3	Vallon du Tertre	2 250	29,0
4	Vallon du Prévault	1 000	39,3
5	Coulée du Goust	3 300	22,7
6	Vallon du Mont Tiéber	3 750	17,3
7	Vallon de La Noë-Duret	4 000	18,3

Fig. 59 Le drainage du bloc soulevé et du bloc affaissé du Sillon de Bretagne
Exemple du bassin-versant du Marais de La Roche (Paimboeuf 3-4 NE)

Sud Ouest

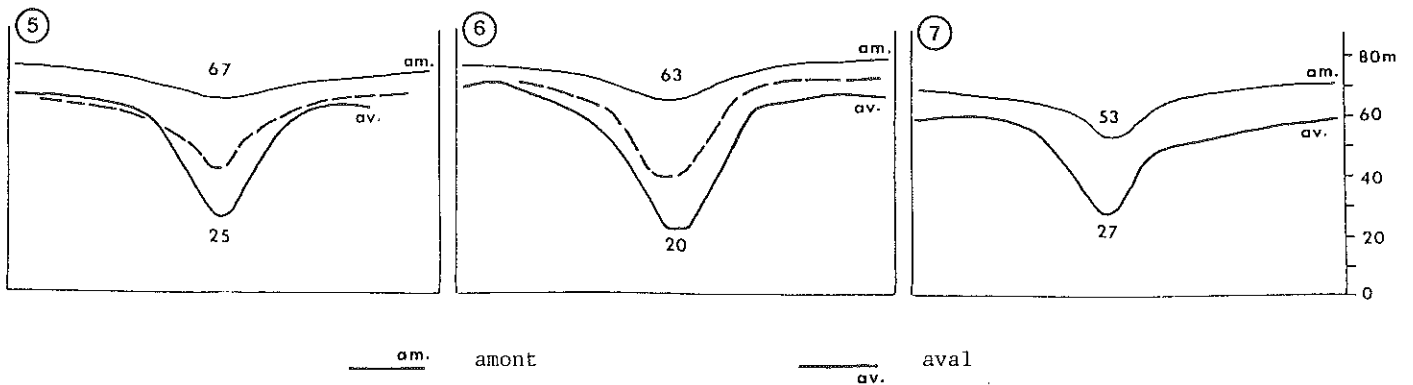
Nord Est

Base du coteau du
Sillon de B.



— Profils des thalwegs - - - Profil du coteau r Ruptures de pente

a. Profils longitudinaux des "coulées" (L : 1/25 000 H : 1/5 000)



b. Profils transversaux des "coulées" (L : 1/10 000 H : 1/2 500)

Fig. 60 Profil des "coulées" du Sillon de Bretagne :
Bassin-versant du Marais de la Roche

contact du bloc affaissé (Le Goust, Le Mont-Tiéber, Le Brossay). Les coulées ne concentrent que des affluents courts, perpendiculaires à leur tracé, dont l'alignement sur les coudes et les tronçons de direction armoricaine confirme l'exploitation de failles directionnelles ou, plus vraisemblablement, de zones de broyage d'intensité maximale, parallèles au coteau (§ 22 et 23) (fig. 59).

L'extension et la forme des bassins-versants, rectangulaires au centre du Sillon, triangulaires à ses extrémités, dépendent évidemment de l'allongement et de la densité des coulées. Vers l'amont, celles-ci drainent les bordures de la Surface fondamentale. Leurs affluents, moins encaissés, mais plus ramifiés se greffent sur l'axe principal selon des plans dendritiques classiques, ce qui s'explique sans doute par une moindre tectonisation du socle à l'écart du coteau (Vallée Mabilille, Coulée du Chaud). L'inflexion de certains vallons à proximité de la ligne de partage des eaux (N 100-110°) montre également l'influence de failles directionnelles d'orientation "angevine" jusqu'au centre du Plateau Nantais (Paimboeuf 3-4 NE).

L'ordonnance du drainage du bloc soulevé s'avère étroitement guidée par la fracturation du socle. Les différences qui l'opposent, au sein des mêmes bassins-versants, à celle du drainage du bloc affaissé tiennent d'abord à la géométrie de cette fracturation, aux influences prépondérantes de failles transverses dans le premier cas, directionnelles dans le second ; elles revêtent par ailleurs une signification dynamique. Les réseaux du bloc affaissé résultent d'une longue évolution sous l'influence de l'eustatisme ; leur encaissement est fonction de niveaux de base inférieurs à l'actuel et leur enfouissement, de transgressions successives ; ils procèdent de multiples héritages des processus fluviaux et estuariens. Les réseaux du bloc soulevé ne sont que les terminaisons des précédents ; leurs caractères témoignent d'une reprise d'érosion brusque et relativement récente. Ces oppositions sont conformes à l'hypothèse d'un récent rejeu du coteau.

4232/La morphologie des coulées

Les coulées se rangent globalement parmi les vallons en V. Leurs versants ne comprennent que deux formes, d'ailleurs voisines. A l'amont, des pentes convexes, s'encaissent de 5 à 20 m, s'inclinent en moyenne de 2 à 10°, et comportent des colluvions à la base, d'où des profils transversaux en berceau. A l'aval, de grands versants convexes (11 à 17°) alternent avec des versants convexo-rectilignes, dont les sections basales (14 à 36°) sont toujours plus redressées que le coteau du Sillon de Bretagne lui-même (5 à 20°) ; les accumulations alluviales produisent des fonds plats, mais les profils transversaux conservent une forme générale de vallons en V en raison de l'étroitesse des lits majeurs (10 à 30 m) par rapport à leur encaissement (40 à 55 m) (fig. 60 b).

Les profils longitudinaux des coulées présentent des inclinaisons très supérieures à celles des paléoliths fossilisés du bloc affaissé, des formes généralement convexes et des ruptures de pentes (fig. 60 a). L'altitude des têtes de coulées et celle de leurs embouchures sur l'Estuaire étant à peu près constantes (70 à 80 m pour les premières, 5 à 10 m pour les secondes), l'inclinaison des thalwegs est naturellement inversement proportionnelle à leur longueur (16 à 22% pour ceux de 3 km, 25 à 33% pour ceux de 2 à 3 km, 37 à 66% pour ceux de 1 à 2 km). Du fait de leur convexité, leurs sections supérieures présentent l'aspect de vallées suspendues, souligné par quelques retenues (Vallée Mabilille, Coulée de La Masure) ; cette convexité des profils longitudinaux est généralement considérée comme l'indice de déformations tectoniques récentes. Tous les thalwegs comportent une ou plusieurs ruptures de pentes qui peuvent avoir des causes multiples et dont l'interprétation demeure conjecturale ; certaines se trouvent à l'aval et peuvent traduire un surcreusement des lits rocheux sous l'effet d'approfondissements temporaires des niveaux de bases (Coulée du Goust, Vallon des Soupirs) ; d'autres sont associées à une confluence et peuvent résulter de l'action d'un affluent plus chargé ; d'autres ont peut-être une origine tecto-lithologique et peuvent correspondre au recoupement d'une lame granitique ou mylonitique spécialement résistante (Mont-Tiéber) ; d'autres

enfin s'alignent, d'un thalweg à l'autre, sur des axes parallèles ou obliques au coteau et peuvent résulter cette fois de rejeux successifs (fig. 60 a). Les caractéristiques des profils transversaux ou longitudinaux des coulées du Sillon de Bretagne témoignent d'une incision récente, conforme, elle aussi, à un rejeu néotectonique du coteau.

43/ Les influences directes de la tectonique sur la morphologie du coteau

431/ Influences sur le commandement du coteau

La valeur globale du rejet produit par le rejeu "pléistocène" du Sillon peut être estimée à 40-45 m d'après les critères morphologiques (distance verticale entre le plan des glacis insubmersibles et celui des replats bordiers). Cette valeur est numériquement compatible avec celle des dislocations néotectoniques connues dans les massifs anciens. Elle est remarquablement régulière, malgré de légers rehaussements au centre (Mont-Tiéber) et au Sud Est (Saint-Etienne). On sait qu'une des propriétés du coteau est de se dresser à l'emplacement précis d'une zone de broyage d'une largeur moyenne d'un kilomètre, au sein de laquelle aucune ligne de faille majeure ne se manifeste de façon particulière (§ 2). Le relief actuel ne résulte donc pas de la simple dénivellation de deux blocs le long d'une ligne de faille, mais d'une déformation générale de cette zone de broyage (fig. 61). Son commandement résulterait en effet des rejets cumulés, d'ordre probablement centimétrique à multidécimétrique, de chacun des éléments du réseau de microfailles longitudinales qui parcourent la zone broyée sur toute sa largeur, l'exhaussement du bloc supérieur procédant du déplacement vertical et relatif d'une infinité de blocs géométriques ("zones à blocs géométriques") ou de lamelles ("zones à blocaux"), à l'image du coulisage de la tranche d'un jeu de cartes (M. Mattauer, 1973, p. 364) (J. Gras, 1980). Des relations directes peuvent être établies entre ce style de déformations, en fait fréquent à l'emplacement des grands accidents cassants des massifs anciens, et les profils du coteau.

432/ Influences sur les profils du coteau

On connaît le paradoxe qui existe entre la relative fermeté du Sillon de Bretagne, en regard des autres reliefs du Pays Nantais, et l'intensité de la fracturation et du broyage du socle qui le sous-tend, ce qui, en dehors des considérations tectoniques précédentes, constitue un argument supplémentaire en faveur de sa jeunesse (§ 24). On sait aussi qu'en dépit de la rectitude de son tracé et de la régularité de son commandement, son profil est varié dans le détail (§ 121). Cette variété peut être mise en rapport avec la lithologie et avec les types de faciès mylonitiques distingués sur le terrain (§ 211). Elle peut également s'expliquer par une influence déterminante de la tectonique, en tenant compte du type de tectonisation du substratum, de la valeur globale des rejets cumulés, de la largeur et de la continuité de la zone soumise aux rejeux.

4321/ Les profils continus

Trois cas extrêmes peuvent être distingués, en considérant le commandement du relief et le rejet global des failles comme approximativement constants.

- Le rejeu s'exerce sur une zone étroite, en "milieu structural homogène" (§ 221) ; dans les zones à blocs géométriques, plus ou moins espacés, le rejet de chaque fracture doit être relativement important (fig. 61 a) ; dans les zones à blocaux très rapprochés, le rejet de chaque lamelle est relativement faible (fig. 61 b) ; dans les deux cas, le profil est très redressé (Mont-Tiéber).
- Le rejeu s'exerce sur une zone large, toujours en milieu structural homogène ; dans les zones à blocs géométriques, le rejet de chaque fracture est faible (fig. 61 c) ; dans les zones à blocaux, il est encore inférieur (fig. 61 d) ; dans les deux cas, le profil est atténué.
- Le rejeu s'exerce en "milieu structural hétérogène", à l'intérieur d'une zone

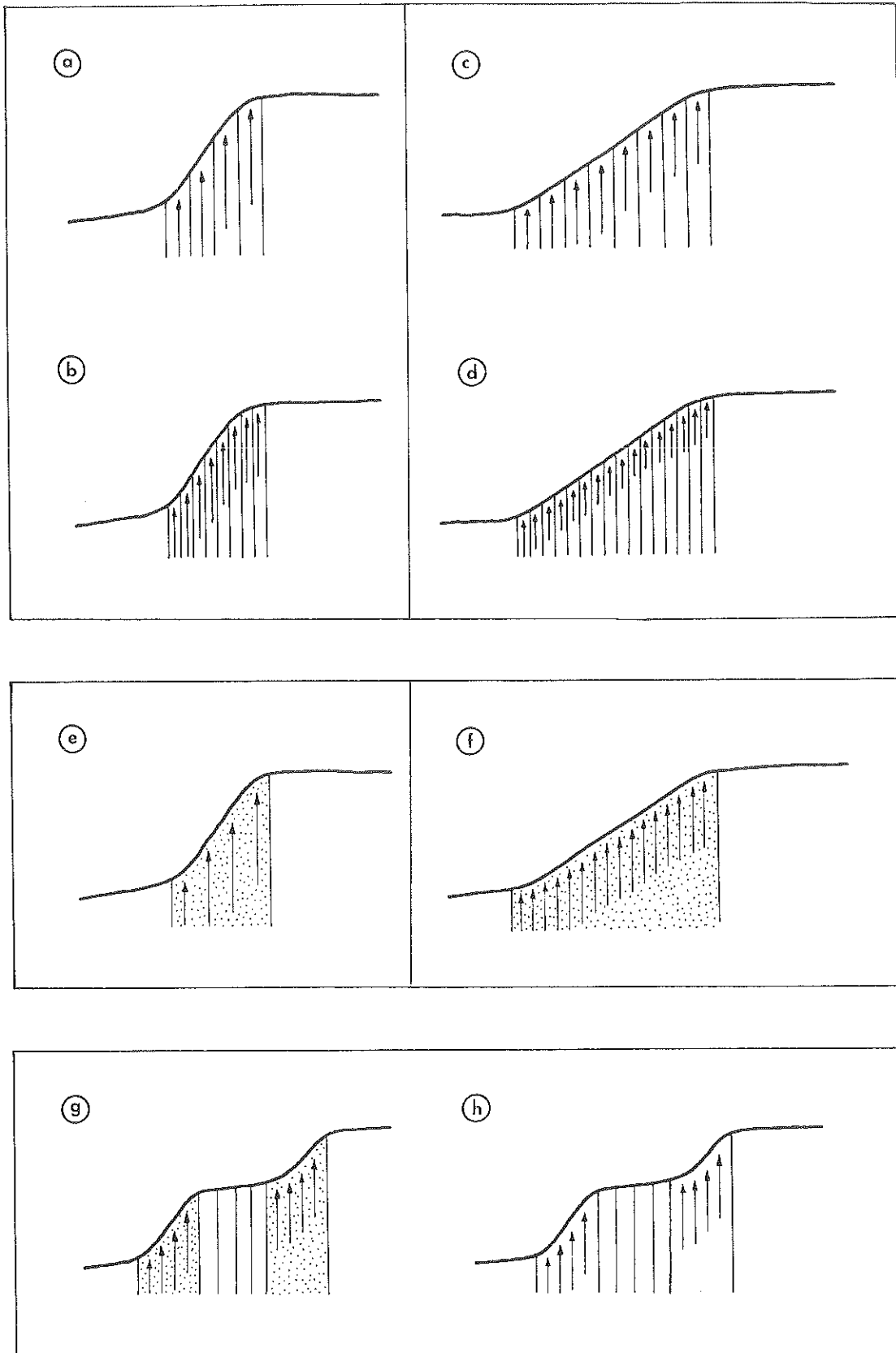


Fig. 61 Types de déformations et profils du coteau du Sillon de Bretagne

de broyage à ultramytonites épaisses par exemple (§ 222) ; il entraîne une déformation globale des mylonites sur toute la largeur de la zone concernée ; le redressement du profil est théoriquement proportionnel à cette dernière, comme dans les deux cas précédents (fig. 61 e et f) ; en fait, le mouvement peut provoquer une fragilisation particulière du substrat et le profil est généralement atténué (Savenay, La Chapelle-Launay).

4322/Les profils discontinus

En dehors du niveau topographique qui accidente son sommet, le coteau comporte des replats autour de Saint-Roch (Savenay 5-6 NE) et près du Mont-Tiéber (Paimboeuf 3-4 NE). Dans ce dernier secteur, la base du coteau se trouvant vers 10 m, l'altitude des replats croît continuellement de l'Ouest (15, 25, 30 m, ...) vers l'Est (35, 40 m), pour finalement rattraper celle des replats bordiers vers 60 m à La Poirie ; de plus, les replats se dédoublent à La Masure, avec des paliers de 32 et 55 m. Ces irrégularités d'altitudes argumentent une origine tectonique des formes considérées, la réactivation du Sillon de Bretagne ayant pu s'exercer dans ce secteur à partir de deux axes longitudinaux majeurs, se relayant l'un l'autre (fig. 62 a, b et c). Deux modèles théoriques sont alors envisageables ; les replats s'inscrivent dans une "zone à lames composites" (§ 222) et sont encadrés par deux passées mylonitiques qui ont enregistré les rejeux (fig. 61 g) ; ils s'inscrivent dans une zone à blocs géométriques ou à blocaux qui n'ont connu des rejeux qu'aux extrémités du profil (fig. 61 h) ; les deux types de structures coexistent en fait dans ce secteur (§ 22).

Ces explications reposent sur l'interdépendance de la largeur des zones soumises à rejeux, de l'espacement initial des plans de failles réactivés et du rejet de chaque fracture, dans le cas de milieux structuraux homogènes tout au moins. Elles impliquent que les rejeux néotectoniques se sont essentiellement, voire uniquement, produits à partir de réseaux de failles préexistants. Elles tendent à montrer que le coteau est une forme structurale, directement créée par la tectonique, dont les profils sont principalement dictés par le style local des déformations, et non pas un abrupt ultérieurement émoussé et inégalement atténué par une érosion pléistocène, dont l'intervention doit se limiter en fait à des retouches mineures. C'est ce que confirme l'opposition entre la variété des profils du coteau et le redressement, supérieur et constant, des versants des coulées, dont le façonnement dérive, quant à lui, des processus d'érosion fluviale.

En conclusion, le coteau du Sillon de Bretagne peut se définir comme un escarpement de faille quaternaire. Son tracé s'aligne sur une large zone de broyage périodiquement réactivée depuis le début du Tertiaire, au moins. Son relief est conditionné par des déformations néotectoniques. Son dernier rejeu est solidaire du rehaussement actuel du Plateau Nantais.

5/L'organisation morphotectonique du Plateau Nantais

51/La géométrie des axes morphotectoniques principaux

Les vallées de 2ème ordre : Hocmard, Gesvres, Cens, Chezine, offrent une grande variété morphologique de détail, en dépit de leur similitude d'ensemble et de leurs dimensions.

Rappelons que le bassin de la Chezine (35 km²), gagné par l'urbanisation à partir de l'aval, se caractérise par son étirement (une vingtaine de kilomètres), sa largeur constante (2,5 à 3 km) et la simplicité de son drainage ; le cours d'eau, parallèle au Sillon de Bretagne, y occupe une position centrale ; les vallons de 1er ordre s'y greffent à angles droits. Celui du Cens est plus vaste (74 km²), plus large (5 à 6 km) et profondément dissymétrique ; l'axe principal (21 km) est décentré vers le Sud, ne reçoit aucun affluent notable de rive droite, mais pénètre à travers le Batholite de Vigneux - Orvault par les bassins de la Rousselière et du

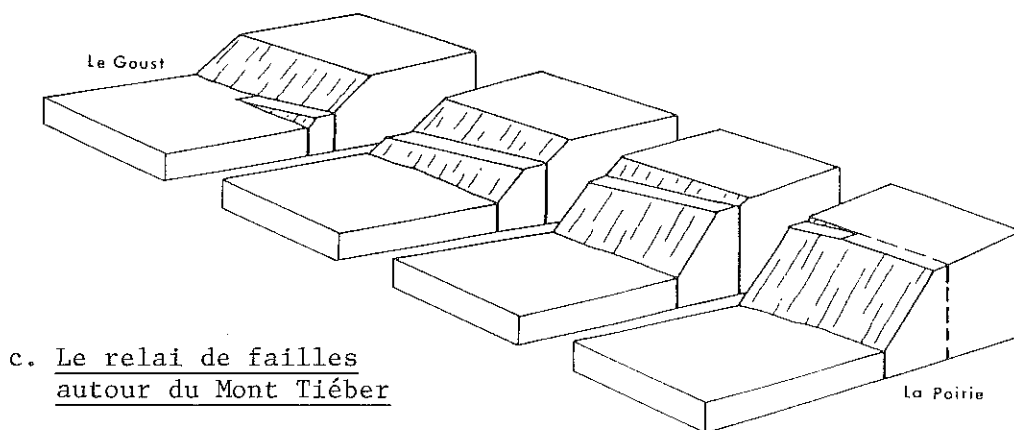
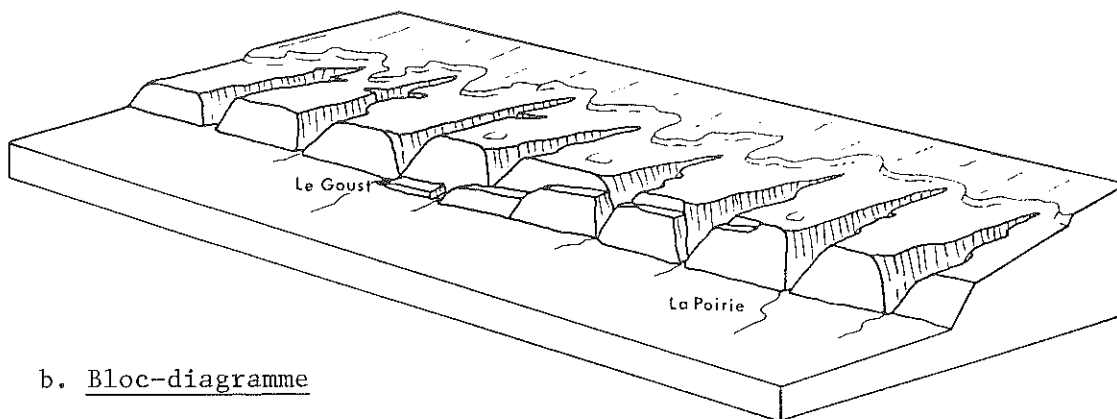
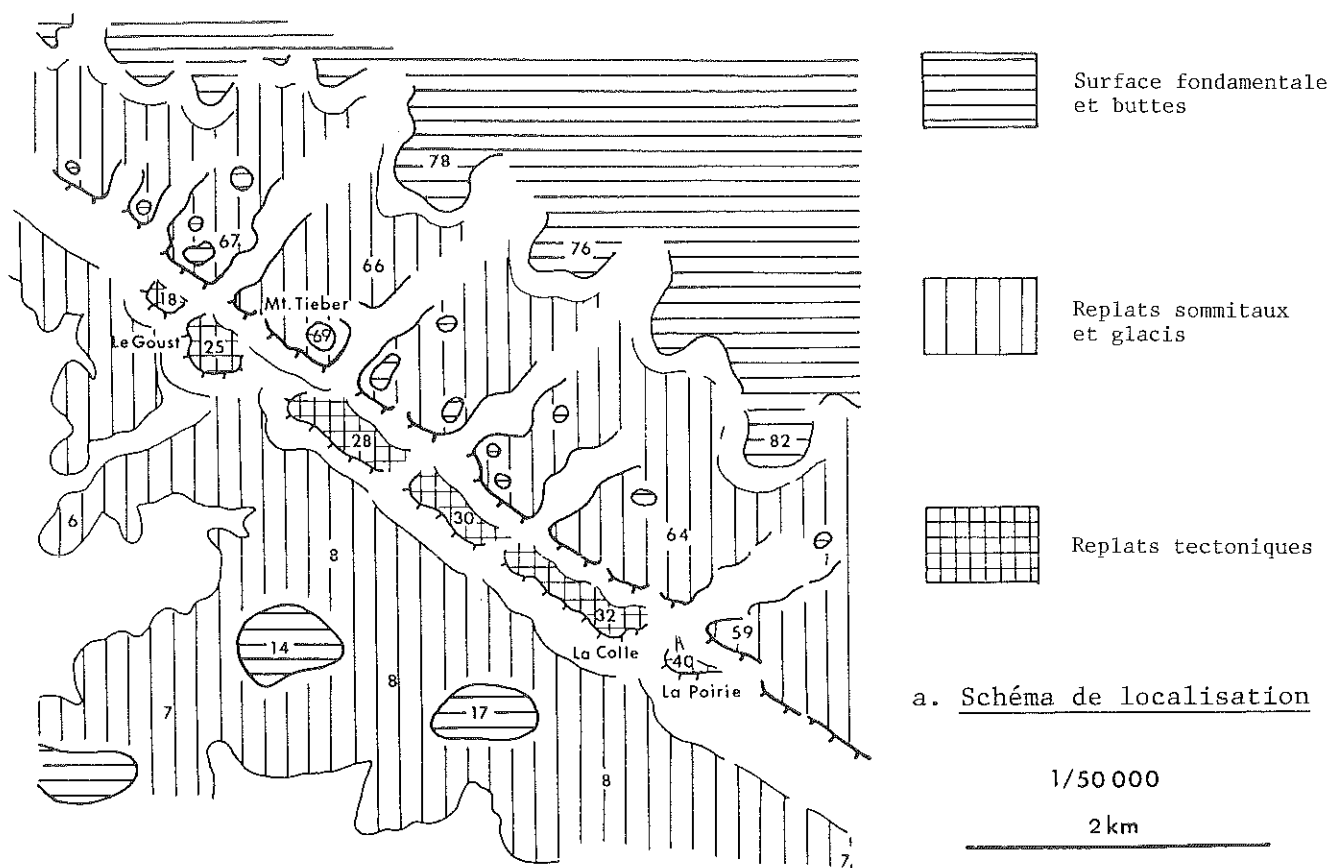


Fig. 62 Les replats tectoniques du secteur du Mont Tiéber

Cens supérieur, de dimensions et de tracés identiques. Le Gesvres est comparable au Cens par sa longueur (24 km) et par l'étendue de son bassin-versant (77 km²), mais aussi à la Chezine par l'étroitesse et l'allongement de son réseau ; il associe un cours supérieur de direction N 110°, autour duquel ses affluents de 1er ordre se répartissent également, et un cours inférieur à méandres, de direction générale N 160°, à partir duquel l'allongement de ses tributaires de rive droite offre un nouvel exemple de dissymétrie hydrographique. Les réseaux du Gesvres et de l'Hocmard se rassemblent par le parallélisme de leurs cours inférieurs (N 160°) et par l'alignement de leurs affluents respectifs ; mais l'Hocmard diffère des rivières situées plus au Sud par l'épanouissement de son drainage, le quadrillage de ses tributaires selon des axes N 45-60° et N 130-160°, et le report de son thalweg (16 km) vers les limites septentrionales et orientales de son bassin-versant (49 km²).

Ces vallées sont à l'origine des seules véritables coupures existant à l'intérieur du Plateau Nantais. Les différents problèmes posés par le parallélisme de leurs tracés, l'alignement de leurs confluences et de leurs affluents, l'irrégularité de leur calibrage ("biefs" et "goulets"), ou la brusque déviation de leurs cours inférieurs en amont de leur rencontre avec l'Erdre (Gesvres et Hocmard), ont été mis en rapport avec la structure dès le début de ce travail.

Le dispositif des vallées de 2ème ordre semble d'abord conditionné par la lithologie. Il dépend en fait d'un faisceau d'accidents directionnels N 100° à N 125°, principalement axés sur les bordures du Batholite de Vigneux - Orvault (vallées du Gesvres et du Cens) ou de la Zone Broyée Sud-Armoricaine (vallée de la Chezine). Il dépend aussi d'accidents transversaux ou diagonaux qui transparaissent surtout à l'approche de l'Erdre (vallée de l'Hocmard et basse vallée du Gesvres) et le long des vallons de 1er ordre. J.M. Palierne a déjà rapporté l'organisation du drainage de ce secteur à une forte tectonisation du socle (1972).

Les phénomènes de fracturation observés le long du Sillon de Bretagne, ou de ses coulées, se poursuivent en direction de l'Erdre ou de l'Isac à travers tout le plateau (§ 23 et 423). Les carrières ouvertes dans les buttes qui s'alignent en bordure des vallées confirment l'abondance des failles et la multiplicité des orientations tectoniques (carrières des Pellières et du Tertre-Saint-Yves, au Sud de la Chezine, carrières de La Blénetière et de La Bouvardière, au Sud du Gesvres, par exemple). Il en est de même le long des versants.

511/L'alignement des vallées de 2ème ordre sur un faisceau d'accidents directionnels N 110° ou N 125°

La rectitude et l'allongement de la vallée supérieure du Gesvres soulignent l'influence d'un linéament de même orientation. Des failles longitudinales s'observent sur chacun de ses versants (La Gréhandière, Le Haut-Gesvres). A La Molinière, par exemple, un accident N 110°, parallèle au thalweg, transparaît à la base de son versant septentrional sur près de 300 m (Nantes 1-2 NE) ; le socle micaschisteux est haché sur plusieurs décamètres de largeur par de multiples microfailles et par des zones de broyages subverticales de quelques décimètres d'épaisseur.

L'accident de beaucoup le plus remarquable affecte son versant méridional, au contact des granites à deux micas orientés de Vigneux - Orvault et des micaschistes albitiques de la Série de Mauves, lequel coïncide à peu près dans le paysage avec la racine des replats-glacis (Chap. 1, § 212). La fracturation présente une intensité croissante à l'approche de ce contact, jalonné d'interpénétrations de granites et de micaschistes. Des lames d'ultramylonites, larges de plusieurs mètres, marquées par des alignements de sources, révèlent les zones de broyage. Elles forment des passées blanchâtres et fragilisées, feuilletées (Valais), pailletées (La Bouvardière) ou farineuses (Garambeau), qui ressemblent aux faciès mylonitiques signalés le long du Sillon de Bretagne et qui suggèrent

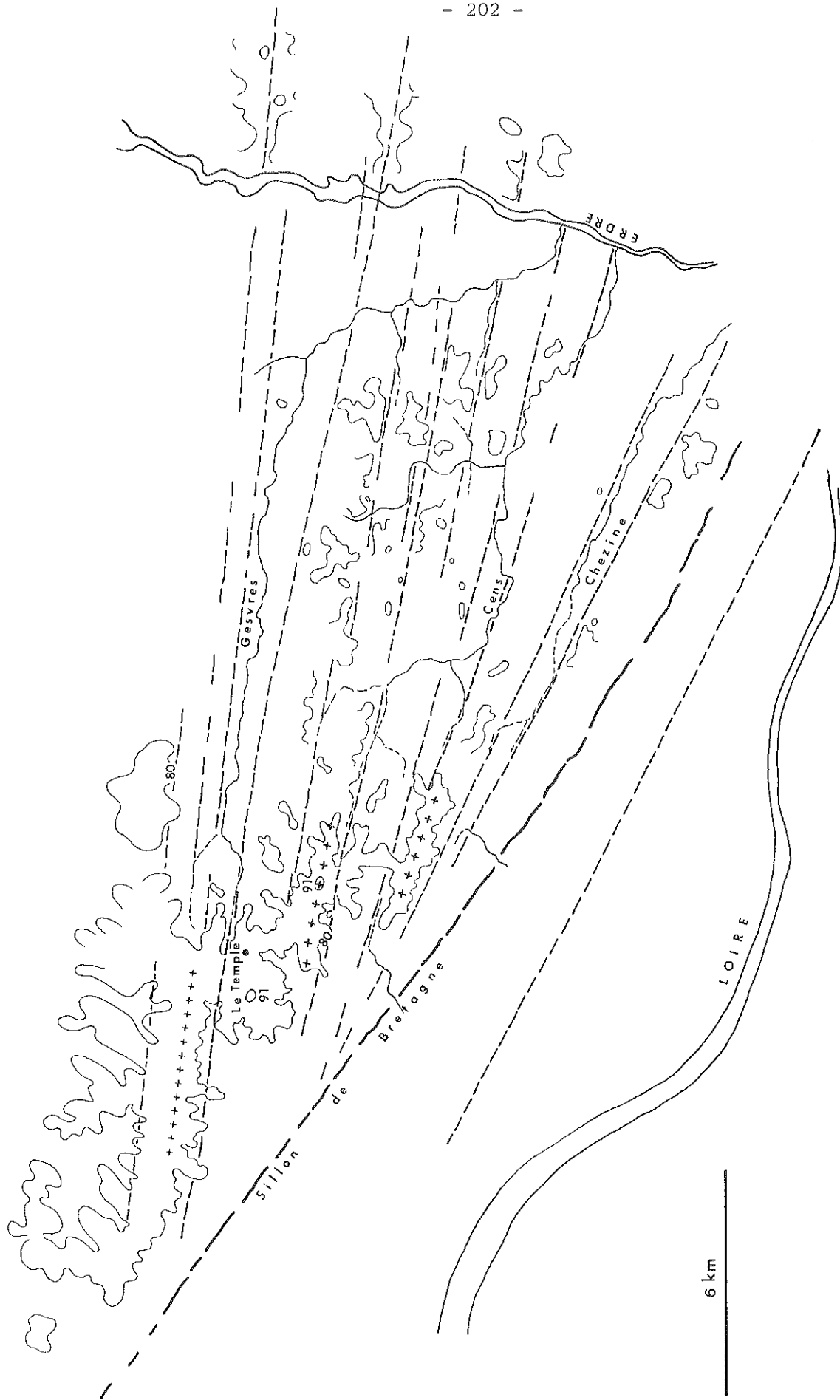


Fig. 63 Le faisceau d'accidents directionnels N 110° à N 125° de l'Est du Plateau Nantais

là aussi des rejeux post-orogéniques réitérés. L'analyse exoscopique de grains de quartz prélevés à l'intérieur des mylonites de La Bouvardière et de La Blénetière confirme l'importance des écrasements à l'échelle microscopique.

Ce contact tectonisé détermine le tracé du Gesvres supérieur avec les failles longitudinales qui lui sont associées. Il se poursuit vers l'amont, le long de la ligne de partage des eaux de la Loire et de l'Isac jusqu'au Sillon de Bretagne, ainsi que vers l'aval, en travers de la Vallée de l'Erdre et, au-delà, dans l'axe des vallons de la Plate-forme de Carquefou (fig. 63). Il représente l'un des principaux accidents cassants du Pays Nantais (35 km) et s'accompagne peut-être d'une flexure du socle.

Des accidents similaires existent dans les vallées du Cens et de la Chezine. Des failles directionnelles N 110-120° s'observent le long du Cens, surtout sur son versant Nord, qui correspond ici au rebord méridional du Batholite d'Orvault (Le Landreau, Le Pont-du-Cens) ; à Moncellier, le versant est haché par des microfailles de la base au sommet ; à Beausoleil, les faciès pegmatitiques sont complètement cataclasés. Des failles N 120-125° s'observent également le long de la Chezine (Le Pré-du-Roi, La Noë-Filon) (Nantes 1-2 SE) ; les principales concernent, là encore, les contacts lithologiques ; ainsi les pegmatites qui séparent les "gneiss de Rezé" des granites de la Zone Broyée Sud-Armoricaine sont profondément mylonitisées (Les Bas-Villages).

En conséquence, les vallées de 2ème ordre peuvent être assimilées à des vallées de lignes de failles, à condition d'entendre par là des zones larges de 0,5 à 1,5 km, caractérisées par une concentration particulière de cassures parallèles et de lames d'ultramylonites. Ces zones tectonisées s'accompagnent de passées spécialement indurées, en particulier sur leurs bordures. Les alignements de buttes sommitales du versant Sud du Gesvres, du versant Nord du Cens, ou encore du versant Sud de la Chezine, rappellent en effet celles du Sillon de Bretagne et ont probablement la même origine.

Toutes les failles mentionnées s'intègrent à un faisceau d'accidents qui sillonnent l'Est du Plateau Nantais et dont les orientations varient progressivement de N 100° au Nord, à N 125° au Sud. L'analyse conjointe du socle et du relief démontre leur convergence entre Le Temple et le Mont-Tiéber, au contact de la Zone Broyée Sud-Armoricaine et du Batholite d'Orvault ("Voussoir du Temple") (fig. 63). Ce dispositif laisse évidemment transparaître la pérennité du guidage des vieilles structures, "cadomiennes" ou "hercyniennes" en particulier de la Z.B.S.A. et du Batholite d'Orvault ; ce qui n'exclut aucunement l'intervention de dislocations ultérieures. Les coupes montrent que ces failles directionnelles ont souvent des pendages de même sens (Nord et Nord Est) et de mêmes valeurs (65 à 80°) que la majorité des cassures longitudinales relevées à l'intérieur de la Z.B.S.A. (Chap. 4, § 22). Tous ces accidents, probablement en partie décrochants, semblent pouvoir s'associer à l'intérieur d'un même schéma cinématique, procédant d'un rajeunissement généralisé de déformations synorogéniques (Chap. 6).

512/Le prolongement des failles sub-méridiennes N 10-15° et des failles transversales N 30-35° et N 50-55° à travers le Plateau Nantais

Les fractures N 10 à N 55° repérées à travers la Z.B.S.A. (§ 231, 232 et 423) déterminent l'orientation des coulées du Sillon de Bretagne. Elles se poursuivent à travers le Plateau Nantais, où elles conditionnent une partie du réseau hydrographique.

L'existence de ces failles est directement reconnaissable sur le terrain, dans l'axe des vallons de 1er ordre et en travers des vallées de 2ème ordre. Des fractures N 30 à N 55° s'observent par exemple dans les vallons du Pré-du-Roi ou de La Noë-Filon (Bassin de la Chezine), ainsi que dans ceux du Château-de-Gesvres ou de La Rinçais (Bassin du Gesvres). La faille directionnelle du versant de La Molinière est nettement recoupée par des cassures sub-méridiennes

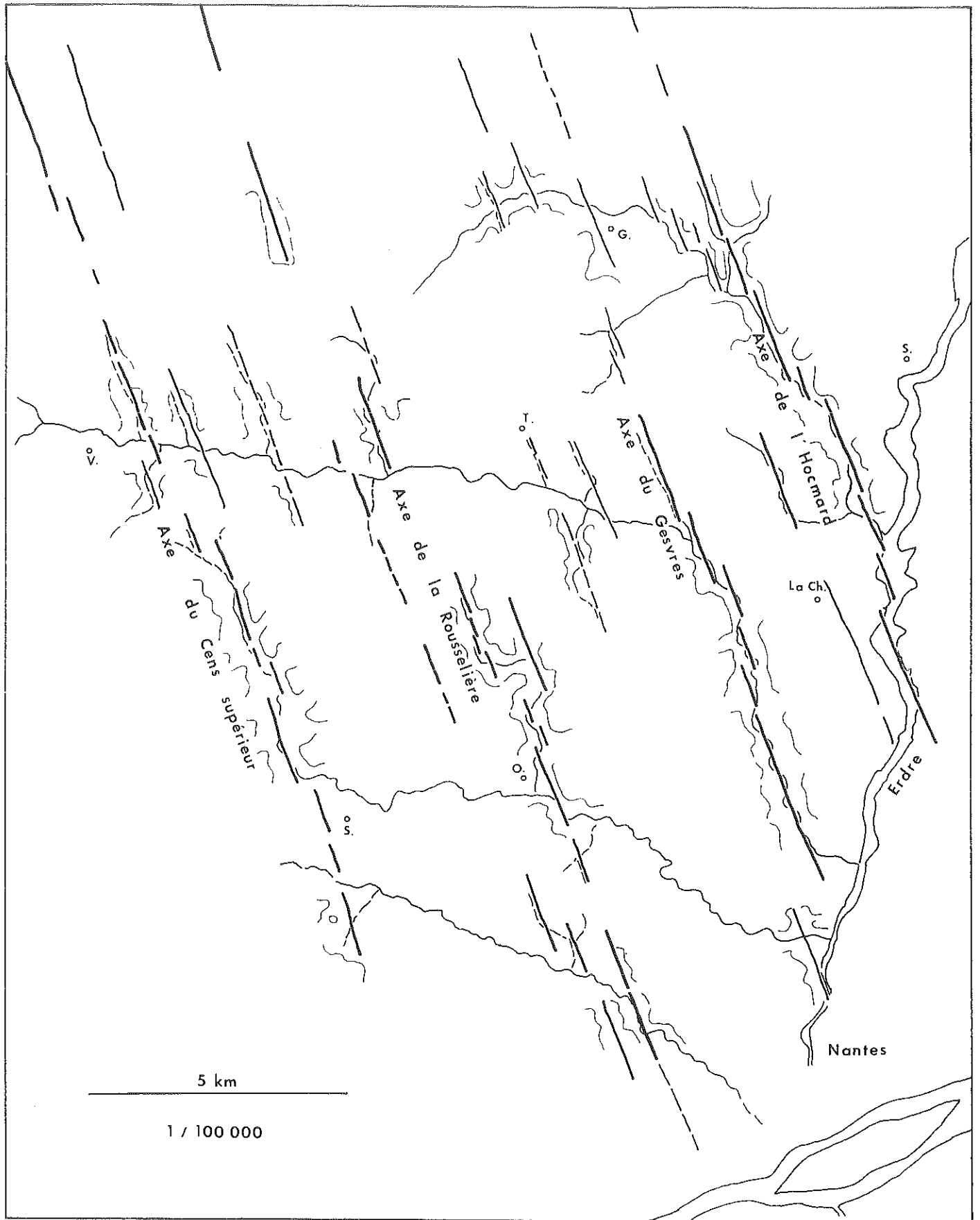


Fig. 64 Les principaux axes tectoniques diagonaux N 160° du Pays Nantais

et transversales N 5 à N 40° (Vallée du Gesvres)

Par ailleurs, des lignes de failles sub-méridiennes ou transversales se manifestent indirectement à travers différents alignements morphologiques. Ainsi ceux qui s'observent dans l'axe de multiples vallons et confluences, depuis les coulées du Sillon de Bretagne jusqu'aux affluents de l'Isac et de l'Hocmard, en passant par les tributaires de la Chezine, du Cens et du Gesvres, fournissent des exemples démonstratifs des relations entre la trame tectonique locale et les réseaux hydrographiques. La plupart des formes en creux paraissent s'aligner sur des failles sub-parallèles sans grands rejets apparents, qui participent à une fracturation serrée de l'ensemble du socle. Il est évident que la signification de ces alignements a des limites et que, selon leurs propriétés, les réseaux de drainage exploitent, révèlent et soulignent plus particulièrement tel ou tel type de lignes de failles, sub-méridiennes ou transversales. Ainsi, la fréquence des accidents paraît croître vers l'Erdre, à travers les réseaux du Gesvres et de l'Hocmard, ce qui va dans le sens de l'intensification du drainage dans cette direction.

513/Le recouplement du Plateau Nantais par des grandes failles diagonales N 160°

L'influence morphologique des failles "transversales" et "sub-méridiennes" se concentre finalement sur des éléments mineurs, vallons de 1er ordre pour la plupart. Celle des failles "diagonales", de direction N 155 à N 165°, est plus déterminante et se charge de significations paléogéographiques nouvelles. Il s'agit de linéaments qui recourent le plateau dans sa partie orientale, en débordant très largement du Pays Nantais. Des fractures N 160°, dont la densité s'accroît vers l'Est, ont été signalées en travers de la Z.B.S.A., surtout à partir du Mont-Tiéber (§ 232). D'autres se décèlent sur le terrain, à l'intérieur du Plateau Nantais. Elles déterminent quatre alignements morpho-structuraux principaux, tracés dans les axes du Cens supérieur, de la Rousselière, du Gesvres inférieur et de l'Hocmard inférieur. Chacun de ces alignements se prolonge vers le Nord, comme vers le Sud, à travers les affluents de l'Isac, du Gesvres supérieur, du Cens inférieur et de la Chezine (fig. 64).

5131/Le cas du Gesvres inférieur

On sait que le Gesvres abandonne brusquement son tracé N 110° à partir du coude du Saz pour s'orienter vers l'Erdre dans son cours inférieur, selon un tracé N 160°, lequel se prolonge au Nord Nord Ouest par le vallon de La Rincçais (Nantes 3-4 NW). Le socle est abondamment tectonisé dans tout le secteur. Des failles N 155-165°, accompagnées de zones de broyages, sont particulièrement remarquables le long des versants du Saz et de La Verrière.

Le cours inférieur du Gesvres recoupe obliquement les unités structurales synorogéniques et ne doit donc rien à la lithologie. Il correspond à une vallée de ligne de faille ou, plus précisément, à une vallée d'angle de faille, alignée sur une large zone fracturée N 160°, à regard Ouest, qui limite à l'Est un bloc basculé vers l'Erdre (fig. 3, 23 et 64). Bien que le relief local s'inscrive dans une tranche d'altitudes inférieure à 50 m, trois éléments complémentaires corroborent cette interprétation. Le profil transversal de la vallée du Gesvres inférieur est dissymétrique, les versants orientaux étant généralement plus raides et plus élevés que leurs homologues occidentaux, en particulier au Saz, à Massigné, à Mazaire, aux Cahéreaux. Le réseau hydrographique du secteur considéré est dissymétrique en raison de l'excentricité du thalweg du Gesvres par rapport aux limites de son bassin-versant, les affluents orientaux, rares et courts, s'opposant aux affluents occidentaux allongés et ramifiés. Le profil transversal du Glacis de La Chapelle-sur-Erdre est ici également dissymétrique, formant un revers incliné vers l'Est à partir de la ligne de partage des eaux du Gesvres et de l'Erdre.

Pour transparaître ainsi dans le relief, le rôle de la tectonique implique des déformations récentes. Plusieurs arguments morphologiques, sédimentologiques ou tectoniques traduisent effectivement l'influence de rejeux, postérieurs

à la glaciplanation du Pléistocène ancien, donc néotectoniques, dans le secteur considéré.

Les replats-glacis et les éléments du Glacis de La Chapelle-sur-Erdre qui encadrent le cours inférieur du Gesvres, ont été intégralement rapportés aux effets de cette glaciplanation (Chap. 1, § 231). Ils se rattachaient initialement au même palier topographique. Or, ils se trouvent actuellement dénivellés de plusieurs mètres de part et d'autre du thalweg. Les nappes caillouteuses, corrélatives de leur façonnement, sont pareillement disloquées ; elles affleurent respectivement à 52 et à 51 m au Sud et au Nord du Gesvres, en amont du coude du Saz (La Fronnière, La Baclais), mais à 34 m seulement à La Barre, où elles sont épaisses d'une dizaine de mètres, et à 40-43 m à La Croix-de-Pierre, de part et d'autre du coude du Saz (fig. 23). Enfin, des fractures, distinctes de simples fissures de tassement, parcourent les nappes caillouteuses de La Barre et fournissent un dernier indice de rejeux postérieurs à leur dépôt, donc au Pléistocène ancien (B. Bousquet et D. Sellier, 1975). La comparaison des altitudes des interfluves et des nappes, de chaque côté du Gesvres inférieur, permet d'évaluer la résultante des rejets de ces rejeux à 10-20 m.

Ces déformations doivent être directement impliquées dans le trajet actuel du Gesvres. Plusieurs éléments indiquent en effet que la rivière a connu un ancien écoulement direct vers l'Erdre, dans le prolongement de son cours supérieur, avant son détour vers un cours d'eau conquérant, d'orientation N 160°, lui-même établi à l'emplacement du cours inférieur actuel du Gesvres. La répartition des nappes caillouteuses autour du Saz et de La Croix-de-Pierre montre que leur épandage a pu s'effectuer directement vers l'Erdre, dans le prolongement du bassin supérieur du Gesvres. Un ensellement (35 m) entame la Plate-forme de La Chapelle à cet endroit (44 m au Nord, 49 m au Sud). Le Rupt, tributaire de l'Erdre, s'aligne sur cet ensellement et sur le Gesvres supérieur. La capture, réalisée au droit du Saz, a pu s'effectuer par recul de tête, à la faveur de réaménagements hydrographiques consécutifs à des rejeux néotectoniques des failles diagonales.

5132/Le cas de l'Hocmard inférieur

Il est analogue à celui du Gesvres inférieur (Nort 7-8 SW) (Nantes 3-4 NW). Les orientations N 155-165° dominent dans le paysage, tant le long de l'Hocmard, en aval de Grandchamps, que de ses affluents. La présence d'un nouveau linéament diagonal se vérifie sur le terrain par celle de nombreuses failles N 160° (La Favrière, La Simonière). Comme dans le bassin du Gesvres inférieur, des blocs basculés vers l'Est Nord Est, encadrés de failles diagonales, s'allongent dans le sens de ces dernières ; celui de La Favrière, le plus remarquable, oppose un versant occidental escarpé (28°) à un revers faiblement incliné vers l'Est (2 à 3°). Par ailleurs, l'intensité de la tectonisation du socle et surtout l'interférence des réseaux de failles diagonales et transversales provoquent un fractionnement de ces blocs selon des modalités qui seront détaillées dans le paragraphe suivant. L'Hocmard a certainement connu, comme le Gesvres, un écoulement direct vers l'Erdre ou vers les Bassins de Nort et de Petit-Mars. Son réseau supérieur, orienté Sud Ouest - Nord Est, est relayé par des affluents de l'Erdre (Ruisseaux des Mortèves ou de L'Etang-de-Chavagnes) (Nort 7-8 SW). Cet écoulement primitif, adapté à la pente du glacis de La Chapelle-sur-Erdre, aurait été pareillement désorganisé par le rejeu de failles N 160°, rabattu vers le Sud Sud Est et capturé par un cours d'eau de même orientation.

A la suite de celle du Sillon de Bretagne, l'analyse morphostructurale des failles N 160° qui traversent l'Est du Pays Nantais aboutit à mettre en évidence le rôle d'une néotectonique. La dislocation des interfluves associée à des phénomènes de captures, tend à souligner une influence croissante de cette néotectonique au voisinage de la vallée de l'Erdre.

52/ Les conséquences morphologiques de l'interférence des réseaux de failles

521/ Le quadrillage du socle par les failles directionnelles et transversales

Ses conséquences morphologiques sont remarquables aux abords de la Zone Broyée Sud-Armoricaine, le long des coulées du Sillon de Bretagne (§ 4231), dans le bassin de la Chezine et surtout parmi les blocs géométriques de Couëron.

En raison de son étroitesse et de sa dissection, l'interfluve compris entre la Chezine et le Sillon de Bretagne se réduit à un ensemble de buttes, séparées par des vallons de 1er ordre de tracé Nord Est - Sud Ouest et réparties selon l'influence conjuguée des failles directionnelles et transversales. Il représente le lambeau le plus méridional et le plus dégradé de la Surface fondamentale (70 m au Nord Ouest, 55 m au Sud Est). Dans l'axe du Sillon de Bretagne, le rebord Sud de cet interfluve domine un ensemble de blocs rectangulaires dont les altitudes décroissent jusqu'à la Loire par l'intermédiaire de quatre gradins successifs : 48-41 m, 39-33 m, 34-26 m, 32-23 m. L'alignement des blocs sur la direction armoricaine, leur individualisation par des vallons parallèles ou perpendiculaires à cette direction, l'évasement exceptionnel des confluences, traduisent à l'évidence l'exploitation d'une trame faillée et de zones de broyage directionnelles et transversales, la lithologie n'intervenant que secondairement et toujours dans le sens des facteurs tectoniques (Gneiss de Couëron, Amphibolites de Haute-Indre). L'étagement de ces blocs résulte probablement d'un exhaussement local et d'un fractionnement de détail du compartiment affaissé du Sillon de Bretagne par des mouvements compensatoires de la subsidence enregistrée immédiatement plus à l'Ouest, dans le secteur de Saint-Etienne-de-Montluc, et consécutifs à des déformations tardives, plio-quadernaires ou pléistocènes, décelées à l'emplacement de ce dernier (§ 422).

522/ La dislocation des interfluves par les failles diagonales et transversales

Elle se manifeste de façon exemplaire dans le bassin de l'Hocmard, où drainage et interfluves sont principalement conditionnés par des axes tectoniques N 145-165° (failles diagonales) ou N 30-55° (failles transversales). La vallée de l'Hocmard s'emboîte successivement dans la Surface fondamentale et dans les replats-glacis à l'amont (Le Chanais). Elle ne s'encaisse plus que dans le niveau des replats-glacis vers l'aval (Chap. 1, § 223, fig. 6). Cette particularité, partagée avec la basse vallée du Gesvres, tient à sa position aux limites de la Surface fondamentale et à la jonction des Glacis d'Héric et de La Chapelle-sur-Erdre (Nort 5-6 SE, Nort 7-8 SW, Nantes 3-4 NW). De ce fait, certains interfluves, situés à l'amont, se rapportent indubitablement à la Surface fondamentale, en raison de leurs altitudes relativement élevées et de la présence d'altérites profondes, à défaut de sables rouges. D'autres, situés plus en aval, se rapportent aussi distinctement aux replats-glacis ou aux éléments des Glacis d'Héric et de La Chapelle-sur-Erdre qui les prolongent, en raison d'altitudes inférieures et de la présence de nappes caillouteuses (Chap. 2, § 332).

Le raccordement des interfluves à l'un ou à l'autre des niveaux d'érosion précités demeure cependant impossible dans plusieurs cas, en particulier autour de Grandchamps. Ainsi, plusieurs lambeaux de nappes caillouteuses du Pléistocène ancien, recouvrent des interfluves dont les altitudes (55-50 m) se raccordent avec celles des témoins les plus proches de la Surface fondamentale (secteur de l'Hocmard supérieur et du vallon de La Planche). A l'inverse, un gisement de sables rouges, argileux et feldspathiques, comprenant respectivement 13 et 7% de N.U., 80 et 74% de S.A., 7 et 19% de E.L. dans les fractions 315-500 et 500-800 μ , donc identifiables comme des sables pliocènes, recouvre un interfluve dont les altitudes (42-37 m) se rapportent à celles des replats-glacis voisins (La Loeuf). Un autre gisement de sables rouges, contenant respectivement 8 et 5% de N.U., 73 et 72% de S.A., 19 et 23% de E.L. dans les fractions 315-500 et 500-800 μ , également déterminables comme des sables pliocènes, affleure sur

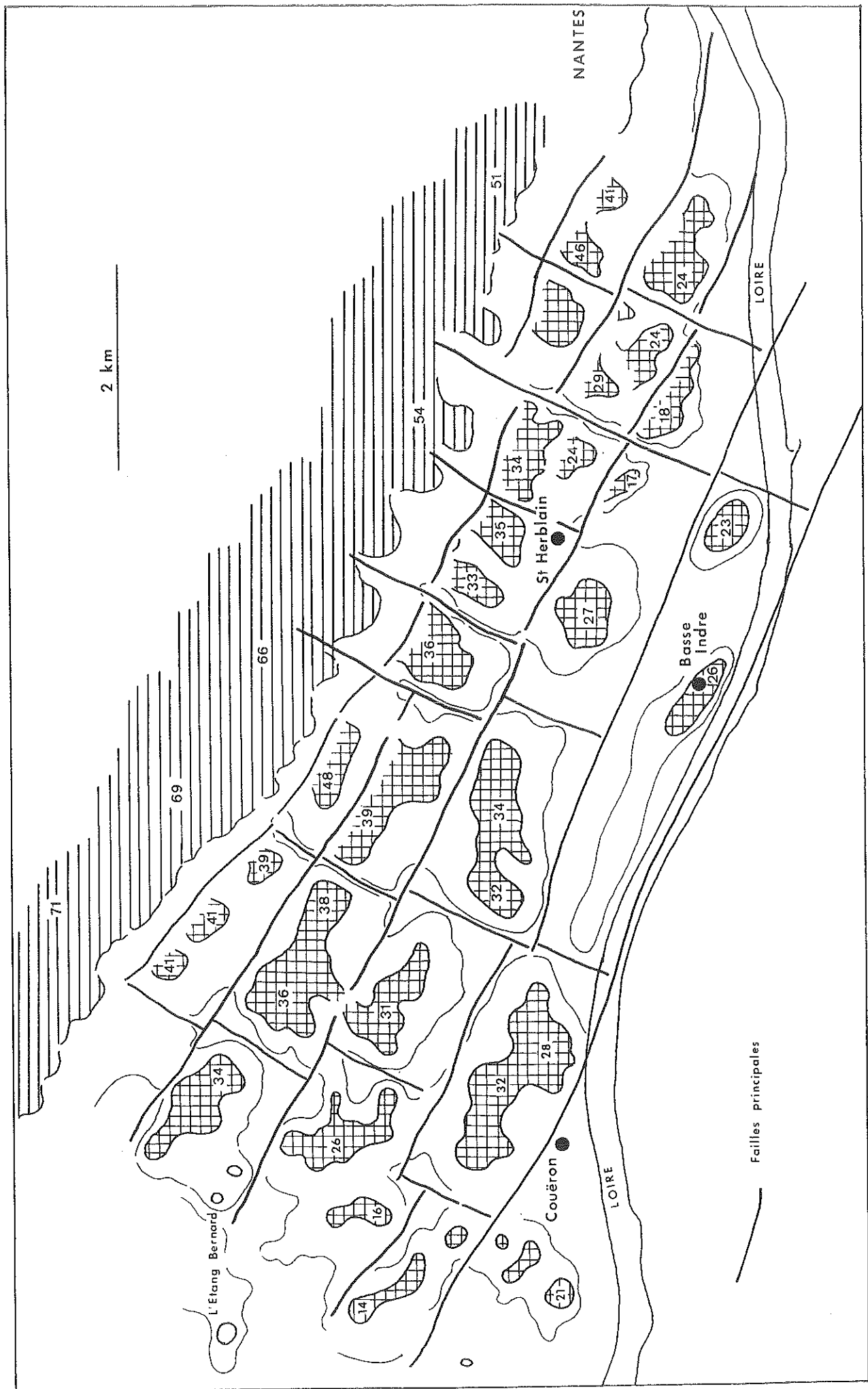


Fig. 65 Les blocs fracturés de Couëron

plus de 4 m d'épaisseur en contrebas des replats-glacis voisins et en bordure d'un vallon N 160°, dont les dimensions et la position excluent toute assimilation à une "ria pré-pliocène" (La Blanchère).

A un étagement du relief d'origine morphoclimatique, représenté par l'emboîtement des replats-glacis dans la Surface fondamentale, s'ajoutent ici les effets d'une dénivellation tectonique, produite par les rejeux conjugués de failles diagonales et transversales. La première des anomalies précitées provient de rejeux "pléistocènes" (postérieurs au dépôt des nappes caillouteuses). Les deux autres résultent de rejeux également pléistocènes ou "plio-quatérnaires" (postérieurs au dépôt des sables rouges et antérieurs à celui des nappes).

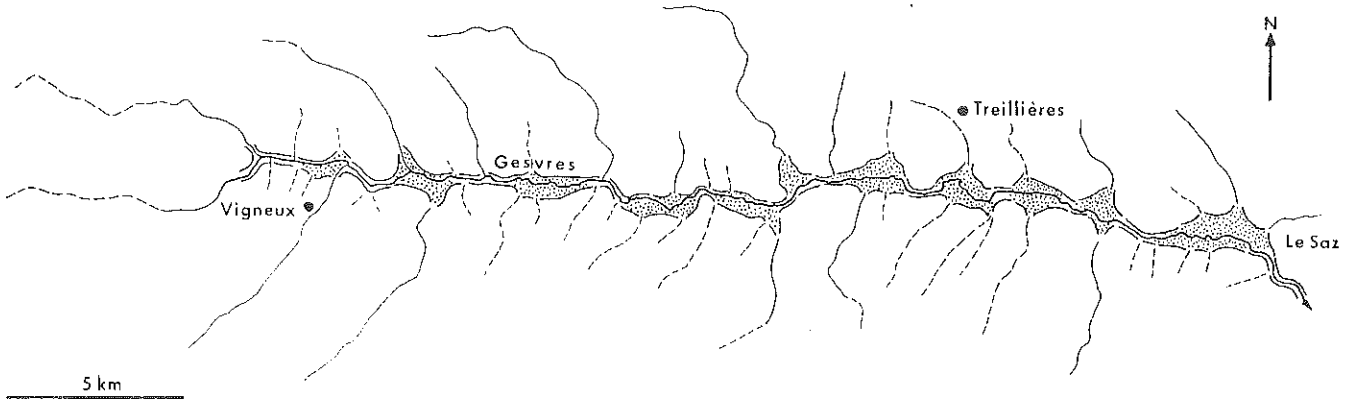
523/ Les indices d'une néotectonique à régime distensif associés à l'interférence des failles directionnelles et diagonales

Le fond de la vallée du Gesvres est remarquablement mal calibré. En amont du coude du Saz, il se caractérise par une succession de "biefs" et de "goulets", décrits pour la première fois par J.M. Palierne (1972). Les "biefs", au nombre d'une douzaine, sont des dépressions triangulaires, losangiques ou étoilées, de 0,5 à 0,7 km de largeur pour 0,5 à 1,5 km de longueur, à fonds plats, largement remblayés d'alluvions et presque totalement inondables en hiver. Les "goulets", alignés sur le thalweg, correspondent à de brusques rapprochements et raidissements des versants encaissants ; longs de 0,5 à 1 km, mais larges de 80 à 200 m seulement, ils séparent distinctement chacun des biefs ; leur étroitesse a guidé le tracé des voies anciennes (Nantes - Blain par La Molinière, Nantes - Nort par Le Saz) et a favorisé, fait rare en Loire-Atlantique, l'installation de moulins à eaux (Moulin de Launay, près de La Molinière, Moulin de La Rivière, près de La Paquelais) (Nantes 1-2 N, Nantes 3-4 NW). Des formes identiques existent au fond des vallées du Cens, de l'Hocmard et, de façon moins apparente, le long de la Chezine. Elles ont été pareillement exploitées pour les réseaux de communications et les aménagements hydrauliques (Moulin du Tertre, en aval de l'Hocmard, Moulin de l'Evêque, en amont du Cens).

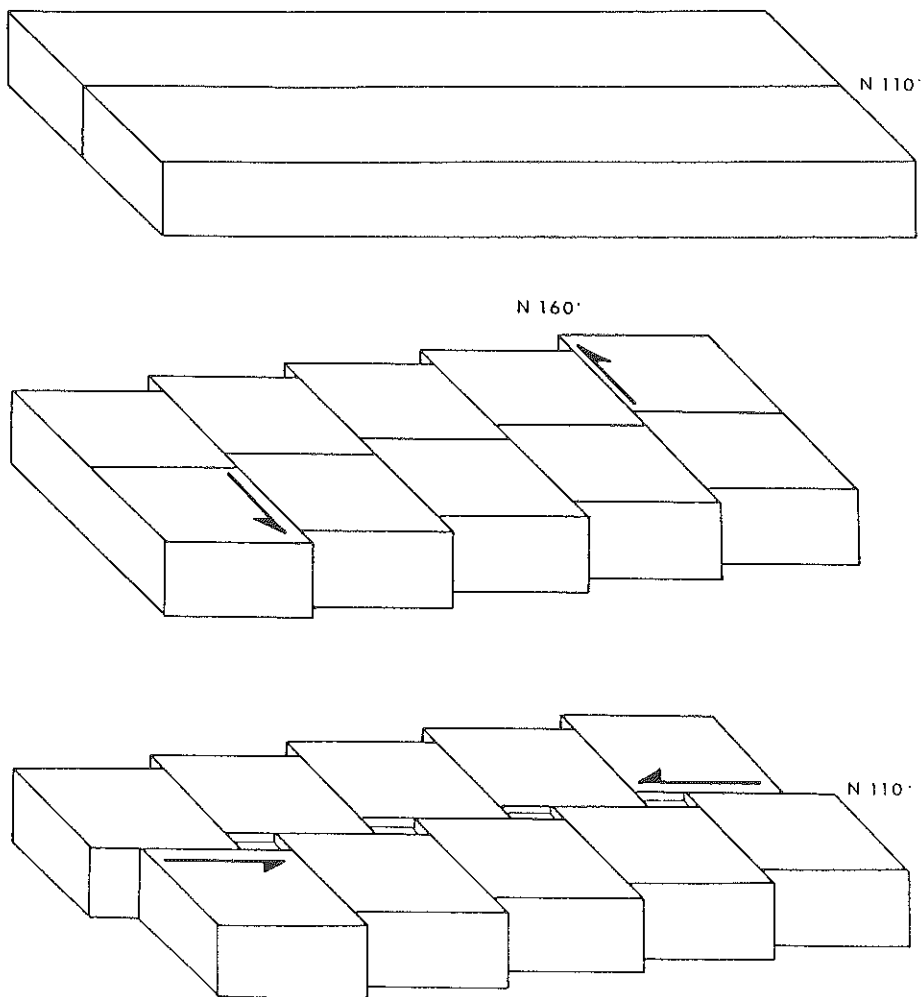
Les biefs et les goulets n'affectent que les parties les plus encaissées des vallées, celles qui se trouvent en contrebas des replats-glacis. Leurs contours sont complètement indépendants de ceux des rebords de la Surface fondamentale qui les dominent (fig. 66 a). Leur équidistance entraîne une rythmicité des paysages, que J.M. Palierne a justement traduite par les termes de "ventres" et de "noeuds".

Il ne peut s'agir de simples formes d'érosion fluviale, même si celle-ci a participé à leur genèse. Certains biefs concentrent jusqu'à cinq affluents de 1er ordre dans un rayon de 250 à 400 m et évoquent d'abord des noeuds de confluences élargis par l'érosion (Launay sur l'Hocmard supérieur, Garambeau sur le Gesvres moyen, Bon-Garand sur le Cens supérieur) ; mais il existe autant d'exemples similaires au droit des goulets (La Planche sur l'Hocmard, La Rivière sur le Gesvres, Le Defay sur le Cens). De plus, les biefs sont démesurés par rapport au Gesvres et, a fortiori, par rapport aux vallons qui s'y raccordent. Enfin, leurs dimensions demeurent approximativement constantes et ne s'amplifient pas vers l'aval, comme dans le cas des modelés "normaux".

Il ne s'agit pas non plus de formes d'érosion différentielle. L'exploitation d'une lithologie différenciée exigerait d'abord une ordonnance structurale méridienne ou sub-méridienne, ce qui n'est évidemment pas le cas des grandes unités directionnelles de la région (Batholite d'Orvault, Micaschistes de la Série de Mauves, ...). Certains goulets de la vallée du Cens recoupent bien des filons pegmatitiques sub-parallèles en aval (Le Mail, Le Bas-Cormier), comme en amont d'Orvault (La Montaguère, La Hubonnière), mais il s'agit de cas particuliers, qui n'ont aucun homologue le long de l'Hocmard, de la Chezine, ni



a. Schéma de localisation



b. Schéma interprétatif

Fig. 66 Les biefs et les goulets de la moyenne vallée du Gesvres

surtout du Gesvres, où les biefs et les goulets sont les plus contrastés. Restent donc les explications d'ordre tectonique, qui conduisent à envisager successivement plusieurs hypothèses.

La première met en cause une influence purement statique de la tectonique et une exploitation différentielle de centres de broyages par l'érosion. On a vu que les vallées de 2ème ordre sont longées ou recoupées par des failles directionnelles, transversales ou diagonales, auxquelles s'ajoutent des accidents mineurs de diverses orientations. L'origine et la répartition des biefs pourraient s'expliquer de ce fait par l'interférence de réseaux de failles sécantés, générateurs de centres de broyages majeurs, dont une trituration tectonique spéciale, elle-même consécutive à des réactivations successives, aurait accentué la vulnérabilité. Cette explication présuppose une concordance idéale entre le réseau hydrographique et la trame tectonique, ce qui demeure indémontrable en raison des conditions d'observation sur le terrain et semble d'ailleurs infirmé par le manque de coïncidence systématique entre biefs et noeuds de confluence. De plus, il n'est pas certain qu'une intersection de failles produise automatiquement un centre de broyage propice à l'évidement, quand on sait qu'une ligne de faille est susceptible d'engendrer, selon les cas, un axe d'induration, autant qu'un axe de fragilisation et qu'une vallée peut être établie sur les bordures des failles, autant que sur leur tracé. Sur les estrans actuels par exemple, certains platiers comportent souvent des marmites et des dépressions oblongues, d'ordre pluridécimétrique ou métrique, séparées par des resserrements et alignées sur des failles longitudinales parfois décrochantes (Pointe Saint-Gildas à Préfailles, Pierres-Plates au Pouliguen, Portivy à Quiberon) ; ces dernières sont souvent recoupées par des fractures orthogonales ou diagonales, qui guident occasionnellement la forme des dépressions, mais qui n'en conditionnent nullement la répartition, les points d'intersections se situant autant au niveau des resserrements. Les résultats de ces observations ne sont pas systématiquement transférables à des formes 500 ou 1 000 fois plus importantes, mais montrent suffisamment ce que cette première hypothèse conserve de conjectural à l'échelle des vallées considérées.

J.M. Palierne a expliqué la genèse des "ventres" et des "noeuds" de la vallée du Gesvres en fonction de phénomènes structuraux synorogéniques et en termes de "grabens de décharge". Les alignements de biefs résulteraient de "contraintes internes", accumulées dès la mise en place du Batholite d'Orvault, de "libérations d'ondes de choc" à partir des bordures de ce dernier et de "décharges externes", génératrices du "délabrement" des enveloppes micaschisteuses périphériques, plus fragiles ; cette interprétation n'exclurait pas la reprise des "lignes antérieures de fragilité" par des mouvements "tertiaires ou plus récents" (1972).

Une troisième explication, non contradictoire avec les précédentes, peut être envisagée en privilégiant cette fois le rôle de phénomènes tectoniques distensifs et coulissants. Il s'avère que les accidents directionnels N 110° et diagonaux N 160° constituent les deux principaux réseaux de failles à l'Est du Pays Nantais. Les premiers sont peut-être décrochants (§ 511). Les seconds occupent une place majeure dans un secteur où les alignements de biefs et de goulets représentent précisément l'un des reliefs spécifiques. Des arguments de différentes natures indiquent que ces failles N 160° ont enregistré des jeux verticaux (§ 513 et 522) ; il est permis de supposer qu'elles ont également connu des jeux horizontaux.

Dans cette hypothèse, la formation des biefs et des goulets pourrait procéder d'un mécanisme se décomposant comme suit : une faille directionnelle initiale majeure est disloquée et décalée par une série de mouvements décrochants, exercés le long des réseaux de failles diagonales ; son propre coulissage entraîne la création de multiples grabens d'étirement induits, disposés en échelons (biefs) et raccordés par des segments de lignes de failles (goulets).

Il est vraisemblable que les déformations en question, toutes sénestres dans le cas représenté sur la figure 66 b, se soient produites simultanément et solidairement sous la forme d'un double coulissage et sous l'effet d'une poussée commune éventuellement exprimée à partir du Sud Ouest, donc du Sillon de Bretagne.

Les contours géométriques des biefs, triangulaires ou losangiques, sont en fait caractéristiques des grabens d'étirement et des structures distensives qui les commandent (J. Goguel, 1965) (M. Mattauer, 1973) (J.M. Palièrne, 1972). En définitive, les biefs correspondraient à des formes structurales directement produites par la tectonique et accessoirement exploitées par l'érosion fluviale.

Le mécanisme invoqué à leur sujet a réutilisé des linéaments très anciens, en particulier les failles directionnelles "angevines", N 110°, mais rien ne prouve cependant que celles-ci aient joué en l'occurrence un rôle directeur. Son association à des failles diagonales, N 160°, elles-mêmes réactivées par des déformations postérieures à la glacioplation du Pléistocène ancien, ou au moins à la sédimentation des sables rouges pliocènes (§ 513 et 522), suggère par contre son appartenance à des mouvements tardifs du socle. L'emboîtement des biefs à l'intérieur du niveau des replats-glacis aurait d'ailleurs la même signification. En conséquence, les biefs pourraient résulter de mouvements distensifs localisés, vraisemblablement solidaires du rejeu du Sillon de Bretagne et complémentaires du rehaussement néotectonique du Plateau Nantais.

Conclusions

Le socle du Plateau Nantais et de l'Estuaire, intensément tectonisé, est parcouru de failles omniprésentes et multidirectionnelles. La géométrie de la fracturation se caractérise par les réseaux de failles principaux suivants, classés par ordre d'importance morphostructurale décroissante :

- Les failles "directionnelles", d'orientation N 125° (direction "armoricaine"), principalement représentées par la Zone Broyée Sud-Armoricaine, ou d'orientation N 110° (direction "angevine"), surtout représentées dans l'Estuaire et le long des vallées de 2ème ordre, reprennent et réactivent les linéaments associés aux unités structurales synorogéniques. Elles déterminent entre l'Hocmard et le Sillon de Bretagne un faisceau d'accidents dont l'axe du Cens supérieur forme la bissectrice.
- Les failles "diagonales", d'orientation N 160°, obliques par rapport à toutes les failles directionnelles, sont d'importance apparemment croissante vers l'Erdre et la confluence nantaise.
- Les failles "transversales", d'orientation N 50°, perpendiculaires aux failles de direction armoricaine, ou d'orientation N 30°, perpendiculaires aux failles de direction angevine, parcourent l'ensemble du Plateau Nantais, mais ne conditionnent que des vallons de 1er ordre et semblent correspondre à de simples cassures du socle, sans rejets notables.
- Les failles "sub-méridiennes", d'orientation N 15°, sont peu apparentes, sauf sur les bordures septentrionales et méridionales du Plateau Nantais.

L'influence de ces failles sur les paysages s'exprime indirectement à travers le plan des réseaux hydrographiques et l'organisation des modelés fluviaux, directement par la mise en place des volumes topographiques associée aux rejeux récents de certains accidents.

Le socle est rompu par le Sillon de Bretagne, accident topographique majeur du Pays Nantais, installé à l'emplacement de la Zone Broyée Sud-Armoricaine, dont la réactivation périodique est attestée par des critères tectoniques, sédimentologiques et morphologiques.

Dès la fin du Secondaire (Cénomaniens) et au début du Tertiaire (Eocène),

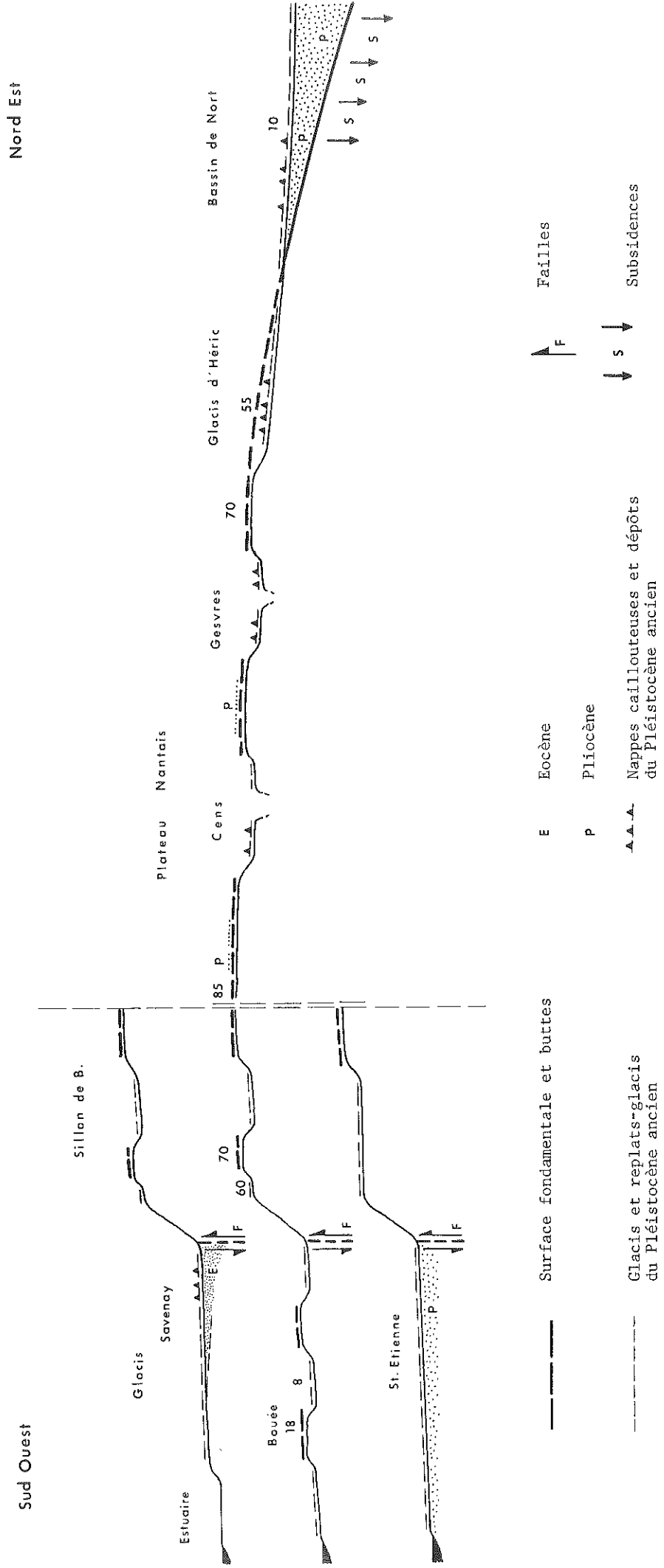


Fig. 67 Coupe synthétique interprétative de la Loire au Bassin de Nort-sur-Erdre

un talus au pied duquel s'accumulent des sédiments marins et estuariens préfigure le coteau actuel. Rien ne permet d'appréhender l'évolution du relief pendant les époques suivantes ; celles-ci coïncident vraisemblablement avec une phase majeure de l'élaboration de la Surface fondamentale et doivent correspondre à l'atténuation et au nivellement du talus primitif. Néanmoins, l'absence complète d'activité tectonique au niveau de la Z.B.S.A. pendant toute la durée de l'Oligocène et du Miocène demeure improbable compte tenu des mouvements subsidents et des types de sédimentations reconnus de l'autre côté du Pays Nantais, notamment dans les bassins de Saffré et de Nort. La disposition et les particularités sédimentologiques des sables rouges, examinés à Saint-Etienne-de-Montluc et autour de Savenay, indiquent d'ailleurs la reprise de mouvements subsidents au cours du Pliocène, et probablement dès le Miocène, à l'emplacement du compartiment affaissé du Sillon de Bretagne.

Le coteau actuel résulte de mouvements néotectoniques, c'est-à-dire postérieurs à la régression fini-pliocène, marqués par deux paroxysmes :

- Le premier, qualifié de "plio-quaternaire", se produit entre le dépôt des sables rouges pliocènes et celui des nappes caillouteuses corrélatives de la glaciplanation du Pléistocène ancien. Il se caractérise par un rejet faible, inégal et discontinu et surtout par l'affaissement localisé des secteurs antérieurement subsidents. Il explique l'actuelle répartition des buttes basales, des affleurements rocheux de l'Estuaire (zones de culmination relative), des affleurements de sables tertiaires (zones d'affaissement relatif) et sans doute aussi des marais externes et internes actuels (angles de failles ?).
- Le second, qualifié de "pléistocène", se produit à la suite de la glaciplanation de l'ensemble des bordures de la Surface fondamentale, y compris de celles qui correspondent actuellement aux reliefs insubmersibles de l'Estuaire. Il date d'une période vraisemblablement très reculée du Quaternaire. Il se caractérise par un rejet important et continu et engendre le relief actuel.

Cette interprétation évolutive du rebord méridional du Plateau Nantais à partir du plus important versant de la région, concorde avec celle qui a été précédemment présentée à propos de ses marges septentrionales, ce qu'illustre la figure 67 . En dehors de formes de détail, dues à des dislocations mineures ou à des mouvements distensifs induits, le rejeu néotectonique du Sillon de Bretagne s'est accompagné du soulèvement généralisé du Plateau Nantais et du gauchissement concomitant de sa surface en direction des bassins situés plus au Nord (Chap. 6).

Chapitre 5

Le Coteau de Mauves et l'organisation morphotectonique du Plateau du Cellier

Introduction

Le Plateau du Cellier, quatre fois plus réduit que le Plateau Nantais, est séparé de celui-ci par la Plate-forme de Carquefou et par le Glacis de La Chapelle-sur-Erdre, eux-mêmes partagés par la vallée de l'Erdre. Il se rapporte aux paysages de "Hautes Terres" et aux reliefs de la "Surface fondamentale" (Chap. 3, § 11). Ses altitudes dépassent 80 m dans sa partie centrale (84 m dans la forêt du Cellier) et décroissent progressivement du Sud Est vers le Nord Ouest (50 m), en fonction de son inclinaison générale vers les bassins de Nort et de Petit-Mars. Sa surface recoupe, sans conséquence notable, des roches de natures et de résistances variées : micaschistes de la Série de Mauves d'une part, gneiss, leptynites, orthogneiss, micaschistes, amphibolites, phanites de la Série de Champtoceaux d'autre part ; elle est défoncée par des "alvéoles de plateaux" (Loge-au-Moine, Mabonnière) et ravinée par des réseaux hydrographiques à tracés géométriques. Ses altérites s'apparentent à celles de la Surface fondamentale, tant par leurs épaisseurs, vérifiables le long de l'autoroute Nantes - Angers A 11, que par leur degré d'accomplissement et leur minéralogie argileuse (Chap. 3, § 12).

Ce plateau forme un espace tabulaire, remarquablement vide. A l'exception des terroirs périphériques et des rebords de vallées, qui concentrent l'habitat et les cultures les plus variées, les établissements agricoles y sont effectivement rares, isolés et récents. Son centre est occupé par les restes de la Forêt du Cellier. Ses toponymes soulignent son aspect durablement répulsif (Le Bois-Macé, La Lande, La Brousse, Saint-Mars-du-Désert...), son exposition au vent (Bel-Air) ou son humidité, elle-même due à l'omniprésence des altérites et à l'indigence du drainage (Les Noues, La Noe,...). Le paysage agraire correspond à un bocage géométrique à mailles larges où l'emprise des prairies n'est concurrencée que par une progression marginale de la culture du maïs ; il reproduit donc celui du Plateau Nantais et procède, également, d'une des mises en valeur les plus tardives de la région (Chap. 1, § 12).

Le Plateau du Cellier présente néanmoins plusieurs traits originaux. Hormis le gisement de Berg (Ancenis 5-6 SW), il ne comporte aucun affleurement sédimentaire pliocène connu (Chap. 2, § 231). Il ne porte pas, sauf peut-être sur ses bordures occidentales, de marques de glaciplanation similaires à celles qui se manifestent plus à l'Ouest ; il ne comprend pas non plus de nappes caillouteuses correspondantes. Ses contours triangulaires s'alignent partout sur des coteaux qui dominent la Vallée de la Loire (Coteau de Mauves), le Bassin d'Ancenis (Coteau de Couffé), et la Plate-forme de Carquefou (Coteau du Chemin

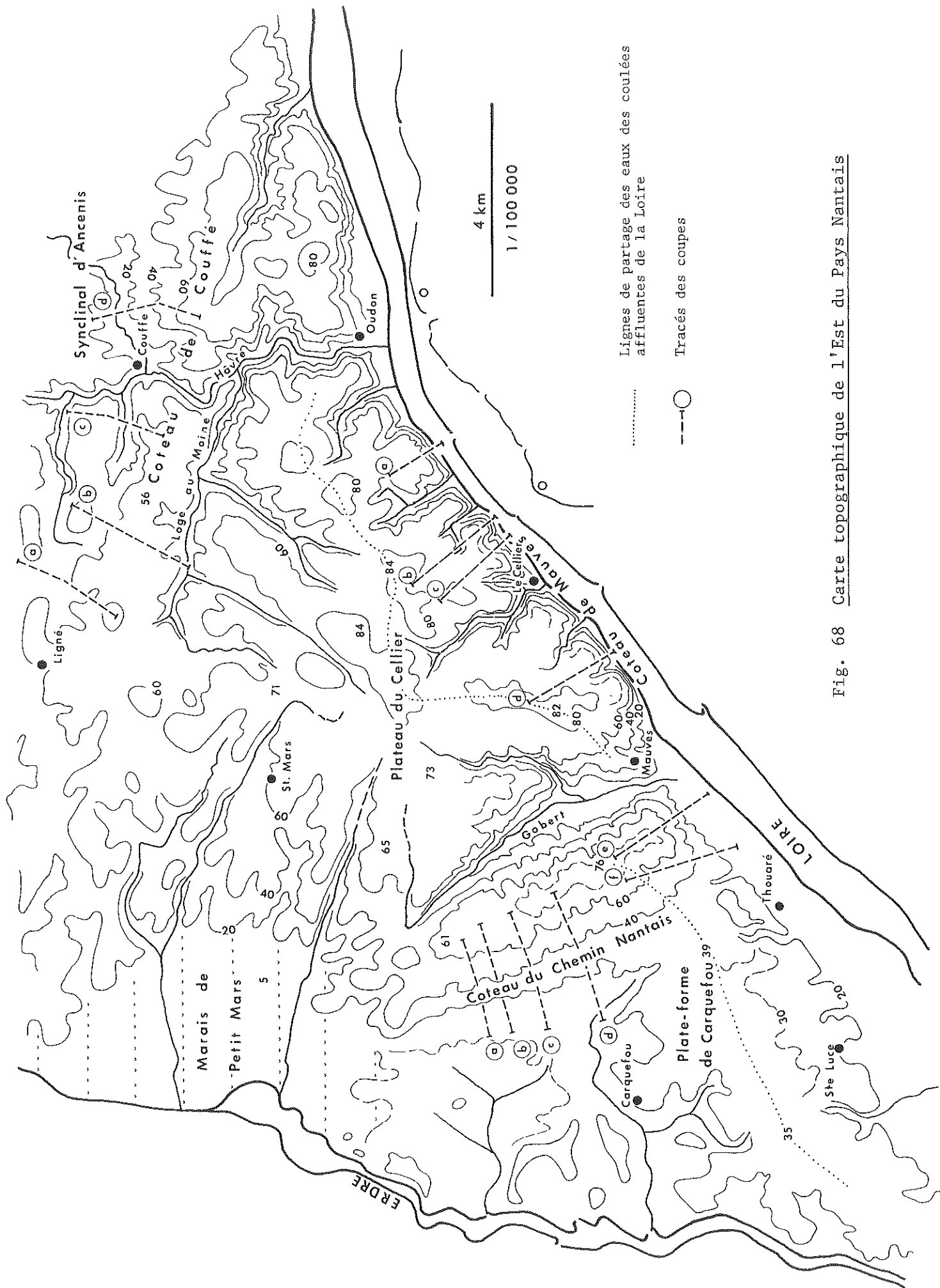


Fig. 68 Carte topographique de l'Est du Pays Nantais

Nantais). Sa surface est interrompue à l'Ouest par la dépression de la Seille-
raye. Les vallées qui le traversent vers le Sud ont des tracés épigéniques
du fait de leur encaissement dans un relief incliné vers le Nord ou le Nord
Ouest (Gobert, Hâvre). L'ensemble de ces caractères, comparés au quadrillage
du réseau hydrographique, suggèrent, comme dans le cas du Plateau Nantais,
une influence déterminante de la tectonique (fig. 68).

1/L'encadrement du Plateau du Cellier par des coteaux tectoniques

11/Le coteau de Mauves et la Vallée de la Loire

Du fait de ses propriétés morphologiques et de ses significations pa-
léogéographiques, le Coteau de Mauves est d'une importance qui le place immé-
diatement après le Sillon de Bretagne et qui justifie pleinement le titre de
ce chapitre. Son importance tient à sa double qualité de versant de vallée
(celle de la Loire) et de rebord méridional d'un plateau incliné vers le Nord-
Ouest (celui du Cellier), ce qui permet de le considérer de ce dernier point
de vue comme un talus singulier. Il est donc à la fois l'homologue du Coteau
de Champtoceaux - La Varenne, auquel il s'oppose cependant par son tracé comme
par sa morphologie, et du Sillon de Bretagne, dont il diffère aussi par son
orientation et ses dimensions.

C'est la seconde de ses qualités qui est considérée ici. En tant que
rebord de plateau, le Coteau de Mauves peut être défini comme un escarpement
de faille. Cette définition se fonde sur ses caractères structuraux et morpho-
logiques, lesquels témoignent collectivement de son origine tectonique (§ 111).
Elle se fonde également sur la profonde dissymétrie de la Vallée de la Loire
à l'aval d'Oudon, laquelle constitue l'un des traits les plus remarquables du
relief local (§ 112).

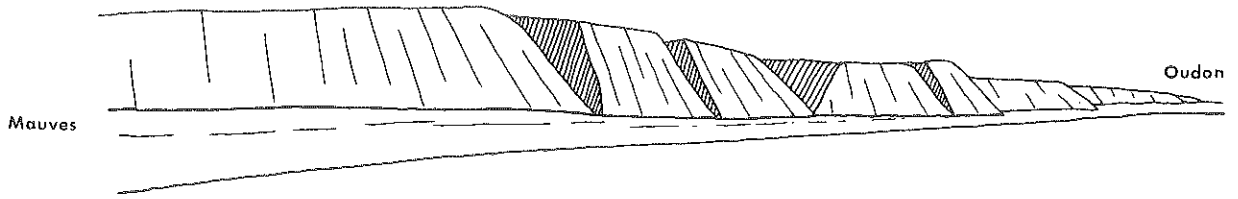
111/Les relations entre le Coteau de Mauves et la tectonique

Le coteau est rectiligne sur 25 km, en aval d'Oudon et recoupe ortho-
gonalement toutes les unités structurales directionnelles. Il s'aligne sur une
longue faille transversale N 45°, presque perpendiculaire à la Zone Broyée Sud-
Armoricaine. Cette faille se marque sur le terrain par de multiples fractures
perpendiculaires aux linéations des micaschistes de Mauves et aux affleurements
métamorphiques de Champtoceaux. Elle se prolonge en bordure de la Plate-forme
de Carquefou et déborde très largement du Pays Nantais, tant vers la Baie de
Bourgneuf au Sud Ouest (rebord du Lac de Grand-Lieu, Vallée du Tenu) que vers
le Bassin d'Ancenis au Nord Est (cours de la Sauvagère, Coteau de Pouillé) en
se poursuivant vers Sablé-sur-Sarthe, jusqu'aux limites du Massif Armoricain,
à travers des alignements de réseaux et des décalages d'affleurements (Saint-
Herblon, Le Loroux-Beconnais) (fig. 72). L'identification de ce grand acci-
dent transverse est corroborée par l'enseignement des images spatiales (Chap. 6,
§ 123)

Le coteau est brisé dans le détail par des tronçons N 30° à N 60° qui
s'articulent sur les embouchures des affluents de la Loire et sur des accidents
diagonaux N 155-165°, ou subméridiens N 5-15°, probablement décrochants (fig.

72). Cette segmentation accessoire n'entame cependant pas sa rectitude géné-
rale et ne produit rien de comparable au morcellement du versant Sud de la Vallée
de la Loire dans le même secteur (§ 112).

Le coteau de Mauves ne présente aucun élément susceptible de dater
précisément sa formation. Son aspect d'escarpement peu évolué, suggère cepen-
dant une mise en relief tardive. Son commandement (76 à 82 m entre Mauves et
Oudon) est comparable à celui du Sillon de Bretagne par ses valeurs et sa régu-
larité. Ses profils sont exceptionnellement redressés. Ses pentes varient de
30 à 42° (fig. 69 a, b et d). Elles comportent quelques replats d'alti-
tudes inégales qui évoquent, comme autour du Mont-Tiéber, le jeu différentiel
de plusieurs plans de failles sub-parallèles (fig. 69 c et f). Elles
comprennent surtout des corniches rocheuses et des abrupts, dont la répartition



Le Coteau de Mauves en aval d'Oudon (d'après photographie)

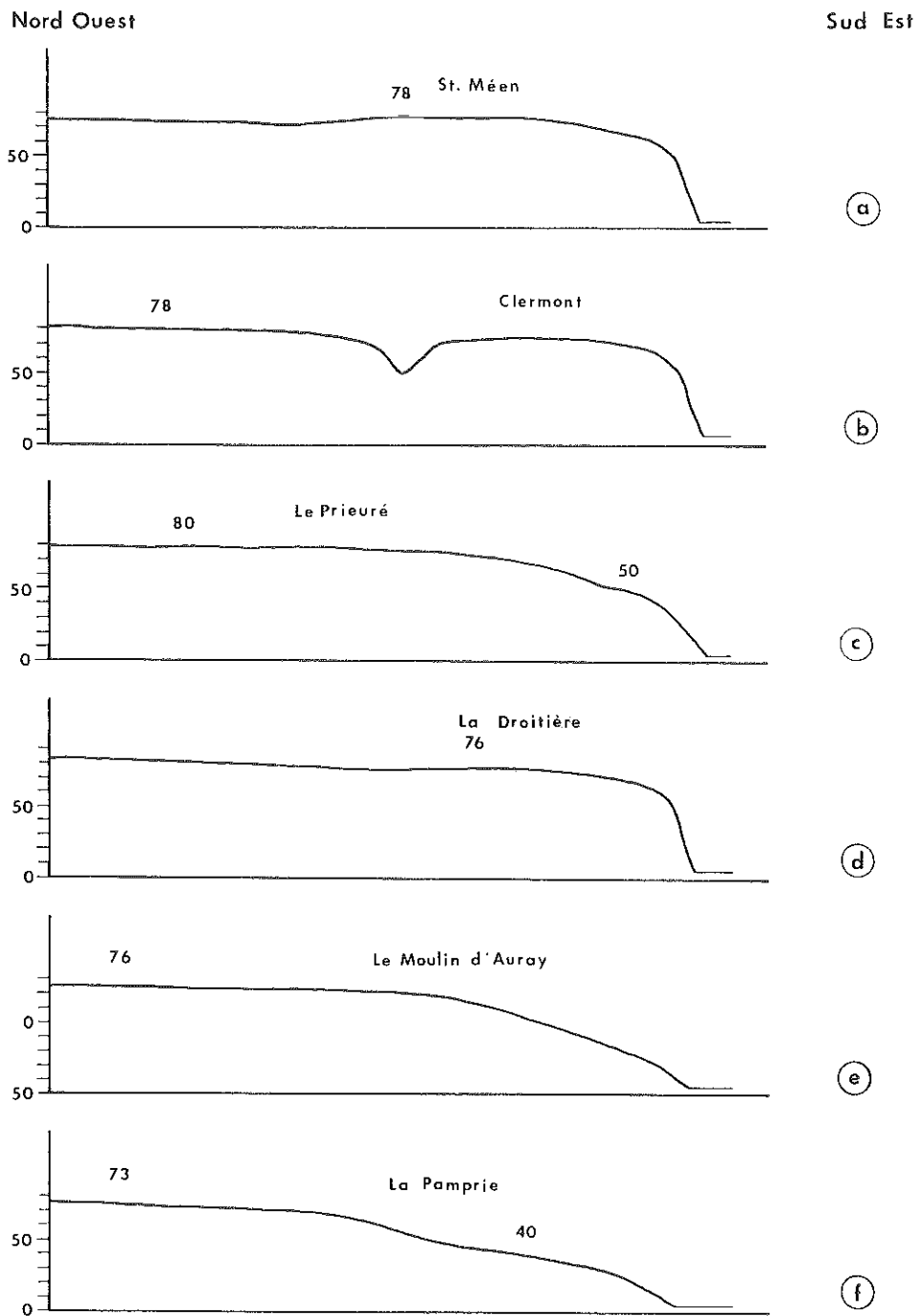


Fig. 69 Profils topographiques du Coteau de Mauves (L : 1/25 000 H : 1/5 000)

est complètement indépendante de celle des affleurements géologiques recoupés.

Les altérites, en majorité de types 3 ou 4, ne s'étendent que dans la partie sommitale et dans les sections les plus modérées du coteau, entre la confluence du Gobert et Le Chemin Nantais par exemple (fig. 69 e). Par ailleurs, la roche saine est apparente ; or, autant que les conditions d'observation permettent d'en juger, le socle ne comporte ici aucune zone de broyage analogue à celles rencontrées le long de la vallée du Gesvres ou du Sillon de Bretagne. La Vallée de la Loire a pu exploiter de telles zones de broyage, mais il s'avère que les failles transverses examinées à l'Est, comme à l'Ouest du Pays Nantais ne présentent jamais de phénomènes d'écrasement comparables à ceux qui accompagnent les failles directionnelles "angevines" ou "armoricaines" (Z.B.S.A., rebords du Batholite d'Orvault, par exemple).

L'interprétation du Coteau de Mauves en tant que talus tectonique n'exclut évidemment pas l'influence de l'érosion fluviale. Le fait que le coteau occupe l'extérieur d'une inflexion de la Loire vers le Sud Ouest et se trouve bordé par le fleuve en aval d'Oudon explique l'entretien, voire l'accentuation de la fermeté de ses profils ; mais la coïncidence entre son raidissement et sa rectitude à partir du coude d'Oudon semble confirmer l'influence directe et prépondérante d'une tectonique récente sur son tracé et sur sa morphologie. Son découpage en facettes trapézoïdales, particulièrement remarquables depuis le pont de Mauves, achève d'ailleurs de lui conférer l'aspect d'un escarpement de faille peu évolué. La netteté et l'encaissement des formes qui le découpent ont la même signification.

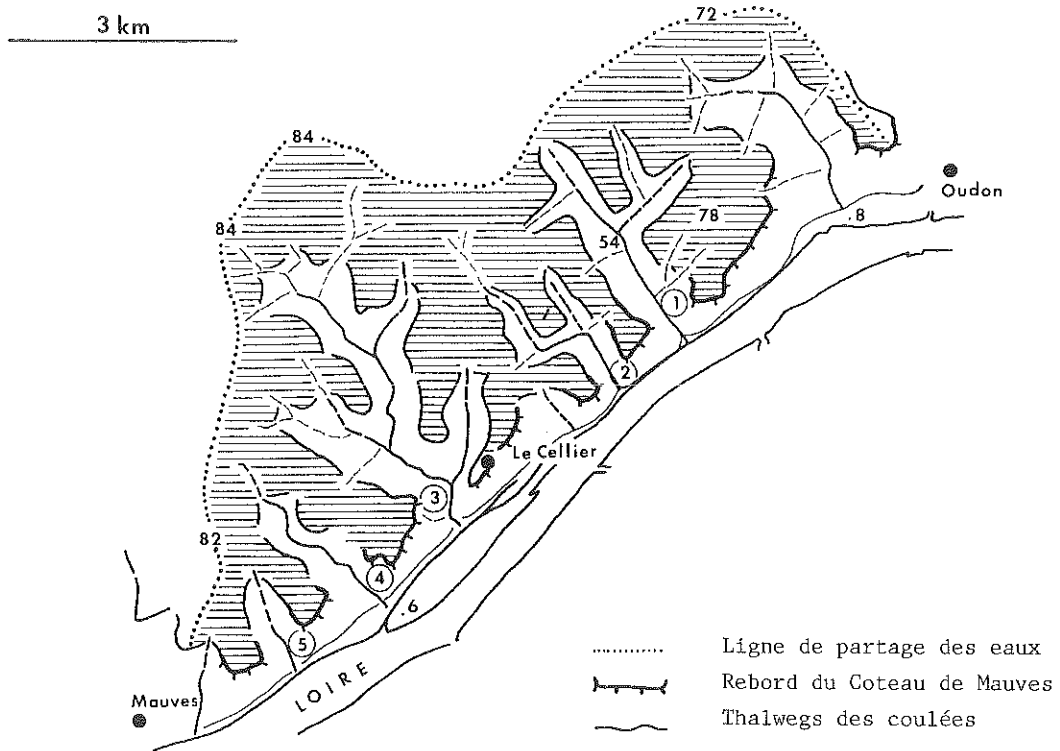
Le Coteau de Mauves est en effet recoupé par une dizaine de coulées qui se greffent perpendiculairement ou obliquement au couloir ligérien et qui ne diffèrent de celles du Sillon de Bretagne que par leurs orientations. Leurs réseaux, longs de 1 à 4,5 km, présentent des plans en épis entre Mauves et Le Cellier, associant des sections diagonales N 140° et sub-méridiennes N 5° (Coulées des Thébaudières, du Cellier). Ils présentent des plans en baïonnettes entre Le Cellier et Oudon, opposant cette fois des sections diagonales N 160° et transversales N 45° (Val Manteau, Val du Refou). Certains axes s'alignent sur des contacts géologiques, surtout au Nord Est, mais le quadrillage du drainage, l'alignement des affluents et des confluences traduisent ici encore un guidage tectonique prépondérant.

Les profils transversaux se caractérisent encore plus nettement que le long du Sillon de Bretagne par l'encaissement des thalwegs (60 à 70 m à l'aval), la symétrie des versants, l'étroitesse et le maintien de formes en V jusqu'aux confluences (fig. 70 et 71 b). Les versants, essentiellement rectilignes, comportent des sections redressées à 30-38°, qui n'ont aucun équivalent par leur raideur à l'intérieur du plateau.

Les profils longitudinaux ont des pentes moyennes maximales atteignant 60%, comme le long du Sillon de Bretagne ; mais ces valeurs prennent en compte les remblaiements colluviaux et alluviaux qui colmatent les fonds de coulées vers l'aval ; les pentes des lits rocheux sont supérieures, surtout si elles se raccordent au niveau du paléolit de la Loire, situé vers - 15 m N.G.F. près d'Oudon et vers - 20 m N.G.F. près de Mauves. Ces profils sont généralement convexes et s'accompagnent eux aussi de ruptures de pentes.

Les thalwegs considérés réunissent d'abord toutes les conditions favorables à un encaissement important : surélévation relative du relief, proximité de niveaux de base instables en raison des fluctuations du paléolit de la Loire. Les ruptures de pentes peuvent avoir elles-mêmes des origines variées : convergences d'affluents éventuellement plus chargés que leurs collecteurs, rôles subsidiaires de la lithologie. Il demeure qu'une influence récente de la tectonique peut également se manifester à travers la morphologie des coulées.

112/L'encadrement tectonique de la Vallée de la Loire en aval d'Ancenis
Le Coteau de Mauves représente la bordure principale du Plateau du



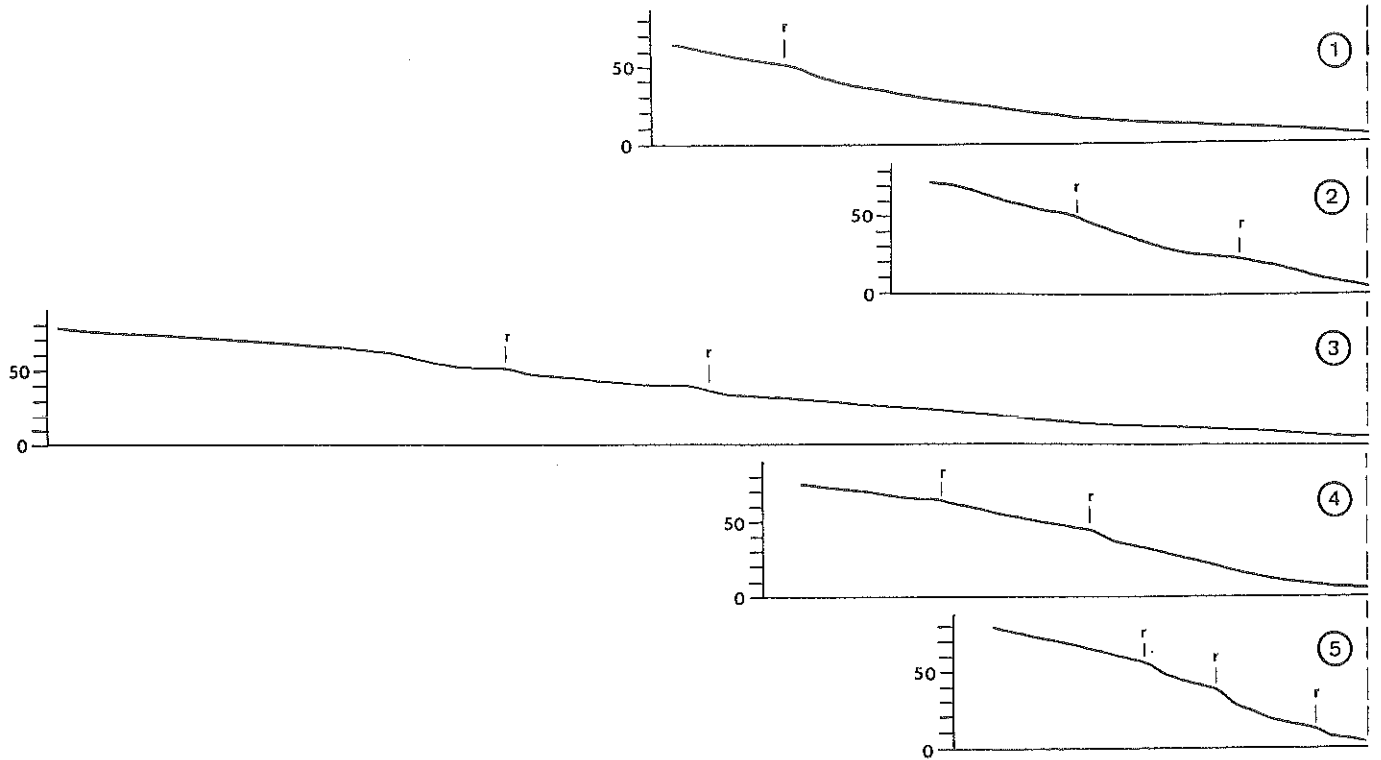
		Longueur	Pente moyenne
1	Vallon du Refou	2 300 m	26,5 ‰
2	Val de Clermont	1 375	48,1
3	Coulée du Cellier	4 500	16,6
4	Val des Thébaudières	1 875	37,8
5	Val Manteau	1 075	66,6

Fig. 70 Les "Coulées" du Coteau de Mauves

Nord Ouest

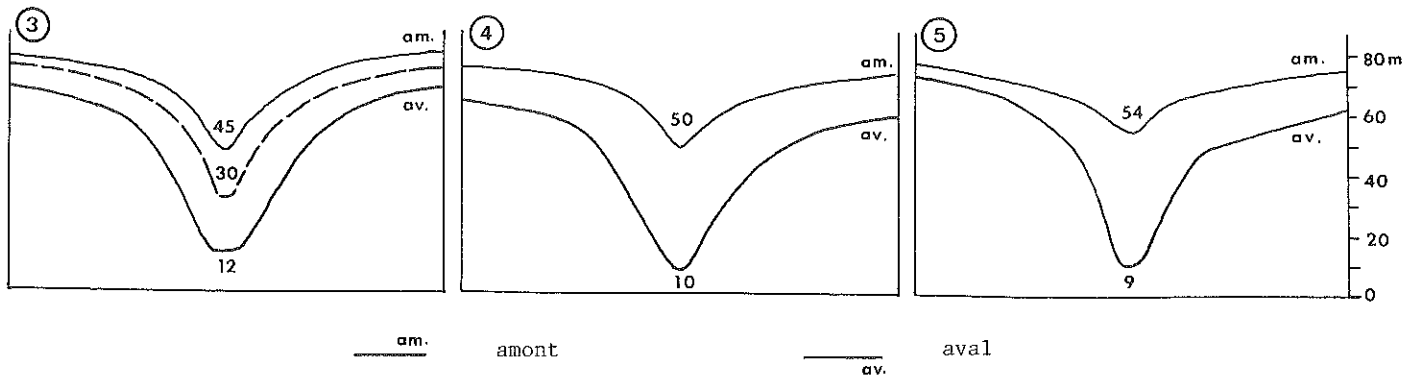
Sud Est

Base du Coteau
de Mauves



— Profils des thalwegs r Ruptures de pente

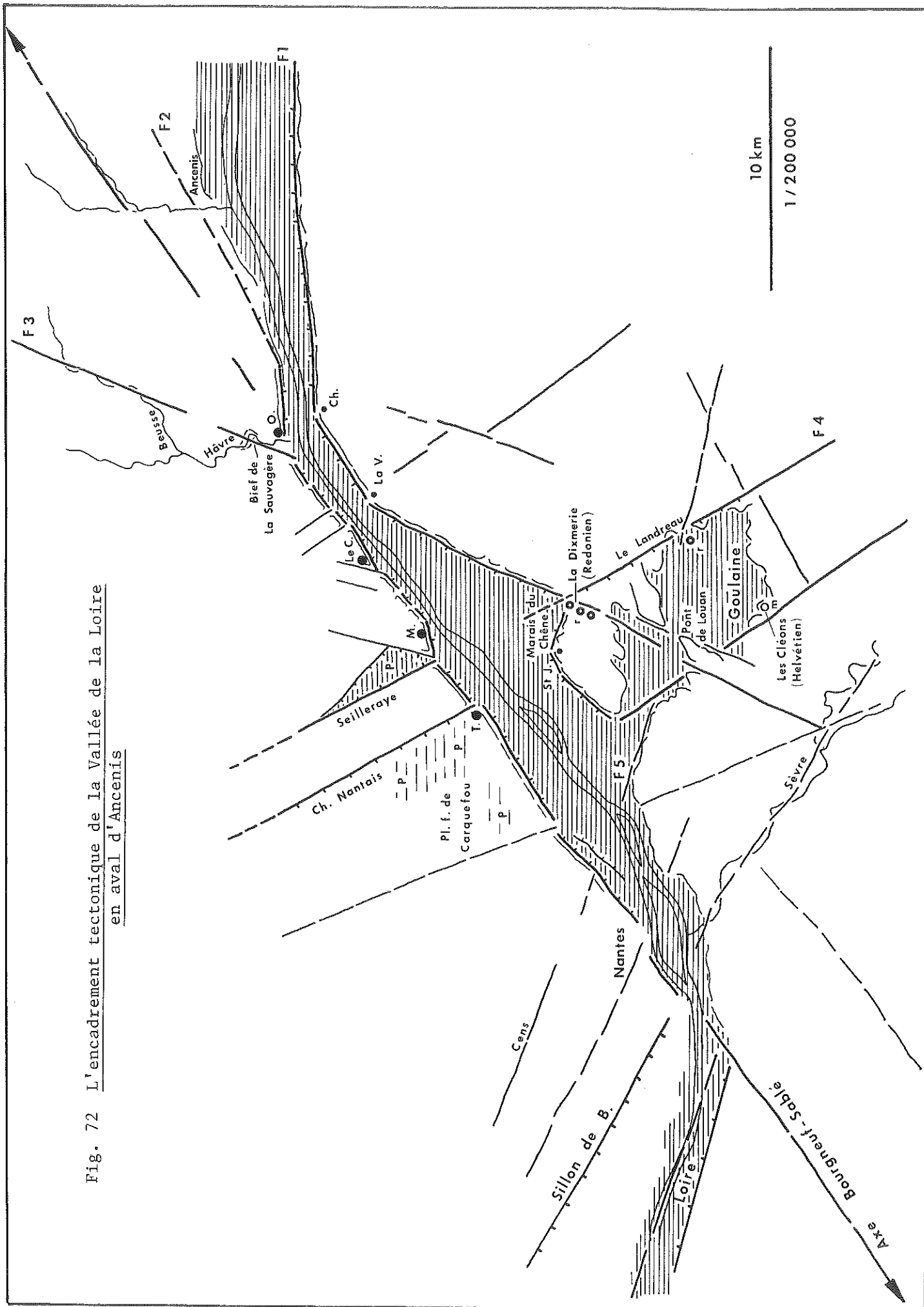
a. Profils longitudinaux des coulées (L : 1/25 000 H : 1/5 000)



b. Profils transversaux des coulées (L : 1/10 000 H : 1/2 500)

Fig. 71 Profils des coulées du Coteau de Mauves

Fig. 72 L'encadrement tectonique de la Vallée de la Loire en aval d'Ancenis



Cellier. Il s'aligne sur une fracture majeure, à la fois par sa continuité dans le paysage et par ses conséquences morphologiques. Sa genèse semble associée à des rejeux dont l'âge sera précisé par l'analyse des coteaux voisins (§ 12 et 13). Il participe aussi à l'encadrement de la Vallée de la Loire en aval d'Ancenis. On sait que sa morphologie l'oppose fondamentalement au versant méridional de cette dernière, lequel est sinueux, discontinu, inégalement élevé, ponctué de promontoires rocheux (Champtoceaux 77 m, La Varenne 64 m) et de buttes bordières surplombant directement le fleuve (Saint-Julien-de-Concelles 17 m, Basse-Goulaine 25 m), ou cloisonnant des dépressions (Marais du Chêne, Marais de Goulaine).

Le dimorphisme des deux versants s'accompagne de l'irrégularité de leur écartement : 3 km à Ancenis, 1 km à Champtoceaux et à La Varenne, 3 km à Mauves, 5,5 km à Saint-Julien-de-Concelles, 2,5 km à Thouaré, 4 km à Sainte-Luce, 1,5 km à Saint-Sébastien-sur-Loire. Ce phénomène tient à d'autres causes qu'aux divagations du fleuve ou à l'érosion différentielle. Ainsi, la lithologie peut contribuer à expliquer les modelés de détail du versant méridional, mais nullement son tracé ; le promontoire de Champtoceaux, formé de gneiss anatectiques résistants, s'oppose par exemple à la concavité du coude d'Oudon, situé dans les mêmes roches ; celui de La Varenne, formé de gneiss plagioclasiques et d'orthogneiss, s'oppose à une section rectiligne du Coteau de Mauves, recoupant les mêmes gneiss.

A l'image du Coteau de Mauves, le coteau méridional de la Vallée de la Loire est guidé par la tectonique, mais à l'inverse du premier, tracé sur un accident rectiligne et continu du Pays de Retz à l'Anjou, le second est conditionné par un système de failles d'orientations variées, qui déterminent son tracé et qui s'articulent sur les promontoires et les buttes bordières précités (fig. 72) :

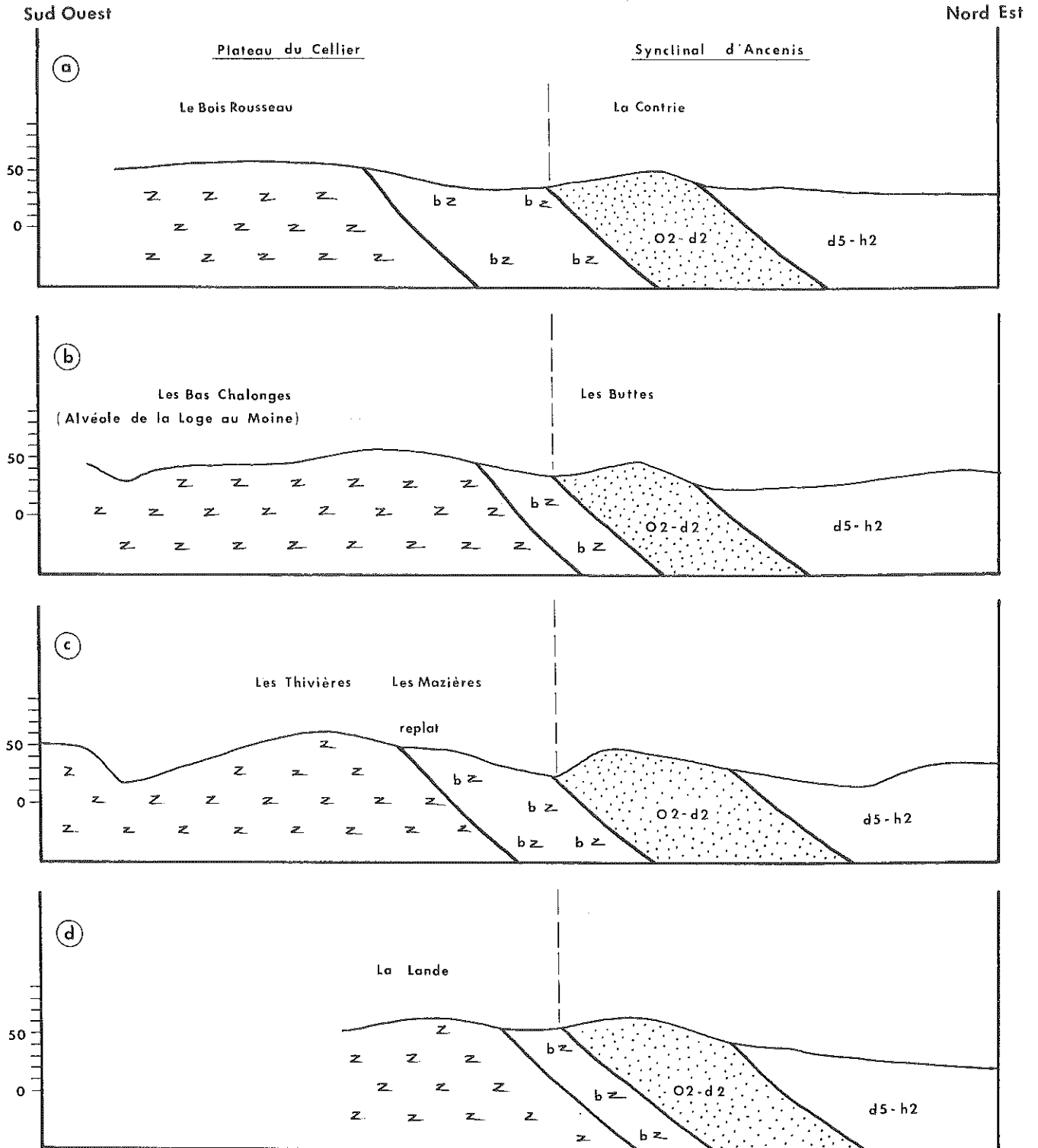
- De Champtoceaux à Liré et Saint-Florent-le-Vieil, le coteau suit un axe N 85° qui se poursuit vers l'Anjou (F1).
- De Champtoceaux à La Varenne, dans sa section la plus escarpée, il s'aligne sur une faille transversale N 55°, qui franchit la Loire en direction de Saint-Géréon et de Saint-Herblon (F2).
- De La Varenne aux Marais du Chêne (Saint-Julien-de-Concelles), il s'aligne sur une faille transversale majeure N 25-30° qui s'accompagne d'une série d'éléments morphologiques remarquables (F3) ; vers le Nord Est, cette faille contribue en effet à guider les cours du Hâvre et du Beusse, avant de barrer le Bassin d'Ancenis (§ 2222) ; vers le Sud Ouest, elle limite les Marais du Chêne, réunit les affleurements ponctuels de sédiments redoniens compris entre La Dixmerie et La Désirée, borde la Butte-de-La-Roche à l'Ouest du Loroux-Bottereau, recoupe les Marais de Goulaine au goulet du Pont-de-Louen, accidente la bordure méridionale de ces marais par des replats, se prolonge en direction de la Sèvre (La Haye-Fouassière).
- Entre La Chapelle-Basse-Mer et Saint-Julien-de-Concelles, les Marais du Chêne s'alignent sur une faille diagonale N 160° qui se poursuit au Sud par le Coteau du Landreau (bordure orientale des Marais de Goulaine), au Nord par le versant de La Seilleraye (vallée de la Seilleraye) et qui déborde très largement du Pays Nantais, tant vers la Bretagne que vers la Vendée (F4) (§212).
- A Basse-Goulaine, le coteau s'atténue et s'oriente dans l'axe de la vallée du Cens (F5).

Ces failles sont en rapport avec le bombement des Mauges et la subsidence des Marais de Goulaine. Elles bordent une vallée qui constitue une suite de fossés tectoniques au moins autant qu'un couloir fluvial (Chap. 6, § 32).

12/Le Coteau de Couffé et le Bassin d'Ancenis

121/Caractères géomorphologiques généraux du Bassin d'Ancenis (fig. 82)

Le Bassin d'Ancenis correspond au "Complexe gréso-pélitique frasnodynantien" (Devonien supérieur à Carbonifère inférieur), qui compose les



Légende commune aux figures 73 et 74

- | | | | |
|-----|-----------------------|-------|--------------------------------------|
| z z | Micaschistes du Hâvre | O2-d2 | Schistes et quartzites antefrasniens |
| b z | Schistes briovériens | d5-h2 | Complexe frasno-dinantien |
| | | — | Contacts tectonisés |

Fig. 73 Coupes du Coteau de Couffé (L : 1/25 000 H : 1/5 000)

affleurements les plus étendus et au "Complexe paléozoïque antefrasnien" (Ordovicien inférieur à Dévonien inférieur), qui n'apparaît que sur ses rebords (Introduction, § 221).

Il s'apparente à une forme structurale à double titre. Il correspond à une dépression topographique (20-35 m) en même temps qu'à une structure synclinale. Il correspond aussi à une zone affaissée entre deux bordures tectoniques : Coteau de Pouillé au Nord et Coteau de Couffé au Sud, qui le séparent de deux domaines surélevés : Collines de Mouzeil et de Pannecé appartenant au "Complexe schisto-gréseux de Saint-Georges-sur-Loire", au Nord (42-55 m), et Plateau du Cellier coïncidant avec les "Séries cristallophylliennes de Champ-toceaux", au Sud (50-80 m).

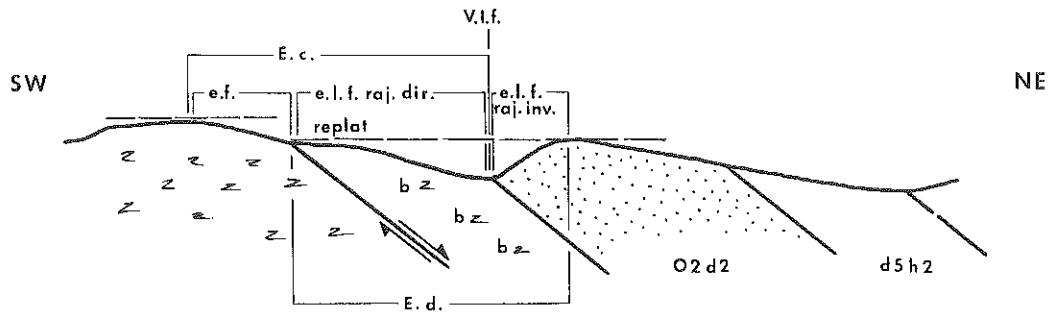
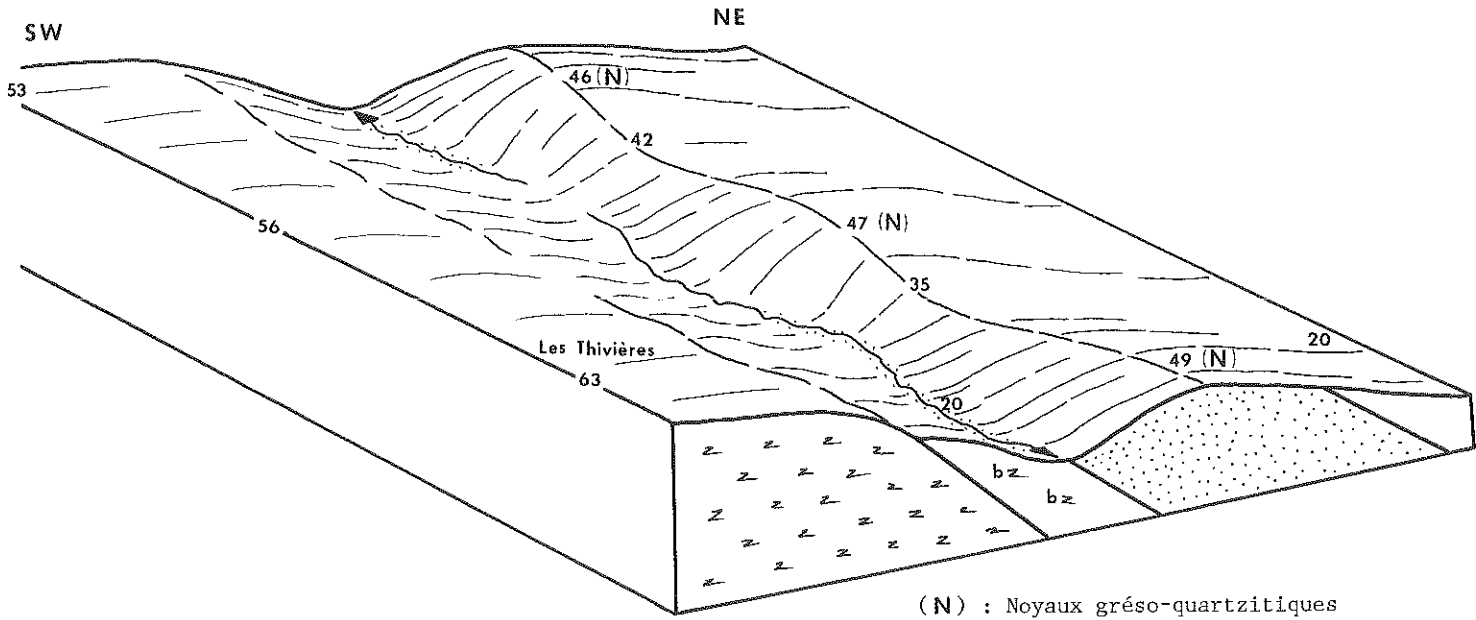
Au centre du bassin, les granites et microgranites hercyniens de Mésanger, post-orogéniques et intrusifs dans le Complexe frasno-dinantien, déterminent des buttes d'érosion différentielle (58-64 m), qui dominent les séries sédimentaires paléozoïques adjacentes (20-30 m). Le Hâvre recoupe le bassin et les reliefs encadrants selon un tracé général méridien depuis Teillé jusqu'à Oudon. Il traverse le Coteau de Pouillé à Cope-Choux et celui de Couffé à Couffé même, par des percées de type cataclinal dans le premier cas et anacclinal dans le second.

122/Le Coteau double de Couffé

En bordure du Plateau du Cellier, le Coteau de Couffé domine le Bassin d'Ancenis d'une vingtaine de mètres au Nord Ouest et d'une cinquantaine de mètres au Sud Est. Sur 20 km environ, du Bassin de Nort (Les Touches) à la Vallée de la Loire (Saint-Géréon) et selon un tracé courbe N 105 à N 120°, il suit le contact entre le socle métamorphique du Plateau du Cellier (micaschistes de la série du Hâvre et schistes "briovériens") et la couverture primaire du Synclinal d'Ancenis (schistes et grès antefrasniens, schistes et formations grésopélitiques frasno-dinantiens). Tous les contacts lithologiques s'accompagnent de failles disposées en accordance, qui pendent d'une quarantaine de degrés vers le Nord Nord Est (J. Marchand). Ces failles s'alignent sur des directions N 105-120° et sont elles-mêmes recoupées par des accidents transversaux N 30-40°, ainsi que par le décrochement senestre N 150° dit de Couffé, tous identifiables par des décalages d'affleurements (Carte géologique d'Ancenis, 1/50 000).

Dans le détail, le coteau offre une certaine variété de profils en raison d'influences lithologiques et tectoniques diverses (fig. 73). Dans l'ensemble, il forme un coteau double, associant trois éléments :

- Au Sud, les micaschistes du Hâvre dominant le paysage (60-63 m), dépassent des schistes briovériens et forment avec eux un talus généralement convexe, de commandement 20 à 40 m et de regard Nord.
- Au centre, le contact schistes briovériens-schistes antefrasniens est souligné par des vallons de ligne de failles, affluents du Hâvre ou de l'Erdre, encaissés de 10 à 50 m entre les reliefs voisins ; leur alignement et leur creusement résultent d'une érosion différentielle exercée aux dépens d'un contact lithologique tectonisé, correspondant à la rencontre du socle et de la couverture sédimentaire.
- Au Nord, les schistes antefrasniens, armés de grès quartzitiques forment un talus d'altitudes et de commandement inférieurs (10 à 25 m), de regard Sud, au sommet duquel les intercalations et noyaux gréseux déterminent un chapelet de tertres et de pointements rocheux (30 à 49 m d'altitude) (fig. 74). Ce second talus peut être interprété en terme de structure monoclinale. Il répond alors à la définition d'une fausse-cuesta. Les schistes et grès quartzitiques, résistants, produisent en effet un relief dissymétrique, qui oppose un revers en roches dures, incliné dans le sens du pendage vers les complexes grésopélitiques frasno-dinantien, et un talus de sens contraire à ce revers ; ils dominent une dépression ouverte dans des roches moins résistantes : les schistes briovériens ; mais le contact entre schistes et grès antefrasniens d'une part, schistes briovériens de l'autre, déjà discordant, s'établit par failles.



- E.c. : Escarpement composite
- E.d. : Escarpement double
- e.f. : escarpement de faille
- e.l.f.ra.j.dir. : escarpement de ligne de faille rajeuni direct
- e.l.f.ra.j.inv. : escarpement de ligne de faille rajeuni inverse
- V.l.f. : Vallée de ligne de faille

Fig. 74 Le Coteau de Couffé : Schémas interprétatifs

L'ensemble du relief, particulièrement remarquable depuis le point de vue des Thivières, entre Ligné et Couffé (Ancenis 5-6 SE), peut être interprété à son tour comme un escarpement de faille composite, combiné à un escarpement double. Le contact tectonisé entre les micaschistes du Hâvre et les schistes briovériens du versant Sud s'établit toujours à une altitude voisine de celle du sommet du versant Nord, exclusivement formé de schistes et grès antefrasniens (40-45 m) ; dans le secteur des Thivières, il s'accompagne même de replats de 40 m (fig. 73 c). Le versant Sud pourrait donc correspondre à un escarpement de faille composite, associant un escarpement de faille formé de micaschistes du Hâvre et compris entre le niveau de replats et celui du rebord du plateau du Cellier, à un escarpement de ligne de faille rajeuni direct, formé de schistes briovériens et compris entre ce même niveau de replats et le fond des vallons de ligne de faille (fig. 74). Le versant Nord serait alors un escarpement de ligne de faille rajeuni inverse, formant avec le précédent un escarpement double.

Cette interprétation semble étayée par le fait que la surélévation des micaschistes du versant Sud par rapport aux schistes et grès quartzitiques du versant Nord est difficilement imputable à une moindre résistance de ces derniers, donc à l'érosion différentielle ; à l'Est de Couffé et de part et d'autre du vallon de Saint-Géréon, les deux formations culminent d'ailleurs à des altitudes parfaitement identiques (58-63 m) (Ancenis 7-8 SW). Quoique tout repose, ici comme ailleurs, sur des dénivellations de 10 à 30 m, cette même interprétation impliquerait des rejeux responsables du rehaussement des micaschistes du Hâvre (60-63 m) par rapport aux schistes et grès antefrasniens (40-49 m) comme, sans doute aussi, de l'exhaussement de ces derniers par rapport aux complexes grésopélimitiques affleurant plus au Nord (20-25 m), donc d'un soulèvement d'ensemble du Plateau du Cellier par rapport au Bassin d'Ancenis le long du Coteau de Couffé.

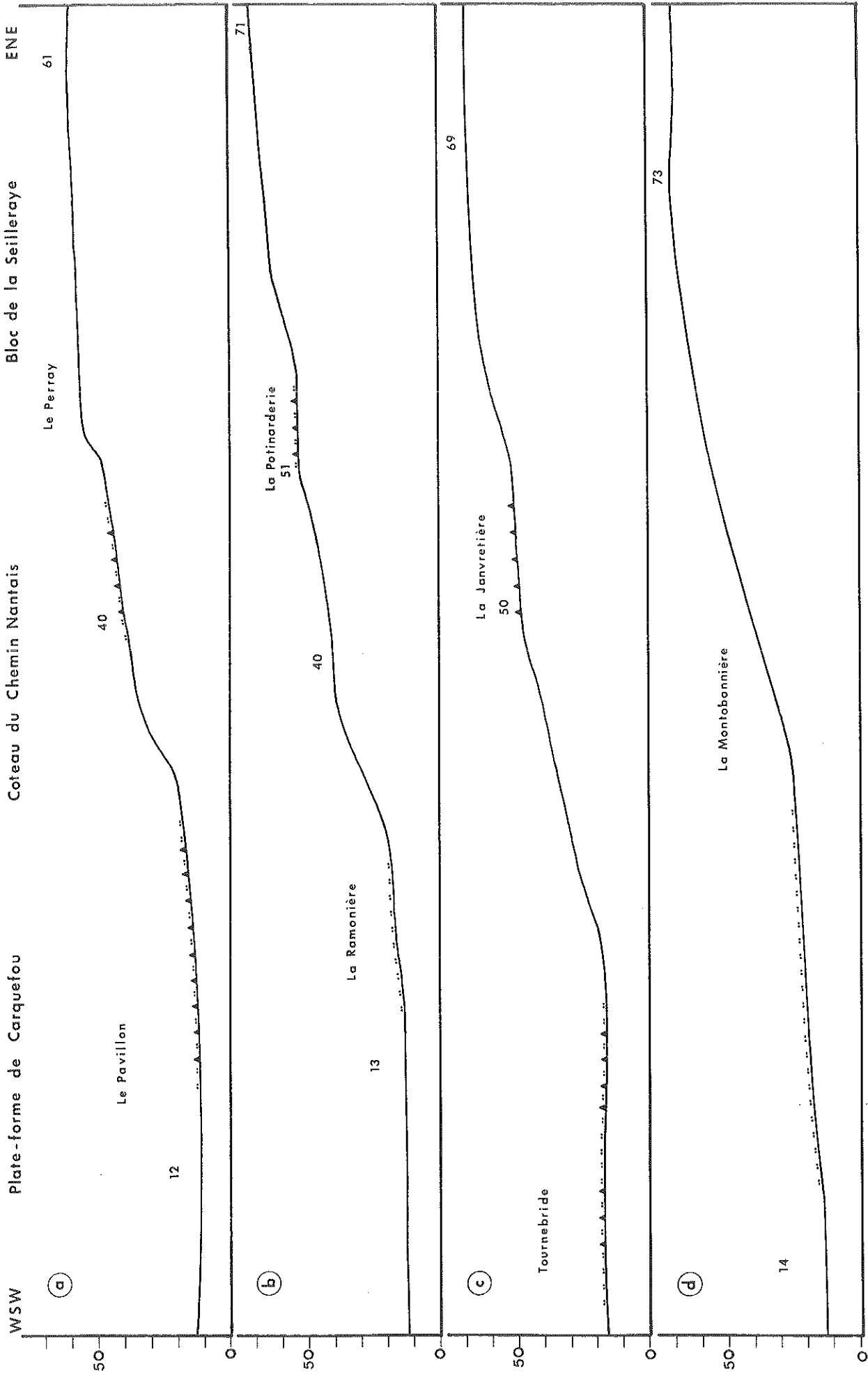
13/Le Coteau du Chemin Nantais, la Plate-forme de Carquefou et la Charnière de l'Erdre

131/Morphologie et définition des reliefs

1311/Le Coteau du Chemin Nantais barre l'horizon dès la sortie de Nantes par la route d'Angers et sépare le Plateau du Cellier de la Plate-forme de Carquefou. Il s'allonge sur 9 km selon une direction N 155°, entre la Vallée de la Loire et les Marais de Petit-Mars. Son sommet, ponctué de moulins en ruines, comme celui du Sillon de Bretagne, culmine entre 70 m au Sud et 60 m au Nord. Ses pentes modérées (3 à 6°) et son exposition au Sud Ouest y favorisent l'extension des cultures, surtout vers sa base, où subsistent quelques vignes et où se juxtaposent plusieurs "villages" qui témoignent d'une occupation beaucoup plus précoce que sur le plateau encaissant. Ses profils sont de deux types :

- des profils simples, convexo-concaves à section centrale rectiligne et à longue convexité sommitale (fig. 75 d).
- des profils à replats séparant une convexité sommitale accentuée et un talus basal convexo-concave (fig. 75 a et c) ; les replats, larges de 400 à 600 m accidentent surtout la section la plus septentrionale du coteau, en décroissant d'altitude du Sud (La Javretière 50 m) vers le Nord (Le Perray 40 m) ; l'un d'entre eux est dédoublé (La Potinarderie 40 et 50 m) (fig. 75 b) ; un dernier replat, moins étendu, marque le Sud du coteau (La Salle 46 m) (fig. 68 et 78).

Le Coteau du Chemin Nantais est un "talus singulier". Il ne s'intègre à aucun modelé fluvial, ne possède pas de symétrie à l'Ouest et n'est même pas parallèle à la Vallée de l'Erdre. Il ne doit rien à l'érosion différentielle puisqu'il appartient à un domaine micaschisteux homogène qui s'étend de chaque côté de son tracé, sur le Plateau du Cellier comme sur la Plate-forme de



--- Sables rouges pliocènes —▲— Dépôts caillouteux minces surmontant localement les Sables rouges

Fig. 75 Profils topographiques du Coteau du Chemin Nantais (L : 1/10 000 H : 1/2 000)

Carquefou (micaschistes albitiques à muscovite et chlorite de la Série de Mauves). Plusieurs éléments d'ordres morphologiques ou structuraux contribuent à le définir comme un escarpement d'origine tectonique :

- Il sépare deux compartiments semblablement tabulaires et inclinés vers le Nord Nord Ouest, suivant une direction parallèle à la sienne ; les replats, dont les altitudes décroissent dans le même sens, ne dépendent pas plus de l'érosion différentielle que le reste du coteau et suggèrent l'influence de fractures longitudinales sub-parallèles.

- Les sables pliocènes et les colluvions quaternaires gênent la recherche d'éventuels accidents cassants à sa base, mais le tracé de l'auto-route A11 Nantes - Angers recoupe de larges lames d'altération dans sa section inférieure, lesquelles contrastent avec le socle sain et avec les horizons superficiels d'altérites météoriques qui affleurent par ailleurs sur les profils ; elles peuvent révéler des zones de broyage longitudinales.

- Son tracé, parfaitement rectiligne sur une distance considérable pour un secteur sans autre ligne maîtresse, recoupe obliquement (N 155°) les structures métamorphiques sous-jacentes (N 120°) selon une direction parallèle à celle des grandes failles "diagonales" décelées plus à l'Ouest.

- L'analyse du relief régional montre que le Coteau du Chemin Nantais s'aligne enfin sur une série d'accidents topographiques remarquables, tant vers le Nord (rebords occidentaux des Marais de Petit-Mars et du Bassin de Nort, interruption du Coteau de Languin à l'Ouest de Nort, rebord oriental du Bassin de Saffré), que vers le Sud (décalage du Coteau de Mauves près de Thouaré, goulet du Pont-de-Louen dans les Marais de Goulaine, inflexion de la Sèvre Nantaise entre Le Pallet et Clisson). La plupart de ces reliefs sont notoirement tectonisés et s'accompagnent de décalages d'affleurements géologiques (Cartes géologiques, Vallet et Nort-sur-Erdre). Tous concourent à démontrer que le Coteau du Chemin Nantais dépend d'un axe Nozay-Clisson à regard variable et à rejets inégaux, parallèle aux grands accidents qui traversent l'Est du Plateau Nantais.

1312/La Plate-forme de Carquefou représente un type de paysage intermédiaire entre ceux des "Hautes terres" et ceux des "marais et bassins périphériques". Elle forme un triangle orienté vers les Marais de Petit-Mars au Nord, dominé par le Coteau du Chemin Nantais à l'Est, séparé du Glacis de La Chapelle-sur-Erdre par la Vallée de l'Erdre à l'Ouest et arrêté sur un long plan incliné (0,5 à 1,5°), proche de la Vallée de la Loire au Sud. En raison de la faible énergie de son relief, de la présence de placages sableux, de sa dissection par les ramifications de réseaux branchés sur de grands collecteurs hydrographiques et aussi de la proximité d'une grande agglomération, elle constitue l'un des domaines les plus anciennement et les plus densément occupés de la région ; ce dont témoignent la toponymie, l'abondance des "villages", des exploitations agricoles, des tenues maraichères, ainsi que des voies de communications.

Sa surface est intégralement formée de micaschistes de Mauves. Elle s'incline vers le Nord Nord Ouest à partir d'une ligne de partage des eaux déportée vers le Sud (33-39 m) et soulignée par les principaux axes routiers antiques (Voie romaine Nantes - Angers) ou modernes (Route N 23, Autoroute A 11). Ses altitudes dépassent rarement 25 m autour de Carquefou et n'atteignent plus 20 m en bordure des Marais de Petit-Mars. Cette surface est disséquée par les affluents de l'Erdre au point de se désagréger en buttes au Nord de Carquefou. Elle est également défoncée par des dépressions, colmatées par des sables argileux et des tourbières, qui demeurent sans rapport avec les dimensions du réseau local (Marais de Carquefou et surtout Marais des Hupières) (Nantes 3-4 NE).

La Plate-forme de Carquefou peut être d'abord définie comme une vaste touche de piano enfoncée vers les bassins de Petit-Mars et de Nort à partir d'une bordure méridionale faillée qui prolonge le Coteau de Mauves en aval du

Chemin Nantais. Dans le détail, le plan des réseaux hydrographiques, le contour des marais, le tracé des berges rocheuses de l'Erdre, l'orientation et l'allongement des interfluves dénotent qu'elle se compose en fait d'une série de multiples petites touches de piano, conditionnées par des fractures diagonales N 150-160° et transversales N 30-50°, disposées en épis sur sa bordure occidentale (fig. 76 a).

132/Typologie et conditions de gisement des formations superficielles

1321/Les altérites

Le Coteau du Chemin Nantais présente surtout des roches saines à l'affleurement. En général, les pentes accentuées et le colluvionnement sont des facteurs défavorables à la genèse et au maintien prolongé des altérites sur les versants. Dans le cas présent, on peut difficilement les retenir comme les causes exclusives de la rareté des altérites, du fait de la modération du relief.

A l'inverse, les coupes ouvertes à la surface de la Plate-forme de Carquefou prouvent que le socle y est caractérisé par une altération météorique assez comparable à celle qui se manifeste sur le Plateau du Cellier ou sur le Plateau Nantais. La Carte géologique de Nantes au 1/50 000 mentionne d'ailleurs à leur emplacement de vastes affleurements de "limons des plateaux" (Chap. 3, § 111 et 122). Les altérites de micaschistes s'apparentent à celles de la "Surface fondamentale", à la fois par leurs couleurs, par leur degré d'évolution (généralement de types 4 et 5), par leurs épaisseurs (5 m et plus), par l'irrégularité de leurs profils et par certains des caractères minéralogiques de leurs argiles.

L'échantillon SR 30, prélevé à La Madeleine, à 32 m d'altitude, entre Carquefou et Sainte-Luce, révèle cependant des traits composites. Il présente des points communs avec les altérites du Plateau du Cellier si on compare les résultats de son analyse diffractométrique avec la moyenne de ceux obtenus à partir des échantillons HV 91 (La Maladrerie), HV 90 et SR 29 (Le Bois-Macé), prélevés au Nord d'Oudon (Chap. 3, § 121) ; son coefficient d'altération est du même ordre (2,1 contre 1,9), ainsi que son taux de détritiques (47,6 contre 58) et son rapport F/Q (0,2 contre 0,5). Pour le reste, il se rapproche davantage des altérites des glacis que de celles du Plateau du Cellier, par sa composition minéralogique (10% d'Halloysite dans les poudres, 55% de Kaolinite, 32% d'Illite, traces de Montmorillonite dans les pâtes) comme, conséquemment, par son coefficient d'Hydromorphie (0,23 contre 0,18).

1322/Les sables rouges

La Plate-forme de Carquefou est partiellement recouverte par des affleurements de sables rouges pliocènes dont les contours figurent sur les Cartes géologiques au 1/50 000 de Nantes et de Vallet. Ces sables ont fait l'objet de plusieurs études antérieures (Wang Nai Liang, 1951) (A. Cailleux, 1951) (A. Cailleux et J. Tricart, 1959, p. 113) (A. Marrot, 1977). Ils ont précédemment servi à définir les sables rouges du Pays Nantais (Chap. 2, § 22 et 231, échantillons SR 8, SR 11, SR 31). Ils comprennent quatre types d'affleurements selon leur environnement géomorphologique.

- Des affleurements minces en place, de moins de 2 m d'épaisseur, à faciès parfois graveleux, se rencontrent à l'Ouest de la plate-forme (Le Chemin-Rouge à l'Ouest de Sainte-Luce, Le Brouillard au Sud de Carquefou).
- Des affleurements superficiellement remaniés, s'observent sur les rebords des Marais de Carquefou et des Hupières, confirmant la présence de fossés d'effondrement et de touches de piano le long de la plate-forme ; ces sables sont plus argileux, plus hétérométriques, plus riches en grains N.U., tout au moins en surface, là où ils sont repris par colluvionnement ou alluvionnement (A. Marrot, 1977, p. 67).
- Des affleurements épais et en place jalonnent sur plus de 8 km de longueur

et 1 à 1,5 km de largeur la base du Coteau du Chemin Nantais ; leur épaisseur visible est de 3 m au Chêne-Vert, de 7 m au Chemin Nantais, de 10 m à Saint-Jacques (Chap. 2, § 213).

- Des placages minces et discontinus occupent plusieurs des replats qui accidentent la partie Nord du coteau (Le Perray, La Potinarderie, La Janvretière) (Carte géologique, Vallet, 1/50 000) (A. Marrot, 1977).

1323/Les épandages caillouteux

La Plate-forme de Carquefou supporte enfin des épandages caillouteux minces, presque partout inférieurs à un mètre d'épaisseur qui peuvent être considérés comme les homologues, vraisemblablement remaniés par solifluction et ruissellement, des nappes corrélatives des glacis et replats-glacis situés plus à l'Ouest, en raison de leurs caractères sédimentologiques. Ces épandages, caillouteux et argileux associent des quartz d'exsudation N.U. et des graviers E.L. en proportions variables. Leurs affleurements les plus notables se trouvent à La Madeleine et à La Boisbonnière, au Sud de Carquefou, ainsi qu'au Manceau et au Moulin-de-Fay, plus au Nord. Plusieurs coupes, telles celles du Chemin Nantais et du Chêne-Vert montrent, comme dans le Bassin de Nort-sur-Erdre, la superposition de ces nappes caillouteuses sur les sables pliocènes (Chap. 2, § 213). Des placages très minces, mais de même type, existent en surface des sables rouges sur le replat de La Potinarderie, de même que sur ceux du Perray et de La Janvretière (A. Marrot, 1977).

133/Interprétations des formes et des formations superficielles

Elles reposent pour partie sur les propriétés de dépôts souvent minces, en tout cas inégalement épais et parfois difficiles à déterminer. Elles conservent donc un caractère hypothétique. Elles permettent néanmoins d'établir des relations entre l'évolution des bordures du Plateau du Cellier et du Plateau Nantais.

1331/A partir du Coteau du Chemin Nantais

La répartition des sables rouges à la surface de la Plate-forme de Carquefou et leur épaissement au pied du Coteau du Chemin Nantais montrent d'abord qu'un talus primitif préfigurerait ce dernier dès le début de la transgression pliocène (Chap. 3, § 21).

La présence d'altérites présentant des caractères comparables, tant sur le Plateau du Cellier que sur la Plate-forme de Carquefou, indiquerait que les deux reliefs dérivent l'un comme l'autre de la Surface fondamentale du Pays Nantais, ont appartenu à un plan initial commun et ont été dénivelés par faille ; la nature des altérites considérées constituerait donc un premier argument en faveur d'un rejeu récent du Coteau du Chemin Nantais.

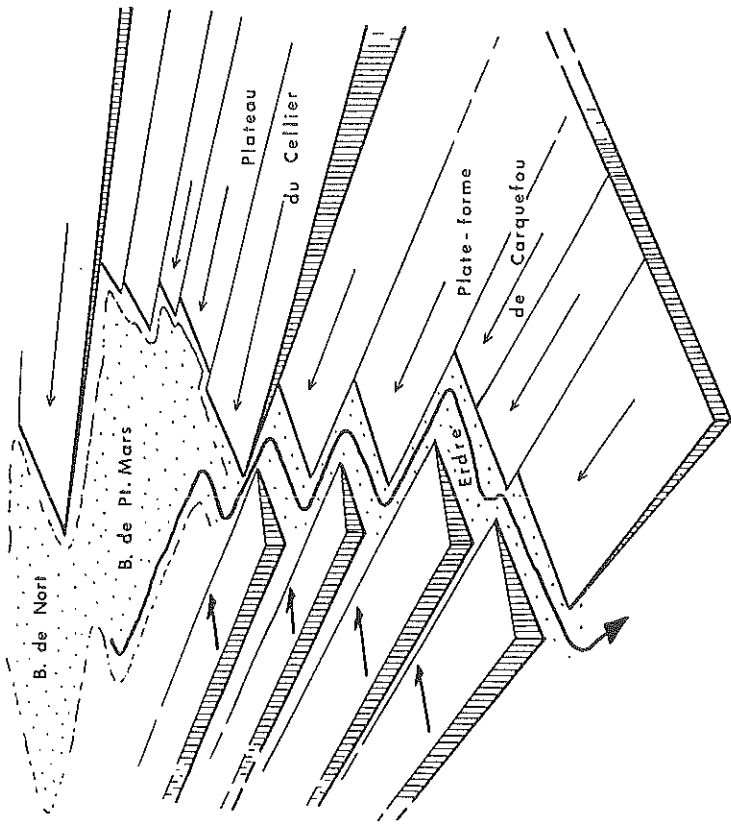
Celle de sables rouges pliocènes, tous déposés en milieux littoraux ou peu profonds, à la surface des mêmes reliefs (Berg, Le Chemin Nantais), confirmerait l'affaissement de la Plate-forme de Carquefou par rapport au Plateau du Cellier et témoignerait de la réactivation post-pliocène du coteau.

Enfin, celle d'épandages caillouteux, surmontant des sables rouges, à la fois sur la plate-forme et sur les replats qui accidentent le coteau, pourrait indiquer l'intervention d'un rejeu postérieur à la glaciplanation du Pléistocène ancien, ce qui expliquerait au passage la minceur et la rareté des altérites météoriques le long du coteau.

Les mouvements invoqués pourraient être corrélés avec les rejeux néotectoniques "plio-quatérnaires" et "pléistocènes" mis en évidence à la périphérie du Plateau Nantais. Ils permettraient de définir le Coteau du Chemin Nantais comme un escarpement de faille néotectonique et de rapporter le rehaussement de l'ensemble du Plateau du Cellier au Quaternaire, comme celui du Plateau Nantais. Cette interprétation vaudrait évidemment pour le Coteau de Couffé, solidaire de celui du Chemin Nantais, et surtout pour celui de Mauves qui aurait connu ainsi une évolution analogue à celle du Sillon de Bretagne.



a. Géométrie de la fracturation



b. Principe des déformations

Fig. 76 La Charnière de l'Erdre

1332/A partir de la Plate-forme de Carquefou

La Plate-forme de Carquefou se distingue par la superposition, ponctuelle, d'altérites analogues par certains de leurs caractères à celles de la Surface fondamentale, de sables rouges pliocènes et d'épandages caillouteux comparables aux nappes corrélatives des glacis du Pléistocène ancien; elle représente donc, en moins déprimé et en moins subsident, l'homologue des Bassins de Petit-Mars et de Nort-sur-Erdre.

Ses altitudes la placent dans le prolongement du plan du glacis de La Chapelle-sur-Erdre, ainsi que de celui des replats-glacis de l'Hocmard, du Gesvres et du Cens, tous emboîtés dans la Surface fondamentale du Plateau Nantais et rapportés à la glaciplanation du Pléistocène ancien. Il semble donc qu'elle ait servi de niveau de base à l'ensemble de ces reliefs à la suite de son affaissement, sous l'effet d'un rejeu "plio-quatenaire", entre les fractures génératrices du Coteau du Chemin Nantais à l'Est et une série d'accidents vraisemblablement situés à l'emplacement de la Vallée de l'Erdre à l'Ouest, c'est-à-dire à l'extrémité des touches de pianos évoquées antérieurement (§ 1213). La Plate-forme de Carquefou aurait donc servi de surface de départ de la glaciplanation des marges orientales du Plateau Nantais au même titre que les Bassins de Campbon, Nort et Saffré sur ses marges septentrionales, ou les aires subsidentes de Savenay et de Saint-Etienne-de-Montluc sur ses marges méridionales.

1333/A partir de la Charnière de l'Erdre

L'organisation morphostructurale du Pays Nantais se résume à deux grands plateaux inclinés vers les Bassins de Nort et de Petit-Mars. En aval de Joué, l'Erdre traverse successivement les deux bassins. En aval de Petit-Mars, elle sépare les deux plateaux. Son tracé approximativement méridien (N 10°) évoque, en première analyse, une grande vallée de ligne de faille sub-méridienne, née de la convergence de ces plateaux. Des failles orientées de cette façon ont été effectivement mises en évidence à l'intérieur du Pays Nantais. L'examen conjoint de ses bordures révèle en fait, dans le détail, l'interférence de failles diagonales et transversales.

Au Sud du Bassin de Petit-Mars, l'Erdre est en effet marquée par une succession de courtes sections N 155-165° et N 30-40°. On sait que la vallée est recoupée par des failles diagonales et transversales qui se poursuivent de part et d'autre de ses rives (fig. 76). A l'Ouest (Glacis de La Chapelle-sur-Erdre), cette trame tectonique a produit des blocs géométriques basculés transversalement vers le Nord Est, qui s'appuient sur des failles probablement normales contraires N 160° à regard Ouest Sud Ouest et qui interdisent l'accès direct du Gesvres et de l'Hocmard vers l'Erdre (Chap 4, § 513). A l'Est (Plate-forme de Carquefou), elle découpe des touches de piano affaissées longitudinalement vers le Nord Ouest. Les confluences coudées du Gesvres et de l'Hocmard montrent que le tracé de l'Erdre inférieure est entièrement conditionné par les contacts qui s'établissent entre ces blocs basculés, transversalement pour les uns, longitudinalement pour les autres.

L'influence de la tectonique s'exerce en fait d'une façon plus considérable sur l'ensemble de l'itinéraire suivi par l'Erdre depuis sa source. A l'amont de Joué en effet, la rivière s'écoule parallèlement au Don et à l'Isac selon un tracé général Est-Ouest. De Joué à Nort, elle décrit le coude qui lui impose son tracé sub-méridien jusqu'au confluent nantais. Le coude évoque une capture. Le cours sub-méridien est épigénique, puisqu'il s'inscrit entre des plates-formes enfoncées vers le Nord et suggère une antécédence par rapport aux déformations de ces dernières. Les bassins subsidents de Nort et de Petit-Mars ont pu jouer un rôle déterminant dans les deux cas (Chap. 6, § 33).

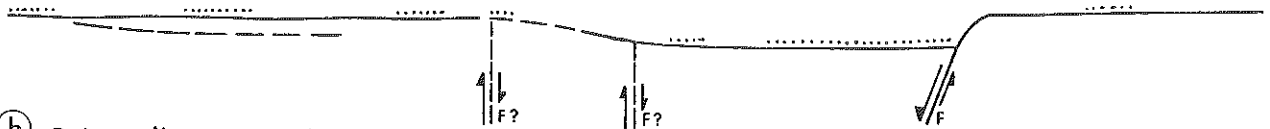
En conséquence, la vallée de l'Erdre inférieure paraît occuper un axe de déformation majeur, d'orientation générale sub-méridienne, lequel a fonctionné comme une véritable charnière entre les rebords du Plateau Nantais (Gla-

Ouest

Est



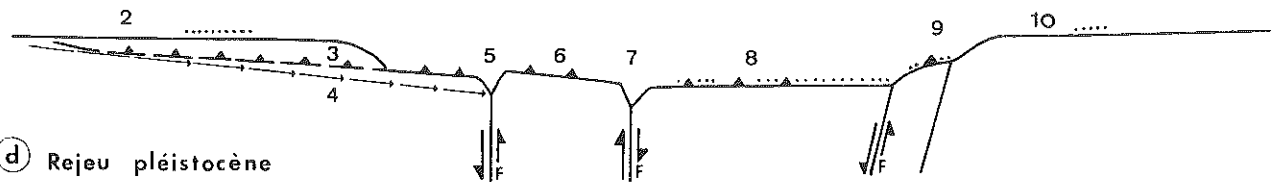
(a) Régression fini-pliocène



(b) Rejeu plio-quadernaire



(c) Glaciplanation du Pléistocène ancien



(d) Rejeu pléistocène

- 1 Alvéole pré-pliocène
- 2 Surface fondamentale du Plateau Nantais (Sables rouges pliocènes)
- 3 Replats-glacis des vallées de 2ème ordre (Nappes caillouteuses ▲▲▲▲)
- 4 Thalwegs actuels des vallées de 2 ème ordre
- 5 Vallée inférieure du Gesvres
- 6 Glacis de La Chapelle-sur-Erdre, basculé vers l'Est (Nappes caillouteuses)
- 7 Vallée inférieure de l'Erdre
- 8 Plate-forme de Carquefou (Sables rouges et dépôts caillouteux résiduels)
- 9 Replats tectoniques du Coteau du Chemin Nantais (Sables rouges et dépôts caillouteux résiduels)
- 10 Surface fondamentale du Plateau du Cellier (placages de Sables rouges résiduels)

Fig. 77 L'environnement de la Charnière de l'Erdre : Interprétation paléogéographique

cis de La Chapelle-sur-Erdre) et ceux du Plateau du Cellier (Coteau du Chemin Nantais). En fonction des observations et interprétations qui précèdent, l'évolution de ce secteur peut être reconstituée de la façon suivante (fig. 77) :

Lors de la transgression pliocène, les sables rouges nappent la Surface fondamentale, de part et d'autre d'un talus primitif résultant de subsidences pliocènes ainsi, peut être, que de mouvements préalablement engagés au cours du Miocène, comme le long du Sillon de Bretagne (Chap. 4, § 4) ; la différenciation du relief, sans doute mineure, suffit à provoquer l'épaississement localisé des accumulations sableuses (Chemin Nantais) (fig. 77 a).

Au Plio-Quaternaire, un premier rejeu néotectonique de portée relativement modérée rehausse le Plateau Nantais et le Plateau du Cellier et affaisse la Plate-forme de Carquefou, en même temps que les bassins de Nort et de Petit-Mars, entre l'actuel tracé de l'Erdre et la base du Coteau du Chemin Nantais (fig. 77 b).

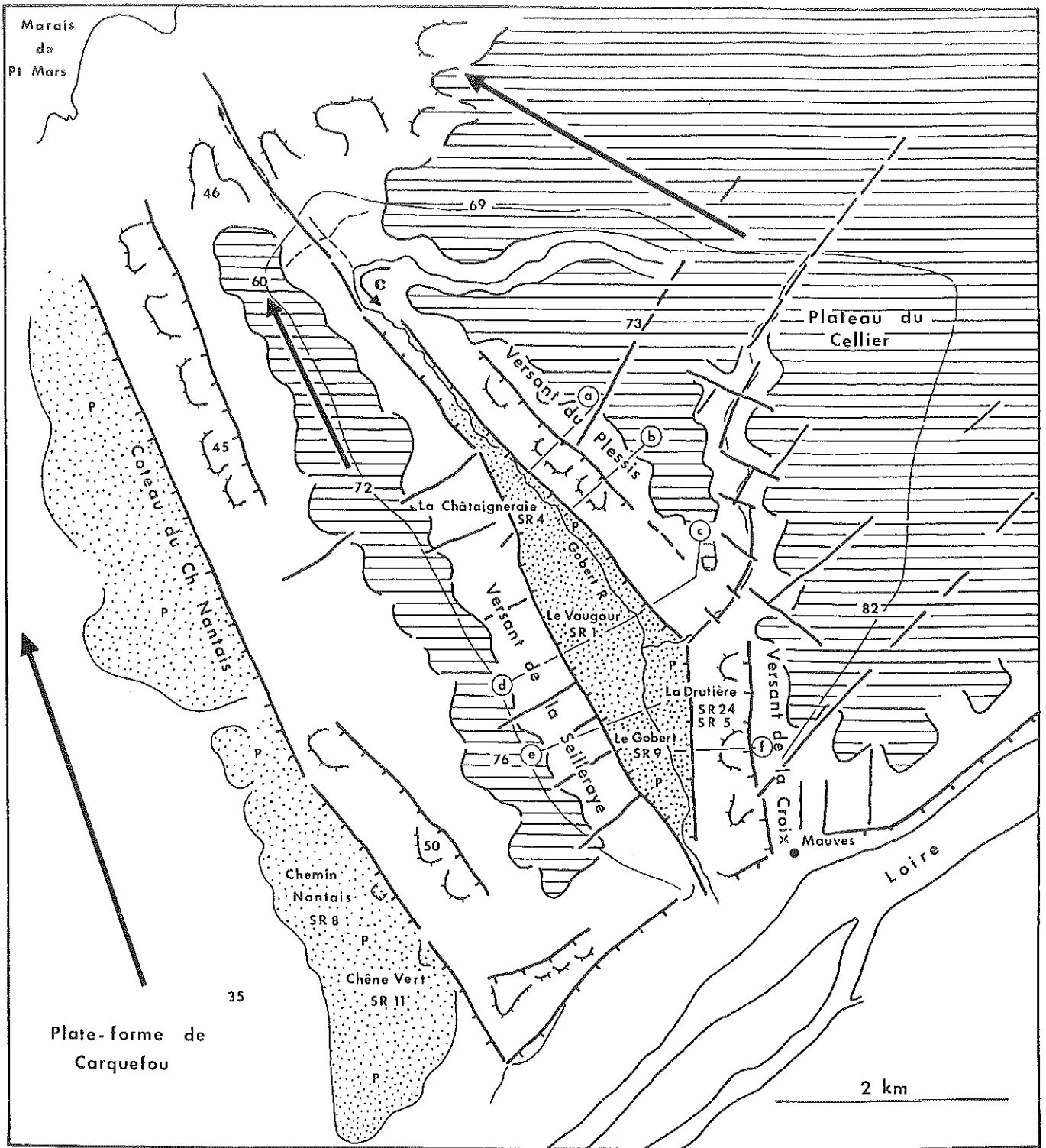
Au Pléistocène ancien, la plate-forme sert de niveau de base à la glaciplanation qui entame les marges du Plateau Nantais ; l'érosion latérale s'exerce aux dépens de la Surface fondamentale à partir du tracé de l'Erdre et gagne les "embayments" pré-pliocènes. La plate-forme est elle-même concernée par un épandage caillouteux, mince et discontinu, qui recouvre localement les altérites et les sables rouges (fig. 77 c). Elle se serait donc successivement rapportée à la Surface fondamentale (Plateau du Cellier) et au plan des glacis (Glacis de La Chapelle-sur-Erdre). Cette particularité pourrait rendre compte du caractère composite des argiles de ses altérites (§ 1321).

Au Pléistocène, à la suite de la glaciplanation et dans le cadre de mouvements concernant l'ensemble du Pays Nantais, un second rejeu néotectonique rehausse le Coteau du Chemin Nantais, en induisant la formation des replats ; cette dernière déformation s'amortit vers le Nord, en accompagnant le basculement du Plateau du Cellier et de la Plate-forme de Carquefou vers les Bassins de Petit-Mars et de Nort (fig. 77 d).

Cette interprétation rend compte de la répartition des différentes formations superficielles à la surface de la plate-forme et le long du coteau. Elle implique les faits suivants : la Plate-forme de Carquefou a connu une évolution paléogéographique comparable à celle des Bassins de Nort et de Petit-Mars ; ces derniers sont restés durablement subsidents, jusqu'au Quaternaire inclus ; le rehaussement du Plateau du Cellier à partir du Coteau de Mauves serait synchrone et solidaire de celui du Plateau Nantais à partir du Sillon de Bretagne ; le Coteau du Chemin Nantais, ainsi que ce dernier, jalonne un axe tectonique majeur périodiquement et tardivement réactivé.

Un dernier problème subsiste cependant au sujet du modelé du Coteau du Chemin Nantais. Sa pente est plus atténuée que celle du Sillon de Bretagne et, surtout, son profil ne porte aucun replat d'érosion susceptible de se rapporter à la glaciplanation du Pléistocène ancien.

On sait que celle-ci s'est accomplie aux dépens du revers du Plateau Nantais (Glacis d'Héric) à la faveur d'un gauchissement plio-quaternaire (Chap. 3, § 261). Elle s'est propagée de même à partir de sa bordure orientale (Glacis de La Chapelle-sur-Erdre), en entamant les altérites de la Surface fondamentale (Chap. 3, § 262). Elle a gagné le rebord du bloc supérieur du Sillon de Bretagne parce que le rejeu "plio-quaternaire" n'a connu, le long de cet accident, que des rejets inégaux, solidaires d'un gauchissement longitudinal du bloc inférieur, assortis de culminations et de subsidences (Chap. 4, § 422). On sait aussi que la glaciplanation, phénomène somme toute limité dans ses effets morphologiques, s'est finalement réduite à une érosion latérale des altérites de la Surface fondamentale et n'a pu se produire que dans les secteurs où ces dernières affleuraient à proximité immédiate des niveaux de base .



- -
 -
 -
- Failles principales Replats tectoniques P Sables pliocènes Tracés des coupes

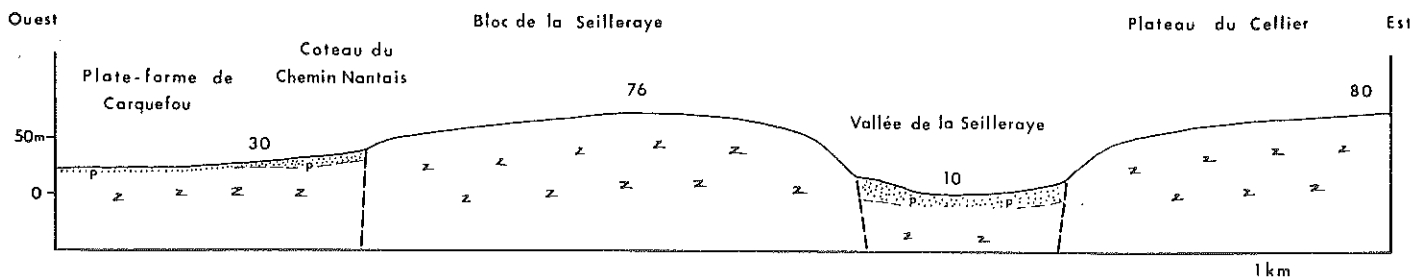


Fig. 78 Le Fossé et le Horst de La Seilleraye

Or, il est possible que le Coteau du Chemin Nantais et, avec lui, les autres bordures du Plateau du Cellier, aient connu un rejeu relativement important, en tout cas plus sensible que celui du Sillon de Bretagne et des rebords du Plateau Nantais, dès le "paroxysme" tectonique plio-quadernaire. Il aurait alors opposé un obstacle continu, ferme et déjà notablement surélevé à l'action de la glaciplanation vers l'Est et vers le Plateau du Cellier en général. Un rejet de 20 à 30 m aurait effectivement suffi à placer les altérites de la Surface fondamentale hors d'atteinte de l'érosion latérale dans ce secteur. Cette relative ancienneté du coteau, ajoutée à sa fracturation par les replats lors du "paroxysme pléistocène", expliquerait aussi la modération de ses pentes actuelles.

2/Caractères et significations morphotectoniques des vallées

Le Plateau du Cellier ne comprend que deux vallées remarquables par leurs dimensions et leur morphologie. Ces vallées permettent de préciser les relations entre tectonique et morphogénèse dans la région.

21/La Vallée de la Seilleraye, ou Vallée du Gobert, défonce la partie sud-occidentale du Plateau du Cellier au point d'en séparer un bloc latéral, de 8 km de long et de 2 km de large, arrêté à l'Ouest sur le Coteau du Chemin Nantais : le Bloc de La Seilleraye. Le cours du Gobert comprend trois parties. Il prend sa source sur le Plateau du Cellier vers 65 m d'altitude, parmi les tributaires des Marais de Petit-Mars et descend vers celui-ci selon un tracé Est Sud Est - Ouest Nord Ouest sur 3 km (cours supérieur). Il change fondamentalement de direction à partir du Jarry et s'écoule désormais du Nord Ouest au Sud Est en s'encaissant dans une vallée étroite, rectiligne, flanquée de pentes raides et longue de 2,5 km (cours moyen). Il débouche en aval de La Borderie sur une dépression triangulaire, longue de 4 km, large de 1,2 km au maximum, encaissée de 50 à 70 m, encadrée par des versants N 155° (La Seilleraye), N 135° (Le Plessis), N 5° (La Croix). Il communique finalement avec la Vallée de la Loire par un rétrécissement brutal : le goulet d'Auray (fig. 78). A l'exception de la Coulée Rochard, qui s'encaisse dans le plateau sur près de 3 km et qui prolonge le versant de La Croix selon un tracé général N 5°, le Gobert ne concentre que des vallons insignifiants, inférieurs à 1 km de longueur, perpendiculaires à son thalweg.

211/Un fossé tectonique

La Vallée de la Seilleraye présente un intérêt géomorphologique particulier en dépit de ses dimensions. Il est en effet inconcevable qu'une dépression de cette forme et de cette largeur résulte des seuls processus d'érosion associés à un réseau hydrographique aussi restreint, quelle que soit la part des héritages morphoclimatiques successifs dans l'évolution de son modelé. Plusieurs éléments permettent de la définir comme un fossé tectonique, encadré par un triple faisceau de failles sécantes (cours inférieur) et prolongé par une vallée de ligne de faille (cours moyen).

De nombreux réseaux de failles, micro-failles ou lames de broyage sont repérables sur le versant de La Seilleraye (tranchées de la RN 23, carrière de La Bellangerie, sondages de La Filtière), sur le profil de celui du Plessis (La Malorière, Le Plessis), ou le long de celui de La Croix (La Drutière, Le Mortray). Ces accidents présentent des directions essentiellement diagonales ou transversales, recoupent les plans de schistosité et fragmentent localement la roche en blocs géométriques, de même façon que le long du Sillon de Bretagne. Par ailleurs, les versants enregistrent diverses influences tectoniques. Leur élévation (60 à 70 m) et leur redressement (4 à 12° en moyenne) contrastent d'abord avec l'évasement exceptionnel de la vallée. Leurs tracés rectilignes s'assortissent de décrochements (La Bidaudière, La Métairie). A l'Est, leurs profils s'accidentent de replats, perchés à différentes altitudes, ponctués de

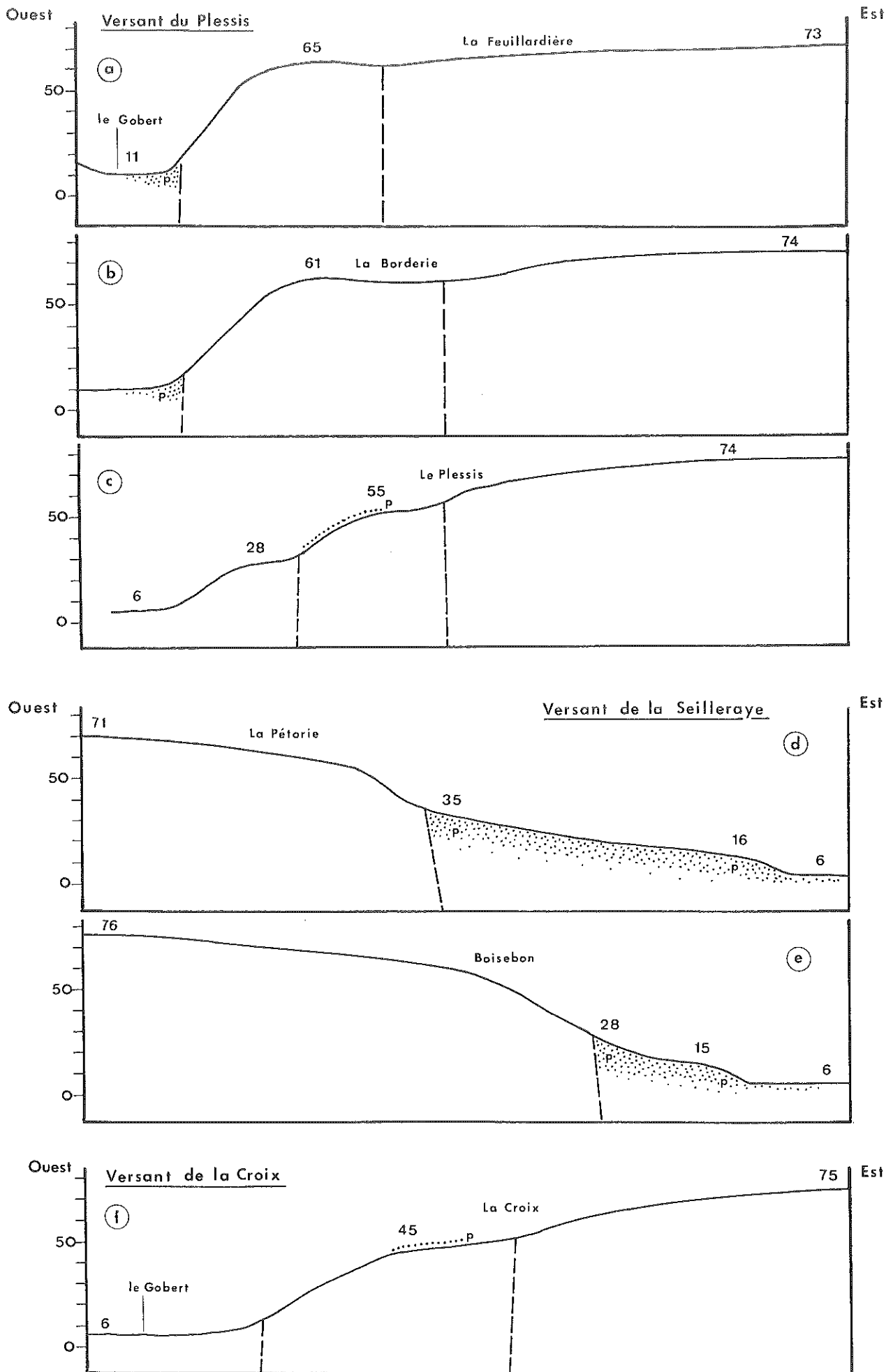


Fig. 79 Profils topographiques des versants de la Vallée de La Seilleraye (Gobert)
 (L : 1/10 000 H : 1/2 500)

villages, moulins, vignes et quartiers de champs laniérés. Il en existe ainsi un premier niveau sur le versant de La Croix, au Sud Est, entre La Drutière et La Métairie (40-45 m) et une double série sur le versant du Plessis, au Nord Est, entre Le Drouillet, Roualland et Le Plessis (60-68 m et 25-30 m) ; leurs altitudes et leur répartition irrégulières ainsi que leur multiplicité sur des versants intégralement façonnés dans les micaschistes de Mauves, donc parfaitement homogènes par la lithologie, les apparentent à des replats tectoniques ; des failles s'observent d'ailleurs à la racine de plusieurs d'entre eux, notamment à La Drutière (45 m) et au Plessis (28 m).

Le relevé des failles et l'analyse morphologique des versants permettent de proposer un schéma tectonique d'ensemble associant les trois versants encadrants à autant de réseaux de failles connus.

Le versant de La Seilleraye, de tracé rectiligne sur plus de 3 km et de profil convexe ou convexo-rectiligne, largement boisé en raison de son exposition et de son inclinaison, suit une faille diagonale N 155°, parallèle à celle du Coteau du Chemin Nantais (fig. 79 d et e). En conséquence, le Bloc de La Seilleraye peut être interprété comme un horst, encadré par la Plateforme de Carquefou et par la Vallée de La Seilleraye (fig. 78). Ce compartiment rectangulaire appartient néanmoins aux paysages du Plateau du Cellier. Il s'incline comme celui-ci vers le Nord Nord Ouest, mais semble accessoirement basculé vers l'Ouest. Il paraît décroché dans son ensemble vers le Nord Nord Ouest, le long de ses failles bordières, le retrait de sa terminaison méridionale par rapport à l'axe du Coteau de Mauves (500 m) correspondant en effet au saillant de sa terminaison septentrionale vers les Marais de Petit-Mars (Vallet 1-2 SW) (Nort 7-8 SE).

Le versant du Plessis longe un réseau de fractures N 130-135°, générateur de replats, qui détermine le tracé du cours moyen du Gobert en amont de La Borderie et qui dénivelle l'angle Sud Ouest du Plateau du Cellier vers l'aval (site de Mauves). Les tributaires des Marais de Petit-Mars les plus proches et certaines des sections des coulées en épis du Cellier sont de même direction.

Le versant de La Croix suit un réseau de failles sub-méridiennes N 5-15°, également générateur de replats, qui se prolonge vers le Nord en dictant le tracé de la Coulée Rochard et qui converge au Sud vers la faille bordière du versant de La Seilleraye en conditionnant le goulet d'Auray. Les autres sections des coulées en épis du Cellier présentent la même orientation (§ 111). Quelques failles N 100 à N 110° et N 30 à N 50°, visiblement décrochantes, recoupent tous ces axes tectoniques en brisant le versant de La Seilleraye et en segmentant la Coulée Rochard.

212/Le prolongement d'un alignement de fossés tertiaires

Le fond de la Vallée de La Seilleraye est marécageux et inondé en hiver. Il renferme l'un des principaux dépôts de sables rouges pliocènes de la région (Chap. 2, § 214). Ces sables présentent des caractères sédimentologiques homogènes ; l'analyse des échantillons de référence (SR 5 La Drutière, SR 4 La Chataigneraie, SR 9 Le Gobert), comme celle d'échantillons supplémentaires (SR 1 Le Vaugour, SR 24 La Drutière), témoigne de leur identité avec ceux de la Plateforme de Carquefou (SR 8 Chemin Nantais, SR 11 Le Chêne Vert) (fig. 19 et 81). Ils figurent avec précision sur la Carte géologique au 1/50 000 de Vallet. Ils occupent la dépression triangulaire d'aval ("cours inférieur"), comme la vallée de ligne de faille d'amont ("cours moyen"). Ils disparaissent au centre sous des limons tourbeux et des alluvions argileuses dont l'épaisseur dépasse localement 3 m, mais affleurent très haut sur la base des versants, jusqu'à des altitudes de 30 m à l'Est (Roualland) et de 40 m à l'Ouest (La Bidaudière). Le lit majeur du Gobert (5 à 8 m d'altitude absolue en aval de La Bidaudière) est d'ailleurs emboîté dans les sables rouges et détermine au pied du versant de La Seilleraye une remarquable série de replats basaux, d'altitude relative 17 à 27 m, jalonnés de fermes isolées (fig. 79 d et e, et 80).

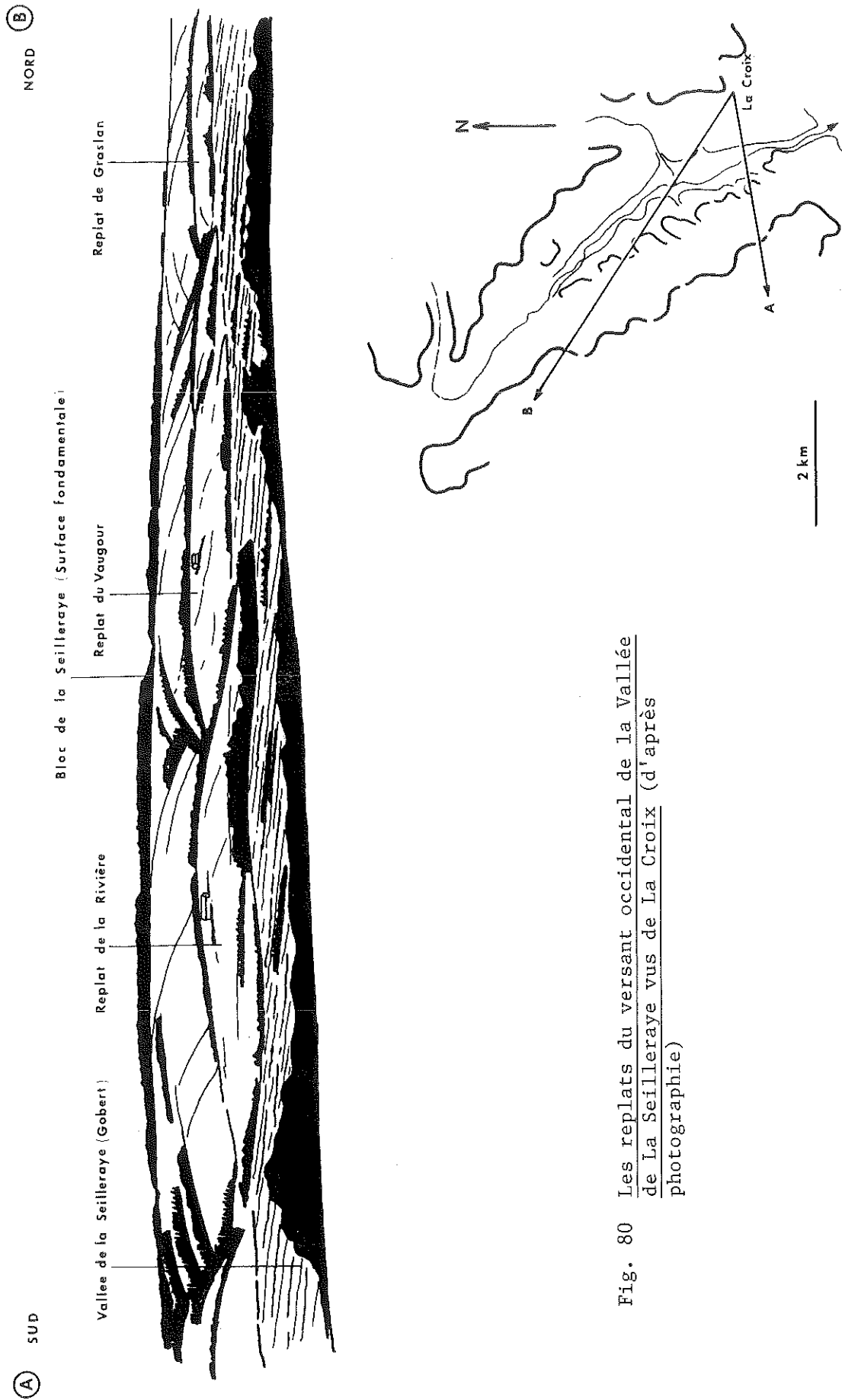


Fig. 80 Les replats du versant occidental de la Vallée de La Seilleraye vus de La Croix (d'après photographie)

La mise en relief de telles formes, entièrement façonnées dans les sables rouges, suggère une forte épaisseur des dépôts. Les sondages actuellement disponibles font état de 11 à 22 m de sables à la base du versant de La Seilleraye (forages de puisatiers sur le replat du Vaugour) et de 3,80 m de sédiments au fond de la vallée près de Roualland (sondages de l'Entreprise Bourdin et Chaussée, selon le tracé de l'Autoroute A 11). Ces données mériteraient d'être complétées par une campagne de sondages profonds et systématiques, destinés à évaluer la puissance exacte des dépôts pliocènes et à reconnaître les traces de sédimentations antérieures éventuelles, oligocènes notamment.

La Vallée de La Seilleraye diffère en effet des anciennes "rias pré-pliocènes" reconnues en Bretagne ou en Vendée (S. Durand, 1960) (M. Ters, 1961). Elle constitue au contraire un exemple de graben tertiaire comparable aux dépressions tectoniques inventoriées en Bretagne par M. Gautier (1967) et aux "pièges à sédiments" définis à l'Est du Massif Armoricaïn par S. Durand et Y. Milon (1959 a, 1959 b et 1963). Ses dépôts témoignent d'un affaissement pliocène éventuellement consécutif à d'autres déformations. Une anomalie négative légère rapportée sur les Cartes gravimétriques confirme d'ailleurs une remarquable tendance subsidente à son emplacement (J.L. Jaeger, 1967) (M.J. Graindor, 1967).

La vallée représente en fait, sous une forme réduite, l'homologue des Bassins de Saffré, Nort et Petit-Mars, sur lesquels elle s'aligne d'ailleurs parfaitement. Elle se place sur un axe tectonique "diagonal" Nort - Vallet, parallèle à l'axe Nozay - Clisson (§ 13), souligné vers le Sud par le décrochement du versant méridional de la Vallée de la Loire (butte de Saint-Julien-de-Concelles, Marais du Chêne et gisement redonien de La Dixmerie), par la bordure orientale des Marais de Goulaine (Coteau du Landreau, gisement redonien du Bas-Briacé) et par différentes sections de la Vallée de la Sèvre (Vallet, Saint-Crespin-sur-Moine, Torfou, Tiffauges) (§ 112). Elle constitue un jalon méridional du chapelet de bassins tertiaires qui barre la Bretagne depuis Saint-Brieuc, coïncide avec un axe d'anomalies gravimétriques légères (J.L. Jaeger, 1967) et appartient au grand linéament diagonal N 150-160° "Quessoy - Nort" (S. Durand, 1960) (Chap. 6, § 124).

213/ Les indices d'une réactivation néotectonique

Certains replats tectoniques supportent des placages de sables rouges, minces, discontinus, parfois soliflués, mais nettement reconnaissables, par exemple au Plessis entre 40 et 50 m (fig. 79 c) et à La Croix entre 45 et 50 m (fig. 79 f). L'idée d'une fossilisation concomitante et généralisée des plates-formes encaissantes et d'une dépression aussi profonde que celle de La Seilleraye ne peut être retenue en raison des caractères néritiques et homogènes des sédiments pliocènes. Elle impliquerait d'ailleurs un déblaiement post-pliocène considérable, que ne permettent d'envisager ni les dimensions du réseau du Gobert, ni l'étroitesse du Goulet d'Auray. L'étagement des affleurements de sables rouges entre la surface du plateau (Berg) et le fond de la vallée (Le Vaugour, La Drutière, ...), considéré par rapport à l'existence des replats tectoniques (Le Plessis, La Croix), suggère par contre l'intervention d'une tectogenèse post-pliocène.

Il n'existe pas plus de formes ou de formations relatives à la glaci-planation du Pléistocène ancien sur les rebords de la Vallée de La Seilleraye que sur le coteau du Chemin Nantais ; ce qui peut signifier, ici aussi, que lors de cet épisode morphoclimatique, la dépression était déjà suffisamment effondrée par rapport aux niveaux de base voisins pour entraver le processus d'érosion latérale, processus auquel l'environnement morphologique se prêtait d'ailleurs difficilement. Cette situation confirmerait l'importance relative du "paroxysme plio-quatenaire" dans la partie Sud Ouest du Plateau du Cellier (Coteau du Chemin Nantais et Vallée de La Seilleraye).

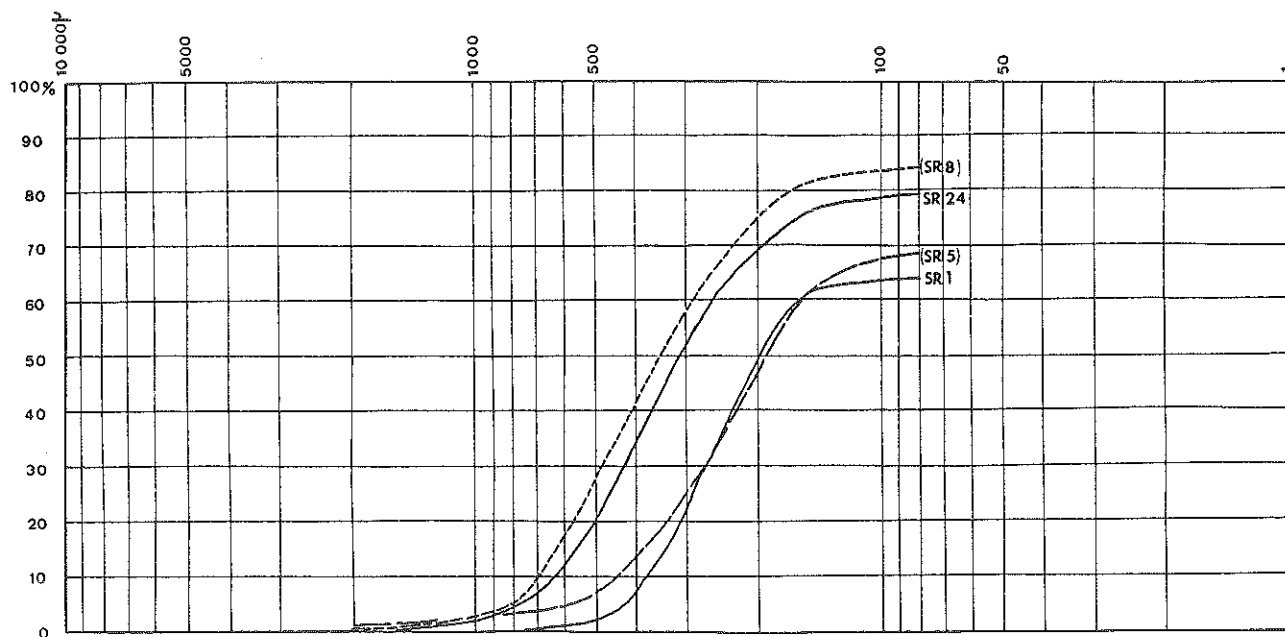


Fig. 81 Courbes granulométriques des Sables rouges de la Vallée de La Seilleraye

On sait enfin qu'à l'aval du Jarry, le Gobert s'écoule du Nord au Sud (32 à 5 m), alors que les altitudes des interfluves surincombants s'élèvent continuellement dans la même direction (50-60 m à 70-80 m) en raison de l'inclinaison générale du Plateau du Cellier vers les Marais de Petit-Mars (fig. 68). Le cours d'eau, dont l'installation est nécessairement postérieure à la régression finipliocène, est donc antécédent par rapport à un mouvement général de bascule du plateau vers le Nord Ouest. Ce phénomène d'antécédence est en fait d'un intérêt primordial. Il confirme les interprétations proposées dans les paragraphes antérieurs (1331 à 1333) et fournit un argument essentiel en faveur du rejeu néotectonique du Coteau de Mauves.

A l'amont du Jarry, le cours supérieur du Gobert est un ancien tributaire du Bassin de Petit-Mars capturé par le cours inférieur actuel du cours d'eau, sous l'effet d'une érosion régressive et d'une accélération de creusement, elles-mêmes provoquées par un encaissement du paléolit de la Loire, par un réajustement tectonique, ou par la conjugaison des deux processus (fig. 78). L'évolution de la Vallée de La Seilleraye présenterait donc de fortes analogies avec celle de la Vallée de l'Erdre (Chap. 6).

22/La Vallée du Hâvre et l'alvéole de la Loge au Moine

Le Hâvre est une rivière de 3ème ordre qui recoupe le Pays Nantais de façon méridienne, comme l'Erdre ou le Brivet, mais au terme d'un trajet plus court (33 km). Il draine un bassin relativement vaste (180 km²) et homogène (rapport L/L : 0,5 en amont, 0,7 en aval). Depuis sa source, au Nord du Bassin d'Ancenis, dans les Bois de Maumusson, jusqu'à Teillé, où on le désigne encore sous le nom de "Donneau", il ravine les séries ordoviciennes du Synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire suivant un tracé en baïonnettes comparable, par l'alternance de sections Est-Ouest et Nord Est-Sud Ouest, à ceux de l'Erdre supérieure ou de la rivière d'Ancenis ; il traverse dans ce secteur un paysage vallonné où l'étirement et le parallélisme des interfluves, ponctués de nombreux placages de sables pliocènes, annoncent les reliefs appalachiens situés plus au Nord (fig. 82). De Teillé à Couffé, le Hâvre adopte un tracé Nord-Sud qu'il conserve jusqu'à sa confluence avec la Loire ; il recoupe successivement le Sillon houiller de la Basse-Loire, les schistes briovériens du Horst de Pouillé et les reliefs déprimés associés aux séries carbonifères du Synclinal d'Ancenis (§ 121). A partir de Couffé, il gagne la Loire à travers un train de méandres encaissés dans le socle métamorphique du Plateau du Cellier. Seule cette dernière section appartient au Pays Nantais.

221/Le guidage tectonique du réseau inférieur du Hâvre

Entre Couffé et Oudon, le réseau du Hâvre présente un plan dissymétrique. La rivière adhère aux limites orientales de son bassin-versant et le ruisseau de la Loge au Moine concentre la majeure partie du drainage secondaire (Vallet 5-6 SE). Son cours adopte dans l'ensemble un tracé méridien, mais se compose dans le détail de tronçons Ouest Nord Ouest - Est Sud Est et Nord Nord Est - Sud Sud Ouest, parallèles ou perpendiculaires à la direction "angevine", en fonction de laquelle s'ordonne la lithologie. Ces orientations prédominent parmi ses tributaires, notamment à l'intérieur du réseau de la Loge au Moine.

La tectonique joue ici encore un rôle fondamental. La structure, compliquée par les orogénèses antecambriennes et paléozoïques successives, se distingue par la juxtaposition d'affleurements lanierés de natures et de résistances différentes (Introduction, § 222). Elle conditionne certainement l'organisation du drainage, au niveau du tracé de la Loge au Moine ou des vallons de 1er ordre, par exemple, mais exerce surtout son influence par l'intermédiaire d'accidents directionnels parallèles aux rebords des affleurements. Une même pente peut en effet recouper longitudinalement plusieurs affleurements inégale-

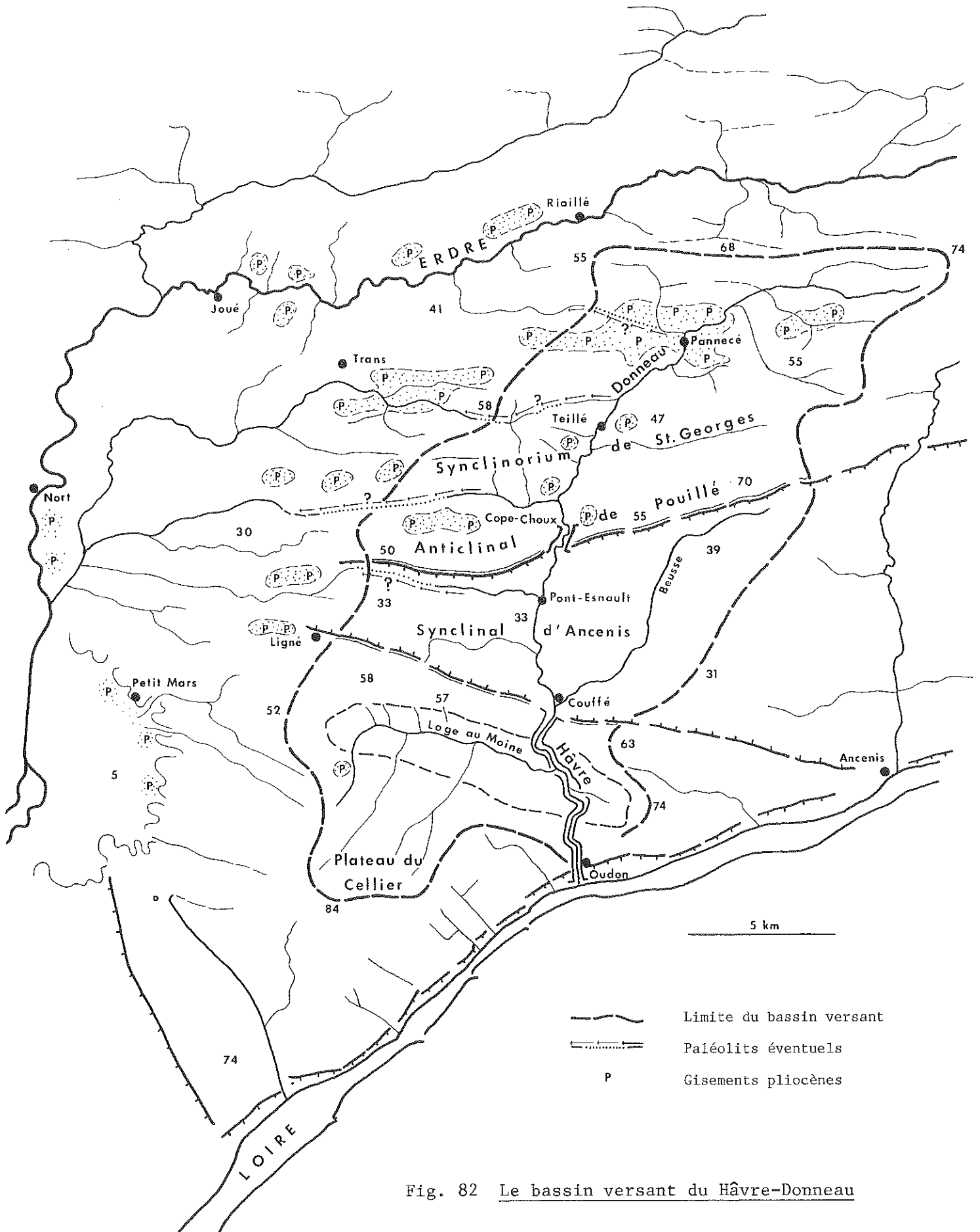


Fig. 82 Le bassin versant du Hâvre-Donneau

ment résistants ; micaschistes et schistes verts sur le versant du Hâvre à La Sauvagère, micaschistes, amphibolites, phanites sur celui de la Loge au Moine à La Gruère, sans que son tracé ni son modelé en soient sensiblement affectés. L'examen du socle révèle par contre de nombreux accidents cassants aux conséquences morphologiques remarquables, par exemple aux Bauches, au Pont-Noyer ou au Vieux-Couffé, le long du Hâvre, à La Cribotière, à Cuette ou au Bas-Chalonge, le long de la Loge au Moine.

Ces accidents composent une trame quadrillée qui s'exprime par des décalages d'affleurements dont rend compte la Carte géologique au 1/50 000 d'Ancenis (J. Marchand, 1978). Ils comprennent deux orientations principales (fig. 83) :

- Les orientations directionnelles N 100-110° sur lesquelles s'alignent la Loge au Moine et le vallon des Bois-Gares, certains affluents de 1er ordre et quelques sections du Hâvre.
- Les orientations transversales N 25-35°, complémentaires des précédentes, sur lesquelles s'alignent tous les tributaires de la Loge au Moine, quelques vallons et d'autres sections du Hâvre.

Ils comprennent également deux orientations secondaires :

- Les orientations diagonales N 150-160°, peu représentées en dehors du décrochement de Couffé, notées sur les cartes géologiques, mais sans conséquence morphologique importante.
- Les orientations transversales N 50-60°, recoupant le Hâvre, aussi peu remarquables dans le relief, mais probablement plus significatives sur le plan cinématique (§ 2222).

L'organisation géométrique du réseau de la Loge au Moine met en évidence une dislocation générale du socle suivant les axes précités. Le tracé anguleux du Hâvre, est étroitement guidé par leur interférence.

222/Les héritages d'une tectogenèse distensive

2221/L'influence de déformations à régime distensif sur l'alvéole de la Loge au Moine

La Loge au Moine ravine une dépression elliptique de 1,5 sur 8,5 km, qui se prolonge vers l'Est à travers le vallon des Bois-Gares, dont le fond est jalonné par des replats et que le Hâvre traverse au tiers de sa longueur. Ce relief a servi à définir les "alvéoles" de la Surface fondamentale, dont il représente un type peu évolué (Chap. 3, § 221, fig. 34). Il s'agit d'apprécier maintenant ses rapports avec la structure.

Les structures directionnelles, "Nappe de Champtoceaux" ou "écailles", lui imposent sa localisation et son orientation N 110° mais ne permettent pas de l'interpréter comme une forme d'origine lithologique ; les filons et affleurements, trop étroits, sont en effet sans conséquence ni sur ses dimensions, ni sur ses contours. Les nombreuses failles directionnelles N 100-120° qui le parcourent longitudinalement ne s'accompagnent pas non plus de zones de broyages suffisamment larges pour laisser envisager leur évidence par l'érosion différentielle ; par ailleurs, leur répartition ne permet pas de considérer l'alvéole comme un simple fossé d'effondrement. En revanche, les failles transverses N 20-35° sont particulièrement denses dans le secteur. Elles sont décrochantes et témoignent de déplacements à la fois dextres et senestres (Carte géologique au 1/50 000, Ancenis). Leur coulissage, exercé selon des orientations perpendiculaires ou légèrement obliques par rapport à celles des failles directionnelles, pourrait expliquer des affaissements localisés du socle dans l'axe de ces dernières, donc à l'emplacement de l'alvéole considéré, sous l'effet de mouvements distensifs.

2222/L'influence d'une double distension oblique sur le bief central de la Vallée du Hâvre

A partir de Couffé, la Vallée du Hâvre représente une profonde coupure à l'intérieur du Plateau du Cellier ; coupure qui, jusqu'à la construction ré-



Fig. 83 La fracturation du socle dans le secteur de la Vallée du Havre

cente du viaduc de La Mabonnière (RN 23), puis de l'Autoroute Nantes - Angers (A 11), détournait toute circulation par les "virages d'Oudon". Le rejet des exploitations agricoles au sommet des versants, le boisement continu des pentes, l'absence totale d'habitat, témoignent par ailleurs des difficultés d'accès au fond de la vallée, le caractère répulsif de celui-ci tenant concurremment au redressement de ses flancs, à son tracé brisé et à son étroitesse. Jusqu'au Pont-Noyer, le Hâvre s'écoule en effet entre des versants particulièrement raides et rapprochés (25 à 35 m à la base). En aval des Bauches et jusqu'à Oudon, le fond de la vallée s'élargit quelque peu (40 à 65 m), mais l'élévation des pentes (60 à 70 m) entretient l'encaissement apparent du relief.

Or, entre Le Pont-Noyer et Les Bauches, à l'endroit précis où elle croise l'alvéole de la Loge au Moine, la Vallée du Hâvre connaît un brusque élargissement, formant un bief doublement coudé long de 1 km et large de 200 à 300 m à la base (La Sauvagère). Le dimorphisme des versants indique que l'érosion fluviale a élargi cette dépression ; aux pentes modérées de ses rives convexes s'opposent en effet les versants les plus raides de la région sur sa rive concave (Chap. 7, § 13, fig. 100). Mais les autres méandres décrits par le Hâvre entre Couffé et Oudon ne présentent jamais une telle ampleur, ni en amont, ni en aval. Cet élargissement localisé de la vallée ne correspond même pas à un noeud de confluence privilégié, puisque le ruisseau de la Loge au Moine se greffe sur le Hâvre en amont du Pont-Noyer.

Le bief de la Sauvagère coïncide par contre avec un centre de convergence de failles majeures, souvent décrochantes, repérables par la fracturation du socle sur le terrain comme par l'alignement ou le parallélisme des reliefs ; ces failles forment trois réseaux différents (fig. 84 a).

- Les failles directionnelles N 105-115° (F1) prolongent l'axe de la Loge au Moine et sont parallèles aux longs accidents cassants qui séparent le Bassin d'Ancenis du Plateau du Cellier (§ 122). Elles sont principalement représentées au Sud du bief (F1 a), dans les vallons des Bois Gares (F1 c), au Pont-Noyer (F1 e), le long de plusieurs affluents de 1er ordre situés plus au Sud.

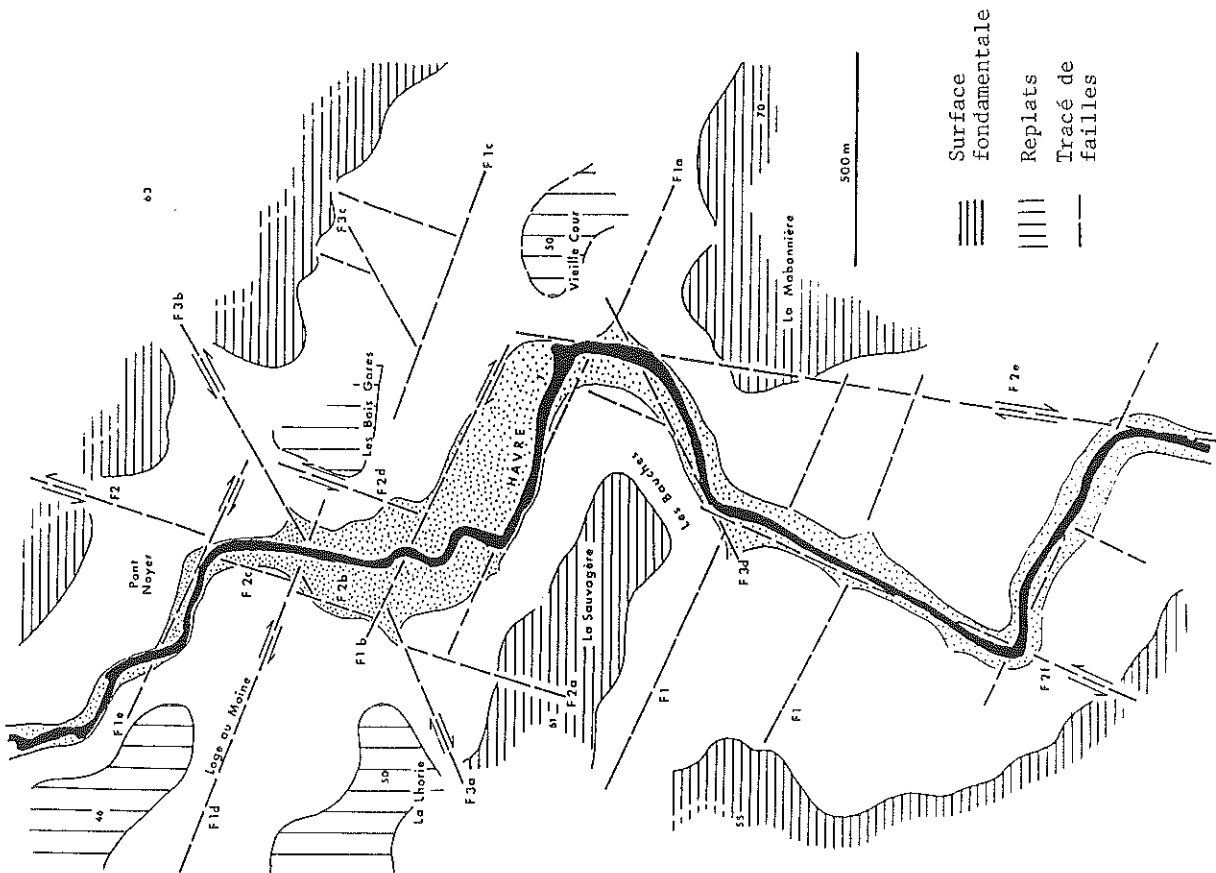
- Les failles transversales N 20-35° (F2) s'alignent sur le grand accident qui borde le coteau méridional de la Loire entre La Varenne et Le Loroux-Bottereau, tout en se poursuivant vers la Sèvre au Sud et vers le Beusse au Nord (§ 122). Elles s'observent surtout à l'Ouest du bief. Le décalage des failles F2 (F2 a, b, c, d) au droit des failles F1 (F1 b, d, e) indique que ces dernières ont subi un coulissage dextre.

- Les failles transversales N 50-60° (F3) se remarquent le long du versant des Bauches, où elles referment le bief vers l'aval (F3 d) et surtout dans l'axe des vallons de La Lhorie et du Pont-Noyer, à partir desquels elles traversent le centre du bief (F3 a, b). Le recoupement des failles F3 par les failles F2 montre que ces dernières sont probablement décrochantes senestres.

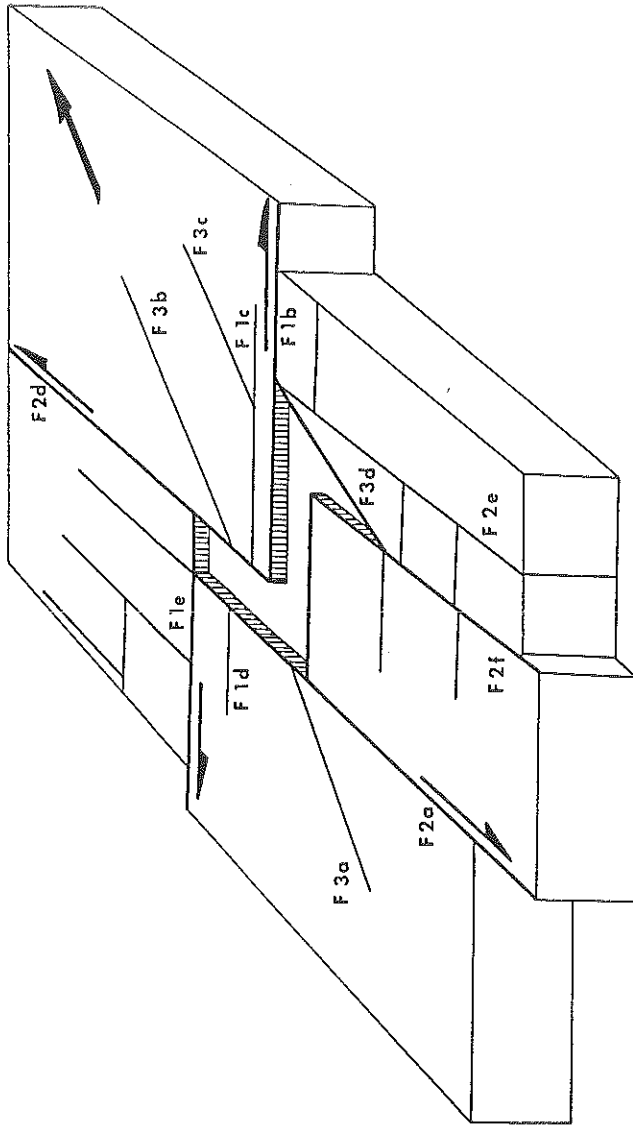
A partir d'une trame tectonique préexistante, associant des failles directionnelles en échelon (F1) et des failles transversales (F2), l'ouverture du bief de La Sauvagère peut se concevoir en fonction d'un décrochement senestre des failles F2 combiné à un décrochement dextre des failles F1, (fig. 84 b). Ces mouvements rappellent sous une forme plus complexe ceux qui ont été invoqués à propos des biefs de la Vallée du Gesvres. Ils peuvent résulter de contraintes simultanées dont la résultante, orientée vers le Nord Est, correspondrait aux axes des failles F3. Ils fourniraient un exemple de mouvements relatifs de deux blocs "à limites rectangulaires et à double distension oblique" (M. Mattauer 1973, p. 37).

2223/L'influence d'une tectonique distensive réitérative sur les alvéoles et sur les biefs

Le cas de la vallée de la Loge au Moine rappelle celui des vallées de 2ème ordre du Plateau Nantais : Gesvres, Cens, Chezine. Toutes s'alignent sur des accidents directionnels, réoccupent des "alvéoles de plateaux", comportent des "biefs".



a. Schéma tectonique du bief de La Sauvagère et de son environnement



b. Schéma interprétatif du fossé de double distension oblique de La Sauvagère

Fig. 84 Carte tectonique de la Vallée du Hâvre inférieur et du bief de La Sauvagère

L'origine, la localisation et la forme des "alvéoles" sont en rapport avec la tectonique. Il semble possible de les attribuer à des déformations de style distensif, déclenchées à partir d'accidents directionnels, comme ceux de la Loge au Moine ou du Gesvres, et commandées par le coulissage orthogonal de failles transversales ou diagonales. Les affaissements originels ainsi produits, exploités par des systèmes morpho-climatiques appropriés, auraient été propices aux effets ultérieurs d'un endoréisme momentané. Ces premières déformations s'apparenteraient à une tectogenèse peut-être paléogène, en tout cas ancienne et pré-pliocène, si on se réfère aux enseignements des altérites et des dépôts de la Vallée du Gesvres (argiles blanches, sables rouges) (Chap. 3 § 223).

L'ouverture des "biefs" est en rapport avec une réactivation des failles transversales ou diagonales. Ces nouvelles déformations s'apparenteraient à une néotectonique, si on se rapporte cette fois à l'emboîtement des biefs du Gesvres ou du Cens au fond d'alvéoles réaménagés par la glaciplanation du Pléistocène ancien.

Les alvéoles et les biefs procèdent de déformations comparables par leurs aspects géométriques et cinématiques. Leur surimposition serait révélatrice des manifestations réitératives d'une tectogenèse distensive le long des mêmes lignes de faiblesse, depuis les temps pré-pliocènes.

223/L'antécédence du Hâvre

Le tracé du Hâvre pose des problèmes d'interprétation communs à l'évolution des autres vallées de 3ème ordre : Erdre ou Brivet (Chap. 6, § 3). Les faits sont les suivants :

a/ Le Hâvre comprend deux parties : un cours inférieur (Le Hâvre s.s.), s'écoulant du Nord au Sud, comme tous les affluents de rive droite de la Loire depuis Champtocé, et un cours supérieur (Le Donneau), appartenant à un domaine où tout le drainage s'organise d'Est en Ouest, dans l'axe des réseaux de l'Erdre et de l'Isac et en parallèle à celui du Don (fig. 82). En plusieurs points, le cours du Donneau et de ses affluents côtoie ou prolonge celui des tributaires de l'Erdre (Pannecé, Teillé, Cope-Choux, Pont-Esnault). Ce dispositif évoque des captures successives, réalisées aux dépens d'un ou plusieurs cours d'eau, primitivement raccordés à l'Erdre et au profit d'un réseau méridien conquérant, branché sur la Loire.

b/ En aval de Teillé, le Hâvre présente un tracé épigénique. Après le franchissement du Coteau de Pouillé (Cope-Choux) et la traversée du Bassin d'Ancenis (25-35 m), il s'encaisse à l'intérieur du Plateau du Cellier dont la surface s'élève du Nord (56-63 m) au Sud (70-74 m). A un niveau d'observation plus fin, on note que l'altitude des replats situés au Sud et à l'Est de la Loge au Moine est généralement supérieure de 1 à 4 m par rapport à celle de leurs homologues situés plus au Nord ou plus à l'Ouest, alors que le Hâvre s'écoule vers le Sud et la Loge au Moine vers l'Est.

c/ Dans sa traversée du plateau, le Hâvre traverse de part en part deux alvéoles successifs, celui de la Loge au Moine et celui, plus réduit et plus méridional, de La Mabonnière (Chap. 3, § 1311).

d/ En aval de Couffé, le tracé du Hâvre est entièrement guidé par une série d'accidents cassants de style coulissant et de régime distensif.

L'installation du réseau du Hâvre inférieur s'inscrit entre deux séries d'événements précédemment établis. Elle est postérieure à la formation et à l'évolution des alvéoles de plateaux sous les effets cumulés d'une tectogenèse distensive et d'une morphogenèse momentanément endoréique, lesquelles appartiennent à un passé pré-pliocène, probablement ancien et en tout cas antérieur à l'organisation d'un drainage hiérarchisé. Elle est antécédente par rapport à un rehaussement généralisé du plateau et à son basculement vers le Nord, lesquels procèdent d'une tectogenèse post-pliocène si on se réfère à l'enseignement des coteaux bordiers et de la Vallée de La Seilleraye. Cette datation renvoie à une période sans doute très longue et mal délimitée, mais ne peut être précisée faute de dépôts.

En conséquence, les interrelations entre l'élaboration du relief en creux dans le bassin du Hâvre et les paroxysmes tectoniques générateurs des déformations du Plateau du Cellier n'autorisent présentement que des hypothèses, lesquelles peuvent être formulées de la façon suivante :

- Affaissement limité et localisé du socle le long de certains accidents directionnels hérités des déformations orogéniques, lors d'une tectogenèse tertiaire pré-pliocène (alvéoles), suivi d'un aménagement des zones déprimées par un système morphogénique lié à un épisode climatique propice à l'endoréisme (Paléogène ?).
- Installation d'un réseau hiérarchisé tributaire de la Loire (Hâvre s.s. et Loge au Moine) avant ou après le Pliocène, en fonction d'un système de pentes initial dirigé vers le Sud ; ouverture simultanée et coalescence des alvéoles de plateaux par l'érosion régressive.
- Rehaussement et inclinaison du Plateau du Cellier vers le Nord et le Nord Ouest par une néotectonique éventuellement responsable de phénomènes distensifs accessoires (biefs), du réajustement du tracé du Hâvre, désormais antécédent, et d'une capture du Donneau, dans le cas où celle-ci n'était pas déjà parfaitement réalisé sous les effets de l'érosion régressive.
- Encaissement du Hâvre et de son réseau en fonction des fluctuations pléistocènes du paléolith de la Loire, avec incision des alvéoles, dégagement des replats de la Loge au Moine et de La Mabonnière, installation des affluents de la Loge au Moine sous la double influence du tracé des failles transversales et des nouvelles inclinaisons de la surface du plateau, ravinement des versants par les vallons de 1er ordre selon le maillage des fractures directionnelles et transversales.

3/L'organisation morphotectonique du Plateau du Cellier

31/L'influence prépondérante de la tectonique sur le relief

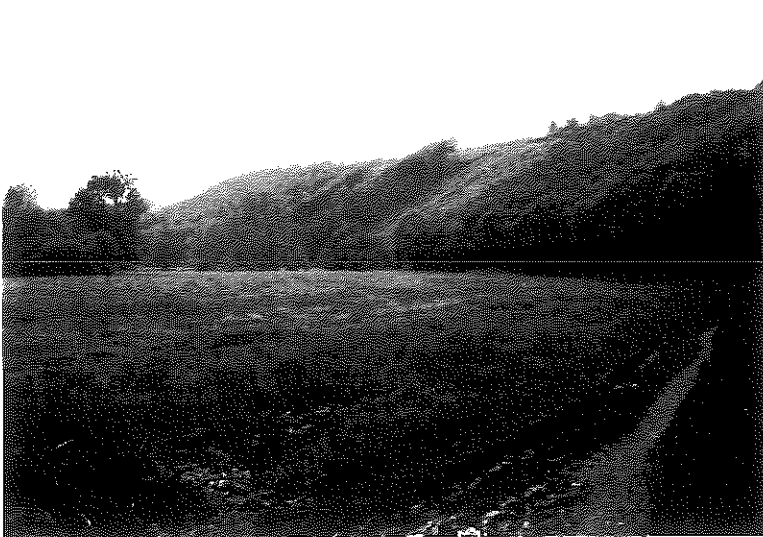
La fracturation du Plateau du Cellier offre des orientations comparables à celles du Plateau Nantais. Les failles directionnelles, parallèles au talus tectonique de Couffé et à la Vallée de la Loge au Moine prédominent au Nord. Les failles transversales, parallèles au Coteau de Mauves et aux affluents de la Loge au Moine, parcourent tout le plateau, mais semblent d'une importance morphologique croissante vers l'Est. Les failles diagonales, parallèles au Coteau du Chemin Nantais et aux bordures de la Vallée de la Seilleraye, paraissent essentiellement associées aux reliefs situés au Sud et au Sud Ouest. La surimposition de ces réseaux de failles, en particulier des failles directionnelles et transversales, explique le quadrillage caractéristique du drainage (bassin de la Loge au Moine), l'alignement de confluences orthogonales (bassin du Hâvre), les tracés en baïonnettes (coulées du Cellier et tributaires des Marais de Petit-Mars).

La majeure partie des cours d'eau empruntent des vallées ou vallons de lignes de failles, mais leurs directions, la configuration des lignes de partage des eaux et la répartition des altitudes actuelles, témoignent d'une déformation de la surface du plateau entre l'installation des réseaux de 3ème et 2ème ordres (Hâvre, Loge au Moine) et celle des drains de 1er ordre (tributaires des Marais de Petit-Mars, affluents de rive droite de la Loge au Moine, coulées du Cellier).

Le foyer de cette déformation paraît être le secteur de la Forêt du Cellier. Il concentre les points culminants du plateau (80-84 m). Il correspond au centre de dispersion des affluents de la Loire, de l'Erdre et du Hâvre, à la section la plus élevée et la plus redressée du Coteau de Mauves, au dispositif rayonnant des coulées du Cellier, au recoupement des principales failles transversales par des failles diagonales. Il coïncide au niveau du socle avec les fronts de chevauchement des "écaillés" de la série cristallophyllienne de Champtoceaux sur les micaschistes de la Série de Mauves (Ancenis 5-6 S) (Vallet 1-2 N). Il semble constituer un centre de réactivation tectonique récent, situé à l'emplacement d'une zone de déformations fondamentale, caractérisé par une



a La Vallée du Hâvre inférieur
au viaduc d'Oudon



b L'amphithéâtre concave du bief
de La Sauvagère



c Le Cône des Bauches

culmination, peut-être associée à des phénomènes compressifs du socle. A l'intérieur du Pays Nantais, il forme un second "voussoir", comparable à celui du Temple par ses aspects, comme par sa position au Sud d'un plateau et au centre de son principal coteau bordier.

Les dépressions de la Loge au Moine et de La Seilleraye paraissent constituer les contreparties de ce voussoir. La première, présentée comme le prototype des alvéoles de plateaux, n'est qu'une zone de distension et d'affaissement mineurs, axée sur un accident directionnel réactivé. La seconde procède aussi d'une distension, mais se distingue par un effondrement supplémentaire du socle, en raison de ses relations avec un linéament ponctué de grabens tertiaires.

Le plateau est entièrement délimité par des bordures tectonisées qui lui confèrent sa forme triangulaire. Le rejeu de ces bordures a provoqué son exhaussement par rapport aux reliefs adjacents en même temps que son gauchissement ou, plus vraisemblablement, son basculement vers les bassins de Nort et de Petit-Mars. La morphologie des coteaux a permis d'attribuer ces rejeux à une néotectonique.

32/Une organisation tectonique radiale centrée sur les bassins subsidents de Nort et de Petit-Mars

Elle transparaît de l'analyse conjointe de la Plate-forme de Carquefou et du Plateau du Cellier. A l'intérieur de l'espace triangulaire dont Nantes, Ancenis et Nort sont les sommets, les failles diagonales (Coteau du Chemin Nantais, Vallée de La Seilleraye) et les failles directionnelles (vallée de la Loge au Moine), entre lesquelles les tributaires des Marais de Petit-Mars occupent des axes intermédiaires, forment un faisceau ouvert sur près de 90°, depuis le cours inférieur de l'Erdre, à l'Ouest, jusqu'au Coteau de Couffé au Nord (fig. 85). Ce faisceau d'accidents strie le socle à partir du Nord Ouest et découpe le relief en quatre longues touches de piano convergentes dont les terminaisons se disposent en demi-cercle autour des Marais de Petit-Mars. Les deux premières sont la Plate-forme de Carquefou et le Horst de La Seilleraye, dénivelés par le Coteau du Chemin Nantais. Les deux autres proviennent d'un dédoublement de la partie Nord Ouest du Plateau du Cellier par une faille bissectrice sur laquelle s'alignent la vallée de Saint-Mars-du-Désert (ruisseau de Saint-Médard), la bordure septentrionale du Bassin de Petit-Mars et la bordure méridionale de celui de Nort ; le plus au Sud de ces deux derniers compartiments se disloque en gradins tectoniques, avant de disparaître sous les marais de Petit-Mars ; le plus au Nord plonge, plus loin vers l'Ouest, sous les remblaiements sableux du bassin de Nort. Les deux dépressions de Petit-Mars et de Nort constitueraient alors un bassin double provenant d'une rupture, d'un dédoublement et d'un inégal effondrement de la pointe Nord Ouest du Plateau du Cellier.

Selon cette interprétation, la Plate-forme de Carquefou représenterait, au Sud des Bassins de Nort et de Petit-Mars, l'élément le plus méridional d'une série de trois compartiments de socle triangulaires, bordés de failles radiales, mais inégalement effondrés, car de plus en plus précocement, durablement et fortement subsidents vers le Nord : les profondeurs du socle et les données stratigraphiques démontrent en effet que le Bassin de Nort s'est effondré, sur plusieurs centaines de mètres dès l'Eocène, pendant tout le Tertiaire et jusqu'au Pléistocène ancien, que les Marais de Petit-Mars ont connu une subsidence active au moins depuis le début du Pliocène, que la Plate-forme de Carquefou n'a subi qu'un enfoncement tardif et modéré dont le paroxysme pourrait coïncider avec le rejeu "plio-quatenaire".

Ainsi à la migration progressive d'une subsidence du socle vers l'Est, signalée par S. Durand au Nord du Pays Nantais (Chap. 2, § 13), s'ajouterait une migration progressive de la subsidence du Nord vers le Sud, le long de l'axe de l'Erdre inférieure, donc au centre du Pays Nantais.

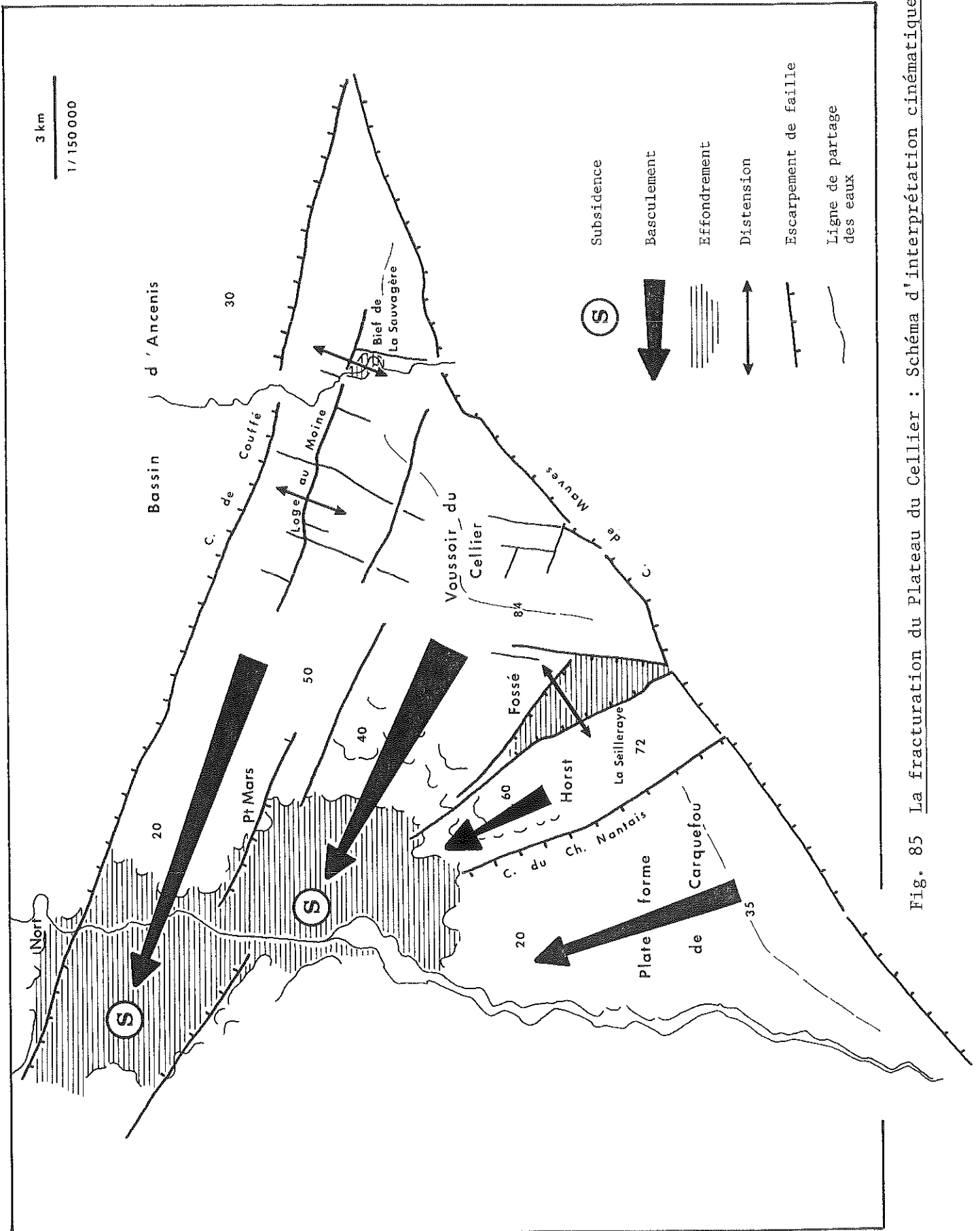


Fig. 85 La fracturation du Plateau du Cellier : Schéma d'interprétation cinématique

Conclusions

Tous les éléments constitutifs du relief du Plateau du Cellier peuvent s'intégrer solidairement à un schéma cinématique ayant pour centre dynamique le double bassin de Nort - Petit-Mars. En s'appliquant au sommet d'un triangle, la subsidence de ce double bassin entraîne le basculement de l'ensemble des plates-formes vers le Nord Ouest, le rehaussement corrélatif du Coteau de Mauves, qui correspond à la base du triangle, et le rejeu des coteaux de Couffé et du Chemin Nantais, qui en forment les autres côtés. En réactivant le centre de convergence d'un faisceau de fractures largement ouvert, elle implique la création de formes de distension induites, lesquelles correspondent à la cuvette de la Loge au Moine et au fossé de La Seilleraye, ouverts parallèlement aux bordures du plateau et symétriquement par rapport au Voussoir du Cellier.

De telles déformations, guidées par les structures directionnelles sous-jacentes, ont débuté au Tertiaire si l'on considère la nature, l'âge et l'épaisseur des dépôts accumulés dans le bassin de Nort - Petit-Mars, et se sont prorogées jusqu'au Pléistocène, si l'on tient compte des enseignements de la morphologie. Cette interprétation privilégie le rôle du double bassin de Nort - Petit-Mars dans la mise en relief de l'ensemble du Plateau du Cellier et fait du Coteau de Mauves, dont le rehaussement et l'évolution n'ont pu se produire sans conséquences sur la Vallée de la Loire, l'homologue du Sillon de Bretagne.

Chapitre 6

Interprétation de la trame tectonique et de l'organisation du réseau hydrographique

Introduction

La structure du Pays Nantais comprend deux types de déformations : d'une part les plissements, nappes, écaillés, intrusions relatifs aux orogénèses antecambriennes et paléozoïques, qui concernent la structure profonde, mais qui ont contribué à guider les contraintes ultérieures, d'autre part des accidents cassants à rejets verticaux ou horizontaux, qui se rapportent aux tectogénèses post-orogéniques et qui expliquent l'édification des volumes topographiques actuels. Ce chapitre ne concerne que les derniers. Son but est de dresser un bilan de la géométrie de la fracturation à partir des analyses détaillées dans les deux précédents chapitres et de l'analyse complémentaire d'images spatiales (§1), de proposer une interprétation cinématique et dynamique globale de cette fracturation (§ 2), de déterminer enfin les relations entre les déformations du socle et l'installation du réseau hydrographique (§ 3).

Tout essai d'inventaire et d'interprétation de la fracturation d'un domaine comme le Pays Nantais se heurte à des problèmes méthodologiques de fond, signalés dès l'Introduction de ce mémoire, implique un recours inévitable à l'extrapolation et comporte une part variable d'approximation.

Le socle du Pays Nantais est fracturé selon tous les plans et toutes les directions. Cette fracturation se manifeste directement, par des réseaux de micro-failles, simples ou sécantes, et par des zones de broyage. Elle se manifeste indirectement, par des lames d'altération qui parcourent les affleurements sains sur de grandes distances, en exploitant les types d'accidents précédents. Ces accidents sont innombrables et omniprésents, mais produisent peu de décalages d'affleurement évidents. De plus, les repères sédimentaires sont à cet égard très insuffisants. Enfin, la succession reconnue d'orogénèses et de tectogénèses multiples complique encore la définition et la datation des failles, la détermination de leur style, de leur régime, et de leur rejet, la reconstitution de leurs caractères cinématiques et dynamiques.

1/La géométrie de la fracturation

11/L'enseignement des analyses morphotectoniques détaillées à propos des réseaux de fracturation

Le Pays Nantais est parcouru par quatre réseaux de failles principaux. Ces failles ne sont pas forcément rectilignes et ne sont jamais rigoureusement

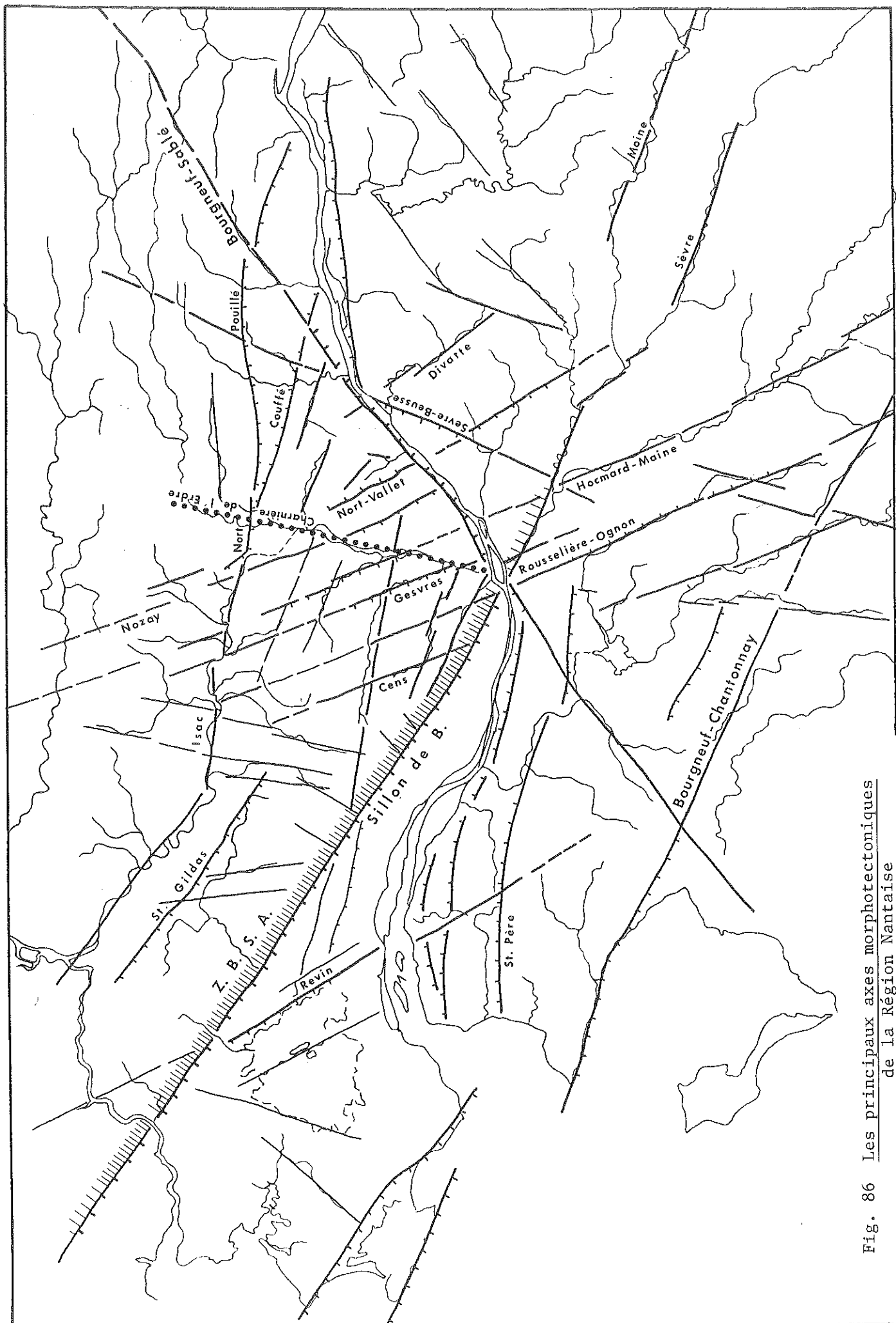


Fig. 86 Les principaux axes morphotectoniques de la Région Nantaise

parallèles à l'intérieur d'un même réseau. Les valeurs angulaires retenues dans les paragraphes suivants, comme celles utilisées dans les chapitres précédents, sont donc à considérer comme des moyennes, significatives des orientations les plus fréquentes.

111/Les failles directionnelles

1111/Les failles de direction "angevine" N 100-110°

Des failles N 100° à l'Ouest à N 110° à l'Est, comprises entre les limites tectonisées de la Série de Champtoceaux, existent au Nord du Plateau Nantais, entre Héric et Casson, sur le Glacis d'Héric et au Nord du Plateau du Cellier, le long de la Vallée de la Loge au Moine et des tributaires des Marais de Petit-Mars. Elles conditionnent les réseaux, les alignements de vallons, les confluences et les dépressions (Casson), mais ne s'accompagnent d'aucune dénivellation sensible des surfaces (Chap. 5, § 2221).

Des failles de mêmes orientations, attestées par des zones de broyages, participent plus au Sud à l'encadrement du Batholite de Vigneux - Orvault, le long des vallées du Gesvres et du Cens moyens. Elles n'ont pas d'expressions morphologiques remarquables, en dehors du guidage des réseaux, mais sont en rapport avec les "biefs" résultants de déformations à régimes distensifs, axés sur les vallées du Plateau Nantais. De plus, celles du Gesvres, suivies du Sillon de Bretagne jusqu'à la Plate-forme de Carquefou pourraient être associées à une flexure de la surface de ce plateau vers le Nord (Chap. 4, § 511, 521 et 523).

Ces failles sont absentes, ou imperceptibles, au Sud du Voussoir du Cellier et à l'Ouest de La Seilleraye ; de même au Sud du Batholite d'Orvault, où les structures directionnelles "angevines" sont relayées par les structures "armoricaines" N 120-125°. Elles réapparaissent par contre au Sud de la Zone Broyée Sud-Armoricaine, à travers les structures de direction "angevine" caractéristiques de l'Estuaire. De fait, les bordures des granites de Prinquiau et des embréchites de l'Estuaire sont probablement faillées jusqu'au méridien de Saint-Etienne-de-Montluc. Malgré le caractère aléatoire d'une reconstitution de la trame faillée à partir des alignements de marais internes, il semble que des cassures N 100-110° soient en rapport avec des angles de failles au moins tertiaires, sinon pléistocènes, dans ce secteur (Chap. 4, § 315).

Le tracé de ces accidents est très ancien. Il est associé aux structures directionnelles de mêmes orientations, lesquelles, selon J. Cogné, sont d'origine cadomienne, résultent "du déversement de nappes cristallophylliennes vers le Sud et sont reprises par la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne" (J. Cogné, 1960 et 1974 a).

A l'intérieur du Pays Nantais lui-même, entre l'Isac et la Loire, les failles de direction "angevine" ne témoignent d'aucun rejet vertical récent apparent. Certaines paraissent cependant décrochantes (Gesvres, Coulée Rochard, Loge au Moine, Hâvre) et semblent avoir enregistré des coulissages limités dans le cadre de tensions distensives (biefs du Plateau Nantais et du Plateau du Cellier). Elles ont largement conditionné l'installation des réseaux de 2ème ordre (Gesvres, Loge au Moine, ...).

Au Nord comme au Sud, le Pays Nantais est encadré par des failles de direction "angevine" qui paraissent au contraire avoir enregistré des rejets verticaux importants. C'est le cas du Coteau de Couffé, au Sud du Bassin d'An-cenis (Chap. 5, § 122). C'est surtout le cas, plus à l'Ouest, du Coteau de Nort - Languin, qui prolonge celui de Pouillé et qui souligne une faille majeure, au contact de la Série de Saint-Georges-sur-Loire et de celle de Champtoceaux (Nort 3-4 SE). Ce coteau domine les bassins de Nort et de Saffré d'une cinquantaine de mètres et dénivelle des dépôts qui prouvent sa réactivation périodique au Tertiaire, en relation avec la subsidence des fossés adjacents ; il existe en effet des dépôts éocènes à Saffré, des dépôts oligocènes et pliocènes à Saffré et à Nort, à sa base, ainsi que des placages éocènes résiduels

jusqu'à 52 m et des sables rouges pliocènes jusqu'à 60 m, à son sommet. Les prospections menées par B. Bousquet lors du levé de la Carte géologique au 1/50 000 de Nort-sur-Erdre ont montré la présence de nappes caillouteuses, du type de celles qui surmontent les sables rouges des bassins de Saffré et de Nort (Le Plessis - Pas-Brunet), jusqu'à 45-50 m sur son compartiment soulevé (Languin, Le Houssais), ont révélé l'influence de rejeux pléistocènes et ont confirmé ainsi les interprétations formulées à partir des reliefs situés plus au Sud (Chap. 4, § 4224). Cette faille majeure limite en fait un quatrième niveau de l'escalier de failles qui associe la Grande Côte du Croisic, le Coteau de Guérande et le Sillon de Bretagne. Au Sud de la Loire, l'escarpement de Saint-Père-en-Retz, de direction également "angevine", est bordé de dépôts pliocènes de part et d'autre (Carte géologique au 1/50 000, Paimboeuf); B. Crochet a montré l'influence de rejeux néotectoniques le long des failles comprises entre cet escarpement et l'Estuaire (1977).

1112/Les failles de direction "armoricaine" N 120-125°, d'origine hercynienne, se trouvent surtout au Sud et à l'Ouest du Plateau Nantais, en rapport avec la Zone Broyée Sud-Armoricaine et sont surtout représentées à l'emplacement du Sillon de Bretagne. Celui-ci a connu des rejeux tertiaires (au moins éocènes et pliocènes) et des rejeux néotectoniques ("plio-quadernaire" et "pléistocène"), le dernier étant responsable du coteau actuel. Au Nord de la Z.B.S.A., des failles de direction armoricaine strient le Plateau Nantais le long de la Chezine et du Cens inférieur, à l'aval d'Orvault; elles n'ont aucune influence morphologique notable hormis le tracé des réseaux de 2ème ordre. Au Sud de la Z.B.S.A., des failles de même orientation conditionnent les blocs géométriques de Couëron et composent au moins un accident majeur, tracé entre la Brière et la Loire, et associé au basculement des angles de failles de l'Estuaire (Axe "Crossac - Bouguenais"); ces failles ont connu des rejeux verticaux tertiaires et probablement quadernaires (Chap. 4, § 321 et 521).

On sait qu'à l'extérieur du Pays Nantais, la Z.B.S.A. exerce son influence sur le relief breton jusqu'à la Pointe du Raz (A. Guilcher, 1943). Elle se prolonge au Sud de la Loire, par un faisceau de fractures, à travers le réseau de la Sèvre, de Nantes au Pallet et de Clisson à Mortagne, jusqu'aux failles de Vendée (Aigrefeuille - Les Herbiers), et du Seuil de Poitou (J.C. Flageollet, 1977). A l'écart de la Z.B.S.A., vers le Nord, des failles de direction armoricaine conditionnent les cours inférieurs du Don et de l'Isac, ainsi que le Coteau de Saint-Gildas-des-Bois - Quilly, sur la bordure Nord du Bassin de Campbon; un axe discontinu semble d'ailleurs relier le rebord Sud de ce bassin, la cuvette de Malville, le cours inférieur du Cens, les Marais de Goulaine et la Vallée de la Moine (Mauges). Vers le Sud, d'autres failles de direction armoricaine longent les horsts basculés de l'"échine rocheuse pré-littorale" parallèle aux rivages morbihannais, la Grande Côte du Croisic, le Coteau de Guérande, ainsi que l'accident qui se poursuit de la Pointe Saint-Gildas au Bassin de Chantonay par la Baie de Bourgneuf et le réseau de la Boulogne. Ces accidents sont tous associés à des rejeux et à des dépôts tertiaires (P. George, 1943) (A. Guilcher, 1948) (J. Mounès, 1974) (J.P. Pinot, 1974) (J.P. Margerel, 1979).

112/Les failles transversales N 30 et N 50° ont été définies par rapport aux failles directionnelles dont elles sont complémentaires, du fait de leurs orientations "varisques". Leurs tracés sont considérés comme tardi-hercyniens et sont associés à des décrochements senestres rapportés à des effets de serrages dextres de la Z.B.S.A. et des failles armoricaines (J. Cogné, 1974 a) (J.J. Chauvel, M. Robardet et J.P. Lefort, 1979). Les analyses de détail ont abouti à y reconnaître des réseaux d'orientation N 30°, surtout représentés en travers du Sillon de Bretagne (Coulées, blocs de Couëron) et de la

Loge au Moine (affluents de rive droite), ou d'orientation N45-50°, surtout représentés à l'Est du Plateau Nantais, autour de la Vallée de l'Erdre et sur la Plate-forme de Carquefou.

A l'inverse des précédentes, elles recourent les structures directionnelles, paraissent omniprésentes, forment de larges champs de failles, mais sont généralement courtes et discontinues, et transparaissent surtout à travers le tracé des vallons, coulées et réseaux de 1er ordre. Elles constituent néanmoins quelques alignements remarquables sur le Plateau du Cellier (prolongements des affluents de la Loge au Moine par la Coulée Rochard et par les coulées du Cellier), comme sur le Plateau Nantais (axe de l'Hocmard supérieur à la Coulée du Chaud, axe du Mont-Tiéber aux Marais de la Roche).

Ce champ de failles comprend cependant un linéament exceptionnel par son commandement, par la rectitude et par la continuité de son tracé : l'axe "Baie de Bourgneuf - Sablé-sur-Sarthe" (Chap. 5, § 111). Cet axe barre l'ensemble de la Basse-Loire et détermine le Coteau de Mauves, lequel constitue le relief le plus énergique du Pays Nantais avec le Sillon de Bretagne.

113/Les failles sub-méridiennes N 5-20°, peu nombreuses ou peu apparentes, limitent leurs effets à trois secteurs privilégiés. Au centre du Plateau Nantais, un champ de failles sub-parallèles N 10-15°, de portée morphologique mineure, mais clairement identifiable sur les images spatiales, parcourt les affluents de l'Isac, Plongeon et ruisseaux adjacents pour aboutir au Voussoir du Temple - Mont-Tiéber. Au centre du Plateau du Cellier, quelques failles sub-méridiennes conduisent au Voussoir du Cellier par les coulées voisines ; ce réseau mineur est longé plus à l'Est par la longue faille N 20° "Sèvres-Beusse" qui borde le coteau Sud de la Vallée de la Loire entre Saint-Julien-de-Concelles et La Varenne et qui recoupe la Vallée du Hâvre (Chap. 5, § 112). Enfin, en plein centre du Pays Nantais, l'axe N 10° Nantes - Joué conditionne le tracé de l'Erdre inférieure et s'accompagne, dans le détail, de l'interférence de fractures diagonales et transversales (Chap. 5, § 1333). Il s'agit d'un axe de déformations majeur, associé à l'affrontement et au basculement des deux plateaux encadrants. Des failles d'orientations sub-méridiennes sont connues par ailleurs dans le Sud du Massif armoricain ; J.P. Pinot en signale en travers de l'Echine rocheuse pré littorale, les rapporte à des accidents cassants hercyniens et leur attribue des rejeux tertiaires (1974).

114/Les failles diagonales N 160° occupent une place de premier ordre à l'intérieur de la trame faillée de la région.

1141/Leur répartition à travers le Pays Nantais

La partie centrale du Pays Nantais est recoupée par des accidents cassants N 155-165°, remarquablement concentrés sur une vingtaine de kilomètres de largeur, entre les voussoirs du Temple et du Cellier et en travers de la Vallée de l'Erdre. Ces accidents, visibles sur les coupes et le long des versants, déterminent un réseau caractéristique de vallées de lignes de failles, qui appartiennent elles-mêmes à des bassins-versants totalement indépendants : affluents de l'Isac et du Don au Nord, affluents de rive droite de l'Erdre inférieure au centre (Cens supérieur, Rousselière, Gesvres et Hocmard inférieurs), réseaux de la Sèvre et du Lac de Grand-Lieu au Sud (Boulogne, Ognon, Maine).

Les failles diagonales comprennent six axes majeurs, formant d'Ouest en Est :

- L'axe Cens supérieur-Boulogne, par les affluents de la Chezine et le rebord oriental de la cuvette de Grand-Lieu.
- L'axe Rousselière-Ognon, poursuivi au Nord par les affluents de l'Isac.
- L'axe du Gesvres inférieur, également prolongé vers l'Isac et l'embouchure de la Sèvre.
- L'axe Hocmard-Maine, par les touches de piano de la Plate-forme de Carquefou.
- L'axe Nozay-Clisson par les bordures des bassins de Saffré, Nort et Petit-Mars, le Coteau du Chemin Nantais, les Marais de Goulaine, la Vallée de la Sèvre.

- L'axe Nort-Vallet, par les bassins de Nort et de Petit-Mars, la dépression de La Seilleraye, le Coteau du Landreau (Marais de Goulaine).

En dehors de ce champ de failles, les directions N 160° n'apparaissent plus, à l'Est, qu'à l'emplacement du décrochement de Couffé et du cours de la Divatte. Quelques accidents N° 160°, obliques par rapport aux orientations lithologiques, se signalent enfin vers l'Ouest, entre la Brière et les marais de Donges, et se prolongent en travers de l'Estuaire et du Pays de Retz.

Les failles diagonales sont associées à des déformations verticales dont les incidences morphologiques croissent d'Ouest en Est, en direction des accidents associés aux principaux bassins subsidents : simples vallées de lignes de failles pour les deux premiers linéaments distingués (Cens supérieur et Rousselière), blocs basculés et touches de piano pour les deux suivants (Glacis de La Chapelle-sur-Erdre et Plate-forme de Carquefou), escarpements de failles, horst et fossés d'effondrement pour les deux derniers (Chemin Nantais, Nort, Petit-Mars, Seilleraye). Ces failles paraissent normales contraires. Au Nord de la Loire, elles ont des regards Ouest Sud Ouest pour les axes situés à l'Ouest de l'Erdre et variables pour ceux qui bordent les aires de subsidences tertiaires. Au Sud de la Loire, la configuration des interfluves et la répartition comparée des affleurements tertiaires indiquent que leurs prolongements ont des regards prépondérants Est (B. Bousquet et D. Sellier, 1972 et 1975). Par ailleurs, les failles diagonales ont vraisemblablement enregistré des coulissages, en rapport avec les décrochements supposés le long de certaines d'entre elles (axe Rousselière-Ognon, axe du Gesvres, axe Nozay-Clisson) et avec les formes de distension correspondantes (biefs, dépressions tectoniques) (Chap. 4, § 523 et Chap. 5, § 133).

Le champ de failles diagonales qui barre le centre du Pays Nantais est associé à de nombreux dépôts tertiaires, généralement subsidents, d'âges éocène (Saffré, Ognon), oligocène (Saffré, Nort), miocène (Goulaine), redonien (Marais du Chêne et de Goulaine) et surtout pliocène (Saffré, Nort, Petit-Mars, Carquefou, Seilleraye, Grand-Lieu). Ces failles sont également en rapport avec les nappes du Pléistocène ancien, disloquées après dépôts (Gesvres, Hocmard) et avec les reliefs significatifs d'une néotectonique "plio-quadernaire" et "pléistocène" (blocs basculés, Coteau du Chemin Nantais, Fossé de la Seilleraye, ...).

1142/Leurs relations avec les linéaments diagonaux du Massif Armoricaïn

Les failles N 160° du Pays Nantais constituent le prolongement du grand linéament "Quessoï-Nort", qui va de Bréhat à Nantes et qui se poursuit au-delà de la Loire, vers la Vendée, à travers les réseaux de la Sèvre et du Lac de Grand-Lieu. Ce linéament est lui-même sub-parallèle à une série d'accidents N 140-160° qui recoupent diagonalement le Massif Armoricaïn jusqu'au plateau continental et qui composent principalement un second champ de failles, encadré par un axe Morlaix-Port Louis et par un axe Lannion-Loctmariaquer, aboutissant à la presqu'île de Quiberon, au centre de la Bretagne, et un troisième champ de failles, encadré par un axe Ouessant-Baie d'Audierne et par un axe Léon-Baie de Bénodet, centré sur la Faille Kerfone, à l'Ouest du Finistère (fig. 166). Ces accidents font l'objet de nombreuses références bibliographiques (F. Kerforne, 1920, 1922 et 1924) (J. Cogné, 1960) (S. Durand, 1960) (J.L. Jaeger, 1967) (M. Gautier, 1967 et 1980) (B. Hallégouët, 1971) (J.P. Pinot, 1974) (J. Garreau, 1977, 1979 et 1983) (J.R. Vanney, 1978).

Plusieurs arguments d'ordres structuraux ont conduit à reconnaître l'existence de linéaments diagonaux dès le Primaire, à les définir comme des décrochements dextrogyres consécutifs à des serrages et cisaillements tardihercyniens et à les associer à la Zone Broyée Sud-Armoricaine (J. Cogné, 1960 et 1974 b) (C. Klein, 1975, p. 526). L'orientation des failles diagonales évolue d'ailleurs de l'azimut 135° à l'Ouest (Faille Kerforne) à 160° à l'Est (Axe Quessoï-Nort) en fonction de l'inflexion de la Z.B.S.A. (azimut 100° dans le

Finistère à 130° et plus au Sud de la Loire), de sorte que l'angle formé entre les premières et la seconde est constamment d'une trentaine de degrés ; cette valeur correspond à l'écartement des "failles de Riedel" par rapport à leur axe dynamique (F. Bergerat, 1977 a et b). A ce titre, les failles diagonales semblent représenter en premier lieu les fractures induites d'un coulissage hercynien dextre de la Z.B.S.A..

J.P. Lefort a montré que les structures directionnelles du Sud de la Bretagne sont recoupées par de multiples accidents diagonaux cisailants, toujours dextrogyres, particulièrement abondants sur le plateau continental, postérieurs à la crise hercynienne, rapportés au Trias supérieur-Jurassique supérieur et interprétés comme le résultat de "décrochements entre les plaques Europe et Amérique juste avant l'expansion actuelle" (J.P. Lefort, 1975) (J.J. Chauvel, M. Robardet et J.P. Lefort, 1979) (J.R. Vanney, 1978). Expression du rejeu d'accidents antérieurs ou d'une fracturation nouvelle du socle, ces cisaillements témoignent en tout cas d'une dynamique différente.

Enfin, les failles diagonales du Massif Armoricaïn sont raccordées à des alignements de compartiments subsidents, peut-être depuis le Secondaire, certainement depuis l'Eocène et surtout l'Oligocène (Aber Ildut, Toulven, Port-Louis, Le Parco,...) ; elles côtoient également de nombreuses accumulations pliocènes (F. Kerforne, 1924) (S. Durand, 1960) (S. Durand et J. Estéoule-Choux, 1974) (B. Hallégouët, 1971).

Le linéament Quessoy-Nort présente à ce titre un intérêt particulier en longeant la plus dense concentration de fossés subsidents et de dépôts éocènes (Les Brûlais, Saint-Séglin, Langon, Saffré,...), oligocènes (Quessoy, Saint-Jacut, Lautherel, Les Brûlais, Saint-Séglin, Langon, Saffré, Nort,...), miocènes (Lohéac, Goulaine ?), redoniens (Mermel, Goulaine) et pliocènes (sables rouges de Mermel, Bruc, Langon, Nort, Petit-Mars, Seilleraye) du Massif Armoricaïn. Ce linéament a contribué à conditionner les rivages oligocènes. Son instabilité tectonique au Miocène explique la variété des faciès helvétiques. Ses rejeux pliocènes ont accentué les "pièges à sédiments" dont les dépressions du Pays Nantais fournissent les exemples les plus méridionaux (S. Durand, 1960) (S. Durand et J. Estéoule-Choux, 1974 et 1977).

Il semble donc que les linéaments diagonaux aient constamment compté depuis le Primaire parmi les accidents tectoniques majeurs du Massif Armoricaïn, mais que les déformations produites selon leurs axes expriment des dynamiques successives, de types différents.

Sur le plan gravimétrique, le linéament Quessoy-Nort coïncide avec un alignement d'anomalies légères négatives de Quessoy à Mauves (J.L. Jaeger, 1967). Il se trouve que l'anomalie de Nort est la plus marquée de tout cet alignement et n'est dépassée en intensité que par celle du Bassin de Rennes, sur l'ensemble de la Carte gravimétrique du Massif Armoricaïn. Les prospections gravimétriques effectuées dans le cadre du levé de la Carte géologique au 1/50 000 de Nort-sur-Erdre confirment cette particularité (L. Barbaroux, 1983, Notice). En considérant la proximité du petit bassin carbonifère de Languin, à l'Ouest de Nort et du bassin tertiaire de Nort, l'un des plus profonds en ce qui concerne l'Oligocène et le Pliocène, J.L. Jaeger a supposé l'existence d'une zone tectonique où les mouvements hercyniens tardifs auraient été relayés dans ce secteur par les déformations tertiaires.

Il ressort enfin des nombreux inventaires de sismicité historique que le linéament Quessoy-Nort-Nantes se situe sur l'un des principaux alignements d'épicentres, après la Z.B.S.A.. De tels alignements sont généralement associés à des axes de réactivation néotectonique (M. Gautier, 1975, 1980 a et 1980 b) (M.J. Graindor, 1967, 1969 et 1970) (J. Vogt et al., 1979). Pour les multiples raisons qui viennent d'être rapportées, le Bassin de Nort et le champ de failles N 160° paraissent devoir être considérés parmi les éléments dynamiques majeurs des tectogènes tertiaires et quaternaires survenues dans le Pays Nantais.

12/La contribution de la télédétection à l'analyse géométrique de la fracturation

Ce passage a pour but d'exposer les conditions générales d'utilisation des images spatiales dans la région nantaise et de montrer, à partir de remarques méthodologiques et de schémas commentés, dans quelle mesure la télédétection peut s'ajouter aux méthodes habituelles pour compléter la cartographie morphotectonique de cette région.

121/Les conditions générales d'analyse des images spatiales relatives à la région nantaise

Les images traitées proviennent des satellites d'observation Landsat 1 (ERST 1) et Landsat 2, respectivement lancés par la NASA en Juillet 1972 et en Janvier 1975, et placés sur une orbite méridienne commune, située à 900 km d'altitude. Le fonctionnement des satellites de ce type permet l'observation d'une même région tous les 18 jours pour chacun d'eux, dans des conditions similaires d'éclairement, les passages au-dessus de la France s'effectuant vers 11 heures (heure d'hiver). Chaque satellite est doté d'un capteur multispectral à balayage, qui analyse les objets élémentaires en enregistrant leur énergie en fonction des longueurs d'ondes électromagnétiques du spectre visible et du proche infrarouge, réparties selon les canaux suivants :

- Canal 4 (0,5-0,6 μ) travaillant surtout dans le bleu-vert.
- Canal 5 (0,6-0,7 μ) travaillant surtout dans l'orangé et le rouge.
- Canal 6 (0,7-0,8 μ) travaillant surtout dans le rouge et l'infrarouge.
- Canal 7 (0,8-1,1 μ) travaillant surtout dans le proche infrarouge.

Chaque enregistrement fournit donc une série de quatre images différentes privilégiant l'analyse de tel ou tel élément constitutif du paysage. En fait les conditions météorologiques régionales réduisent considérablement la quantité d'images réellement exploitables (une dizaine seulement pour la Loire-Atlantique entre 1975 et 1977). Les images, publiées par l'Institut Géographique National, sont agrandies à l'échelle de 1/1 000 000. Leur résolution est de 80 m. L'espace recouvert par chaque "scène" s'inscrit dans un carré de 200 km de côté. La proximité des traces des satellites permet un traitement stéréoscopique des images.

La cartographie proposée ci-dessous résulte de l'analyse de quatre séries d'enregistrement dans les quatre différents canaux (soit seize images), correspondant à la scène 217/027 (Nantes) et couvrant toute la partie sud-orientale du Massif Armoricaire. La sélection des enregistrements du 2 juillet 1975, du 26 juin 1976, du 6 septembre 1976 et du 19 avril 1977 tient compte de la qualité des images, de la répartition saisonnière des enregistrements et des variations climatiques interannuelles. L'utilisation simultanée des images relatives à la scène 216/027 (Anjou) a permis une analyse stéréoscopique de l'espace considéré.

Les différents éléments du paysage présentent des degrés de perception variables selon les canaux utilisés, les saisons et les années. Les images enregistrées l'été sont généralement les plus utiles, surtout celles qui se réfèrent à l'année 1976, caractérisée par une sécheresse exceptionnelle.

D'une façon générale, les canaux 4 et 5 s'avèrent les plus riches d'enregistrement pour la Loire-Atlantique, contrairement à ce qui est rapporté pour d'autres régions. L'observation stéréoscopique des images relatives à ces canaux permet en effet de différencier les principaux éléments du relief : escarpements, vallées, plateaux, qui se distinguent en fait grâce aux nuances de la végétation. Les fonds de vallées ressortent en ton foncé ; les replats du Sillon de Bretagne se détachent grâce à leur alignement de gageries.

Certains contacts lithologiques apparaissent sur des images choisies parmi plusieurs canaux ; dans la plupart des cas, il s'agit de contacts tectonisés. Des zones foncées s'observent toujours, sur les mêmes canaux 4 et 5, aux centres du Plateau du Cellier et du Plateau Nantais ; elles correspondent

à des secteurs plus altérés et facilitent la perception des contours de la Surface fondamentale. De même, dans l'Estuaire, outre les différentes catégories de marais, les images permettent de discerner les zones d'inégales altérations des granites de Prinquiau. La comparaison d'images relatives à différentes saisons et à différents canaux renseigne directement sur les variations d'humidification des sols et indirectement sur la répartition des microreliefs, des affleurements sains et des types d'altérations du socle ; il s'agit là d'un des thèmes à propos desquels la télédétection fournirait, pour la région, le plus d'informations originales, à condition d'utiliser des images agrandies au 1/500 000 ou au 1/250 000, d'avoir recours à un traitement par équidensités colorées et d'analyser le sujet en fonction d'un inventaire préliminaire des sols et des paysages agraires.

Les grands collecteurs hydrographiques, ainsi que l'évolution saisonnière et interannuelle des rives, des chenaux et des bancs de sable sont particulièrement remarquables sur les images des canaux 6 et 7. Selon les régions et les saisons, les réseaux secondaires apparaissent mieux sur celles des canaux 4 et 5, en raison des coulées boisées qui les accompagnent. Ces derniers sont également utiles pour cerner les marais, qui apparaissent en noir, ainsi que les limites extrêmes des zones inondables (Brière, Lac de Grand-Lieu, Marais de Petit-Mars) ; à la base du Sillon de Bretagne, ils permettent de différencier les marais internes (plus foncés), des marais externes (plus clairs). Mais les canaux 6 et 7 rendent plus finement compte des différents éléments constitutifs des zones humides (zones inondées en permanence en noir, zones fréquemment inondées en gris, zones momentanément inondées en blanc) ; l'utilisation agricole de ces domaines en perturbe cependant la classification par tonalités (marais de l'Estuaire).

Comme les marais, les forêts se détachent parfaitement en noir sur les images relatives aux canaux 4 et 5. Ces derniers sont commodes pour fixer précisément les contours des grandes unités forestières (Gâvre, Groulaie, Princé), ainsi que ceux des pentes boisées des vallées. Mais les canaux 6 et 7 permettent de dissocier très nettement les aires boisées en résineux (gris foncé) et en feuillus (blanc) ; les images enregistrées en été sont à ce titre les plus significatives (ex. : 2 juillet 1975, canal 6, et 26 juin 1976, canal 7, pour la Forêt du Gâvre).

Toutes les images, particulièrement celles qui se rapportent aux canaux 4 et 5, sont utiles pour cartographier les paysages agraires et, par là même, les reliefs qu'ils soulignent. Les bocages géométriques des plateaux, correspondant aux zones le plus récemment défrichées (Plateau Nantais et Plateau du Cellier) apparaissent en gris foncé sur les canaux 4 et 5. Les gageries, les "bocages de villages" et les zones le plus intensément mises en valeur (Glacis d'Héric, Plate-forme de Carquefou), apparaissent en ton plus clair. Le vignoble de Sèvre et Maine correspond sur toutes les images et en toutes saisons au domaine agricole le plus remarquable : en clair, au printemps, sur les canaux 4 et 5 (19 avril 1977) ; en foncé, en été, sur les mêmes canaux (26 juin 1976) ; en foncé, en toutes saisons, sur les canaux 6 et 7 (2 juillet 1975).

122/Critères et méthodes d'utilisation des images spatiales pour une cartographie de la trame tectonique

La télédétection est spécialement utile dans les domaines nécessitant plusieurs niveaux scallaires de perception, puisqu'elle fournit un degré supplémentaire d'observation. C'est à ce titre qu'elle peut être employée pour la recherche des linéaments tectoniques. Une observation détaillée des images satellites de la région nantaise révèle une multitude de traces linéaires généralement droites, distinctes de leur environnement par des teintes plus claires ou plus foncées. Si l'on écarte les divers aménagements humains, les tracés des affluents des principaux cours d'eau et les simples contacts lithologiques, toujours identifiables par comparaison des différents canaux et des cartes, il demeure de nombreux linéaments qui se rapportent à une fracturation du socle

par des failles. Trois critères de repérage peuvent être retenus pour classer les traces observées dans cette catégorie.

- des critères chromatiques : les linéaments considérés se distinguent de leur environnement par un ton plus foncé sur les canaux 4 et 5, où ils apparaissent toujours en grand nombre, et par un ton beaucoup plus clair ou beaucoup plus foncé sur les canaux 6 et 7, où ils sont aussi nets, mais moins abondamment représentés.
- des critères géométriques : il s'agit toujours de segments rectilignes ou faiblement sinueux, présentant une nette continuité (généralement 5 mm à 5 cm sur des images au 1/1 000 000), inclus dans des alignements confirmés par plusieurs images, ou situés à l'intérieur de réseaux de segments rapprochés.
- des critères géomorphologiques : la plupart des linéaments retenus recourent les réseaux hydrographiques et surtout les orientations des grands ensembles structuraux hérités des plissements antecambriens ou paléozoïques, ils se distinguent ainsi des simples filons. Il reste que de nombreux contacts lithologiques observés sur les images sont tectonisés. La quasi-totalité de ceux qui sont mentionnés sur les schémas ci-joints sont notoirement reconnus comme tels (Sillon de Bretagne, rebords de la "Nappe" de Champtoceaux, du Synclinal d'Ancenis, du Fossé de Chantonay, du Batholite d'Orvault, des granites de Guérande, des migmatites du Pays de Retz, ...). De même, certaines vallées ou sections de vallées, parmi les plus rectilignes peuvent être associées à des lignes de failles ou à des zones de broyage. Le recours à plusieurs images de canaux différents est dans ce cas nécessaire. Sur la série d'images enregistrées le 6 septembre 1976, par exemple, le réseau hydrographique des Mauges (Sèvre et Maine) est particulièrement évident. Or, le canal 7 ne laisse plus percevoir à l'emplacement de la Vallée de la Sèvre qu'une courte section rectiligne en amont de La Haye-Fouassière. On peut en déduire que cette section, dont la direction s'aligne sur les linéaments armoricains situés plus au Nord Ouest, se rapporte à une ligne de faille. Des exemples identiques concernent plusieurs affluents de l'Isac ou de la Vallée de l'Ognon, connue pour son alignement sur une faille diagonale en amont du coude de Pont-Saint-Martin.

La coïncidence de nombreuses traces relevées sur les images spatiales avec des fractures connues, ou repérées par les moyens plus classiques, justifie l'emploi simultané des critères qui viennent d'être définis pour compléter la cartographie des linéaments tectoniques de la région.

La méthode utilisée a comporté trois étapes successives :

- Réalisation d'un calque analytique pour chacune des 16 images choisies, avec report des linéaments sélectionnés selon les critères précités. Ce type de calques confirme l'état d'extrême fracturation dans lequel se trouve le socle de la région nantaise.
- Réalisation d'une série de calques de synthèse à partir des principales familles de linéaments distinguées sur les calques analytiques. Ce type de calques confirme l'influence des orientations majeures connues parmi les accidents cassants de la région : orientations angevines, armoricaines, transversales, sub-méridiennes et diagonales.
- Réalisation d'un calque d'interprétation, pour lequel n'ont été retenus que les linéaments ou alignements de traces relevés sur deux calques analytiques au minimum. Ce calque permet d'établir une hiérarchie entre certains linéaments et montre à quel point la confluence nantaise correspond à un carrefour tectonique exceptionnel.

Seul le territoire de la Loire-Atlantique a fait l'objet d'une analyse systématique. Néanmoins les prolongements visibles des principaux linéaments ont été souvent reportés jusqu'en Bretagne centrale ou en Vendée.

123/Exposé et critique des résultats

Les linéaments de direction angevine (fig. 87) sont assez peu remarquables sur les images satellites, mis à part ceux qui longent la bordure septentrionale du Batholite d'Orvault ; il s'agit dans presque tous les cas observés de contacts lithologiques tectonisés, au sujet desquels la télédétection semble fournir peu d'informations nouvelles à l'échelle des enregistrements disponibles.

Les linéaments armoricains (fig. 87) sont peu nombreux, comme le révèlent les analyses antérieures, mais remarquables par leur continuité et leur parallélisme. Le principal est évidemment celui qui accompagne la Zone Broyée Sud-Armoricaine, en se dédoublant et s'anastomosant à plusieurs endroits avant de se prolonger vers la Vendée, en particulier à travers le réseau de la Sèvre. Au Sud de la Loire deux grands linéaments parallèles se poursuivent en direction du Fossé de Chantonnay (alignement Guérande - Chantonnay, axe de Bourgneuf). L'analyse des images spatiales a mis en évidence deux nouveaux axes à l'emplacement du glacis d'Héric, mais a confirmé la rareté des linéaments armoricains au Nord de la Z.B.S.A.. Ces accidents sont souvent associés à des éléments majeurs du relief actuel (Coteau de Guérande, Sillon de Bretagne, rebord du Bassin de Campbon, coteau de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu, Baie de Bourgneuf).

La télédétection révèle par contre l'allongement et la continuité des linéaments transversaux (fig. 88). A l'Ouest, de nombreuses failles de ce type s'écartent au droit du Sillon de Bretagne, en direction du Castelbriantais, notamment à partir du Mont-Tiéber ; certaines de ces failles se prolongent vers le Sud, en direction de la Brière. L'intérêt des images spatiales est de confirmer l'importance et la continuité du grand linéament transversal qui borde le cours de la Loire entre Oudon et Nantes, se prolonge vers le Nord Est en direction du Synclinal d'Ancenis, s'aligne encore plus à l'Est sur le contact du Bassin Parisien dans la région de Sablé et de Chateauneuf-sur-Sarthe, et se poursuit vers le Sud Ouest en bordure du Lac de Grand-Lieu et de la Baie de Bourgneuf. Des accidents du même type fractionnent d'ailleurs le socle des Mauges et du Sud de la Loire-Atlantique ; leur direction s'infléchit vers l'Est Sud Est pour demeurer perpendiculaire aux prolongements de la Z.B.S.A., laquelle s'incurve elle-même vers le Sud Est au Sud de la Loire.

Les linéaments sub-méridiens (fig. 89), peu remarquables dans le paysage, sont de ceux à propos desquels la télédétection apporte le plus de données nouvelles. Dans l'état actuel de l'analyse des images, ces linéaments se révèlent très étroitement localisés au Nord de la Basse-Loire, entre l'axe Nort - Nantes (Erdre inférieure) et l'axe Rennes - Langon (Vilaine Moyenne). L'Erdre et la Vilaine apparaissent elles-mêmes conditionnées dans le détail par des accidents sub-méridiens.

La télédétection confirme enfin l'existence d'un remarquable réseau de failles diagonales, apparaissant au Sud de la Loire, entre la Divatte et l'Ognon, barrant le Pays Nantais, entre la basse vallée du Gesvres et la dépression de la Seilleraye et se prolongeant en direction du Bassin de Rennes (fig. 90). La présence d'un second faisceau du même type se confirme également plus à l'Ouest, en travers de l'Estuaire (Brière et Pays de Retz). Celle d'un troisième ensemble de failles diagonales transparait sur les images spatiales entre l'Erdre supérieure et le Bassin de Rennes.

En conclusion, la télédétection confirme le tracé de nombreux linéaments antérieurement connus, révèle des fractures nouvelles et permet de prolonger ou de souligner la continuité de nombreux accidents (fig. 91). Elle s'affirme comme un moyen d'investigation permettant de vérifier le quadrillage

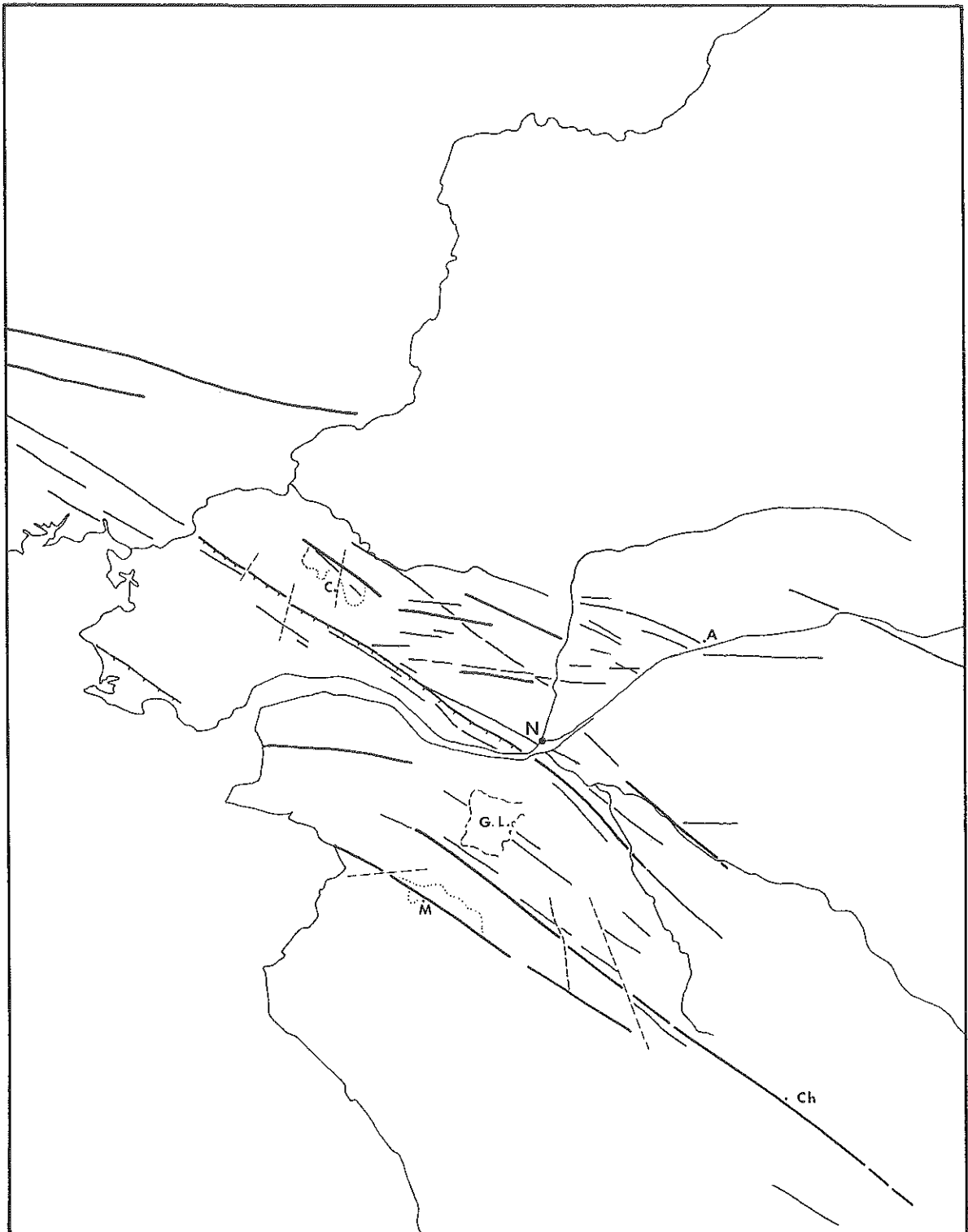


Fig. 87 Schéma d'interprétation tectonique d'images LANDSAT :
Les linéaments de directions "angevines" et "armoricaines"
(1/1 000 000)



Fig. 88 Schéma d'interprétation tectonique d'images LANDSAT :
Les linéaments de directions transversales
(1/1 000 000)

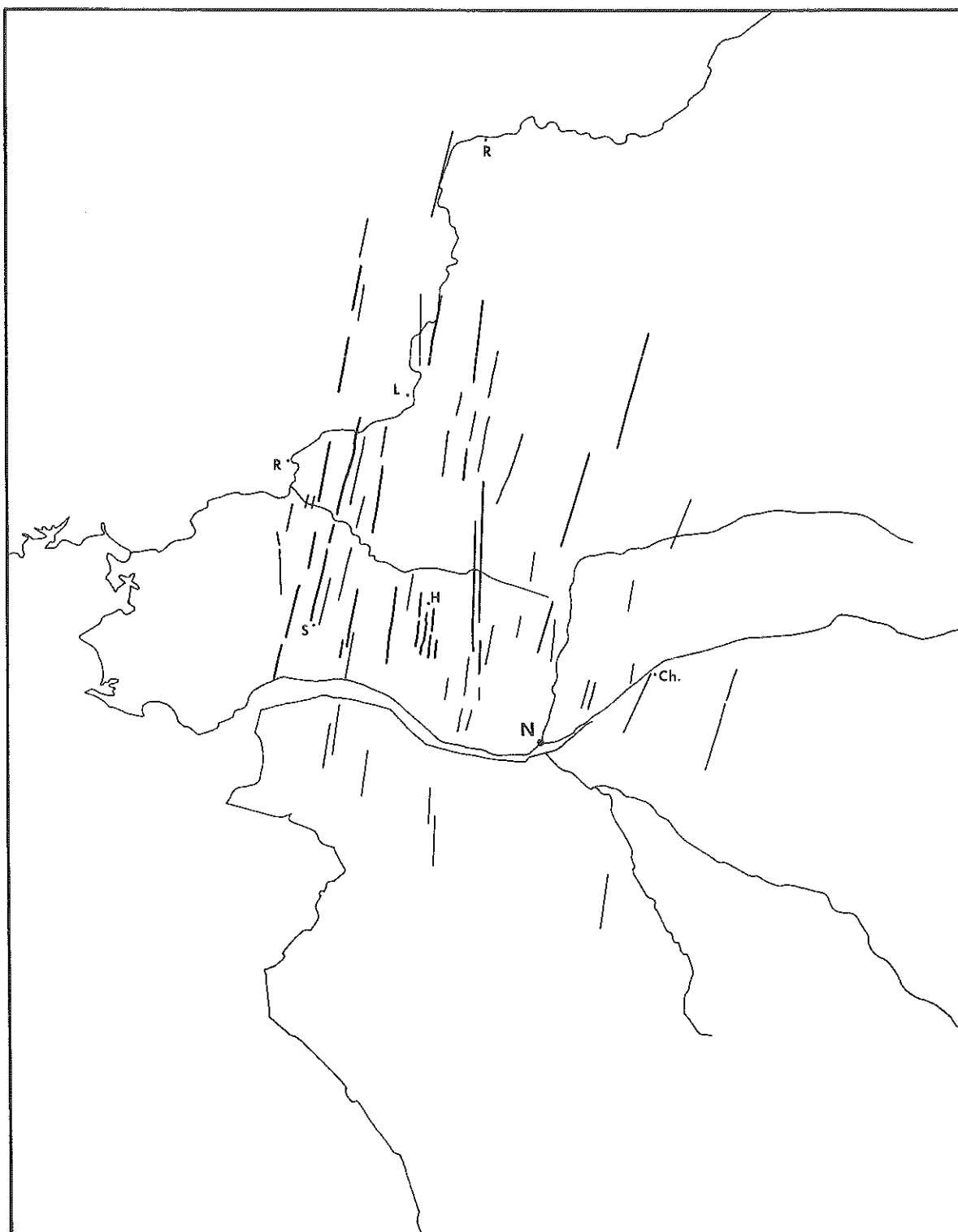


Fig. 89 Schéma d'interprétation tectonique d'images LANDSAT :
Les linéaments de directions sub-méridiennes
(1/1 000 000)

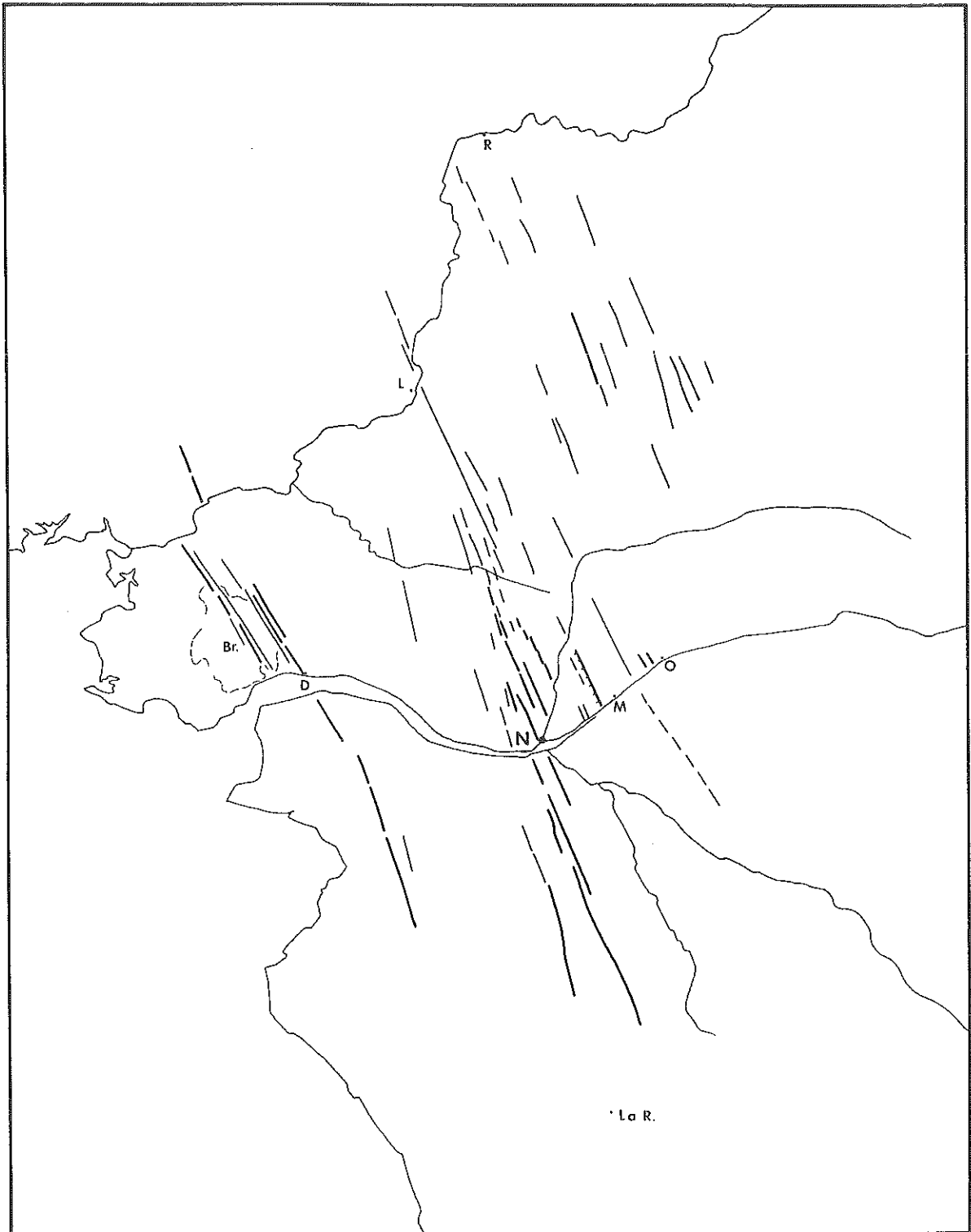


Fig. 90 Schéma d'interprétation tectonique d'images LANDSAT :
Les linéaments de directions diagonales
(1/1 000 000)

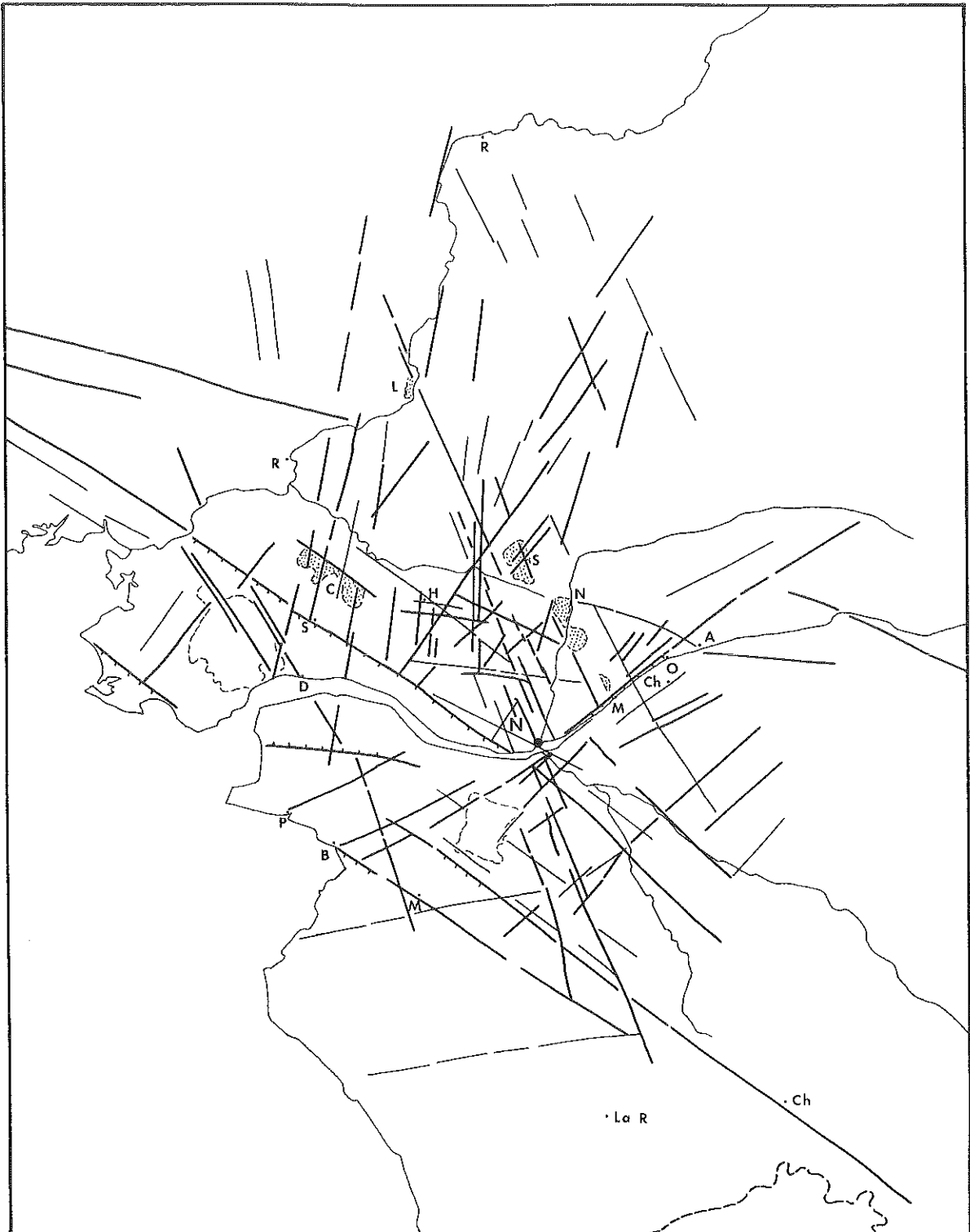


Fig. 91 Schéma d'interprétation tectonique d'images LANDSAT :
Synthèse des linéaments principaux dans la Région
Nantaise (1/1 000 000)

du socle local par des réseaux de failles complexes et de compléter efficacement la connaissance de leur géométrie.

La comparaison des tracés réalisés à partir des images spatiales et des relevés effectués sur le terrain ou d'après les cartes révèle enfin la place occupée par le site de Nantes par rapport à la fracturation du socle. La confluence nantaise concentre en effet tous les grands linéaments qui parcourent la région : Zone Broyée Sud-Armoricaine N 125°, Axe transversal Bourgneuf-Sablé N 45°, Axe diagonal Quessoy - Nort N 160°, Axe sub-méridien de l'Erdre inférieure N 10°, en même temps que les reliefs de failles les plus marquants dans le paysage : Sillon de Bretagne, Coteau de Mauves, blocs fracturés de Couëron, Basse Vallée de l'Erdre. Il se confirme ainsi, qu'en constituant le pivot du dispositif tectonique du Pays Nantais, cette confluence représente aussi l'un des principaux noeuds tectoniques du Massif Armoricaïn.

Néanmoins, la méthode a elle aussi des limites. Outre la part de subjectivité qui demeure au niveau de l'appréciation des critères de tonalités et de géométrie, et donc au niveau du choix des traces finalement retenues, le traitement des images spatiales de la région nantaise appelle deux remarques principales : l'une relative à la quantité des linéaments décelés, l'autre à la nature des linéaments décelables.

Il apparaît que le nombre d'images analysées, 16 images de la scène 217/O27 (Nantes), traitées en stéréoscopie avec autant d'images de la scène 216/O27 (Anjou), constitue un minimum suffisant pour proposer un premier schéma d'interprétation tectonique de la région, la majorité des linéaments retenus réapparaissant en effet sur plusieurs et parfois sur la totalité des enregistrements sélectionnés. Mais, un examen sommaire d'images choisies en dehors de cette première série de référence révèle aussitôt quelques linéaments nouveaux. Jusqu'à un certain point, la précision d'un tel schéma dépend donc partiellement du nombre d'images analysées. Par ailleurs, la perception des linéaments demeure principalement dépendante des différents teneurs du sol en humidité. Ce sont les failles drainantes qui ressortent le mieux sur les images, celles que soulignent les appareils hydrographiques ou les conditions locales du drainage. Réciproquement, la densité de la fracturation est telle que la plupart des vallées s'alignent sur des accidents tectoniques. Ainsi, la trame tectonique conditionne l'ordonnance des réseaux hydrographiques, mais ces derniers exploitent et finalement mettent en valeur certains types de linéaments de manière préférentielle. Quelques linéaments, apparemment principaux, s'observent sur toutes les images. D'autres, apparemment secondaires, n'apparaissent que sur certains canaux ou en certaines saisons. Or, la hiérarchie entre linéaments principaux et linéaments secondaires, tant en ce qui concerne l'ampleur des déformations (aspect cinématique) que les reliefs produits (aspect morphologique), demeure difficile à établir. A ce titre, la télédétection constitue un moyen d'analyse dont les résultats sont indissociables de ceux obtenus à d'autres échelles et avec d'autres méthodes, mais dont l'emploi comporte des imperfections analogues.

2/La succession des déformations

Les déformations post-orogéniques du Massif Armoricaïn ont suscité de nombreuses analyses au travers d'études soit spécifiquement tectoniques, soit gravimétriques, sédimentologiques ou régionales. Leurs conclusions aboutissent généralement à reconnaître que les orientations caractéristiques de la fracturation relative aux déformations considérées se rapportent le plus souvent à des axes en place dès le Primaire et consécutifs aux orogénèses et granitisations antérieures ou contemporaines de cette période. Dans ces conditions, l'activité tectonique post-orogénique des régions armoricaines et, parmi elles, du Pays Nantais, se serait exprimée pour l'essentiel à travers la réactivation d'accidents anciens.

Dans le cadre du Massif Armoricaïn en général, cette activité semble

se manifester dès le Crétacé, bien que les auteurs n'accordent pas la même importance à la tectogenèse paléogène et que certains d'entre eux n'attribuent à cette période que des mouvements précurseurs des déformations néogènes (S. Durand, 1960) (M. Gautier, 1967) (J. Estéoule-Choux, 1970). Il est généralement reconnu, cependant, que la répartition des gisements tertiaires bretons est conditionnée par des failles ou des décrochements, y compris celle des plus anciens, et que les dépôts sont en grande partie corrélatifs d'une tectogenèse saccadée, au sein de laquelle le "paroxysme post-helvétien" est unanimement considéré comme l'évènement majeur.

D'une façon générale, le dépôt des sédiments éocènes du Sud et de l'Est du Massif Armoricaire est associé à des mouvements subsidents reconnus (S. Durand et Y. Milon, 1959 a) (S. Durand, 1960) (J.P. Margerel, 1968). C. Klein estime que la reprise d'érosion qui a précédé les dépôts mésonummulitiques sur les marges normandes et mancelles du Massif Armoricaire est consécutive à des "mouvements du sol d'âge lutétien inférieur ou moyen", attribue la genèse de dômes et de cuvettes à des déformations du Bartonien inférieur ou moyen, et rapporte que des mouvements synsédimentaires du Bartonien supérieur se sont produits dans les mêmes régions (1975). J.P. Pinot a détecté des bombements et soulèvements d'ensemble, consécutifs à une "crise tectonique pré-pyrénéenne" se situant à la charnière Paléocène-Eocène sur le précontinent breton (1974).

Ces mouvements s'accroissent à l'Oligocène avec la formation ou l'approfondissement de nombreux bassins subsidents, comme ceux qui jalonnent l'axe Quessoy - Nort, le basculement de blocs et de touches de piano et le jeu d'accidents cassants de types diagonaux (S. Durand et Y. Milon, 1957) (S. Durand, 1960). Ainsi, C. Klein a distingué d'importantes subsidences en rapport avec une tectonique stampienne (1975, p. 524). J.P. Pinot a reconnu, à travers des compressions, ondulations et failles, affectant le plateau continental, les marques d'une crise tectonique "en rapport avec la phase pyrénéo-provençale" définie dans le domaine alpin et placée à la charnière Eocène-Oligocène (1974). F. Kerforne a été le premier à établir des comparaisons entre la répartition des bassins subsidents oligocènes bretons et les remplissages des fosses de Limagne ou d'Alsace, en les mettant en relation avec des failles cisailantes sub-méridiennes ou diagonales, interprétées comme tardi-hercyniennes à réjeux posthumes (F. Kerforne, 1924) (S. Durand et Y. Milon, 1957) (C. Klein, 1975, p. 514 et 526).

L'instabilité du socle et les subsidences se sont poursuivies au Miocène avec une intensité et une portée diversement appréciées selon les auteurs. C. Klein signale des déformations et des bombements burdigaliens sur les marges armoricaines, les juge évidemment moins importants que dans le Massif Central, mais leur accorde un rôle essentiel dans le rétablissement du drainage exoréique, interrompu auparavant, et dans l'organisation des pentes qui ont guidé l'équipement hydrographique actuel (1975, p. 558).

C'est à la suite du dépôt des faluns helvétiques que s'est déclenchée la crise tectonique tertiaire à laquelle sont généralement attribuées les plus fortes dénivellations verticales. Cette "crise post-helvétique" aurait déterminé la rhexistasie majeure du Tertiaire et aurait alimenté la sédimentation détritique du Pliocène (S. Durand et J. Estéoule-Choux, 1974).

Les sables rouges représenteraient donc les dépôts corrélatifs de cette reprise d'érosion. Leurs dépôts principaux, dans des "pièges à sédiments", témoigneraient d'une persistance de l'activité tectonique, caractérisée par des mouvements subsidents et des rejeux verticaux, pendant le Pliocène. C. Klein reconnaît que des mouvements du sol se sont manifestés pendant et après le dépôt des sédiments redoniens. J.P. Pinot définit une crise "ponto-plio-quadernaire" survenue dès le Pontien, poursuivie jusqu'au Quaternaire inclus et matérialisée sur le précontinent par des cassures à rejets importants.

Les dislocations crétacées et tertiaires propres au Massif Armoricaire ont été attribuées aux "contrecoups des plissements alpins et pyrénéens"

(S. Durand et Y. Milon, 1959 a) (M.J. Graindor, 1961). Plus récemment elles ont été mises en rapport avec l'ouverture de l'Atlantique et du Golfe de Gascogne en fonction d'interprétations relatives à la tectonique des plaques (J. Garreau, 1977) (J.J. Chauvel, M. Robardet et J.P. Lefort, 1979).

Des indices de rejeux post-pliocènes ont été décelés ou supposés en plusieurs circonstances à travers le Massif Armoricaire. Ils concernent surtout des dénivellations de sables rouges (M. Gautier, 1963) (M. Ters, 1969, Carte géologique au 1/50 000, Nantes), voire des déformations récentes de dépôts marins (M. Gautier, 1953 et 1970) (L. Barbaroux, 1972) (D. Prigent, 1978). C. Klein admet que des mouvements se sont produits après le dépôt des terrains qu'il associe au "cycle redonien" et se sont poursuivis au moins jusqu'à "l'extrême fin du Tertiaire" ("Composante tectonique de la crise villafrançaise"). J.P. Pinot conclut pour sa part à la jeunesse et au dynamisme des formes armoricaines submergées.

Les arguments relatifs à l'activité tectonique post-orogénique du Massif Armoricaire témoignent donc d'une certaine continuité de celle-ci depuis le début du Tertiaire, tout au moins de l'Oligocène. Certains suggèrent une construction très récente du relief. Les propriétés morphotectoniques du Pays Nantais vont dans ce sens, mais présentent plusieurs traits originaux.

21/ Les marques de tectogenèses tertiaires d'ampleur limitée

Il est possible que les déformations tertiaires survenues dans le Pays Nantais aient succédé à des mouvements précurseurs fini-secondaires comparables à ceux qui ont engendré les zones subsidentes vendéennes à remplissage crétacé (J. Louail, 1981) (J.M. Viaud, 1978 et 1979). Les restes cénomaniens remaniés à la base du Sillon de Bretagne sont les seuls indices d'un relief éventuellement différencié dans ce secteur.

Les dépôts yprésiens (argiles à pollens des sables de Savenay) et lutétiens (calcaires à Miliolites de La Chudais), qui se trouvent au pied du Sillon de Bretagne, témoignent de la présence d'un paléorelief à cet endroit dès l'Eocène et évoquent, eux aussi, l'intervention de dislocations précoces du socle. La sédimentation éocène, étendue et variée à Campbon, plus tardive et moins profonde à Saffré, atteste l'existence d'aires subsidentes à l'Ouest et au Nord du Pays Nantais dès le début du Tertiaire. En regard de ces deux faits, l'inclinaison du fond rocheux du bassin de Campbon sous les sédiments lutétiens vers le Nord (Coteau de Saint-Gildas - Quilly), c'est-à-dire dans le prolongement de la surface du Plateau Nantais, milite en faveur d'un gauchissement ou d'un basculement précoce de cette dernière en direction des secteurs subsidents situés plus au Nord. La configuration attribuée aux "golfs lutétiens", à la périphérie de l'espace occupé par le Plateau Nantais, tend à confirmer cette interprétation, sans qu'on sache exactement si les dépôts éocènes, aujourd'hui cantonnés dans les zones qui comptent toujours parmi les plus basses de la région, ont totalement épargné des secteurs initialement surélevés, ou ont disparu de domaines ultérieurement soulevés (fig. 15). Ces déformations sont liées à la réactivation de failles de directions armoricaine (Z.B.S.A., axe Saint-Gildas - Quilly, axe Campbon - Malville), mais aussi diagonale (faille oblique du seuil du Bolhet, entre les dépressions de Dréfféac et de Campbon) (A. Guilcher, 1948) (J.P. Margerel, 1979). Elles seraient en rapport avec des mouvements précoces du socle, probablement lutétiens, qui auraient d'abord concerné la partie occidentale du Pays Nantais.

La nature et l'épaisseur des remplissages sédimentaires des bassins de Saffré et de Nort sont les seuls éléments permettant d'apprécier le style des déformations oligocènes locales. Les prospections gravimétriques et les sondages relatifs à ces bassins y révèlent des effondrements de plusieurs centaines de mètres, en rapport avec une importante sédimentation oligocène syntectonique (Chap. 2, § 11). Les dépôts indiquent que les mouvements subsidents amorcés à l'Eocène au Nord Ouest du Pays Nantais se sont accentués à l'Oligocène, en progressant vers l'Est. Ces mouvements paraissent en relation

avec la réactivation des failles diagonales, qui encadrent les bassins considérés, et avec celle du linéament Quessoy - Nort, qui joue vraisemblablement un rôle dynamique fondamental dès cette époque. Il s'agit de mouvements syn-sédimentaires à forts rejets verticaux localisés, qui provoquent la subsidence active des marges septentrionales du Pays Nantais, à l'emplacement du couloir de l'Isac, qui s'accompagnent peut-être de coulissages et de déformations distensives à rejets horizontaux, mais qui ne laissent rien préjuger de l'évolution des secteurs situés plus au Sud. En fait, tout porte à croire que le relief du Pays Nantais était encore très peu différencié à cette époque.

De même, les marques d'une persistance des déformations accomplies à l'Oligocène ou d'une tectogenèse spécifique du Miocène ne transparaissent ni à travers les caractères de la sédimentation, ni à travers ceux de l'équipement hydrographique (Chap. 2, § 125). Les gisements redoniens demeurent eux-mêmes très rares, très ponctuels et se répartissent entre une dizaine de mètres (La Dixmérie, Le Bas-Briacé) et une quarantaine de mètres d'altitude absolue (Sainte-Lumine-de-Clisson).

La répartition des sables rouges pliocènes traduit par contre l'influence d'une crise, qualifiable de "post-helvétienne" ou de "ponto-pliocène", survenue entre la régression helvétienne et la transgression pliocène, responsable de dislocations notables du socle et génératrice de volumes topographiques inaugurant les formes du relief actuel. Cette crise s'est marquée par le rejeu de failles directionnelles et diagonales, par des déformations à rejets verticaux relativement modérés, le long du Sillon de Bretagne et du Coteau du Chemin Nantais et par l'exhaussement probable des plateaux à partir des vousoirs du Temple et du Cellier. Elle a surtout provoqué des affaissements relatifs (Plateforme de Carquefou, Fossé de la Seilleraye) ou prorogé des mouvements subsidents (Bassin de Saffré) qui ont encore accentué leurs effets vers l'Est (Bassin de Nort - Petit-Mars). Mais la répartition des sables rouges, seuls sédiments relativement répandus dans la région, indique une submersion complète des reliefs "ponto-pliocènes". Or on sait que ces sables conservent partout des caractères littoraux ou pré-littoraux, qui témoignent d'une immersion sous une tranche d'eau peu profonde, et par conséquent d'une très faible énergie initiale de ces reliefs. De plus, l'absence de remblaiements pliocènes prouvés au fond ou le long des vallées actuelles reste significative d'un encaissement nul ou modéré du réseau et de l'existence d'un environnement peu contrasté lors de l'épisode "ponto-pliocène". Il apparaît donc que la particularité locale de la "crise post-helvétienne" est d'avoir produit des rejeux moins importants que dans la plupart des autres régions du Massif Armoricaïn et d'avoir finalement engendré des reliefs encore peu différenciés.

L'épaississement des dépôts de sables rouges dans les dépressions continuellement ou épisodiquement subsidentes depuis le début du Tertiaire, en particulier dans le bassin de Nort, prouve la persistance des déformations pendant la sédimentation pliocène et la migration des phénomènes de subsidence toujours plus loin vers l'Est, vers le champ de failles diagonales qui barre le centre du pays.

En conclusion, les déformations tertiaires propres au Pays Nantais paraissent procéder pour l'essentiel, comme dans les autres régions armoricaines, d'une réactivation des axes tectoniques en place depuis le Primaire, en particulier de failles de directions armoricaine et diagonale ; elles relèveraient donc d'une dynamique nouvelle, plus que de la création d'une fracturation spécifique du socle. Cette dynamique semble se caractériser par des mouvements relativement étendus dans le temps, puisque entamés dès le début du Tertiaire, parmi lesquels les données sédimentologiques et géomorphologiques signalent au moins trois paroxysmes probables : à l'Eocène (Lutétien ?), à l'Oligocène (Stampien ?), au "post-Helvétien" et au Pliocène ("crise ponto-pliocène"). Ce dernier, sans doute le plus remarquable sur le plan paléogéographique, semble

associé aux déformations à rejets verticaux les plus marqués et à la création des reliefs préfigurant les paysages actuels. Il demeurerait cependant limité par rapport aux effets généralement imputés dans l'Ouest à la crise "post-helvétienne".

La tectonique tertiaire s'est en effet surtout manifestée dans le Pays Nantais par des phénomènes de subsidence active, éventuellement assortis de coulissages et distensions, l'accumulation de dizaines, voire de centaines de mètres de sédiments dans quelques secteurs privilégiés, n'impliquant nullement le rehaussement concomitant des secteurs voisins. Ces phénomènes de subsidence ont caractérisé une région demeurée relativement déprimée et topographiquement peu différenciée jusqu'à la fin du Tertiaire, comme le confirment le nombre et l'étendue des traces de transgressions par rapport aux autres régions du Massif Armoricaïn.

Les aires subsidentes témoignent d'une persistance des affaissements localisés pendant la majeure partie du Tertiaire, donc de la permanence des mêmes contraintes. Les principales se concentrent au Nord du Pays Nantais (Campbon, Saffré, Nort) où, au premier abord, elles semblent jalonner les vieilles orientations structurales du socle. En fait, l'axe majeur des déformations tertiaires n'est pas Ouest-Est mais Nord Ouest-Sud Est, c'est-à-dire dans l'axe des compartiments subsidents de Saffré, Nort, Petit-Mars, Carquefou, La Seilleraye et, éventuellement, Goulaine, donc en travers du Pays Nantais. Cet axe est celui des grandes failles diagonales N 160°, auxquelles se trouvent associés plusieurs reliefs actuels, dont le Coteau du Chemin Nantais. C'est également celui du grand linéament Quessoï - Nantes, dont la réactivation périodique semble avoir finalement constitué le foyer dynamique des déformations du socle du Pays Nantais pendant le Tertiaire.

22/L'influence fondamentale d'une tectogenèse néotectonique sur la mise en relief du Pays Nantais

Le relief actuel du Pays Nantais est fondé sur la juxtaposition de deux plateaux triangulaires de dimensions inégales (le Plateau Nantais et le Plateau du Cellier), articulés sur la charnière de l'Erdre, inclinés vers le couloir de l'Isac et les bassins situés sur leurs marges septentrionales (Campbon, Saffré, Nort), rehaussés à partir de deux vousoirs (Le Temple et Le Cellier) et à partir de deux coteaux situés sur leurs bordures méridionales (le Sillon de Bretagne et le Coteau de Mauves).

Ce relief résulte de déformations néotectoniques dont la détermination s'appuie sur des critères sédimentologiques (la dénivellation d'affleurements de sables pliocènes de types littoraux ou pré-littoraux) et sur des critères géomorphologiques (la dislocation de niveaux d'aplanissement rapportés au Pléistocène ancien).

L'étude détaillée des versants et de leur environnement a montré que ces déformations se répartissent en deux générations successives, d'ampleurs probablement inégales, postérieures l'une et l'autre à la régression finipliocène, mais entrecoupées d'une période de calme tectonique suffisante pour autoriser l'accomplissement d'une glaciplanation des pourtours de la Surface fondamentale, ainsi que le dépôt corrélatif de nappes caillouteuses. La première de cette série de déformations, qualifiée de "plio-quadernaire" est postérieure au dépôt des sables rouges pliocènes et antérieure à la glaciplanation, elle-même rapportée au "Pléistocène ancien" ; elle se placerait donc à la charnière Pliocène-Quadernaire. La seconde, provisoirement qualifiée de "pléistocène", est postérieure à cette glaciplanation et se place à l'intérieur du Quadernaire.

221/La crise plio-quadernaire

L'argumentation relative à l'intervention d'une crise plio-quadernaire repose sur l'analyse de la base du Sillon de Bretagne (gauchissement longitudinal du bloc affaissé favorisant la glaciplanation simultanée de sa surface et de celle du bloc soulevé à partir des secteurs déprimés), du profil du Coteau

du Chemin Nantais (enregistrant l'affaissement de la Plate-forme de Carquefou avant que celle-ci ne constitue l'un des niveaux de base de la glacioplanation), du modelé de la Vallée de la Seilleraye (notamment effondrée avant la glacioplanation), du revers du Plateau Nantais (infléchi vers le Nord et le Nord Est après le dépôt des sables rouges, mais avant son recoupement par le plan du glacis d'Héric) et de dislocations mineures d'interfluves (Vallée de l'Hocmard par exemple) (Chap. 3, § 261, Chap. 4, § 422 et 522, Chap. 5, § 133 et 213).

La tectogenèse plio-quadernaire se serait traduite par le gauchissement du socle à l'emplacement des plateaux actuels, par l'accentuation de la subsidence des dépressions (Nort, Seilleraye, ...), par des mouvements différentiels verticaux à rejets limités, inégaux et discontinus, l'influence de ces derniers paraissant toutefois plus importante sur les bordures occidentales du Plateau du Cellier, directement axées sur des failles diagonales (Chemin Nantais, Seilleraye), que sur celles du Plateau Nantais, alignées sur des failles armoricaines (Sillon de Bretagne).

Cette tectogenèse semble poursuivre les déformations "pliocènes", elles-mêmes consécutives au paroxysme "ponto-pliocène", à cause de certains de ses aspects cinématiques (affaissements réalisés à l'emplacement des aires antérieurement subsidentes). Elle s'en distingue cependant parfaitement sur le plan chronologique pour deux raisons principales. Les déformations plio-quadernaires ont dénivélé les sables rouges pliocènes, en gauchissant la Surface fondamentale que ceux-ci fossilisent et en créant les niveaux de base nécessaires aux processus de glacioplanation, donc avant l'attaque de cette surface par ces processus. Les nappes caillouteuses du Pléistocène ancien sont les dépôts corrélatifs de la rhexistasie qui a suivi ces déformations, comme les sables rouges sont les dépôts corrélatifs de la rhexistasie consécutive à la crise ponto-pliocène.

222/La crise pléistocène

L'argumentation relative à l'intervention de la crise pléistocène repose essentiellement sur la dislocation et la dénivellation d'éléments de glacis post-pliocènes porteurs ou non de nappes caillouteuses corrélatives (Sillon de Bretagne, gradins bordiers du Bassin de Campbon, Coteau du Chemin Nantais et Coteau de Nort-Languin, Plate-forme de La Chapelle-sur-Erdre, interfluves du Gesvres et de l'Hocmard) et sur les propriétés de certains éléments du modelé en creux (Vallées du Hâvre et de la Seilleraye, coulées du Sillon de Bretagne et du Coteau de Mauves) (Chap. 4, § 42 et 52, Chap. 5, § 11 à 22).

La tectogenèse pléistocène a réemployé et réactivé des accidents plus anciens, appartenant à toutes les orientations précitées et a accentué les déformations survenues depuis la crise ponto-pliocène ; mais elle s'est principalement traduite par des rejeux à rejets verticaux, atteignant localement plusieurs dizaines de mètres et en tout cas supérieurs aux mouvements enregistrés lors de toutes les crises précédentes ; elle s'est accompagnée de l'approfondissement relatif des dépressions subsidentes préexistantes (bassins périphériques, fossé de la Seilleraye) et vraisemblablement aussi de phénomènes distensifs limités (biefs des vallées de 2ème et de 3ème ordres).

Elle peut être considérée comme la principale tectogenèse survenue dans la région nantaise depuis le début du Tertiaire, tout au moins par ses conséquences morphologiques. Son influence sur la physionomie du relief actuel est en effet primordiale, puisqu'elle peut être jugée responsable du soulèvement et du gauchissement vers le Nord de la majeure partie des plateaux, de la dislocation des surfaces élaborées antérieurement (Surface fondamentale et glacis), des dénivellations d'interfluves, du rehaussement des principaux coteaux (en particulier de ceux qui dominent actuellement la vallée et l'estuaire de la Loire), du réajustement de certains réseaux et, indirectement, de l'incision du relief (Chap. 7).

Cette tectogenèse est difficile à situer à l'intérieur du Quaternaire. Il est possible qu'elle ait débuté pendant le façonnement des glacis qui est

rapporté au Pléistocène ancien, mais dont l'âge demeure lui-même imprécis, et qu'elle ait poursuivi une série de déformations limitées accomplies après le Plio-Quaternaire. Le long d'une ligne Héric - Fay-de-Bretagne, le Glacis d'Héric présente en effet une légère rupture de pente, inférieure à 10 m de dénivellation, qui subdivise ponctuellement sa surface en deux paliers adjacents, également nappés de cailloux du Pléistocène ancien. Cette dénivellation mineure suggère une instabilité éventuelle des niveaux de base voisins et des aires subsidentes correspondantes (Bassin de Nort entre autres) au cours de l'élaboration des glacis. Mais les caractères généraux du relief local indiquent que les rejeux principaux sont nettement postérieurs à la glaciplanation, même s'ils se placent vraisemblablement au début du Quaternaire.

L'analyse des modelés fluviaux et des versants de vallées reste le seul moyen pour traiter ces questions de datation avec plus de précision (Chap. 7). Il reste à noter que la crise "pléistocène", pourtant présentée comme majeure, ne se marque par aucun dépôt comparable à ceux qui ont succédé aux deux paroxysmes tectoniques antérieurs (sables rouges et nappes caillouteuses). Un déblaiement préalable de la majeure partie des matériaux mobilisables (altérites), une moindre agressivité des épisodes rhexistasiques caractéristiques du Quaternaire sur le plan local, peuvent contribuer à expliquer ces différences (Chap. 9).

Les données de la sismicité historique tendent à montrer que la région est restée tectoniquement instable pendant le Quaternaire. Le Sud et l'Est du Massif Armoricain comptent effectivement parmi les régions les plus sismiques de France après les Alpes et les Pyrénées. La Z.B.S.A. est le siège d'une activité sismique régulière, dont l'intensité dépasse parfois le niveau VII. En dehors du cas de l'axe Quessoy - Nort - Nantes, déjà mentionné, les grands linéaments qui convergent en direction de la confluence nantaise s'alignent tous sur des concentrations d'épicentres remarquables (J. Vogt et al., 1979) (J.J. Chauvel, M. Robardet et J.P. Lefort, 1979) (M. Gautier, 1980 a et b).

223/Interprétation cinématique

Les déformations néotectoniques se différencient des déformations tertiaires par l'intervention de rejeux verticaux relativement remarquables, lesquels sont responsables de la mise en relief du Pays Nantais. On observe que ces rejeux concernent deux séries d'accidents très différents : ceux qui appartiennent au réseau diagonal et qui barrent le centre du Pays Nantais, d'une part, ceux qui se rapportent au Sillon de Bretagne et au Coteau de Mauves, mais dont les orientations s'opposent fondamentalement, d'autre part.

De façon à inscrire les rejeux d'accidents aussi dissemblables à l'intérieur d'un schéma cinématique cohérent, l'origine des contraintes génératrices des déformations néotectoniques doit être recherchée du côté des bassins subsidents vers lesquels convergent l'ensemble des plates-formes, ainsi d'ailleurs que les principales failles diagonales, plutôt que de celui des "voussoirs" et des coteaux qui s'alignent plus au Sud sur des accidents armoricains ou transversaux et qui représentent pourtant les éléments majeurs des paysages actuels. Il apparaît en effet que les explications proposées dans le cadre restreint de l'analyse du Plateau du Cellier peuvent être élargies à l'ensemble du Pays Nantais (fig. 92).

D'où l'interprétation suivante :

- Le Bassin de Nort-sur-Erdre et son double, le Bassin de Petit-Mars, continuent de s'affaisser dans la suite des déformations tertiaires.
- Leur subsidence, éventuellement plus prononcée qu'au cours des tectogenèses antérieures, entraîne le basculement généralisé du Plateau Nantais et du Plateau du Cellier vers le Nord.
- Ce basculement provoque le rejeu corrélatif et simultané du Sillon de Bretagne et du Coteau de Mauves. Le rehaussement des marges Sud du Pays Nantais ne résulterait donc que de déformations induites et de mouvements compensatoires des

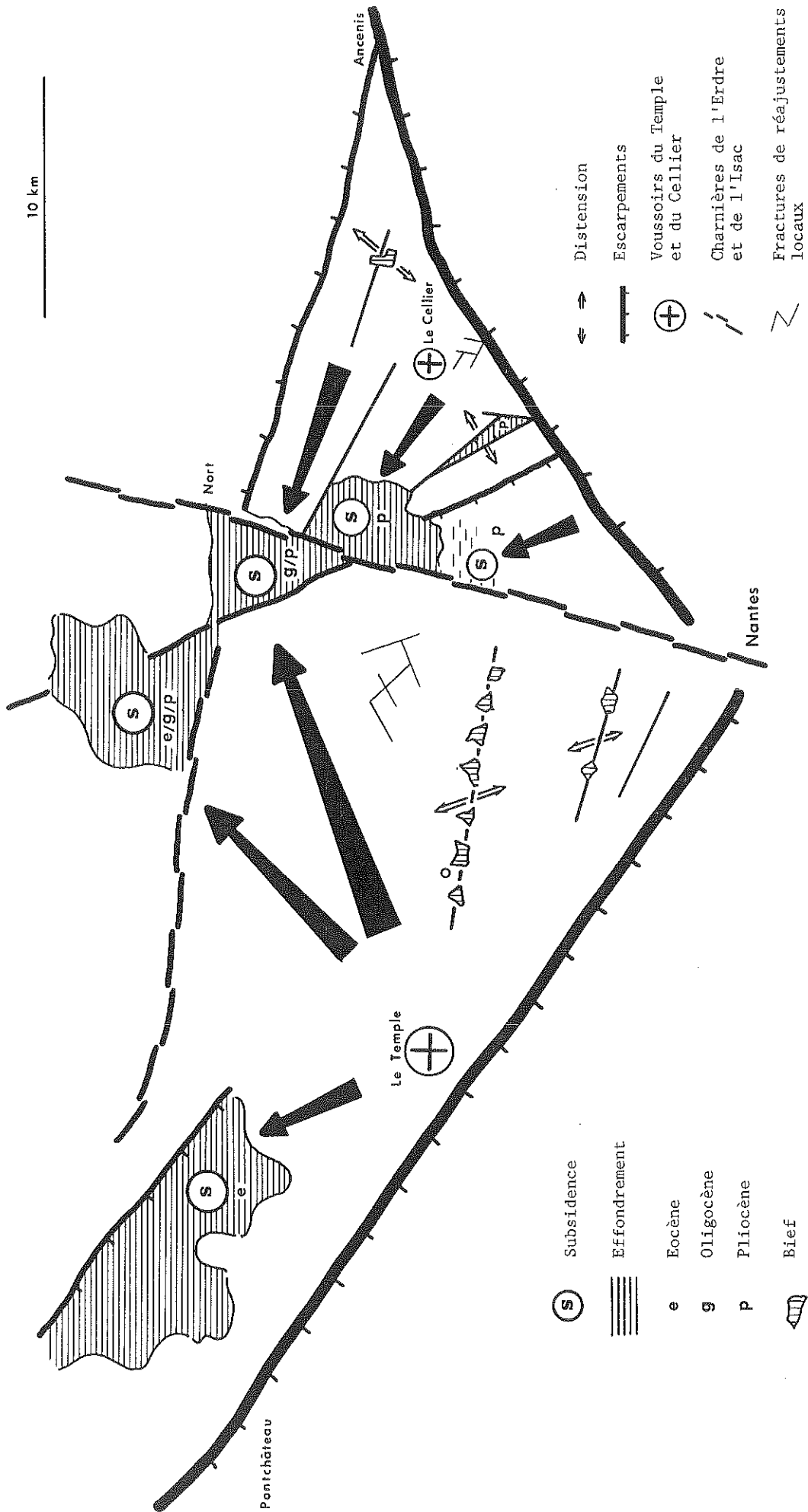


Fig. 92 Les principes de la déformation du socle du Pays Nantais

subsidiences enregistrées plus au Nord. Le rejeu des failles sur lesquelles s'alignent le Sillon de Bretagne et le Coteau de Mauves ne constituerait que l'épiphénomène d'un basculement généralisé du socle vers le Nord. Ce qui se présente actuellement comme la façade du Pays Nantais n'en formerait finalement que l'arrière-corps, contourné par la Loire.

- Dans le mouvement ainsi déclenché, la partie centrale du Pays Nantais enregistre un affaissement relatif par rapport aux compartiments encadrants tout en subissant elle aussi un gauchissement vers le Nord, ce qui provoque l'individualisation de la Plate-forme de Carquefou. Cet affaissement localisé témoigne d'une migration des phénomènes de subsidence vers le Sud à partir du Bassin de Nort. Il s'accompagne d'un rejeu concomitant de failles diagonales bordières, ce qui entraîne notamment la mise en place du Coteau du Chemin Nantais. La Plate-forme de Carquefou et le Plateau Nantais, plus précisément sa bordure orientale (Glacis de La Chapelle-sur-Erdre), s'affrontent dans leur convergence vers le Nord, le long de l'axe de l'Erdre. Celui-ci fonctionne en l'occurrence comme une véritable charnière, ce qui s'exprime dans le détail par un fractionnement du socle selon des axes sécants ; d'où des blocs basculés (Glacis de La Chapelle-sur-Erdre) et des touches de piano (Plate-forme de Carquefou), conditionnés, les uns comme les autres, par des failles transversales et diagonales. - Les déformations engagées s'assortissent de réajustements à l'emplacement des plateaux : dislocations verticales mineures, comme celles des replats-glacis du Gesvres inférieur et du bassin-versant de l'Hocmard, par exemple, mais surtout distensions ponctuelles induites, d'où l'affaissement supplémentaire de la dépression de la Seilleraye, encore entre des failles diagonales, et, sous une forme plus réduite, la création des "biefs" dans l'axe des "alvéoles".

Le relief du Pays Nantais est surtout quaternaire, puisqu'il résulte pour l'essentiel des mouvements néotectoniques précités. Ces mouvements se sont produits en deux temps. Les premiers ("plio-quaternaires") n'ont joué qu'un rôle précurseur, sauf précisément au centre du dispositif, le long des failles diagonales et des compartiments subsidents, où les rejets furent un peu plus importants qu'aux alentours, d'où les particularités paléogéographiques, mais aussi morphologiques de la Plate-forme de Carquefou et du Coteau du Chemin Nantais : l'une sert de plan de départ à la glaciplanation des pourtours de la surface du Plateau Nantais, l'autre bloque la propagation de la glaciplanation vers le Plateau du Cellier (Chap. 5, § 13). Les seconds ("pléistocènes") ont joué un rôle majeur dans l'édification du relief, notamment avec la mise en place du Sillon de Bretagne et le rehaussement du Coteau de Mauves.

Les interprétations qui précèdent impliquent encore les remarques suivantes :

- Le Bassin de Nort et ses homologues (Marais de Petit-Mars et, secondairement, Plate-forme de Carquefou), ont été le moteur des déformations néotectoniques.
- L'affaissement des bassins précités n'est que l'ultime expression des subsidiences engagées aux mêmes endroits depuis le début du Tertiaire, en particulier depuis l'Oligocène. Les coteaux s'alignent sur des accidents périodiquement réactivés pendant la même période. Les distensions se sont produites à l'emplacement de zones déjà déprimées au moins depuis le Pliocène pour la Vallée de la Seilleraye, et peut-être depuis le Paléogène pour les alvéoles. En conséquence, les déformations néotectoniques ne sont que la suite des déformations tertiaires et procèdent vraisemblablement d'une dynamique analogue.
- Les failles diagonales paraissent avoir joué un rôle majeur à propos de cette dynamique, au Tertiaire, comme au Quaternaire.

3/ Les relations entre la tectogenèse et l'installation des réseaux hydrographiques

31/ Les principes généraux de l'organisation des réseaux hydrographiques des marges armoricaines : l'enseignement des travaux antérieurs

Il est généralement admis que l'essentiel des réseaux était tracé au

Néogène, que l'organisation du drainage fut principalement commandée par la crise "post-helvétienne" et que la majorité des vallées évoluèrent comme des "ria pré-pliocènes" dans le Massif Armoricain (G. Denizot, 1924-1926) (Y. Milon, 1929) (A. Meynier, 1940) (M. Gautier, 1947) (A. Guilcher, 1948 a) (M. Ters, 1958 et 1959) (S. Durand, 1960) (C. Klein, 1975). Cette opinion se fonde principalement sur la répartition de gisements de sables rouges, ou de sédiments antérieurs, parfois situés au fond ou sur les bords des vallées. Elle implique une relative modération de la tectonique depuis le paroxysme post-helvétien, en même temps qu'une certaine minceur ou discontinuité des recouvrements sédimentaires néogènes, pour autoriser la réutilisation des tracés des vallées à la suite des transgressions.

Les avis diffèrent cependant sur l'interprétation des dépôts miocènes situés aux abords des vallées, sur l'existence d'un creusement pré-helvétien et sur celle d'une topographie pré-helvétienne différenciée ; S. Durand estime par exemple, que les dépôts faluniens ne peuvent être compris comme le remplissage de vallées préexistantes, mais au contraire comme "l'origine de sources importantes" (1960 et 1974). Ils diffèrent également sur l'ampleur de la fossilisation - partielle ou complète - des vallées par les sables rouges et, implicitement, sur l'importance du creusement post-pliocène ; de nombreux auteurs reconnaissent en effet que si les réseaux étaient au moins ébauchés dès le Pliocène, le creusement des vallées lui-même est principalement postérieur à cette époque, ce que démontre le perchement de placages de sables rouges sur les rebords de nombreuses vallées (Y. Milon, 1937) (A. Meynier, 1940 et 1964) (S. Durand, 1960) (J. Choux, 1956).

G. Denizot a mis en évidence le rôle d'une reprise d'érosion post-helvétienne dans les pays de la Loire. En se fondant sur la répartition des affleurements de sables rouges au Nord du Pays Nantais, il a attribué à la Loire un cours pré-pliocène Est Sud Est - Ouest Nord Ouest, passant par Ingrandes, Saint-Herblon, Pont-Esnault, Nort-sur-Erdre et communiquant alors avec la Brière par le "Pertuis de Pontchâteau". Selon G. Denizot, le tracé actuel de la Basse-Loire, à l'aval d'Ingrandes et d'Ancenis, ne daterait que du Quaternaire (1924-1926).

C. Klein a fourni une interprétation générale de la mise en place et de l'encaissement du réseau hydrographique des marges armoricaines en fixant les étapes préparatoires dès le Miocène inférieur (1975, p. 576-591). Selon cet auteur, des bombements burdigaliens créent les pentes qui influencent la mise en place du réseau et qui favorisent le rétablissement du drainage endoréique, lequel est amorcé depuis le Stampien et succède lui-même à une longue période "d'endoréisme mésonummulitique". L'existence d'une topographie différenciée pré-helvétienne, produite par une reprise d'érosion consécutive aux bombements burdigaliens, mais interrompue par l'"ingression falunienne", peut se déduire des traces de vallées pré-faluniennes, en particulier dans les Mauges, ce qui diffère des interprétations formulées par S. Durand à propos des vallées bretonnes.

C'est au Miocène moyen, d'après C. Klein, que se produisent "les étapes décisives de l'équipement hydrographique" et que se créent "les traits fondamentaux de sa configuration actuelle", en liaison avec "l'épisode falunien", en fonction des déformations qui ont accompagné la transgression falunienne et en rapport avec une humidification du climat helvétien ; ainsi, le plan du drainage est établi pour l'essentiel lorsqu'intervient "la reprise d'érosion qui matérialise la coupure Miocène supérieur-Pliocène".

C'est lors du retrait de la Mer des Faluns que la Loire tourangelle et angevine aurait emprunté son cours Ingrandes - Pontchâteau par Nort, dans le cadre d'un drainage précoce vers l'Atlantique, ultérieurement jalonné par les sables rouges. C. Klein souscrit au schéma de G. Denizot, indique que jusqu'au Plio-quaternaire le Pays Nantais n'aurait recueilli "que des eaux vendéennes" et envisage l'existence d'une haute Erdre pré-pliocène dont la vallée aurait

également piégé une partie des sables rouges de la région ; cette "artère" Est Nord-Ouest Sud Ouest, sub-parallèle au tracé de la Loire de l'époque, se serait dirigée vers les bassins de Nort - Saffré, à tendance subsidente persistante pendant le Tertiaire. La localisation des faluns helvétiques et des sables rouges pliocènes incite à penser que les rivières pré-pliocènes "ont réoccupé des vallées pré-helvétiques sur tout ou partie de leurs cours" (C. Klein, 1975, p. 609-648).

C. Klein accorde donc à la "crise mio-pliocène", située entre les transgressions helvétique et redonienne un rôle fondamental dans l'incision des vallées et dans la dissection de "la Pénéplaine de l'Ouest de la France". Cette crise est provoquée par les déformations associées au paroxysme tectonique post-helvétique, plus qu'à des facteurs climatiques ou eustatiques. Son empreinte dans le relief est d'une "ampleur et d'une énergie inégales au cours des temps post-hercyniens et pré-redoniens" ; son efficacité serait équivalente dans toutes les régions armoricaines ; son intérêt particulier réside, selon C. Klein, dans son association à une coupure majeure de l'histoire géologique régionale, marquée par le fait que l'évolution du relief, soumise à un "régime acyclique" jusqu'à l'Helvétien, se poursuit en "régime cyclique" à partir du Miocène supérieur (1975, p. 673-697).

Les sédiments pliocènes recouvrent de façon probablement discontinue une topographie pré-redonienne nettement différenciée. C. Klein estime, en prenant pour exemple le cas de l'Erdre supérieure entre Candé et Nort, que les sables rouges ont fossilisé des vallées presque aussi creusées qu'actuellement. Il pense, contrairement à G. Denizot, que de nombreuses rivières ont retrouvé leur tracé pré-redonien à la suite de la régression fini-pliocène et admet, comme A. Guilcher, que ces rivières ont facilement repris possession de leurs anciens thalwegs, en raison du comblement irrégulier et incomplet des vallées pré-redonienne par les sables rouges et du maintien de "sillons" à l'emplacement des vallées considérées. Selon C. Klein, la dissection du relief est donc un phénomène pré-redonien et les actions post-redonienne auraient eu pour principal effet d'exhumer des formes héritées, à partir de recouvrements pliocènes discontinus (G. Denizot, 1924-1926) (A. Guilcher, 1948) (C. Klein, 1975, p. 722).

Pour C. Klein, comme pour G. Denizot, la Loire n'aurait acquis son tracé actuel entre Ancenis et la mer qu'au Villafranchien, dans le cadre d'un encaissement et de mouvements tardifs du socle. Le "bouleversement" du drainage de ce secteur se serait marqué par "la désaffection du Pertuis de Pontchâteau" et par "le détournement de la Basse-Loire vers le creux Nantais", en raison de déformations supposées associées au "rehaussement du Horst de Pouillé", à "la réactivation du Sillon de Bretagne" et "à la subsidence des cuvettes de Goulaine et de Saint-Philbert-de-Grand-Lieu" (1975, p. 560 et 732).

32/ Les caractères spécifiques de l'encaissement du réseau dans le Pays Nantais

Les problèmes soulevés par l'organisation du réseau hydrographique du Pays Nantais ont été exposés au début de ce travail, en même temps que les raisons du classement des drains (Introduction, § 3). Ceux que posent son encaissement ont été évoqués à plusieurs occasions, en relation avec les déformations du socle (Chap. 4 et 5). Les interprétations rapportées dans le paragraphe précédent situent les origines de l'installation et les étapes de l'incision des réseaux armoricains à l'intérieur d'une période plus ou moins reculée du Néogène. Les caractères propres au modelé en creux du Pays Nantais font preuve d'une évolution particulière, en relation avec celle de la tectogenèse et en rapport avec la place occupée par la région vis-à-vis du bassin de la Loire et du reste du Massif Armoricaïn.

Il est d'abord impossible de déceler ici les traces d'une éventuelle topographie pré-helvétique différenciée pour la simple raison que les dépôts

helvétien sont rarissimes et contestés (Chap. 2, § 115 et 125).

Il n'apparaît pas non plus d'indices de modelés fluviaux pré-pliocènes différenciés, ce qui est plus significatif, cette fois, sur le plan paléogéographique, du fait d'une relative abondance et d'une réelle dispersion des affleurements de sables rouges. Il existe en effet des exemples de dépôts pliocènes sur les versants des vallées qui ravinent les régions situées au Nord et au Sud du Pays Nantais, même parmi les plus proches ; c'est le cas le long des vallées ouvertes dans la Série de Saint-Georges-sur-Loire, à l'intérieur des bassins hydrographiques du Don, du Donneau ou de l'Erdre supérieure, bien qu'aucune analyse méthodique n'ait spécifié la part exacte des dépôts véritablement en place, dénivelés ou remaniés dans ce secteur ; c'est également le cas le long de certaines vallées situées au Sud de Nantes, comme celle de l'Ognon, encore que l'examen du relief ne permette pas d'indiquer sans réserve si les sables qui colmatent réellement cette dernière fossilisent une ria pré-pliocène, ou subissent une dénivellation par faille (M. Ters, 1967 a) (B. Bousquet et D. Sellier, 1972). Il n'existe par contre aucun exemple similaire à l'intérieur du Pays Nantais lui-même, ni le long de la Loire en aval d'Ancenis, ni dans les vallées de 3ème ordre (à l'exception du recoupement de dépressions tectoniques comme celles de Nort ou de la Seilleraye, par l'Erdre et par le Gobert), ni dans les vallées de 2ème ordre (à l'exception des vestiges de cuvettes pré-pliocènes comme celle de La Ménardais en bordure du Gesvres), ni a fortiori dans les vallons de 1er ordre (à l'exception d'un cas d'angle de faille dans le bassin de l'Hocmard) (Chap 2 et 4). En conséquence, aucun élément du relief actuel ne témoigne d'une incision notable et démontrable des vallées avant le Pliocène dans la région.

Ces observations suggèrent des explications qui s'accordent avec les particularités paléogéographiques du Pays Nantais, mais différent des modèles évolutifs établis à partir de la plupart des autres régions armoricaines, sans leur être cependant fondamentalement contradictoires. Elles tendent à montrer que l'incision des réseaux a été plus faible au Tertiaire, donc plus tardive, que dans les régions encadrantes, Haute-Bretagne ou Vendée, et essentiellement post-pliocène. Les thalwegs actuels ne réoccupent pas les tracés de vallées pré-quaternaires parce que le relief local était encore trop peu différencié jusqu'à la fin du Tertiaire, moins différencié en tout cas que celui des régions précitées ; ils auraient eu d'ailleurs encore plus de difficultés à le faire si, selon les hypothèses de G. Denizot et de C. Klein, la région avait réellement connu une réorganisation fondamentale du drainage entre la régression fini-pliocène et le début du Pléistocène.

Ces interprétations impliquent une proximité permanente des niveaux de base et une situation relativement déprimée jusqu'à la fin du Tertiaire, ce qui concorde avec les précédentes conclusions sur la sédimentation et la tectonique. Elles impliquent également une évolution tardive du relief sous les effets conjugués d'une néotectonique et d'une incision pléistocènes.

Toutes ces particularités sont significatives de la position basse qui a caractérisé le Pays Nantais pendant tout le Tertiaire par rapport aux régions adjacentes et des conséquences d'une tectogenèse récente, somme toute très peu spectaculaire, mais d'autant plus efficace que celles des "paroxysmes" antérieurs avaient été encore plus négligeables. En conclusion, l'encaissement du réseau dans le Pays Nantais peut être rapporté pour l'essentiel au Quaternaire.

33/ Les caractères spécifiques de l'installation et de l'évolution du réseau hydrographique du Pays Nantais

Rappelons que ce réseau comprend deux types d'éléments d'importances très inégales : d'une part des cours d'eau de 1er et de 2ème ordres, entièrement autochtones, d'autre part des cours d'eau de 3ème et de 4ème ordres, d'origine allochtone. La complexité des problèmes paléogéographiques qu'ils posent est en rapport avec leurs dimensions.

L'installation des réseaux de 1er ordre est très récente et en tout cas postérieure au rejeu "pléistocène". Ces réseaux sont adaptés aux revers des plateaux inclinés vers l'Isac ou l'Erdre et segmentent les pentes du Sillon de Bretagne ou du Coteau de Mauves. Ils ravinent donc les formes produites par ce rejeu, en même temps que les versants préexistants le long des vallées de 2ème ordre. Leur remarquable encaissement constitue l'un des indices de la mise en relief tardive de la région.

L'installation des réseaux de 2ème ordre, probablement plus progressive, est postérieure à la régression fini-pliocène, concomitante de l'ouverture des alvéoles de plateaux, mais antérieure à la glaciplanation de ceux-ci. Ces réseaux sont guidés par le tracé des alvéoles et peut-être aussi par les gauchissements et bombements corrélatifs du rejeu plio-quadernaire, d'où leur écoulement à "contre-Loire" (Gesvres, Loge au Moine, ...) en direction des vallées de 3ème ordre (Erdre, Hâvre). Ils dateraient donc d'une période comprise entre le rejeu plio-quadernaire et le rejeu pléistocène, lequel a d'ailleurs réaménagé une partie de leurs cours inférieurs (Gesvres, Hocmard).

L'installation des réseaux de 3ème et de 4ème ordres soulève quant à elle une série de problèmes complexes. Les faits sont les suivants :

a/Un axe "morpho-hydrographique", de direction générale Est-Ouest, parallèle à la Chère et au Don, jalonné de sables rouges et graviers pliocènes, existe apparemment au Nord du Pays Nantais. Il s'aligne sur le cours de la Loire angevine, à partir d'Ingrandes, comprend les réseaux de l'Auxence, du bassin supérieur des Marais de Grée, du Donneau, de l'Erdre supérieure, de l'Isac et aboutit à la Vilaine entre Sévérac et Fégréac. Cet ensemble hydrographique, aujourd'hui dissocié, comporte des coudes, des noeuds de confluences, des possibilités de captures, voire d'inversions d'écoulement, qui mériteraient une analyse approfondie et qui paraissent effectivement résulter de la désorganisation et de la segmentation d'un collecteur autrefois unitaire, au profit de cours d'eau conquérants, méridiens, tributaires de l'estuaire ou du cours inférieur actuel de la Loire.

b/Ces derniers cours d'eau correspondent aux rivières de 3ème ordre actuelles : Brivet, Erdre, Gobert, Hâvre. Ils sont épigéniques, puisqu'ils s'écoulent vers le Sud, à travers des plates-formes qui s'inclinent vers le Nord (Chap. 4, § 42 et Chap. 5, § 13, 21 et 22). Ils se sont surimposés à la Surface fondamentale, à la suite de la régression fini-pliocène en fonction de pentes primitives, sans doute très peu marquées, qui ont d'abord favorisé leur écoulement vers le Sud, c'est-à-dire dans une direction opposée à celle des reliefs actuels, mais aussi à celle des bassins subsidents situés au Nord du Pays Nantais. Ces modalités confirmeraient au passage le caractère "actif" des subsidences en question, l'absence de relief nettement différencié jusqu'à la fin du Tertiaire et la jeunesse de l'organisation du relief sous ses aspects actuels. Ces cours d'eau sont également antécédents par rapport aux déformations néotectoniques qui ont entraîné l'inclinaison vers le Nord des pentes à partir desquelles ils s'encaissent actuellement pour aboutir à la Loire.

D'où l'interprétation suivante :

- Les cours inférieurs des réseaux de 3ème ordre (Erdre, Gobert, Hâvre) s'installent ou se réinstallent entre la fin de la régression pliocène et le début du rejeu plio-quadernaire en se dirigeant vers le Sud en fonction des pentes initialement orientées dans cette direction.
- Les déformations plio-quadernaires, en approfondissant les aires subsidentes de Safré, Nort, Petit-Mars, provoquent la désarticulation, la capture et le détournement, par ces réseaux de 3ème ordre, d'un collecteur Est-Ouest situé plus au Nord, dans le prolongement éventuel de la Loire angevine.
- Les déformations pléistocènes, en accentuant les processus engagés au Plio-Quadernaire, favorisent l'encaissement des réseaux selon leur configuration actuelle et parachèvent leurs caractères antécédents.

34/Le problème du tracé de la Loire dans le Pays Nantais

L'interprétation qui précède milite en faveur d'une réorganisation relativement importante du réseau hydrographique de la région nantaise depuis la fin du Pliocène. Elle repose sur des arguments apparemment concordant avec les hypothèses formulées par G. Denizot et par C. Klein à propos d'un cours pré-pliocène de la Loire angevine passant par le Nord du Pays Nantais, et d'un détournement de celle-ci vers son estuaire actuel au Plio-Quaternaire (§ 31). Il convient d'examiner maintenant l'éventualité d'un tel réaménagement en fonction des interprétations tectoniques et paléogéographiques proposées dans le cadre local au cours des paragraphes antérieurs.

En premier lieu, le rejeu de la grande faille transversale Bourgneuf - Sablé, sur laquelle s'aligne le Coteau de Mauves depuis le basculement néotectonique du Plateau du Cellier vers le Nord Ouest, aurait fortement contribué au détournement vers la confluence nantaise du cours inférieur d'une Loire angevine éventuellement établi sur un tracé initial passant par le Nord du Pays Nantais.

Au Nord de la Loire, les failles "armoricaines", et en premier lieu le Sillon de Bretagne, ont des regards Sud Ouest et les failles diagonales ont des regards Ouest Sud Ouest prépondérants. Au Sud de la Loire, c'est l'inverse ; les failles "armoricaines", surtout les plus proches du Fossé de Chantonay, paraissent avoir des regards Nord Est et les failles diagonales surtout des regards Est Nord Est (fig. 86). Ces faits suggèrent qu'au cours des mouvements néotectoniques, la région nantaise correspondait à une zone de rotation de failles, donc à une zone d'amortissement des rejets, tant pour les réseaux d'accidents armoricains que diagonaux. Cette propriété tectonique locale aurait accru l'influence du couloir Oudon - Nantes, et surtout celle de la confluence nantaise elle-même, sur le détournement possible de la Loire angevine en aval d'Ancenis et en direction de l'Estuaire à partir du Plio-Quaternaire. Envisagée à cette échelle, elle semble plus déterminante que le rôle accordé par C. Klein aux dépressions de Goulaine et de Grand-Lieu dans la réorganisation post-pliocène du cours de la Loire inférieure (1975). Considérée dans un cadre plus étendu, elle contribuerait aussi à expliquer la médiocrité permanente des altitudes du Pays Nantais par rapport aux provinces voisines.

Le rejeu de quelques accidents de moindre importance aurait pu participer également à une telle réorganisation du réseau. Ainsi celui de la faille N 125° Saint-Gildas - Quilly, qui domine le Bassin de Campbon au Nord, aurait pu concourir à l'abandon du "Pertuis de Pontchâteau".

Enfin, un détournement de la Loire angevine vers Nantes au moment de la crise tectonique plio-quaternaire aurait pu accentuer l'incision des réseaux affluents, aider au maintien des cours antécédents de l'Erdre et des autres rivières de 3ème ordre, favoriser les captures de l'Erdre supérieure et du Donneau par l'Erdre inférieure et le Hâvre, et produire des réaménagements de détails comme le détournement du Gobert supérieur aux dépens du bassin-versant des Marais de Petit-Mars.

En fait, aucun des arguments énumérés ci-dessus : rejeu de la faille bordière du Plateau du Cellier (Coteau de Mauves), axe de rotation des failles entre Oudon et Nantes, rejeux secondaires et reprise d'érosion tardive, n'est incompatible avec un trajet initial et continu de la Loire selon son tracé actuel, au contraire.

De plus, les placages pliocènes invoqués par G. Denizot pour détecter un cours pré-pliocène de la Loire par "Ingrandes, Saint-Herblon, Pont-Esnault" se trouvent majoritairement plus au Nord, à l'extérieur du Synclinal d'Ancenis. Parallèlement, un couloir de même type, également jalonné de sables rouges, a occupé l'Estuaire et la Basse-Loire au moins jusqu'à Mauves.

Enfin, si, comme l'affirme C. Klein, la plupart des rivières ont retrouvé leur tracé pré-pliocène, on conçoit difficilement, malgré les arguments tectoniques rapportés ci-dessus, que la plus puissante d'entre elles ait échappé

à la règle en se déviant vers le Sud Ouest. Si, comme l'indique toujours C. Klein, un rejeu plio-quatenaire du Sillon de Bretagne a suffi pour interrompre le cours de la Loire vers le "Pertuis de Pontchâteau", on ne s'explique pas pourquoi le Brivet, pourtant beaucoup moins puissant, a continué de l'emprunter à la suite du rejeu "pléistocène" et comment les autres rivières de 3ème ordre ont tenu tête aux rehaussements néotectoniques du socle.

En définitive, il s'avère qu'un collecteur pré-pliocène de tracé Est-Ouest a réellement existé au Nord du Pays Nantais, ce qui permet de conserver l'essentiel des interprétations relatives à son évolution et à celle des rivières de 3ème ordre comme base d'analyse, mais rien ne démontre formellement sa liaison avec la Loire angevine. Il semble beaucoup plus vraisemblable que celle-ci a suivi en permanence un tracé orienté vers l'Estuaire actuel, lequel a certainement toujours constitué la plus grande zone d'appel de la région depuis le Tertiaire, en raison de ses propriétés tectoniques.

Conclusions

Les relations entre tectonique et réseaux hydrographiques peuvent être envisagées finalement comme suit :

Des cuvettes de dimensions variées, correspondant aux bassins tertiaires du Pays Nantais et aux "alvéoles de plateaux", se forment probablement au Paléogène sous la double influence de mouvements subsidents et distensifs, peut-être déjà associés au rejeu des failles diagonales, et d'une phase d'endorémisme, caractéristique de la majeure partie de cette période du Tertiaire (fig. 93 a).

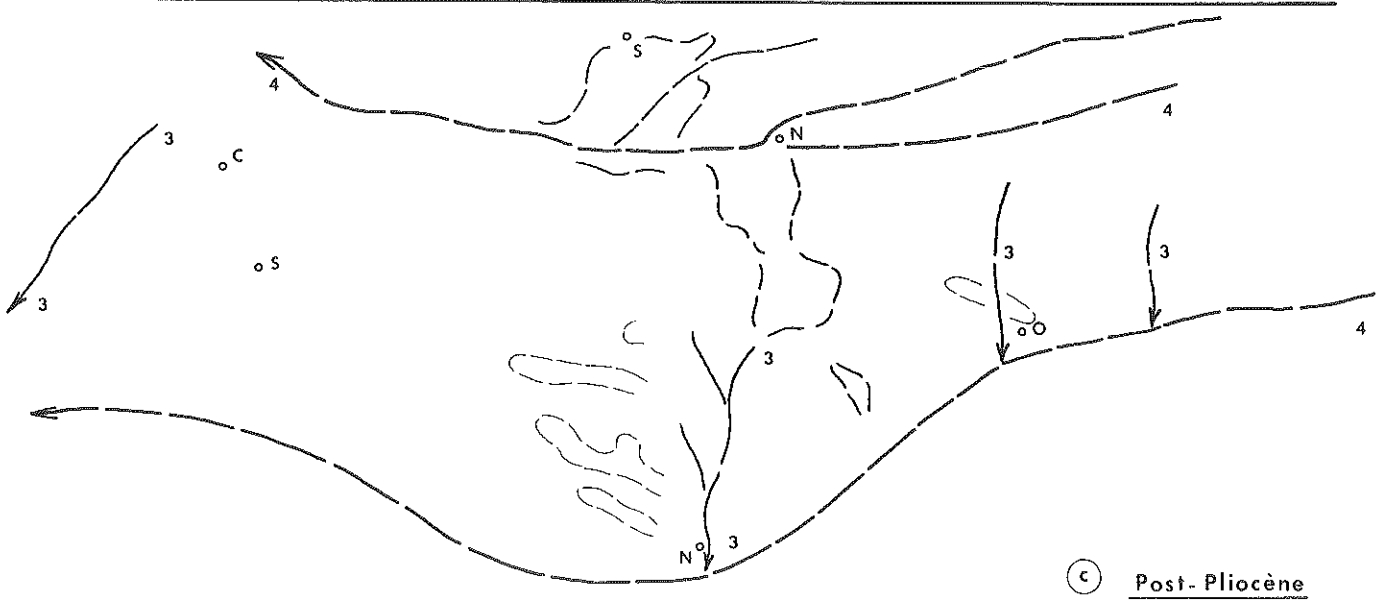
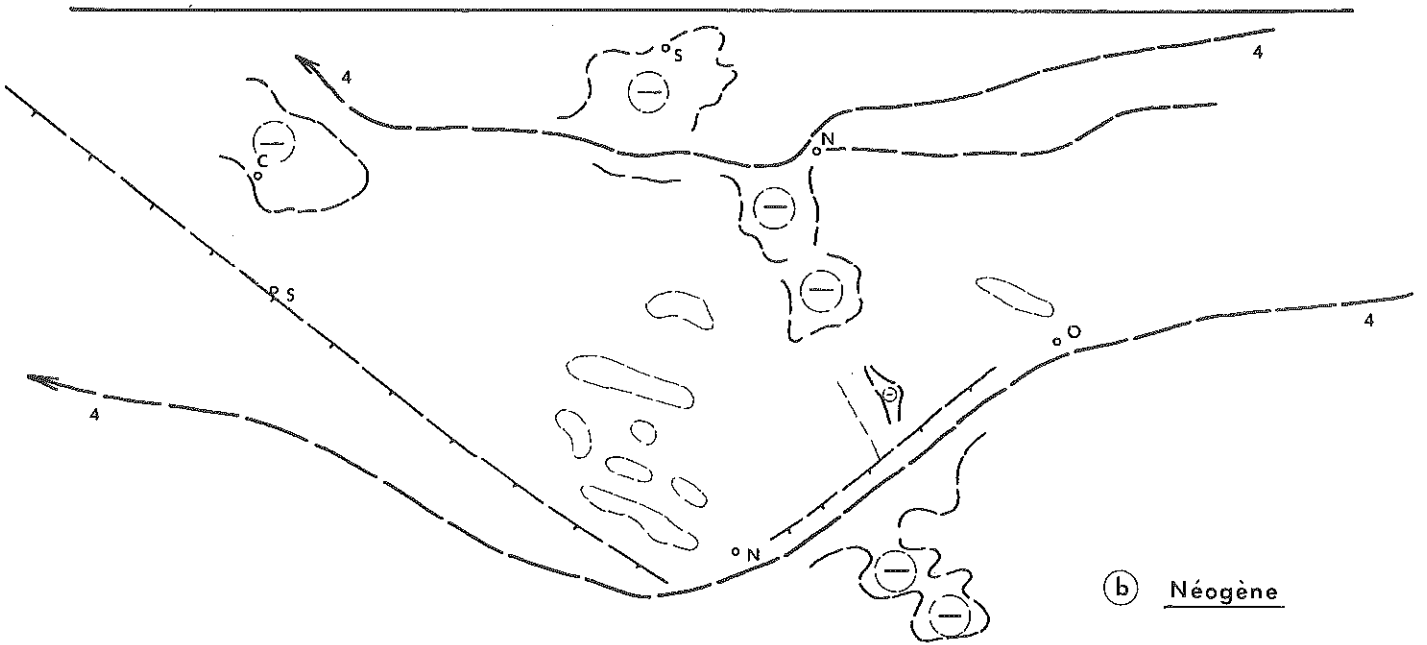
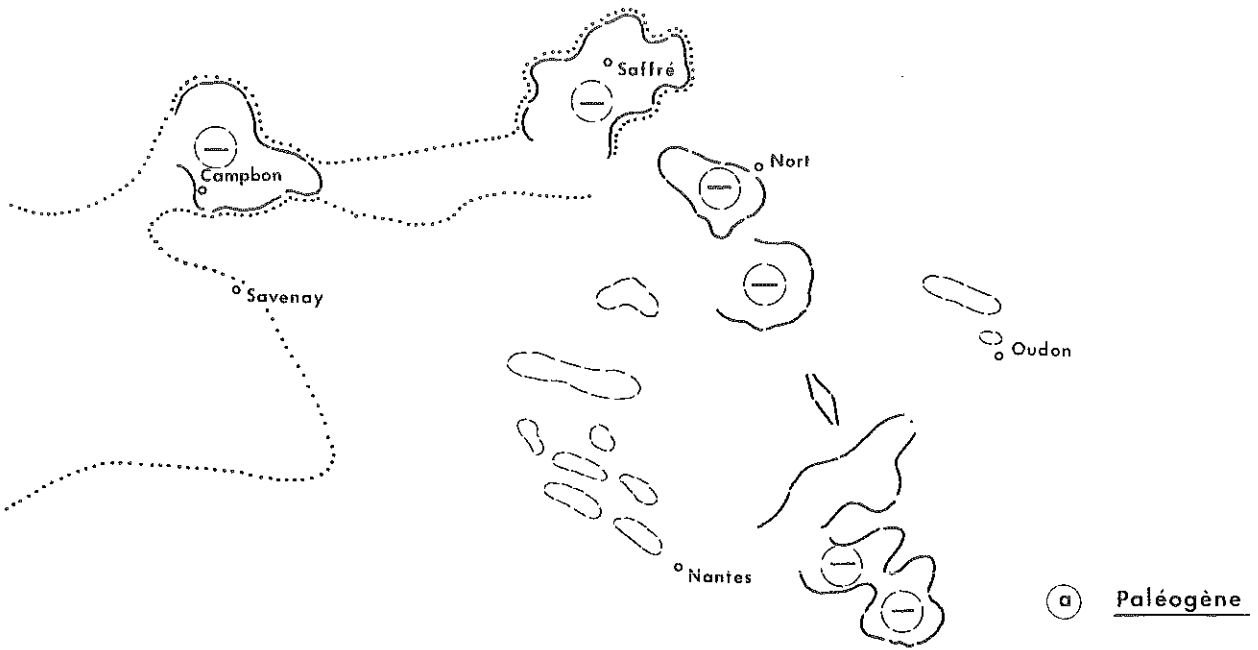
Un réseau de drainage exoréique est mis en place au Miocène (Helvétien ?) à partir d'une topographie très peu différenciée. Ce réseau peut comprendre deux collecteurs de 4ème ordre, l'un au Nord du Pays Nantais (axe Isac - Erdre supérieure), l'autre au Sud, à l'emplacement de l'Estuaire actuel et vraisemblablement déjà dans le prolongement de la Loire angevine (fig. 93 b).

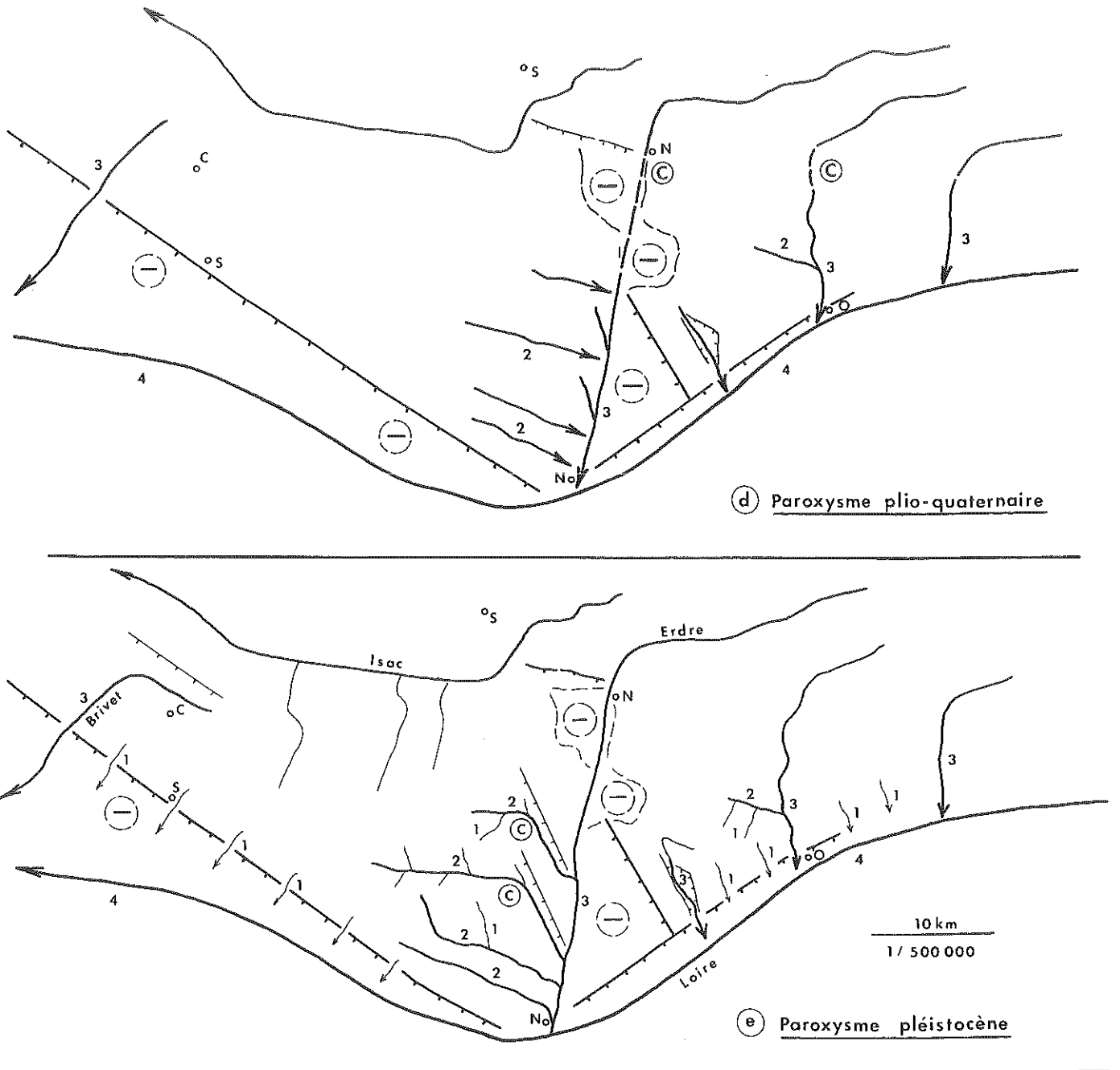
La crise tectonique "ponto-pliocène", dont les effets sont plus limités dans le Pays Nantais que dans les régions voisines, déforme le socle en accentuant les subsidences amorcées dès l'Eocène et poursuivies à l'Oligocène et en créant quelques reliefs encore très modérés (Sillon de Bretagne, Coteau de Mauves, Coteau du Chemin Nantais, fossé de la Seilleraye).

La transgression pliocène submerge le Pays Nantais dans son ensemble ou, au moins épisodiquement, dans sa majeure partie, et provoque une sédimentation de sables rouges, certainement discontinue, qui souligne les reliefs issus des tectogenèses et morphogenèses précédentes : coteaux, dépressions, thalwegs des collecteurs de 4ème ordre. La concentration des principaux dépôts dans les secteurs affaissés depuis l'Eocène ou l'Oligocène signale la persistance de subsidences actives.

Lors de la régression fini-pliocène, les collecteurs de 4ème ordre réoccupent leurs tracés respectifs Est-Ouest, au Sud et au Nord du Pays Nantais. Les rivières de 3ème ordre s'installent, ou se réinstallent sur la surface fondamentale selon des pentes encore orientées vers le Sud (fig. 93 c).

La crise plio-quatenaire succède à cette régression, provoque l'exhaussement des plates-formes à partir des vousoirs du Temple et du Cellier, le jeu des failles de l'Erdre inférieure, à la jonction de ces plates-formes, le rejeu inégal et modéré du Sillon de Bretagne, des coteaux de Mauves et du Chemin Nantais, l'approfondissement du fossé de la Seilleraye et des dépressions de Saffré, de Nort et de Petit-Mars. Ces rejeux s'accompagnent d'une réorganisation des réseaux préexistants. Le collecteur de 4ème ordre qui longeait le Nord du Pays Nantais est morcelé et capturé par les rivières de 3ème ordre (c'est à cette époque que se situerait l'hypothétique détournement de la Loire angevine en direction de l'estuaire actuel). Le Brivet est isolé par le rejeu du Coteau de Saint-Gildas - Quilly. Les rivières de 2ème ordre s'installent sur les pentes nouvellement créées par les mouvements du socle. L'encaissement











-  Contours du Golfe lutétien
-  Bassins subsidents
-  Alvéoles de plateaux
-  4 3 2 1 Ordre des drains
-  Captures
-  Coteaux tectoniques (rejeux)

Fig. 93 Les principales étapes de l'organisation du réseau hydrographique

généralisé du réseau s'amorce en même temps que la mise en relief du pays (fig. 93 d).

L'épisode climatique correspondant à la glaciplanation du Pléistocène ancien s'accompagne vraisemblablement d'une réduction de l'écoulement linéaire, d'une interruption de l'incision des thalwegs et d'un estompage des interfluves sous l'effet de l'érosion aréolaire.

Le paroxysme tectonique "pléistocène" provoque un rehaussement majeur et tardif des plateaux et de leurs bordures, fixe le tracé des réseaux de 4ème et de 3ème ordres et réaménage celui des réseaux de 2ème ordre (fig. 93 e). Il précède l'installation des réseaux de 1er ordre, l'encaissement des cours d'eau, la formation des versants de vallées et explique ainsi indirectement la jeunesse de la morphogénèse.

TROISIEME PARTIE

LES VERSANTS DE VALLEES

Chapitre 7

La morphologie des versants de vallées et l'encaissement des réseaux

Introduction

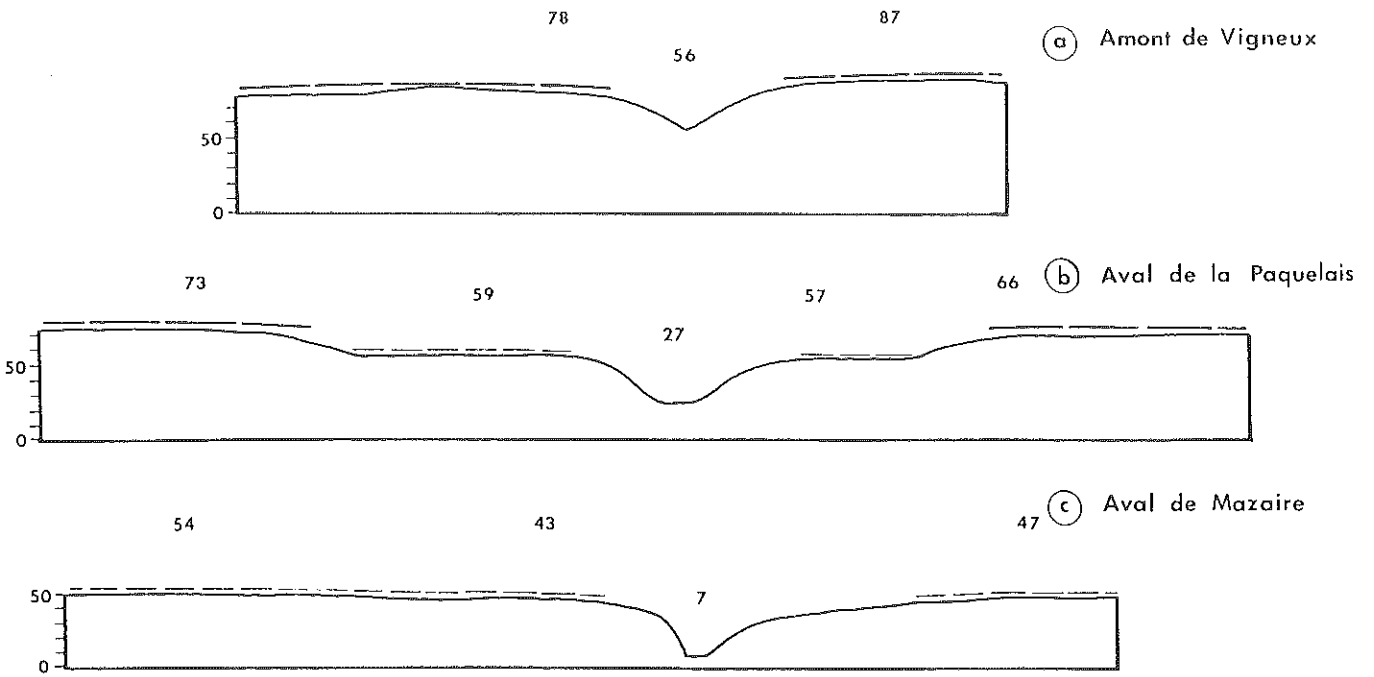
La classification des versants adoptée dans ce travail est de nature morphogénique autant que morphologique. Les "pentes à replats" résultent d'une érosion latérale exercée à partir de paléoreliefs déprimés et représentent les héritages pléistocènes les plus anciens dans le paysage actuel. Les "talus singuliers" procèdent d'une réactivation néotectonique du socle. Les "versants de vallées" résultent de la dissection généralisée du relief par l'érosion linéaire et de l'encaissement progressif du réseau hydrographique.

Cette classification recouvre en réalité des formes composites qui enregistrent les effets de facteurs morphogéniques et tectogéniques interdépendants. Les pentes à replats résultent autant de l'érosion latérale (façonnement des replats) que de l'érosion linéaire (formation des "pentes basales"), elle-même partiellement commandée par la tectonique. Les principaux talus tectoniques participent à l'encadrement de la Vallée de la Loire ; leur base peut être révélée par l'approfondissement des thalwegs (Coteau de Mauves ?), ou atténuée par des remblaiements alluviaux (Sillon de Bretagne) ; leur sommet est parfois entamé par les héritages de la glacioplation du Pléistocène ancien (Sillon de Bretagne). Les versants de vallées se rapportent à des processus d'érosion linéaire commandés par les facteurs climatiques et les variations de niveaux de base, mais aussi par le rehaussement tectonique des volumes topographiques. Le contenu de ce chapitre concerne donc l'ensemble des héritages de l'érosion fluviale, que ceux-ci se soient manifestés par la création de pentes spécifiques ou par leur collaboration à des modelés composites.

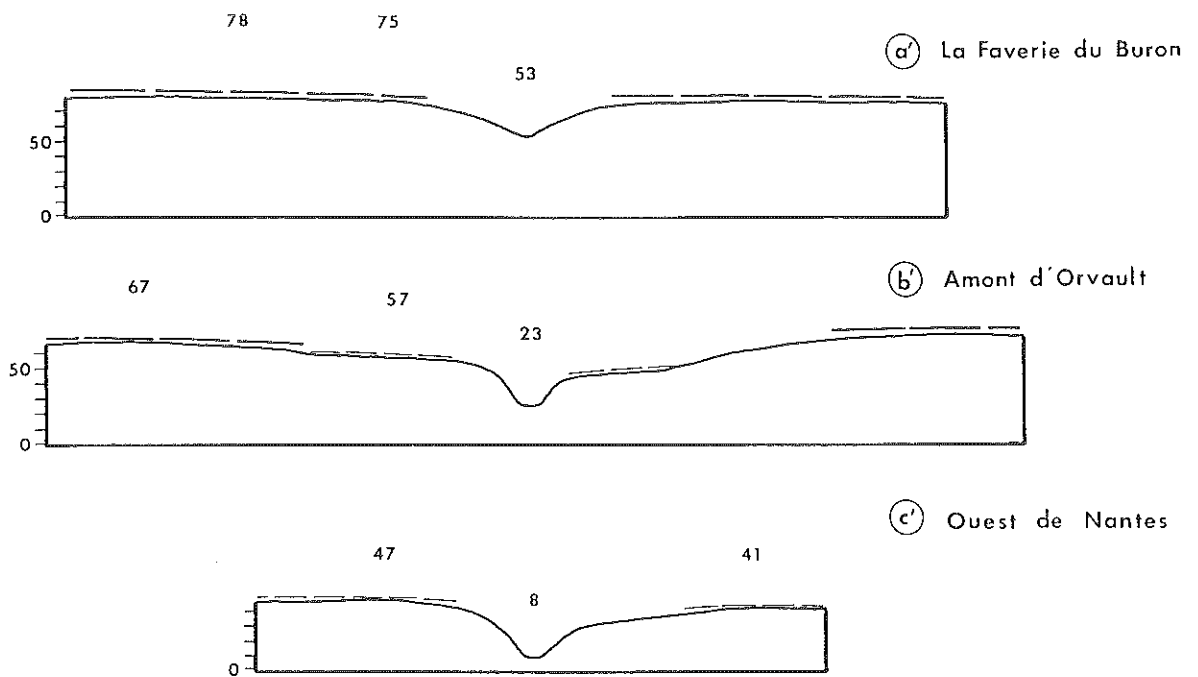
Les versants de vallées sont généralement rectilignes, convexes ou convexo-concaves. Leurs profils comportent des ruptures de pentes et des replats distincts des "replats-glacis". Leurs inclinaisons sont généralement faibles (5 à 10°), celles du Coteau de Mauves (30 à 42°), de la Vallée du Hâvre (10 à 26°), ou même du Sillon de Bretagne (5 à 20°), demeurant exceptionnelles. Leur commandement n'excède pas 70 m et ne dépasse jamais la trentaine de mètres au centre des vallées de 2ème ordre.

En dépit de ces propriétés, les versants de vallées ont conservé un caractère répulsif jusqu'à nos jours. Exclue des opérations de déboisement successivement réalisées jusqu'à la fin du XIXème siècle sur les plateaux comme au fond des vallées, ils supportent actuellement l'essentiel d'un espace boisé résiduel où prédominent la basse chênaie et les taillis de châtaigniers.

Vallée du Gesvres



Vallée du Cens



————— Surface fondamentale - - - - - Replats-glacis et glacis

Fig. 94 Les trois types de profils transversaux des vallées de 2ème ordre du Plateau Nantais (L : 1/25 000 H : 1/5 000)

1/La morphologie des versants de vallées

Les relations entre la tectogenèse et l'installation du réseau hydrographique montrent que l'essentiel du creusement des vallées du Pays Nantais s'est effectué au cours du Quaternaire (Chap. 6, § 32 et 33). Ce creusement s'est accompagné de la dissection de la Surface fondamentale, du ravinement des glacis et du dégagement des replats-glacis en fonction de niveaux de base inférieurs à celui de la glaciplanation du Pléistocène ancien. Le plan des glacis et replats-glacis constitue donc un niveau-repère permettant d'évaluer la part de l'incision postérieure au Pléistocène ancien dans le relief actuel.

On sait que les vallées autochtones comportent toujours trois sections successives :

- Une section supérieure directement emboîtée dans la Surface fondamentale, à l'amont du plan des replats-glacis (fig. 94 a et a').
- Une section centrale étagée, où les replats-glacis s'encaissent dans la Surface fondamentale et sont eux-mêmes défoncés par les thalwegs (fig. 94 b et b').
- Une section inférieure située au-delà des bordures de la Surface fondamentale où les thalwegs s'encaissent directement dans le plan des glacis (fig. 94 c et c').

Cette succession de profils transversaux a une signification chronologique :

- Les sections supérieures résultent du ravinement de la Surface fondamentale par une érosion régressive déclenchée à partir des terminaisons d'amont des séries de replats-glacis ; elles sont probablement postérieures au façonnement de ces derniers et comptent dans ce cas parmi les formes de ravinement les plus récentes de la région.
- Les sections centrales comprennent des versants composites, les versants à replats-glacis, associant deux systèmes de pentes distincts par leur âge et par leur genèse : celles qui dominent les replats ("pentes sommitales") proviennent pour partie de l'élargissement des "alvéoles complexes" sous l'effet de l'érosion latérale, sont principalement conditionnées par la glaciplanation du Pléistocène ancien et représentent les éléments les plus anciens du modelé des vallées de 2ème ordre ; celles qui s'encaissent dans les replats ("pentes basales") résultent des étapes successives d'une morphogenèse fluviale nécessairement postérieure à la glaciplanation (Chap. 1, § 2).
- Les sections inférieures, entièrement façonnées en contrebas des glacis, résultent d'un approfondissement quaternaire des thalwegs, contemporain du façonnement des "pentes basales" et également postérieur à la glaciplanation.

Chacune de ces sections comporte des formes de versants spécifiques.

11/Les pentes des bassins supérieurs des vallées de 1er et de 2ème ordres (fig. 95)

Elles encadrent les terminaisons dendritiques des réseaux hydrographiques : vallons de 1er ordre et sections supérieures des vallées de 2ème et 3ème ordres. Elles occupent les domaines les plus élevés, donc les mieux épargnés par les processus de glaciplanation. Elles se définissent par une faible élévation (20 à 30 m, souvent moins de 15 m), une faible inclinaison générale (2 à 3°), un profil convexe à long rayon de courbure (complété par une concavité basale en cas de colmatage colluvial), une symétrie constante par rapport aux thalwegs. Vers l'aval, les pentes de ce type laissent place à des versants dont le rapprochement, la convexité (plus de 3°) et le commandement (plus de 20 m) s'accroissent brusquement ; leurs limites coïncident souvent avec des ruptures de pentes du profil en long des thalwegs et avec les bordures de la Surface fondamentale. De ce fait, les pentes des bassins supérieurs paraissent souvent cerner des cuvettes perchées à l'intérieur des plateaux, assimilables à des "alvéoles élémentaires", capturés, approfondis et élargis par le recul de tête des réseaux hydrographiques.

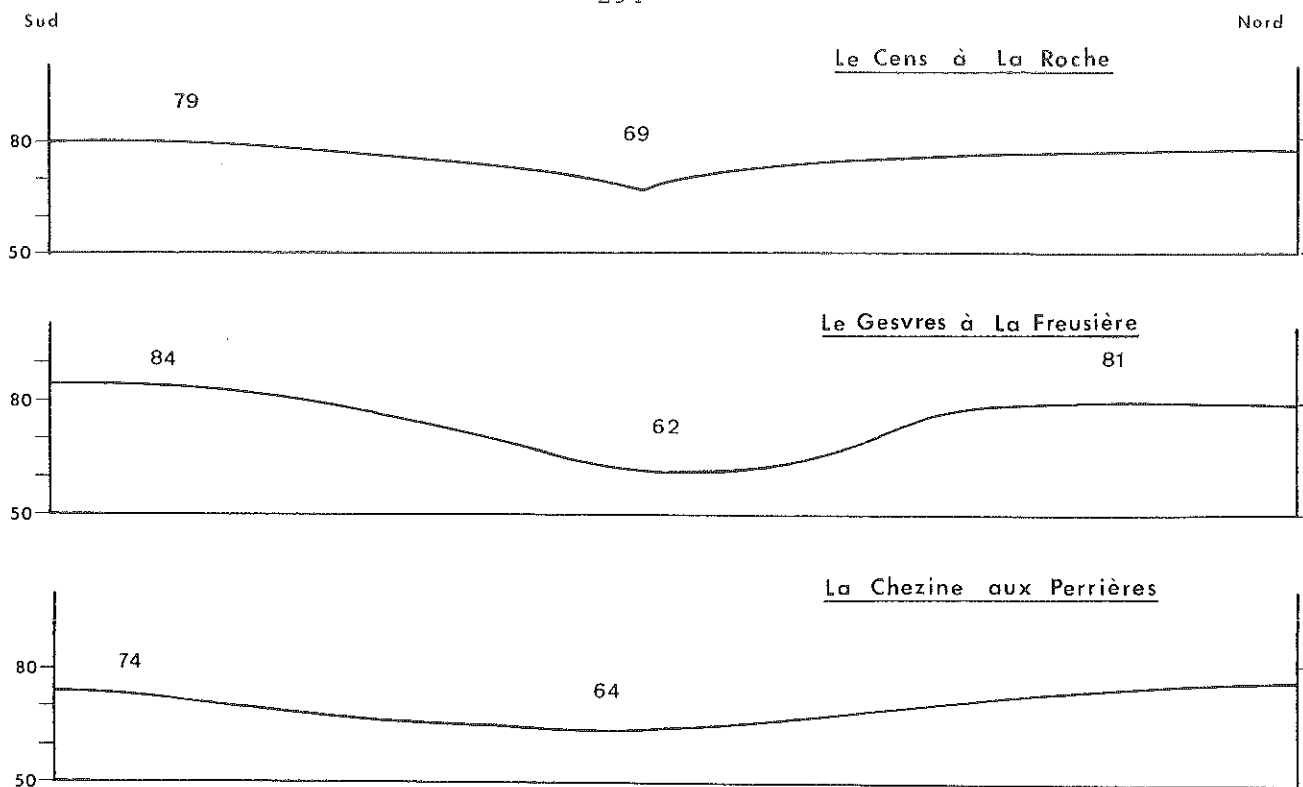


Fig. 95 Les pentes des bassins supérieurs des vallées de 2ème ordre
(L : 1/10 000 H : 1/2 000)

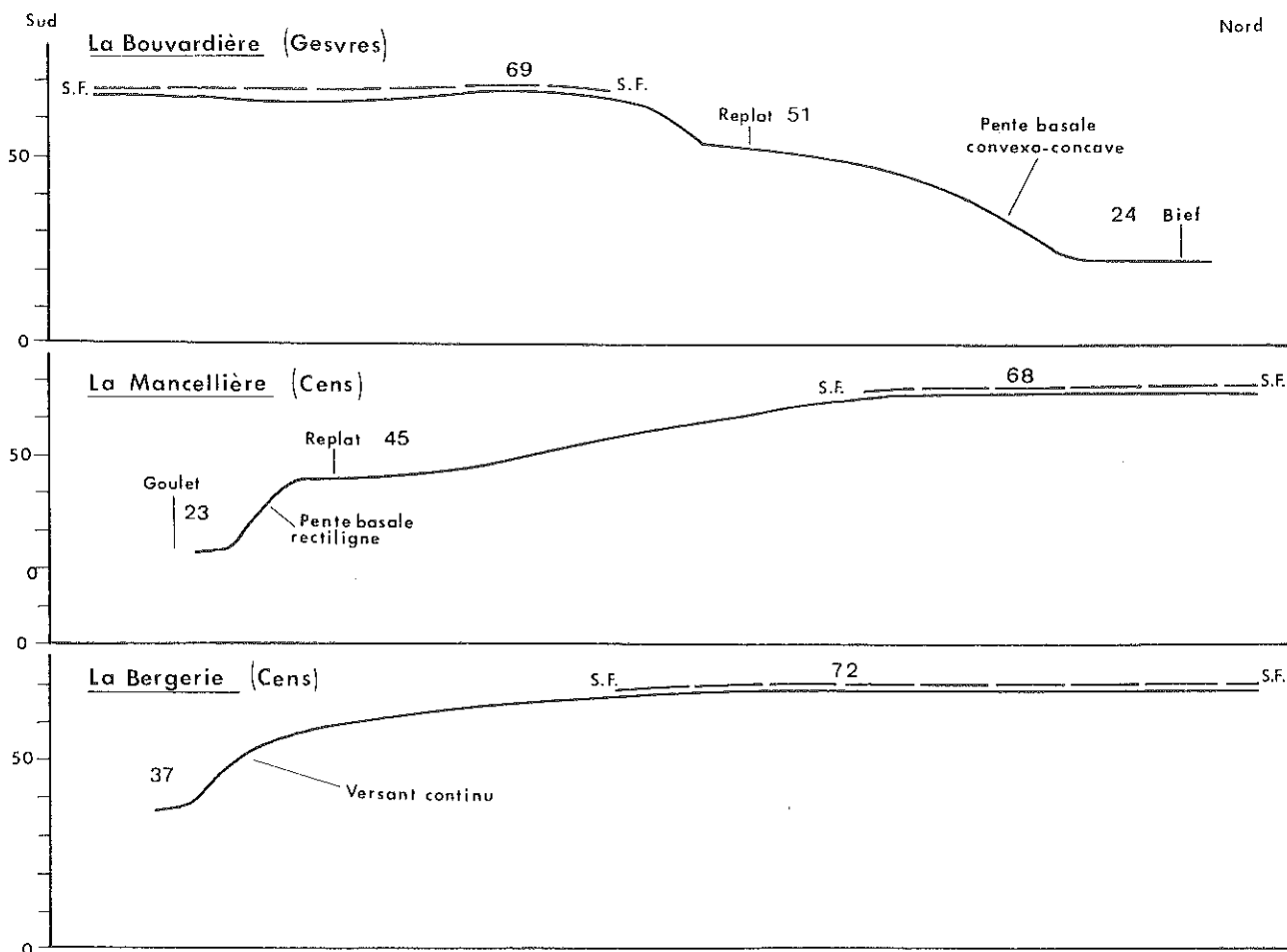


Fig. 96 Les versants des sections centrales des vallées de 2ème ordre
(L : 1/10 000 H : 1/2 000)

12/Les versants des sections centrales des vallées de 2ème ordre (fig.96)
Ils comprennent deux familles de formes : les versants à replats-glacis et des versants à profil continu, rectiligne ou convexe, sans replats.

Les versants du premier type prédominent largement dans le paysage. Leur commandement est compris entre une trentaine de mètres en amont et une cinquantaine de mètres en aval. Leur inclinaison globale varie entre 4 et 8°. Leur analyse morphologique et leur interprétation paléogéographique constituant l'essentiel des Chapitres 1 et 3, il reste à définir leurs rapports avec les processus d'érosion fluviale.

Les pentes sommitales des versants à replats-glacis sont généralement convexes. Leur élévation est de 15 à 25 m. Leur inclinaison est variable (4 à 6° sur le versant Sud du Gesvres, 2 à 3° sur le versant Nord du Cens, moins de 2° sur le versant Nord du Gesvres). La morphogenèse fluviale postérieure à la glaciplanation ne les a pas directement concernées, en raison de leur position par rapport aux replats-glacis. Leur modelé est partiellement tributaire des conditions structurales. Leur convexité est généralement mieux marquée dans les granites que dans les micaschistes. L'accentuation de leur profil au sommet du versant Sud du Gesvres (15°) peut parfois s'expliquer par l'affouillement de zones de broyage fragilisées, juxtaposées aux granites orientés et résistants de la bordure du Batholite d'Orvault.

Les pentes basales sont plus élevées (20 à 37 m) et plus redressées (15 à 25°). La morphogenèse fluviale postérieure à la glaciplanation du Pléistocène ancien est directement responsable de leur façonnement et de la mise en relief concomitante des replats-glacis. Les profils sont variés, parfois entièrement convexes et à court rayon de courbure, souvent convexo-concaves et à pente de raccordement raide. Les influences lithologiques s'y expriment dans les mêmes termes qu'au niveau des pentes sommitales. Le passage de lignes de failles peut également justifier le raidissement et le redressement de certains profils (La Favrière, La Guérinière, dans la basse vallée de l'Hocmard). La répartition des "biefs" et des "goulets" constitue un facteur majeur de la diversité morphologique des pentes basales ; les pentes des biefs sont modérées (4 à 8°), de forme convexe à long rayon de courbure, ou convexo-concave à pente centrale rectiligne ; les pentes des goulets sont fortes (15 à 20°), généralement convexes, parfois rectilignes avec des valeurs proches de celles des versants réglés (25 à 30°) ; les biefs et les goulets influencent ainsi le modelé des pentes basales à la manière de pseudo-méandres (La Hubonnière le long du Cens, Fayau et Le Saz le long du Gesvres). L'inclinaison des thalwegs des cours centraux des vallées de 2ème ordre oscille autour de 3%. (2,8% entre Vigneux et Le Saz pour le Gesvres, 3,3% entre Bon Garand et La Baronnière pour le Cens) et comporte par endroits de légères accélérations de pente (5%), parfois soulignées par les moulins à eau, tels celui de l'Evêque dans la vallée du Cens et celui de La Rivière le long du Gesvres ; ces surcroûts d'incision s'accompagnent d'un raidissement supplémentaire des pentes basales.

Les versants du second type, continus et sans replats, sont surtout représentés le long du Cens et de la Chezine. Leurs pentes semblent partiellement conditionnées par la lithologie, les plus redressées, rectilignes ou convexes de la base au sommet, s'observant surtout au passage des bandes gneissiques ou amphibolitiques de la Vallée de la Chezine. Leur répartition procède de celle des "alvéoles de plateaux" qui ont eux-mêmes conditionné le développement des "embayments" relatifs à la glaciplanation du Pléistocène ancien ; les replats-glacis du Gesvres jalonnent le fond d'un seul alvéole, étroit et allongé, alors que la glaciplanation a probablement progressé à travers plusieurs petits alvéoles successifs à l'emplacement des vallées du Cens et de la Chezine (Chap. 2, § 22) ; d'où la série continue de versants à replats-glacis le long du Gesvres moyen et l'alternance de versants à replats, correspondant à d'anciens alvéoles, et de versants à profil continu, correspondant à des sections de raccordement le long de la Chezine et du Cens moyens. On retrouve finalement

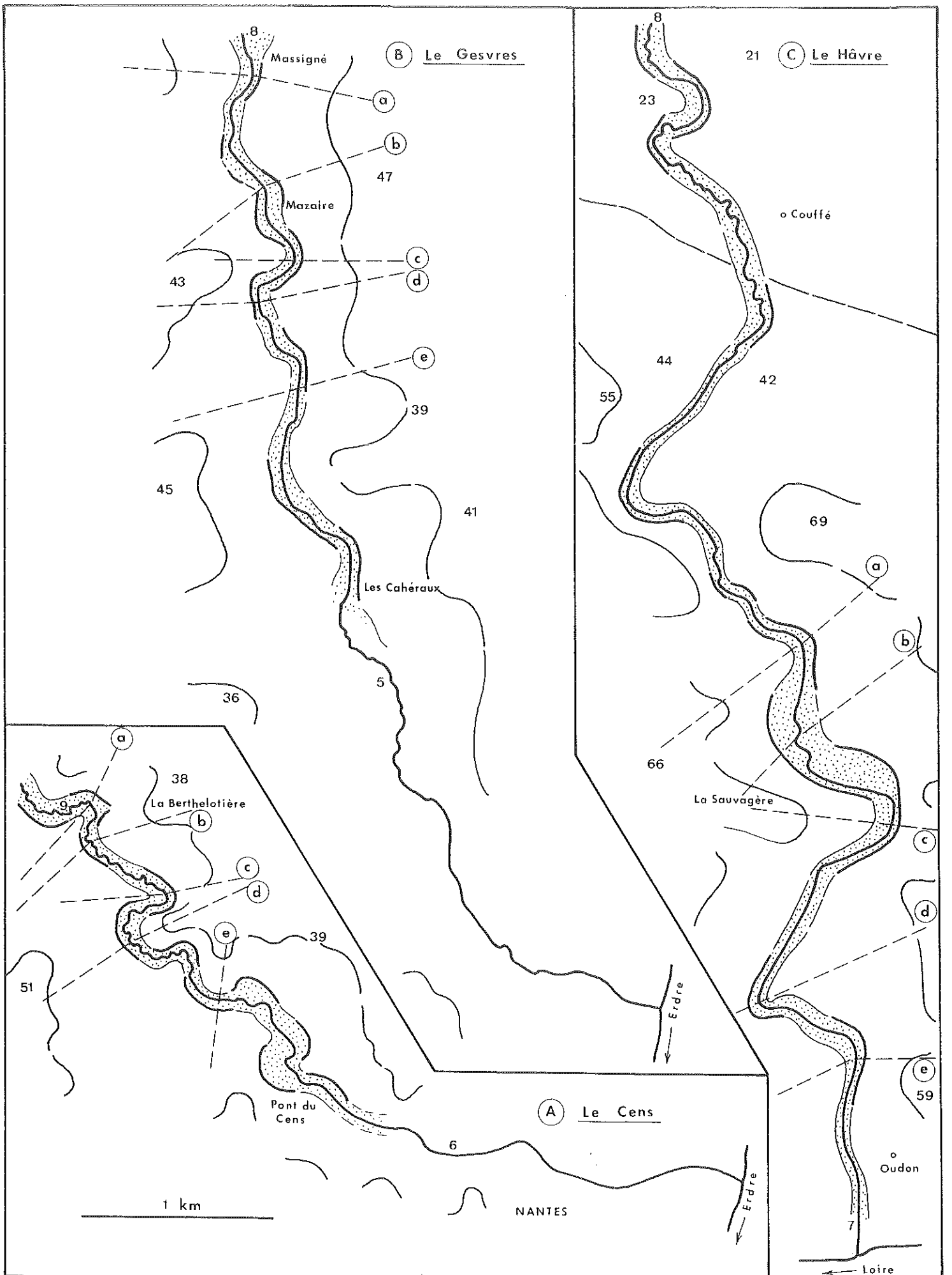


Fig. 97 Le tracé des méandres encaissés (1/25 000)

ici l'influence indirecte de la structure, la lithologie, différenciée ou non, conditionnant probablement la répartition des alvéoles de plateaux avant de commander celle des versants à replats et des versants à profil continu.

13/ Les versants des trains de méandres des basses vallées de 2ème et de 3ème ordres

A l'Est du Plateau Nantais, les vallées du Gesvres, du Cens et de la Chezine décrivent des méandres qui s'encaissent directement dans le plan des glacis ; les formes sont moins apparentes dans le bassin de l'Hocmard où les interfluves sont moins élevés et où les biefs et les goulets se succèdent jusqu'à la confluence avec l'Erdre. A l'Est du Plateau du Cellier, le Hâvre s'écoule à travers de profonds méandres qui ravinent la Surface fondamentale et les formes qui s'y emboîtent (cuvettes de la Loge au Moine et de La Mabonnière). Ces trains de méandres ont en commun de se situer à l'aval des réseaux, à proximité des confluences avec l'Erdre et la Loire.

131/ La répartition et le tracé des méandres encaissés

Les méandres de la Chezine, cinq au total, s'étendent sur 2 km, en aval de La Houssais, dans un secteur entièrement compris dans l'agglomération nantaise. Leurs formes sont mal développées.

Le Cens comporte par contre l'une des séries de méandres les plus remarquables de la région. Sa vallée s'encaisse de 30 à 35 m entre L'Ermitage, en aval d'Orvault, et Le Pont-du-Cens, à Nantes (3,5 km). Elle décrit à cet endroit huit méandres réguliers (longueur d'onde, l : 350 à 600 m, moyenne : 500 m), déliés (amplitude, a : 215 à 350 m, moyenne : 315 m) et resserrés (rapport l/a : 1,5). Comme celle de la Chezine, elle se poursuit vers l'aval par quelques sinuosités (fig. 97 A).

Le Gesvres comprend neuf méandres, également encaissés de 30 à 35 m, entre Le Pont-de-Massigné et Les Cahéreaux (3,5 km). Leur longueur d'onde est ici supérieure (750 à 1 250 m, moyenne : 975 m). Leur amplitude est régulière (330 m en moyenne). Leur resserrement est moindre (l/a : 2,9). Leur tracé présente des rayons de courbure inégaux et des sections rectilignes qui s'expliquent par la tectonisation intense du socle en aval du Saz (fig. 97 B).

Le Hâvre compte enfin une dizaine de méandres encaissés entre Couffé et Oudon (5 km). Leur encaissement est croissant vers la Loire (50 à 60 m). Leur tracé est géométrique, pour des raisons également tectoniques (Chap. 5, § 22) ; d'où la variabilité de leur longueur d'onde (650 à 1 250 m, moyenne : 1 000 m) et de leur amplitude (220 à 500 m, moyenne : 325 m), ainsi qu'un rapport l/a légèrement supérieur à 3 (fig. 97 C).

132/ La morphologie des versants des méandres encaissés

Tous les trains de méandres examinés occupent des sections de vallées parfaitement calibrées, caractérisées par la rareté des affluents secondaires et, de ce fait, par le développement longitudinal régulier des versants. Le commandement de ces derniers (25 à 60 m) est déterminé par l'encaissement des thalwegs (Gesvres, Cens) et par la surélévation locale des interfluves (Hâvre). Leur inclinaison et leurs profils sont conditionnés par le dimorphisme classique qui oppose les rives concaves et les rives convexes des trains de méandres et qui tient aux caractères spécifiques de la dynamique fluviale à l'intérieur de ce type de relief. Les rives concaves sont naturellement les plus redressées ; leur inclinaison moyenne, calculée à partir d'une vingtaine de profils choisis dans les vallées du Gesvres, du Cens et du Hâvre est de 16° , contre 7° seulement pour les rives convexes correspondantes.

1321/ La morphologie des rives concaves se résume à trois types de profils.

Les profils rectilignes de la base au sommet sont les plus répandus.

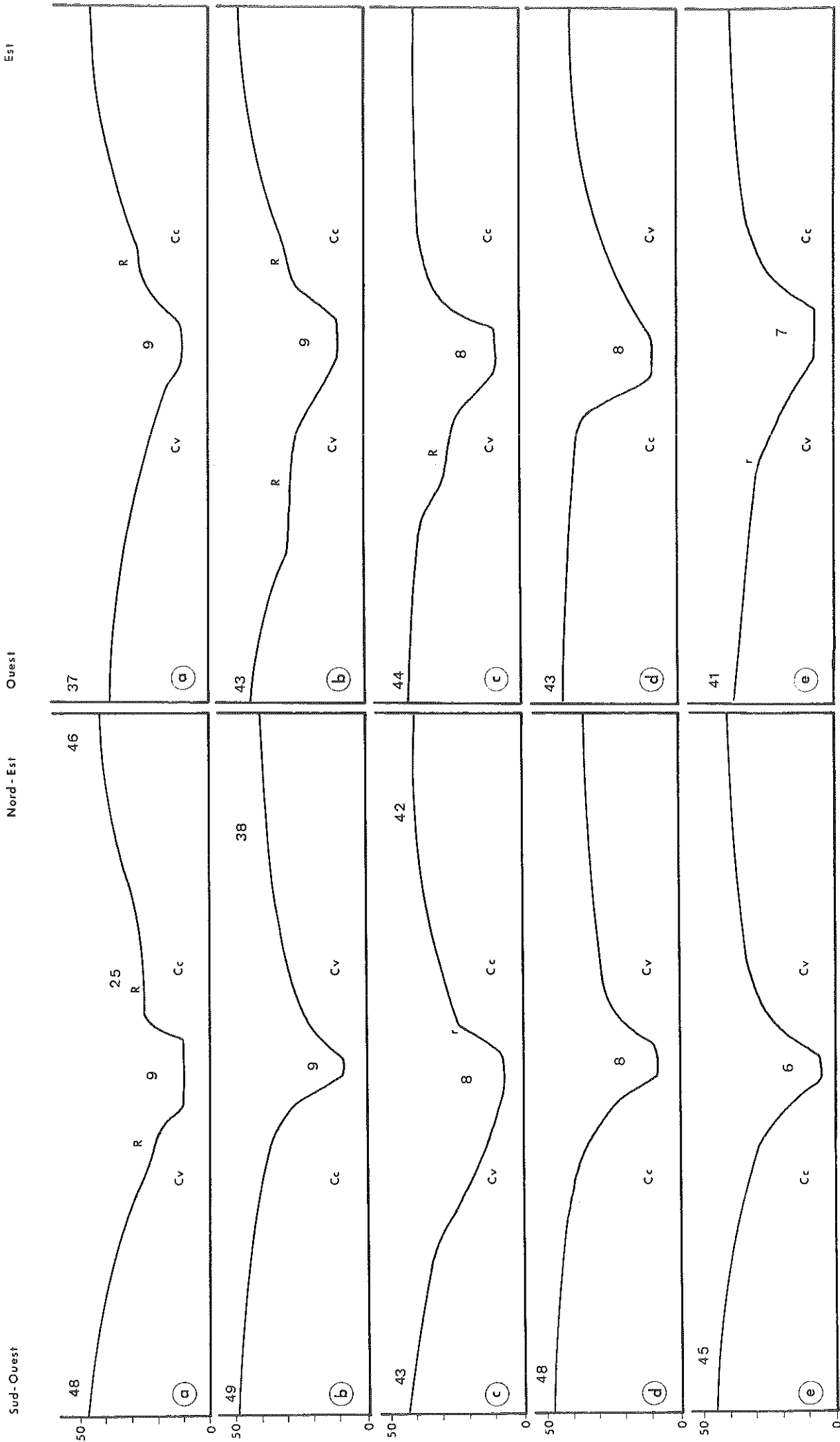


Fig. 98 Les profils des méandres de la vallée du Cens
(L : 1/10 000 H : 1/2 000)

Fig. 99 Les profils des méandres de la vallée du Gesvres
(L : 1/10 000 H : 1/2 000)

Leur valeur moyenne est de 24° (fig. 99 b et d). Certains, comme le coteau du Vieux-Couffé (33°) et le versant de Vieille-Cour (30°), le long du Hâvre, atteignent des valeurs maximales voisines de celles des pentes réglées (fig. 100 c). La raideur des profils dépend de leur position par rapport aux trajectoires anciennes ou actuelles des rivières ; certains méandres représentent à ce titre des formes inachevées. Elle dépend aussi de l'ampleur du modelé de dissection ; la valeur moyenne des pentes rectilignes est de 29° le long du Hâvre inférieur et de 22° seulement le long du Cens inférieur. Le versant de La Sauvagère (vallée du Hâvre) représente le meilleur exemple d'amphithéâtre concave de la région en raison de son élévation (plus de 40 m), de son redressement (26°) et de son développement (plus de 700 m) (pl. VIII b).

Les profils convexes sont fréquents (fig. 99 c et e). Leur inclinaison globale est de 11° en moyenne et ne dépasse jamais 17° , mais leurs sections inférieures atteignent souvent 20 ou 25° . Les meilleurs exemples de ce type de profils se rencontrent également dans la Vallée du Hâvre (fig. 100 a).

Les profils convexo-rectilignes associent une section sommitale convexe, dont la courbure est égale à celle des versants entièrement convexes, et une section inférieure rectiligne, dont la raideur est comparable à celle des versants entièrement rectilignes. Les deux types de sections sont toujours séparés par une rupture de pente (fig. 98 c et 100 d). Ces versants ont une pente moyenne de 11° ; comme les précédents, ils peuvent traduire un surcreusement des vallées.

1322/La morphologie des rives convexes se réduit à deux types de profils.

Les profils convexes à grand rayon de courbure sont les plus répandus. Leur déclivité est généralement comprise entre 4 et 13° (moyenne 7°) (fig. 98 b).

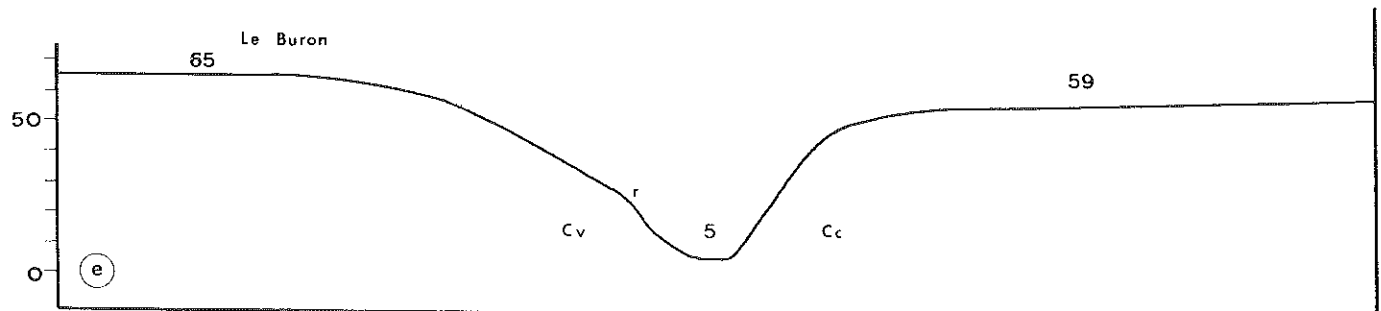
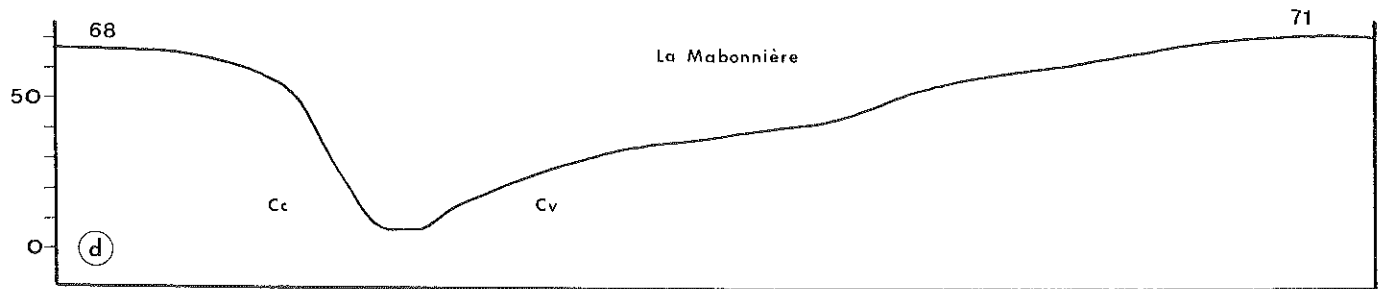
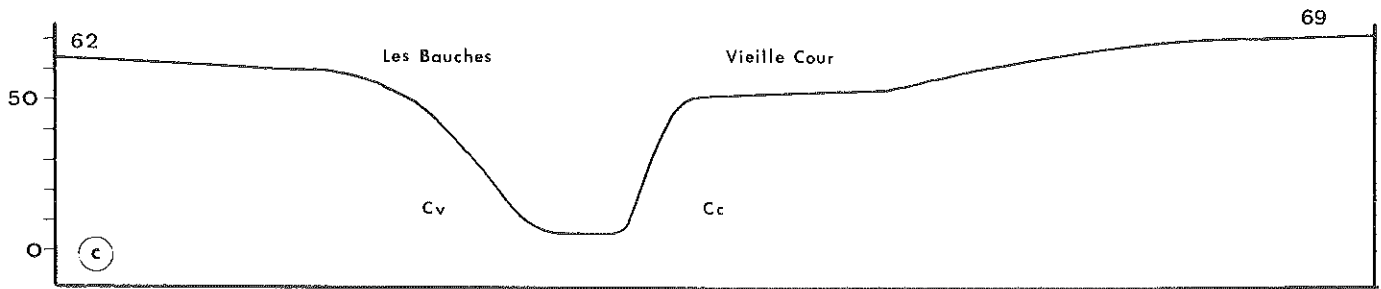
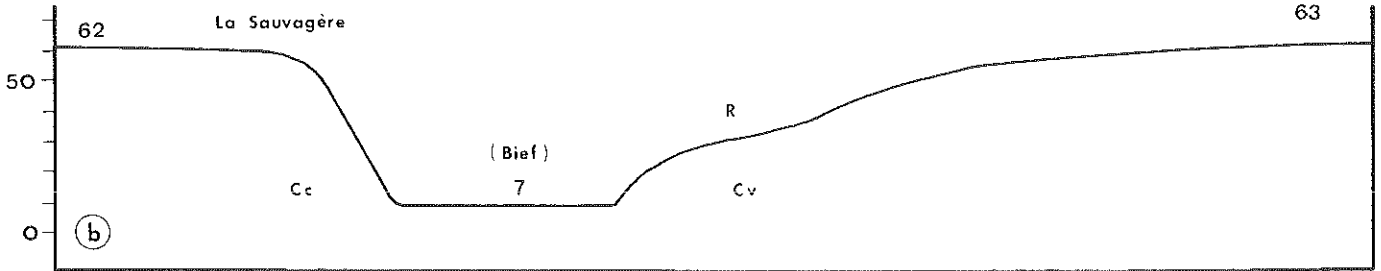
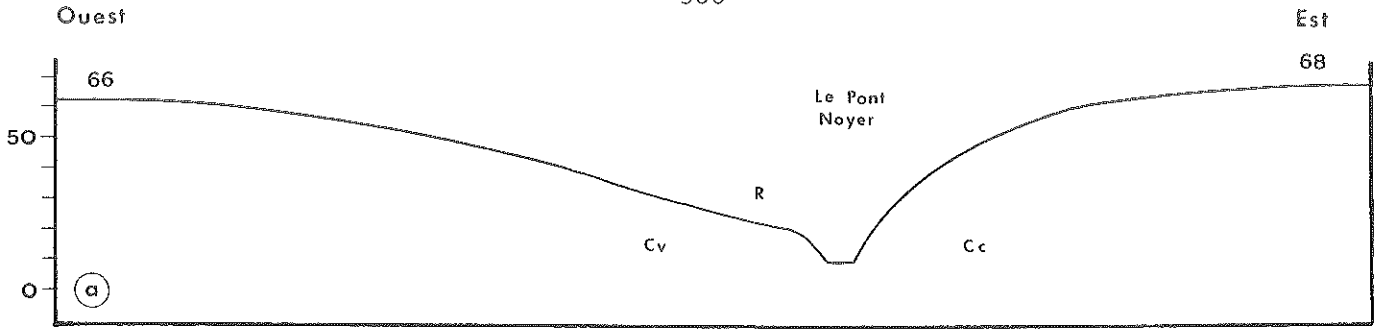
Les profils convexo-rectilignes sont inclinés de 6° en moyenne (fig. 100 e).

133/La signification paléogéographique des méandres encaissés

L'origine des méandres encaissés a suscité de nombreuses discussions (A. Vacher, 1909) (E. de Martonne, 1940) (J. Blache, 1941) (J. Tricart, 1955) (P. Birot, 1968) (J. Gras, 1972) (J. Hurault, 1973) (M. Derruau, 1974).

Il est généralement admis que les conditions structurales influencent la genèse des méandres encaissés et qu'un socle homogène favorise notamment leur développement harmonieux (J. Blache, 1941) (M. Derruau, 1974). C'est dans le cours inférieur du Cens que cette condition structurale est le mieux remplie et que la dynamique des méandres s'est effectivement accomplie avec le plus de perfection. La tectonique intervient également. Dans le cours inférieur du Gesvres, le parallélisme de plusieurs sections rectilignes du train de méandres et l'importance relative de l'indice l/a sont à mettre en rapport avec la tectonique autant, peut-être, qu'avec le recoupement des principales linéations des mica-schistes encaissants. De même dans le cours inférieur du Hâvre, le tracé géométrique et le calibrage irrégulier des méandres dénotent le recoupement de faisceaux de failles croisés, ainsi que d'affleurements lithologiques variés (Chap. 5, § 221) ; les deux remarquables méandres qui se dessinent immédiatement au Nord de Couffé, en amont des séries cristallophylliennes tectonisées de Champtoceaux, indiquent néanmoins que les influences structurales ne s'exercent ici que sur les tracés de détail, et prouvent l'aptitude de la rivière à décrire des méandres dès que son encaissement s'accroît (fig. 97 c).

Il est en effet également reconnu qu'il existe une relation directe entre la genèse des trains de méandres encaissés et la pente des thalwegs. Les méandres n'apparaissent que dans les sections de vallées caractérisées par un surcreusement actuel ou passé (J. Tricart, 1955) (J. Hurault, 1973). Le fait que les trains de méandres encaissés du Pays Nantais soient exclusivement développés dans les cours inférieurs des vallées peut résulter d'un phénomène d'appel, lui-même provoqué par un surcreusement du paléolit de la Loire en période de régression marine, c'est-à-dire en période froide ; ce fait, d'ailleurs commun à



cc : Rive concave cv : Rive convexe R : Replat r : Rupture de pente

Fig. 100 Les profils des méandres de la vallée du Hâvre (L : 1/10 000 H : 1/2 500)

la majeure partie des vallées armoricaines (Sèvre, Blavet, Odet, Aulne, ...), paraît donc en rapport avec le glacio-eustatisme.

Le creusement des méandres est également lié aux conditions climatiques qui ont régné pendant l'encaissement des réseaux. Il semble que les processus associés aux systèmes morphogéniques périglaciaires soient particulièrement favorables au développement de telles formes, surtout ceux qui se rapporteraient aux périodes anaglaciaires ou cataglaciaires (J. Gras, 1963 et 1972). En raison de leur localisation par rapport aux réseaux de drainage, il est donc vraisemblable que les méandres encaissés du Pays Nantais soient l'héritage des dernières crises froides quaternaires.

Le profil en long des secteurs à méandres encaissés présente actuellement des pentes relativement faibles (3 m pour 3,5 km dans la basse vallée du Cens, 2 m pour 3,5 km dans celle du Gesvres, 1 m pour 7 km dans celle du Hâvre). Ces secteurs sont remblayés par d'épaisses alluvions (§ 31). Les rivières y décrivent des méandres divagants très resserrés et les exemples d'adhérence aux rives des méandres encaissés ne sont plus qu'occasionnels. Les méandres encaissés du Pays Nantais représentent donc des formes fossiles.

2/Le creusement des vallées

21/Les irrégularités des profils longitudinaux et transversaux des vallées de 2ème et de 3ème ordres

211/Les profils longitudinaux

Les cours d'eau de 2ème ordre ont des pentes moyennes inversement proportionnelles à leur allongement : Gesvres 3% , Chézine et Hocmard 3,5% , Cens 3,6% , Gobert 7% . Ces inclinaisons dépassent de beaucoup celles des réseaux de 3ème ordre (Erdre 0,55% , Hâvre 1,8% depuis sa source et 0,9% en aval de Cope-Choux). Ces pentes concernent cependant des lits mineurs surimposés aux colmatages colluviaux et alluviaux, donc sensiblement différents du profil des lits rocheux sous-jacents. La connaissance de l'épaisseur de ces colmatages est encore fragmentaire. Les sondages pratiqués jusqu'au socle dans l'axe des thalwegs, encore trop peu nombreux, révèlent des dépôts de 1 à 4 m dans le tiers supérieur de la vallée de la Chézine, de 3 à 4 m au centre de celle du Cens, de 12 à 13 m en aval du Gesvres et du Hâvre (fig. 101). Ces dépôts s'épaississent à l'approche des confluences avec l'Erdre ou avec la Loire : 20 m pour le Hâvre, 23 m pour le Gobert, 20 m pour le Gesvres et le Cens, 21 m pour la Chézine (§ 31 et 32). Ils permettent d'estimer la pente moyenne des lits rocheux à 3,8% pour le Gesvres, 4,3% pour le Cens, 5,1% pour la Chézine.

Les profils en long des réseaux de 2ème ordre diffèrent nettement des courbes régulièrement concaves considérées comme l'expression morphologique du "profil d'équilibre des thalwegs" par les hydrauliciens, malgré les controverses attachées à ce concept. Ceux du Gesvres et de l'Hocmard sont ceux qui se rapprochent le plus de ce type de courbe. Tous sont accidentés par trois séries de ruptures de pentes (fig. 101). La première apparaît au-dessus de 55 m (Gesvres 70-65 m, Cens 65-60 m, Chézine 60-55 m) ; elle correspond à l'incision des bassins supérieurs et borne le recul de tête récent des réseaux à l'intérieur de la surface des plateaux ; le phénomène est plus accusé sur le profil du Gobert (50-40 m) en raison de la capture de son cours supérieur (Chap. 5, § 21). La seconde se trouve vers 35 m (Hocmard 35-30 m, Gesvres 45-40 m et 35-30 m, Cens 37-28 m, Chézine 45-40 m). La dernière se trouve vers 15 m (Hocmard 20-15 m, Gesvres 19-15 m, Cens 13-10 m, Chézine 15-10 m). Ces ruptures de pentes, comparables d'un bassin à l'autre, ne présentent aucun rapport évident ni avec la tectonique ni avec la lithologie, les réseaux longeant ou recoupant selon les cas des affleurements homogènes ou différenciés.

212/Les profils transversaux

Les profils des pentes emboîtées dans le plan des glacis et des replats-glacis du Pléistocène ancien ("pentes basales" des versants à replats, "versants

des vallées à méandres") sont accidentés dans le détail par des replats, des atténuations de pentes (concavités placées le long des profils), ou des ruptures de pentes (au contact d'une section convexe et d'une section rectiligne, ou à l'intérieur d'un profil convexe) (fig. 102). Ces formes de détail s'observent sur le terrain le long de toutes les vallées de 2ème et de 3ème ordres. Leur principal intérêt réside dans les corrélations altimétriques, morphologiques et paléogéographiques qui peuvent être établies à leur propos, malgré les aléas propres à ce genre d'entreprise. A quelques exceptions près en effet, leurs altitudes sont calculées ici à partir des cartes I.G.N. au 1/25 000, dont l'équidistance est de 5 m et dont l'imprécision initiale est aggravée par le manque d'énergie du relief et la petitesse des réseaux concernés. De plus, la valeur de leurs altitudes absolues peut être faussée par les effets de l'évolution des versants eux-mêmes ; les ruptures de pentes ont pu progresser en altitude en raison de l'élargissement des vallées ; les replats, inclinés vers les paléoliths, ont pu se trouver tronqués à des hauteurs différentes en fonction des divagations ultérieures des thalwegs. La signification de leurs altitudes relatives par rapport aux thalwegs actuels est également limitée du fait des remblaiements colluviaux et alluviaux. Celle des altitudes relatives calculées en fonction des lits rocheux ne peut être que ponctuelle si on se limite aux sondages exactement pratiqués dans l'axe des paléoliths. Celle des altitudes relatives calculées en fonction du plan des replats-glacis est approximative en raison des déformations néotectoniques éventuelles subies par ce dernier.

L'ensemble de ces sources d'imprécision étant reconnu, il demeure que des corrélations altimétriques existent indiscutablement entre les replats, atténuations de pentes et ruptures de pentes inventoriés. Ces corrélations s'observent à l'intérieur d'une même vallée et entre les différentes vallées, dans le sens transversal, comme dans le sens longitudinal. Elles différencient par conséquent les accidents considérés, de formes tectoniques ou de simples "replats de position", et semblent en relation avec certaines des ruptures de pente des profils en long des thalwegs. Elles conduisent à reconnaître au moins deux stades distincts de l'encaissement des vallées à l'intérieur du plan des glacis et des replats-glacis, sans recourir implicitement aux principes d'une quelconque interprétation cyclique du modelé fluvial local.

22/ Les étapes du creusement quaternaire des vallées

221/ Les marques d'une incision "Pléistocène II"

A l'intérieur du Plateau Nantais, des replats et ruptures de pentes s'observent en aval de la Chezine (L'Hopiteau, La Bouvernière : 30-25 m), le long du Cens (entre Orvault et l'Ermitage : 35-22 m), en aval de l'Hocmard (entre Le Perdrier et Le Petit-Navy : 29-20 m) ; les versants du vallon du Rupt, affluent de ce dernier comprennent eux-mêmes des atténuations de pentes entre 32 et 27 m (fig. 103). Les exemples les plus remarquables de ces formes se trouvent cependant dans la Vallée du Gesvres ; des ruptures de pentes et des atténuations de pentes apparaissent dès l'amont (Le Quarteron, La Bouvardière, La Paquelais) ; des replats discontinus se succèdent depuis le centre de la vallée jusqu'à sa confluence avec l'Erdre, en particulier entre Les Fosses et Treillières (40-30 m), ainsi qu'en aval du Saz (25-20 m).

A l'intérieur du Plateau du Cellier, des formes similaires s'alignent le long de la Vallée du Hâvre entre 30 et 25 m, principalement au Nord du bief de La Sauvagère ; de même le long de la Loge au Moine entre 40 et 25 m. Dans la dépression de la Seilleraye, les replats signalés à la base du versant de Boisebon entre 35 et 15 m sont à rapporter au même niveau topographique (Chap. 5, § 21, fig. 80) ; intégralement dégagés dans les sables rouges pliocènes, ils témoignent d'une entaille relativement importante, par endroits plus de 20 m, à l'intérieur du remplissage sédimentaire de ce fossé tectonique ; des replats d'altitudes comparables, mais exclusivement façonnés dans les mica-schistes leur font face à la base du versant du Plessis (fig. 102 b).

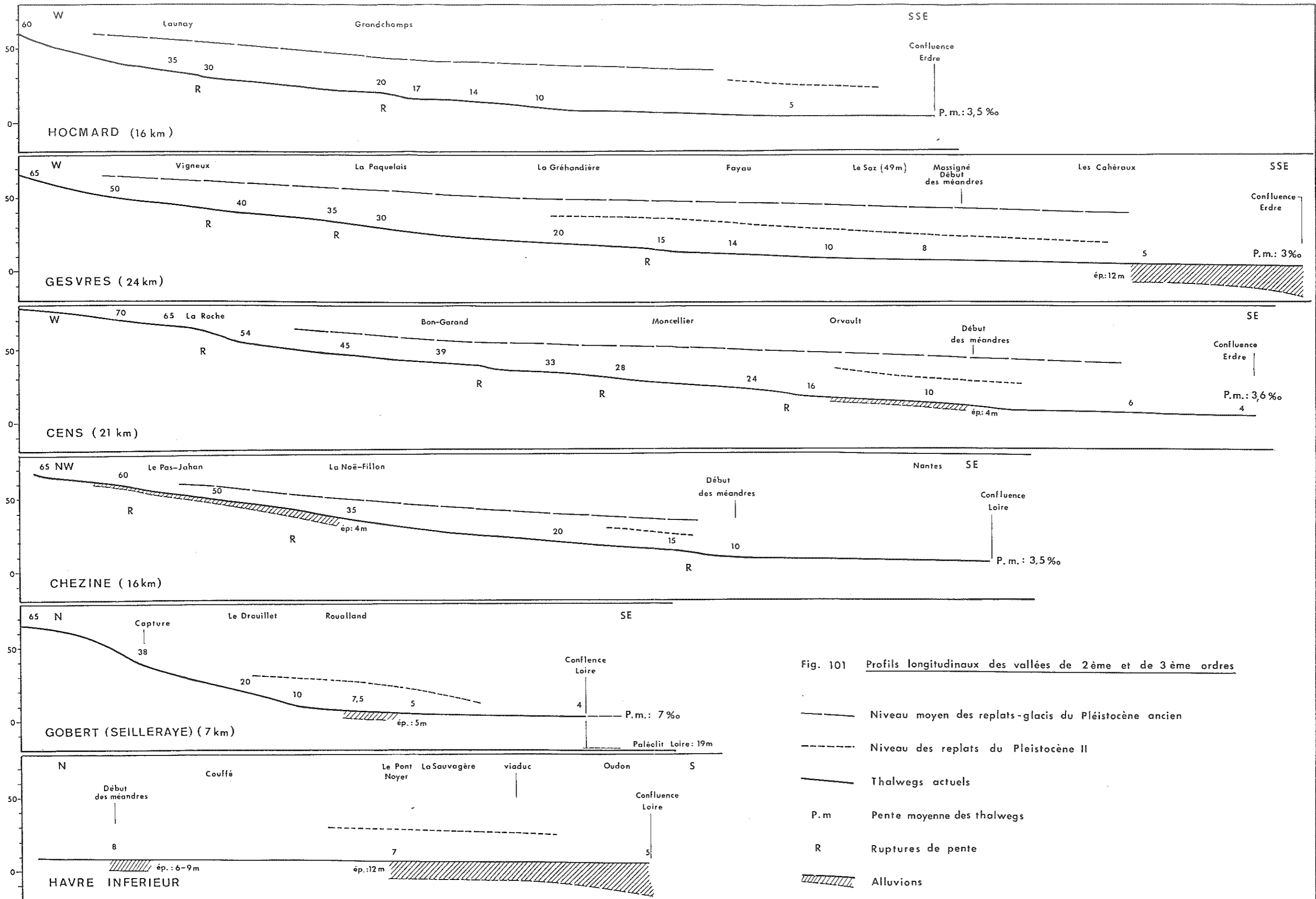


Fig. 101 Profils longitudinaux des vallées de 2ème et de 3ème ordres

- Niveau moyen des replats-glacis du Pléistocène ancien
- - - Niveau des replats du Pleistocène II
- Thalwegs actuels
- P.m. Pente moyenne des thalwegs
- R Ruptures de pente
- ▨ Alluvions

Malgré l'approximation des données numériques, il apparaît que les replats et ruptures de pentes qui alternent le long des vallées déterminent un palier topographique d'altitudes décroissantes vers l'aval : 40-35 m à 25-20 m. Ce palier s'observe dans les sections centrales des vallées (Seilleraye, Hocmard, Gesvres) et se développe surtout dans leurs sections inférieures (Hâvre, Cens, Chezine). Son emboîtement dans le plan des replats-glacis du Pléistocène ancien semble régulier : d'une dizaine de mètres en amont (12 m le long du Gesvres), il passe à une quinzaine ou à une vingtaine de mètres vers l'aval (17 m le long du Hâvre, 16 m le long du Cens, 20 m le long du Gesvres). Sa pente moyenne peut être estimée entre 2 et 3% (1,8% dans la Vallée du Gesvres, 3% dans celles de la Chezine et du Cens inférieurs) ; elle dépasserait ainsi légèrement celle du plan des glacis et replats-glacis qui est elle-même comprise entre 1,3% dans la Vallée du Gesvres et 2,7% dans celle de la Chezine, avec des valeurs intermédiaires le long de celles du Cens (1,7%) et de l'Hocmard (2,1%).

Avec les sections de versants qui les surmontent jusqu'aux rebords des glacis et replats-glacis, les replats définis ci-dessus jalonnent un niveau de creusement quaternaire des vallées de 2ème et de 3ème ordres. Ce niveau de creusement, emboîté dans le plan des glacis d'une dizaine à une vingtaine de mètres, peut éventuellement se rapporter aux ruptures de pentes qui marquent les profils en long des thalwegs vers 55 m à condition que celles-ci se répercutent au niveau des lits rocheux (fig. 101). Il ne supporte actuellement aucun dépôt en dehors de recouvrements colluviaux laminaires. Il est cependant possible de le raccorder à certaines des nappes alluviales présentes le long de l'Erdre inférieure (§ 32). Par référence aux replats-glacis du Pléistocène ancien qui représenteraient en l'occurrence un "Pléistocène I", il peut être présentement assimilé à un "Pléistocène II".

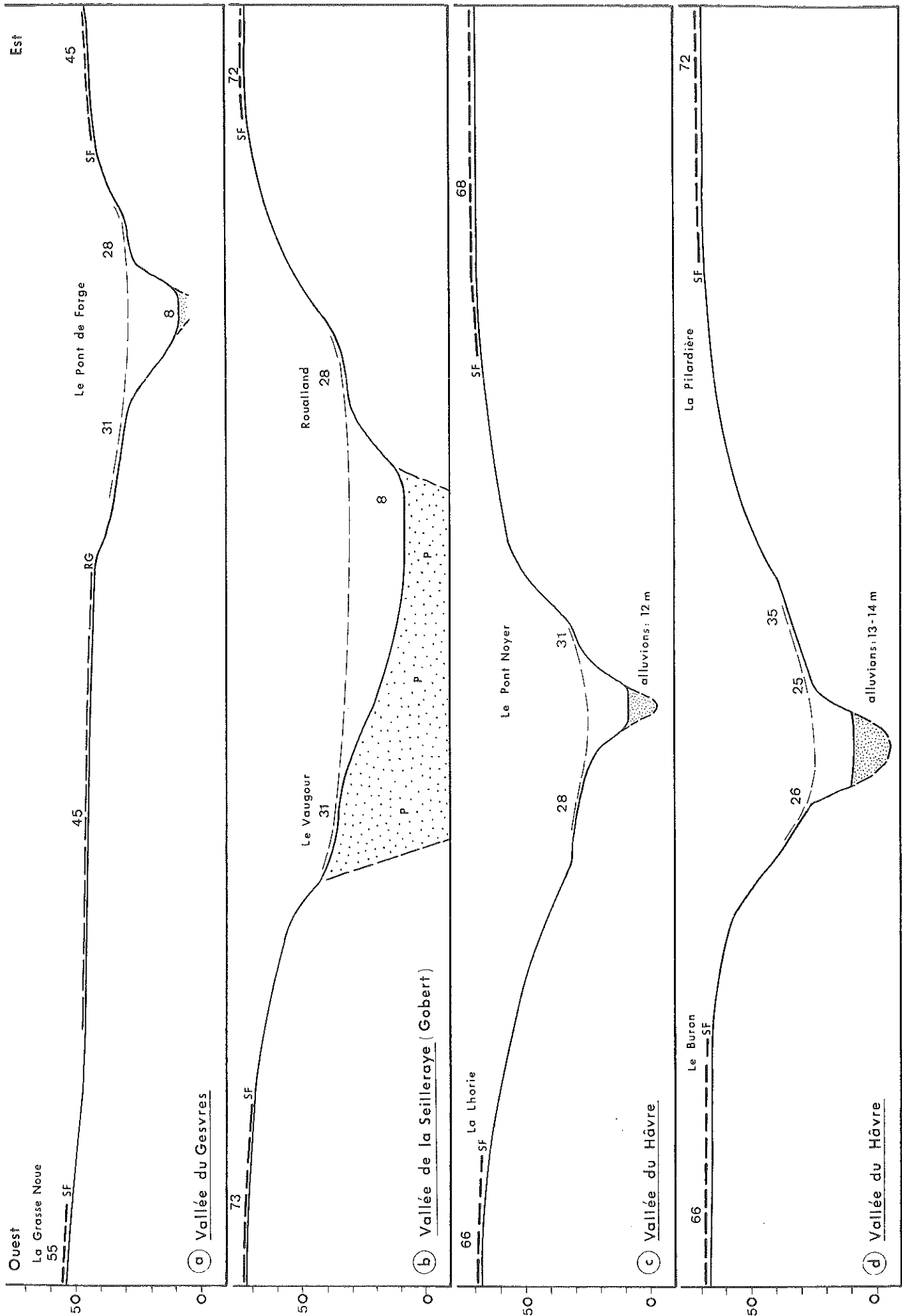
222/ Les marques d'une incision "Pléistocène III"

En limitant une première gouttière fluviale, les alignements de replats du "Pléistocène II" servent également de niveau-repère aux formes de ravinement qui s'y emboîtent (fig. 102). L'incision pratiquée en dessous de ce palier jusqu'aux lits rocheux actuels, en une ou plusieurs étapes, peut être provisoirement rapportée à un "Pléistocène III". Son ampleur demeure difficile à chiffrer en raison des remblaiements alluviaux, mais s'avère en tout cas supérieure à celle du niveau du "Pléistocène II" par rapport au plan des glacis et replats-glacis du "Pléistocène I". A partir du plancher alluvial actuel, elle est déjà de 18 m au centre de la Vallée du Gesvres, de 17 m au centre de celle du Cens, de 19 m au centre de celle de La Seilleraye, de 20 m à l'aval de celle du Hâvre. A partir des sondages atteignant le lit rocheux au droit de replats du Pléistocène II, elle peut être estimée à 23 m en aval du Cens (début du train de méandres encaissés), à 27 m en aval du Gesvres (Les Cahéraux), à 34 m en aval du Hâvre (viaduc d'Oudon). Cette incision peut éventuellement se rapporter aux ruptures qui concernent les profils en long des thalwegs vers 45-40 m et 35-30 m, sous réserve des mêmes conditions que dans le cas précédent.

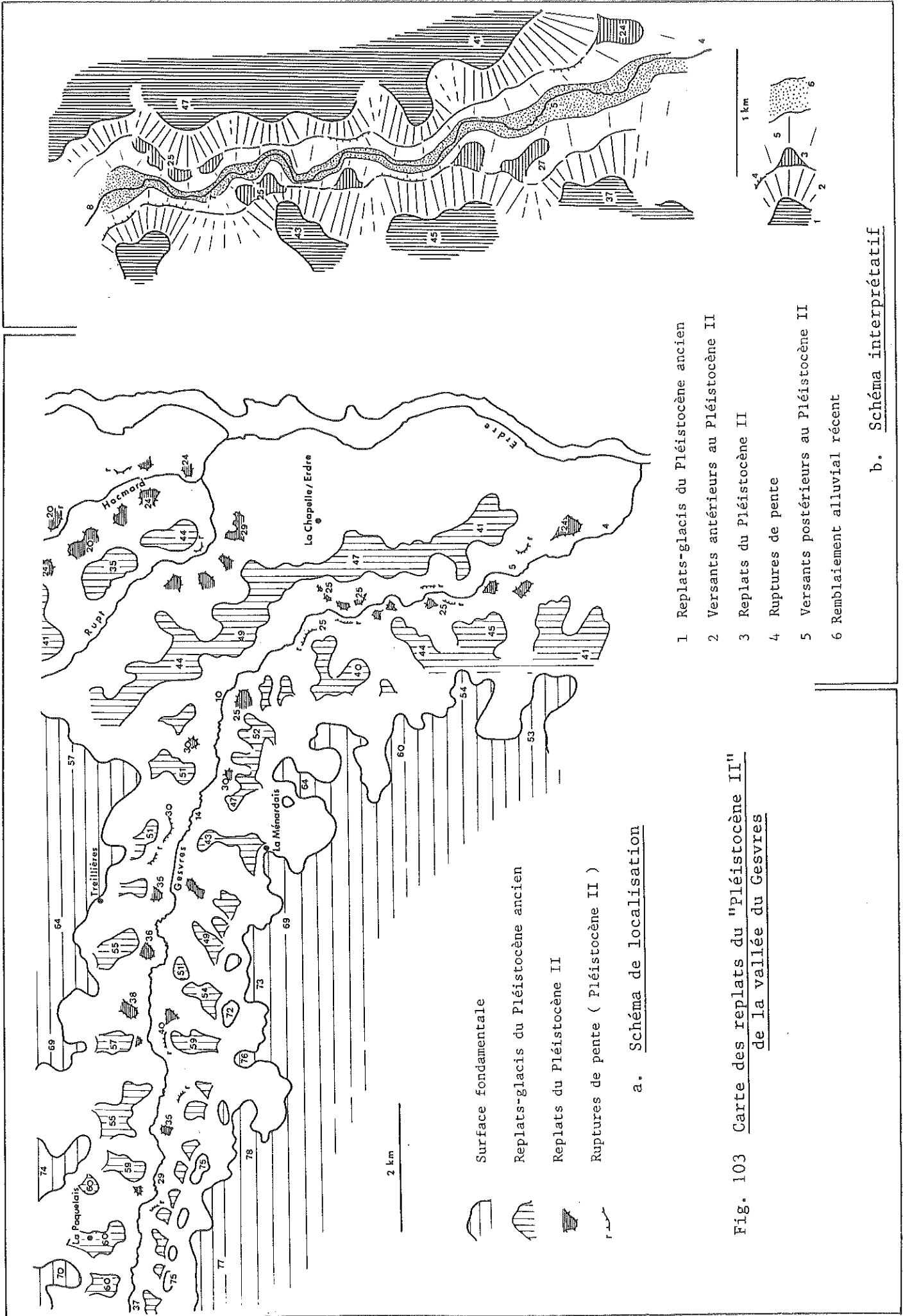
C'est en général à leur base, en dessous des replats du "Pléistocène II", que les versants de vallées présentent les pentes les plus fortes (section rectiligne des profils convexo-concaves par exemple). C'est aussi à l'intérieur de ce palier que s'encaissent les trains de méandres. Toutes les données morphologiques concordent donc pour indiquer que le "Pléistocène III" correspond à un stade majeur du creusement des vallées et enregistre les effets d'une incision du réseau plus prononcée qu'au cours du "Pléistocène II".

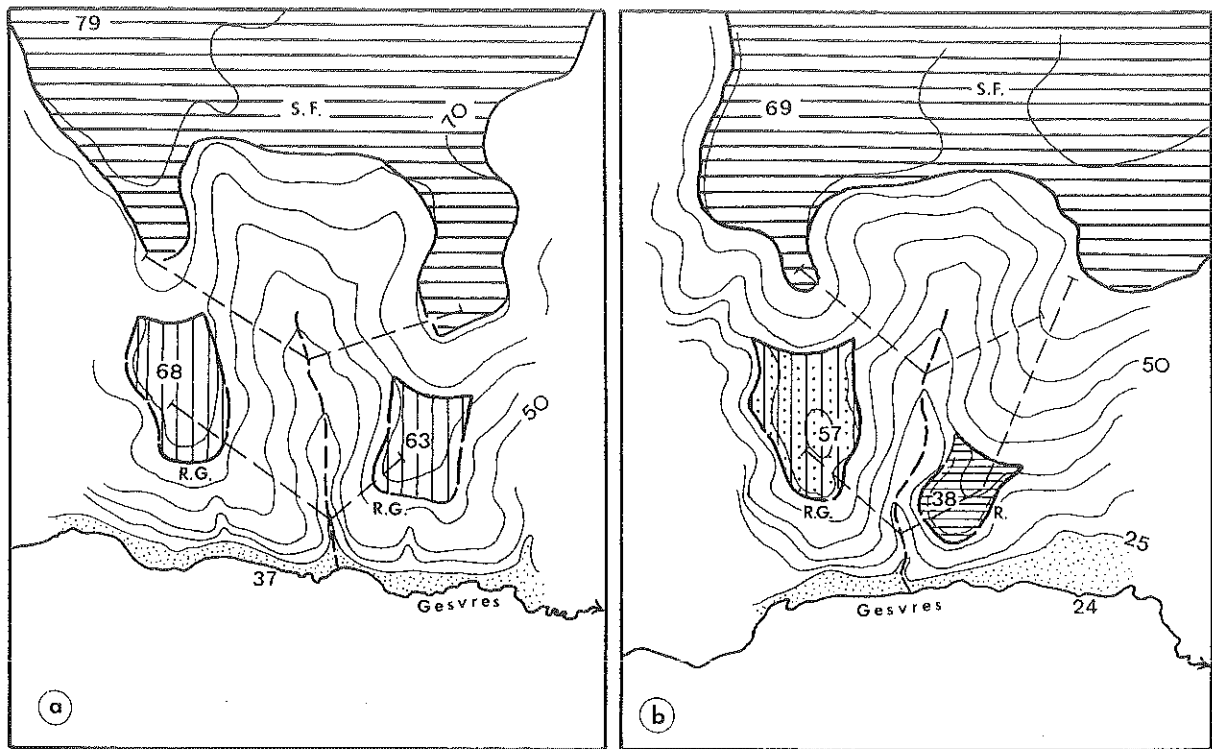
223/ Les indices d'une incision "Pléistocène IV"

Ils se cantonnent à l'aval des trains de méandres, dans les deux ou trois kilomètres immédiatement antérieurs aux confluences avec l'Erdre ou la



— SF Surface fondamentale — RG Replats-glacis du Pléistocène ancien ---- Niveau de creusement du Pléistocène II
 Fig. 102 Profils transversaux des vallées à replats du Pléistocène II (L : 1/10 000 H : 1/2 000)

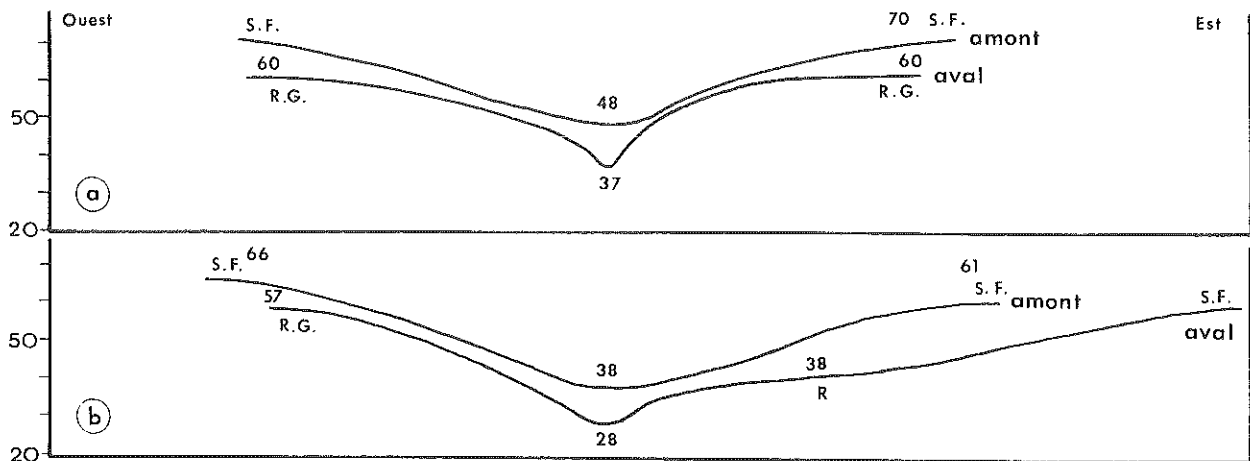




A Plans de localisation
(1/25 000)

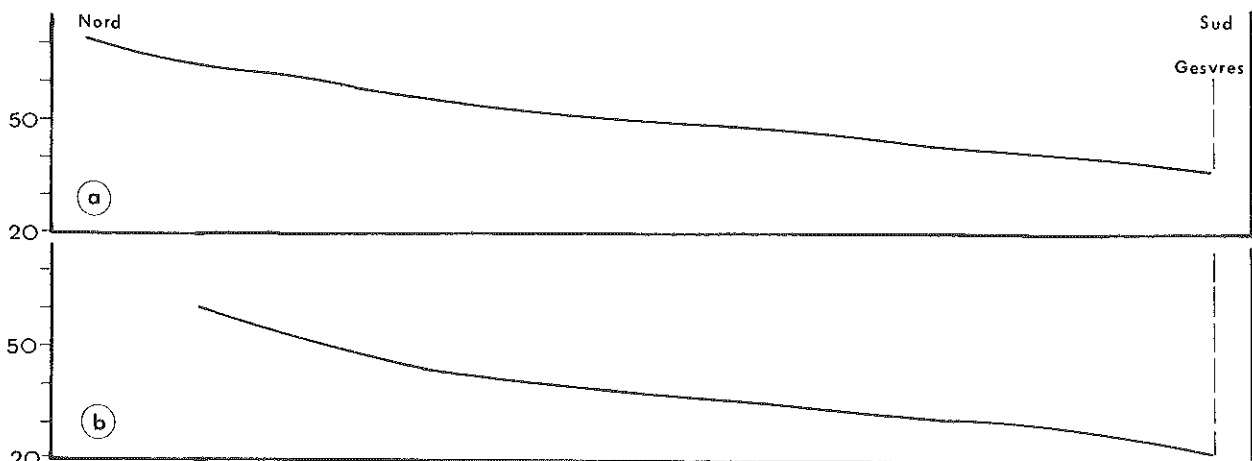
a Vallon de La Freudière (La Paquelais)
b Vallon des Fosses (Treillières)

SF : Surface fondamentale RG : Replats-glacis R : Replat du Pléistocène II --- Tracé des coupes



B Profils transversaux
(L : 1/10 000 H : 1/2 000)

a Vallon de La Freudière
b Vallon des Fosses



C Profils longitudinaux
(L : 1/10 000 H : 1/2 000)

a Vallon de La Freudière
b Vallon des Fosses

Fig. 104 Morphologie des vallons affluents de rive Nord du Gesvres

Loire. Ces confluences s'accompagnent couramment d'un resserrement et d'un raidissement des versants, d'où les formes de "vallées en bouteilles" qui affectent beaucoup de vallées. Les goulets correspondants sont généralement encadrés de pentes rectilignes de 10 à 20°, dont l'écart à la base se réduit progressivement à quelques centaines ou à quelques dizaines de mètres. Parfois ponctués d'ouvrages défensifs (Oudon, Gobert), ils furent mis à profit par les voies anciennes pour le franchissement des fonds de vallées (route d'Ancenis, route de Sucé).

La tectonique a contribué à l'élaboration de telles formes dans plusieurs cas (convergence des failles bordières en direction de la terminaison du fossé de la Seilleraye, franchissement probable de zones mylonitisées à résistance renforcée en aval du Gesvres). Néanmoins, les sondages pratiqués dans les alluvions du Gesvres et du Hâvre inférieurs, comparés à ceux réalisés au fond de l'Erdre et de la Loire aux environs de leurs confluences avec ces deux cours d'eau, indiquent que l'étranglement des vallées vers l'aval est généralement associé à une convexité et à un surcreusement des thalwegs rocheux. Les pentes des sections terminales des thalwegs rocheux du Gesvres et du Hâvre passeraient l'une et l'autre de - 7 m NGF à - 15 m NGF en 2,9 km pour le premier et en 2,4 km pour le second, avec des inclinaisons respectives de 2,75% et de 3,3%, nettement supérieures à celles des secteurs situés immédiatement à l'amont (fig. 101). Ces marques de surcreusement pourraient éventuellement se corréliser avec les ruptures de pentes de 20-10 m observées le long des profils actuels, à condition, comme dans les cas précédents, que celles-ci coïncident avec des ruptures le long des lits rocheux.

Tous ces phénomènes dénoteraient une ultime reprise d'érosion, strictement localisée à l'aval des vallées, distincte de celle du Pléistocène III et contemporaine d'un "Pléistocène IV". Ils témoigneraient également d'un approfondissement momentané des niveaux de base (confluences avec l'Erdre et avec la Loire), sous l'influence éventuelle de l'eustatisme.

23/Le creusement des vallons secondaires

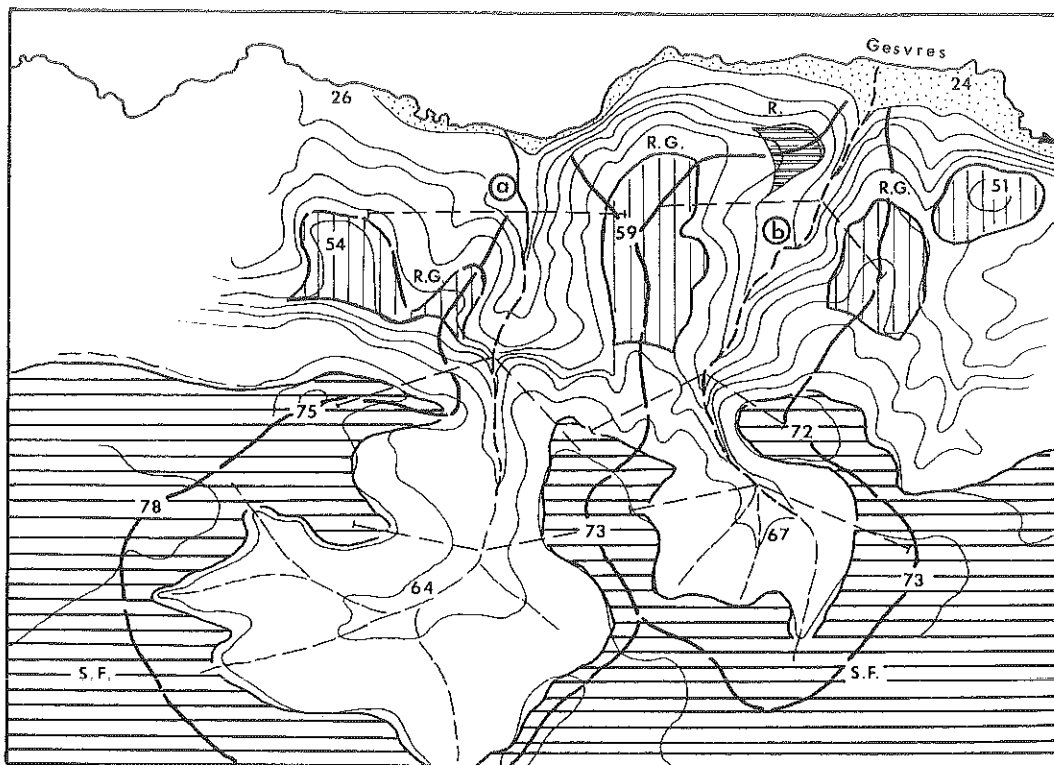
Le modelé en creux du Pays Nantais se caractérise par de multiples vallons généralement courts et encaissés ; les plus longs n'atteignent que 4 à 5 km (Vallon du Rupt, Coulée Rochard, Loge au Moine supérieure, ...).

231/Les propriétés morphologiques des vallons

Ces vallons forment un maillage très dense. Ils canalisent par exemple 80% de la totalité du drainage à l'intérieur des bassins-versants du Gesvres et du Cens (1,26 km/km²). Ils exercent une influence notable sur les paysages en tronçonnant les versants préexistants et en disséquant les plates-formes. Ils sont finalement responsables d'une complexité des modelés de détail, dont les bordures des Marais de Petit-Mars et les collines de Casson, ou de Couëron, constituent les manifestations les plus achevées. Leur abondance va de pair avec une diversité morphologique qui tient évidemment à la configuration des réseaux hydrographiques, à l'altitude des interfluves et des confluences, mais aussi aux facteurs structuraux qui exercent déjà un rôle prépondérant sur leur tracé. Deux séries de vallons présentent à cet égard des caractères exemplaires.

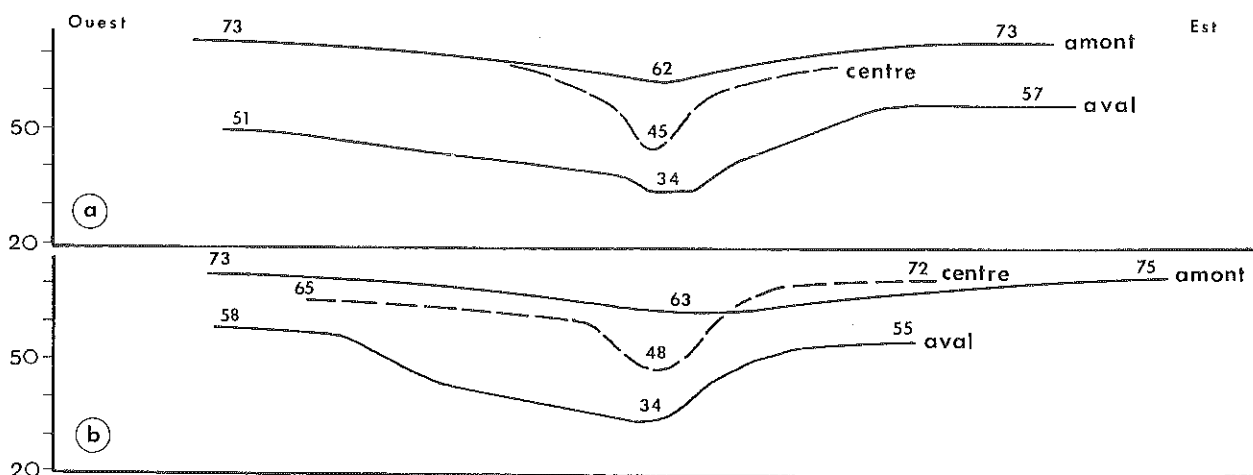
2311/Les vallons affluents de rive Nord du Gesvres représentent des types de formes creusées dans un socle relativement homogène, ici des mica-schistes.

Entre Vigneux et Le Saz, le versant septentrional de la Vallée du Gesvres est recoupé par une quinzaine de vallons orientés Nord Nord Ouest - Sud Sud Est à Nord-Sud, longs de 1 à 3,5 km, indistinctement encaissés dans la Surface fondamentale et les replats-glacis. Certains sont coudés (La Rincçais, à l'Est de Treillières). D'autres sont décrochés au centre ou à l'aval (Le Moulin-de-la-Rivière à l'Est de La Paquelais), leur forme étant conditionnée par les lignes de fractures directionnelles d'orientation angevine, abondantes

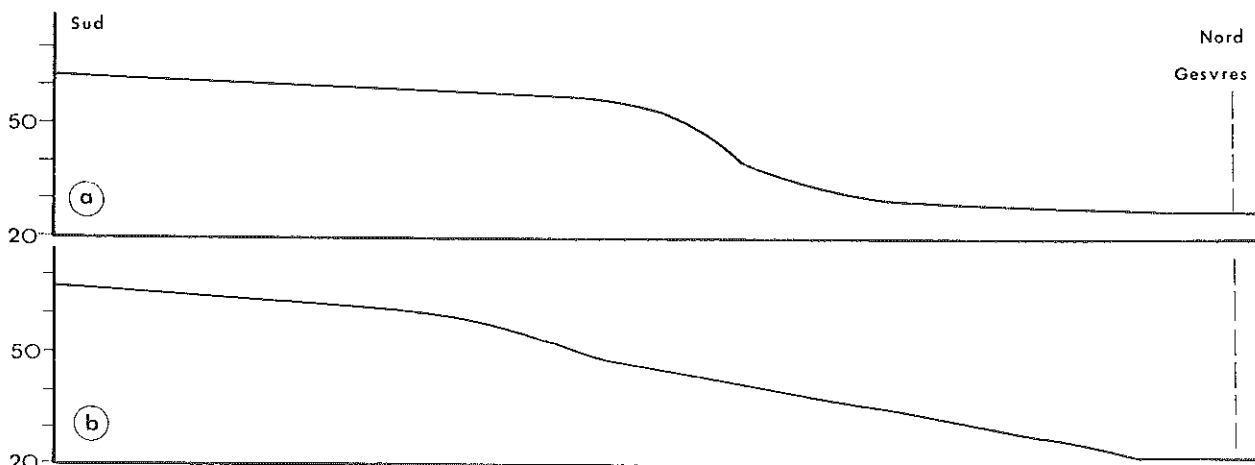


A Plan de localisation (1/25 000) a Vallon de La Blenetière b Vallon du Gesvrereau

SF : Surface fondamentale RG : Replats-glacis R : Replat du Pléistocène II --- : Tracé des coupes



B Profils transversaux (L : 1/10 000 H : 1/2 000) a Vallon de La Blenetière b Vallon du Gesvrereau



C Profils longitudinaux (L : 1/10 000 H : 1/2 000) a Vallon de La Blenetière b Vallon du Gesvrereau

Fig. 105 Morphologie des vallons affluents de rive Sud du Gesvres

dans ce secteur. Dans l'ensemble cependant, leurs plans sont simples et longiformes. Ils comprennent un bassin de réception semi-circulaire et évasé ; une section centrale élargie, dont les versants convexo-concaves sont inclinés de 3 à 5° et élevés de 20 à 30 m, et dont la base, atténuée par des colluviaux, se raccorde à un fond presque plat ; un étranglement à versants convexes redressés au niveau des confluences (5 à 8°) (fig.104 A).

La pente des profils en long de ces vallons s'incline en fonction de la longueur des thalwegs et de l'altitude des confluences (16 à 27%). Concave au niveau des bassins de réception, elle est généralement rectiligne au centre et convexe en aval (fig.104 C). Cette convexité terminale, associée au resserrement et au redressement des versants encadrants, traduit un approfondissement des lits rocheux au voisinage des niveaux de base locaux. Emboîtée dans le niveau de creusement du Pléistocène II de la Vallée du Gesvres, elle peut témoigner d'une reprise d'érosion à l'aval des vallons, elle-même associée aux effets de la crise d'incision majeure du Pléistocène III à l'intérieur des vallées.

2312/Les vallons affluents de rive Sud du Gesvres représentent des formes creusées dans un socle hétérogène et tectonisé, telles qu'il en existe aussi le long des vallées du Cens et de la Chezine. Ils s'apparentent à ceux de rive Nord par leur nombre, leurs dimensions, leurs orientations, leur recouplement de paliers successifs jusqu'au fond de la vallée, mais s'en distinguent par leur plan, leur morphologie et leurs profils longitudinaux. Ces vallons sont largement conditionnés par la bordure du Batholithe d'Orvault et par le modelé spécifique du versant méridional de la vallée du Gesvres (Chap. 1, § 212). Il s'agit de formes composites et mal calibrées, associant toujours deux parties distinctes.

A l'aval, dans les micaschistes albitiques, tous les vallons comprennent un bassin large, à fond plat ou en berceau, dominé par les replats-glacis. Les versants sont convexes ou convexo-concaves, avec des pentes de 5 à 6° et des commandements de 20 à 25 m. Ces bassins inférieurs se raccordent à la Vallée du Gesvres par des resserrements, comme leurs homologues de rive Nord.

A l'amont, dans les granites à deux micas, s'épanouissent des cuvettes perchées (50 à 70 m), de formes circulaires ou elliptiques (500 à 1 000 m de grand axe). Leur encaissement dans la Surface fondamentale n'excède jamais 15 m et leurs pentes, convexo-concaves, jamais 2° (fig.105 A). Leur alternance avec le chapelet de buttes bordières de la Surface fondamentale, leur alignement et leurs formes sont influencés par la lithologie (Chap. 8, § 31). Leur situation et leur environnement témoignent d'un passé endoréique et les apparentent à des "alvéoles élémentaires" de plateaux. Leur ouverture et leur capture résultent du recul de tête des affluents du Gesvres. Toutes ces cuvettes sont reliées aux bassins inférieurs par des goulets courts (100 à 250 m), profonds et resserrés, encadrés par des pentes convexes à court rayon de courbure (6 à 12°) (fig.105 B). Ces goulets de raccordement s'alignent sur les isohypses 50-60 m et recoupent la "pente sommitale" du versant méridional de la vallée. Dominés par les avant-buttes de la Surface fondamentale, ils coïncident avec le contact mylonitisé granites-micaschistes.

Les profils en long des thalwegs sont relativement redressés et directement conditionnés par la morphologie bipartite des vallons (fig.105 C). Leur raccord à la Vallée du Gesvres présente généralement une légère convexité d'aval et s'accompagne parfois de cônes de déjection (Chap. 9, § 343). Le rapprochement et le redressement corrélatif des versants suggèrent, ici aussi, un surcreusement de lits rocheux au contact des niveaux de base locaux. Le caractère essentiel de ces profils réside cependant dans les ruptures de pentes exceptionnellement marquées qui soulignent les goulets de raccordement entre cuvettes perchées et bassins inférieurs : 18 à 75%.

A la fois composites par leur dispositif morphologique et étagés par leurs profils longitudinaux, les vallons du versant méridional de la Vallée du Gesvres offrent donc de remarquables exemples de modelés d'érosion différentielle et de ruptures de pentes d'origine lithologique.

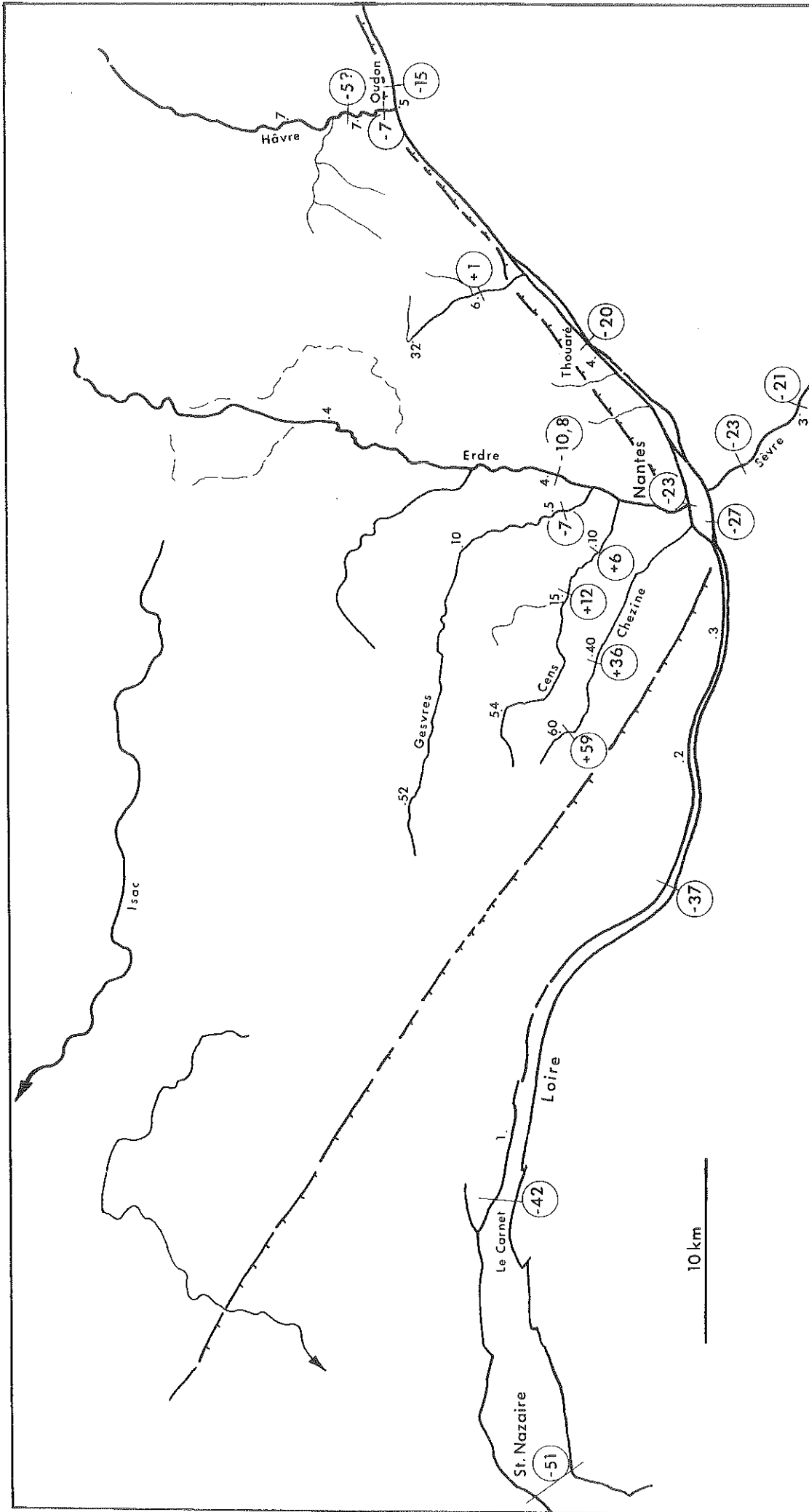


Fig. 106 Cotes des paléolits des cours d'eau du Pays Nantais

(Grands chiffres : Cote en m par rapport au Zero N.G.F. Petits chiffres : Altitude en m des sommets des remblaiements alluviaux (I.G.N.))

Sources : F.Ottmann et al. (1968) - M.Ters (1969 et 1978) - Direction départementale de l'Équipement - Entreprise Bourdin et Chaussé

232/La signification paléogéographique des vallons

Les vallons de 1er ordre se rangent, avec les méandres encaissés des sections inférieures des vallées de 2ème ordre, parmi les formes de creusement les plus remarquables et les plus récentes de la région. Ainsi que ces derniers, ils témoignent, du fait de leur abondance et de leur encaissement, d'une incision vigoureuse et tardive, qui peut être mise en relation avec l'action des dernières crises froides quaternaires. Néanmoins, leurs tracés demeurent généralement rectilignes, ce qui tend à confirmer, qu'outre certaines conditions structurales, la formation des méandres exige un débit et une puissance érosive dont le seuil fut atteint par les vallées de 2ème ordre, mais que les vallons de 1er ordre n'ont manifestement jamais connus.

3/Remblaiements alluviaux et nappes alluviales

L'alluvionnement de la Loire et de son estuaire fait l'objet d'études spécialisées, entreprises depuis le siècle dernier et conçues en fonction d'objectifs sédimentologiques, paléoclimatiques ou archéologiques. Ses matériaux se classent en quatre catégories principales :

- Des éléments composites : sables à grains R.M., silex à patine aquatique, débris et blocs de grès ladères, dispersés sur le glacis de Saint-Etienne-de-Montluc ou sur quelques monticules insubmersibles de la région de Donges, représentent les résidus d'alluvionnements anciens, nécessairement antérieurs au Würm (M. Ters, 1969, Notice, Carte géologique, Nantes) (M. Gruet, 1975 et 1976, p. 111). On a vu que ce matériel était spécifiquement estuarien, mais ne pouvait en aucun cas se rapporter à une "terrasse alluviale" construite, dans son état actuel (Chap. 4, § 3212).
- Une nappe alluviale grossière, épaisse de 5 à 10 m, formée de cailloutis et de galets de base, repose directement sur le lit rocheux de la Loire et se rattache à un remblaiement pléniglaciaire würmien (M. Ters, 1978, Notice, Carte géologique Paimboeuf).
- La gouttière de la Loire est remblayée par des vases tourbeuses et des argiles à débris végétaux, par de la "jalle" et des sables, dont l'épaisseur varie de 15 m à Nantes à 40 m à Mindin, dont le dépôt s'étend aux "marais externes", et dont la formation est intégralement rapportée à la transgression holocène (M. Ters, N. Planchais et C. Azema, 1968) (F. Ottmann, Y. Alix, J.C. et O. Limasset, 1968) (L. Barbaroux, 1980).
- Des sables argileux, argiles bleues et tourbes, entièrement rapportés au Flandrien, colmatent les "marais internes" (D. Prigent, 1978) (L. Visset, 1979).

En comparaison, l'alluvionnement des affluents de la Loire demeure encore très mal connu. Il concerne néanmoins les versants à plusieurs titres, en influençant leurs profils et en représentant l'une des formations corrélatives de leur évolution. Les fonds de vallées et de vallons sont occupés, jusqu'aux sources, par trois types de dépôts :

- Des "remblaiements alluviaux", épais de plusieurs mètres, réalisés sous l'influence exclusive des processus fluviatiles, associés aux épisodes les plus tardifs de l'évolution des vallées et finalement responsables du fond plat, caractéristique de leurs profils (§ 31).
- Des "nappes alluviales", ou "terrasses", limitées à quelques placages sédimentaires répartis en bordure de l'Erdre, dont le dépôt est antérieur à celui des "remblaiements alluviaux" et dont le trait commun est d'affleurer à plusieurs mètres au-dessus du fond actuel des vallées (§ 32).
- Des "colmatages colluviaux", qui occupent les vallons, déterminent leurs profils en berceau, résultent principalement des processus périglaciaires, mais interfèrent avec les dépôts alluviaux qui les prolongent vers l'aval (Chap. 9, § 3).

31/Les remblaiements alluviaux holocènes des vallées de 2ème et de 3ème ordres

Ouest

Est

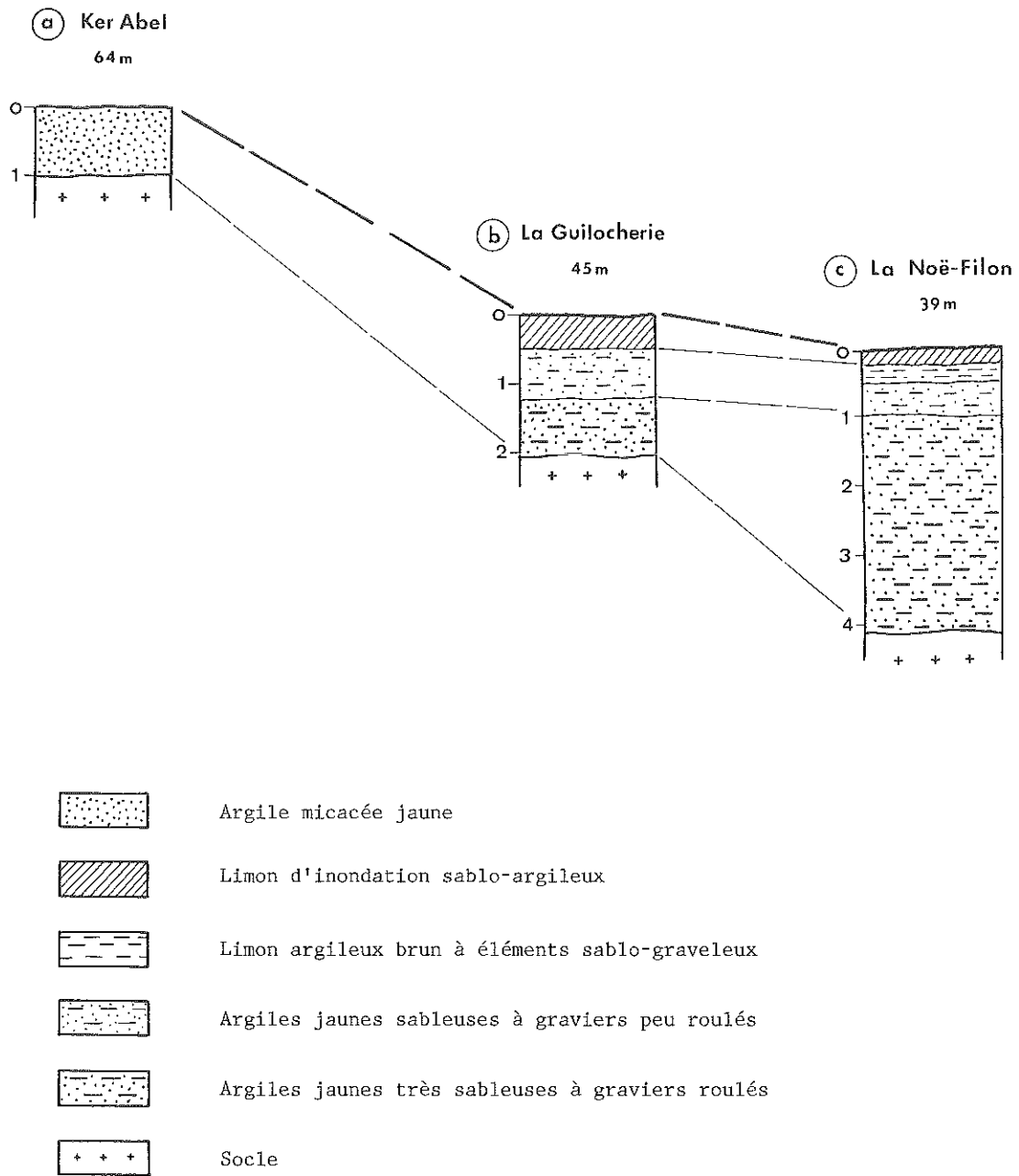


Fig. 107 Profil longitudinal des alluvions de la Chezine supérieure entre Ker Abel et La Noë-Filon (Sautron)
(Reconstitué en partie d'après sondages de la Direction départementale de l'Équipement et de la Société Géoprosco Sud, complété et modifié)

311/Répartition et épaisseurs

Les "remblaiements alluviaux" s'étendent sur plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres de largeur, dans les sections centrales et inférieures des vallées (Erdre, Hâvre, Gesvres, ...), ainsi qu'à l'aval de leurs affluents (Rousselière, Coulée Rochard, ...). En colmatant le fond des vallées, ils en soulignent le mauvais calibrage. En correspondant à des zones basses et surtout argileuses, ils déterminent des terroirs linéaires, coupés par des prairies permanentes et largement inondés en hiver.

Les tracés tremblés des cours d'eau actuels décrivent de remarquables méandres divagants, qui incisent les horizons alluviaux les plus superficiels sur un à deux mètres et qui manifestent des tendances permanentes au recouplement (J.M. Palierne, 1972). Des bourrelets de rives, soulignés lors des inondations, encadrent les lits d'étiage et les anciens chenaux de crues ; ils témoignent de la pérennité de l'alluvionnement jusqu'à l'époque actuelle. Les planchers alluviaux sont assortis de dépressions marécageuses, essentiellement perceptibles par les nuances végétales, résultant évidemment de l'abandon et du colmatage d'anciens méandres divagants. Des coulées de solifluction et des cônes de déjection fixent les contours des apports purement alluviaux vers la base des versants (Gesvres, Gobert, Hâvre) (Chap. 9, § 2 et 3).

Les épaisseurs des remblaiements varient en fonction de l'importance des vallées et de la proximité des embouchures. Elles sont de 1 à 2 m à l'amont des vallées (Chezine), de 3 à 4,5 m au centre (3,5 m le long du Cens et de la Chezine, 4,5 m à 25 km de l'embouchure du Hâvre), de 12 à 15 m à l'aval (12 m à 3 km de l'embouchure du Gesvres, 13 m à 3 km de celle du Hâvre, 15 m à 7,5 km de celle de l'Erdre).

312/Composition et stratigraphie

A l'affleurement, les alluvions se composent généralement de limons beiges et bruns, très compacts, auxquels se mêlent quelques lits d'argiles claires, grises ou blanches et auxquels se substituent localement des tourbes. En profondeur, elles comprennent des argiles, des sables, des graviers et présentent d'importantes variations latérales de faciès. Leurs successions stratigraphiques peuvent se déduire des informations ponctuelles relatives aux comptes-rendus des sondages réalisés par la Direction Départementale de l'Équipement et par les entreprises d'aménagements routiers.

3121/La sédimentation alluviale dans les vallées de 2ème ordre

- Dans les cours supérieurs : Exemple des sondages pratiqués dans le tiers supérieur de la vallée de la Chezine en amont de La Noë-Filon (Nantes 1-2 SE), lors de la construction de la Déviation de Sautron, par la Direction Départementale de l'Équipement et la Société Géoprosco Sud (fig. 107).

En amont de Ker Abel (64 m), le fond de la vallée est colmaté par 1 m d'argiles micacées jaunes, directement issues du remaniement des altérites des pentes encadrantes par solifluction. Un peu plus en aval, à La Guillocherie (45 m), des argiles jaunes, sableuses et graveleuses forment un remblaiement alluvial de plus en plus grossier vers la base, sur 2 m d'épaisseur (fig. 107 b). Encore plus en aval, à La Noë-Filon (39 m), une première stratification apparaît avec la superposition d'un limon superficiel beige, d'argiles sableuses puis de sables graveleux, sur une puissance totale de 4 m (fig. 107 c).

Dans ce "cours supérieur", court (5 km) et redressé (6%), l'épaississement progressif du colmatage s'accompagne déjà d'un triage granulométrique vers le fond et d'un litage des alluvions vers l'aval.

- Dans les cours centraux : Exemple des sondages pratiqués le long du Cens à Orvault, au fond du bief de Moque-Souris et des resserrements voisins (Nantes 3-4 SE), lors de la construction de la Déviation Nord de Nantes, par la Direction Départementale de l'Équipement (fig. 108).

Est

Ouest

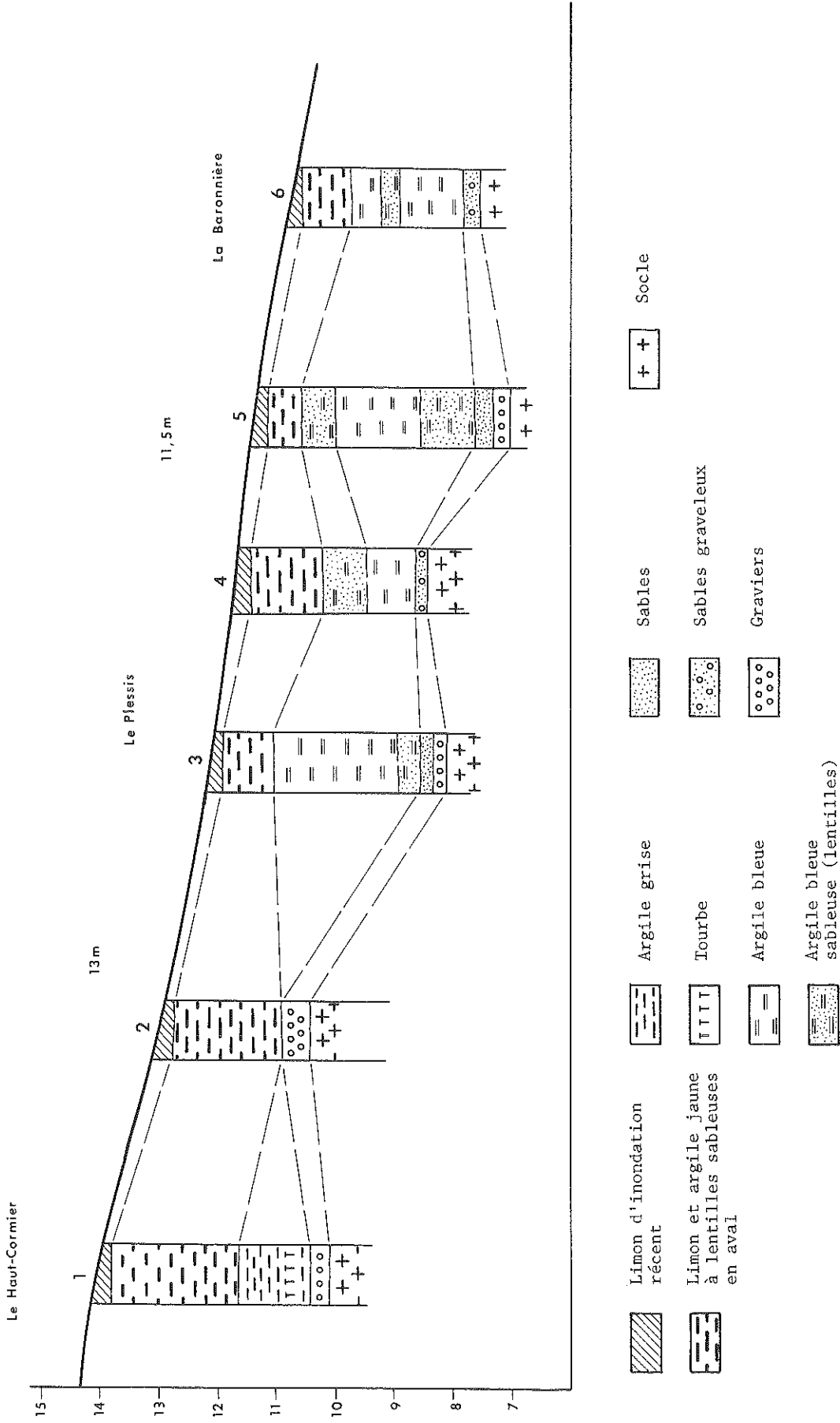


Fig. 108 Profil longitudinal des alluvions du Cens moyen entre Le Haut-Cormier et La Baronnière (aval d'Orvault)
 (L : 1/10 000 H : 1/100) Reconstitué d'après résultats de sondages pratiqués par la Direction
 départementale de l'Équipement de Loire-Atlantique (1970), complété et modifié.

Au droit de la confluence Cens-Rousselière (14 m), les coupes révèlent une stratigraphie tripartite, comparable à celle décrite dans la haute vallée de la Chezine : des limons superficiels beiges recouvrent des argiles grises ponctuellement tourbeuses, des sables graveleux et des graviers (fig. 108, 1 et 2). A l'aval du Haut-Cormier (13 m), apparaissent des argiles bleues plastiques, épaisses de 1,5 m en amont et de 3 m en aval, assorties de lentilles sableuses, mais toujours comprises entre des limons superficiels beiges et des formations grossières directement déposées sur un substratum de micaschistes altérés (fig. 108, 3 à 6).

Dans ce "cours central" moyennement incliné (3%), l'épaisseur totale des remblaiements demeure de 4 à 4,5 m. L'assemblage réalisé sur la figure 108 à partir d'une sélection des sondages les plus proches de l'axe médian de la vallée vérifie la continuité des limons superficiels beiges et des formations grossières de base. Il illustre le passage d'un type de remblaiement d'amont (argiles jaunes ou grises à passées sableuses) à un type d'alluvionnement d'aval à caractère transgressif (argiles bleues).

- Dans les cours inférieurs : Exemple du profil transversal dressé en aval du Gesvres, au fond du "bief" des Cahéreaux (Nantes 3-4), lors de la construction de la déviation Nord de Nantes, par la Direction Départementale de l'Équipement (fig. 109).

Dans ce secteur, proche de la confluence avec l'Erdre (3 km) et presque horizontal (moins de 1%), le remblaiement total est épais de 11,40 m et ne comprend que des matériaux fins. Hormis les bourrelets de rives qui longent les lits mineurs du Gesvres et de son affluent, la Ménardais, il comprend d'abord des tourbes qui affleurent largement sur le fond de la vallée et qui s'accumulent parfois sur plus de 6 m d'épaisseur en moulant un paléolith du Gesvres. Ces tourbes reposent sur un colmatage d'argiles (2 à 8 m) qui comprend lui-même une épaisse passée tourbeuse en son centre.

Des argiles bleues à tourbes s'observent pareillement dans la basse vallée de l'Hocmard. Des remplissages comparables existent encore dans la dépression de La Seilleraye.

Des sondages pratiqués en 1979 par l'Entreprise Bourdin et Chaussé dans l'axe de l'autoroute A 11, à l'Est du Vaugour, à 6 m d'altitude et à 2,5 km de l'embouchure, ont révélé l'alternance de limons gris ou bruns, d'argiles grises et sableuses, de sables et de passées tourbeuses, sur au moins 5 m de profondeur, sans atteindre les sables rouges tertiaires sous-jacents. Au droit de La Châtaigneraie, à 1,5 km en amont, existe une stratigraphie similaire, avec affleurement d'une tourbe épaisse de plusieurs décimètres sur des argiles grises superposées à des sables rouges.

Dans ces "cours inférieurs", d'une platitude presque parfaite, la stratigraphie se réduit donc à des argiles bleues ou grises, très épaisses, qui correspondent aux formes d'alluvionnement les plus récentes, et à des tourbes, dont la formation résulte des conditions d'environnement propres aux confluences (§ 3134).

3122/La sédimentation alluviale à l'aval des vallées de 3ème ordre

- Le remblaiement du Hâvre en aval de Couffé est connu par les prospections qui ont précédé les divers aménagements réalisés pour son franchissement.

Les sondages effectués en 1966 par le Laboratoire régional des Ponts et Chaussées d'Angers, à l'emplacement du viaduc d'Oudon (RN 23), renseignent sur l'épaisseur des alluvions du Hâvre près de son embouchure (13 m), mais ne signalent que des dépôts argileux non différenciés, sinon par leur couleur (beiges au sommet, gris, bleus ou verts en profondeur). Ceux pratiqués en 1979 par Bourdin et Chaussé au Nord du bief de La Sauvagère, selon le tracé de l'autoroute A 11, permettent de construire un profil transversal schématique du remblaiement du Hâvre à 4 km de son embouchure (fig. 110). Il y réapparaît, sur 12 m d'épaisseur, une stratigraphie tri-

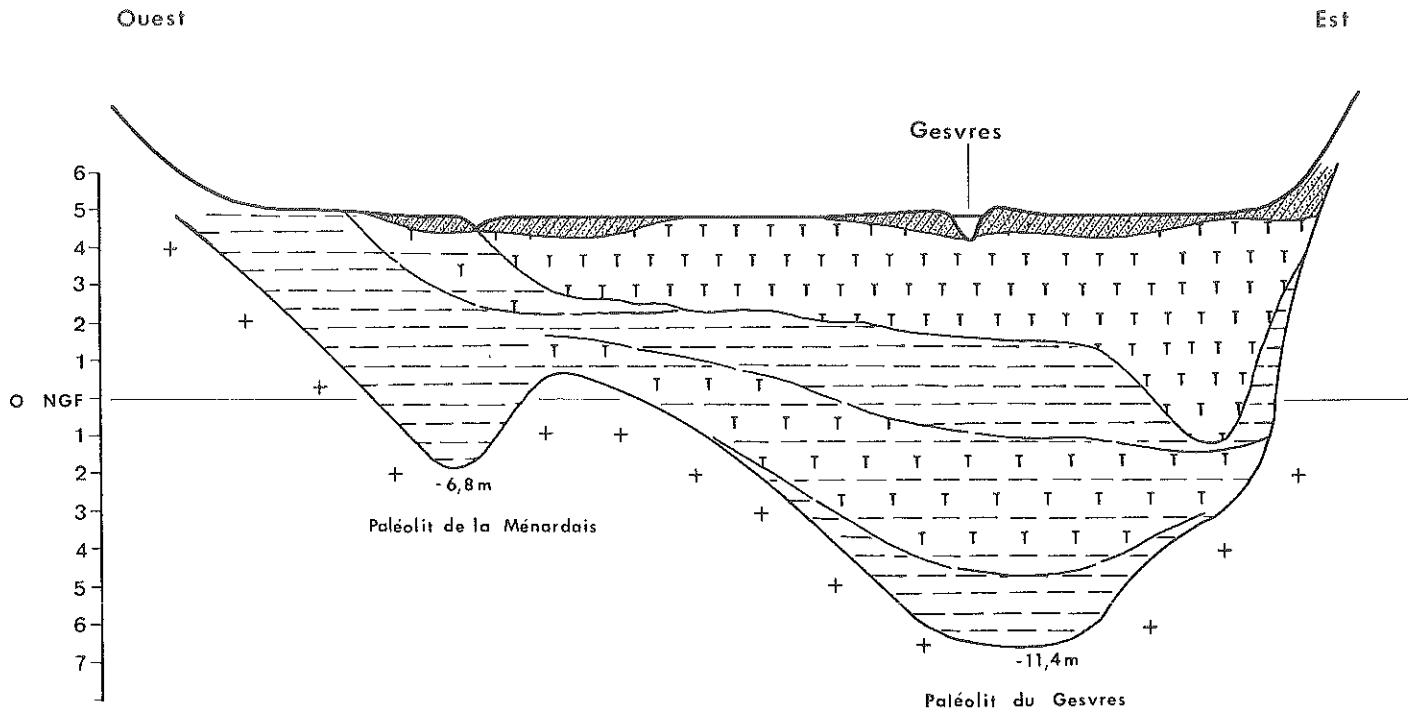



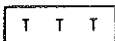
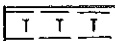
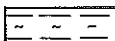
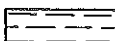
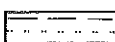
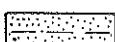
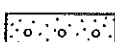
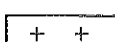


Fig. 109 Profil transversal des alluvions du Gesvres inférieur aux Cahéreaux (L : 1/2 000 H : 1/200) D'après sondages de la Direction départementale de l'Équipement, modifié.

Légende commune aux Fig. 109, 110 et 111

-  Bourrelets de rives
-  Limon argileux beige
-  Vase à passées tourbeuses
-  Tourbe
-  Argile bleue, grise ou beige, à passées tourbeuses
-  Argile à débris végétaux
-  Argile bleue, grise ou beige
-  Argile grise sableuse, puis graveleuse vers la base
-  Sable argileux
-  Graviers et sables argileux
-  Socle

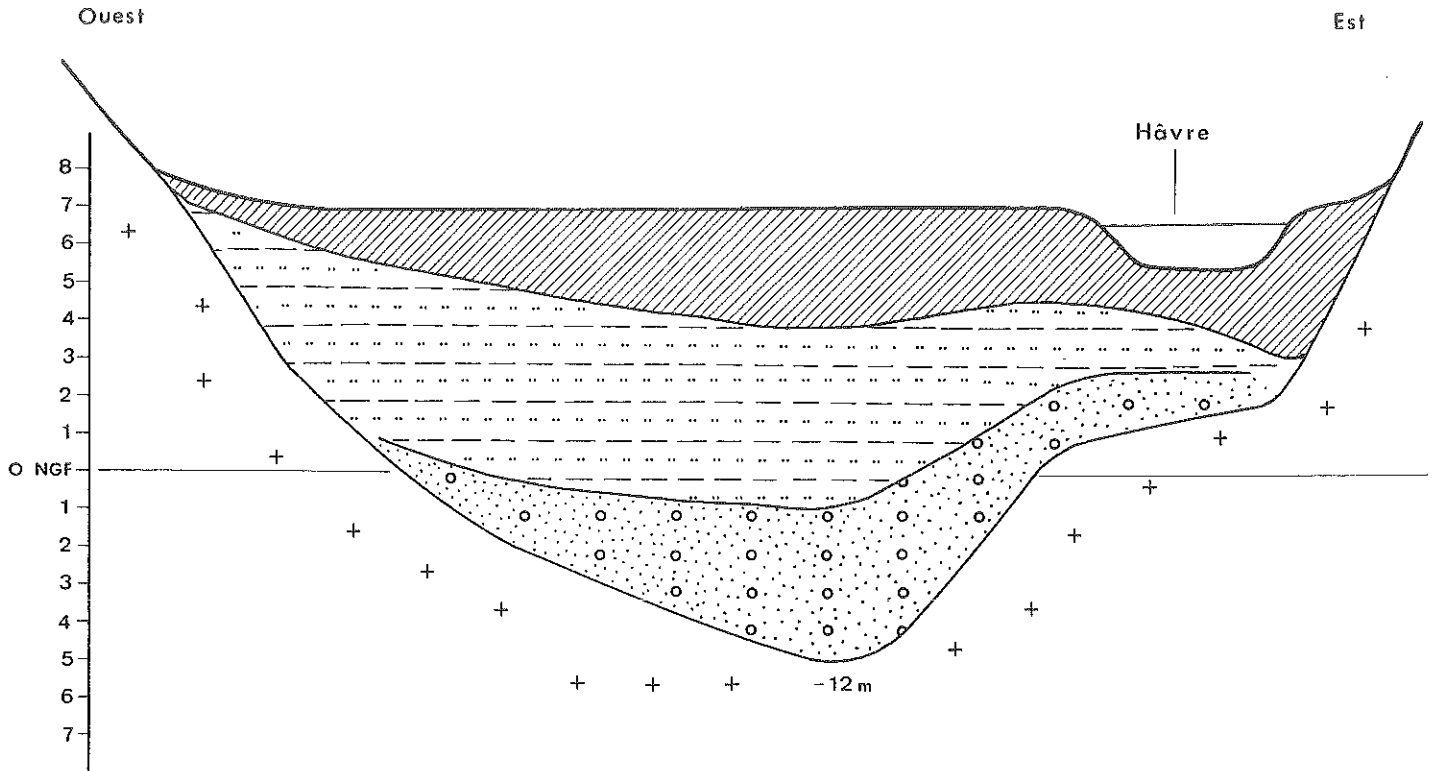


Fig. 110 Profil transversal des alluvions du Hâvre au Nord du bief de La Sauvagère (L : 1/2 000 H : 1/200) Reconstitué d'après sondages de l'Entreprise Bourdin et Chaussé

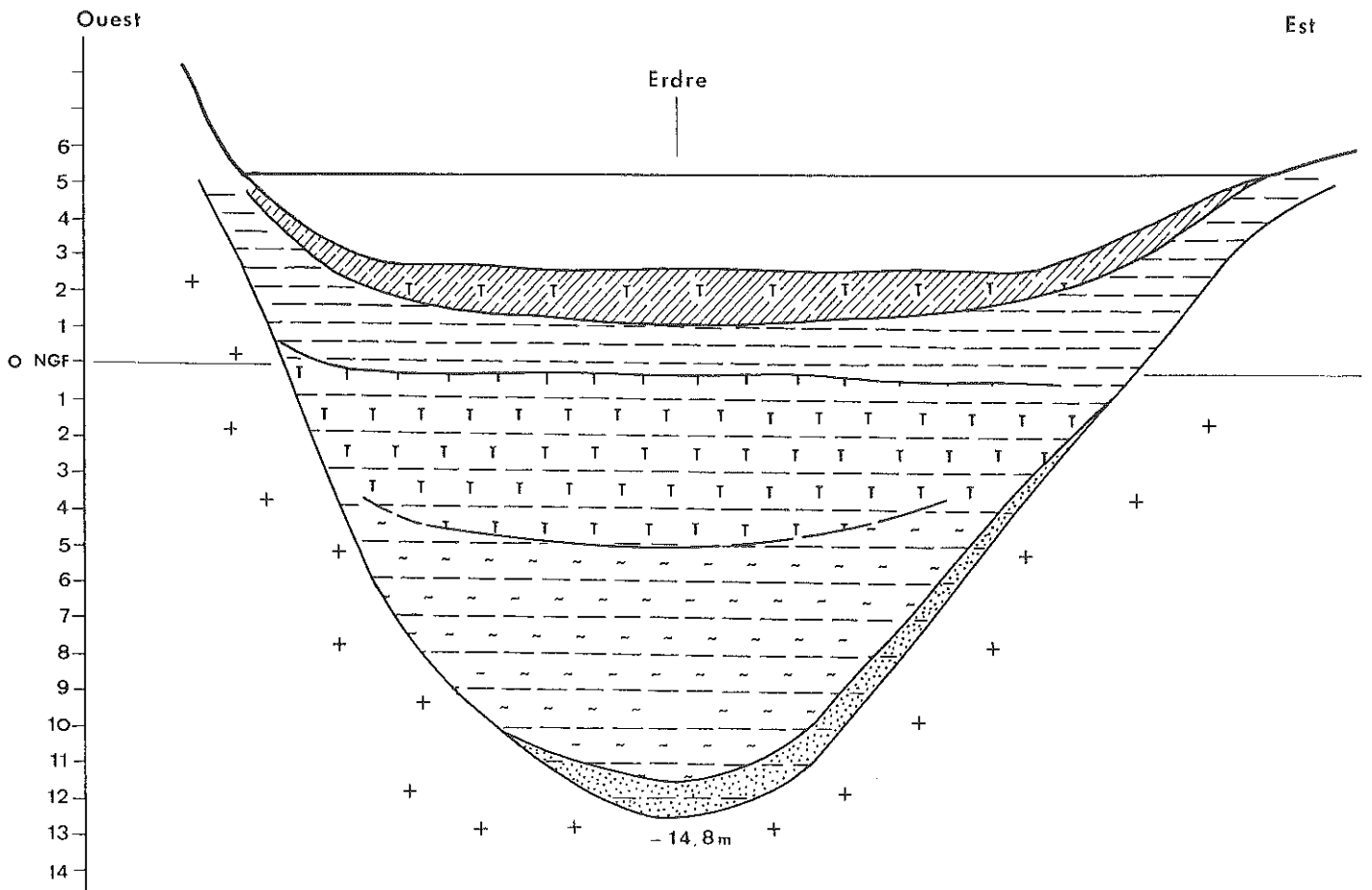


Fig. 111 Profil transversal des alluvions de l'Erdre inférieure à La Beaujoire (L : 1/2 000 H : 1/200) D'après sondages de la Direction départementale de l'Equipement, modifié

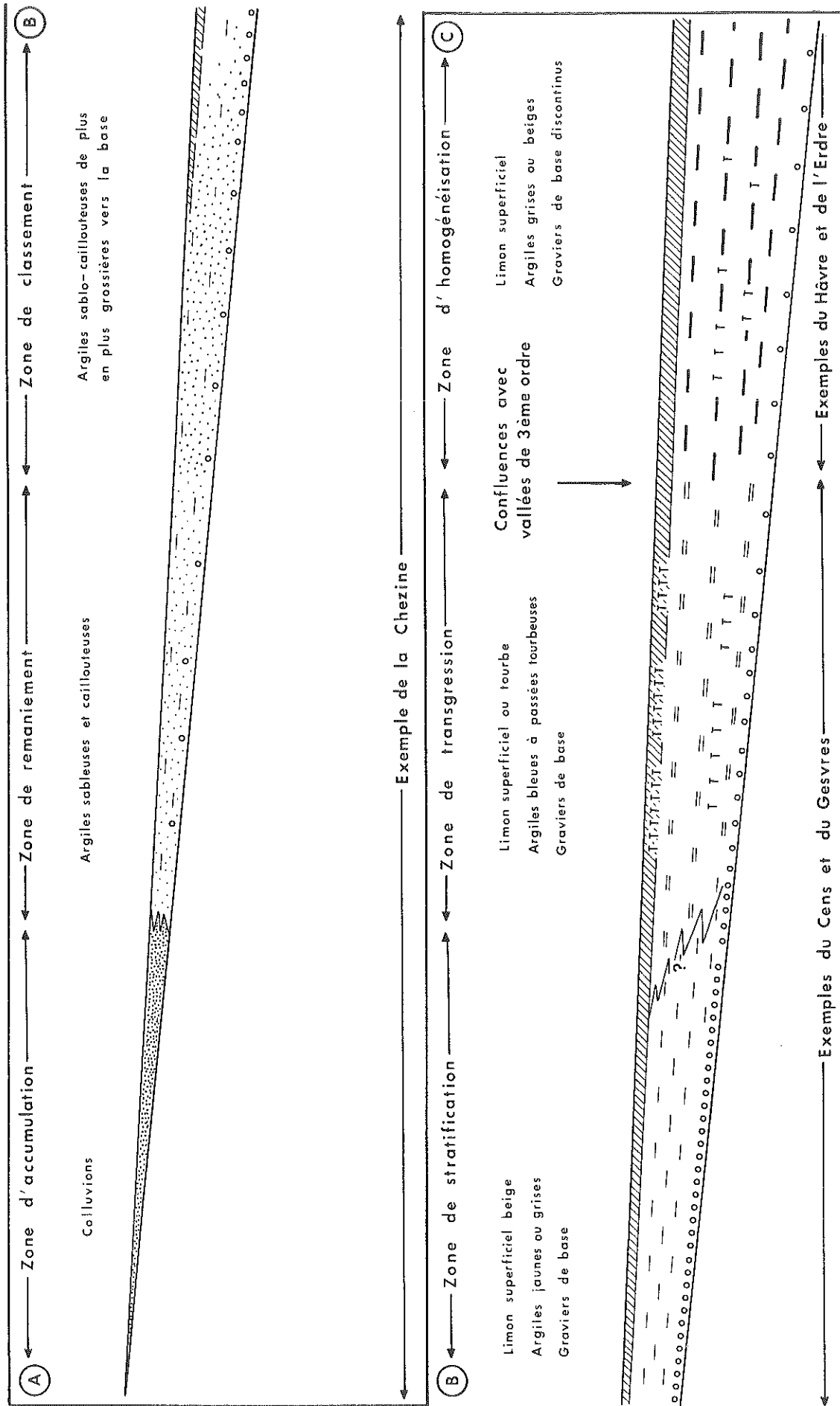


Fig. 112 Profil longitudinal synthétique des remblaiements des vallées de 2ème et 3ème ordres

partite comparable à celle de la vallée du Cens en aval d'Orvault : limons beiges très compacts en surface (1 à 3 m), argile grise à horizons sableux de plus en plus grossiers vers le fond (1 à 5 m), sables graveleux et graviers reposant sur le socle (1 à 4 m).

- Entre Nort et Nantes, les alluvions de l'Erdre sont encore plus épaisses. Près du Pont de la Beaujoire les dépôts sont de 14,80 m et comprennent, d'après le profil transversal dressé par la Direction Départementale de l'Équipement :

des vases superficielles à passées tourbeuses sur 1 à 2 m, des argiles bleues sur 2 à 3 m, des argiles à débris végétaux et lits tourbeux sur une dizaine de mètres, un fond sableux discontinu d'un mètre d'épaisseur au maximum (fig. 111).

Ces alluvions envahissent les multiples confluences et dépressions qui se branchent sur l'Erdre. Elles sont localement remplacées par des tourbes, dont l'épaisseur et l'étendue ont motivé la reprise de leur exploitation à un stade industriel. Les tourbières les plus vastes occupent le vallon des Hupières à Sucé, les marais de Blanche-Noë à Nort et surtout les marais de Petit-Mars (12 km²). Des alignements de sondages réalisés par L. Visset selon des axes Ouest-Est à travers ces derniers, ont révélé un colmatage total de 5,5 m sur les sables tertiaires ; ce colmatage comprend des tourbes à mortas sur 1 à 3 m en surface, des tourbes et vases sur 1 à 2 m au centre, des lentilles d'argile bleue de moins d'un mètre d'épaisseur vers la base.

3123/Reconstitution stratigraphique des remblaiements dans le sens longitudinal des vallées

Les coupes et sondages précités indiquent que la répartition et la superposition des alluvions au fond des vallées diffèrent selon les secteurs considérés. Un profil synthétique élaboré à partir de ces sources permet de reconstituer six ensembles stratigraphiques successifs le long des vallées de 2ème ordre et en aval des vallées de 3ème ordre (fig. 112) :

- Une zone d'accumulation, proche des sources, caractérisée par un colmatage exclusivement colluvial : argiles sableuses et caillouteuses, éventuellement masquées par un voile de limons d'inondation.
- Une zone de remaniement, où les dépôts conservent les caractères sédimentologiques observés à l'amont, mais subissent un premier transport de type fluvial.
- Une zone de classement où s'amorce le tri granulométrique des débris mobilisés à l'amont et sur les pentes encaissantes.
- Un zone de stratification où se distingue la superposition caractéristique : limons superficiels, argiles (sableuses ou non), sables et graviers de base.
- Un zone de transgression, correspondant à l'aval des vallées de 2ème ordre, où les argiles plastiques, bleues ou grises, assorties de lits et de recouvrements tourbeux, remplacent les argiles jaunes ou grises plus ou moins grossières de l'amont.
- Une zone d'homogénéisation, correspondant à l'aval des vallées de 3ème ordre, où dominent les matériaux fins, localement masqués par les tourbes.

313/Origines et significations paléogéographiques

3131/La datation des dépôts

En dehors du Bassin de Nort et de la dépression de La Seilleraye, déjà définis l'un et l'autre comme des fossés tectoniques, l'absence effective de sables rouges en place sous les alluvions confirme d'abord l'âge quaternaire de l'incision des vallées de 2ème et de 3ème ordres du Pays Nantais, donc des dépôts qui les occupent actuellement.

Le matériel alluvial local constitue le terme de chaînes sédimentaires plus ou moins longues ayant quatre origines reconnaissables :

- Les produits du remaniement des altérites par le ruissellement et la solifluction laminaire, particulièrement remarquables dans les sections les plus reculées des vallées et des vallons, par exemple le long des affluents de l'Isac (Ruisseau du Thiémay au Nord de Vigneux ou Ruisseau de La Trocardais au Sud de Fay), où le ravinement des altérites de la Surface fondamentale se traduit par des alluvions argileuses, blanches et micacées.

- La reprise et le tri des coulées de solifluction à partir des versants encaissants, qui contribuent à expliquer la diversité granulométrique des dépôts.

- L'enrichissement localisé en sables pliocènes, à la suite du recouvrement des fossés tertiaires précités.

- L'apport de matériaux préalablement marqués par les caractères alluviaux, à l'aval de tributaires déjà chargés.

- Le remaniement de dépôts éoliens, fournissant des limons beiges, en particulier à l'aval des rebords de la Surface fondamentale.

La plupart de ces matériaux sont significatifs d'un âge très récent des dépôts alluviaux.

La stratigraphie des alluvions indique leur appartenance à un même cycle sédimentaire, en l'occurrence le plus récent, c'est-à-dire celui qui a immédiatement suivi l'ultime phase de l'encaissement des réseaux hydrographiques (Pléistocène IV). Les types de sédiments auxquels elles appartiennent sont généralement considérés comme contemporains, sinon partiellement corrélatifs, de la transgression flandrienne. De fait, l'exhaussement des fonds de vallées armoricaines est attribué par la plupart des auteurs à la mobilisation des produits des crises froides antérieures. Leur platitude est expliquée par l'étalement de ces produits sous l'effet d'un ruissellement concentré et d'un débit soutenu, l'ensemble de ces processus exigeant le rétablissement de conditions morphoclimatiques de type tempéré telles qu'ont pu effectivement en connaître le Tardi-Glaciaire et le Post-Glaciaire. M.T. Morzadec-Kerfourne signale au sujet du bassin de la Vilaine que la sédimentation flandrienne débute au Boréal par l'accumulation de sables et de galets, auxquels se superposent des sables fins et des vases (1974, p. 93-94, 116, 173-192). Les remplissages sédimentaires de la Basse-Loire conduisent aux mêmes conclusions ; la plupart des notices des cartes géologiques confirment la succession: graviers et sables de base, argiles sableuses et argiles, limons superficiels, à propos des alluvionnements holocènes (§ 32).

En conclusion, l'ensemble des dépôts alluviaux actuellement présents au fond des vallées de 2ème et de 3ème ordres du Pays Nantais peut être rapporté à l'Holocène.

3132/L'interprétation des dépôts

Les matériaux grossiers de base, sables et graviers, forment une semelle quasi continue depuis les "zones de classement" jusqu'aux confluences. Ils reposent directement sur les lits rocheux plus ou moins altérés. Leur épaisseur paraît croître vers les cours centraux des vallées de 2ème ordre, puis décroître vers l'aval, ce qui tient peut-être à des déblaiements ultérieurs. Les comptes-rendus des sondages les décrivent parfois comme émoussés, ce qui peut résulter d'une usure alluviale autant que du remaniement d'éléments tertiaires véhiculés par les coulées de solifluction. Ces matériaux, surtout en aval, pourraient également intégrer les résidus de dépôts würmiens, comparables à ceux de la gouttière de la Loire. Il est plus probable qu'ils signalent le début de la sédimentation holocène et la mobilisation des colluvions argilo-caillouteuses des versants dans des conditions morphoclimatiques nouvelles, propres au Tardi ou au Post-Glaciaire.

Les argiles jaunes et grises, sableuses ou plastiques, observables depuis les "zones de remaniements" jusqu'aux "zones de stratification", proviennent du classement et du dépôt des venues alluviales d'amont, ainsi que du tri des matériaux livrés tout au long des vallées par les versants encadrants. Elles forment le corps principal du remblaiement alluvial sur la majeure partie des réseaux de 2ème ordre.

Les argiles bleues ou grises relayent les formations précédentes vers l'aval. Leur finesse, leur plasticité, leurs intercalations tourbeuses, leur épaissement vers l'aval, les rattachent à un type de sédimentation différent, vraisemblablement soumis à des variations de niveau de base et aux influences de la transgression flandrienne. De telles argiles sont souvent rapportées à l'Atlantique ou aux périodes ultérieures. Dans la vallée du Hâvre, elles serviraient à reporter les limites du remblaiement flandrien jusqu'à Couffé, soit à 7 km de la confluence avec la Loire (M. Gruet et P. Cavet, 1978, Notice, Carte géologique, Ancenis). De même, dans celle du Cens, elles permettraient de reconnaître ce type de remblaiement jusqu'à Orvault, soit à 7 km de la confluence avec l'Erdre et à 10 km de celle avec la Loire (Direction Départementale de l'Équipement, 1970, Rapport d'Étude sur le Cens).

Par ailleurs, plusieurs auteurs ont rapproché le colmatage flandrien des vallées d'une reprise d'érosion sur les versants et d'une augmentation du rapport charge/débit sous l'effet des défrichements néolithiques et plus tardifs (M. Derruau, 1974). En Haute-Bretagne, l'Atlantique coïncide effectivement avec un épisode majeur du remblaiement des vallées en même temps qu'avec les premières tentatives ponctuelles de mise en culture. Mais selon L. Visset, ces dernières ne se traduisent sur les diagrammes polliniques qu'à la fin de l'Atlantique et au début du Sub-Boréal (L. Visset, 1979). De même, les sources archéologiques confirment que l'influence des premières landes régressives consécutives aux déboisements et aux pratiques culturales céréalières ne se marque qu'au Sub-Boréal (G. Jalut, 1976, p. 180) (P.R. Giot, J. L'Helgouac'h et J.L. Monnier, 1979). En conclusion, les sédiments du type argiles bleues ne peuvent être directement associés à une éventuelle reprise d'érosion consécutive aux premiers défrichements. Leurs accumulations, épaisses par endroits de plus de 10 m pourraient néanmoins résulter de la pulsion majeure de la transgression flandrienne (Boréal et Atlantique ?) (M. Ters, N. Planchais et C. Azema, 1968).

Les limons superficiels beiges, fins, compacts, homogènes, recouvrent toutes les autres formations alluviales depuis les "zones de classement" jusqu'aux confluences. Ils dépassent rarement 2 m d'épaisseur et représentent les formes de dépôts les plus récentes. Leur épandage s'est poursuivi jusqu'à l'époque historique. A la suite des périodes de hautes eaux hivernales actuelles, la sédimentation d'un voile limoneux beige ou gris s'observe en effet dans les prairies inondables, en particulier le long du Cens, du Gesvres et du Hâvre. Ce sont ces limons qui pourraient représenter les produits d'une intensification des effets du ruissellement superficiel sur les versants, en relation avec les déboisements protohistoriques et les défrichements historiques. Le début de leur sédimentation pourrait donc se placer au Sub-Boréal.

Les tourbes sont probablement d'âges variés. Selon N. Planchais, la formation de celles des Marais de Petit-Mars a débuté à l'Atlantique, comme en Brière et dans les marais voisins (N. Planchais, 1976, p. 35) (L. Visset, 1979) (M.T. Morzadec-Kerfourne, 1974). Les palynologues admettent que les tourbières ont continué de se développer jusqu'à l'époque historique, en particulier dans le bassin inférieur de l'Erdre (Marais de Petit-Mars, "biefs" terminaux du Gesvres et de l'Hocmard). Il est connu que les aménagements entrepris au VI^{ème} siècle par l'évêque Saint Félix ont rehaussé le niveau de cette rivière et ont provoqué l'extension des zones marécageuses échelonnées entre Nantes et Nort. L'enfouissement total ou partiel de monuments mégalithiques ou de constructions gallo-romaines témoigne d'ailleurs de la pérennité des colmatages tourbeux et argilo-tourbeux, aussi bien dans la vallée de l'Erdre que dans l'estuaire de la Loire (D. Sellier, 1977) (D. Prigent, 1978). L'accumulation des tourbes depuis l'Atlantique, au-dessus de sédiments sableux et argileux souvent épais, montrerait enfin que le colmatage alluvial des vallées secondaires et des grands collecteurs était déjà largement accompli à cette époque et que le modelé des vallées n'a guère évolué par la suite.

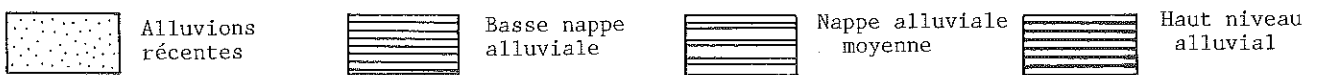
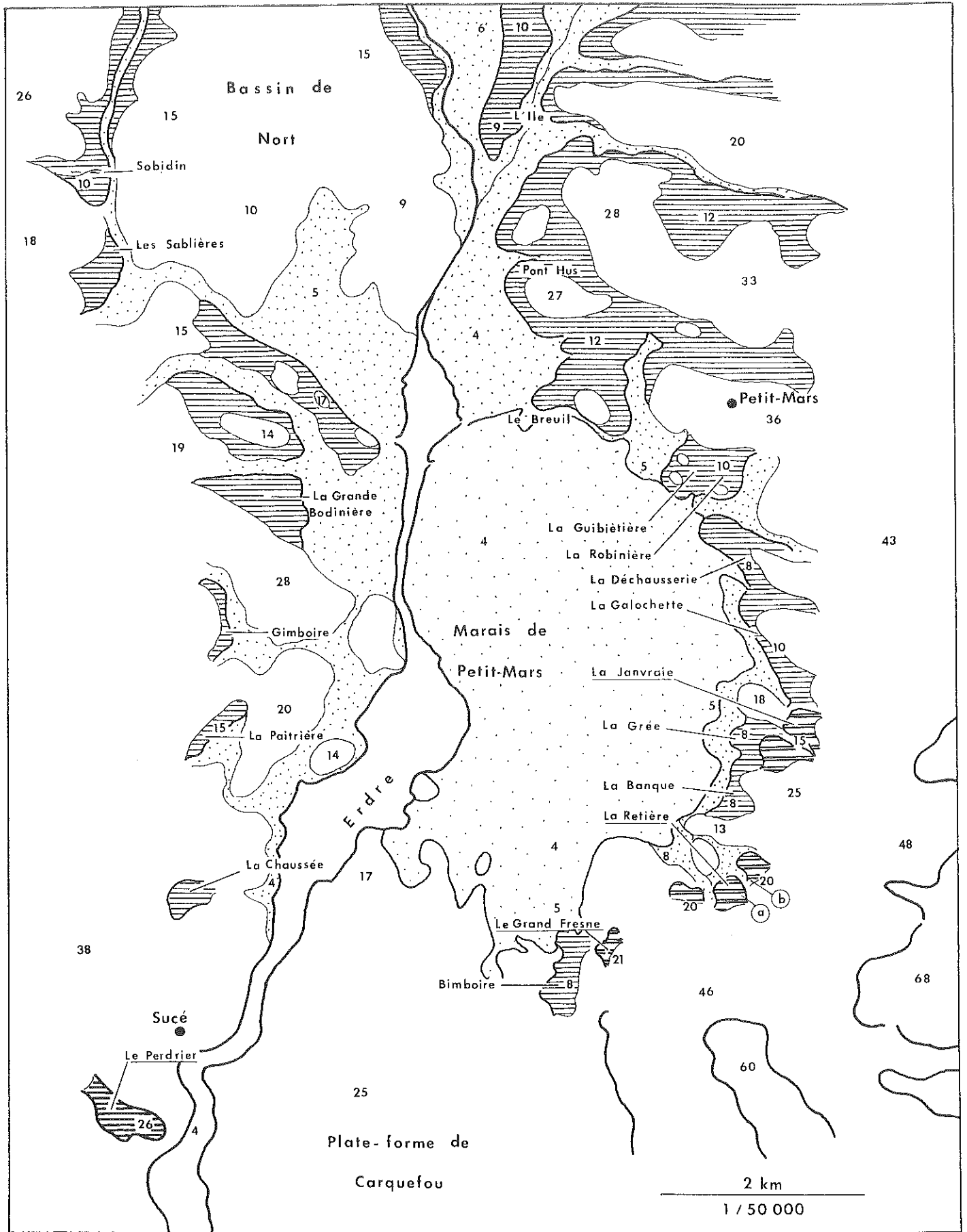


Fig. 113 Les nappes alluviales de la vallée de l'Erdre inférieure

32/ Les nappes alluviales de la vallée de l'Erdre

En raison de son ampleur, la vallée de l'Erdre comporte des dépôts qui peuvent être rapportés à des nappes alluviales étagées. Trois niveaux alluviaux distincts, par leurs altitudes et par leurs composants, sont reconnaissables de part et d'autre de son cours inférieur.

321/ Les témoignages d'une basse nappe alluviale entre Nort et Sucé

Une série de dépôts, d'altitude absolue 6-10 m, formant des "terrasses" nettement visibles dans le paysage, domine le remblaiement holocène argileux et tourbeux de 3 à 5 m aux alentours des bassins de Nort et de Petit-Mars (fig. 113).

A 2 km au Sud de Nort-sur-Erdre, au lieu-dit l'Ile, l'interfluve compris entre l'Erdre et son affluent le Verdier forme ainsi une longue terrasse d'orientation méridienne qui culmine à 9-10 m et qui surmonte les alluvions récentes de 4 à 6 m. Il s'agit d'un dépôt de graviers hétérométriques contenus dans une abondante matrice argilo-sableuse à grains S.A., E.L. et R.M., assortis de cailloux éolisés. Ce dépôt s'étend vers le Sud, sur les deux rives de l'Erdre, en direction de Pont-Hus et de La Poupinière, vers l'Est, entre 9 et 10 m d'altitude absolue, en bordure des affluents du Verdier (sables argileux grossiers jaunes à galets hétérométriques du Plateau et de La Baudouinière), ainsi que vers l'Ouest, en bordure du Bassin de Nort (recouvrements superficiels du même type superposés aux sables rouges pliocènes de Sobidin, de Quiheix et de La Belerie).

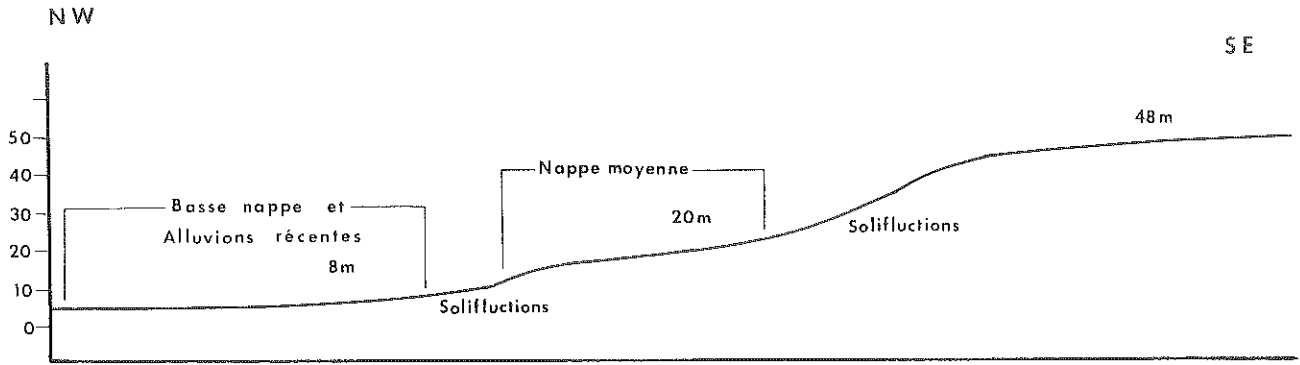
Les dépôts se prolongent autour des Marais de Petit-Mars.

- Au Nord, ils forment une terrasse particulièrement remarquable entre La Pierre et La Robinière. Au Breuil, ils se composent de sables grossiers et de graviers rouges finement lités. A La Pierre y dominent des sables argileux jaunes à grains N.U., E.L. et R.M. (20%). A La Guibiètière s'y ajoutent des graviers et galets émoussés ainsi que des cailloux éolisés.
- Au Nord Est, ils bordent les vallons et les interfluves de La Déchausserie et de Clarivet. Ils composent un niveau sableux, argileux et graveleux de 7-8 m d'altitude absolue.
- A l'Est, ils envahissent le fond des cuvettes dominées par les buttes bordières des Marais de Petit-Mars. A La Galochette, à La Grée et à La Banque (7-8 m) affleurent des sables grossiers blancs (S.A. 51%, E.L. 26%, R.M. 3%), auxquels se mêlent des graviers de quartz émoussés ainsi qu'un grand nombre de cailloux remarquablement éolisés (Chap. 9, § 31).
- Au Sud, ils s'abaissent (6-7 m à L'Onglette et à Bimboire), deviennent plus sableux, plus argileux et se confondent, par leurs composants comme par leurs altitudes, avec les alluvions holocènes à l'intérieur desquelles ils disparaissent finalement en aval de Sucé.

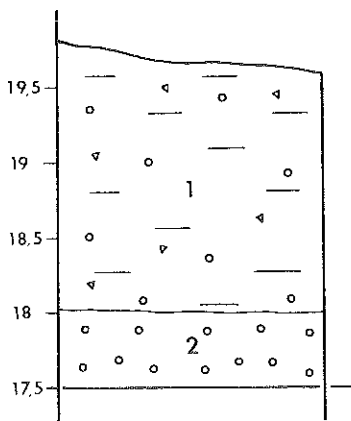
L'ensemble se définit comme un remblaiement épais de plusieurs mètres (au moins 6 m à L'Ile), constamment perché de quelques mètres au-dessus du plancher alluvial actuel (6 à l'amont, 2 à l'aval), rarement lité et généralement hétérogène.

Sa matrice argileuse, jaune au Nord, blanche au Sud, est toujours abondante. Les galets et graviers, parfois N.U., souvent très éolisés, mais généralement émoussés, témoignent d'apports variés. Il en est de même pour les sables, pauvres en feldspaths et en micas, qui composent toujours l'essentiel des sédiments. La prépondérance des grains S.A. et E.L. traduit partout le remaniement de sables marins (58 à 78% à l'Ile, 68 à 90% à La Galochette, 66% à 87% à La Grée). Les N.U. sont moins abondants (6 à 16% à L'Ile, 10 à 36% à La Galochette, 13 à 31% à La Grée). Les taux de R.M. sont parfois élevés (10 à 20% au Breuil et à La Pierre, 14 à 32% à L'Ile).

Ses principaux constituants proviennent par conséquent d'un remaniement superficiel des sédiments tertiaires des bassins de Nort et de Petit-Mars ; les sables rouges le sous-tendent effectivement en de multiples endroits (Sobidin, La Belerie, La Galochette, La Banque). L'enrichissement en matériaux N.U., fins ou grossiers, peut provenir des nappes caillouteuses du Pléistocène ancien

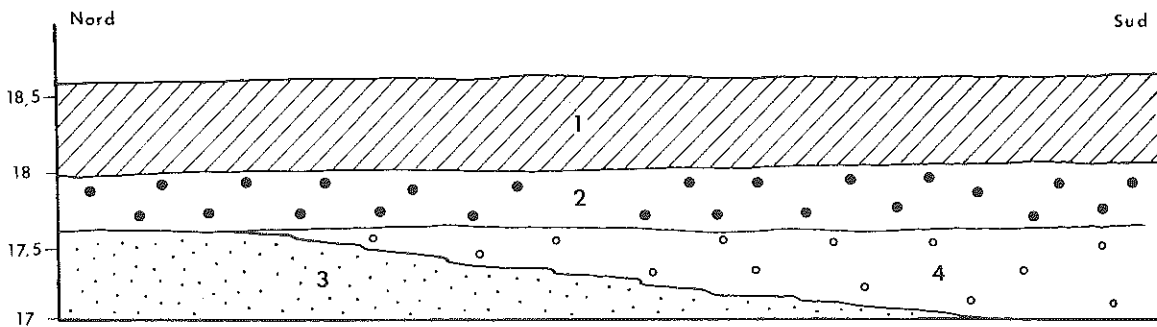


Profil topographique des nappes de La Retière (L : 1/10 000 H : 1/2 000)



Coupe a

- 1 Ensemble argilo-caillouteux à éléments de quartz et de micaschistes de 2 à 15 cm de longueur, anguleux ou émoussés
- 2 Gravieres lités, anguleux et émoussés, associés à quelques galets épars; la matrice argilo-sableuse comprend 50% de grains E.L., 23% de S.A., 27% de N.U.



Coupe b

- 1 Limon superficiel beige d'origine colluviale
- 2 Gravieres et galets de quartz et de micaschistes émoussés de 1 à 15 cm de longueur
- 3 Sables bruns grossiers émoussés
- 4 Lentille de graviers anguleux et émoussés

Fig. 114 La nappe alluviale moyenne de La Retière

et des solifluctions laminaires qui convergent vers les bassins précités. Les éléments éolisés témoignent de remaniements quaternaires probablement postérieurs aux dépôts (Chap. 9).

Les matériaux considérés ont probablement subi un remaniement préliminaire à l'intérieur des cuvettes oblongues ou semi-circulaires et probablement peu profondes, puisque ponctuées de buttes rocheuses surbaissées, qui débouchent sur la basse vallée de l'Erdre. Il s'agit des cuvettes qui isolent à l'Ouest les buttes de Casson et de celles qui communiquent à l'Est avec l'Erdre ou ses tributaires entre Nort et Petit-Mars. Leur fond régulièrement plat résulte d'un colmatage à la fois colluvial et alluvial, qui évoque déjà le matériel des "terrasses" observées le long de l'Erdre : sables argileux et grossiers à grains émoussés et dragées de quartz au Vigneau (13 m d'altitude) ; argiles sableuses beiges à graviers et à débris de quartz filonien et de mica-schiste à Boisebeau (20 m), stratifications de sables graveleux, d'argiles grises et de sables blancs à graviers émoussés sur sables rouges pliocènes en place à La Furetière (15 m). Ces cuvettes, produites par l'érosion différentielle, ou par des déformations accessoires du socle, représentent des pièges à sédiments (sables tertiaires, colluvions issues des buttes encaissantes, alluvions triées in situ) qui ont contribué à l'élaboration des "terrasses" auxquelles ils se raccordent vers l'aval.

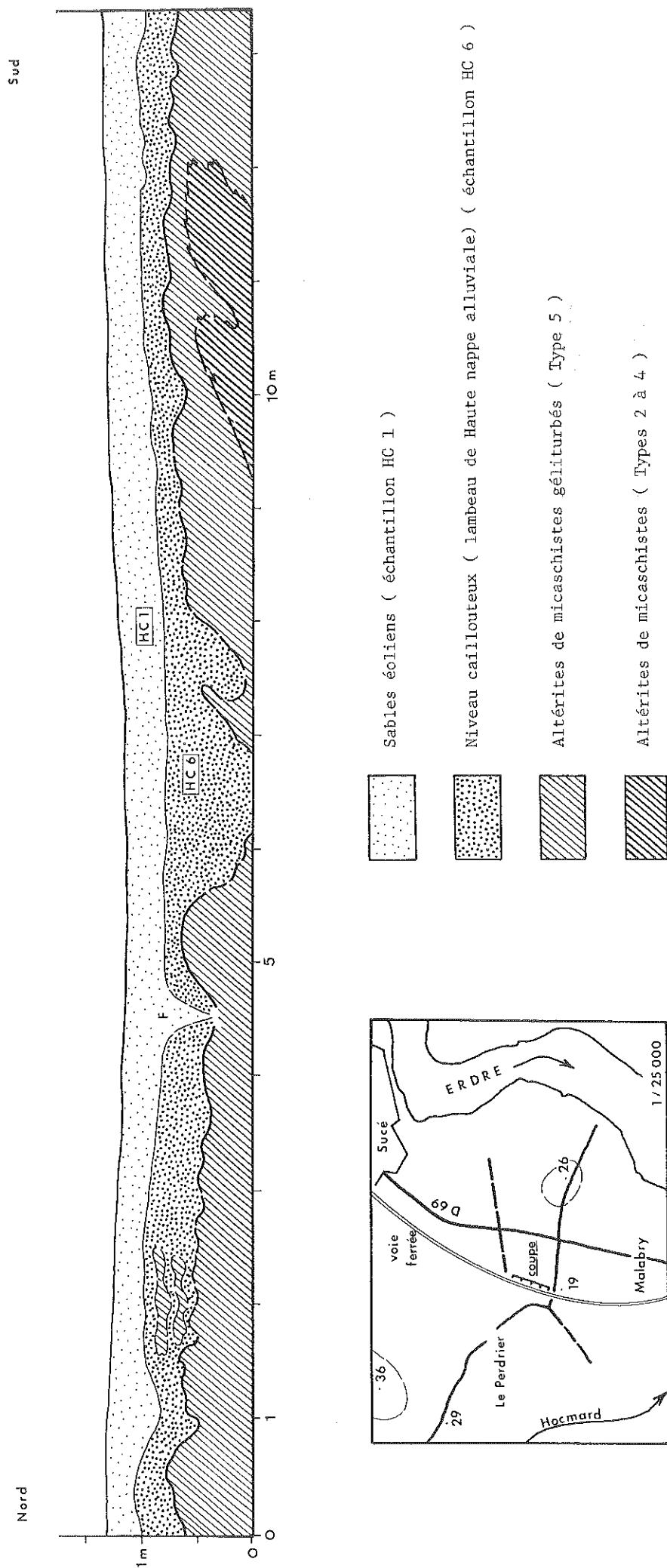
En conclusion, les dépôts distingués le long de l'Erdre constituent une "basse nappe alluviale". Ils composent un niveau continu à l'Est, discontinu à l'Ouest, entre Nort et Sucé. Ils font suite aux épandages résiduels que le Dr Gruet signale en amont de Joué-sur-Erdre et qu'il attribue pour l'essentiel au "remaniement restreint de matériaux locaux par les eaux courantes" (1978, Notice, Carte géologique au 1/50 000, Ancenis).

322/ Les témoignages d'une nappe alluviale moyenne autour des Marais de Petit-Mars

Une série de replats de 15-20 m d'altitude absolue existe sur le rebord méridional des Marais de Petit-Mars, entre la retombée du Plateau du Cellier (60-40 m) et les cuvettes oblongues qui débouchent par l'Est sur la vallée de l'Erdre (9-5 m).

A La Retière, elle est encadrée par des coulées de solifluction, tant vers l'amont que vers l'aval du versant qu'elle accidente (fig. 113). Elle coïncide avec un placage sédimentaire distinct des "basses nappes alluviales", par ses altitudes relatives (12 à 15 m), comme par la composition et la granulométrie de son matériel. Les matériaux sont très variés par leurs tailles, par leurs formes, comme par leur pétrographie. Les éléments grossiers dominant largement, comprennent des N.U., des S.A., des quartz éolisés et surtout des galets parfaitement émoussés. Fait exceptionnel pour la région, près de 60% d'entre eux se composent de roches autres que du quartz : micaschistes ou orthogneiss du type de Saint-Mars-du-Désert. Ils dépassent parfois 15 cm de longueur. L'indice d'aplatissement ($L + 1/2e$) d'un lot de galets de 2,4 à 16,5 cm de long présente des valeurs variant de 1,29 à 3,58, comprises au-dessous de 2 dans 30% des cas, entre 2 et 3 dans 54% des cas et au-dessus de 3 dans 16% des cas, avec une moyenne de 2,33 pour les éléments quartzeux et de 2,32 pour les éléments métamorphiques. La perfection de l'émoussé de ces galets est donc indépendante de leur nature pétrographique, comme d'ailleurs de leur taille. La matrice argilo-sableuse comprend quelques grains N.U. et se compose pour l'essentiel de grains S.A. et E.L. Deux coupes situées vers 17 m d'altitude au Nord et au Nord Est de La Retière traversent ce placage sédimentaire sur environ 2 m de profondeur (fig. 114).

Au Nord de La Retière, des argiles sableuses blanches ou jaunes, fortement chargées de graviers et de galets, auxquels se mêlent quelques cailloux éolisés, recouvrent en abondance l'interfluve de La Janvraie, entre 12 et 15 m d'altitude (fig. 113). Le gisement se poursuit à l'Est en direction



Plan de localisation

Fig. 115 Coupe de la Haute nappe alluviale du Perdrier, Sucé (1/50)

de La Bourodière (galets, graviers et cailloux éolisés), mais disparaît à l'Ouest en contrebas de l'isohypse 10 m, au sein de solifluctions laminaires.

Au Sud Ouest de La Retière, des formations identiques aux précédentes (sables bruns grossiers à graviers et à galets lités) s'accrochent à la base du versant du Grand-Fresne, entre 12 et 15 m.

Au Nord du Bassin de Petit-Mars, existe un replat d'altitude absolue 15-18 m intercalé entre l'interfluve au sommet duquel se trouve le bourg de Petit-Mars (37-26 m) et la "basse nappe alluviale" antérieurement décrite entre La Guibiètière et La Robinière (7-10 m). Ce replat, long de 300 m, ne supporte actuellement aucun dépôt.

Des accumulations sablo-caillouteuses affleurent enfin de l'autre côté de l'Erdre. Des argiles sableuses jaunes, à graviers et à débris de "renards" remaniés, existent à La Chaussée, au Nord du bourg de Sucé. Des sables bruns, grossiers, hétérométriques, graveleux, surmontant un banc grésifié, recouverts d'un limon caillouteux gris soliflué, s'étendent autour de La Paitrière, entre Quiheix et Sucé. Ces accumulations se trouvent également entre 12 et 20 m d'altitude absolue.

L'ensemble des sédiments décrits, associé à un niveau topographique d'une quinzaine à une vingtaine de mètres d'altitude absolue et d'une dizaine à une douzaine de mètres d'altitude relative, représente une nappe alluviale "moyenne" plus élevée et donc plus ancienne que la précédente. Ses constituants, originaux par leur pétrographie, témoignent du remaniement d'un matériel essentiellement tertiaire et marin, mais sans équivalent connu parmi les formations sédimentaires locales. Les marques de rubéfaction et de desquamation occasionnelles portées par les galets et graviers résultent d'une altération postérieure à leur dépôt et prouvent l'ancienneté de la nappe alluviale identifiée.

323/ Les traces d'un haut niveau alluvial à l'aval de Sucé

A partir de Sucé, la rive occidentale de la vallée de l'Erdre supporte quelques affleurements caillouteux ou sablo-caillouteux qui occupent une situation topographique intermédiaire entre le "niveau alluvial moyen" observable à l'amont et les nappes caillouteuses rapportées au Pléistocène ancien.

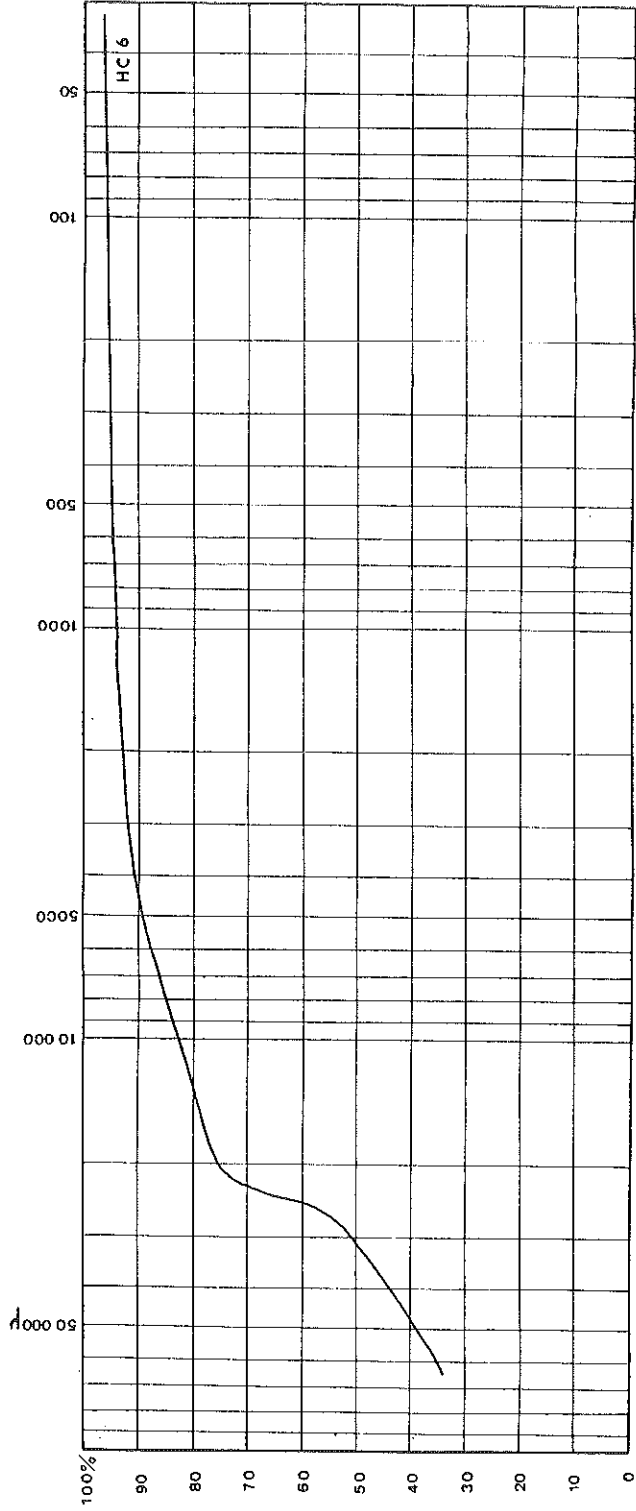
La coupe la plus caractéristique de ce type d'affleurement se trouve au Perdrier, au Sud du bourg de Sucé, sur un interfluve de 19 à 26 m d'altitude absolue compris entre la vallée de l'Erdre et l'Hocmard inférieur (Nantes 3-4 NW). Cette coupe présente trois formations sur une hauteur de 1,5 m (fig. 115) :

- A la base, des altérites de micaschistes de type 5, ponctuées de noyaux résistants et géliturbées (injections)
- Au centre, un dépôt sablo-caillouteux de 30 à 80 cm d'épaisseur géliturbé de la base au sommet (fentes en coin).
- Au sommet, un horizon sablo-limoneux gris d'origine éolienne (Chap. 9, § 3223).

Les matériaux du dépôt central sont hétérogènes, grossiers et généralement émoussés. Leur pétrographie est variée : quartz, fragments de grès ocre du type "renards", débris de micaschiste et de muscovite, surtout dans les fractions sableuses (échantillon HC 6). La comparaison du dépôt du Perdrier avec les nappes caillouteuses du Gesvres met en évidence la grossièreté et l'émoussé de ses constituants (fig. 116). Sa médiane est de 32 mm (contre 18 mm en moyenne pour les nappes du Gesvres). Sa teneur en galets est de 76% (contre 46,6% en moyenne), en graviers de 17% (contre 26,4%), en sables et en argiles de 7% seulement (contre 27%). Le dépôt du Perdrier procède d'un double apport sédimentaire. Quelles que soient les tailles granulométriques considérées, les N.U. comportent toujours des arêtes franches et des angles vifs. Les E.L. présentent une usure aussi parfaitement réalisée parmi les quartz que les débris de grès-renards. La faible proportion d'éléments S.A. (15 à 30% selon les fractions), plus réduite en tout cas qu'au sein des nappes caillouteuses du Gesvres (32 à 37,5% en moyenne),

	Granulométrie				Morphoscopie											
	Galets		Graviers		Sables		Argiles		Galets		Graviers		Sables			
	Médiane mm	%	%	%	NU %	SA %	EL %	RM %	NU %	SA %	EL %	RM %	NU %	SA %	EL %	RM %
Nappe du Perdrier	32	76	17	7	45	30	25		60	20	20	45	15	31	8	
Nappes du Gesvres	18	46,6	26,4	27	65	32	3		51,5	37	11,5	55	31,5	13,5		

a. Caractères sédimentologiques comparés de la nappe alluviale du Perdrier (HC 6) et des nappes caillouteuses du Pléistocène ancien de la vallée du Gesvres (valeurs moyennes établies à partir des huit échantillons de référence analysés dans le chapitre 2)



b. Courbe granulométrique de l'échantillon HC 6

Fig. 116 Caractères sédimentologiques de la Haute nappe alluviale du Perdrier (Sucé)

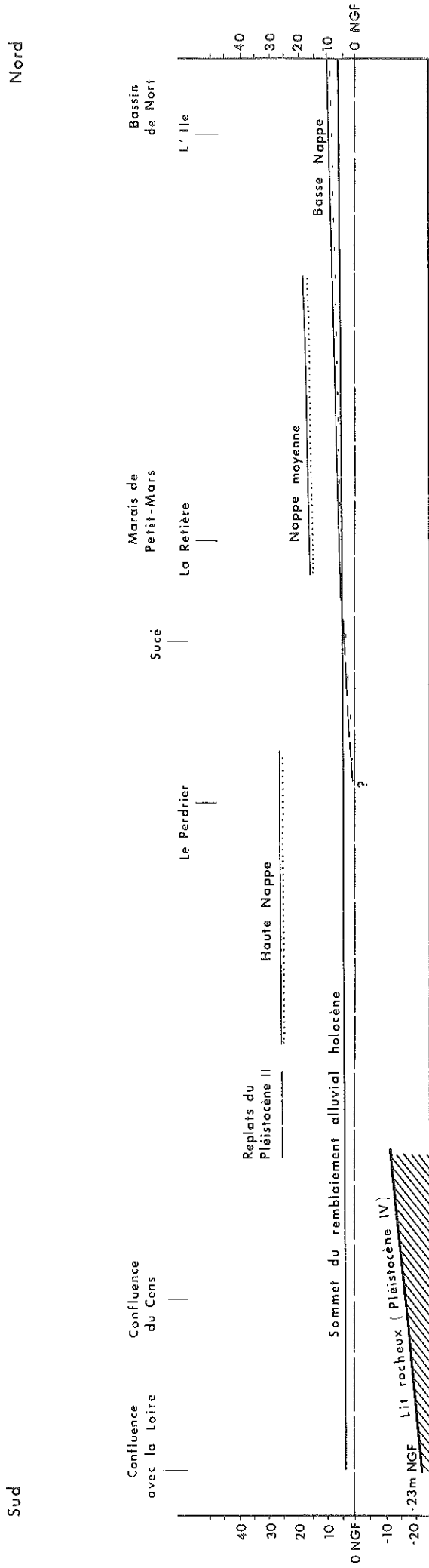
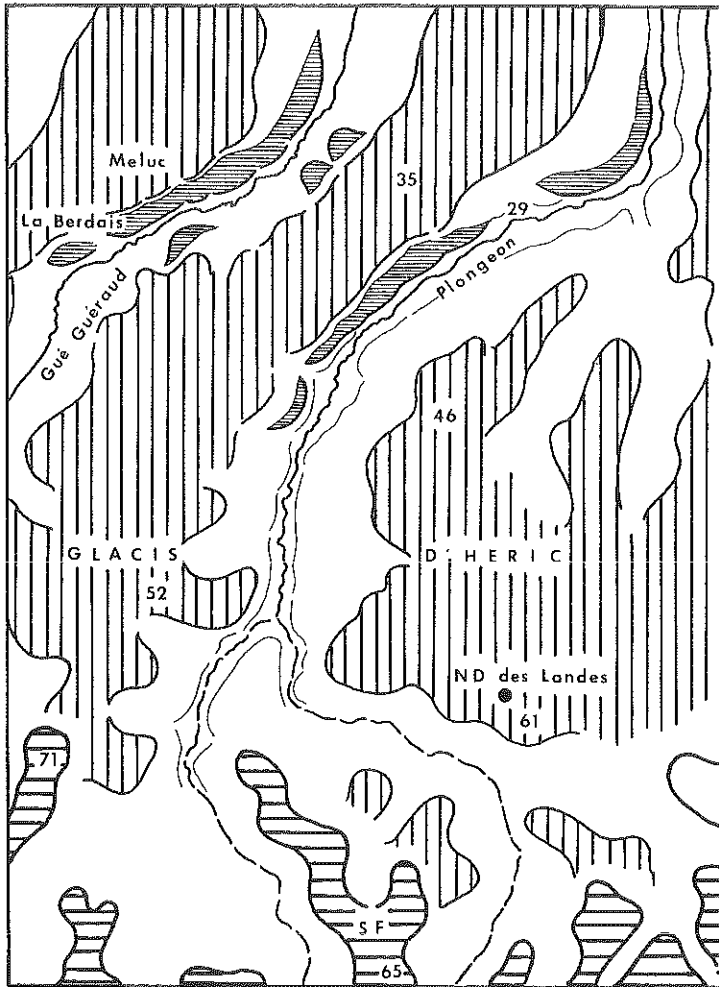



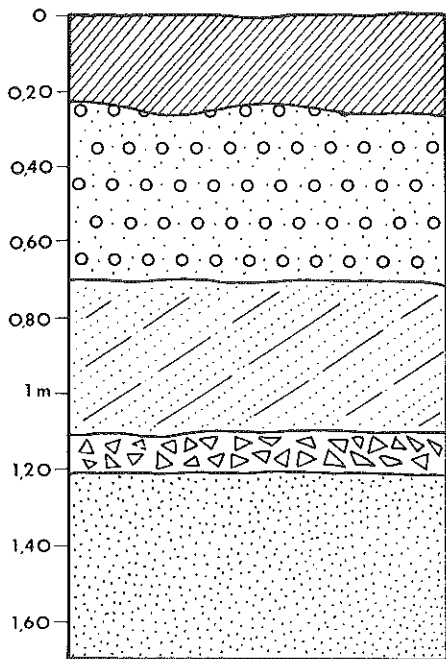


Fig. 117 Profil longitudinal synthétique des nappes alluviales de l'Erdre entre Nord et Nantes
 (L : 1/100 000 H : 1/2 000)



-  Nappes colluviales
-  Glacis d'Héric
-  Surface fondamentale du Plateau Nantais

a. Schéma de localisation
(1/50 000)



- 1 Sol actuel
- 2 Cailloux grossiers (1 à 10 cm), anguleux ou émoussés, de quartz et de micaschistes
- 3 Sables argileux ocres à stratifications obliques (30 à 40° vers le thalweg)
- 4 Lit de cailloux de quartz anguleux
- 5 Sables jaunes, peu argileux, sans cailloux

b. Coupe de la nappe de La Berdais

Fig. 118 Les nappes colluviales du Glacis d'Héric

accuse encore le contraste des deux apports, dont l'un est hérité d'un dépôt marin ancien et l'autre résulte du remaniement des altérites locales. La présence de grains R.M. parmi les sables (6 à 10% selon les fractions granulométriques) situe ce dépôt à l'intérieur du Quaternaire. Les caries, patines et rubéfections visibles à la surface des galets et graviers prouvent son ancienneté.

Par ses caractères sédimentologiques, le dépôt du Perdrrier peut être d'origine alluviale. Par sa situation, à l'aval de la basse vallée de l'Erdre et au-dessus des "nappes alluviales moyennes", il peut représenter les vestiges d'une haute nappe alluviale d'altitude relative 20-22 m.

Entre La Chapelle-sur-Erdre et Sucé, près de La Trématière (19 - 27 m), une coupe livre des graviers fins, triés, lités, rubéfiés, sur un mètre d'épaisseur. Au Nord du bourg de Sucé, près du Calvaire-de-la-Chaussée (25 m), une tranchée montre des cailloux identiques à ceux du Perdrrier sur 30 cm d'épaisseur et sous 15 cm de limons soliflués. On pourrait continuer à rechercher les homologues de ce type de dépôt sur la rive orientale de l'Erdre, parmi les affleurements graveleux qui jonchent les environs du Moulin-de-Fay (19 à 25 m), certains secteurs de la Plate-forme de Carquefou (La Boibonnière), ou le Bassin de Nort (Le Château d'eau). Plusieurs des placages sablo-caillouteux qui y figurent semblent se rapporter à un même "haut niveau alluvial" ; l'environnement de l'Erdre inférieure, composé de zones basses et disséquées, vers lesquelles convergent tous les niveaux d'érosion et toutes leurs formations corrélatives, ne permet cependant pas d'en apprécier l'étendue.

33/Nappes alluviales et "nappes colluviales"

Plusieurs auteurs ont mentionné la présence de "terrasses" le long des tributaires de l'Erdre ou de l'Isac.

M. Ters a signalé les restes de "moyennes terrasses" dans la vallée du Gesvres (1969, Notice, Carte géologique au 1/50 000, Nantes). En divers points, comme à La Gréhandière, le contact entre la base des versants et le plancher alluvial passe effectivement par une banquette de quelques décimètres à un mètre d'élévation (Nantes 1-2 NE). Il en est de même au centre de la vallée de la Chezine, dans le secteur La Pellière - La Bernerie (Nantes 5-6 NE). Ch. Barrois a cartographié des "alluvions anciennes" de part et d'autre des affluents de l'Isac : le long des ruisseaux du Plongeon et du Gué-Guéraud (Nort 5-6 NW) (1949, Notice, Carte géologique au 1/80 000, Saint-Nazaire). Entre L'Arche-du-Fouan et La Houssais autour du premier, et entre Meluc et le Meslier autour du second, le paysage se caractérise par l'étendue des remblaiements alluviaux, l'estompage des versants, la platitude des interfluves, lesquels s'intègrent au Glacis d'Héric et supportent des nappes caillouteuses du Pléistocène ancien. Malgré la médiocrité générale des altitudes (35 à 30 m pour les thalwegs, 45 à 35 m pour les interfluves), les bas de pentes apparaissent effectivement bordés par des "terrasses" qui se poursuivent sur plusieurs kilomètres de façon discontinue, s'étalent sur 50 à 200 m de largeur et surmontent les fonds de vallées de 1 à 3 m (fig. 118 a). Les meilleurs exemples de ces formes s'observent à L'Arche-du-Fouan et au Vivier, le long du Plongeon, à La Berdais et au Meslier, le long du Gué-Guéraud. Elles correspondent à des accumulations composites d'une puissance visible de 1 à 2 m : sables grossiers jaunes ou rouges, lentilles d'argiles claires, cailloutis de quartz surtout anguleux. Ainsi, à La Berdais, quatre types de formations sableuses et caillouteuses, perturbées par des variations latérales de faciès, se superposent sur 1,70 m d'épaisseur (fig. 118 b).

A La Berdais, comme ailleurs, les dépôts évoquent en fait le triage alluvial de sédiments véhiculés sur les versants par des processus colluviaux. Ils n'apparaissent en effet qu'en contrebas d'interfluves voilés de nappes caillouteuses du Pléistocène ancien, et le passage entre les deux formations s'effectue toujours par l'intermédiaire de solifluctions laminaires qui remanient le recouvrement des interfluves. Le triage peut être alluvial, mais le

Holocène	Sub-Atlantique	Sédiments caillouteux de base	Argiles bleues	Tourbes	Limons beiges superficiels
	Sub-Boréal				
	Atlantique				
	Boréal				
	Pré-Boréal				
Pléistocène IV (Würm ?)	Erdre (Aval de vallée de 3ème ordre) Basse Nappe	Vallées de 2ème ordre Incision du Pléistocène IV à l'aval des réseaux			
Pléistocène III (Riss ?)	Moyenne Nappe	Incision majeure du Pléistocène III (encaisse- ment principal des méandres et des vallons ?)			
Pléistocène II (Mindel?)	Haute Nappe	Incision du Pléistocène II			
Pléistocène ancien	Rejeu néotectonique (Pléistocène ancien) Glaciplanation du Pléistocène ancien (Glacis, Replats-glacis et Nappes caillouteuses)				

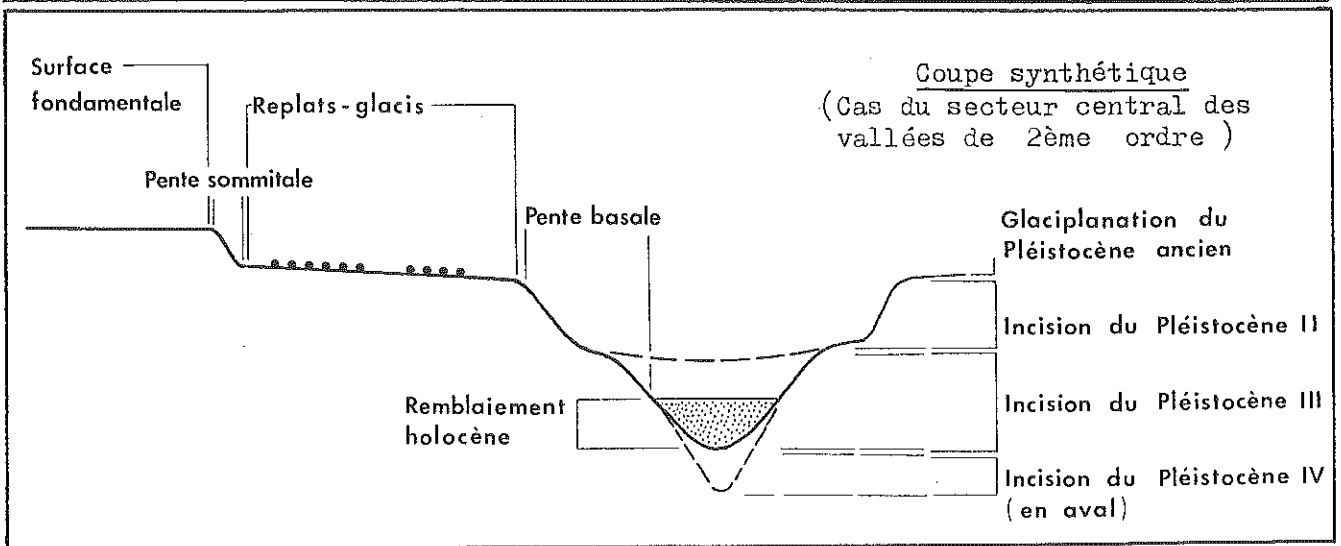


Fig. 119 Tableau de corrélations des modelés et des remblaiements fluviaux

matériel demeure essentiellement colluvial et il est vraisemblable que dans tous les cas les transports latéraux l'aient emporté sur les transports longitudinaux.

Dans ces conditions, les accumulations composites signalées le long du Gesvres et des affluents de l'Isac résulteraient bien plus du remaniement superficiel et de l'incision tardive de coulées de solifluction de bas de versants que d'une véritable sédimentation alluviale. Il est impossible de les considérer comme les prolongements des nappes, "basses" ou "moyennes", observées le long de l'Erdre et il convient d'utiliser à leur propos le terme de "nappes colluviales" de préférence à ceux de nappes alluviales ou de terrasses.

Conclusions

Le modelé des versants et les propriétés des alluvions indiquent que l'encaissement des réseaux hydrographiques s'est surtout réalisé pendant le Quaternaire. L'importance de celui-ci se mesure à la profondeur des thalwegs rocheux par rapport au plan des glacis et replats-glacis, eux-mêmes rapportés au Pléistocène ancien : 15 à 47 m le long des vallées de 2ème ordre du Plateau Nantais, 40 à 55 m le long de l'Erdre, alors que l'emboîtement de ce même plan à l'intérieur de la Surface fondamentale dépasse rarement une vingtaine de mètres. La dissection des surfaces est donc un phénomène récent.

Cette dissection s'est opérée par phases successives, probablement en rapport avec le glacio-eustatisme. Les réseaux du Pays Nantais sont en effet restés proches des côtes pendant la majeure partie du Quaternaire et sont d'ailleurs partiellement concernés par les phénomènes de marée à l'heure actuelle. D'autre part, les phases rhexistatiques associées aux périodes froides ont certainement joué un rôle majeur à propos de l'encaissement des cours d'eau. Dans cette hypothèse, les trois niveaux de creusement successifs révélés par les profils transversaux et longitudinaux des vallées, en contrebas des glacis, pourraient être corrélés avec chacune des dernières crises froides quaternaires.

- Les marques caractéristiques du stade d'incision le plus tardif, assimilées plus haut à un "Pléistocène IV", se rapporteraient par conséquent au dernier épisode glaciaire et régressif du Quaternaire, donc au Würm.
- Le "Pléistocène III", qui semble correspondre à un stade d'approfondissement principal des vallées, ainsi peut-être qu'à une étape majeure du façonnement des méandres encaissés et de l'incision des vallons, pourrait être parallélisé avec le Riss. Les faits permettant de le rapporter à une reprise d'érosion importante concorderaient d'ailleurs avec les interprétations relatives à l'évolution des modelés fluviaux pendant la glaciation rissienne, soit en général (J. Gras, 1963) (R. Lacotte, 1967) (J. Dresch, 1969) (J. Hurault, 1973), soit dans le Massif Armoricaire en particulier (B. Hallégouët, 1971) (J. Verague, 1973) (M.T. Morzadec-Kerfourn, 1974) (J.C. Flageollet, 1977).
- Le "Pléistocène II" coïnciderait alors avec le Mindel. Les formes qui s'y rapportent (replats et ruptures de pentes) témoignent d'un emboîtement déjà relativement important par rapport au plan des glacis, bien que sa valeur soit généralement deux fois inférieure à celle du niveau de creusement du "Pléistocène III". Cet emboîtement peut résulter d'un approfondissement du niveau de base sous l'effet du glacio-eustatisme, mais peut également marquer le terme d'une reprise d'érosion consécutive à la mise en relief de la région.

Le creusement des vallées se placerait donc principalement pendant les trois dernières crises froides, c'est-à-dire pendant le Pléistocène moyen et supérieur. L'analyse des modelés correspondant ne permettant de retenir aucune preuve notoire de déformation du socle en relation avec cette période, le rejeu "pléistocène" auquel le Pays Nantais doit l'essentiel de sa mise en place

se placerait par conséquent au "Pléistocène ancien", entre l'élaboration des glacis et les premières marques encore visibles du creusement des vallées. Cette datation demeure évidemment très large puisque la durée du Pléistocène moyen et supérieur est évaluée à 600 000 ou 700 000 ans pour un Quaternaire auquel les estimations actuelles accordent plus de 2 000 000 d'années. Il est vraisemblable que le rejeu en question se soit produit au début du Pléistocène ancien, peu après l'accomplissement des processus de glacioplanation eux-mêmes.

Par référence aux dépôts alluviaux reconnus et datés le long des vallées de la Loire ou de ses affluents les plus proches : Loir, Authion, Thouet, (G. Denizot, 1921) (J. Gras, 1968) (M. Gruet, 1976), il est possible de proposer :

- Un âge Würm pour le "bas niveau alluvial", perché d'environ 5 m au-dessus du lit mineur actuel autour du bassin de Nort, mais apparemment enfoui sous les remblaiements holocènes à partir de Sucé, à l'image des terrasses würmiennes de la Loire en aval de Chalennes.
- Un âge Riss pour le "niveau alluvial moyen", observé entre une dizaine et une douzaine de mètres au-dessus des Marais de Petit-Mars, mais probablement détruit plus en aval.
- Un âge Mindel pour le "haut niveau alluvial", présent vers 20 m d'altitude relative au Perdrier et sur les interfluves voisins et dont on note le raccord, par les altitudes, avec les replats du "Pléistocène II" situés dans les basses vallées du Gesvres et de l'Hocmard (fig. 113, 117 et 119).

Cette interprétation chronologique, formulée ici à titre d'hypothèse, assimilerait les niveaux alluviaux précités à des nappes climatiques, comparables aux terrasses des régions ligériennes voisines, mais soulève, comme d'ailleurs ces dernières, le problème de la place exacte des phases d'incision et des phases de dépôts par rapport aux crises froides. Dans le cas présent, les formes d'incision (niveaux de creusement) et les formes de dépôt (nappes alluviales) ont été toutes corrélées avec les trois dernières glaciations. Cette corrélation se conçoit d'autant que les premières concernent des vallées de 2ème ordre et des vallons de 1er ordre, somme toute très courts, alors que les secondes affectent le cours terminal d'une vallée de 3ème ordre de dimensions très supérieures.

Il reste que les nappes alluviales n'occupent qu'une place mineure dans le paysage actuel par rapport aux dépôts exclusivement holocènes qui colmatent l'ensemble des fonds de vallées de 2ème ordre et l'essentiel de ceux des vallées de 3ème ordre. Parmi ces dépôts, les "sédiments grossiers de base" résulteraient, selon les vallées et les points considérés, du remaniement de nappes würmiennes éventuelles et d'apports colluviaux, périglaciaires ou tardi-glaciaires. Les "argiles jaunes ou grises" représenteraient l'alluvionnement caractéristique des vallées de 2ème ordre, par étalement des matériaux fournis par les versants. Les "argiles bleues", peut-être atlantiques, permettraient de jalonner les effets de la transgression flamandaise à l'intérieur des vallées. Les tourbes, recouvrant ou remplaçant les formations alluviales, témoigneraient d'accumulations d'origine organique dans les zones le plus mal drainées depuis l'Atlantique. Les limons superficiels beiges, éventuellement déposés à partir du Sub-Boréal, proviendraient partiellement des pratiques culturales amorcées au Néolithique et constitueraient les homologues des sables de Loire et des vases estuariennes le long des vallées autochtones.

L'ensemble des dépôts, nappes alluviales pléistocènes et remblaiements alluviaux holocènes, est corrélatif du déblaiement des formations d'altération et des couvertures détritiques des versants pendant le Pléistocène et depuis le Tardiglaciaire, donc révélateur de l'influence des processus interglaciaires et périglaciaires sur ces derniers.

Chapitre 8

L'influence de la météorisation sur les versants :

les héritages de modelés d'altération

Introduction

Les affleurements de roches saines se limitent dans le Pays Nantais à quelques sites privilégiés : sommets de buttes isolées, corniches rocheuses de versants rectilignes, points d'inflexion de versants convexes. Les altérites sont en contrepartie omniprésentes.

Une météorisation principalement tertiaire, polyphasée, s'est manifestée sur les plateaux par l'élaboration d'un épais manteau d'altérites hétérochrones spécifiques et par la préparation du substratum à une regradation des reliefs par glaciplanation. Ses effets ont été mis en relation avec l'évolution de la Surface fondamentale et de ses pourtours (Chap. 3).

Une météorisation quaternaire, résultant des systèmes morphoclimatiques interglaciaires, donc également polyphasée, s'est manifestée le long des versants, par la formation d'horizons d'altération relativement minces et par la production d'un matériel propice à une ablation progressive, dont les colluvions périglaciaires représentent cette fois les principaux dépôts corrélatifs. Ses effets se sont exercés sur les glacis du Pléistocène ancien et en contrebas du niveau d'érosion auquel ceux-ci se rapportent, jusqu'au fond des vallées. Il s'agit de définir les caractères distinctifs de cette altération quaternaire (§ 1), de déterminer ses rapports avec le modelé des versants de vallées (§ 2) et d'interpréter en terme de modelé d'altération quelques reliefs isolés, pour la plupart décrits ou signalés antérieurement, à l'emplacement desquels les marques des arénisations et des ablations produites par les morphogenèses pléistocènes se sont combinées aux héritages de crypto-décompositions différentielles plus anciennes (§ 3).

1/ Les caractéristiques de l'altération quaternaire

11/ Les marques d'une altération postérieure à la glaciplanation du Pléistocène ancien

Les glacis et les replats-glacis du Pléistocène ancien supportent des horizons d'altération de 1 à 4 m d'épaisseur, caractérisés par une kaolinisation plus poussée que celle des altérites actuelles de la Surface fondamentale (Chap. 2, § 325, Chap. 3, § 241 et 242). De même, les nappes caillouteuses du Pléistocène ancien témoignent d'un état d'altération prononcée qui se signale au niveau des argiles par une kaolinisation plus poussée qu'au sein des sables rouges pliocènes, et au niveau des fractions sableuses par l'abondance des figures de dissolution : surfaces lisses, corrosion des arêtes, vermiculations,

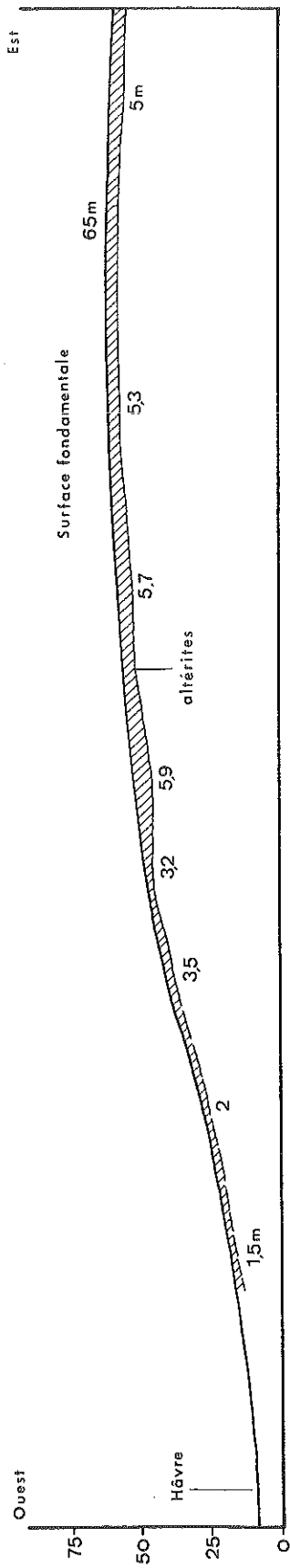


Fig. 120 L'altération sur le Versant du Pont-Noyer (Vallée du Hâvre) * L : 1/5 000 H : 1/2 500

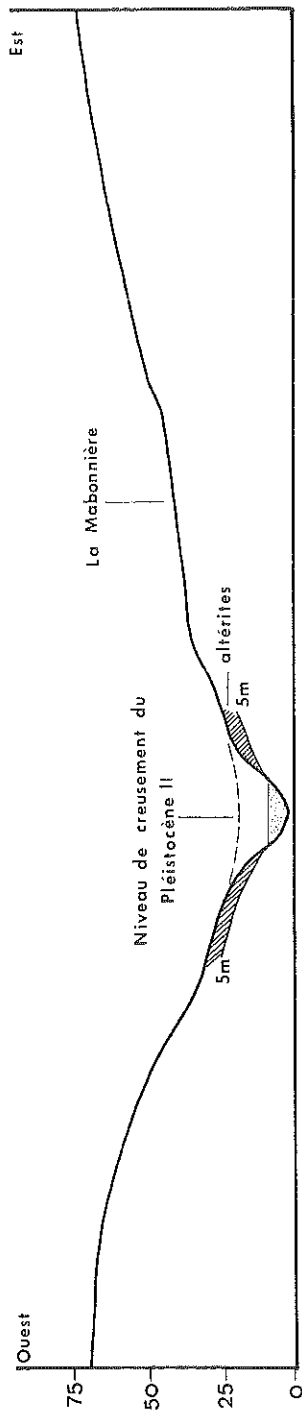


Fig. 121 L'altération sur les versants de la Vallée du Hâvre à La Mabonnière * L : 1/10 000 H : 1/2 500

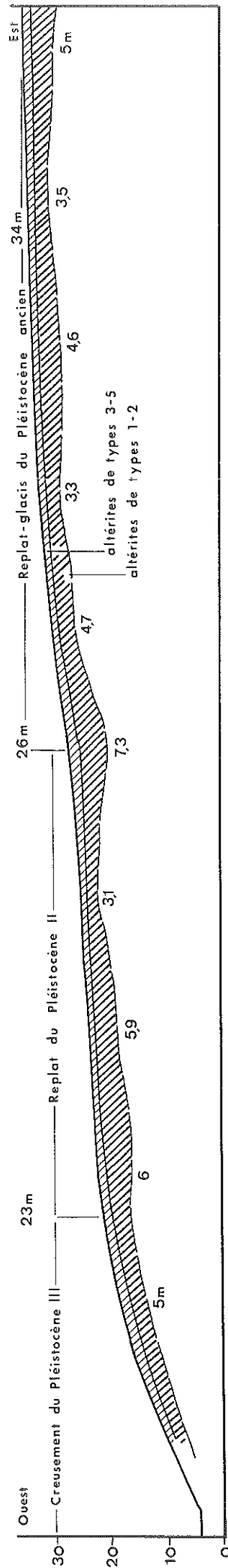


Fig. 122 L'altération sur le Versant des Cahéaux (Vallée du Gesvres) * L : 1/2 000 H : 1/1 000

* En partie d'après sondages de la Direction départementale de l'Équipement, complété et modifié

caries, rhombes, "V" de dissolution (Chap. 2, § 324 et 325). Beaucoup des graviers, galets et blocs qui les composent sont rubéfiés, patinés ou surchargés de concrétions ferro-manganiques. Certains quartz, sains au centre, sont ponctués de caries, dont la densité suggère l'intervention d'une dissolution superficielle ; d'autres sont profondément craquelés et fissurés ; d'autres enfin sont éclatés sur place en esquilles et en aiguilles ou se débitent à la moindre pression. Les débris de micaschistes de toutes tailles, enveloppés avec les quartz dans la matrice argileuse, sont décolorés ou rubéfiés ; beaucoup sont fragilisés à un degré incompatible avec un quelconque transport ; à l'image de celui de certains quartz, leur état de délabrement actuel témoigne donc d'une altération indubitablement postérieure à leur dépôt (Chap. 2, § 31).

Tous ces phénomènes sont démonstratifs d'une météorisation relativement puissante, survenue à la suite de la glaciplanation et de l'épandage simultané des nappes caillouteuses, donc au cours du Quaternaire.

12/ Les manifestations d'une altération quaternaire prolongée le long des versants

En dehors des diverses formations détritiques, les versants présentent des horizons d'altération qui affectent parfois l'ensemble de leurs profils. Sur le terrain, ces horizons se distinguent complètement de ceux qui caractérisent la Surface fondamentale, mais se rapprochent par contre de ceux des glacis et replats-glacis, tant par leurs épaisseurs que leur typologie. Les altérites de versants sont généralement minces, dans leur état actuel. Leurs épaisseurs sont souvent inférieures à 1 m et dépassent rarement 3 m. Au Pont-Noyer par exemple, les altérites du versant oriental de la vallée du Hâvre (1 à 3,5 m) se différencient nettement de celles de la surface du Plateau du Cellier (3,7 à 5,9 m) (fig. 120). Leurs degrés d'accomplissement sont moins prononcés que sur la Surface fondamentale. Celles de types 2 et 3 sont les plus répandues ; celles de type 5, autres que pelliculaires, sont relativement rares, en particulier dans les micaschistes. En fait, les altérites de versants présentent des aspects très variables selon les sections de pentes (§ 13), le substratum (§ 21), le type et le stade d'évolution des profils considérés (§ 22).

L'existence visible d'altérites jusque dans le fond des vallées et des vallons indique que l'érosion chimique s'est exercée le long des versants jusqu'aux périodes les plus tardives du Quaternaire.

13/ Les traces de phases d'altérations interglaciaires successives sur les versants

La répartition comparée des altérites et des niveaux de creusement repérés le long des versants de vallées révèle deux phases de météorisation successives, qui peuvent être hypothétiquement rapportées aux derniers Interglaciaires.

131/ Les indices d'une altération "éémienne"

Les séries de replats qui jalonnent les pentes basales des versants de vallées de 2ème ordre séparent deux stades d'incision rapportés à un Pléistocène II et à un Pléistocène III, respectivement corrélés avec le Mindel et avec le Riss (Chap. 7, § 22). Les sections de pentes comprises entre ces replats et les fonds de vallées résulteraient selon cette interprétation d'un creusement Riss. Les horizons d'altération qu'elles supportent, inégalement développés en raison de leur genèse tardive et d'ablations récentes, se seraient formés entre le Riss et le Würm, c'est-à-dire lors de l'Interglaciale éémien.

Les vallées de 3ème ordre présentent des coupes relatives à de tels horizons. Au droit du viaduc d'Oudon, la Vallée du Hâvre comporte des replats du "Pléistocène II" de 20-25 m d'altitude absolue sur chacun de ses versants (Chap. 7, § 223). Les résultats de sondages pratiqués en 1967 par le Laboratoire

Régional des Ponts et Chaussées d'Angers révèlent des altérites de types 1 à 5 sur les sections de versants situées en contrebas de ces replats. Leur épaisseur varie de 5 à 1 m, en se réduisant progressivement vers le fond de la vallée (fig. 121).

Les vallées de 2ème ordre fournissent des coupes analogues. A Vigneux, sur le versant méridional de celle du Gesvres, des altérites de type 3, rubéfiées et épaisses de 3 m environ, s'observent autour de l'isohypse 50 m, à 5 m d'altitude relative par rapport au thalweg actuel, donc sur la section de pente vraisemblablement contemporaine de l'incision Riss. Une coupe ouverte sur le versant opposé, à la même altitude, montre de haut en bas : une coulée de solifluction argilo-caillouteuse beige (1 à 1,50 m d'épaisseur), des altérites de types 3 et 4 (1,80 m), des altérites de micaschistes de types 1 et 2 (2 m), associées à des noyaux de roches saines. A Massigné, près du coude du Saz, des altérites de type 3 et 4 occupent la base du versant sur plusieurs décimètres d'épaisseur. Aux Cahéreaux, dans le train de méandres encaissés du cours inférieur du Gesvres, des altérites de types 1 à 5, épaisses de 1 à 5 m marquent la base du versant en s'amenuisant en contrebas de replats du Pléistocène II de 23-26 m d'altitude absolue (fig. 122).

Les vallons de 1er ordre comptent parmi les formes d'incision les plus récentes (Chap. 7, § 23). Or, les figures d'altération qui les concernent sont parfaitement comparables à celles qui se rapportent aux pentes basales des vallées de 2ème et de 3ème ordres. Au Nord du Gesvres, le vallon de La Guittonais, situé entre Treillières et La Paquelais, comporte des altérites de micaschistes de types 1 à 3 sur 1 à 2 m d'épaisseur et sous plusieurs décimètres de colluvions. Le vallon de La Rouchais, situé dans le même secteur, montre près de Laignay des altérites de type 4 rubéfiées (1,30 m d'épaisseur visible) sous des colluvions composites (1,20 m d'épaisseur). Le vallon de La Frenelière situé plus en amont, entre La Paquelais et Vigneux, présente des altérites de types 3 et 4 juxtaposées sur 1,50 m d'épaisseur visible à la base de son versant oriental.

132/Les indices d'une altération "holsteinienne"

Les altérites présentes sur les sections de versants comprises entre les replats du "Pléistocène II" et les replats-glacis du Pléistocène ancien paraissent plus épaisses, plus prononcées et plus rubéfiées que celles qui s'observent en contrebas. Ainsi, les altérites des replats 20-25 m du cours inférieur du Hâvre, au viaduc d'Oudon, mesurent jusqu'à 5 m à l'Ouest (dont 1 m d'altérites de types 3 à 5) et jusqu'à 11 m à l'Est (dont 5 m d'altérites de types 3 à 5) (fig. 121). Celles des replats 23-26 m des Cahéreaux atteignent 7,30 m (dont 0,5 à 2 m d'altérites de types 3 à 5) (fig. 122).

Du fait de leur répartition sur les versants, ces altérites résulteraient d'une phase de météorisation postérieure au Pléistocène II et antérieure au Pléistocène III, donc éventuellement corrélable avec l'Interglaciaire holsteinien, qui est connu en Europe pour ses caractères relativement chauds et humides et pour ses effets particulièrement altérants et rubéfiants (F. Bourdier, 1961) (R.G. West, 1968) (J. Chaline, 1972) (H. de Lumley, 1976). Par leurs épaisseurs et leurs degrés d'évolution, elles semblent significatives de processus de météorisation plus puissants que ceux dont témoignent les altérites précédemment rapportées à l'Eémien, ce qui concorde avec les marques communément attribuées à l'Holsteinien, mais ce qui s'explique aussi par l'action cumulée des deux derniers interglaciaires le long des sections de pentes considérées.

14/Les témoignages d'une kaolinisation tardive parmi les altérites de versants

Deux analyses d'argiles relatives aux altérites de versants ont été pratiquées par L. Barbaroux. Les échantillons correspondants ont été prélevés en contrebas des replats-glacis de la vallée du Gesvres, à 1,20 m de profondeur et dans des altérites de micaschistes de types 3 : le premier (GV 16) à l'amont, au lieu-dit "Gesvres", près de Vigneux, à 20 m d'altitude relative par rapport

au thalweg actuel, donc dans une section de pente pouvant se rapporter au stade d'incision "Pléistocène II", le second (GV 46) à l'aval, au lieu-dit Le Tertre, près de Treillières, à la base du versant, donc dans une section de pente susceptible de se rapporter au stade d'incision "Pléistocène III".

D'après ces analyses, les altérites de versants présentent des caractères très évolués. Les taux de détritiques ne sont plus que de 24% en moyenne dans les pâtes (dont seulement 2% de Feldspaths). Le Coefficient d'altération est égal (3 en GV 46) ou supérieur (8,7 en GV 16) à celui des altérites de glacis (3,9 en moyenne) ou de la Surface fondamentale (3,52 en moyenne). Ces valeurs s'expliquent par des taux de Kaolinite élevés (82% des minéraux argileux dans les poudres comme dans les pâtes en GV 16, 65% dans les poudres et 48% dans les pâtes en GV 46), alors que ceux de l'Illite et de la Montmorillonite sont variables (Illite : 10% des minéraux argileux dans les poudres et 13% dans les pâtes en GV 16, 15% et 24% en GV 46 ; Montmorillonite : traces dans les poudres, 5% des minéraux argileux dans les pâtes en GV 16 et 24% en GV 46). Par ailleurs, les indices de cristallinité de l'Illite sont ici les plus bas de tous ceux des altérites analysées dans le Pays Nantais (Na = 2 en GV 16 comme en GV 46, contre 2,5 en moyenne pour les altérites de glacis, 4 pour celles des alvéoles de plateaux et 5,9 pour celles de la Surface fondamentale). Ces indices seraient donc significatifs de conditions climatiques relativement tempérées.

Les deux échantillons ont des compositions minéralogiques qui les différencient complètement des altérites de la Surface fondamentale et qui confirment leur parenté avec celles des glacis. En dépit d'une communauté de caractères, ces échantillons présentent néanmoins des degrés d'altération et des taux de kaolinisation différents, probablement significatifs de leurs conditions de gisement. L'échantillon GV 16, apparemment le plus évolué et le plus riche en Kaolinite, pourrait en effet se rapporter à une altération holsteinienne du fait de la position élevée de son point de prélèvement par rapport au versant. L'échantillon GV 46 pourrait se rapporter à une altération éémienne pour des raisons contraires. Les résultats de leurs analyses diffractométriques concorderaient alors avec les caractères physiques des altérations observés sur le terrain et confirmeraient l'influence prépondérante de la météorisation "holsteinienne" sur les versants. Toutefois, de telles déductions ne peuvent être envisagées qu'avec réserve, d'abord parce que le raccord des altérites échantillonnées avec une phase d'altération propre à l'un ou à l'autre des deux derniers interglaciaires ne peut être établi d'une manière indubitable, ensuite parce que la composition minéralogique des échantillons en cause peut résulter de l'action combinée de plusieurs séquences de météorisation.

Une certitude se dégage par contre de ces deux analyses : les versants de vallées présentent des altérites riches en Kaolinite jusqu'à leur base. Les processus de kaolinisation se seraient donc poursuivis jusqu'au Quaternaire récent, puisqu'ils se reconnaissent dans les secteurs soumis aux séquences de météorisation les plus tardives, et se seraient réalisés dans un environnement de type tempéré, comme l'indiquent les indices de cristallinité de l'Illite propres aux échantillons examinés et comme le confirment les données palynologiques relatives aux caractères climatiques régionaux des deux derniers interglaciaires. L. Visset a en effet montré que, dans le Pays Nantais, l'Holsteinien et l'Eémien avaient été favorables à la biostasie, marqués par un maximum de la forêt de feuillus, mais maintenus sous l'emprise d'un climat "éo-tempéré" (L. Visset, 1979, p. 224).

De telles corrélations entre processus de kaolinisation, phases climatiques tempérées et météorisation récente ont été démontrées par Y. Tardy à propos des massifs anciens européens, en particulier de la Bretagne (Y. Tardy, 1969). Elles concordent avec les conclusions formulées par J.C. Flageollet au

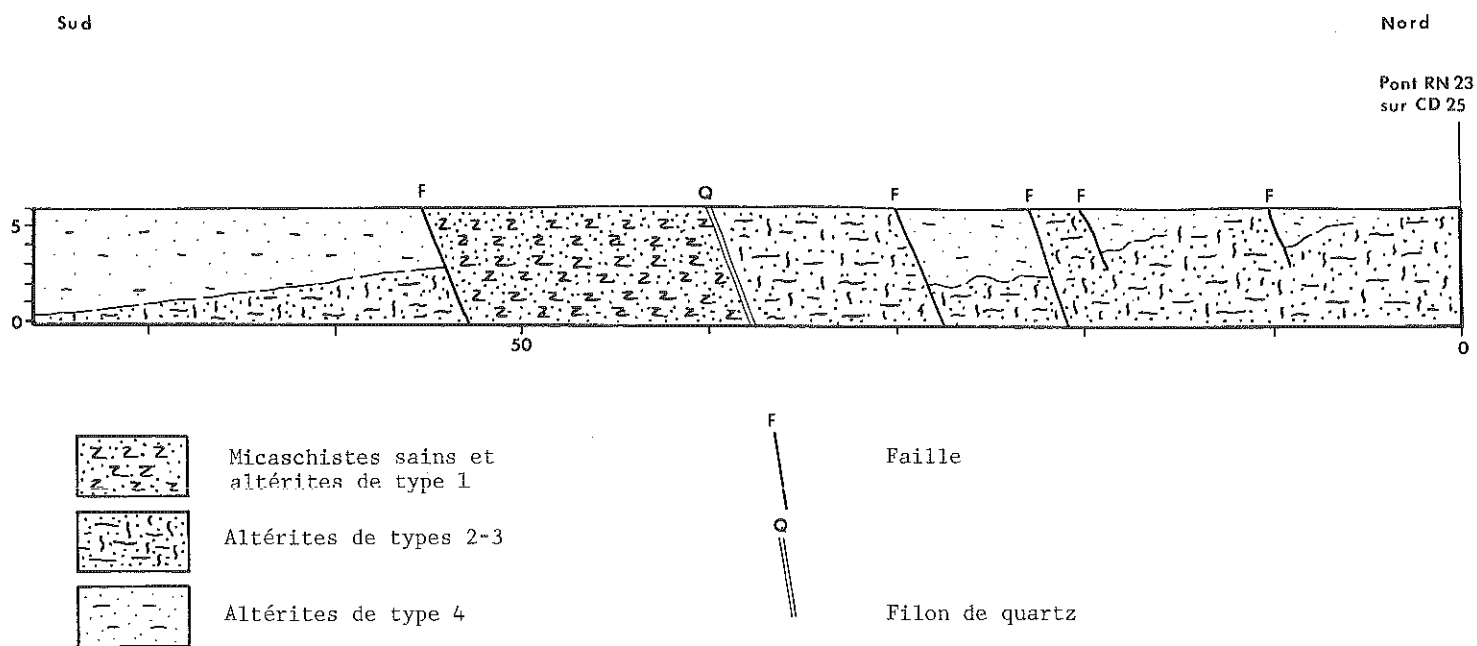
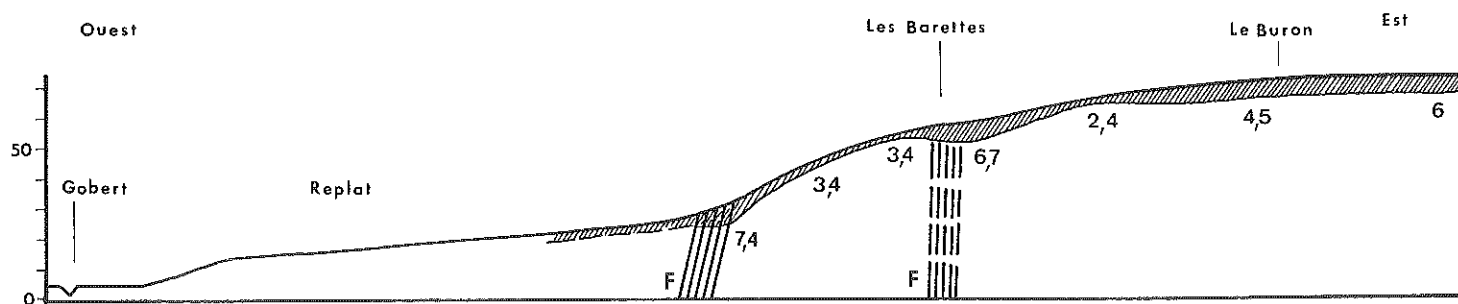


Fig. 123 L'altération du Versant de l'Oratoire à Oudon (Vallée du Hâvre)
 L : 1/400 H : 1/400 - Altitude 50 m - Coupe perpendiculaire à la pente



F : Failles bordières du fossé de La Seilleraye

Fig. 124 L'altération du Versant du Plessis (Vallée de La Seilleraye)
 L : 1/5 000 H : 1/2 500 - D'après levé de la Direction départementale de l'Équipement, complété et modifié

sujet du Limousin et de la Vendée, où des "arènes de bas de versants", riches en Kaolinite, peuvent être rapportées au Mindel-Riss ou au Riss-Würm (J.C. Flageollet, 1977, p. 250, 364 et 390).

Il reste à noter cependant que les altérites de versants occupent ici les sites où se trouvent réunies les meilleures conditions de drainage, ce qu'exprime d'ailleurs un Coefficient d'hydromorphie très bas (0,28 en moyenne) et ce qui constitue, en dehors des facteurs paléoclimatiques, un facteur propice à la kaolinisation. Ces constatations concordent également avec celles de J.C. Flageollet, qui place les facteurs de relief et de drainage avant ceux de lithologie et de pluviométrie à propos de l'élaboration des arènes à Kaolinite du Limousin et de Vendée.

2/L'altération et le modelé des versants

L'inégale répartition des figures d'altération est encore plus remarquable sur les versants que sur les reliefs tabulaires, glacis ou même Surface fondamentale. L'épaisseur des altérites peut varier du simple au double en l'espace de quelques mètres le long d'une même pente ; des secteurs parfaitement sains succèdent à des passées diversement altérées en n'importe quel point des profils. Ce caractère tient à des facteurs internes, propres à la lithologie, à la schistosité, au diaclasage, à la tectonisation du substratum (§ 21) et à des facteurs externes, relatifs aux inclinaisons et aux profils des versants, à l'action différentielle de la météorisation selon les sections de pentes, à l'évolution et au décapage des manteaux d'altérites sous l'effet des processus d'ablation (§ 22).

21/Les facteurs structuraux de la répartition des altérites sur les versants

Autant que les seuls faits de terrain permettent d'en juger, les rapports entre la lithologie et l'altération s'établissent sur les versants de la même façon que sur les reliefs tabulaires précités. L'altération des granites est généralement plus accomplie, mais plus superficielle, que celle des roches métamorphiques, parce que la texture des premiers se prête ici aussi à une pénétration plus uniforme des agents de la météorisation, alors que la schistosité des secondes favorise les profils d'altération de profondeur variée. Il est généralement possible de déterminer le contact entre la roche saine et son manteau arénacé le long des versants granitiques, alors que le passage entre la roche-mère et les différentes formations d'altération s'effectue de façon imprécise ou indistincte le long de la plupart des versants micaschisteux. Ainsi, les pentes granitiques du rebord méridional de la vallée du Gesvres comportent des arènes de types 4 et 5 relativement épaisses (4 à 5 m) surmontant presque directement des granites sains ou des arènes de type 1 (La Blenetière, La Bouvardière), alors que les pentes micaschisteuses de son rebord septentrional présentent des profils d'altération typiques d'un état de délabrement inégal du matériel lithique. Le sens et l'inclinaison des plans de schistosité exercent ici un rôle encore plus déterminant que sur les reliefs tabulaires, une schistosité redressée et de sens contraire à celui du versant (vallées du Cens et du Gesvres) entraînant évidemment une altération plus profonde du substratum qu'une schistosité conforme à celui des versants par son orientation et son inclinaison (vallée de la Seilleraye).

La fracturation se surimpose aux facteurs précédents et les surpasse dans ses effets. Les joints, diaclases et rebords de filons de quartz, ont facilité l'hydrolyse en servant de drains et ont fourni des plans de pénétration à l'altération profonde. Leur densité et leur disposition constituent l'un des principaux agents de l'altération différentielle (J. Mounès, 1974). Les lignes de failles et surtout les zones de broyage le long desquelles se sont exercés les phénomènes de "trituration tectonique" sont à l'origine d'une préparation inégale du substratum à la météorisation et sont également responsables d'une répartition irrégulière de ses produits le long des versants (P. Birot, 1968 b et 1981 a).

Sur le versant oriental de la vallée du Hâvre, à 1 km au Nord d'Oudon et à 50 m d'altitude, le passage de la route D 25 sous la route N 23 fournit une coupe de 6 m de hauteur et d'une centaine de mètres de longueur dans la partie superficielle des micaschistes albitiques et dans le sens perpendiculaire à la ligne des plus grandes pentes. Les micaschistes présentent à cet endroit une schistosité sub-horizontale (fig. 123). L'altération se marque par la rubéfaction et par l'estompement inégal des structures de la roche. Le phénomène est naturellement plus prononcé au sommet de la coupe ; mais le classement per descensum des figures d'altération est oblitéré ici par le compartimentage du substratum entre des fractures N 120°, inclinées à 65-70° vers le Nord Nord Est. Certaines de ces fractures sont soulignées par des filons de quartz discontinus. Toutes s'intègrent à un axe tectonique sur lequel s'aligne l'avant-dernier tronçon de la vallée du Hâvre. Cette coupe illustre l'exploitation de zones d'inégal broyage par l'altération différentielle à l'échelle d'une section de versant.

Sur le versant oriental de la vallée de la Seilleraye, l'autoroute A 11 longe une tranchée ouverte dans le sens de la pente entre 25 et 74 m d'altitude (fig. 124). Parmi d'autres, cette coupe permet d'abord de vérifier les différences d'épaisseur qui opposent les altérites de plateau (ici 4,5 à 6,5 m) à celles de versants (2,5 à 3,5 m). Ces dernières présentent des épaissemments exceptionnels (6,7 m et 7,4 m) au droit des fractures N 150° correspondant à deux accidents bordiers du fossé de la Seilleraye, l'un étant d'ailleurs souligné par une tête de vallon (Les Barettes) et l'autre par la racine d'un replat (Le Coteau). Cette coupe illustre l'exploitation de lignes de failles espacées par l'altération à l'échelle du profil d'ensemble d'un versant.

Au viaduc de La Verrière, le versant occidental de la basse vallée du Gesvres comporte des altérites très évoluées avec alternance, sur 3 à 4 m de profondeur visible, de passées sub-verticales de types 3, 4 ou 5, alors que le versant opposé ne présente que des altérites de types 1 et 2 jusqu'à l'affleurement. Cette coupe illustre l'exploitation d'un socle inégalement tectonisé par les processus d'altération à l'échelle du profil transversal d'une vallée.

22/ Les rapports entre la répartition des altérites et le profil des versants

221/L'altération et les formes de versants

Les liens entre l'altération et les versants rectilignes s'établissent de façon banale. Les altérites qui affectent ce type de versant sont en effet minces et mal développées. Leurs épaisseurs et leurs degrés d'évolution sont inversement proportionnels à la valeur de la pente. Les versants rectilignes à pentes faibles (moins de 10°) présentent souvent des altérites de types 1 à 4 sur 1 à 2 m d'épaisseur. Les versants rectilignes à pentes fortes (10 à 25°) sont évidemment les moins propices à la propagation de la météorisation et à la conservation de ses produits ; de plus, ils participent fréquemment à l'encadrement des formes où l'incision fluviale s'est manifestée avec le plus d'efficacité (méandres encaissés, resserrements du Cens et du Gesvres, goulets de raccordement) ; leurs pentes ne comportent habituellement que des altérites d'épaisseurs décimétriques ou métriques et de types 1 ou 2, qui alternent avec des affleurements sains ; leurs sommets s'accompagnent parfois de corniches rocheuses (Moncellier en amont du Cens, Vieux-Couffé, en aval du Hâvre).

Les liens entre l'altération et les versants convexes présentent plus d'intérêts, mais soulèvent des problèmes complexes. Ces versants témoignent d'abord d'une grande diversité morphologique. L'analyse des paysages conduit à les regrouper autour de quatre types de profils principaux :

- Les profils uniformément convexes, élevés (40 à 60 m) et relativement inclinés (8 à 12°) qui encadrent les reliefs les plus énergiques (Sillon de Bretagne) et les vallées les plus encaissées (Hâvre, Seilleraye).
- Les profils convexes à concavité basale, avec ou sans pente de raccordement

rectiligne centrale (Coralu dans la vallée du Gesvres).

- Les profils convexes à long rayon de courbure, peu élevés et peu inclinés, qui raccordent les têtes de vallons et les bassins supérieurs des vallées à la Surface fondamentale (Gesvres supérieur, vallons du Sillon de Bretagne).

- Les profils convexes à foyers multiples, ponctués d'affleurements rocheux, de bossellements, de chicots, ou de corniches rocheuses, principalement situés le long des vallons et des vallées les plus encaissés des secteurs métamorphiques (Vallée du Hâvre, de la Loge au Moine).

La forme des versants convexes est parfois rapportée aux spécificités texturales des roches (R. Souchez, 1966) (A. Godard, 1977). Elle caractérise souvent les domaines granitiques (Finistère, Devonshire). Lorsqu'elle est homogène, la texture des granites est en effet propice à la désagrégation granulaire et à l'érosion en boules et ne favorise par contre ni l'ébouilisation, ni l'éla-boration des pentes réglées. Ces propriétés paraissent partagées par d'autres roches à texture homogène et à constituants fins, comme les craies et certains grès, où se développent effectivement des versants convexes (craie des Downs anglais, grès de l'Aragon septentrional), alors que les meilleurs exemples de versants rectilignes et de pentes réglées s'observent à l'inverse dans les calcaires lités (Grèce) ou dans les schistes (Vallée de la Moselle), lesquels se débitent facilement et privilégient la livraison d'éboulis.

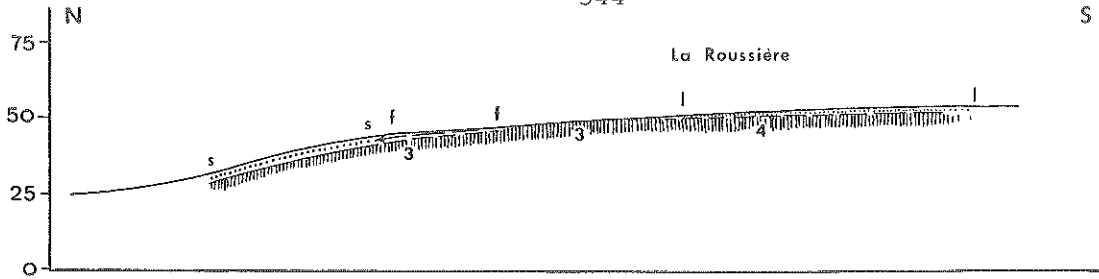
Ces considérations générales ne se vérifient pas à l'échelle du Pays Nantais, où les versants convexes sont également présents à l'emplacement des granites, qui appartiennent d'ailleurs à des faciès différents (Batholite d'Orvault, Zone Broyée Sud-Armoricaine, ...) et à l'emplacement des roches métamorphiques, qui présentent ordinairement une schistosité très marquée (Vallée du Hâvre). Il apparaît donc que ces versants ont subi l'influence de processus morphogéniques communs et suffisamment puissants pour réduire ou annuler les propriétés initiales de substrats différents. L'altération météorique semble représenter le principal vecteur de tels processus, puisqu'elle est parvenue à engendrer des régolites à constituants relativement fins et homogènes, également mobilisables par le ruissellement et les mouvements de masse, dans les roches granitiques, comme dans les roches métamorphiques.

Par ailleurs, la forme des versants convexes est communément présentée comme une "forme de maturité", en particulier dans les théories faisant appel aux notions de "balance de dénudation" et de "bilan morphogénique des versants", ou se référant à "l'interdépendance entre deux composantes de l'évolution des versants, l'une perpendiculaire à la surface du sol (météorisation), l'autre parallèle à la surface du sol (déplacement des débris sous l'effet de la pesanteur, du ruissellement, des mouvements de masse)" et aux rapports réciproques entre "la vitesse d'altération du substratum et celle de l'évacuation des débris" (A. Jahn, 1954) (J. Tricart, 1957). L'interprétation de ce type de forme demeure discutée (P. Birot, 1955) (J. Tricart et A. Cailleux, 1965) (A. Young, 1972) (M. Derruau, 1974) (H. Vogt, 1976). De ce fait, la typologie des versants convexes du Pays Nantais mérite d'être établie en fonction de la répartition de leurs formations superficielles, plutôt que de leurs caractères morphométriques. Trois familles de formes peuvent être définies selon ce critère.

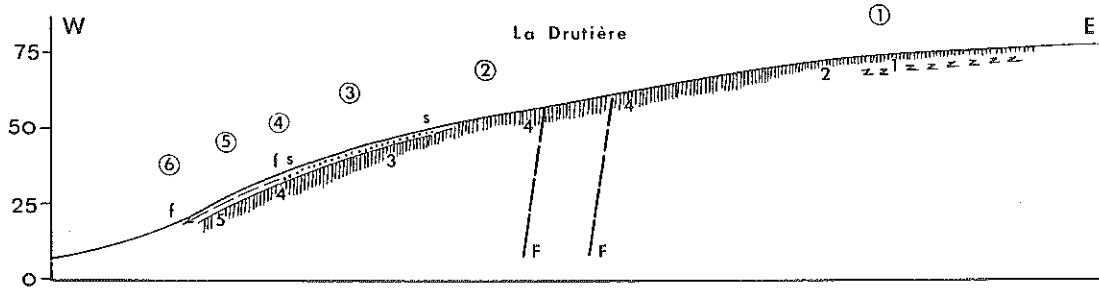
222/Eléments de typologie des versants convexes en fonction de la répartition des formations d'altération (fig. 125)

A/Les versants convexes conformes sont des versants le long desquels le profil des horizons d'altération épouse celui de la pente.

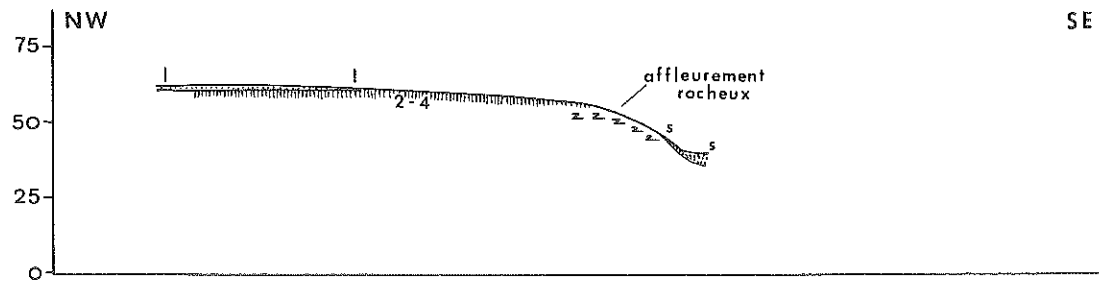
a/Les versants conformes couverts sont des versants continûment altérés de la base au sommet. Ils sont nombreux dans les secteurs peu encaissés : vallons et bassins supérieurs des vallées. La haute vallée de la Loge au Moine



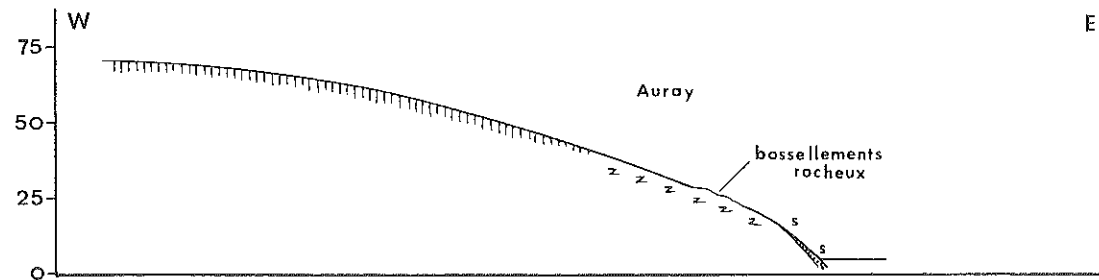
a. Versant conforme couvert (La Roussière, Vallée de la Loge au Moine)



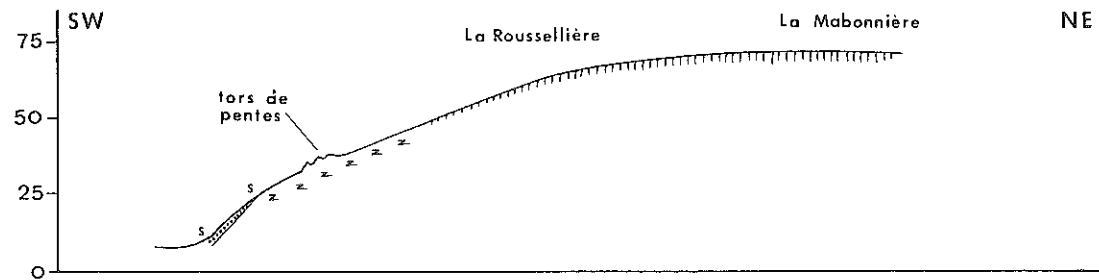
b. Versant écorcé atténué (La Drutière, Vallée de La Seilleraye)



c. Versant composite à affleurement rocheux central (La Verdière, bassin de la Loge au Moine)



d. Versant composite à bossellements rocheux (Auray, Vallée de La Seilleraye)



e. Versant composite à tors de pentes (La Rousselière, Vallée du Hâvre)





	Limons éoliens		Fauchage
	Altérites (Types)		Solifluction

Fig. 125 Exemples-types de versants convexes L : 1/10 000 H : 1/2 500

en présente plusieurs exemples caractéristiques. Ainsi, au sommet du versant de La Roussière affleurent des altérites de types 2 à 4, qui disparaissent sous les limons éoliens au contact du plateau (fig. 125 a) ; près de son point d'inflexion, s'observent des altérites de types 2 à 3 affectées par un fauchage ; à sa base, les altérites s'enfouissent sous les coulées de solifluction. En dépit d'éventuels témoignages de transport (fauchage) et de dépôts (colluvions), les versants conformes couverts font preuve d'un bilan morphogénique largement favorable à l'altération.

b/Les versants conformes découverts sont caractérisés par un décapage complet ou prépondérant du substratum sain. Des affleurements d'altérites atténuées (type 1) alternent parfois avec la roche-mère saine le long de leurs profils. Il s'agit de formes rares, peu élevées, mais redressées, dont les principaux exemples se rencontrent le long de la "pente sommitale" du versant méridional de la vallée du Gesvres ou le long des goulets qui raccordent les cuvettes supérieures et les bassins inférieurs des vallons tracés au droit de ce même versant (Chap. 7, § 2312). Dans chaque cas, les versants conformes découverts résultent d'un profond déséquilibre entre les processus d'altération et les processus de transport et d'ablation, au profit de ces derniers.

B/Les versants convexes écorcés sont des versants le long desquels les sections altérées et les sections décapées se succèdent selon deux possibilités.

a/Les versants écorcés atténués comprennent une section supérieure "découverte", marquée par des affleurements sains ou peu altérés (type 1) et une section inférieure "couverte" marquée par des altérites de types 1 à 5, disparaissant souvent elles-mêmes sous des colluvions. La transition entre ces deux sections s'accompagne d'un recoupement des horizons d'altération en biseau. De tels profils sont fréquents, soit sous forme de versants uniformément convexes, soit à l'emplacement des "pentes sommitales" ou des "pentes basales" des versants à replats-glacis.

La dépression de la Seilleraye offre plusieurs exemples de profils du premier type (versants uniformément convexes écorcés et atténués). Sur le versant du Plessis, au Nord Est de la dépression, les micaschistes sains affleurent autour de l'isohypse 60 m ; les altérites de types 2, puis de types 3 et 4, généralement décolorées, apparaissent sur 1,50 m d'épaisseur entre les courbes 55 et 25 m ; elles disparaissent en contrebas sous des coulées de solifluction d'épaisseur croissante (au moins 2 m par endroits à la base). Le versant de la Drutièrre, au Sud Est de la dépression, présente une succession comparable sur une élévation de plus de 70 m (fig. 125 b).

- Autour des fermes de La Duazière et du Mortray (70 m), les affleurements de micaschistes albitiques, sains, sont ponctuellement marqués par des altérites de types 1 et 2 et par une rubéfaction occasionnelle des joints et des diaclases (Point 1).

- Vers 55 m d'altitude, les micaschistes présentent un degré d'altération exceptionnellement prononcé en regard des sections de pentes situées plus en amont ou plus en aval (types 2 à 4). La roche est réduite en blocs entrecoupés de filons de quartz disloqués. Son état résulte de l'exploitation d'une zone de broyage associée, ici aussi, à l'une des failles bordières du fossé de La Seilleraye et signalée dans le paysage par une atténuation de pente entre 60 et 50 m d'altitude. Cette passée tectonisée offre un exemple supplémentaire de la propagation différentielle de l'altération en fonction de la structure (Point 2).

- Vers 45 m, des altérites de types 2 et 3, accompagnées d'une rubéfaction des plans de fracture et de schistosité sont surmontées par des colluvions argilo-caillouteuses de 0,50 m d'épaisseur (Point 3).

- Vers 40 m affleurent des altérites de types 3 et 4, toujours nappées de colluvions sur 0,50 m (Point 4).

- Au-dessous de 30 m d'altitude, les altérites de types 4 et 5 prédominent

définitivement en surface et sont affectées par des phénomènes de fauchage et de fluage, qui gagnent par endroits les altérites de types 2 et 3 sous-jacentes (Points 5 à 6).

Une même répartition des altérites s'observe sur les profils du second type (pentes sommitales ou basales de versants à replats-glacis), en particulier le long du Gesvres, du Cens et de la Chezine. Ainsi, à La Bouvardière (versant Sud du Gesvres), les granites parfaitement sains occupent le sommet du versant sans aucun recouvrement (77 m), alors que les altérites présentent des épaisseurs et des degrés d'accomplissement croissants vers sa base (58 m). De même plus à l'Est, à La Blénetière, où les affleurements granitiques sommitaux sont exploités en carrières et où les altérites de types 4 et 5, parcourues de filons de quartz disloqués, sont visibles sur plus de 3 m d'épaisseur à la base.

Le dispositif des altérites sur les versants écorcés atténués est schématisé sur la figure 126. Ces versants ont subi un "écorçage" de leurs différents horizons d'altération à partir du sommet et une dégradation progressive de leur profil par mobilisation des altérites, ainsi que par transport et dépôt des débris. Ils se trouvent ainsi "atténués" par rapport à leur profil initial à la fois par l'érosion de leur sommet et par la fossilisation de leur base. Leur convexité actuelle provient d'une attaque et d'un abaissement continuel de leur section sommitale. Ils représentent des modèles hérités, même si le ruissellement superficiel actuel continue d'y apporter des retouches accessoires ; l'épaississement des coulées de solifluction qui occupent généralement leur base a progressivement bloqué l'évacuation des débris et l'évolution du profil lui-même. Ils résultent de l'intervention de systèmes morphogéniques successifs, où la pénétration de l'altération l'a d'abord emporté sur l'incision et sur l'affouillement, mais où l'ablation a ultérieurement primé sur l'altération au sommet. Ils témoignent d'un bilan morphogénique où altération et ablation s'équilibrent finalement.

b/Les versants écorcés exagérés présentent une répartition des altérites et des affleurements sains exactement inverse. Ils sont fréquents, en particulier dans la vallée du Hâvre, où de nombreuses pentes comportent des manteaux d'altérites relativement épais au sommet, des horizons d'altération amincis vers le centre et des affleurements de roche nue à la base. Entre Le Pont-Noyer et Vieille-Cour, le Hâvre est ainsi bordé de rochers en place, alors que les sommets des versants convexes encaissants supportent des altérites de 1 à 3 m d'épaisseur.

Ces versants sont "écorcés", puisque leurs horizons d'altération sont successivement recoupés par la pente. Ils peuvent être qualifiés d'"exagérés", puisque l'ablation des altérites a accentué leur convexité à partir de leur base (fig. 126). Ils résultent de l'action de systèmes morphogéniques successifs, où la pénétration de l'altération l'a d'abord emporté sur l'ablation et où l'incision et l'affouillement ont ultérieurement primé sur l'altération à la base. Ils expriment un bilan morphogénique finalement favorable à l'ablation. Les versants écorcés exagérés sont probablement en rapport avec l'encaissement récent des réseaux hydrographiques et constituent l'indice d'une incision tardive dans le Pays Nantais (P. Birot, 1955, p. 20 et 1981 b, p. 392) (J. Tricart, 1957) (M. Derruau, 1974).

c/Les versants convexes composites

Les deux séries d'exemples qui précèdent indiquent que l'élaboration des versants convexes du Pays Nantais peut s'envisager en fonction d'une atténuation des sections sommitales par des processus probablement répétés d'altération météorique et d'ablation des altérites, ou en fonction d'une exagération des sections basales sous l'effet de l'encaissement et de l'élargissement des fonds de vallées. Elles permettent de définir des profils-types dont les caractères se combinent au sein de formes plus complexes. En dehors des versants conformes et des versants écorcés existent en effet des versants tripartites associant une section sommitale convexe, atténuée, mais souvent pourvue d'un manteau d'alté-

ration résiduel, une section centrale, toujours marquée d'affleurements sains, une section basale, de profil concave, associée à des colluvions. Ces versants présentent de multiples variantes. Dans tous les cas, leur section centrale est la plus remarquable. Elle correspond à une rupture de pente le plus souvent placée près du tiers inférieur du versant, brise les profils selon deux foyers de convexité différents et s'accompagne toujours d'affleurements de roches saines, de pointements rocheux ou de tors de pentes.

a/Exemples de versants composites à affleurement rocheux central

Ils sont nombreux le long de la Chezine (Les Pellières), ainsi qu'au tour du Hâvre (Les Bois-Gares) ou de ses tributaires (La Sauvagère). Ainsi, le vallon de La Verdière, affluent de la Loge au Moine, est encadré par des versants convexes tripartites. Des altérites de types 2 à 4, localement nappées de limons éoliens marquent leur convexité sommitale (courbe 50 m) ; la roche saine affleure au niveau de leur point d'inflexion (50 à 45 m) ; des colluvions, qui engorgent finalement le vallon, déterminent une courte concavité basale au-dessous de 45 m (fig. 125 c).

b/Exemples de versants composites à bossellements rocheux centraux

Sur de nombreux profils, les points d'inflexion s'accompagnent de bossellements rocheux, simples ou multiples, peu élevés (0,50 à 1 m) et grossièrement circulaires (3 à 10 m de diamètre). La vallée de La Seilleraye en compte plusieurs exemples, en particulier à Auray, près de sa confluence avec la Loire (fig. 125 d) ; de même les vallées du Hâvre et de la Loge au Moine (Le Châtelier, La Sauvagère, La Rousselière, Le Pont-de-Cuette).

c/Exemples de versants composites à tors de pentes

Des versants convexes identiques aux précédents comportent des pointements rocheux de 0,50 à 1,50 m d'élévation correspondant à des tors de pentes. Ces reliefs, fréquents le long du Hâvre et de la Loge au Moine, s'observent sur les versants élevés (Vieille-Cour, La Rousselière), comme sur les plus atténués (Le Pont-Noyer, La Sauvagère, La Lhorie, Les Bauches) (fig. 125 e).

Les affleurements sains, bossellements et tors de pentes pointent toujours entre des manteaux d'altérites de haut de versant et des colluvions basales. Ils suggèrent en premier lieu des influences structurales ; ils apparaissent surtout dans les micaschistes, où ils semblent effectivement révéler des noyaux résistants. Leur association systématique aux ruptures de pentes des profils composites et leurs alignements le long des versants les distinguent en fait de simples formes d'érosion différentielle.

Leur mise en relief tient aux particularités génétiques des versants composites. Ces versants résultent d'une combinaison de processus dont chaque section de pente enregistre les effets successifs. La répartition des altérites y dénote d'abord des héritages communs aux versants exagérés. La convexité des profils semble partiellement procéder d'un écorçage progressif des horizons altérés à partir de la base, sous l'influence de l'approfondissement des thalwegs et du recul des versants par rapport à eux-mêmes. Leurs sections sommitales témoignent d'un bilan morphogénique où l'ablation a fini par l'emporter sur l'altération. Leurs concavités basales dépendent d'une accumulation de débris colluviaux, forcément postérieure aux processus d'incision précités, et sont significatives d'une évolution finale où les dépôts latéraux ont succédé à l'encaissement des fonds de vallée.

Dans tous les cas d'évolution envisagés, les sections centrales des versants composites représentent des zones privilégiées, puisque c'est toujours à leur emplacement que les influences de l'atténuation sommitale et de l'affouillement basal y ont été les moins sensibles. Les inflexions, ruptures de pente et microreliefs qui les soulignent, traduisent de fait leur immunité relative face aux processus morphogéniques qui ont affecté les sections de pentes situées plus en amont, ou plus en aval. Ces inflexions et ruptures de pentes correspondent

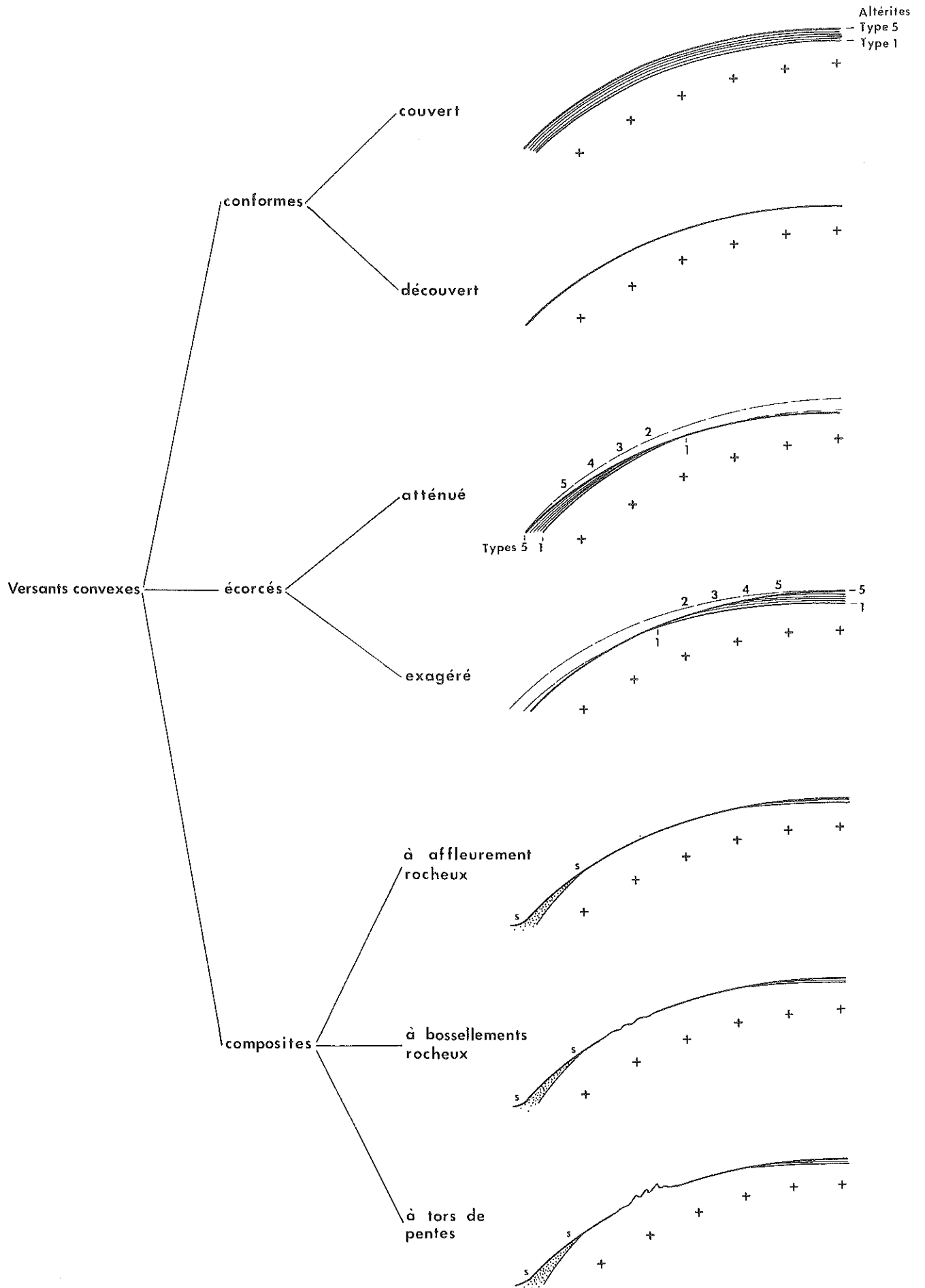


Fig. 126 Typologie des versants convexes : Tableau de synthèse

souvent à celles qui ont servi de jalons pour dissocier les niveaux de creusement du "Pléistocène II" et du "Pléistocène III". En considérant les conclusions des passages précédents, l'altération sommitale des versants convexes composites pourrait être ainsi rapportée à l'Holsteinien, l'affouillement de leur base et l'écorçage de leurs altérites au stade d'incision rissien, leur concavité inférieure aux colluvionnements würmiens. Une telle reconstitution conserve cependant un caractère théorique ; la complexité des combinaisons entre traces d'altération, d'ablation, de transport et de dépôt, la multiplicité des formes et leur manque de netteté empêchent d'en généraliser les termes.

3/ Les héritages d'une crypto-décomposition différentielle

En dehors des manteaux d'altérites produits par l'érosion chimique quaternaire, présents sur les versants et associés à leur évolution, l'influence de l'altération se marque sur le relief local par des modelés en dômes ou en creux, principalement hérités d'une crypto-décomposition différentielle.

31/ Les tertres et les cuvettes

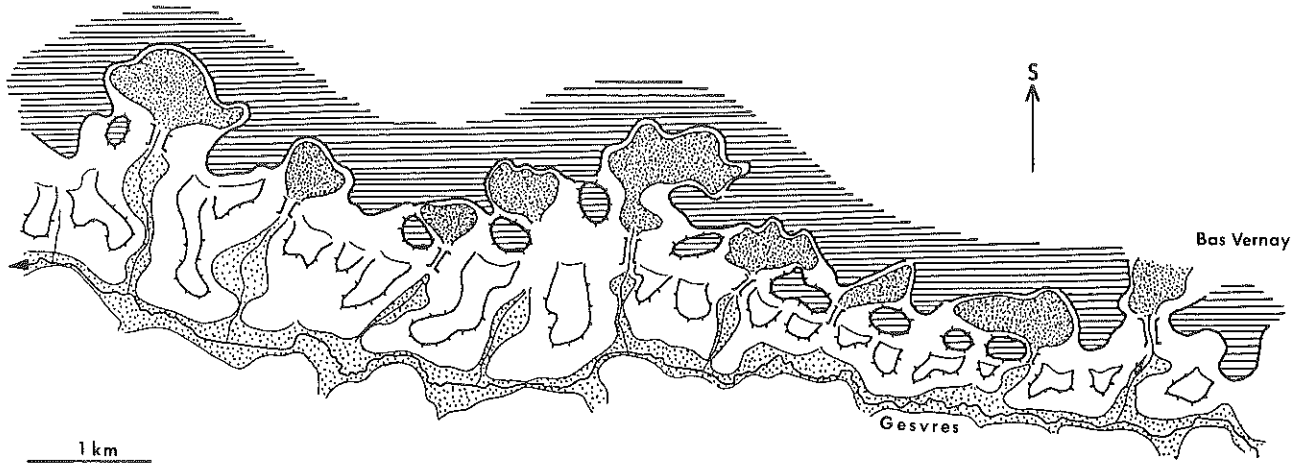
311/ Définition des tertres

Le sommet du versant méridional de la vallée du Gesvres se caractérise par l'alternance de dômes granitiques et de cuvettes perchées (Chap. 1, § 212 et Chap. 7, § 231). Les dômes mesurent de 50 à 200 m de rayon et de 10 à 20 m de hauteur relative. Ils constituent les avant-buttes de la Surface fondamentale. Ils s'alignent sur la bande de granites à deux micas orientés qui enveloppe le Batholite d'Orvault vers le Nord et enregistrent de ce fait des influences structurales. Leurs sommets présentent des affleurements de granite sain, occasionnellement ponctués par des sols minces et soulignés par un alignement de carrières (La Géraudière, La Clavelière, La Bouvardière, ...). Leurs versants, toujours convexes, se raccordent aux cuvettes perchées, vers le Sud, par des concavités fuyantes et aux replats-glacis de la vallée du Gesvres, vers le Nord, par des contacts nets (fig. 127 a). Leurs altérites présentent une zonation concentrique à partir du sommet ; elles s'épaississent et se classent en ordre d'intensité croissante vers la base.

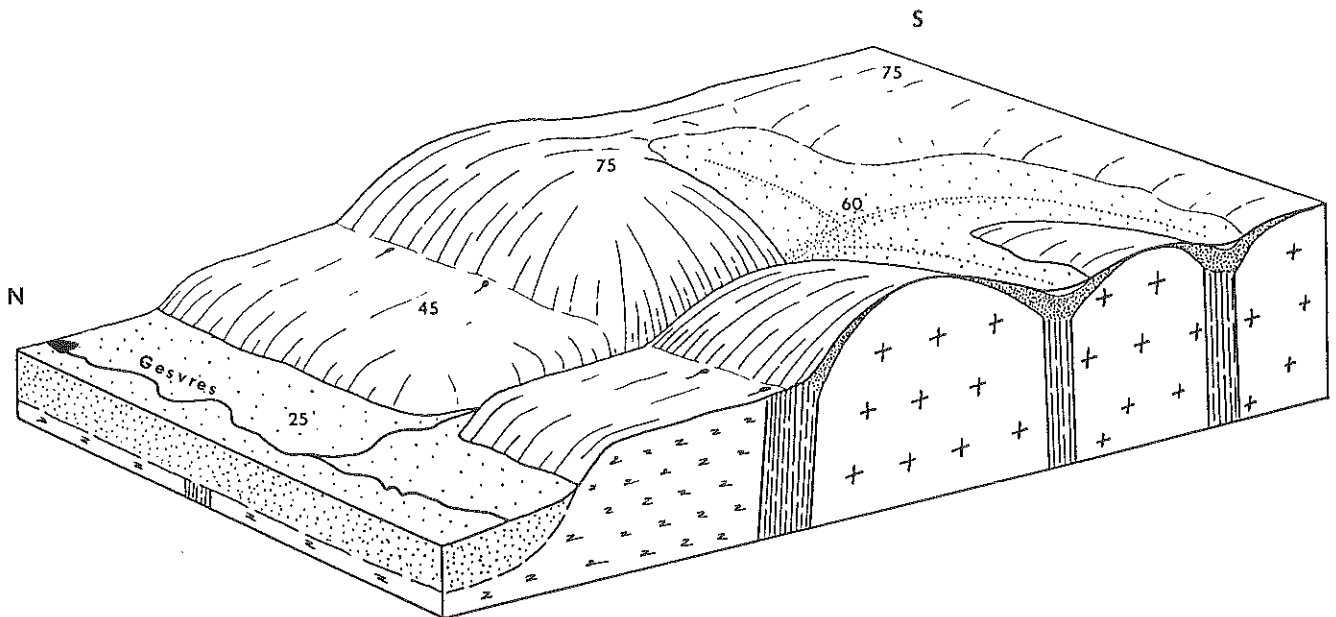
Le mot "Tertre" est l'un des toponymes les plus courants dans Le Pays Nantais. Avec ses dérivés "Tertrais", "Tertreaux", employés comme noms simples ou composés, il désigne communément des buttes, des collines ou des rebords de versants convexes et mérite d'être retenu pour désigner les formes qui viennent d'être décrites. Dès lors, on l'appliquera à tout relief, se définissant comme un dôme surbaissé, dénudé au sommet, flanqué de versants convexes écorcés, auréolé d'altérites de plus en plus épaisses et évoluées vers la base.

Les "tertres" précités sont associés aux cuvettes perchées qui correspondent aux bassins supérieurs des vallons affluents de rive Sud du Gesvres (Chap. 7, § 231). Ces cuvettes correspondent à des "alvéoles élémentaires" (Chap. 3, § 13), ont des formes et une répartition qui suggèrent leur coalescence et leur "capture" à la suite d'un passé endoréique. L'évidement des cuvettes résulte de l'exploitation, par l'érosion différentielle, de zones d'altération préférentielle, probablement placées au croisement de lignes de failles (fig. 127 b). Le fond des plus vastes laisse apparaître des arènes profondes de 1 à 2 m (Le Bas-Vernay), auxquelles se superposent des colmatages colluviaux issus du décapage des tertres voisins. Ces colmatages disparaissent eux-mêmes sous de minces remblaiements limoneux, gris ou beiges, soulignés dans le paysage par une flore palustre. Arènes en place et colluvions forment un ensemble relativement perméable, qui explique l'indigence persistante du drainage superficiel et l'absence de véritable dissection du fond des cuvettes.

312/ Les tertres de culmination et la dégradation de la Surface fondamentale



a. Schéma de localisation



b. Bloc-diagramme

Fig. 127 L'alignement de tertres et de cuvettes du versant méridional de la Vallée du Gesvres

Les tertres sont particulièrement abondants à la périphérie de la surface des plateaux. Pour des raisons qui tiennent aux conditions d'intervention de l'altération préférentielle autant qu'aux différences de densité du drainage, leur fréquence est cependant plus élevée autour du Plateau Nantais que du Plateau du Cellier ; la toponymie confirme d'ailleurs cette particularité.

Ceux du rebord de la vallée du Gesvres sont les plus représentatifs (La Bouvardière, La Blénetière). Ceux des rebords de la vallée de la Chezine (Le Tertre-Saint-Yves) ou de la vallée du Cens (Le Landreau) sont eux-aussi très remarquables et s'accompagnent également de cuvettes perchées (La Roche) (fig. 128). L'ensemble de ces formes borne la Surface fondamentale et procède d'une dégradation progressive de ses contours.

A ses extrémités Nord Ouest et Sud Est, le Plateau Nantais se réduit à deux interfluves longiformes limités par le Sillon de Bretagne, le premier situé au Sud du Bassin de Campbon, le second au Sud de la Chezine. La dissection, le lanierage et l'abaissement graduel du relief entraînent la confusion des vestiges de la Surface fondamentale et du plan des glaciers dans chacun de ces secteurs (Savenay 5-6 NE et Nantes 5-6 NE). Les lignes de partage des eaux s'accompagnent néanmoins de chapelets de buttes aplaties présentant tous les caractères morphologiques des tertres. L'ensemble de ces formes ponctue le niveau de la Surface fondamentale et procède d'une dégradation progressive de ses extrémités.

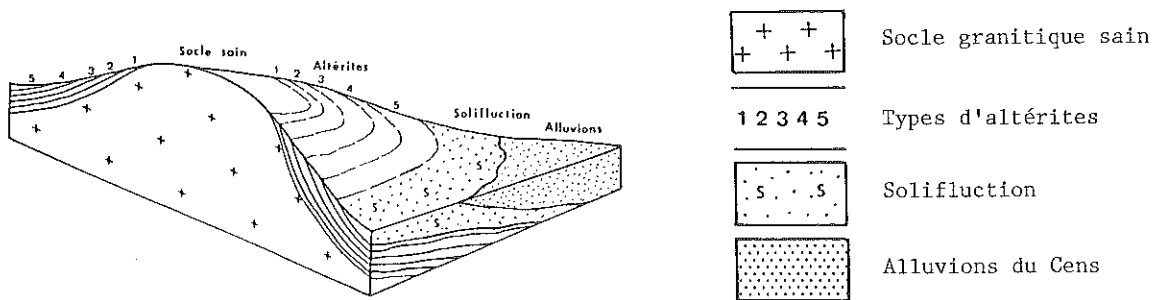
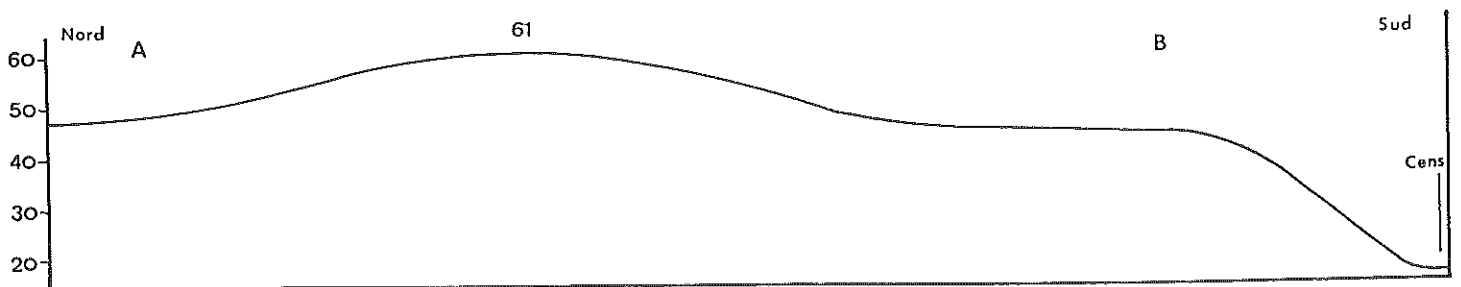
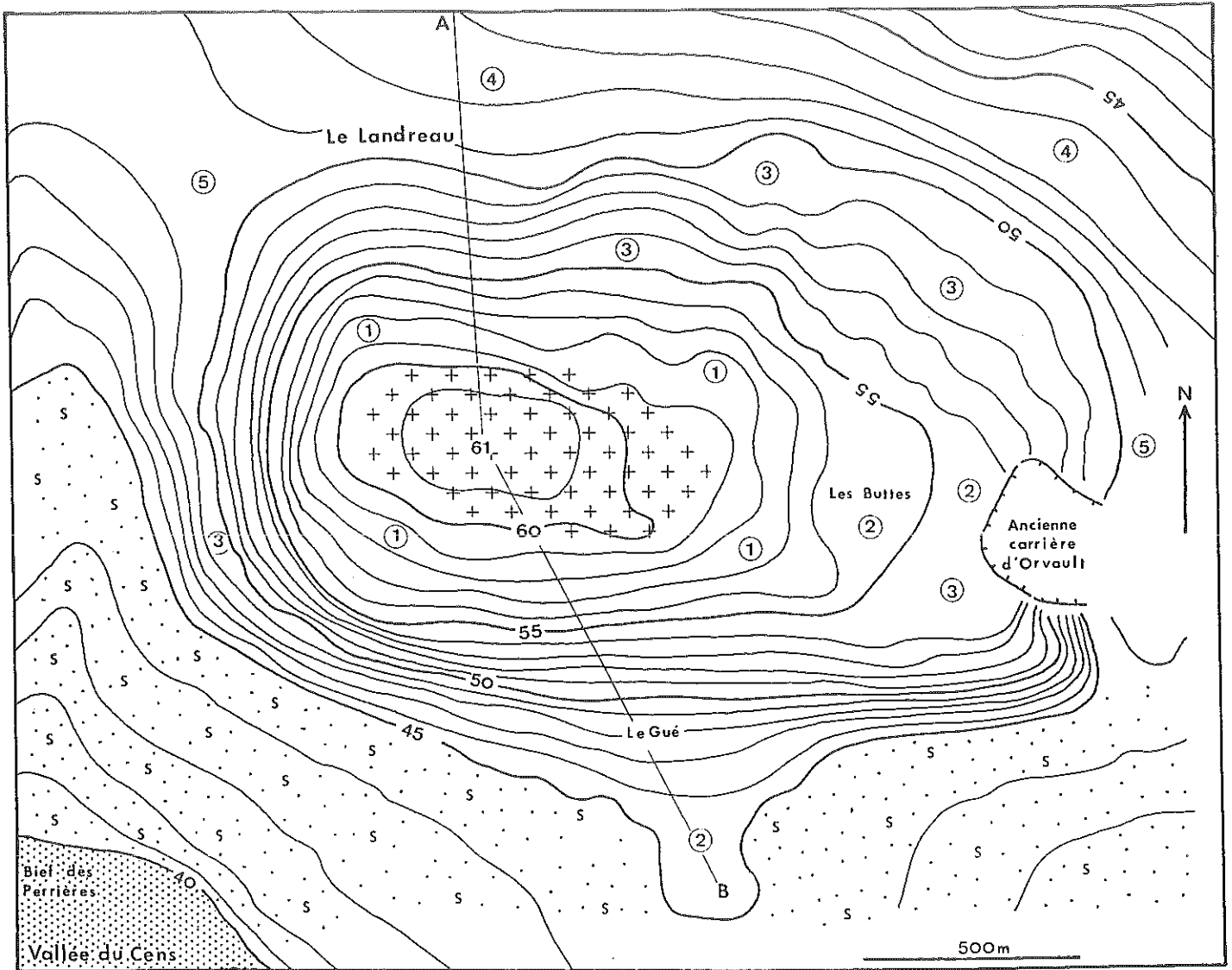
Les tertres et les cuvettes se répartissent d'abord en fonction de la structure. Ils sont essentiellement associés aux affleurements granitiques (rebords du Batholite d'Orvault, Zone broyée Sud-Armoricaine). Leur alternance semble conditionnée dans le détail par le maillage tectonique, les premiers correspondant à des noyaux résistants situés à l'écart des zones fracturées, les secondes étant déterminées par le recoupement de failles ou de bandes de broyage. La mise en relief et l'évolution de telles formes peuvent se concevoir en fonction de l'enchaînement suivant (fig.129 a) :

- Une crypto-décomposition différentielle réalisée au sein du manteau d'altérites spécifiques de la Surface fondamentale provoque un délabrement du substratum sur des profondeurs variables en fonction des conditions tectoniques précitées.
- Le dégageant des tertres accompagne la dissection et l'atténuation marginale des plateaux dans les secteurs les plus exposés au ravinement et à l'érosion différentielle. Leur situation à proximité des lignes de partage des eaux et des têtes de vallons porte à croire que ce processus est quaternaire.
- Le profil émoussé et les contours circulaires des tertres sont progressivement acquis sous les effets répétés de séquences d'altération et d'ablation quaternaires. La répartition actuelle des arènes sur leurs pentes évoque celle qui caractérise les versants convexes écorcés et résulte probablement des mêmes mécanismes.

En conclusion, les tertres représentent les éléments résiduels de la dégradation récente de la Surface fondamentale et constituent à ce titre des "tertres de culmination". Ils représentent par ailleurs des modelés d'altération composites, hérités de crypto-reliefs tertiaires, façonnés par la météorisation quaternaire et significatifs des empreintes successives et d'une action prolongée de l'érosion chimique sur le relief local.

313/ Les tertres de ravinement et la dégradation du Glacis d'Héric

Dans la région de Casson, la surface du Glacis d'Héric est ravinée au point de faire place à un ensemble de collines et de dépressions. La répartition de ces reliefs, selon des alignements parallèles, est conditionnée par les contacts tectonisés de la "Série de Saint-Mars-du-Désert" et de la "Série de Mauves" (Carte géologique au 1/50 000, Nort-sur-Erdre).



Répartition schématique des altérites

Fig. 128 Le Tertre du Landreau à Orvault : Plan et Coupe (fond topographique d'après levés de la Direction départementale de l'Equipement)

Les collines, appelées localement "Pointus", s'apparentent à des tertres par leurs dimensions, leurs formes et leurs auréoles d'altérites. Les cuvettes sont encaissées de 15 à 25 m par rapport au plan du glacis. Leurs dimensions inégales, leurs formes circulaires ou ovales, leur regroupement en chapelets de deux à cinq unités, leur raccordement par des goulets étroits semblent traduire, ici aussi, les héritages d'une phase d'endoréisme. Leurs fonds plats sont colmatés par des argiles sableuses blanches ou jaunes, parmi lesquelles s'identifient des apports issus des nappes caillouteuses situées en amont et surtout des manteaux d'altération des collines environnantes (Launay) ; vers le Nord Est, ces colmatages composites s'accompagnent d'éléments alluviaux communs à ceux des terrasses de la vallée de l'Erdre (Le Pas-Chevalier).

Ce paysage cloisonné se renouvelle au Nord de la Plate-Forme de Carquefou, où il se trouve partiellement ennoyé par les marais riverains de l'Erdre. Il évoque l'alternance des tertres et des alvéoles repérés sur les bordures de la Surface fondamentale et suggère des interprétations similaires. Les formes mentionnées ici s'emboîtent cependant à l'intérieur du plan d'un glacis. Leur évolution peut donc se concevoir en fonction des étapes suivantes (fig. 129 b) :

- La crypto-décomposition différentielle s'exerce dans les mêmes conditions et avec les mêmes effets que dans le cas précédent.
- Au Pléistocène ancien, la glaciplanation s'accomplit à partir des bassins de Nort et de Saffré aux dépens des altérites de la Surface fondamentale. Elle tronque le sommet de crypto-reliefs en dômes, qui constituent autant de tertres virtuels et qui alternent avec des poches et des passées plus profondément altérées.
- La dissection, consécutive au rétablissement de l'écoulement linéaire et à l'encaissement des réseaux hydrographiques au cours du Quaternaire, provoque l'affouillement des poches précitées et l'individualisation des tertres.
- Les épisodes d'altération et d'ablation quaternaires se succèdent en conférant aux tertres leurs formes actuelles.

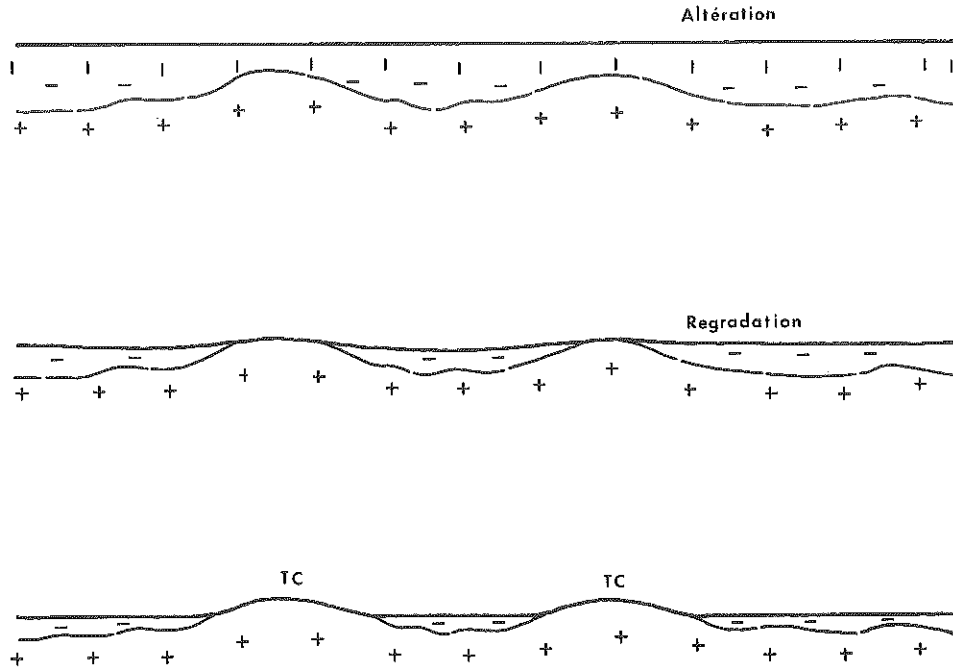
En conclusion, les tertres de Casson représentent les témoins du défonçage du Glacis d'Héric sous l'effet du ravinement quaternaire. Ils représentent eux aussi des modelés d'altération composites, qui confirment l'intervention d'une météorisation polyphasée depuis le Tertiaire.

32/ Les tors des granites de Prinquiau

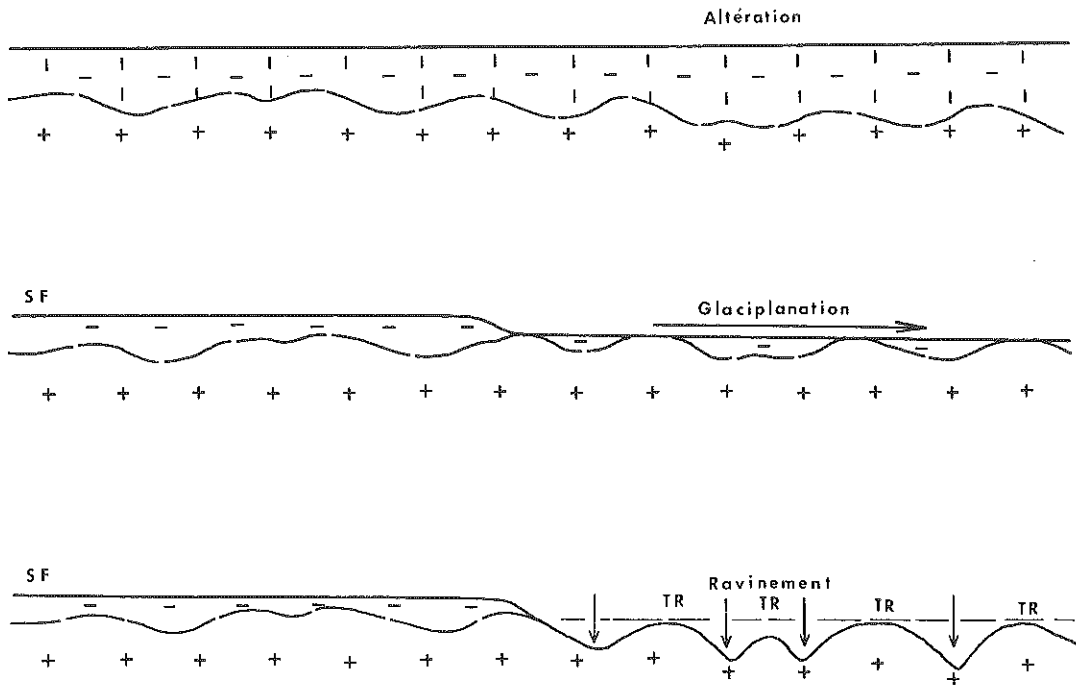
Les granites de Prinquiau occupent le Nord Ouest de l'Estuaire entre les gneiss de Donges et la Zone Broyée Sud-Armoricaine. Leur affleurement s'allonge sur plus de 30 km selon une direction "angevine" (Introduction, § 224 et 232 et Chap. 4, § 132). Il se limite à une bande d'un kilomètre de largeur au Sud Est, entre le Mont-Tiéber (Paimboeuf 3-4 NE) et les Marais du Fresnier (Savenay 7-8 SW), s'interrompt au centre, à l'emplacement des Sables de Savenay et s'élargit sur 2 à 5 km au Nord Ouest, entre Prinquiau et Cambeniac (Savenay 5-6 NW). Il détermine un paysage d'une profonde originalité, caractérisé par un assemblage de buttes, de replats et de vallons évasés, cerné de toutes parts par les marais internes (Carte géomorphologique h. t.).

Les buttes constituent les éléments principaux d'un relief extrêmement bas. Elles culminent entre 10 et 12 m près de Prinquiau, entre 15 et 20 m autour de Besné. Elles pointent sous forme d'ilots jusqu'à la base du Sillon de Bretagne à travers les Marais de l'Urin. Ces buttes se rapportent à des tertres par leurs dimensions hectométriques, leurs formes arrondies, leurs sommets dégarnis, leurs auréoles d'arènes. Néanmoins, l'altération s'est exercée ici de façon particulière, en raison des propriétés de la structure.

En plus de vastes affleurements sains et de chicots granitiques isolés, les sommets des tertres comportent de multiples groupes de rochers ruineux qui répondent aux définitions que D. Linton, puis A. Godard, ont données



a. Dégagement des tertres de culmination (TC)



b. Dégagement des tertres de ravinement (TR)

Fig. 129 Le dégage ment des tertres

des tors (D. Linton, 1955, 1958 et 1964) (A. Godard, 1966 et 1977). Les dimensions de ces ensembles rocheux sont d'ordre décimétrique ou pluridécimétrique à la base (L'Aunain). Leur élévation est de 1 à 5 m (La Pierre-Elan). Leur "enracinement" est partout observable. Leur localisation les rapporte à des "volumes rocheux résiduels". Leur "dégagement à partir des produits meubles d'une crypto-décomposition différentielle" est attesté par de nombreuses coupes ; de multiples blocs et dômes granitiques encore enfouis sous les arènes constituent autant de tors virtuels ; en l'espace de quelques mètres, la roche passe d'un état sain, caractéristique de ces noyaux résistants, à des manteaux d'altérites sablo-argileuses blanches, complètement meubles, épaisses de plusieurs mètres ; de tels contrastes sont particulièrement remarquables autour des tors complètement déblayés, lesquels bénéficient d'une immunité relative face à l'altération, alors que les arènes voisines, souvent envahies par les marais, peuvent avoir durablement entretenu ses effets (A. Godard, 1977).

Au Sud Est, entre Le Louaré et Le Brossay, les tors les plus volumineux se trouvent au Pré-Rouge, aux Hétières, à La Roche-au-Jeu, au Rocher (Marais du Fresnier) ; ils occupent le sommet de buttes surbaissées, ne dépassent jamais 3 m de hauteur et s'allongent toujours selon la direction Ouest Nord Ouest-Est Sud Est. Au Nord Ouest, entre Savenay et Cambeniac, les tors ressortent par dizaines des herbages, des landes et des marais ; les plus élevés, situés au Tertre-de-Melo et à La Pierre-Elan mesurent respectivement 3,5 m et 5 m de hauteur ; les plus étendus regroupent une dizaine ou une vingtaine de rochers de dimensions variables ; certains sont basculés ; beaucoup sont parcourus par des couloirs à parois concaves, larges de 0,50 à 1 m, eux-mêmes alignés sur des diaclases.

Les caractères des tors tiennent aux conditions offertes par le substratum à la propagation de la crypto-décomposition différentielle.

La première de ces conditions est d'ordre lithologique. Localement, les tors se présentent d'abord comme des reliefs spécifiques des granites de Prinquiau. Ils disparaissent en effet au contact des migmatites qui affleurent plus au Sud et n'ont aucun équivalent à l'emplacement des granites aplitiques de Lavau, des granites isogranulaires de Vigneux, ou des granites mylonitiques de la Z.B.S.A.. Les granites de Prinquiau sont généralement porphyroïdes ; les cristaux de feldspath, ordinairement quadrangulaires et orientés selon la direction Ouest Nord Ouest-Est Sud Est, y atteignent parfois une dizaine de centimètres de longueur (Neuvy). Ce type de texture, particulièrement propice à l'altération différentielle, est caractéristique des régions riches en tors (J. Palmer et J. Radley, 1961) (J. Palmer et R.A. Nielson, 1962) (D. Linton, 1964) (J. Demek, 1964) (A. Godard, 1966) (J.J. Barathon, 1966) (F. Cunningham, 1965) (B. Coque-Delhuille, 1982).

La seconde des conditions nécessaires à la mise en oeuvre des processus d'altération différentielle concerne le diaclasage. Les granites de Prinquiau sont diaclasés selon trois réseaux principaux. Les diaclases longitudinales N 100-120°, verticales ou sub-verticales, sont prépondérantes ; elles procèdent d'un réglage fondamental de la structure locale selon la direction angevine, réglage qui se manifeste depuis l'orientation des cristaux jusqu'à celle des rebords de l'affleurement et qui se marque dans le paysage par la direction, l'allongement, le découpage et l'alignement des tertres, des tors et des microformes. Les diaclases horizontales ou sub-horizontales sont également remarquables ; leur influence se traduit par la faible élévation et la forme en "wool-sacks" typiques de la majorité des tors considérés (P. Birot, 1952) (D. Linton, 1955) (R.S. Waters, 1957). Des diaclases transversales achèvent le découpage de la roche en volumes géométriques. Ainsi isolés dans les trois dimensions, les tors ont fait l'objet de prélèvements et de débitages qui ont vraisemblablement débuté dès la préhistoire (D. Sellier, 1977) ; beaucoup ont été ruinés par les carriers.

Les différences de textures et de diaclasages expliquent par ailleurs les disparités géographiques et morphologiques des tors à l'intérieur de l'affleurement granitique lui-même.

Ainsi, entre Besné et Prinquiau, l'abondance des tors est en rapport avec les faciès porphyroïdes les plus caractéristiques ; la fréquence des affleurements rocheux a nécessité l'épierrage des champs et a déterminé l'existence d'un bocage à murets de pierres sèches. Au Sud de Besné et de La Davelais, les tors disparaissent et les affleurements sains se raréfient car le granite, de composition plus fine et plus homométrique, devient impropre à l'action de l'altération différentielle. A l'Est de Savenay, dominent les chicots inférieurs à 1,50 m, car la roche est également fine et isogranulaire. La répartition et la morphologie des tors seraient ainsi significatives de faciès par ailleurs difficiles à délimiter précisément, comme à l'emplacement de toute masse de granite anatectique.

Cependant, le style du diaclasage se surimpose en l'occurrence aux facteurs texturaux. La mise en oeuvre de la crypto-décomposition différentielle et le dégagement des tors exigent un diaclasage optimum (D. Linton, 1955). Près de Neuvy par exemple, l'espacement excessif des diaclases entrave les processus en question en dépit d'une texture porphyroïde particulièrement marquée. Par ailleurs, le rôle de la densité du diaclasage sur la répartition des tors demeure difficile à déterminer. Celui de son inclinaison sur leur morphologie est plus évident. Deux types d'ensembles rocheux existent en effet à l'emplacement des granites de Prinquiau : les tors en forme de barre, les plus allongés, les plus élevés, mais aussi les plus rares et les tors en formes de dôme, ou de "woolsacks", les plus larges, les plus écrasés et les plus nombreux. Les premiers sont en rapport avec des diaclases verticales et se dressent surtout sur la bordure septentrionale de l'affleurement, la plus proche du Sillon de Bretagne, en même temps que la plus tectonisée. Les seconds traduisent la prépondérance de diaclases horizontales au centre de l'affleurement ; la correspondance entre un diaclasage horizontal dominant et la forme massive des tors est un fait démontré (R.S. Waters, 1957) (A. Godard, 1966) ; elle concorde avec la répartition théorique des diaclases à l'intérieur d'une masse intrusive (H. Cloos, 1923).

Par ailleurs, les tors comportent des microformes produites par des processus météoriques et pédogéniques nécessairement postérieurs à leur dégagement (D. Sellier, 1978). Leur base est creusée d'encoches fortement concaves, hautes de 0,50 à 1 m et situées au-dessus du niveau du sol actuel (L'Aunain) ; ces encoches s'apparentent à des "notchs", dus à l'action corrosive d'un paléosol ultérieurement déblayé. Leurs parois sont parfois striées par des cannelures verticales d'origine météorique ; les plus marquées font un mètre de hauteur pour quelques centimètres de largeur. Leurs rebords sont ébréchés par des "vasques en fauteuils", étroites (moins de 30 cm), mais généralement profondes (plus de 20 cm), grossièrement circulaires, parfois coalescentes et ouvertes sur un canal d'écoulement. Leurs surfaces sont souvent défoncées par des pseudo-lapiés et par des vasques allongées (0,50 à 1,80 m), peu profondes (quelques centimètres), bordées de surplombs, prolongées par un exutoire ; la forme et l'alignement de ces vasques expriment les influences secondaires du diaclasage ; leurs fonds sont parfois encombrés d'éléments de quartz ou de feldspath, qui témoignent d'une persistance de la désagrégation granulaire jusqu'à l'époque actuelle.

Les tors qui ponctuent l'affleurement des granites de Prinquiau représentent les témoignages les plus démonstratifs d'une action localisée de l'altération différentielle dans la région. L'intensité avec laquelle cette altération s'est exercée se marque par l'épaisseur et par le degré d'évolution des arènes encore présentes autour des tors et des tertres. Elle se mesure également à l'abondance des tors virtuels, toujours enfouis, qui indiquent que, des deux phénomènes conduisant à la formation des tors : altération profonde, guidée par le diaclasage et dégagement des volumes rocheux, par le déblaiement des arènes, le second est encore très incomplètement réalisé.



a Butte granitique, affleurements rocheux et tors, Ile de Gris (Besné)



b Chicots rocheux et tors, Marais du Fresnier (Savenay-Lavau)



c Le Tor du Tertre de Melo (Prinquiau-Besné)

L'importance de cette altération différentielle provient de l'exploitation de conditions structurales particulières. Elle s'explique probablement aussi par l'ancienneté des phénomènes concernés et par la durée pendant laquelle ils ont pu s'accomplir. La difficulté de les situer par rapport à l'évolution paléogéographique de la région tient à celle de raccorder les tors à un élément morphologique précis de l'Estuaire. Les tors pourraient s'apparenter à des "tertres de culmination", actuellement situés sur le bloc affaissé du Sillon de Bretagne, dégagés d'un manteau d'altération ancien, comparable à celui de la Surface fondamentale, puis soumis à des séquences d'altération et d'ablation ultérieures. Ils pourraient également correspondre à des volumes rocheux résiduels, isolés par la glaciplanation du Pléistocène ancien, à la manière de "castel kopjés", soumis à une altération interglaciaire progressive, puis dégagés par les solifluctions périglaciaires. Dans tous les cas, ils seraient significatifs d'une altération polyphasée, hétérochrone, accomplie sur une longue durée.

Conclusions

Le modelé du Pays Nantais porte l'empreinte omniprésente de l'érosion chimique. L'éroussé des interfluves, l'abondance des pentes convexes, la succession de tertres, entrecoupés de cuvettes mal raccordées, caractérisent les paysages locaux. Considérés conjointement et comparés à l'extension des manteaux d'altération, ces phénomènes attestent l'influence de séquences biostasiques répétées et de morphogenèses durablement altérantes, s'apparentent à des formes communes dans les massifs anciens de l'Europe du Nord Ouest et se rapportent à des épisodes paléoclimatiques chauds et humides ou tempérés chauds (A. Moign, 1954) (A. Godard, 1965) (J.C. Flageollet et F. Lelong, 1969) (A. Reffay, 1972) (J. Verague, 1973) (Y. Battiau-Quenay, 1980). Ils résultent d'une double série d'héritages : ceux d'une crypto-décomposition différentielle tertiaire et ceux d'une altération superficielle quaternaire persistante.

Les tertres, tors et cuvettes associées, observés au-dessus et au-dessous du plan des glacis du Pléistocène ancien, proviennent en premier lieu d'une crypto-décomposition différentielle tertiaire réalisée à l'intérieur du manteau d'altérites hétérochrones de la Surface fondamentale. Leur dégagement, chronologiquement très éloigné de la genèse des crypto-reliefs ainsi produits, probablement quaternaire en ce qui concerne les "tertres de culmination" et nécessairement postérieur à la glaciplanation du Pléistocène ancien en ce qui concerne les "tertres de ravinement", est significatif d'une érosion différentielle, qui transparait dans le paysage actuel, mais dont la portée demeure mineure par rapport à celle de la néotectonique, et dont la mise en oeuvre traduit d'ailleurs l'influence indirecte des diverses dislocations du socle. Il s'agit de formes qui résultent de la dégradation récente de la Surface fondamentale ou du défonçage des glacis, en même temps que de formes composites, qui ont continué d'évoluer sous l'influence des phases de météorisation quaternaires à la suite de leur dégagement.

Les glacis, les replats-glacis et les versants situés en contrebas permettent d'isoler les marques d'une altération superficielle quaternaire, qui se manifestent d'abord par des formations d'altération comparables entre elles par leur minceur relative, leurs degrés d'accomplissement inégaux et leur minéralogie argileuse. Pour reprendre le vocabulaire introduit par J.C. Flageollet et F. Lelong à propos du Limousin (1969), ces "latérites pelliculaires de versants" s'opposent donc complètement aux "altérites pénétrantes" des plateaux. Elles se présentent cependant dans un état relictuel, comme le montrent leur écorçage, ainsi que la répartition des dépôts qu'elles ont alimentés, et ont largement collaboré au façonnement des versants.

L'altération superficielle a continué de se manifester jusqu'aux étapes les plus récentes du Quaternaire ; les versants de vallées portent les mar-

ques de son influence au cours des deux derniers interglaciaires ; les reliefs rocheux de l'Estuaire témoignent de processus de météorisation et de corrosion sub-actuels ou actuels. Elle s'est accomplie de façon progressive et polyphasée, dans la suite des séquences altérantes tertiaires ; ses produits sont donc eux aussi hétérochrones.

Les altérites quaternaires, celles des glacis comme celles des versants, témoignent de la néoformation de Kaolinite jusqu'aux épisodes les plus récents de leur évolution. Elles fournissent un exemple de kaolinisation réalisée en milieu tempéré ou tempéré chaud, en rapport avec les propriétés climatiques généralement attribuées aux Interglaciaires en Europe du Nord Ouest (R.G. West, 1968) (C. Turner et R.G. West, 1968) (J. Chaline, 1972) (H. De Lumley, 1976) (L. Visset, 1979).

Les séquences de météorisation qui se sont succédées depuis le Tertiaire, en se surimposant et en se confondant dans leurs effets, comptent parmi les principaux facteurs de l'atténuation du relief actuel du Pays Nantais.

Chapitre 9

L'influence du gel et du vent sur les versants :

les héritages de modelés périglaciaires

Introduction

Le terme de périglaciaire, créé en 1909 par W. Lozinski, précisé en 1949 par la Commission Internationale du Périglaciaire, s'applique à tout processus relatif à l'action du gel et du dégel dans le sol ou le sous-sol et s'emploie pour des formes dont l'aire d'extension déborde largement la périphérie des domaines englacés (J. Tricart, 1956) (L.E. Hamelin et F.A. Cook, 1967) (J. Tricart et A. Cailleux, 1967). Dans le Massif Armoricaïn, les formes périglaciaires sont héritées des crises froides quaternaires. Elles ont suscité des descriptions précoces qui ont généralement abouti à souligner l'influence de la gélivation et de la solifluction sur la morphogénèse. Dans le Pays Nantais, les héritages périglaciaires témoignent d'une action directe du gel (géliturbation des matériaux meubles, gélifraction des matériaux cohérents, § 1) et d'une action combinée du gel et de la gravité sur les versants (éboulements et solifluctions, § 2). Ils concernent également des formes d'origines éoliennes ou nivéo-éoliennes, qui ont rencontré des conditions d'élaboration propices en milieu froid et qui ont revêtu ici des aspects particuliers (§ 3). Au delà de l'inventaire des formes, il s'agit donc d'analyser leurs propriétés locales et de dégager les éléments d'une définition du Périglaciaire des marges sud-orientales du Massif Armoricaïn.

1/ Les manifestations directes de la gélivation

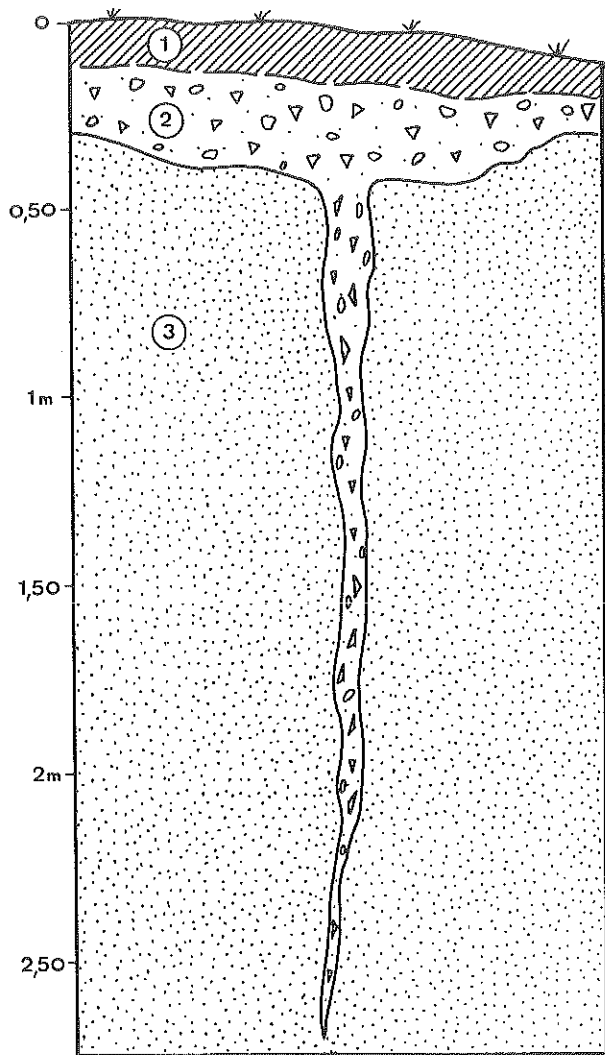
Elles se traduisent d'abord par des formes élémentaires, héritées de processus de géliturbation ou de gélifraction.

11/ La géliturbation et ses incidences sur la morphogénèse

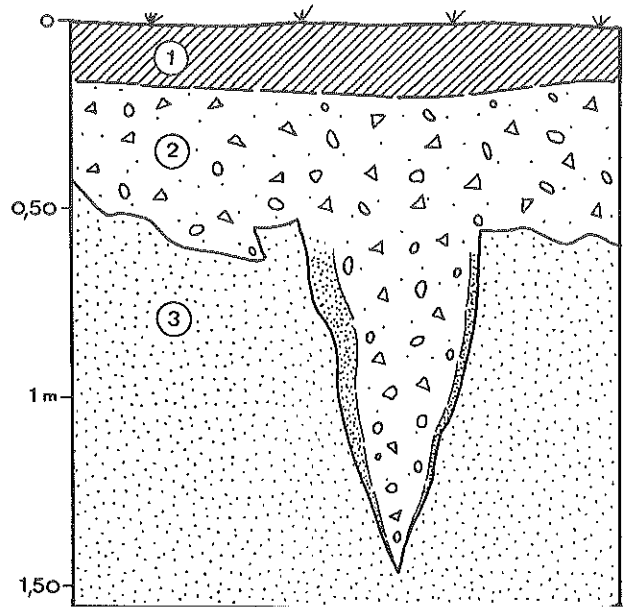
Les formations meubles ou plastiques : altérites in situ ou sédiments, constituent dans la région l'essentiel des affleurements. L'influence de la géliturbation s'y traduit par des figures de rétraction et de dilatation.

111/ Les figures de rétraction dans les sédiments

Elles composent des réseaux de fissures assimilables à des fentes en coins. Ce type de structure nécessite un matériel hétérogène et stratifié pour s'imprimer de façon visible et durable dans le sous-sol (J. Tricart et A. Cailleux, 1967) (L. Hamelin et F. Cook, 1967) (J.P. Michel, 1969). Les nappes alluviales et les sables rouges, recouverts de formations argilo-caillouteuses, répondent à de telles conditions. Plusieurs coupes y présentent des fentes appartenant à trois catégories.



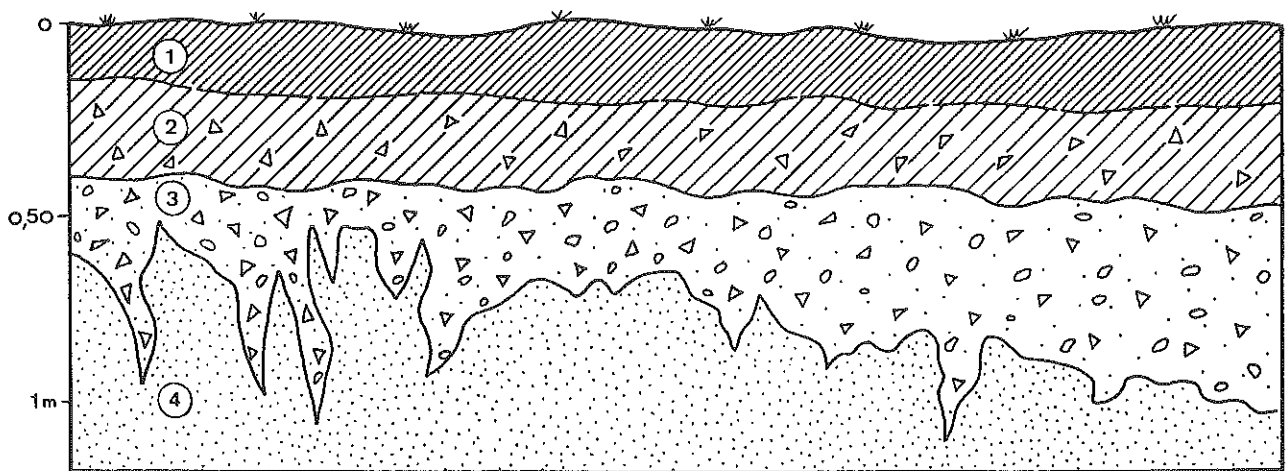
a. Fente de gel (La Bricaudière, Nort)



b. Fente de glace (La Bricaudière, Nort)

Légende commune aux figures a. et b.

- 1 Sol argileux
- 2 Cailloutis (Pléistocène ancien remanié)
- 3 Sables rouges pliocènes



c. Fentes polymorphes (Chemin Nantais)

- 1 Sol argileux brun
- 2 Sol caillouteux géliturbé
- 3 Niveau caillouteux géliturbé
- 4 Sables rouges pliocènes

Fig. 130 Typologie des fentes en coin (d'après photographies)

Les "fentes de gel", ici peu communes, sont des formes simples, étroites et profondes, dont l'ouverture résulte, selon A. Cailleux, d'une contraction du sol sous l'action exclusive du gel. La carrière de La Bricaudière, creusée dans les sables rouges du Bassin de Nort-sur-Erdre, en comporte plusieurs spécimens remarquables. Certains s'enfoncent sur plus de deux mètres à travers les sables rouges, mais ne s'ouvrent que sur une quinzaine de centimètres de largeur au contact des dépôts argilo-caillouteux surincombants. Leur rectitude parfaite et leur remplissage de graviers de quartz redressés à la verticale les différencient formellement des effets de simples actions biotiques (fig. 130 a).

Les "fentes de glace", plus fréquentes, sont plus courtes et plus larges. Leur écartement s'explique par un remplissage polyphasé de neige et de glace, suivi d'un colmatage de matériaux superficiels (A. Cailleux, 1948). Les coupes ouvertes à l'Ouest de La Bricaudière (Nort), à La Montagne-Verte (Savenay), au Chêne-Vert et au Chemin Nantais (Carquefou) en offrent de nombreux exemples. Ces fentes, verticales ou obliques, sont généralement deux fois plus profondes que larges. Au contact des sables rouges, leurs parois sont souvent tapissées par un colmatage argilo-sableux, distinct du remplissage caillouteux central (fig. 130 b).

Les fentes polymorphes composent des ensembles de fentes et de poches de tailles et de formes variées simulant des injections à travers un pergélisol. Elles affectent ponctuellement les sables rouges, en particulier à La Bricaudière et au Chemin Nantais, où elles comprennent un remplissage caillouteux (fig. 130 c). Elles perturbent également les matériaux grossiers de la haute nappe alluviale du Perdrier, où elles comprennent cette fois un remplissage de limons éoliens (Chap. 7, § 322, fig. 115). Elles associent des fentes larges et des fentes étroites aux contours droits, obliques ou arqués. Leur complexité morphologique, leur multiplicité sur les mêmes sites, leur association occasionnelle avec des plications et des figures de dilatation, témoignent de l'intensité avec laquelle la géliturbation s'est localement exercée à partir des recouvrements sédimentaires.

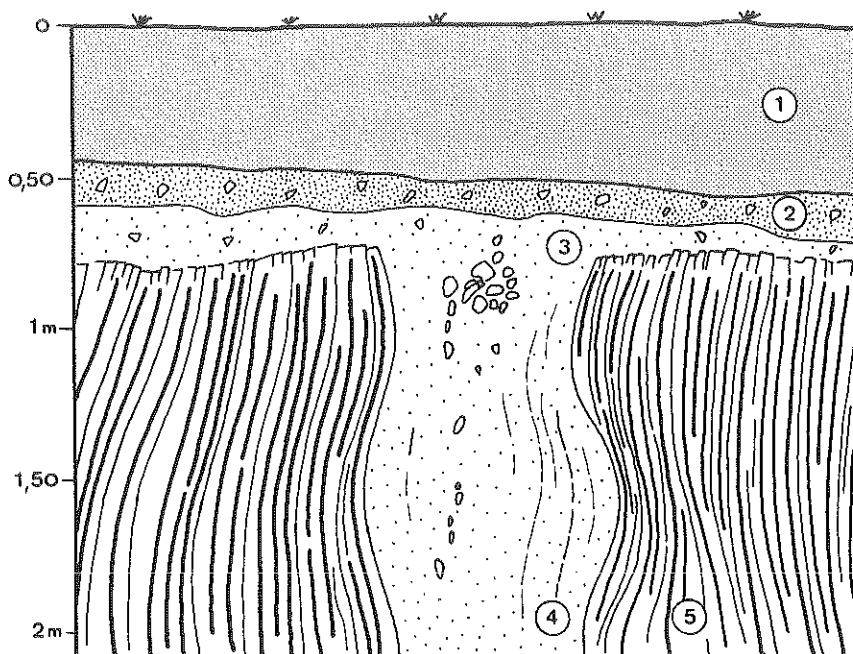
112/ Les gélistructures de dilatation et de compression

Plusieurs coupes illustrent les effets de triages et de déplacements différentiels, verticaux ou horizontaux, à travers les éléments constitutifs des formations superficielles, sous l'influence de processus caractéristiques d'un gel inégal et temporaire des sols.

Les gélistructures verticales dans les altérites

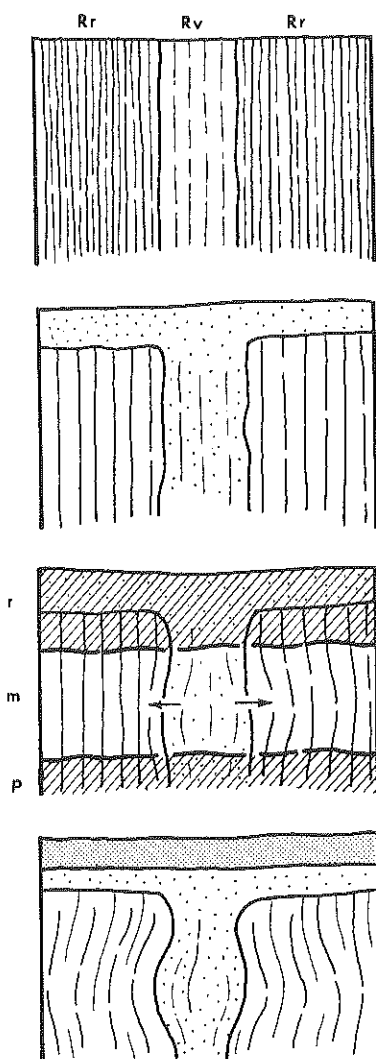
En plusieurs endroits du Plateau du Cellier, en particulier au Sud de la Vallée de la Loge au Moine, les altérites de la Surface fondamentale comportent des poches en forme de balustres, profondes de 1 à 2 m et larges de 0,50 à 0,80 m (fig. 131 a). Ces poches se trouvent toujours à l'emplacement d'un socle affecté d'une schistosité verticale et d'une alternance d'affleurements inégalement résistants : micaschistes et filons de phtanites à La Gruère, micaschistes et gneiss assortis de bandes de broyage à La Briantière (Ancenis 5-6 SE). Elles occupent donc des secteurs initialement propices à une propagation différentielle de l'altération ; elles correspondent en effet à des passées d'altérites de type 5, meubles ou ameublées, manifestement enrichies de limons superficiels en partie éoliens et de débris de quartz coulés depuis la surface ; elles sont toujours encaissées dans un substrat relativement peu altéré, mais suffisamment cependant pour avoir enregistré des déformations latérales nettement visibles (altérites de types 1 et 2). L'ensemble est uniformément surmonté d'un horizon d'altération superficiel de type 5, parfois lui-même recouvert d'un placage de limons éoliens plus ou moins pédogénisé.

Ces poches résultent de phénomènes de gélivation différentielle. Elles se sont développées dans un milieu globalement propice à la pénétration de l'eau (en raison de la schistosité verticale et de l'altération du socle),



- 1 Limon éolien (pédogénisé en surface)
- 2 Limon caillouteux composite
- 3 Limon d'altération (altérites de type 5)
- 4 Gneiss altéré géliturbé
- 5 Micaschistes et phyllites redressés, altérés, géliturbés

a. Exemple de gélistructure en balustre de La Briantière (d'après photographie)



1 Filon ou passée de roches initialement vulnérables pour des raisons pétrographiques ou tectoniques (Rv), encadré par des bancs de roches résistantes (Rr)

2 Altération superficielle et altération différentielle

3 Compression d'un mollisol résiduel (m) entre un pergélisol (p) et un niveau de regel automnal (r). Renflement des passées les plus altérées

4 Gélistructure en forme de balustre

b. Schéma explicatif

Fig. 131 Les gélistructures verticales dans les altérites

mais inégalement perméable (à cause d'une altération contrastée dans le sens vertical) et par conséquent diversement gélif. Leurs bordures déformées témoignent d'un élargissement d'ensemble par des processus comparables à ceux qui produisent les fentes en coin, c'est-à-dire d'une gélivation différentielle exercée dans le sens vertical. Leur renflement central caractéristique résulte quant à lui d'une gélivation différentielle exercée simultanément dans le sens horizontal ; il évoque les phénomènes de compression que J. Tricart et A. Cailleux rapportent au regel automnal en milieu périglaciaire : au-dessus d'un pergélisol imperméable et résistant, les couches et les lentilles résiduelles de mollisol subissent momentanément les compressions des horizons pédologiques superficiels lorsque ceux-ci redeviennent rigides et croissent en volume sous l'effet du regel saisonnier (J. Tricart et A. Cailleux, 1967). Les gélistructures en balustres du Plateau du Cellier s'expliqueraient ainsi par la compression saisonnière d'une couche de mollisol entre deux couches de gélisols différents (fig. 131 b).

Les involutions dans les altérites (fig. 132)

Des figures héritées d'une redistribution de matériaux gélifragés à l'intérieur d'un mollisol s'observent dans les manteaux d'altération entre La Cribotière et La Briantière (Plateau du Cellier), aux Haies (rebord Nord de la Vallée du Gesvres moyen), au Haut-Brossay (Collines de Casson). La géliturbation a exploité dans tous les cas les différences de perméabilité et de mobilité inhérentes au classement par descensum des altérites. Ses effets se matérialisent par le gondolement des horizons d'altération, par l'existence de poches d'altérites plastiques à l'intérieur du substratum, ou, au contraire, par l'injection de quartz d'exsudation et de débris de micaschistes sains à l'intérieur des horizons les plus superficiels. Il s'agit toujours de formes peu profondes dont le manque de netteté peut être précisément significatif d'une homogénéisation rapide des différents types d'altérites par la géliturbation.

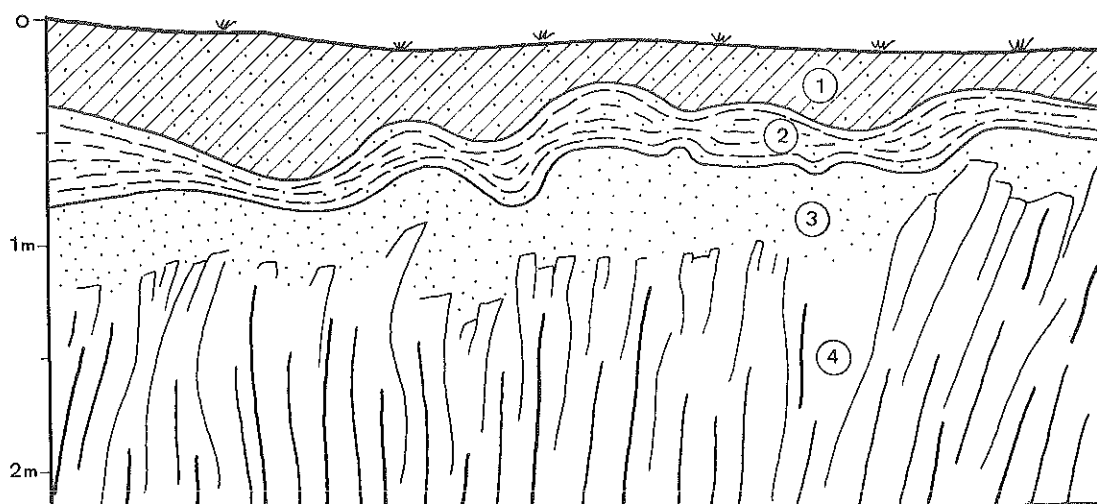
Les plications intraformationnelles (fig. 133)

Des formes voisines, mais plus remarquables : plications, poches, festons et injections, existent en surface des dépôts pliocènes ou quaternaires : nappes caillouteuses superposées aux sables rouges du Chemin Nantais ou de La Bricaudière (Nort), haute nappe alluviale du Perdrier (Sucé), moyenne nappe alluviale de La Furetière (Petit-Mars). Par contre, la compacité et l'homogénéité du matériel ont entravé toute expression visible de la géliturbation au sein des nappes caillouteuses du Pléistocène ancien.

113/ Les indices de thermosuffosion

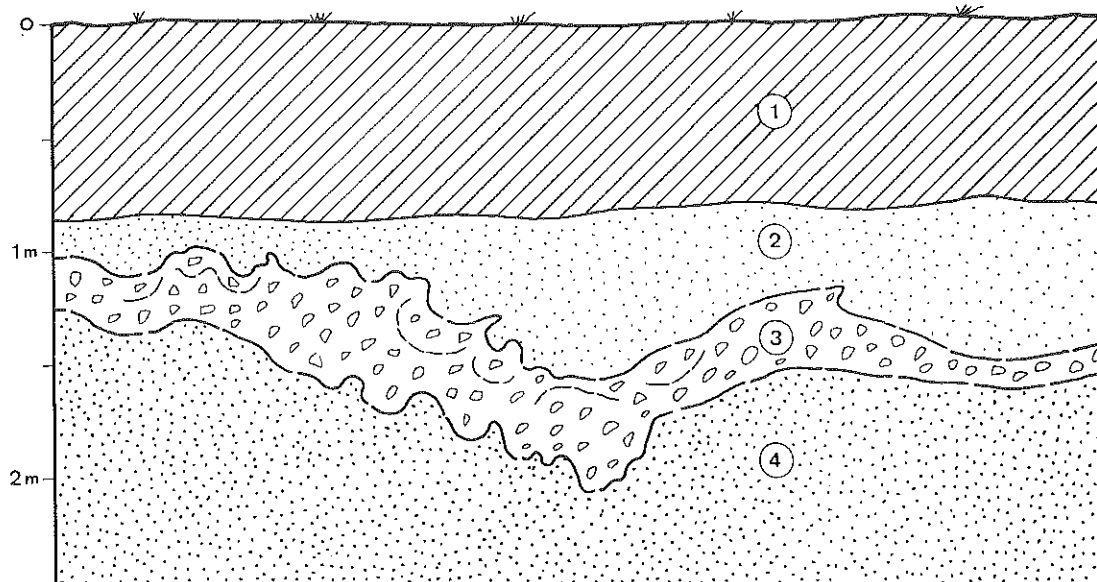
La surface des plateaux est ponctuée de dépressions fermées, très réduites et très peu profondes, humides et marécageuses, antérieurement décrites sous les termes de "redas", de "bourbes" ou de "mouillères" et présentées parmi les éléments caractéristiques des paysages de "Hautes Terres" (Chap. 1, § 12) ; les plus remarquables s'observent autour du Temple-de-Bretagne, et entre le Gesvres et l'Hocmard, sur le Plateau Nantais, ou en bordure du Coteau de Couffé (La Lande) et de la Loge au Moine (Berg, Le Chesneau, La Briantière), sur le Plateau du Cellier. Ces dépressions sont sans communes mesures avec les différents types d'"alvéoles" et de "cuvettes" signalés par la suite sur les mêmes plateaux (Chap. 3, § 13 et Chap. 8, § 31). Leur diamètre est d'ordre décimétrique ou pluridécimétrique. Leur profondeur est généralement très inférieure à un mètre. Il s'agit dans tous les cas de formes mineures qui représentent certainement des formes de convergence et à propos desquelles peuvent être prioritairement invoqués les rôles de l'altération différentielle ou de la déflation éolienne.

L'observation des phénomènes de géliturbation signalés ci-dessus, confrontée aux interprétations formulées par A. Rivière au sujet des "accidents périglaciaires" et des "pingos" des falaises argilo-sableuses de la Mine d'Or en Penestin, près de l'embouchure de la Vilaine, amène toutefois à s'in-



- 1 Sol brun
- 2 Limon d'altération géliturbé
- 3 Altérites de type 5 en place
- 4 Micaschistes et phyllonites redressés et altérés

Fig. 132 Exemple d'involution dans les altérites (La Briantière, Vallée du Hâvre) d'après photographie



- 1 Sol limoneux
- 2 Limon en partie éolien
- 3 Niveau caillouteux (Pléistocène ancien remanié)
- 4 Sables rouges pliocènes

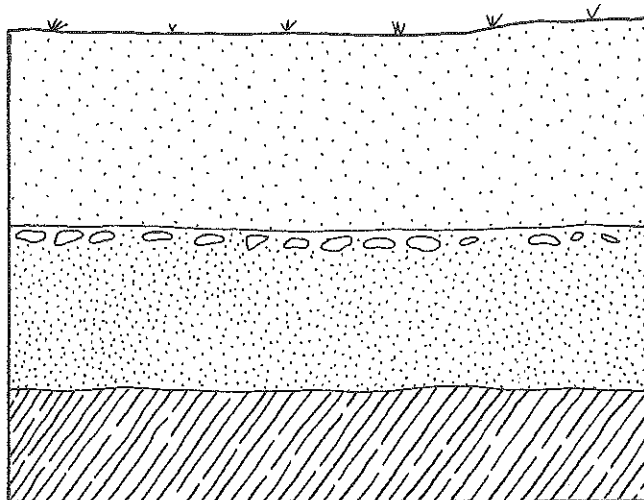
Fig. 133 Exemple de plications intraformationnelles (La Bricaudière, Bassin de Nort-sur-Erdre) d'après photographie

terroger sur la part du périglaciaire dans leur évolution (A. Rivière et S. Vernhet, 1962) (A. Rivière et al., 1963). Il est vraisemblable en effet que ces dépressions aient constitué des centres de gélivation préférentielle. Il est également envisageable que leurs formes circulaires ou oblongues aient été accentuées ou provoquées par des phénomènes de "thermosuffosion", liés à la genèse de palses, c'est-à-dire à la croissance, puis à la fusion de lentilles de glace dans la partie supérieure des pergélisols, en l'occurrence dans les horizons d'altérations les plus superficiels de la Surface fondamentale (J. Dylik, 1964) (A. Cailleux, 1975). L'extrême atténuation des formes n'autorise cependant que des hypothèses à ce sujet.

114/L'incidence morphogénique des phénomènes de géliturbation

Les figures de géliturbation observées dans les altérites et les sédiments démontrent l'intervention d'une morphogenèse périglaciaire dans le Pays Nantais. Il existe effectivement des exemples de fentes en coins et des cas d'involutions dans la région. Néanmoins, les premiers n'atteignent jamais ni les dimensions ni la perfection de ceux d'Ecouflant (terrasses du Loir) ou de La Sennetière (falaises de la Baie de Bourgneuf) (J. Gras, 1968) (J. Mounès, 1968 et 1974). Les seconds n'ont jamais ni l'ampleur ni la netteté de ceux des domaines sédimentaires les plus proches, Anjou, Vendée ou Charente. Au total, les figures considérées s'avèrent relativement rares et mal venues, sans qu'on puisse imputer aussitôt leur état aux conditions lithologiques ou aux propriétés morphoclimatiques locales des crises froides quaternaires.

Il se peut que le matériel concerné, en particulier les altérites, ait été propice à la géliturbation et efficacement soumis à son influence, tout en restant impropre à la conservation des formes habituellement considérées comme ses marques les plus caractéristiques. L'aspect des altérites de type 5 de la Surface fondamentale suggère en effet une participation notable de la géliturbation. Ces altérites se définissent d'abord par une destruction totale de la texture de la roche (Chap. 3, § 1). De plus, certaines des coupes qui les traversent, sur le Plateau Nantais (région du Temple et rebords de la Vallée de la Chezine), comme sur le Plateau du Cellier (Nord et Ouest de la Forêt du Cellier) présentent trois niveaux successifs de la surface au substrat:



- Niveau 1 : Limons sans structure, gris ou jaunâtres, épais de 0,50 à 1,20 m, souvent rapportés sur les cartes aux "limons des plateaux".
- Niveau 2 : Altérites de types 4 et 5, épaisses de plusieurs décimètres à plusieurs mètres.
- Niveau 3 : Altérites de types 1 à 4 sur roches granitiques ou métamorphiques.

Fig.134 Limons d'altération et limons de gélivation à la surface des plateaux

La distinction établie entre les niveaux 1 et 2 se justifie doublement. Le niveau 1 se compose de matériaux qui, comparés à ceux du niveau sous-jacent, apparaissent affinés, ameublés, homogénéisés et fragilisés. Les deux niveaux sont séparés par une surface de discontinuité d'autant plus remarquable qu'elle se trouve souvent soulignée par des cailloux de quartz, jointifs ou distants de quelques décimètres et occasionnellement éolisés. Parmi d'autres critères, ce type de discontinuité a été retenu par M. Ters pour distinguer les limons éoliens

des altérites sous-jacentes en Vendée (1957 et 1961). Il peut en être de même dans le Pays Nantais, mais les limons sans structure dont il est question ici (niveau 1) ne présentent aucun caractère susceptible de les classer parmi les formations éoliennes (§ 322). Leur granulométrie est généralement plus grossière que celle des véritables limons éoliens. Les grains de sables R.M. y sont absents ou rarissimes. Par ailleurs, leur superposition à des quartz éolisés ne prouve nullement leur origine éolienne, comme tendent à le montrer les interprétations qui suivent (§ 312).

La surface de discontinuité entre les niveaux 1 et 2 paraît plutôt correspondre à un ancien plan de contact entre une zone de mollisol (niveau 1) et un pergélisol durable (niveaux 2 et 3). De ce fait, le niveau 1, initialement "limon d'altération", correspondrait également à un "limon de gélivation" et la position actuelle des quartz éolisés s'expliquerait par leur descente progressive au travers d'un mollisol, jusqu'au contact d'un pergélisol. En comparaison des altérites de type 5 et des dépôts authentiquement éoliens, les limons précités représenteraient donc les produits hybrides de l'altération et du gel. La géliturbation aurait ainsi achevé de détruire la cohésion des altérites de type 5, en modifiant définitivement la structure colloïdale des argiles et en produisant un matériel extrêmement vulnérable. En considérant les effets successifs de l'altération, de la gélivation et de l'éolisation, beaucoup des "Limon des plateaux" des cartes géologiques mériteraient dès lors d'être interprétés comme des substances pourvoyeuses de limons éoliens bien plus que comme de véritables dépôts éoliens. La principale incidence morphogénique de la géliturbation aurait été de favoriser la déflation éolienne et, par conséquent, l'atténuation des surfaces par ablation d'une partie des formations superficielles. L'action de la géliturbation, combinée de même façon à celle de l'altération, a certainement joué un rôle identique le long des versants, en favorisant la formation d'un matériel propice à la solifluction.

12/ La gélifraction et l'évolution des versants

Les manifestations de la gélifraction sont peu apparentes dans le paysage. Elles demeurent difficiles à dissocier des phénomènes structuraux et des effets de l'altération, auxquels elles sont d'ailleurs intimement liées.

121/ Le problème de la détermination des marques directes du gel sur les roches

Les plans de schistosité, diaclases, failles, zones de broyage et bandes d'altération préférentielle ont compensé l'imperméabilité initiale des roches locales, ont collectivement favorisé la pénétration des eaux dans le substratum et ont rendu possible l'action superficielle du gel ; mais, réciproquement, l'influence effective de la macro-gélifraction demeure difficile à dissocier sur le terrain de celle des joints naturels de la roche et de l'altération. La multiplication des fissures vers le sommet des coupes, la présence de fractures béantes élargies à l'approche du sol peuvent servir de critères pour apprécier l'action du gel sur les affleurements sains et cohérents ; mais l'étendue des horizons d'altérations, épais ou pelliculaires, couvrant surfaces et versants, limite dès le départ l'expression de la macro-gélifraction.

L'analyse du rôle morphogénique de la micro-gélifraction pose des problèmes identiques. A en juger par ses effets sur les altérites de type 5 (§ 114), il est vraisemblable que le gel ait accentué l'émiettement des altérites de types 1 et 2, affiné la texture des altérites de types 3 et 4, achevé l'arénisation des granites et la pulvérisation des micaschistes ; mais la micro-gélifraction n'aurait abouti, ici aussi, qu'à combiner ses effets à ceux de la microfissuration originelle du substratum, de l'altération, de l'action des racines et de la pédogenèse.

Les coulées de solifluction contiennent parfois des blocailles et débris dont l'abondance et la fraîcheur relatives suggèrent le remaniement de gélifractions (§ 21). Néanmoins, la proportion des produits d'une action exclusive du gel demeure là encore difficile à discerner de celle des résidus d'une altération incomplète du substratum.

122/L'influence limitée de la gélifraction sur l'évolution des versants

Les pentes rectilignes régularisées (fig. 135 a)

La plupart des versants du Pays Nantais présentent des inclinaisons trop faibles pour avoir autorisé une action combinée de la gélifraction et de la gravité à leur surface. Il existe cependant quelques versants de vallées rectilignes dont le commandement varie entre 20 et 50 m et dont la déclivité, comprise entre 20 et 30°, se rapproche de celle de "pentes réglées", en particulier le long des vallées du Hâvre, de la Loge au Moine, de la Coulée Rochard et de certains vallons du Sillon de Bretagne. Ces versants occupent des secteurs formés de micaschistes ou de granites orientés et mylonitisés, donc de roches à linéations bien marquées, aptes à fournir des gélifracsts de petites tailles et théoriquement propices à la production d'éboulis. En fait, aucun d'entre eux ne présente de dépôts susceptibles de dériver d'une évacuation des débris par simple ébouilisation à sec. Les seuls recouvrements en présence, d'ailleurs souvent laminaires, sont des coulées caillouteuses, nourries d'esquilles ou de blocailles inférieures à une vingtaine de centimètres, lesquelles présentent parfois un litage fruste et s'associent à une matrice argileuse plus ou moins abondante, mais résultent probablement autant de l'altération que de la gélifraction. Il est vrai que la plupart des cas enregistrés se cantonnent à des amphithéâtres de méandres encaissés, des terminaisons de "vallées en bouteilles", des goulets de raccordement, des vallons "en V", donc à des formes associées à un creusement fluvial important, ainsi qu'à des conditions favorables à l'évacuation des débris.

En conclusion, les versants considérés correspondent d'abord à des versants de vallées, dont le profil a été conditionné et entretenu par l'encaissement du réseau hydrographique et le long desquels la gélifraction a exercé un rôle accessoire. Ils ne correspondent donc qu'à des pentes subsidiairement "régularisées" par les processus périglaciaires.

Les pentes rectilignes à corniches et à éboulement

En dehors des formes précitées existent des exemples de pentes redressées, assorties de pointements rocheux et de corniches résiduelles dans leurs sections sommitales ou médianes et de concentrations de blocs visiblement éboulés dans leurs sections basales (fig. 135 b). Les exemples inventoriés concernent tous des versants de 20 à 50 m de commandement et de 16 à 35° d'inclinaison. Les corniches atteignent 3 à 5 m de hauteur. Les blocs éboulés excèdent parfois 1,50 m de longueur et 1 m³ en volume. Dans l'intervalle, se trouvent des colluvions argilo-caillouteuses, postérieures à l'éboulement des blocs. Les cas les plus typiques s'observent dans la Coulée Rochard, dans la vallée de la Loge au Moine (Cuette), le long du Cens (Moncellier), du Gesvres (Le Saz) et du Hâvre (Pont-Noyer, Vieux-Couffé). Le Coteau de Mauves s'apparente à ce type de forme par ses corniches et par ses éboulements, mais s'en distingue par ses dimensions comme par sa situation en bordure de la Loire (Chap. 5, § 11).

A l'image des "pentes rectilignes régularisées", les "pentes rectilignes à corniches et à éboulements" évoquent d'abord des formes banales, dont la raideur et la rectitude semblent consécutives à un encaissement prononcé et récent du réseau. En outre, les corniches considérées comprennent des formes de convergence. Certaines ont été antérieurement mentionnées à propos des niveaux de creusement répartis le long des vallées de 2ème ordre (Chap. 7, § 22), ou des versants convexes composites (Chap. 8, § 22). D'autres peuvent résulter de l'érosion différentielle ; celles de Moncellier (Vallée du Cens) correspondent par exemple à des passées gneissiques en milieu micaschisteux ; celles de Cuette (Vallée de la Loge au Moine) à des faciès riches en filons de quartz.

Néanmoins, la répartition des corniches et éboulements apparaît souvent indépendante de la configuration des modelés fluviaux, du tracé des vallées,

Sud Est

Nord Ouest

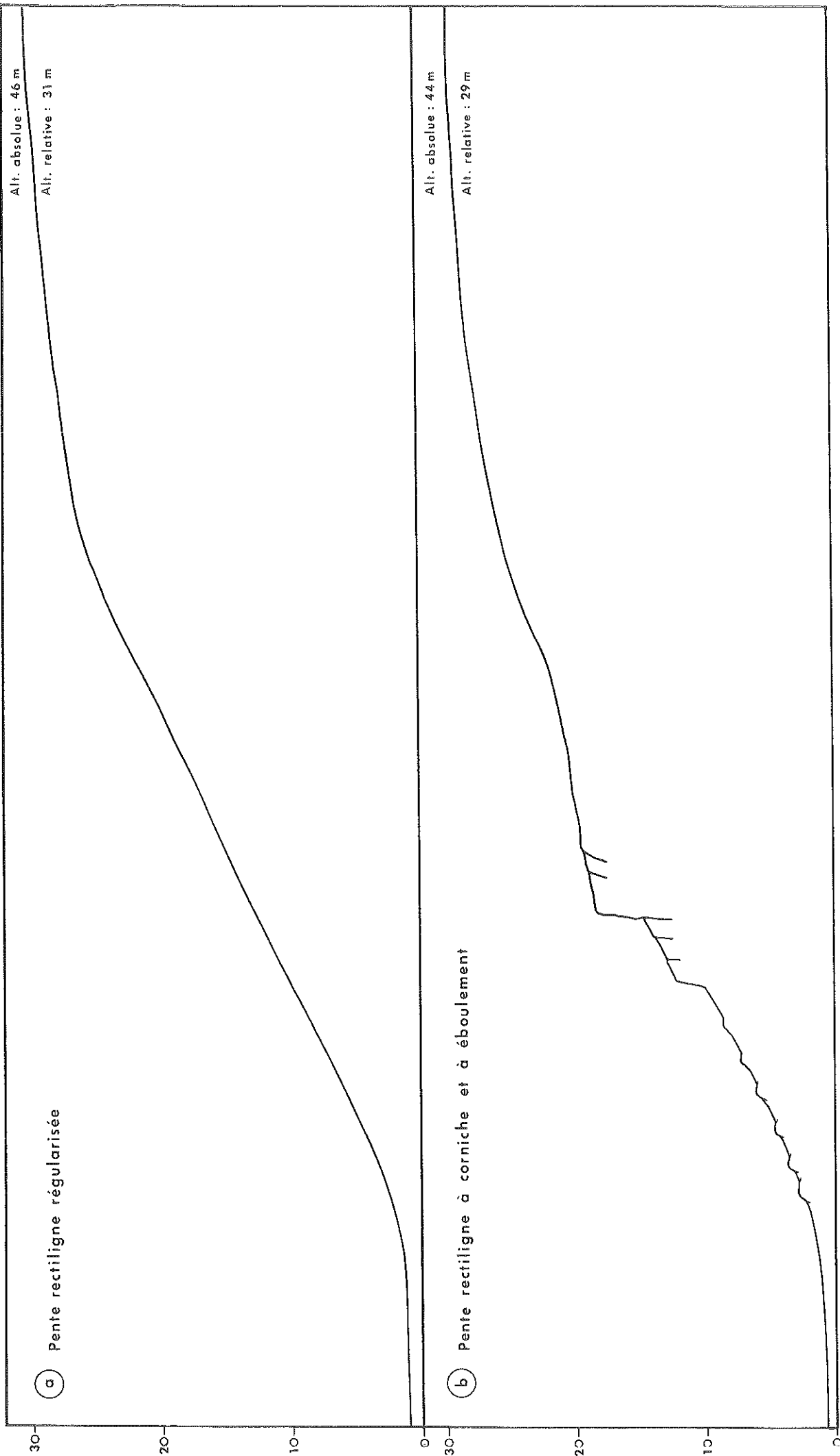


Fig. 135 Pente rectiligne régularisée et pente rectiligne à corniche et éboulement (versant Nord de la Coulée Rochard, 400 m en amont de la confluence de la Vallée de La Seilleraye) Profils levés en visée directe sur le terrain au 1/400

de l'alternance des rives concaves et des rives convexes, ainsi que du commandement des versants. De plus, ces formes se rencontrent surtout dans des micascistes fissurés dont les plans de schistosité, toujours redressés dans un sens contraire à celui des pentes, fournissent des conditions propices à la gélivation. Enfin, il s'avère qu'elles se trouvent toujours exposées au Sud, au Sud Ouest ou à l'Ouest Sud Ouest, et qu'elles sont sans homologues sur les pentes opposées, ce qui suggère l'influence de processus de gélivation différentielle (R.G. West, 1968, p. 92).

En conclusion, l'association des corniches et des blocs éboulés peut représenter l'exemple le plus démonstratif d'une influence combinée de la macro-gélifraction et de la gravité sur les versants. La gélifraction constitue en effet le seul processus susceptible d'expliquer la libération et la dispersion de blocs rocheux aussi volumineux, à moins de recourir à des phénomènes d'"endodynamisme", également concevables dans un domaine où la néotectonique et le creusement tardif des réseaux ont exercé un rôle majeur dans l'élaboration du relief (J. Demangeot, 1981) (P. Birot, 1981 b) (J. Letourneur et M. Dayre, 1981).

La rareté effective des marques de gélifraction dans le Pays Nantais ne s'explique pas seulement par les données topographiques ou structurales. Elle peut tenir aux propriétés paléoclimatiques, biogéographiques et morphogéniques locales des crises froides quaternaires. Elle indique en tout cas que les incidences de l'action combinée du gel et de la gravité sur l'évolution des versants furent inférieures à celles de l'érosion fluviale et de l'altération.

2/La solifluction et ses effets sur le modelé des versants

Le terme de solifluction, créé au début du siècle par J.G. Anderson, désigne les phénomènes d'érosion consécutifs à un lent déplacement des horizons superficiels d'un versant sous l'effet de la gravité et de l'augmentation de leur teneur en eau liquide. L'alternance du gel et du dégel constitue le principal facteur du mécanisme solifluidal. Le phénomène de solifluction périglaciaire a suscité de nombreuses analyses, dont la Bretagne a constitué l'un des premiers champs d'application. Dès 1928, Y. Milon et L. Dangeard estimaient en effet qu'il en avait résulté "une érosion considérable" dans la région. Depuis, la plupart des auteurs s'accordent pour le considérer comme l'un des héritages quaternaires majeurs du Massif Armoricaire, comme l'un des principaux facteurs de l'éroussé des interfluves et comme la cause essentielle de l'empâtement des formes en creux. Dans le Pays Nantais, il apparaît fondamental à double titre. D'abord parce qu'il intéresse la plupart des versants sur l'ensemble de leurs profils. Ensuite parce qu'en dehors des héritages de la morphogenèse post-glaciaire, à laquelle on concède en général un rôle mineur, il constitue l'une des ultimes manifestations d'une longue évolution paléogéographique. Néanmoins, s'il est devenu banal d'enregistrer les marques de la solifluction dans les paysages armoricains, il demeure difficile d'en déterminer les conséquences précises en regard de celles des autres héritages et de définir les conditions bioclimatiques exactes en fonction desquelles elles se sont accomplies.

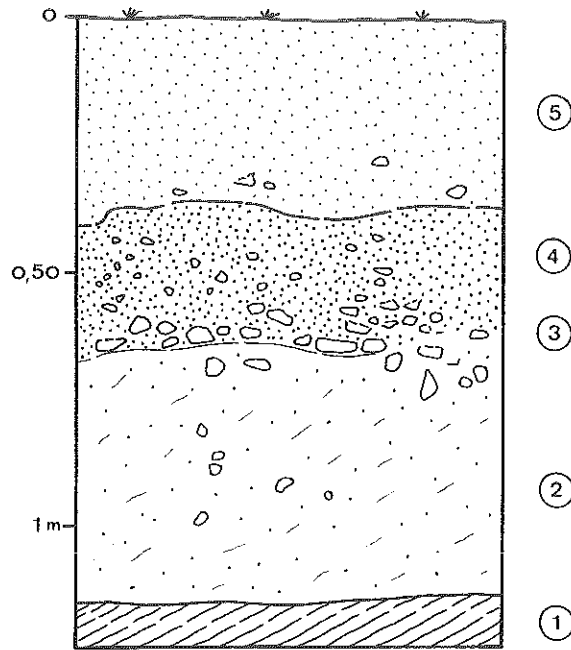
21/La typologie des dépôts solifluidaux du Pays Nantais

Elle résulte de l'inventaire systématique des formations colluviales de bas de versants et se fonde sur l'épaisseur, la nature et l'environnement morphologique des matériaux examinés.

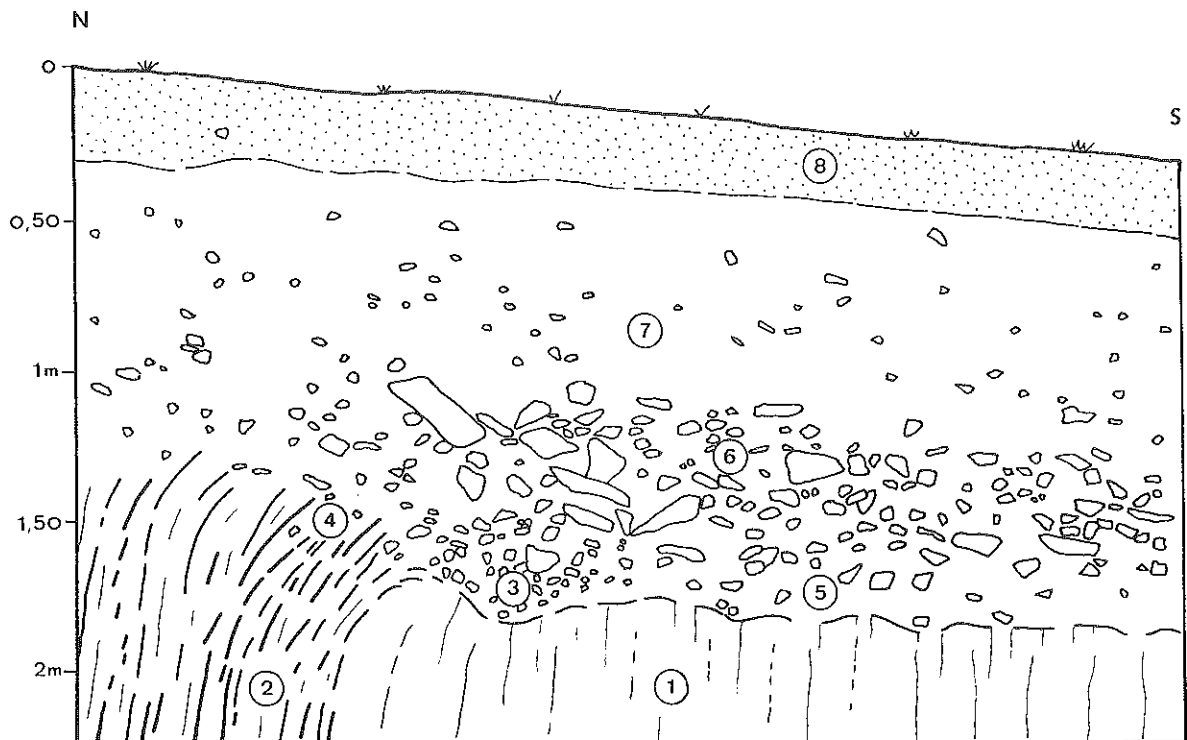
211/Les coulées argilo-caillouteuses

2111/Caractères généraux

Le terme de coulée utilisé dans ce chapitre s'applique aux colluvions dont l'épaisseur visible est supérieure à un mètre. Les dépôts ainsi définis occupent le plus souvent la base de pentes d'inclinaisons moyennes. Ils sont également absents des pentes raides (plus de 25°) et des pentes faibles (moins de 5°) et sont au total beaucoup moins étendus que les formations laminaires.



a. Coupe du Plessis (Vallée de La Seilleraye)



b. Coupe du Drouillet (Vallée de La Seilleraye)

Fig. 136 Les zones de départ (a) et les zones médianes (b) des coulées de solifluction, d'après photographies (les numéros renvoient au texte des § 2112 et 2113)

En dehors des cas de remaniements de sédiments, les coulées comprennent des matériaux directement produits le long des versants par l'altération ou par la gélifraction. Elles incluent parfois des apports éoliens, dont témoigne la présence occasionnelle de grains de quartz R.M.. Toutes sont de types argilo-caillouteux, sachant qu'il existe tous les intermédiaires entre :

- Les coulées à dominante caillouteuse, comme celles du Sillon de Bretagne (Le Tertre-Blanc, La Charpenteraie), essentiellement formées de blocailles géométriques à peine écornées (5 à 20 cm), dont les dimensions et les formes sont souvent déterminées par le maillage tectonique du substratum (débit leptynitique), dont la libération résulte partiellement de la gélifraction et dont la mise en mouvement s'explique par la présence d'un liant limoneux peu abondant.
- Les coulées à dominante argileuse, comme celles qui encadrent la Loge au Moine ou les affluents de l'Isac (région de Fay-de-Bretagne et d'Héric) et qui ne prennent en charge que des cailloutis rares et disparates, généralement inférieurs à 5 cm.

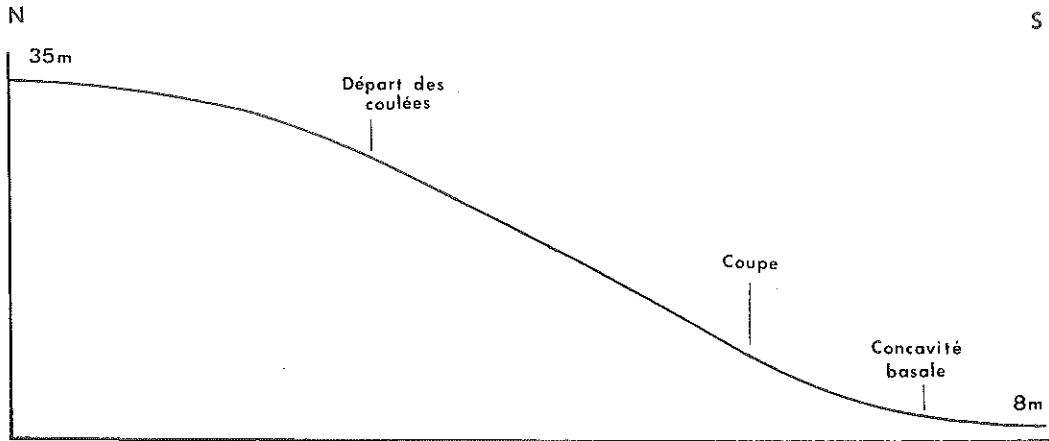
Il n'existe pas de convois limoneux à blocs comparables à ceux du Massif Central ou des massifs anciens britanniques. Il n'y a pas non plus de coulées litées, superposées, ou ravinantes. Les exemples de coulées triées sont eux-mêmes peu nombreux. En dehors des variétés de faciès causées par la pétrographie, le degré d'altération ou la gélifraction initiale du matériel lithique local, les coulées présentent cependant des différences d'épaisseur et de composition au long des versants, leur épaissement allant de pair avec l'amenuisement naturel de leurs constituants vers l'aval.

2112/Les zones de départ des coulées occupent généralement les sections médianes des versants. Plusieurs coupes permettent d'y reconnaître un classement vertical du matériel colluvial. Celle du Plessis par exemple (fig. 136 a), s'ouvre à 46 m d'altitude dans la section supérieure du versant nord-oriental de la vallée de la Seilleraye (Chap. 5, § 21, fig. 79 et Chap. 8, § 222 B a, fig. 124) et comporte de bas en haut :

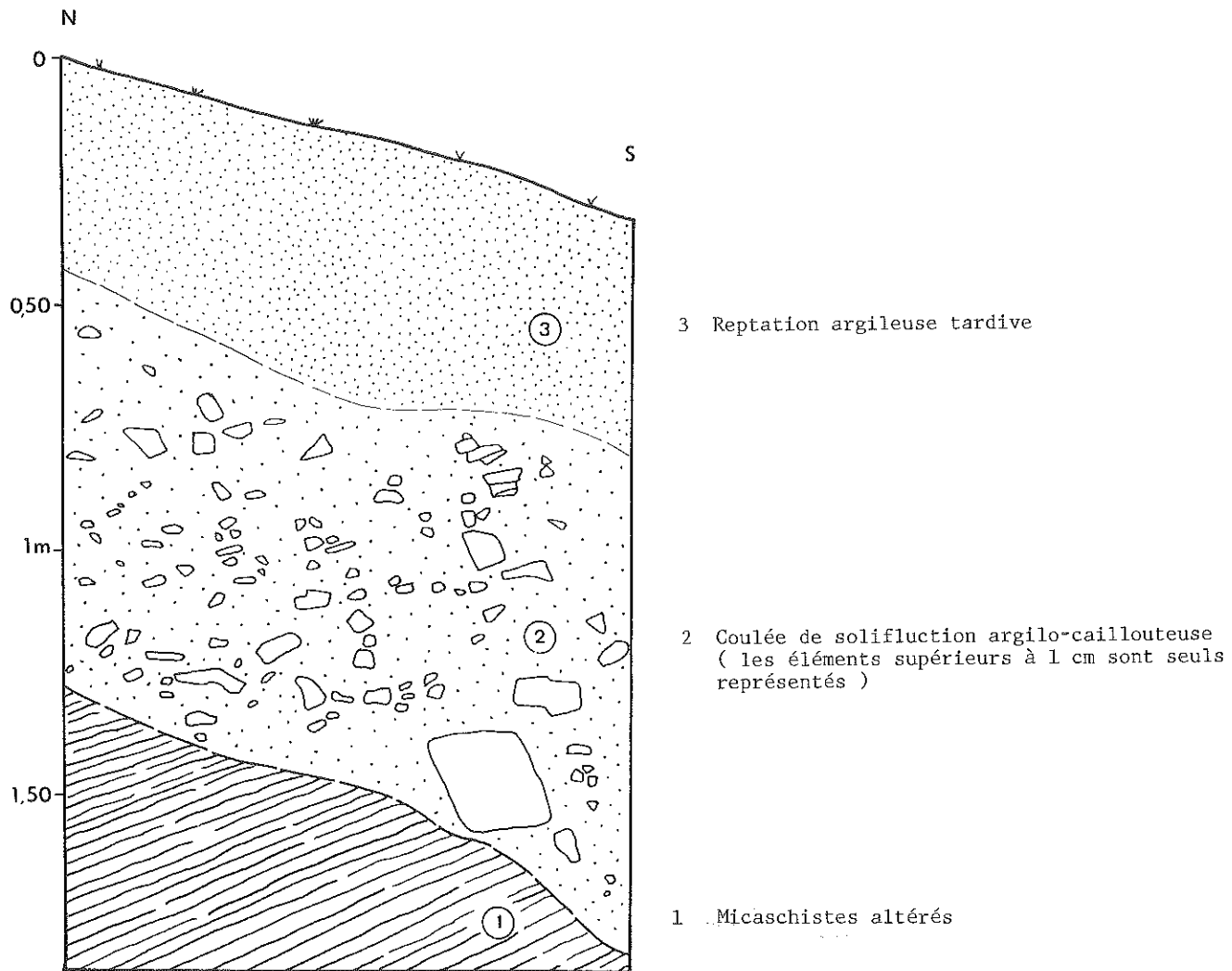
1. Des micaschistes albitiques in situ, dont l'état d'altération (type 2-3) s'oppose à celui des faciès sains présents au sommet du versant (60 à 68 m).
2. Un limon ocre, épais d'une cinquantaine de centimètres, englobant des débris de quartz et de micaschistes épars, correspondant à des altérites géliturbées et remaniées, au moins par fluage, et représentant l'horizon radicaire de la coulée.
3. Un niveau caillouteux de 5 à 15 cm d'épaisseur, formé d'éléments anguleux de quartz et de micaschistes, dont les plus grossiers mesurent une dizaine de centimètres de long ; ce dépôt est alimenté par les débris grossiers des altérites de types 1 et 2 situées à l'amont ; il représente la semelle de la coulée proprement dite.
4. Un niveau colluvial argilo-caillouteux épais d'une vingtaine de centimètres, comprenant des cailloutis plus petits (1 à 3 cm) et plus dispersés.
5. Un horizon superficiel limoneux d'une quarantaine de centimètres, contenant quelques rares débris caillouteux, correspondant à une reptation tardive, telle qu'en supportent la plupart des versants, et présentant une teinte brun foncé d'origine humifère.

2113/Les zones médianes, situées immédiatement en contrebas des précédentes, correspondent à la superposition, puis au mélange, du matériel autochtone, mobilisé par les processus périglaciaires, et des apports colluviaux, déjà triés, issus des sections de pentes situées à l'amont. Leur position sur les versants varie en fonction de l'encaissement du relief et de l'étendue des coulées.

La coupe du Drouillet (fig. 136 b), ouverte à 40 m d'altitude, à 2 km au Nord de la précédente et sur le même versant, borde une route en déblai tracée obliquement par rapport à la ligne des plus grandes pentes et illustre le



a. Le versant Nord de la Coulée Rochard près de la confluence avec la vallée de La Seilleraye (L et H : 1/800)



b. Profil des colluvions de bas de versant (d'après photographie)

Fig. 137 Les zones d'accumulation terminale des coulées de solifluction

type de profil colluvial qui succède vers l'aval à celui signalé sur la coupe du Plessis.

Le substratum est micaschisteux. Il présente des altérites de type 4-5 (1) et de type 2-3 (2). Le toit des premières est géliturbé (3). Celui des secondes est affecté d'un remarquable fauchage (4). De par ses propriétés structurales (schistosité redressée, débitage par micro-failles) et sa fragilisation superficielle (par altération et gélivation), ce substratum fut propice au déclenchement des mouvements de masse périglaciaires.

La coulée surincombante est épaisse de plus de 1,50 m. Hormis un horizon superficiel pédogénisé (8), elle comprend deux ensembles distincts :

- A la base se trouve un niveau caillouteux épais d'une soixantaine de centimètres (6), directement produit par le fauchage des horizons les moins altérés du socle (4), ponctuellement enrichi en limon par le fluage des secteurs plus altérés (5). Ce premier ensemble se compose de blocs de quartz et surtout de plaques de micaschiste hétérométriques, anguleuses ou déjà écornées, les plus volumineuses dépassant une trentaine de centimètres dans leur plus grande dimension.

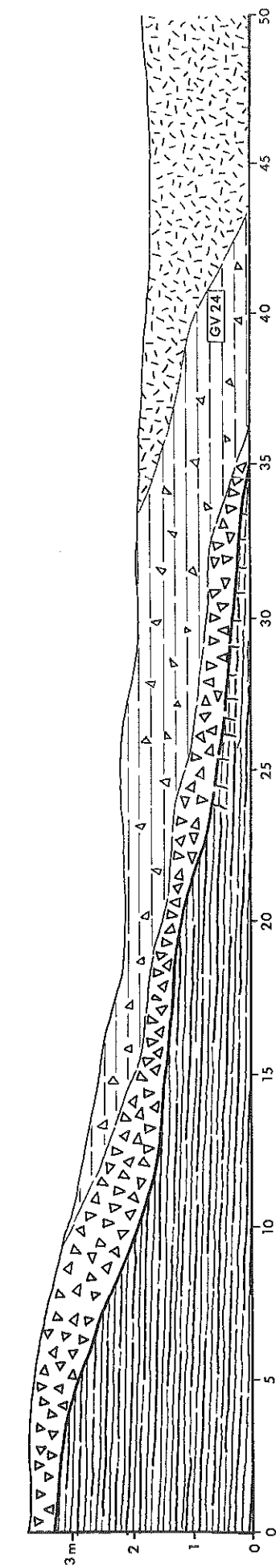
- Au-dessus d'une remarquable ligne de discontinuité, se trouve un niveau essentiellement argileux, également épais d'une soixantaine de centimètres (7). Les éléments caillouteux, peu nombreux, mais régulièrement dispersés, n'y excèdent jamais 5 ou 6 cm de long.

Cette coupe simule la superposition de deux coulées, mais ne représente en fait que deux des faciès d'une même coulée, comme dans le cas précédent. Le niveau caillouteux basal provient du raclage des altérites en place à l'endroit de la coupe. Le niveau argilo-caillouteux supérieur résulte de la descente d'un matériel déjà trié plusieurs dizaines de mètres en amont. Les deux formations se confondent d'ailleurs vers la base du versant, avant de participer à l'empâtement d'un vallon affluent du Gobert et à l'alimentation d'un cône d'épandage subséquent (§ 3432).

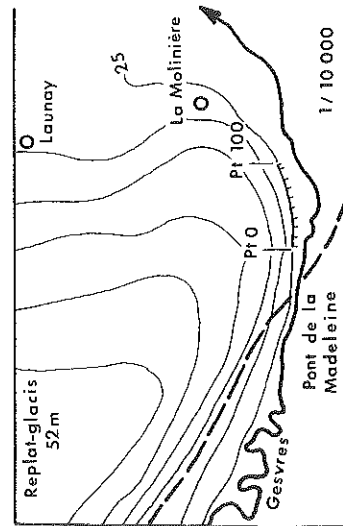
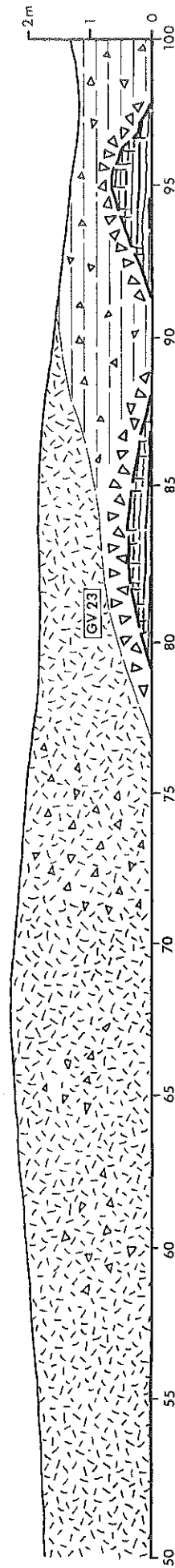
2114/Les zones d'accumulation terminale des coulées s'observent sur un à deux mètres d'élévation à la base des versants. Leur puissance réelle est généralement impossible à évaluer en raison des remblaiements alluviaux plus récents. Elles comprennent un matériel où la fraction argileuse est prédominante et où les éléments grossiers, hétérométriques et hétérogènes, sont habituellement disposés sans ordre. Ainsi, à Vieille-Cour, à l'Est du Hâvre, elles se composent de limons gris, nourris d'altérites et mêlés de gélifracts micaschisteux ou de débris de régolite sur plus d'un mètre d'épaisseur. A La Gruère, au Sud de la Loge au Moine, elles comprennent des limons beiges, également produits par le remaniement des altérites locales, assortis de débris hétérométriques de micaschiste, quartz, phtanite, mais enrichis d'apports éoliens, comme l'indiquent leur couleur et leur teneur en grains R.M. (2 à 4%). A La Belangerie, dans un vallon affluent du Gobert, elles se composent d'argiles grises et de cailloux de micaschiste et renferment des grains de quartz N.U., dont les caractères exocopiques révèlent les origines mylonitiques, ainsi que des grains de sables R.M., dont la perfection signe l'origine éolienne. La terminaison des coulées présente une même hétérogénéité au pied des versants granitiques (La Chudais, La Guerrie, Le Bois-Bedeau, le long du Sillon de Bretagne).

Les zones d'accumulation terminale de coulées reposent directement sur les altérites en profondeur. Elles sont ordinairement nappées de limons ocres, pédogénisés, épais de quelques décimètres, lesquels s'observent dès l'amont et résultent de reptations tardives. Par exemple, une coulée argilo-caillouteuse masque la base du versant occidental du vallon de La Rouchais, au Nord du Gesvres moyen ; épaisse de 1,20 m, elle se compose d'un ensemble argileux brun à cailloux de micaschiste et de quartz dont les plus grossiers sont compris entre 10 et 15 cm ; elle recouvre un substratum micaschisteux altéré (type 4) ; elle est surmontée par une couche limoneuse ocre de 50 cm d'épaisseur. De même, une coulée recouvre la base du versant Nord de la Coulée Rochard, à proximité de sa confluence avec la vallée de la Seilleraye ; ce versant présente un profil convexo-concave, une pente moyenne de 20°, une pente maximum de 26°, au centre

Ouest



Est



Colluvions argileuses à esquilles (Planche X, b)

Colluvions argilo-caillouteuses

Colluvions caillouteuses grossières (Planche X, a)

Micaschistes

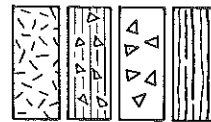
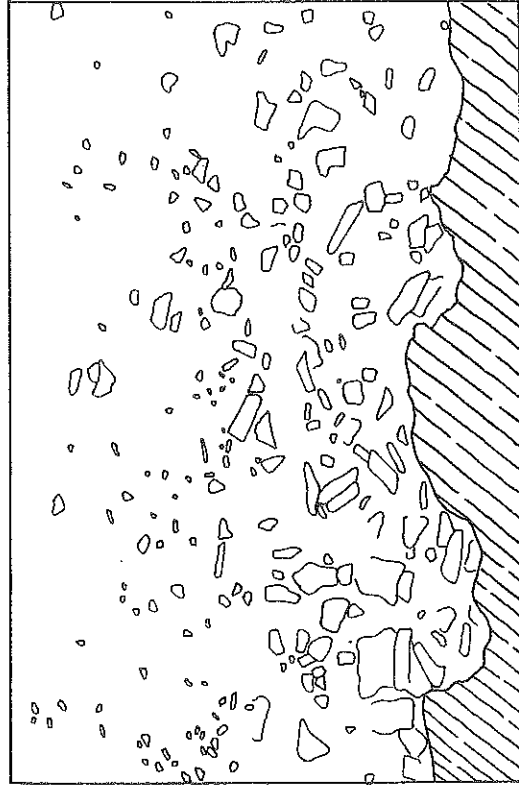
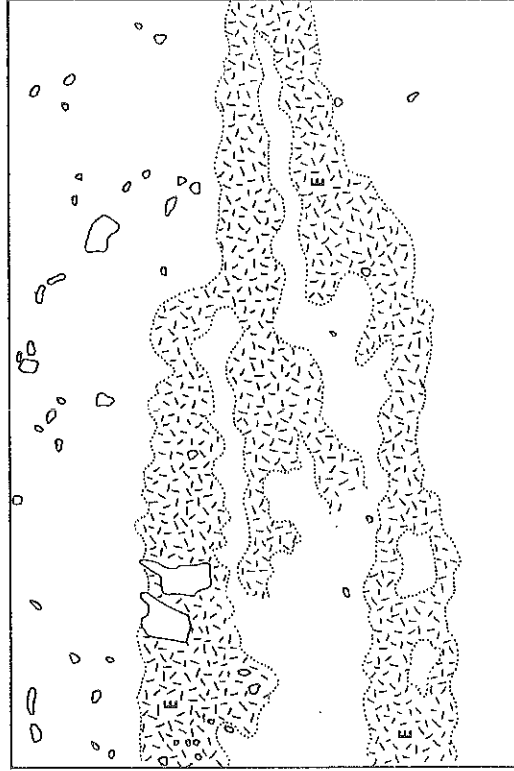


Fig. 138 Coupe transversale de la base de la coulée de solifluction de La Molinière (Vallée du Gesvres) L : 1/200 H : 1/100



a Colluvions caillouteuses grossières



b Colluvions caillouteuses à esquilles (E)

(fig. 137 a); le point d'inflexion de sa convexité sommitale coïncide avec le départ de la coulée ; sa concavité basale est directement conditionnée par l'étalement terminal des colluvions, lesquelles comprennent un matériel argilo-caillouteux désordonné, reposent sur des altérites de micaschistes de type 2-3 et disparaissent en surface sous un voile argileux beige de plusieurs décimètres d'épaisseur (fig. 137 b).

2115/Un exemple de zone d'accumulation terminale de coulée triée : la coupe de La Molinière en Treillières (Nantes 1-2 NE)

La principale propriété sédimentologique des zones d'accumulation terminale des coulées argilo-caillouteuses demeure la répartition anarchique de leurs composants, en dehors de leur recouvrement par les reptations récentes. Cette propriété comporte toutefois de remarquables exceptions.

Une coupe de 1,50 à 3,50 m de hauteur, de 100 m de longueur et de tracé Est-Ouest s'ouvre à la base du versant septentrional de la moyenne vallée du Gesvres entre le pont de La Madeleine et la ferme de La Molinière (fig.138). Elle traverse la "pente basale" d'un versant à replat-glacis de forme convexe et de commandement 25 m, d'inclinaison moyenne 5° et d'inclinaison maximale 15°, entièrement développée dans les micaschistes albitiques. Elle permet l'analyse de la base d'une coulée argilo-caillouteuse dans le sens transversal sur une longue distance et l'observation de phénomènes de ségrégation granulométrique dans des conditions privilégiées (fig. 138). Elle témoigne d'abord d'un approfondissement de la coulée en son centre et d'un affleurement du socle micaschisteux vers ses extrémités, au droit du pont de La Madeleine, comme à proximité de La Molinière. Elle permet de ce fait, sans connaître l'épaisseur maximale de la coulée (2,40 m visibles au centre), d'examiner tous les faciès colluviaux de la base du versant, depuis le contact avec le substratum, jusqu'aux horizons les plus superficiels.

Le socle est peu altéré (types 1 ou 2), mais très tectonisé, en raison du passage d'une faille longitudinale, parallèle au Gesvres et matérialisée sur la coupe par la multiplication de fractures et de lignes de broyage étroites, uniformément marquées par un pendage de 80 à 85° vers le Nord (Chap. 4, § 511).

La coulée de solifluction comprend quatre types de matériaux :

a/Des colluvions caillouteuses grossières, formées de blocs de micaschistes sains et anguleux, mêlés de quartz d'exsudation et enveloppés d'une matrice limoneuse peu abondante, occupent la base de la coupe. Les éléments les plus grossiers sont supérieurs à 10 ou 20 cm ; leur disposition est complètement anarchique (fig.138 , points 1 à 35). Ces colluvions recouvrent directement le socle, parfois sur plus d'un mètre et proviennent du remaniement de la roche en place sous-jacente. Elles reposent ponctuellement sur un substrat disloqué par géliturbation et par fauchage (points 25 à 35, point 85, point 95). Elles correspondent à un faciès basal comparable à ceux qui ont été décrits précédemment sur plusieurs coupes (pl. X,a).

b/Des colluvions argilo-caillouteuses de transition les surmontent (points 10 à 40, points 65 à 80, point 90), avant de plonger progressivement vers le centre de la coupe (points 40 à 65). Leur matrice argileuse, ocre, est plus abondante. Les particules inférieures à 80 μ demeurent néanmoins très minoritaires (6,2% à l'intérieur de l'échantillon GV 24, prélevé à 1 m sous surface au point 40). Les éléments caillouteux, toujours désordonnés, sont généralement inférieurs à 10 cm de longueur, la médiane de l'échantillon précité étant de 8,2 mm. Les fractions moyennes (0,5 à 2 cm) se composent surtout de débris de micaschiste ; les quartz ne représentent que 10 à 20% de cette fraction et se composent toujours d'éléments N.U., souvent d'origine mylonitique, comme le prouvent les analyses exoscopiques. Ces colluvions résultent d'apports exclusivement locaux.

c/Des colluvions argileuses à esquilles occupent le centre de la coulée et en constituent l'horizon supérieur (points 35 à 80). Elles sont épaisses de 1,60 à 2,40 m visibles et se composent toujours d'un matériel relativement fin. L'échantillon GV 23, prélevé à 1 m sous surface dans ces colluvions (point 81), présente une médiane de 2,3 mm et comporte 32,6% de particules inférieures à 80 μ . La fraction inférieure à 2 000 μ ne forme

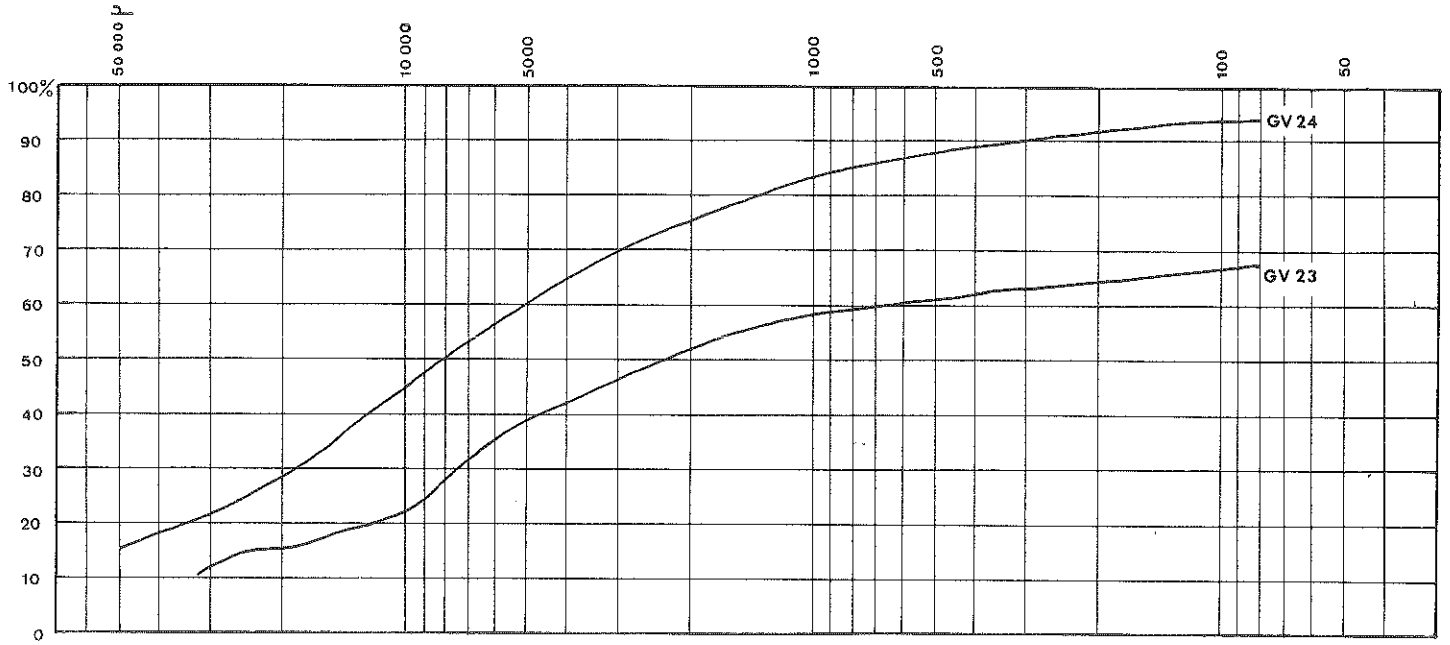


Fig. 139 Courbes granulométriques des colluvions de La Molinière

cependant que 10 à 20% du dépôt. Elle comprend des grains de quartz N.U., parfois mylonitiques, auxquels s'ajoutent quelques grains E.L.; dont les figures géomorphiques évoquent des éléments marins tertiaires remaniés (croissants et cupules de chocs). Elle renferme en outre quelques rares grains éolisés, probablement transportés à partir du plateau (moins de 1%). Les éléments grossiers, atteignant occasionnellement une dizaine de centimètres, sont peu nombreux et très dispersés. L'originalité de ce dernier type de colluvions est de se charger d'esquilles quartzueuses et surtout micascisteuses, le plus souvent inférieures à 2 cm, disposées en bandes discontinues, alternant avec des lames plus argileuses décrivant des diffluentes et des involutions (pl. X, b).

d/Un horizon limoneux, mince et pédogénisé, recouvre comme ailleurs l'ensemble des colluvions.

Cette coupe révèle l'opposition entre des faciès caillouteux et argilo-caillouteux, qui composent la semelle de la coulée et un faciès argileux à esquilles, qui en forme le corps principal. L'arrangement caractéristique de ce dernier évoque d'abord un dispositif stratifié, comme certains des exemples antérieurs. Il résulte en fait d'une ségrégation granulométrique opérée au cours des déplacements solifluidaux dans la partie inférieure de la coulée à partir d'un stock d'éléments initialement hétérométriques. Les figures complexes qui accompagnent les concentrations d'esquilles traduisent l'influence de déplacements de vitesses inégales à l'intérieur de la coulée elle-même, en fonction de la taille et de la forme des constituants, de leur perméabilité et de leur coefficient de frottement (J. Tricart et A. Cailleux, 1967, p. 157).

Les observations qui précèdent illustrent l'état des coulées argilo-caillouteuses aux principaux points de leur parcours. Il est possible d'en déduire une coupe synthétique rendant compte de la filiation des différentes formes de colluvionnement inventoriées le long des versants (fig. 140). Les zones de départ sont les plus grossières. Elles participent à l'écorçage des horizons d'altération et à la réalisation progressive de la convexité sommitale des versants par atténuation; l'ablation y joue le rôle principal. Les zones médianes correspondent au mélange des matériaux prélevés sur place et des matériaux provenant des points plus élevés; le transport y joue le rôle principal. Les zones d'accumulation sont les plus hétérogènes, héritent de l'ensemble des débris arrachés au substratum et déterminent la concavité basale des versants; le dépôt y prédomine. Une telle coupe n'illustre cependant qu'un stade momentané de l'évolution d'un versant.

212/ Les solifluctions laminaires et les reptations

Les coulées argilo-caillouteuses demeurant peu étendues, les solifluctions laminaires et les reptations sont en revanche extrêmement répandues et représentent les marques les plus caractéristiques du colluvionnement périglaciaire des versants de la région. Elles présentent des épaisseurs dérisoires (20 à 50 cm le plus souvent), mais ressemblent aux coulées argilo-caillouteuses par la nature et le désordre de leurs constituants. Le Sillon de Bretagne (La Charpenteraie) et les versants des vallons qui le recourent (Le Bois-Bernier, Le Bois-Tatin), offrent des exemples de solifluctions laminaires caillouteuses ou argilo-caillouteuses. A l'opposé, les versants de la Loge au Moine (Bas-Chalanges) et de ses affluents (L'Oratoire, La Rigaudière) comprennent des exemples de solifluctions laminaires à prépondérance argileuse. En règle générale, le matériel demeure hétérogène et réunit des altérites de plateaux et de versants, des débris lithiques locaux, des quartz filoniens, ainsi, parfois, que des limons éoliens et des cailloux éolisés.

En dehors des cas de solifluction laminaire caractérisés, déjà très répandus sur les pentes de 5 à 20°, surtout à l'aval des points d'inflexion des pentes convexes, les versants sont recouverts sur de grandes étendues par des dépôts superficiels limoneux, d'épaisseurs pluridécimétriques, remaniant et surmontant les altérites in situ comme les colluvions de toutes natures;

Zone de départ
(Convexité sommitale)

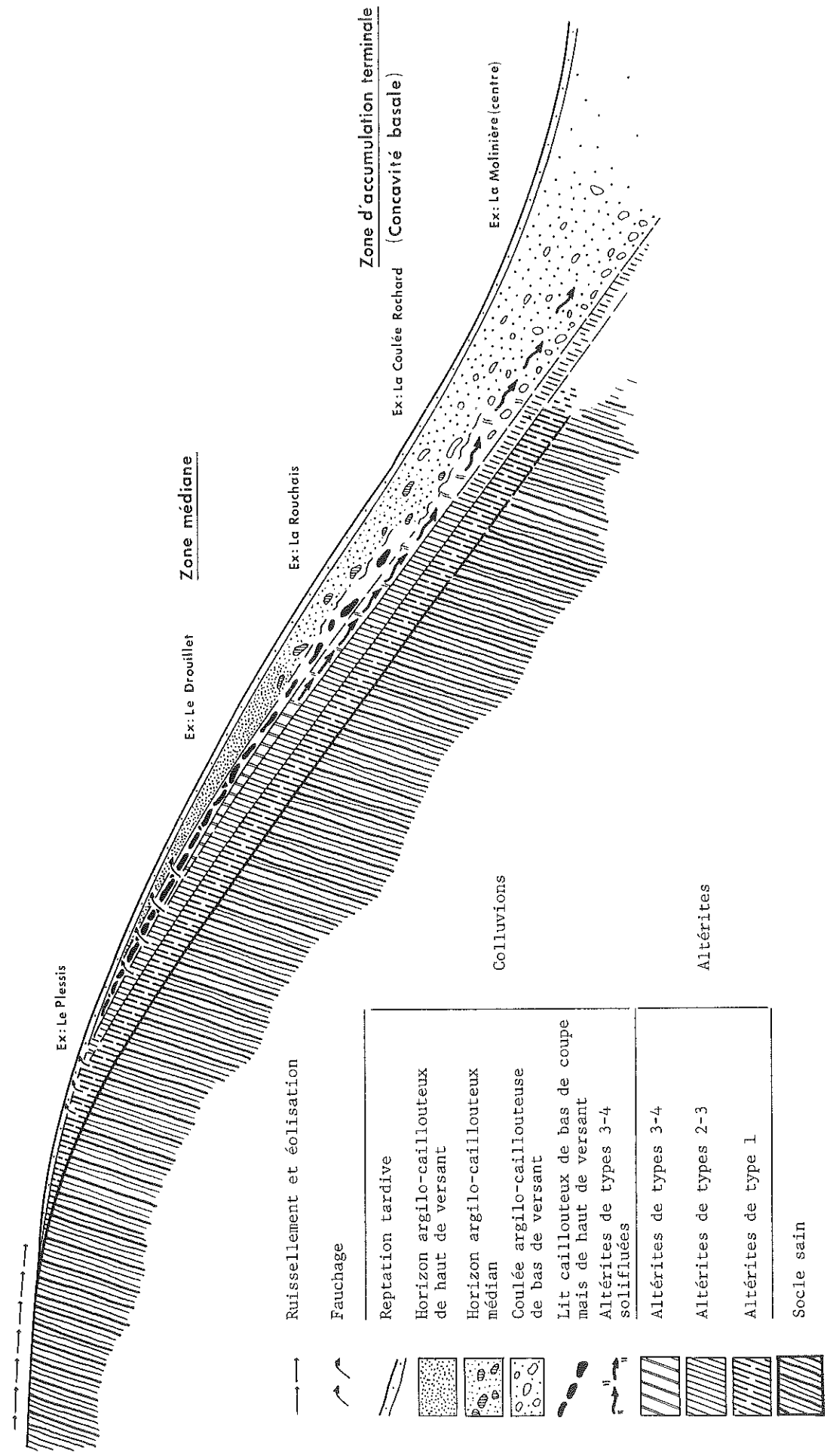


Fig. 140 Profil synthétique du dispositif des colluvions sur un versant convexe écorcé

les pellicules limoneuses signalées au sommet des coupes dans les précédents paragraphes s'y rapportent visiblement. Ces dépôts proviennent de reptations tardives, vraisemblablement entretenues par le ruissellement sub-actuel ou même actuel. Ils peuvent résulter, selon la définition de la reptation, d'une lente migration de débris fins sous l'influence conjuguée de la géliturbation, de la solifluction, du ruissellement des eaux de fontes nivales et des précipitations.

213/Le remaniement colluvial des formations sédimentaires

Les sables tertiaires et les nappes caillouteuses du Pléistocène ancien portent les marques de remaniements superficiels de types colluviaux.

2131/Quelques exemples de colluvionnement de sables rouges pliocènes

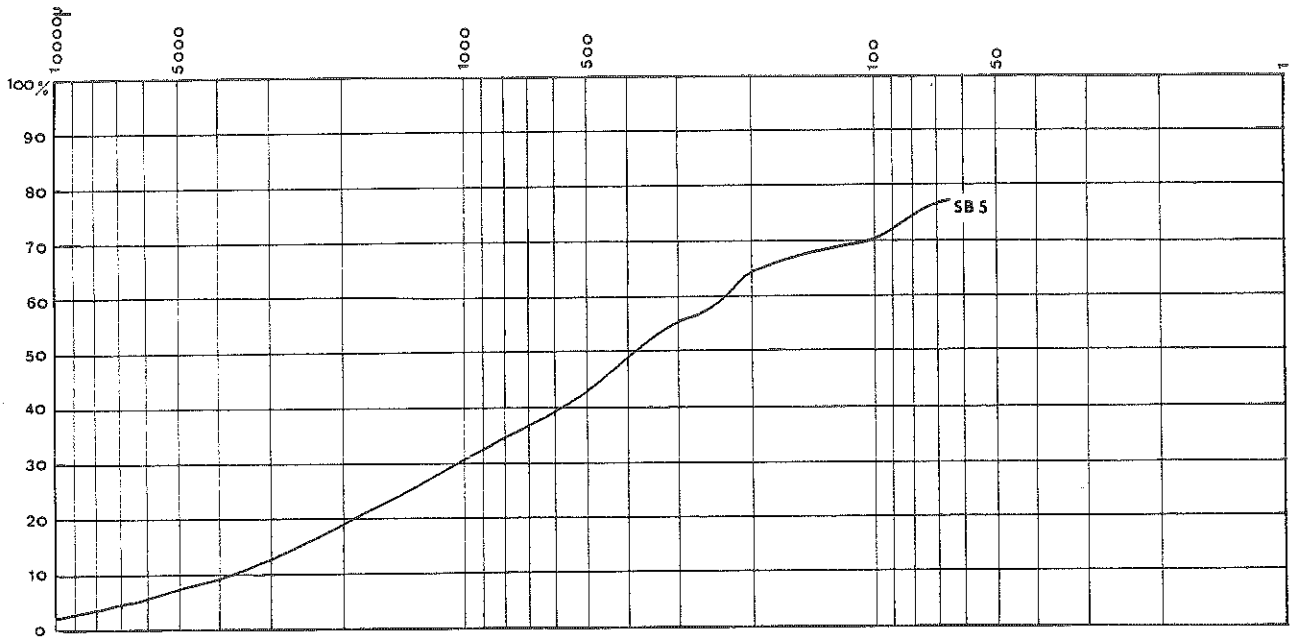
a/A la base du Sillon de Bretagne

La coupe de La Montagne-Verte, située à l'Est de la carrière du Bros-say (Savenay), a déjà fait l'objet d'une analyse stratigraphique intégrée à celle des remblaiements sédimentaires de la base du Sillon de Bretagne (Chap. 4, § 3142, fig. 51). Elle traverse des dépôts fins, comparables à des "sables rouges" par certains de leurs caractères sédimentologiques, ravinés sur 0,10 à 1 m par des formations remaniées de type colluvial. Ces dernières diffèrent assez peu des sables sous-jacents par leur morphoscopie : 36 à 68% de N.U. et 22 à 51% d'E.L. dans l'échantillon SB 5, prélevé au sommet de la coupe. Elles témoignent cependant d'un enrichissement en feldspath, en muscovite, en particules de granite laminé et surtout en grains R.M. (6 à 12% selon les fractions en SB 5). Elles se distinguent également par un matériel plus grossier : leur médiane est de 380 μ (SB 5) contre 110 μ pour les sables sous-jacents (SB 2). Elles présentent enfin un classement granulométrique caractéristique des coulées de solifluction (fig. 141).

b/Dans la vallée de la Seilleraye

Les sables rouges pliocènes qui remblaient le fond de la vallée de la Seilleraye sont colluvionnés en de nombreux endroits. A la Châtaigneraie, au Nord Ouest, sur un replat de 22 m d'altitude et de 3° de pente moyenne (Chap. 2, § 214), les sables rouges en place (échantillon SR 4) sont surmontés par des sédiments de même teinte (échantillon SR 6) et de même type morphoscopique (28 à 36% d'E.L. et 64 à 72% de S.A.), mais plus grossiers (médiane : 320 μ en SR 6 contre 235 μ en SR 4) et plus hétérogènes, comme l'indique leur courbe granulométrique bimodale (fig. 142 a). Au Vaugour, vers l'Ouest, sur un replat de 30 m d'altitude et de 4° de pente moyenne, des sables prélevés à 0,50 m de profondeur (échantillon SR 1) présentent une granulométrie (médiane : 210 μ) et une morphoscopie (20 à 44% d'E.L.) comparables à celles des sables rouges pliocènes (fig. 142 b); mais leur teneur en argile (35% de particules inférieures à 80 μ), en débris de micaschistes et en grains de sables R.M. (3% dans la fraction 800-500 μ) prouve leur remaniement superficiel par des processus de type colluvial. Au Plessis, vers le Nord Est, un sondage pratiqué sur 0,80 m de profondeur a traversé des sédiments (échantillon SR 2) dont l'aspect extérieur et la morphoscopie sont comparables, ici encore, à ceux des sables rouges en place (2 à 16% de N.U., 38 à 76% de S.A., 24 à 60% d'E.L.), mais dont la médiane est relativement élevée (500 μ) et dont le tri granulométrique s'apparente à celui de matériaux colluvionnés.

Ces exemples ne rendent compte que de remaniements mineurs, imputables à la solifluction laminaire. Celui de la coupe de La Drutièrre illustre au contraire le cas d'un colluvionnement profond. Au Sud de la confluence de la Cou-lée Rochard et de la vallée de la Seilleraye, la concavité basale du versant de La Drutièrre coïncide avec un affleurement de sables rouges rapportés à juste titre au Pliocène sur la carte géologique (Vallet, 1/50 000). Un échantillon de référence (SR 5), prélevé en profondeur et vers l'aval de cet affleurement, à 10 m d'altitude, a d'ailleurs servi à caractériser ce type de sédiment (Chap. 2,

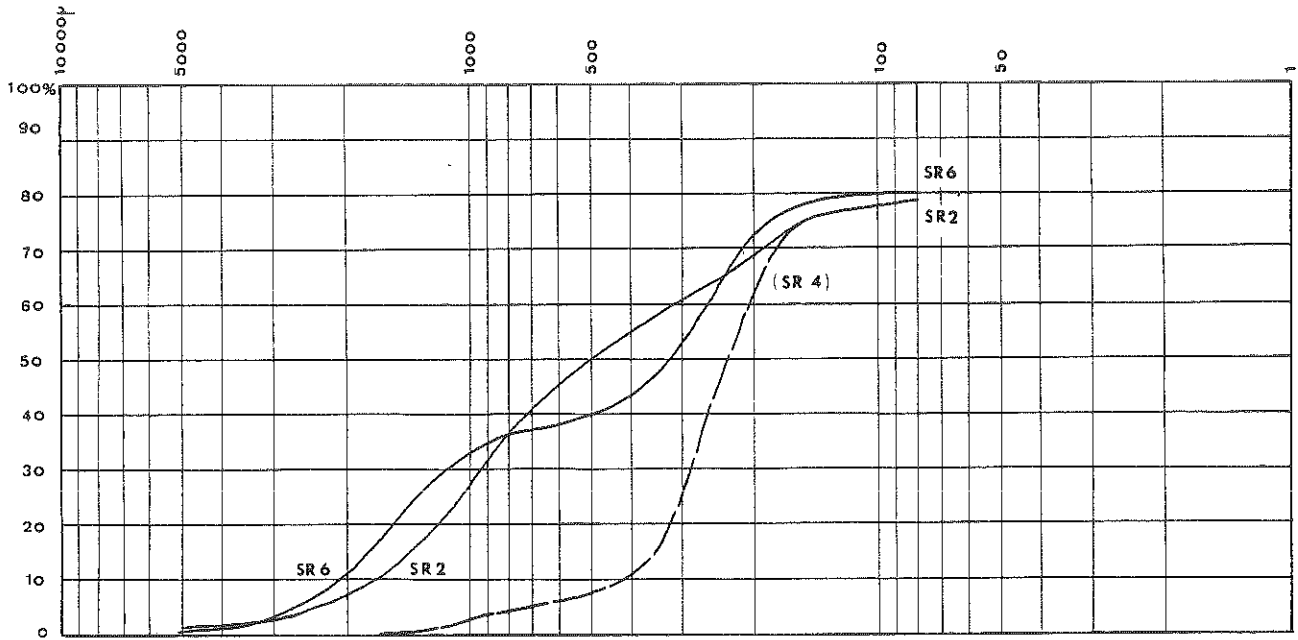


a) Courbe granulométrique

SB 5				
Fractions	N.U.	S.A.	E.L.	R.M.
2 000-800 μ	36	40	12	12
800-500 μ	68	16	6	10
500-315 μ	50	10	34	6
315- 80 μ	37	33	18	12

b) Caractères morphoscopiques

Fig. 141 Les colluvions de la Montagne Verte (SB 5) à Savenay

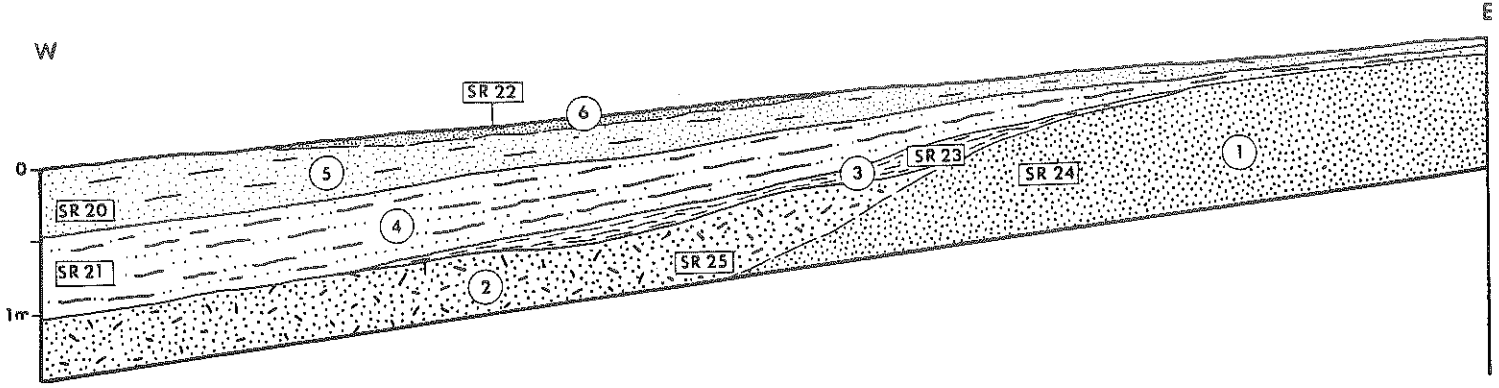


a) Courbes granulométriques

Fractions	SR 2			SR 6		
	N.U.	S.A.	E.L.	N.U.	S.A.	E.L.
2 000-800 μ	2	38	60	-	64	36
800-500 μ	-	40	60	-	64	36
500-315 μ	-	76	24	-	67	33
315- 80 μ	16	60	24	-	72	28

b) Caractères morphoscopiques

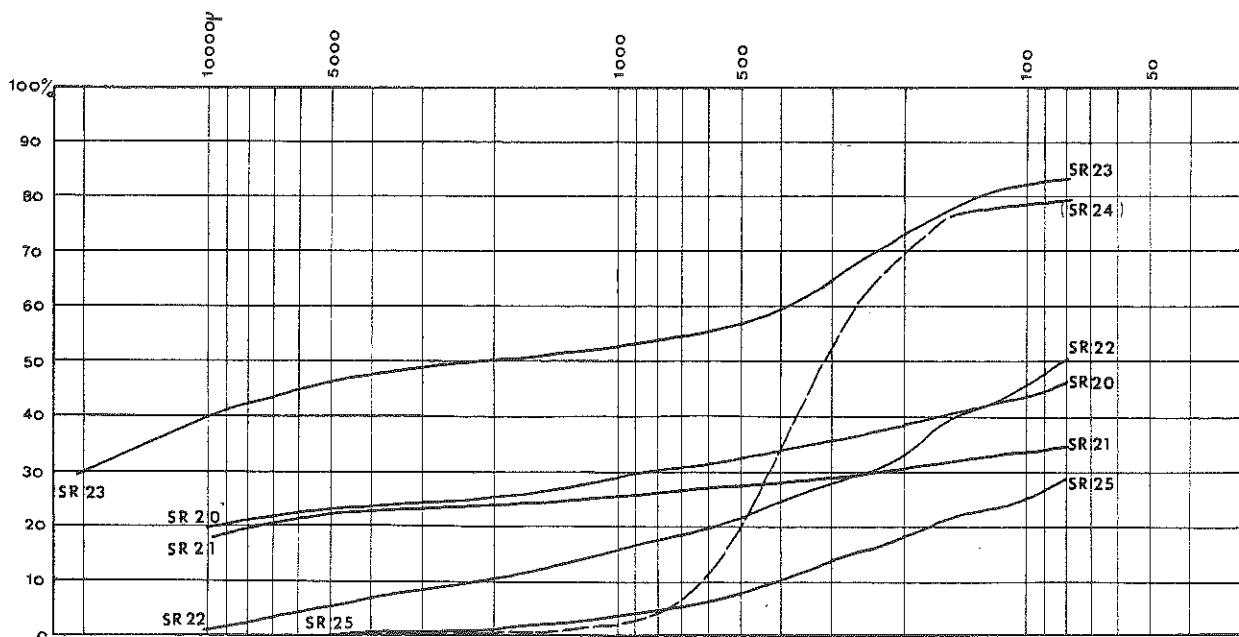
Fig. 142 Les colluvions du Plessis (SR 2) et de La Châtaigneraie (SR 6) dans la Vallée de la Seilleraye



a) La coupe de La Drutière (L et H = 1/100). Les numéros renvoient au texte du paragraphe 2131 b/

Echantillons	Fraction 800/500 μ				Médiane μ	Particules fines (< 40 μ)
	N.U. %	S.A. %	E.L. %	R.M. %		
SR 22	69	14	15	2	82	40,6
SR 20	28	32	37	3	55	47,2
SR 21	31	45	12	12	<40	57,2
SR 23	25	44	31	-	2150	13,6
SR 25	20	35	45	-	<40	63,6
SR 24	15	16	69	-	330	19,3
SR 5 (rappel)	12	32	56	-	190	27,8

b) Tableau numérique



c) Courbe granulométrique des sédiments de La Drutière

Fig. 143 Les colluvions de La Drutière (Vallée de la Seilleraye)

§ 214). Une coupe ouverte vers l'amont, à 20 m d'altitude, livre par contre un matériel sableux également rouge, mais composite, au sein duquel se juxtaposent et se superposent six formations différentes (fig. 143 a).

1. Dans la partie la plus haute de la coupe, se trouvent des sables rouges (échantillon SR 24), qui s'apparentent encore à des sédiments pliocènes en place en raison de leur granulométrie (fig. 143 c), de leur caractère feldspathique, de leur teneur en argile (19,3% de particules inférieures à 40 μ en SR 24 contre 27,8% en SR 5), et de leur composition morphoscopique (15% de N.U. 16% de S.A., 69% d'E.L. dans la fraction 800-500 μ , contre 12%, 32% et 56% en SR 5).

2. A la base de la coupe, mais plus en aval, les sédiments pliocènes en place sont ravinés par des sables épais de 0,50 m au maximum (échantillon SR 25) également rouges, mais plus riches en grains de quartz N.U. (20%) et surtout en argiles (63,6% de particules inférieures à 40 μ). Leur teneur en débris de micaschistes (30% des composants de la fraction 800-500 μ) et leur classement granulométrique (fig. 143 c), sont déjà caractéristiques d'une coulée de solifluction.

3. Les dépôts précités sont recouverts l'un et l'autre par une lentille sablo-argileuse épaisse de quelques décimètres (échantillon SR 23) dont le matériel est grossier (médiane : 2 150 μ) et peu argileux (13,6% de particules inférieures à 40 μ) ; il remanie les sables pliocènes sous-jacents (44% de S.A. et 31% d'E.L. dans la fraction 800-500 μ) ; les grains N.U. et les fragments de micaschiste y sont abondants (respectivement 25% des quartz et 44% des composants de la fraction 800-500 μ). Cette lentille souligne la base d'un nouvel ensemble colluvial, lui-même constitué de deux formations.

4. Le centre de la coupe se distingue en effet par un matériel sableux rouge (échantillon SR 21), mal classé (fig. 143 c), argileux (57% de particules inférieures à 40 μ), hétérométrique (12,3% de graviers inférieurs à 2 mm), et très hétérogène (25% de débris de micaschiste à 800-500 μ , 31% de N.U., 45% de S.A., 12% de E.L. et 12% de R.M. parmi les grains de quartz).

5. La partie supérieure de la coupe comporte un matériel brun (échantillon SR 20), épais de 20 à 50 cm, comparable à la formation précédente par son classement granulométrique de type colluvial (fig. 143 c), sa composition argileuse (47,2% de particules inférieures à 40 μ), son hétérométrie (25% de graviers et de galets épars, dont les plus longs atteignent 10 cm), son hétérogénéité (15% de débris de micaschistes à 800-500 μ), sa composition morphoscopique (28% de N.U., 32% de S.A., 37% de E.L. et 3% de R.M. à 800-500 μ).

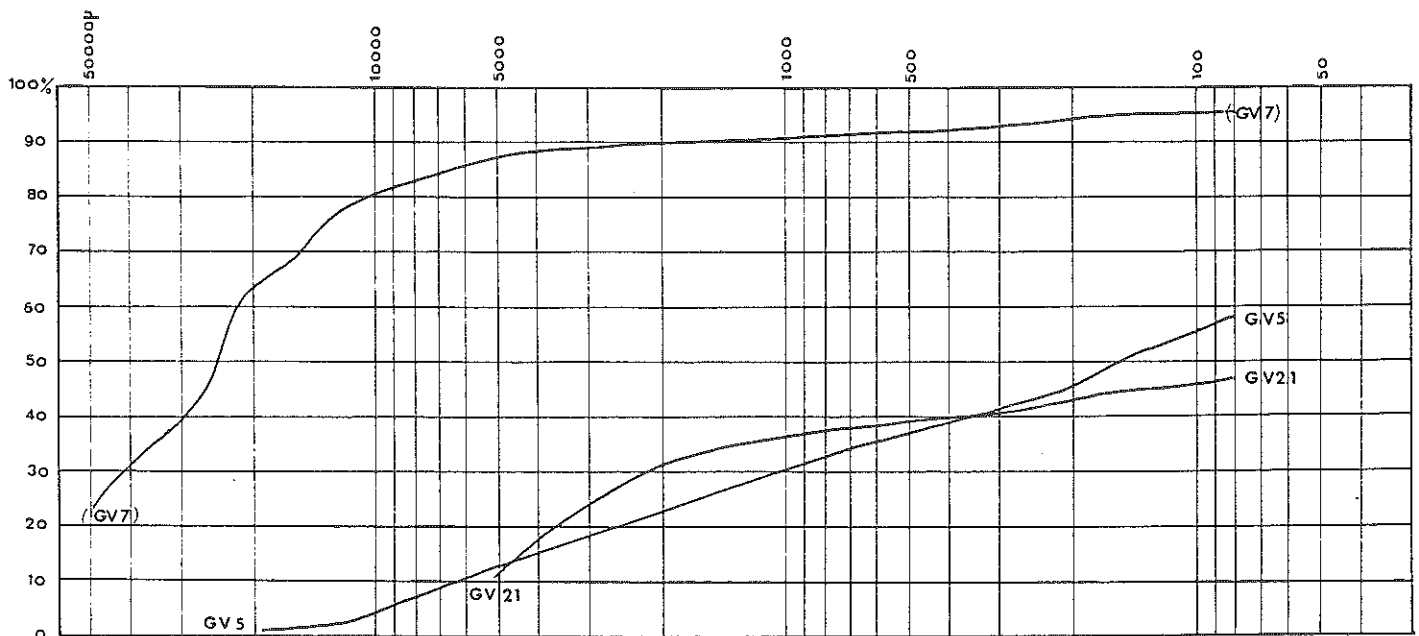
6. En surface s'étendent enfin des dépôts beiges, minces et discontinus (échantillon SR 22), argileux (40,6% de particules inférieures à 40 μ), fins (médiane : 82 μ), sableux (14% de S.A., 15% d'E.L., 2% de R.M. à 800-500 μ), très riches en grains N.U. (69%) et en débris de micaschistes (70% des composants de la fraction 800-500 μ).

Les sédiments 1 correspondent à un fonds de sables rouges pliocènes en place. La formation 2 résulte du remaniement local des précédents par les mouvements de masse. Les horizons 3, 4 et 5 proviennent du colluvionnement des sables rouges et des altérites du versant par apports colluviaux successifs. Le recouvrement 6 représente un nouvel exemple de solifluction laminaire ou de reptation tardive, parfaitement identique à ceux qui ont été antérieurement signalés en surface des altérites et des coulées argilo-caillouteuses (§ 211 et 212).

Des formations comparables à celles qui s'observent à la base du Sillon de Bretagne ou des versants de la vallée de la Seilleraye existent autour du Bassin de Nort-sur-Erdre, des Marais de Petit-Mars et de la Plate-forme de Carquefou. Elles indiquent toutes que les sables rouges pliocènes, à l'égal des autres types de substrats, ont enregistré de larges remaniements superfi-

Echan- tillons	Granulométrie					Morphoscopie				
	Galets %	Gra- viers %	Sables %	Parti- cules fines ($<40\mu$) %	Médiane μ	Fractions μ	N.U.	S.A.	E.L.	R.M.
GV 21	-	31,6	13,5	50,9	<80	800-500	60	28	11	1
GV 5	-	23	17,1	59,9	155	500-315	56	16	28	
						800-500	85	6	3	6
GV 7 (rappel)	63,5	26,4	6	4,1	24500	800-500	81	16	3	-
						500-315	64	21	15	-

a) Tableau numérique



b) Courbes granulométriques

Fig. 144 Le colluvionnement des nappes caillouteuses de la vallée du Gesvres

ciels sous l'effet des mouvements de masse périglaciaires, même sur les pentes les plus modérées (3 à 6°, parfois moins).

2132/Quelques exemples de colluvionnement de nappes caillouteuses du Pléistocène ancien

Les mêmes phénomènes affectent les nappes caillouteuses. Ainsi, la carrière des Fosses, ouverte sur un replat-glacis de 57 m d'altitude, au Nord du Gesvres moyen, recoupe deux types de dépôts (Chap. 2, § 31). Le plus profond et le plus épais (3 m visibles) a servi à établir la définition des nappes caillouteuses du Pléistocène ancien (échantillon GV 7 : 63,5% de galets, 26,4% de graviers, 81% de N.U., 16% de S.A., 3% de E.L. pour les sables de 800 à 500 μ , 4,1% de particules inférieures à 40 μ , 24,5 mm de médiane). Le plus superficiel et le plus mince (1 m au maximum) ravine le précédent dans l'angle Sud Ouest de la carrière (échantillon GV 5). Il ne comprend plus que des graviers (23%), des sables (17,1%), parmi lesquels 85% de N.U., 6% de S.A., 3% de E.L. et 6% de R.M. à 800-500 μ , et des argiles (59,9% de particules inférieures à 40 μ). Le classement granulométrique et la répartition morphoscopique de ses constituants sont typiques de ceux d'une coulée de solifluction (fig. 144).

Toutes les coupes ne présentent pas de limites stratigraphiques aussi marquées et, en ce qui concerne les gisements caillouteux de surface, la distinction entre nappes en place et matériels remaniés nécessite le plus souvent de recourir aux analyses sédimentologiques. Dans ces conditions, les horizons superficiels des nappes s'avèrent largement réorganisés par la solifluction laminaire. Par exemple à Garambeau, sur un replat-glacis situé à 50 m d'altitude au Sud du Gesvres et en aval des Fosses, les dépôts caillouteux à l'affleurement (échantillon GV 21 prélevé à 0,50 m de profondeur) sont en tous points comparables à ceux qui surmontent la nappe des Fosses (échantillon GV 5) : absence de galets, mélange de graviers quartzeux et micaschisteux (31,6%) et de sables (13,5%), matrice argileuse abondante (50,9% de particules inférieures à 40 μ), classement granulométrique de type colluvial (fig. 144), hétérogénéité morphoscopique des sables (60% de N.U., 28% de S.A., 11% de E.L., 1% de R.M., à 800-500 μ). Il en est de même dans le bassin-versant de l'Hocmard (Le Chanais) ou sur le Glacis d'Héric (Meluc). Partout où il s'est exercé, le colluvionnement a entraîné la concentration de matériaux plus fins, plus argileux, plus riches en grains de sables N.U. et R.M. qu'au sein des nappes autochtones sous-jacentes. Partout, la solifluction s'est manifestée sous une forme essentiellement pelliculaire, sur des pentes très faibles (1° aux Fosses, 2° à Garambeau), avec le concours vraisemblable du ruissellement superficiel.

22/Les relations entre les phénomènes de solifluction et le modelé des versants

221/La solifluction et l'atténuation des interfluves

La solifluction est le phénomène périglaciaire qui a laissé les marques le plus clairement visibles dans le paysage. Elle a bénéficié de conditions de mise en oeuvre particulièrement favorables du fait de la préparation du substratum par les actions combinées de l'altération et de la gélivation. Elle compte parmi les processus d'ablation qui ont le plus efficacement contribué à l'atténuation progressive du relief. Elle a participé au dégagement des crypto-reliefs hérités des séquences d'altération tertiaires et quaternaires, à la dénudation des tertres, à la mise en évidence des tors par soutirage des arènes, à l'écorçage des versants par mobilisation des manteaux d'altérites.

Elle a constitué par ailleurs le phénomène périglaciaire le plus apte à se réaliser à partir des versants peu élevés et peu déclives, typiques de la région. Réciproquement, son influence s'est exercée de façon notable sur l'évolution de ces derniers. La preuve en est fournie par des dépôts spécifiques dans les zones d'accumulation (§ 21) et par de nombreuses traces de fauchage dans les zones d'ablation.

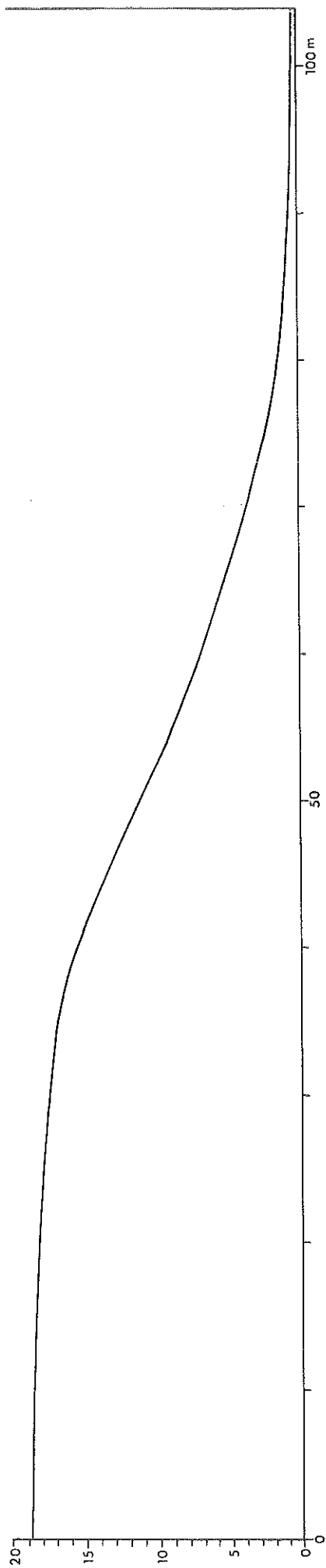


Fig. 145 Exemple de concavité de bas de versant : Le Versant de Coralu (Vallée du Gesvres) L et H : 1/400
 Levé en visée directe sur le terrain (Altitudes relatives en mètres)

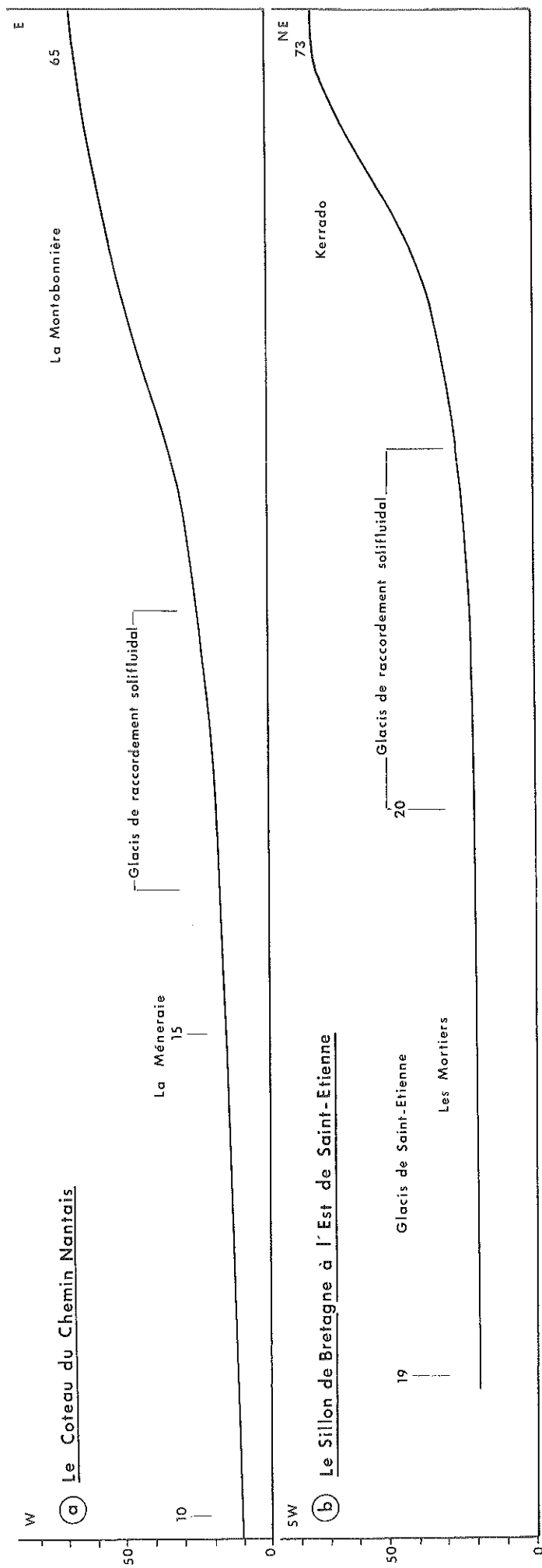


Fig. 146 Exemples de glacis de raccordement solifluidaux L : 1/10 000 H : 1/2 000

Le fauchage se définit comme un phénomène de rebroussement de la schistosité dans le sens de la pente, consécutif aux arrachements produits par les coulées de solifluction (J. Tricart et A. Cailleux, 1967, p. 157). Son influence est reconnue dans le Massif Armoricain (A. Meynier, 1958 et 1959) (M. Ters, 1961) (P. Curmi, 1979). Sa réalisation exige des conditions structurales rigoureuses (schistosité bien marquée et nécessairement redressée), lesquelles se rencontrent fréquemment dans le Pays Nantais du fait de l'étendue des domaines métamorphiques fortement tectonisés. Sa répartition est en rapport avec les mouvements de masse périglaciaires. Des cas de fauchage s'observent encore sous des coulées de solifluction en différents endroits (Le Tertre et La Guittonais, au Nord du Gesvres, La Drutière et Le Drouillet, à l'Est du Gobert) (§ 2113, fig. 136 b). Des exemples de fauchage se rencontrent également dans les sections supérieures de versants actuellement exempts de recouvrements colluviaux et d'horizons d'altération meubles (type 4 ou 5). Ils affectent généralement des altérites de types 2 et 3 développées dans des micaschistes (La Roisserie, La Gruère, La Verdière, près de La Loge au Moine, l'Oratoire d'Oudon, au Sud du Hâvre), mais aussi dans des granites orientés et mylonitisés (La Géraudière et La Bouvardière au Sud du Gesvres, Le Bois-Tatin au centre du Sillon de Bretagne, Le Pré-du-Roi au Sud de la Chezine). Situés sur des flancs de tertres, au sommet de versants écorcés, dans des secteurs principalement marqués par l'ablation, ils démontrent l'influence de la solifluction sur le décapage des manteaux d'altération, sur l'accroissement des convexités sommitales et sur l'atténuation progressive des interfluves.

222/La solifluction et le colmatage des vallées

2221/Les concavités de bas de versants

Elles succèdent aux sections convexes ou rectilignes sur la plupart des versants mais composent rarement plus du tiers de leur profil, souvent moins du quart. Leur répartition est conforme aux explications génétiques qui leur sont communément attribuées. Ainsi, elles sont fréquentes et parfois très allongées autour des "biefs" des affluents de l'Erdre, le long des vallées de la Seilleraye, du Hâvre et de leurs tributaires, à la base de certains secteurs du Sillon de Bretagne (Savenay), mais sont normalement absentes des rives concaves de méandres, des vallons encaissés et des goulets de raccordement, situés aux endroits où l'incision des thalwegs et l'affouillement des versants ont été les plus intenses.

Certaines s'impriment directement dans le socle plus ou moins altéré, sous quelques décimètres de débris argilo-caillouteux transportés par solifluction laminaire ou par ruissellement, par exemple à La Madeleine et au Tertre, dans le cours central du Gesvres. De telles concavités, en fait rarement observables sur le terrain, sont généralement interprétées comme des "formes d'équilibre", correspondant à des pentes minima le long desquelles les matériaux mobilisés à l'amont des versants peuvent être évacués, et reproduisant ainsi dans le sens transversal d'une vallée ce que représente le profil d'équilibre d'un thalweg dans le sens longitudinal (H. Baulig, 1940) (P. Birot, 1955) (J. Tricart, 1957) (A. Young, 1972) (M. Derruau, 1974).

D'autres sont essentiellement façonnées par les coulées de solifluction, par exemple à Coralu en aval du Gesvres moyen (fig. 145), au pied du Tertre du Landreau (fig. 128) et dans la Coulée Rochard (fig. 137). De telles concavités correspondent à des formes d'accumulation. Elles seraient significatives d'une rupture du bilan morphogénique des versants, d'une fourniture excessive de débris, en même temps que d'une diminution temporaire des débits, de l'incapacité des cours d'eau à évacuer leur charge, de l'encombrement et de l'exhaussement des lits alluviaux, l'ensemble de ces phénomènes résultant des changements climatiques survenus lors des crises froides du Quaternaire récent (J. Tricart, 1952 et 1957).

Beaucoup représentent sans doute des formes de convergence, à l'image

des convexités sommitales. L'extrême rareté des coupes profondes empêche de préciser à leur sujet l'influence des processus périglaciaires.

2222/Les glacis de raccordement solifluidaux

La base des versants se prolonge quelquefois par des plans inclinés dont les dimensions, plusieurs centaines de mètres à plus d'un kilomètre, dépassent celles des concavités basales ordinaires, par exemple au pied du Coteau du Chemin Nantais et du Sillon de Bretagne, en bordure des Marais de Petit-Mars et de la Vallée de l'Isac, ou, à moindre échelle, sur les pourtours des cuvettes de Casson et des bassins supérieurs du Gesvres et du Cens. Leurs profils se caractérisent par une concavité très longue et peu marquée. Leurs inclinaisons varient de 1 à 2° et sont inférieures à 1° vers l'aval.

Ces formes raccordent des éléments disparates, dont des reliefs initialement horizontaux ou très peu inclinés. Ainsi, le contact entre le Coteau du Chemin Nantais (40 à 50 m de commandement) et la Plate-forme de Carquefou (20 à 30 m d'altitude), s'établit communément par l'intermédiaire d'une concavité basale d'inégale étendue. Par endroits, celle-ci fait place à un véritable glacis ; près de La Méneraie par exemple, un long glacis légèrement concave, de pente moyenne voisine de 1°, se développe depuis la base du coteau jusqu'au ruisseau de la Vivère (fig. 146 a) ; un sédiment sablo-argileux y affleure ponctuellement, plus fin, plus homogène que les sables rouges présents tout autour de la carrière du Chemin Nantais, essentiellement composé de quartz N.U. et S.A. auxquels s'adjoignent quelques grains E.L. parfaits, même dans les fractions les plus fines. Des profils similaires s'observent à la base du Sillon de Bretagne, près de Savenay (Le Sablé) et de Saint-Etienne-de-Montluc (Les Mortiers) ; dans ce dernier secteur par exemple, le Sillon de Bretagne (incliné de 8°) et le "Glacis de Saint-Etienne" (presque plat), se raccordent par une longue concavité coïncidant avec l'affleurement d'un matériel sablo-argileux blanchâtre et très fin, chargé de cailloutis en provenance du coteau, mais toujours distinct du remblaiement sédimentaire sous-jacent (fig. 146 b).

Ces formes représentent des pentes de transport résultant probablement de la combinaison de plusieurs processus : solifluction laminaire, reptation, étalement de matériaux fins sur un pergélisol, sous l'influence éventuelle des eaux de fonte nivale et du ruissellement diffus (J. Tricart, 1952) (V.L. Sukhodrovskij(1975). Elles peuvent se rapporter au Tardi ou au Post-Glaciaire et témoigner d'une ultime "planation" qui aurait contribué à parfaire l'estompage du relief local.

2223/Le colmatage des vallons

Les vallons constituent l'un des éléments caractéristiques des paysages du Pays Nantais. Leurs tracés sont fortement influencés par la structure (Chap. 4 et 5). Leur encaissement est récent, probablement rissien et post-rissien pour l'essentiel (Chap. 7). Ils ont en général une forme en berceau, mais présentent dans le détail une diversité morphologique que les profils dressés à partir des cartes topographiques au 1/10 000 et les figurés conventionnels de la cartographie géomorphologique ne peuvent traduire qu'imparfaitement. (fig. 60, 71, 104 et 105) (Carte géomorphologique h.t.).

Les profils en long de vallons, souvent accidentés de ruptures de pente, sont fréquemment convexes, ce qui suggère une accentuation de l'incision jusqu'à une date récente pour des raisons paléogéographiques et/ou néotectoniques. Beaucoup de ces profils sont convexo-concaves, avec convexité d'aval. Quelques-uns sont globalement concaves, mais rares sont ceux dont la courbe se rapproche de celle d'un "profil d'équilibre". De même, dans le sens transversal, la succession classique Vallon en V-Vallon en berceau-Vallon à fond plat est peu représentée. A un bassin supérieur très évasé succèdent généralement une section en V resserrée, plus ou moins encaissée, souvent assortie d'une ou de plusieurs ruptures de pente, puis un cours inférieur en berceau, si le profil en long est convexe, ou à fond plat, si celui-ci est concave.

Ces variations de profils ont des causes multiples. Elles résultent parfois d'influences lithologiques ou tectoniques. Elles enregistrent aussi les effets de reprises d'érosion successives et de processus spécifiques des modelés de ruissellement. Elles témoignent enfin d'héritages paléogéographiques divers. A ce propos, les descriptions géomorphologiques et les notices géologiques relatives au Massif Armoricain font souvent état d'un "empâtement colluvial" dont l'importance contribuerait à expliquer certaines des irrégularités longitudinales et transversales propres au modelé des vallons (engorgement des sections inférieures, fréquence des formes en berceau). De fait, dans le Pays Nantais, il est possible d'observer la convergence de coulées de solifluction de versants en direction des thalwegs et de vérifier l'origine colluviale du colmatage de nombreux fonds de vallons, mais il reste impossible, ici comme ailleurs, de définir de façon quantitative l'influence réciproque des dépôts et des formes sans une campagne systématique de levés topographiques et de sondages profonds. L'analyse du relief et des rares coupes pratiquées jusqu'au socle permet néanmoins de formuler les remarques suivantes :

A/Le colmatage des vallons est évident et largement étendu, mais son épaisseur ne doit pas être exagérée. Celle-ci dépasse rarement 1,50 à 2,50 m, sauf exceptions. Elle est le plus souvent de l'ordre du mètre, comme l'ont confirmé les tranchées du gazoduc de Montoir, creusées entre La Chapelle-Launay (Sillon de Bretagne) et Blain (Glacis d'Héric). Ainsi au centre de la Coulée de La Haie-Sèche, située à l'Ouest du Sillon de Bretagne et transversalement recoupée jusqu'au socle (Savenay 7-8 S), le dépôt est de 2,20 m et comprend localement deux formations superposées : des colluvions argileuses grises et jaunes à cailloux granitiques et quartzeux, recouvrant la roche en place sur 1,40 à 1,60 m, des alluvions limoneuses beiges, s'étendant sur 0,60 à 0,80 m en surface. En amont du vallon de La Gouerie, affluent de l'Isac, recoupé à La Bouchardière (Savenay 7-8 W), le colmatage colluvial est essentiellement caillouteux, surmonte le socle sur près d'un mètre sans recouvrement limoneux et s'associe à un profil transversal en berceau. Au centre du vallon de La Gaignerie-des-Chêneaux, tributaire du précédent (Savenay 7-8 W), le colmatage colluvial, argilo-caillouteux, est épais de moins d'un mètre et disparaît en surface sous un voile alluvial gris-beige. Plus au Nord et sur le Glacis d'Héric, le vallon des Sapins (Savenay 7-8 N), vallon à fond plat, est remblayé par des argiles brunes d'au moins 1,50 m d'épaisseur, sous lesquelles convergent visiblement les solifluctions laminaires des versants encadrants. Près de l'Isac enfin, le vallon de La Mare (Savenay 7-8 N), est colmaté par des colluvions de moins d'un mètre d'épaisseur qui disparaissent également en surface sous des alluvions limoneuses.

B/Le matériel identifiable comme colluvial, par analogie de faciès avec celui des solifluctions caractéristiques des versants encaissants, est à distinguer d'un remblaiement alluvial plus récent, plus fin et plus homogène, comme le montrent les coupes précitées. Ce remblaiement se manifeste dès l'amont sous la forme d'un limon d'inondation très mince, d'ordre pluridécimétrique. Il prend théoriquement une importance croissante vers l'aval, aux dépens de celle des colluvions et s'observe effectivement sur plus d'un mètre d'épaisseur dans le cours inférieur des "coulées" du Sillon de Bretagne et des vallons affluents de la Loge au Moine.

C/Le colmatage et le remblaiement alluvial comportent des inégalités d'épaisseurs de l'amont vers l'aval aboutissant à la discontinuité ponctuelle des dépôts et à l'affleurement du socle sain le long de nombreux thalwegs de 1er ordre. Ces discontinuités sont en rapport avec les profils longitudinaux et transversaux des vallons. Ainsi, comme l'ont déjà signalé plusieurs auteurs, c'est à l'amont de ces derniers, au niveau des bassins supérieurs, que s'observent ordinairement les dépôts les plus abondants (M. Gruet et M. Ters, 1969,

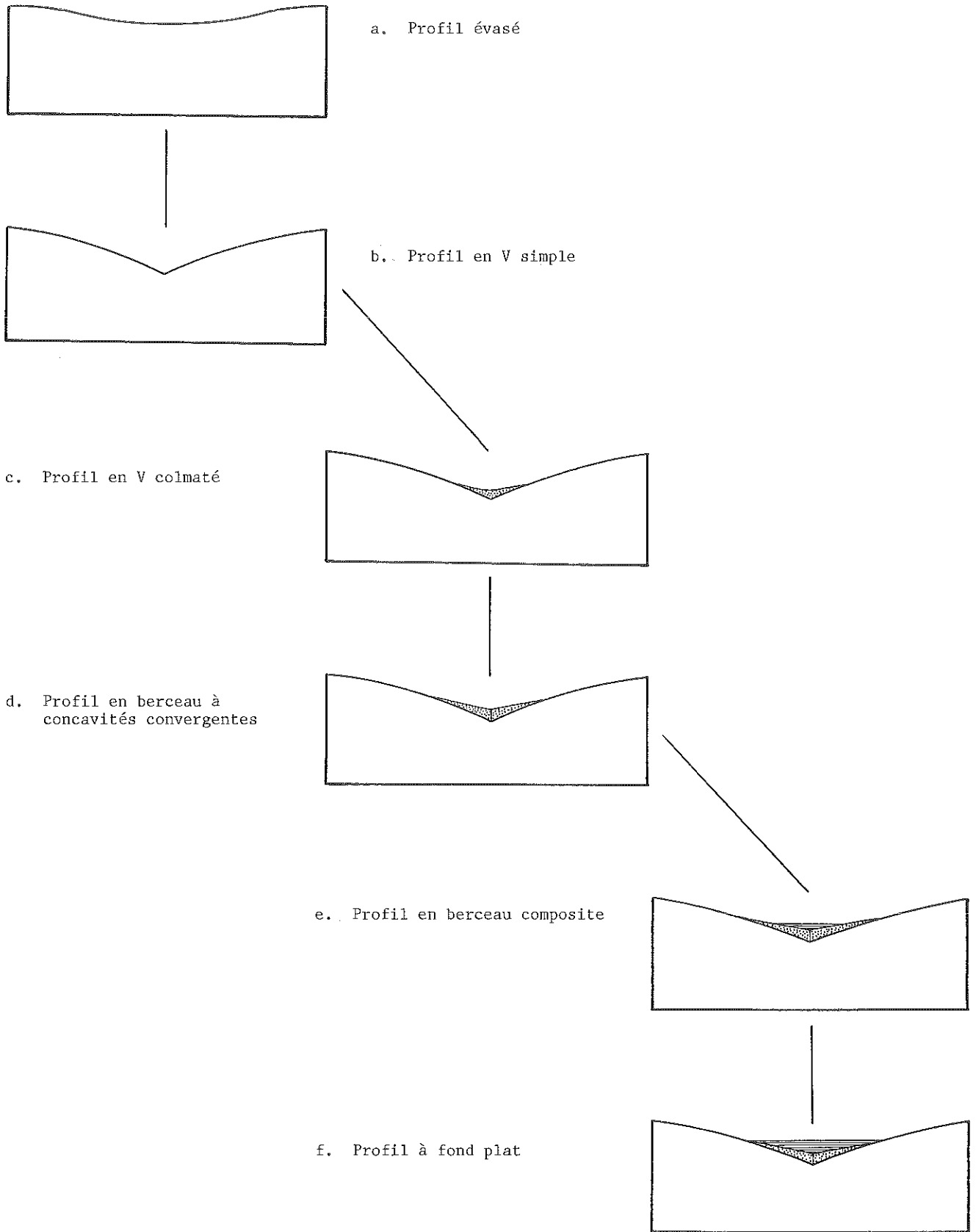


Fig. 147 Les types de vallons du Pays Nantais

Notice, Carte Géologique au 1/50 000, Nantes). Mais contrairement à ce qui est parfois rapporté (même notice), c'est souvent dans les sections centrales, celles qui s'accompagnent de resserrlements de versants et de ruptures de pente éventuelles des profils en long, que se rencontrent les dépôts les plus minces et les affleurements rocheux les plus nombreux (vallon de La Sauvagère à l'Ouest du Hâvre, tributaires de rive Sud du Gesvres).

D/Six formes-types de profils transversaux de vallons sont à distinguer en fonction de leurs relations avec les dépôts (fig. 147) :

- Les profils évasés, les plus larges et les moins encaissés, coïncident avec les têtes de vallons. Ils recoupent donc des formes diverses (alvéoles élémentaires de plateaux, cuvettes associées au dégagement des tertres) que les processus périglaciaires ont encore atténuées. Ils correspondent en effet aux secteurs où la gélivation s'est exercée de façon préférentielle en raison d'un environnement propice au stationnement prolongé des plaques neigeuses. Ils sont actuellement colmatés par un matériel argileux ou argilo-sableux de type arénique, qui témoigne de l'action de la solifluction laminaire, mais aussi de conditions de déblaiement difficiles et de la faiblesse de l'incision fluviale. Ces profils résultent d'une influence prépondérante des processus périglaciaires.
- Les profils en V simples, généralement encaissés entre des versants convexes ou rectilignes redressés, occupent de courtes sections au centre ou à l'aval des vallons, correspondent souvent à des goulets de raccordement, s'accompagnent fréquemment de ruptures de pente dans les profils en long et se caractérisent par l'absence de dépôts. A l'inverse des précédents, ils témoignent d'une action prépondérante de l'érosion fluviale, en même temps que de l'inégalité et de la discontinuité des héritages périglaciaires le long des vallons. Le profil de leurs versants, en général faiblement convexe, témoigne de la pérennité de l'incision jusqu'à une époque récente.
- Les profils en V colmatés, constituent normalement des formes intermédiaires entre les profils en V simples et les profils en berceaux. Ils procèdent d'un dégorgeement des premiers et se signalent par un colmatage colluvial généralement étroit (La Guerrie le long du Sillon de Bretagne, La Bélangerie à l'Est du Gobert, Le Pont-Noyer à l'Est du Hâvre). Ils sont très répandus et affectent la majeure partie des vallons courts, les sections centrales et même les confluences des vallons les plus longs (vallons "en bouteilles").
- Les profils en berceau à concavités convergentes, concernent des vallons généralement plus larges. Leur colmatage résulte de la convergence des coulées de solifluction issues des versants encadrants, ces apports latéraux déterminant deux concavités d'accumulations distinctes qui s'affrontent au niveau des thalwegs. La coulée du Bois-Tatin, à Savenay, fournit un remarquable exemple de ce type de profil ; ses versants, dégarnis au sommet, ne supportent plus que des solifluctions laminaires ; son fond se marque par la rencontre de deux concavités latérales dont le contact et les raccords avec les versants voisins forment des angles parfaitement visibles dans le paysage et dont le matériel, argilo-sableux, non trié, est de type colluvial. Ces profils s'apparentent à ceux dont le façonnement est le plus directement conditionné par la solifluction.
- Les profils en berceau composites se distinguent par un recouvrement partiel des concavités latérales d'origine colluviale sous un dépôt alluvial étroit. La forme en berceau se perfectionne ainsi progressivement. Ce type de profil est fréquent dans les sections médianes et inférieures des vallons affluents de rive Nord du Gesvres (La Rouchais) et des coulées du Sillon de Bretagne (La Boissardais, La Haie-Sèche). Par sa forme comme par ses dépôts, le vallon de la Verdière, affluent de la Loge au Moine, en représente l'un des exemples les plus caractéristiques ; dans sa partie centrale (Oratoire de La Butte), la base de chacun de ses versants décrit des concavités d'origine colluviale, composées d'argiles beiges, nourries d'altérites et de limons éoliens, de grains de sables N.U. et R.M., de quartz éolisés et de débris de micaschistes ; ces

concavités disparaissent au centre du vallon sous un remblaiement alluvial constitué d'argiles, brunes au sommet (40 cm), bleues au centre (30 cm), tourbeuses et sombres à la base (20 cm). Ces profils enregistrent les influences successives du colluvionnement périglaciaire et d'un remblaiement alluvial réduit.

- Les profils à fond plat se rencontrent à l'aval des vallons les plus longs. Le remblaiement alluvial y masque ou y remplace tout apport colluvial antérieur et consiste essentiellement en argiles beiges, brunes ou bleues, qui alternent souvent avec des argiles sableuses blanchâtres et des niveaux tourbeux minces (La Rouchais, La Rinçais, Le Gesvriereau, de part et d'autre du Gesvres moyen). Il se rapporte à un alluvionnement tardi ou post-glaciaire du fait de ses raccords avec celui des vallées de 2ème ordre. Il est incisé parfois sur plus d'un mètre, ce qui témoigne d'une reprise d'érosion sub-actuelle ou actuelle. Ce type de profil est celui qui est le plus directement conditionné par les processus fluviaux. A l'Est du Gobert, la Coulée Rochard en fournit le meilleur exemple. Par ses dimensions, comme par sa morphologie, elle constitue un cas intermédiaire entre les paysages de vallons et les paysages de vallées.

E/Les vallons sont des formes composites qui associent les héritages des processus périglaciaires et des processus fluviaux à des degrés divers selon les profils considérés. La gélivation et la solifluction l'emportent à l'amont (profils évasés). Les marques de l'incision fluviale et du colmatage colluvial alternent et s'additionnent au centre (profils en V et en berceau). Le remblaiement alluvial prime à l'aval (profils à fond plat). En fait, la succession des formes et des dépôts dépend de nombreux facteurs dont les principaux sont la dimension, l'encaissement et la courbe générale des profils longitudinaux des vallons.

- Dans les vallons allongés, à profils longitudinaux concaves et faiblement inclinés, les colluvions empâtent l'essentiel des cours en déterminant des profils en berceau ; elles disparaissent à l'aval sous des alluvions qui engendrent à leur tour des profils à fond plat.

- Dans les vallons courts, à profils longitudinaux fortement convexes, les modelés sont plus variés. La faiblesse et la décroissance des pentes de thalwegs vers l'amont, associées au manque d'agressivité des ruisseaux près des sources, expliquent l'engorgement persistant des bassins supérieurs par les colluvions. Le surcreusement de certaines sections centrales, assorties de profils transversaux en V, serait significatif de déblaiements tardifs, que M. Ters attribue pour sa part à la fin du Würm et explique par le raccordement des cours d'eau à un niveau de base encore inférieur à l'actuel (1961 et 1969, Notice, Carte géologique, Nantes, 1/50 000). Les accumulations présentes à l'aval de ce type de vallons résulteraient par conséquent du dégorgeement plus ou moins brutal des sections centrales surcreusées. Dans ces conditions, un profil d'aval à fond plat serait l'indice d'un déblaiement progressif, sous l'influence prépondérante de l'écoulement fluvial. Un profil d'aval en berceau témoignerait d'un dégorgeement de type solifluidal en ambiance climatique périglaciaire.

- Entre ces deux cas extrêmes, vallons allongés à pente faible et vallons courts et redressés, existe une multitude de combinaisons morphologiques intermédiaires qui collaborent, à leur échelle, à la diversité des modelés de détail.

En conclusion, les phénomènes de colmatage produits par les solifluctions périglaciaires s'expriment de façon commune et directe dans le paysage. Néanmoins, et autant que les coupes actuellement disponibles permettent d'en juger, leur influence morphologique s'avère relativement limitée : les concavités basales demeurent peu développées, les glacis de raccordement ne concernent que des sites initialement propices à leur façonnement, le colmatage des vallons se révèle lui-même très mince et reste globalement très inférieur, en

surface comme en volume, aux remblaiements alluviaux, même le long des seuls réseaux de 1er et de 2ème ordres.

La solifluction se manifeste principalement sur les fonds de vallons de 1er ordre et sur les bas de versants de vallées de 2ème ordre, donc sur des formes d'incision rapportées au Pléistocène récent : "Pléistocène III" et "Pléistocène IV". La majorité des coulées de solifluction et des colluvions laminaires présentement observables dateraient par conséquent du Riss et surtout du Würm ; la plupart des reptations se rapporteraient au Tardi ou au Post-Glaciaire.

Le manque d'ampleur des héritages de types solifluidaux tient probablement à des conditions paléoclimatiques, propres au Pays Nantais, plus qu'à des facteurs lithologiques, puisque les versants locaux supportent encore des manteaux d'altérites relativement étendus. De fait, L. Visset a démontré qu'une végétation forestière thermophile s'était maintenue en permanence dans les vallées au cours des trois stades würmiens décelables dans la région par les analyses palynologiques, alors que les plateaux encaissants continuaient de supporter des formations exclusivement herbacées : pelouse à graminées à l'Eo-würm, steppe au Néowürm (1979, p. 224-227). Des associations de cette nature sont effectivement très répandues dans les régions nordiques actuelles : plateaux lapons, massifs écossais et gallois, par exemple. La persistance de "couloirs boisés", à partir desquels se serait d'ailleurs opérée la reconquête forestière des plateaux dès le Tardi-Glaciaire, aurait ainsi limité la portée des processus périglaciaires sur les versants, en entravant simultanément la solifluction et l'éboulisation.

3/ Les héritages de modelés éoliens et nivéo-éoliens

Le modelé du Massif Armoricain porte des traces d'éolisations qui furent très tôt rapportées à des héritages périglaciaires quaternaires (Y. Milon et L. Dangeard, 1928) (Y. Milon, 1933) (A. Cailleux, 1936, 1937 et 1938). Dans ce domaine, celui du Pays Nantais enregistre des marques de corrasion, de dépôt et de déflation, dont les caractères spécifiques et les implications paléogéographiques suggèrent l'intervention complémentaire de processus nivaux et d'une morphogenèse de type nivéo-éolien.

31/ Les cailloux éolisés

Les cailloux éolisés des environs de Nantes sont bien connus, surtout depuis que A. Cailleux les a pris comme exemples pour définir les actions du vent dans la France de l'Ouest (1938, 1942 et 1948). Depuis, les notices des cartes géologiques en ont continuellement mentionné la fréquence et la dispersion. Ces cailloux constituent les témoignages le plus aisément reconnaissables d'une éolisation dans la région, ce qui justifie de les examiner en premier (§ 311). Ils continuent cependant de soulever de difficiles problèmes d'interprétation (§ 312).

311/ Caractères généraux

Les cailloux éolisés se signalent par leur patine, caractéristique de la corrasion et par leurs formes géométriques, typiques des "cailloux à facettes" et des "blocs carénés". Ils se composent principalement de quartz, matériau éminemment propice à la corrasion, et occasionnellement de grès ladères (Plateau Nantais et surtout Estuaire), de brèches siliceuses (Glacis d'Héric), ou même d'orthogneiss de Saint-Mars-du-Désert (Marais de Petit-Mars). A. Cailleux a souligné leur omniprésence en même temps que leur concentration sectorielle en "îlots". Ils jonchent effectivement le sommet du Sillon de Bretagne (secteur du Mont-Tiéber) autant que sa base (tertres de Prinquiau, glacis de Savenay, de Bouée et de Saint-Etienne-de-Montluc, remblaiements alluviaux voisins de l'Estuaire), le Glacis d'Héric, ainsi que les collines et les cuvettes de Casson, les pourtours des Marais de Petit-Mars et le Plateau du Cellier. Le Plateau Nantais est la zone la plus pauvre en cailloux éolisés, à cause de la rareté des matériaux grossiers éolisables (granite isogranulaire de Vigneux).

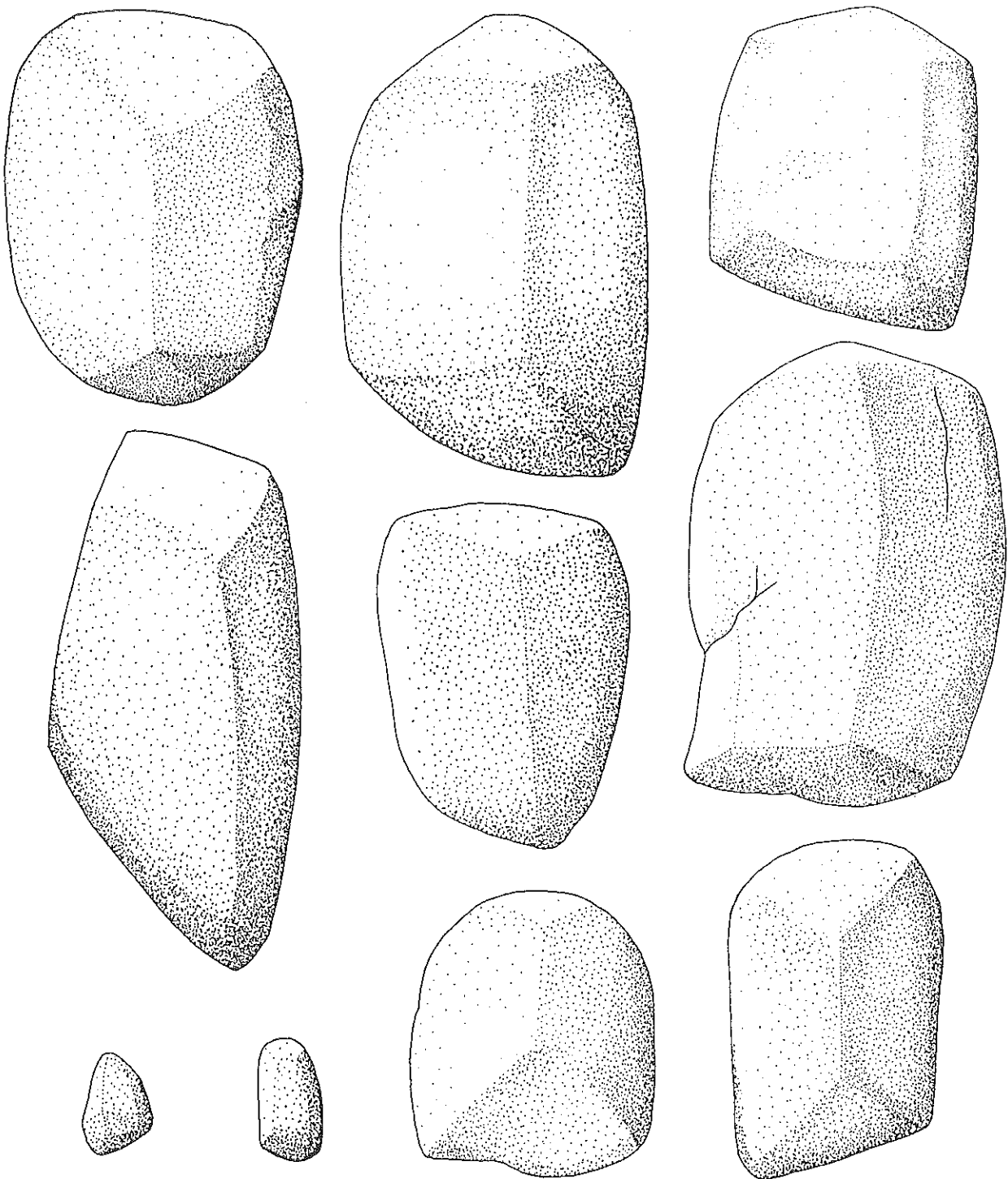


Fig. 148 Exemples de cailloux éolisés prélevés sur les pourtours
des Marais de Petit-Mars (La Banque, La Retière, La
Galochette) Echelle : 5/6

Les abords de l'Erdre et de la Loge au Moine en sont les mieux pourvus, pour des raisons géologiques contraires (micaschistes de Mauves à quartz d'exsudation).

Les blocs éolisés de grandes dimensions (0,50 à 1 m de longueur) ne se rencontrent que dans l'Estuaire (Savenay, Donges). Il s'agit toujours de grès ladères, sur lesquels l'empreinte du vent se marque par des cupules et par un polissage inégal des faces. Les blocs carénés supérieurs à 15 cm de long sont rares (Nord du Plateau du Cellier) et ne présentent jamais la perfection des "Drei Kanters" d'Anjou ou du Pays de Retz (J. Gras, 1963) (J. Mounès, 1974). Les cailloux à facettes de moins de 8 cm de long abondent au contraire et portent les marques les plus achevées de la corrasion. Leurs faces sont lisses et légèrement convexes (fig. 148). Beaucoup de leurs arêtes forment des angles proches de 120°, valeur considérée comme caractéristique du recoupement des plans d'éolisation (A. Cailleux et J. Tricart, 1959). Des mesures effectuées sur un lot de plus de 150 échantillons prélevés à l'Est des Marais de Petit-Mars ont ainsi abouti à relever des valeurs inférieures à 105°, de 105 à 135° et supérieures à 135° sur respectivement 37%, 54% et 9% des angles. Il n'existe pas de rapports évidents entre la longueur et la largeur des cailloux à facettes, pas plus qu'entre cette dernière et leur épaisseur. Leur indice d'aplatissement ($L + l/2e$) est communément compris entre 1 et 2 (dans 56,25% des cas pour un lot d'échantillons de 1 à 8,5 cm de largeur, par exemple), mais il est souvent compris entre 2 et 3 (38,5%), dépasse parfois 3 (5,25%) et peut atteindre 3,5. En fait, la forme des cailloux éolisés reflète encore largement celle des débris lithiques soumis à l'éolisation : fragments de quartz filoniens initialement très minces, comme le suggèrent les indices d'aplatissement les plus élevés, galets et graviers remaniés, comme l'indiquent les dragées de quartz sommairement éolisées sur les terrasses de l'Erdre, résidus d'altérites et de géli fractas dans la majorité des cas.

312/Problèmes d'interprétation

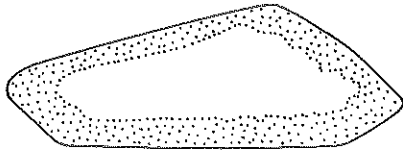
Trois arguments étayent l'hypothèse d'un façonnement des cailloux éolisés dans un environnement paléoclimatique froid :

- Les cailloux à facettes et les blocs carénés de tailles moyennes, c'est-à-dire inférieurs à 20 ou 25 cm de longueur, présentent toujours un polissage complet de toutes leurs faces, ce qui implique évidemment leur retournement au cours des phases d'éolisation ; celui des premiers peut s'expliquer par l'action du vent elle-même ; celui des seconds évoque l'intervention de la géliturbation et des pipkrakes (J. Tricart et A. Cailleux, 1967).
- Certains cailloux présentent une ou deux faces transversales moins patinées que les autres ; ce qui peut résulter d'un fractionnement par le gel pendant l'éolisation à la faveur de microfissures pré-existantes.
- Un polissage aussi parfaitement réalisé que celui qui affecte la plupart des cailloux éolisés disséminés à travers le Pays Nantais traduit une exposition prolongée à des phénomènes de corrasion efficaces. Il exige également la mobilisation et le transport d'un abrasif abondant. Or, paradoxalement, il ne subsiste aucun matériel en rapport avec de tels processus parmi les formations superficielles locales. Les sables pliocènes ne contiennent jamais de grains R.M., ce qui semble déjà indiquer que l'éolisation des cailloux considérés est postérieure à leur sédimentation. Les nappes caillouteuses du Pléistocène ancien en renferment des quantités infimes. Les limons éoliens, définis ci-après, en contiennent eux-mêmes assez peu. Une telle situation s'explique difficilement, à moins d'admettre le rôle prépondérant d'un phénomène de poudre-rie, associé à des vents chasse-neige et provoqué par des projections conjointes de grains de neige et de limons durcis (J. Tricart et A. Cailleux, 1962 et 1967) (R. Coque, 1977).

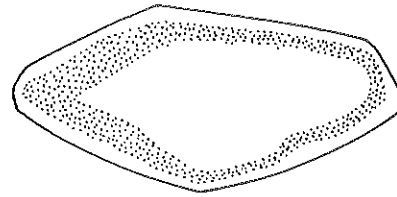
Les cailloux éolisés du Massif Armoricaïn demeurent difficilement corrélables avec des repères stratigraphiques établis. Ils sont généralement con-

Coloration

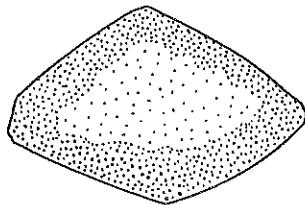
Décoloration



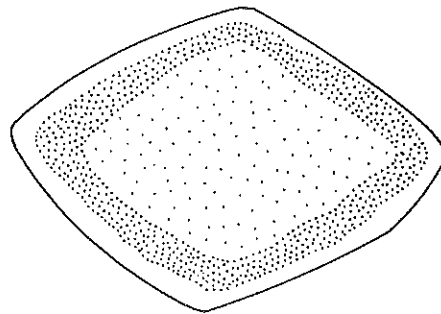
- a - Enveloppe jaune s'éclaircissant vers l'intérieur
- Centre blanc
(Coloration périphérique après éolisation)



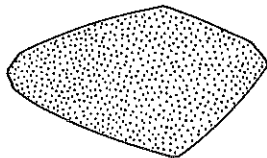
- d - Enveloppe blanche
- Auréole gris-brun
- Centre blanc
(Décoloration superficielle après coloration périphérique)



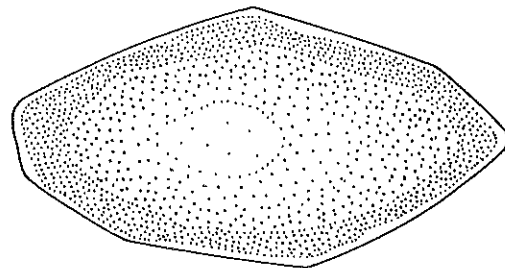
- b - Enveloppe jaune foncé
- Centre jaune clair
(Coloration incomplète)



- e - Enveloppe blanche
- Auréole brune
- Centre beige
(Décoloration superficielle après coloration incomplète)



- c - Pigmentation rouge intégrale



- f - Enveloppe blanche
- Coloration brune décroissant vers le centre
(Décoloration superficielle inégale après coloration progressive vers le centre)

Fig. 149 La pigmentation des cailloux éolisés

(Typologie établie à partir des sections de spécimens prélevés à Petit-Mars et dans la Vallée de la Loge au Moine)

sidérés comme quaternaires, bien qu'un âge tertiaire ait été avancé à propos de certains d'entre eux (A. Cailleux, 1938, 1942 et 1951) (Wang Nai Liang, 1951) (M. Ters, 1961).

Deux critères permettent de déterminer les limites chronologiques inférieures de ceux du Pays Nantais :

- Les sables rouges pliocènes, même associés à des graviers, ne contiennent jamais de cailloux éolisés.

- Les nappes du Pléistocène ancien en paraissent également dépourvues. A. Cailleux rapporte que certains des cailloux qui surmontent les sables rouges du Chemin Nantais et qui peuvent être assimilés aux lambeaux de telles nappes "sont marqués par une éolisation aussi poussée que dans le Quaternaire récent" (1951). Quelques rares galets contenus dans les nappes du Gesvres comportent par ailleurs des traces d'éolisation. En aucun cas cependant les éléments considérés ne présentent des formes ou des patines aussi caractéristiques que les cailloux observés par ailleurs.

Deux autres critères permettent d'en appréhender les limites chronologiques supérieures :

- Les moyennes et basses terrasses de la vallée de l'Erdre, respectivement raccordées au Riss et au Würm, contiennent de nombreux cailloux éolisés, surtout les dernières (La Banque, La Galochette) (Nort 7-8 SE).

- Les coulées de solifluction, datant de la ou des dernières crises froides, en remanient localement (vallée de la Loge au Moine, vallon de la Verdière) (Ancenis 5-6 S).

En outre, les quartz éolisés sont généralement colorés. Beaucoup sont jaunes, leurs teintes variant en fait du beige au rouge. Il s'agit évidemment d'une coloration secondaire, qui caractérise les différents degrés d'une même pigmentation par les oxydes de fer. Cette coloration, inégalement prononcée et inégalement profonde selon les échantillons, procède toujours d'une propagation régulière à partir de la surface. Il existe des cailloux jaunes dont le centre est demeuré blanc (fig. 149 a), des cailloux à auréole extérieure jaune ou rouge foncé, entourant un noyau jaune ou rouge clair (fig. 149 b), des cailloux entièrement jaunes ou rouges (fig. 149 c). Ces teintes ont été conditionnées par le milieu à l'intérieur duquel elles ont été acquises, mais sans doute aussi par les propriétés des débris de quartz concernés, en particulier par leur microfissuration et par leurs dimensions ; ainsi, les cailloux les plus foncés sont toujours les plus petits et il est rare de découvrir des spécimens entièrement rouges de plus de 8 cm de longueur. Il est donc impossible de relier les degrés de coloration observés à une quelconque échelle d'ancienneté relative.

Il existe par ailleurs des cailloux éolisés d'un blanc opalescent, surtout dans les gisements proches de zones d'inondation, sur les basses terrasses de l'Erdre par exemple. Toutefois, ces cailloux apparaissent colorés à l'intérieur, selon des degrés de pigmentation identiques à ceux des cas précédents, leur aspect extérieur provenant d'une décoloration superficielle totale, comparable au "cacholon" du silex (fig. 149 d, e et f).

La rubéfaction, puis le blanchiment des cailloux, ont été nécessairement acquis à la suite de leur éolisation. Le contour des auréoles, colorées ou décolorées, est en effet rigoureusement calqué sur celui des facettes éolisées. Ces phénomènes sont donc significatifs d'une altération postérieure à l'éolisation et, implicitement, de l'ancienneté relative du façonnement des cailloux examinés ; leur intérêt chronologique se trouve néanmoins limité par le fait que leur vitesse d'accomplissement reste inconnue.

En conclusion, cailloux à facettes et blocs carénés témoignent d'une ou de plusieurs phases d'éolisation dans le Pays Nantais et indiquent qu'au cours de son évolution paléogéographique, celui-ci connut des paysages conditionnés par une ambiance climatique relativement aride, marqués par un couvert végétal indigent et soumis aux effets soutenus du vent. Il semble que ces phénomènes

se soient produits au Quaternaire, entre l'épandage des nappes caillouteuses du Pléistocène ancien et les dernières crises froides, à l'intérieur d'une période probablement assez reculée du Pléistocène, du fait des phénomènes de coloration et de décoloration observés. L'âge exact des cailloux demeure cependant indéterminable. Leur façonnement peut être hétérochrone et procéder de phases d'éolisations successives, comme l'estime le Dr. Gruet. En fait, leur remaniement par la solifluction, les nappes alluviales et la géliturbation (§114) restreint considérablement leur utilité comme marqueurs paléogéographiques.

32/ Les dépôts éoliens

321/ Travaux antérieurs, problèmes de détermination et de définition

Les cartes incorporées aux travaux de synthèse sur les héritages quaternaires de la France du Nord Ouest font état de vastes affleurements de limons éoliens au Nord du Massif Armoricaïn et mentionnent quelques dépôts sur ses marges méridionales, au-delà d'un vide correspondant à la Bretagne intérieure (A. Cailleux, 1948) (P.R. Giot, J. L'Helgouac'h et J.L. Monnier, 1979). Les dépôts du Nord sont très étendus, s'intègrent à une longue série d'affleurements limoneux qui parcourt les provinces ouvertes sur les côtes de la Manche, de la Picardie au Léon, et ressemblent aux loess normands par beaucoup de leurs propriétés sédimentologiques (A. Cailleux, 1936, 1937, 1942, 1946, 1951 et 1953) (B. Brajnikov, 1941 a et b et 1942) (P.R. Giot, 1962) (J.P. Lautridou, 1968, 1969, 1972 et 1973) (J.P. Coutard et al., 1969 et 1970) (F. Bordes, 1969) (J. Estéoule, J. Estéoule-Choux, et P. Perret, 1971 et 1972) (B. Hallégouët, 1971). Les dépôts du Sud sont moins étendus et moins connus. J.L. Monnier les a globalement opposés à ceux des côtes armoricaines de la Manche par leur minceur et leur discontinuité (1976) M. Ters a mené une analyse approfondie de ceux de Vendée, laquelle sert de référence pour tous les limons des marges sud-orientales du Massif Armoricaïn (1957 et 1961). Dans un court article, le Dr. Gruet a présenté la seule synthèse sur "les limons et les sables éoliens quaternaires" de la région armoricaine du bassin de la Loire, en soulignant d'ailleurs les difficultés de leur détermination et de leur différenciation par rapport aux limons d'altération autochtones (1976, p. 157).

Les dépôts éoliens du Pays Nantais proprement dit n'ont fait l'objet d'aucune analyse spécifique systématique, leurs caractères étant généralement énoncés par analogie de faciès avec les dépôts étudiés en Vendée ou en Anjou. Les notices des cartes géologiques, en particulier de celles qui résultent des levés de M. Ters, constituent donc au départ les seules sources documentaires à leur sujet. On y relève les observations suivantes : les limons éoliens, parfois qualifiés de "loessiques", forment toujours un voile mince (0,10 à 1 m) ; leurs constituants, fins sur les plateaux, plus sableux près de la Loire, sont d'origine locale : arène, sables de Loire, sédiments tertiaires, sables du plateau continental exondé ; leurs cortèges de minéraux lourds présentent une grande variété (olivine, augite, épidote, hornblende, staurotide, andalousite, tourmaline) ; leur transport, sur parfois plusieurs dizaines de kilomètres, est attesté par "l'homogénéité pétrographique des sables et la présence constante de glaucophane provenant essentiellement de la côte ; leur épandage est surtout würmien et "postérieur aux coulées de solifluction" (Ch. Barrois, Notice, Carte géologique, au 1/80 000, Saint-Nazaire) (M. Ters, Notices, Cartes géologiques au 1/80 000, Nantes et au 1/50 000, Nantes et Paimboeuf).

En dépit de leur apparente précision, ces observations ne règlent cependant ni le problème de la définition des dépôts éoliens locaux, ni celui de leur exacte répartition. Il suffit pour s'en convaincre de rappeler la diversité des termes qui concernent les formations considérées à l'intérieur des légendes des cartes géologiques elles-mêmes : "limons éoliens", "limons des plateaux", "recouvrements des plateaux", "limons argileux à sables et galets éolisés", ... ainsi que de constater l'instabilité des contours qui leur sont

attribués sur les cartes correspondantes, contours qui se réduisent d'ailleurs selon l'actualité des différentes éditions concernées : les "limons des plateaux" masquent presque tous les interfluves compris entre l'Isac et le Sillon de Bretagne sur les cartes au 1/80 000 de Saint-Nazaire (1949) et de Nantes (1968), les "recouvrements des plateaux", comprenant quant à eux les dépôts éoliens et les altérites en place, figurent de façon plus restreinte sur les cartes au 1/50 000 de Nantes (1969), de Vallet (1969) et de Paimboeuf (1978); enfin, les sédiments d'origine éolienne disparaissent de la carte au 1/50 000 d'Ancenis, dont la notice se borne à signaler que "l'imprégnation des terres superficielles par les sables éoliens est générale" (M. Gruet, 1978).

Une simple reconnaissance sur le terrain suffit en revanche pour comprendre la diversité de ces choix cartographiques et pour mesurer la complexité des problèmes posés par la détermination des dépôts en question. Ces problèmes, évoqués dès le début de ce travail (Chap. 3, § 111), tiennent à trois séries de raisons.

Les plateaux du Pays Nantais supportent en fait trois types de formations d'origines différentes mais d'aspects voisins :

- des altérites en place, produits de l'action exclusive de la météorisation sur les horizons superficiels du socle, dont les caractères distinctifs ont été rapportés dans le Chapitre 3 (§ 112 et 113).
- des "limons de gélivation", produits du remaniement localisé et de l'affinement in situ des formations précédentes par la géliturbation, dont l'existence a été signalée en tête de ce chapitre (§ 114).
- des dépôts authentiquement éoliens, dont la définition est l'objet du présent paragraphe.

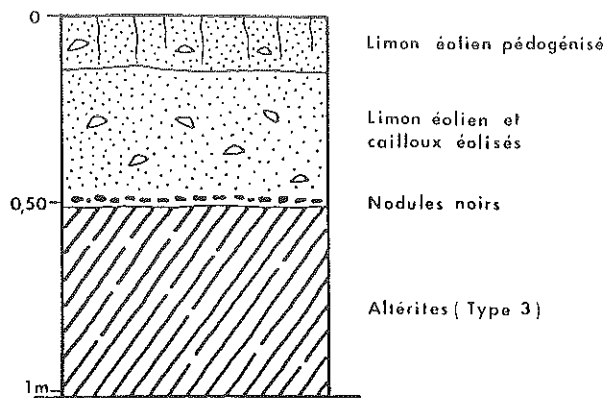
Il existe des liens génétiques, donc tous les intermédiaires, entre ces différentes formations, les altérites autochtones, évoluées ou non jusqu'au stade de "limons de gélivation", ayant en effet constitué le principal matériel pourvoyeur des dépôts éoliens (§ 114).

Les formations susceptibles d'entrer dans la catégorie des dépôts éoliens présentent peu de points communs avec les formations loessiques définies au Nord de la Bretagne ; elles se caractérisent en effet par leur minceur et leur discontinuité, leur hétérogénéité et leur hétérométrie.

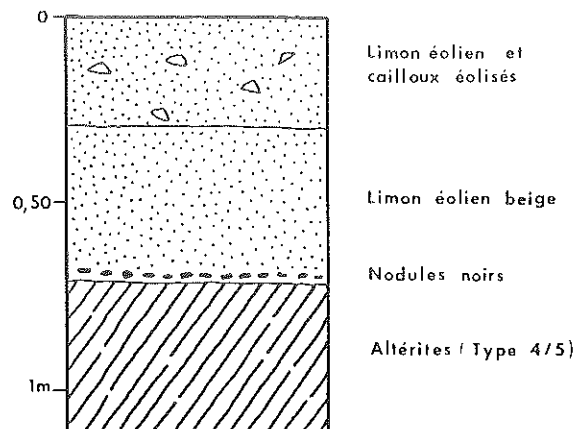
Le levé et la cartographie des dépôts éoliens locaux sont indissociables du problème de leur définition. Or, sur le terrain comme en laboratoire, aucun des critères habituellement utilisés pour décrire de tels sédiments ne suffit à lui seul pour déterminer de façon péremptoire l'origine éolienne d'une formation donnée.

Les notices des cartes géologiques rapportent que les limons éoliens sont de couleurs grise, jaune ou beige, les dernières étant communément attribuées à la libération de fer par altération de la biotite. Ces couleurs sont également celles des altérites de type 5 qui caractérisent l'essentiel de la Surface fondamentale du Pays Nantais, mais les limons susceptibles d'une origine éolienne sont d'une teinte plus soutenue et plus unie, généralement proche du beige.

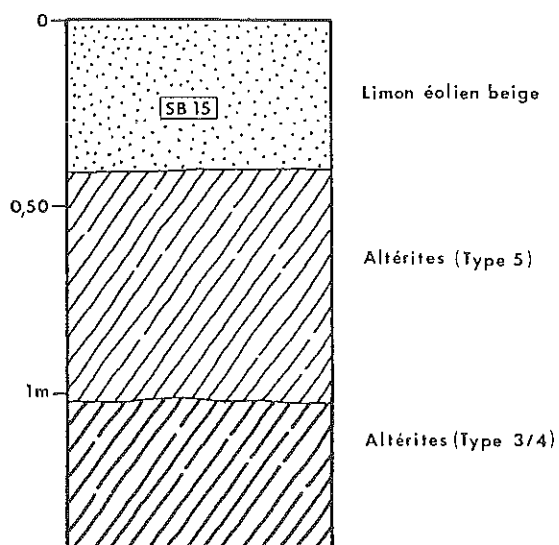
La superposition d'un horizon limoneux à un sédiment d'un autre type : nappe caillouteuse du Pléistocène ancien, comme aux Landes près de Grandchamps, ou niveau alluvial reconnu, comme au Perdrier près de Sucé, permet d'établir son origine éolienne, à condition de pouvoir le distinguer par ailleurs d'une simple solifluction laminaire; néanmoins, les exemples de successions stratigraphiques de cette nature demeurent exceptionnels, les dépôts éoliens reposant plus communément sur des altérites autochtones. Une surface de discontinuité, parfois très remarquable, existe souvent au contact de ces deux catégories de formations ; on sait que M. Ters a utilisé ce genre de discontinuité comme critère de détermination supplémentaire des limons éoliens (1957) ; on a vu cependant qu'il pouvait localement donner lieu à une interprétation différente dans l'hypothèse d'une évolution cryopédogénique et qu'il semblait difficile de



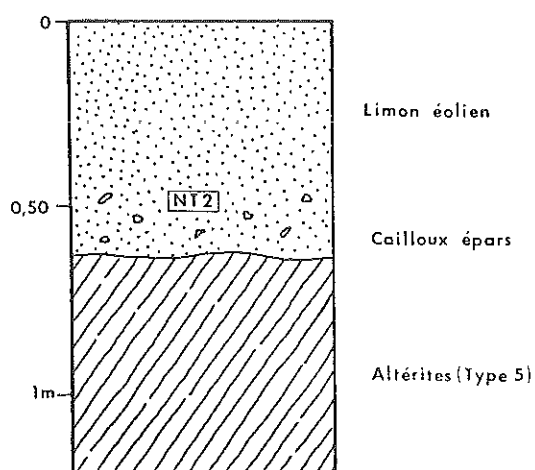
a. La Cribotière (Loge au Moine)



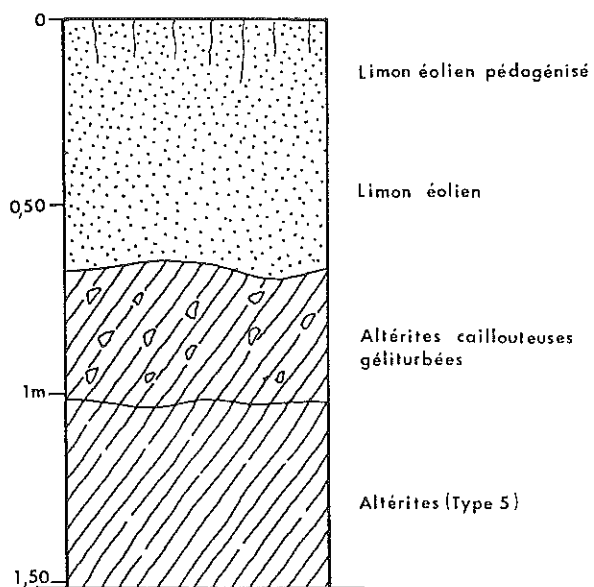
b. La Briantière (Loge au Moine)



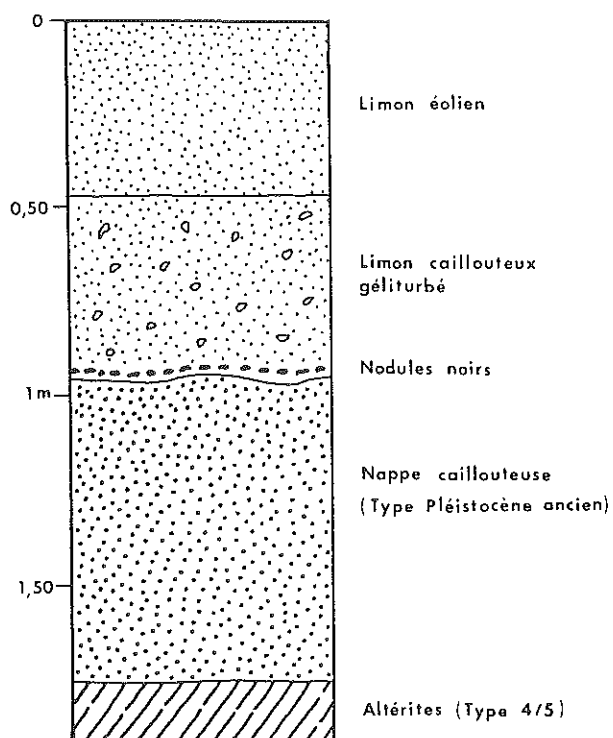
c. La Petite Rouillonais (Sud du Plateau Nantais)



d. Malabry (Nord du Plateau Nantais)



e. La Gaudinière (Sud du Glacis d'Héric)



f. Les Landes (Grandchamps)

Fig. 150 Coupes de limons éoliens du Plateau Nantais et du Plateau du Cellier

l'interpréter comme la marque exclusive d'un dépôt éolien (§ 114). Dans ce même but, les cailloux éolisés sont d'une utilité restreinte ; certains limons éoliens contiennent des cailloux à facettes, comme au Nord du Plateau du Cellier, alors que d'autres en sont totalement dépourvus, comme au Nord du Plateau Nantais. La répartition des limons, formes de dépôts, et celle des cailloux, formes de corrasion, sont d'ailleurs indépendantes, la majorité de ces derniers se rencontrant effectivement en surface d'altérites indiscutablement en place ou au sein de limons de gélivation ; de plus, l'accumulation des uns et le façonnement des autres ne sont pas nécessairement synchrones.

La présence de grains de sables R.M. est généralement considérée comme un critère fondamental pour la détermination des dépôts éoliens. Tous ceux du Pays Nantais en contiennent en effet, mais dans des proportions qui ne sont pas toujours très supérieures à celles qui s'observent parfois dans les colluvions (Les Fosses : échantillon GV 5, La Molinière : GV 23, La Bellan geraie : SR 26), dans les matériaux superficiels composites du Glacis de Saint-Etienne-de-Montluc (Le Mortier de l'Angle : SB 27, La Barre : SB 26, La Marti nais : SB 11 et SB 12), ou dans certains limons de gélivation (Butte de Bouée : SB 21, Glacis de Bouée : SB 18). Le fait est en rapport avec la granulométrie des dépôts (§ 323). Dans tous les cas, les formes et leurs degrés d'accomplissement : (sphéricité des grains) sont à distinguer des marques de façonnement (matité des grains). A cet effet, deux types de grains éolisés ont été distingués au cours des analyses morphoscopiques dont les résultats figurent ci-après : les grains Ronds-Mats (RM), sphériques ou ovoïdes, entièrement dépolis par les chocs dus au transport par le vent, les grains Emoussés-Mats (E.M.), initialement composés d'éléments N.U., S.A., ou E.L., partiellement émoussés et dépolis par le vent.

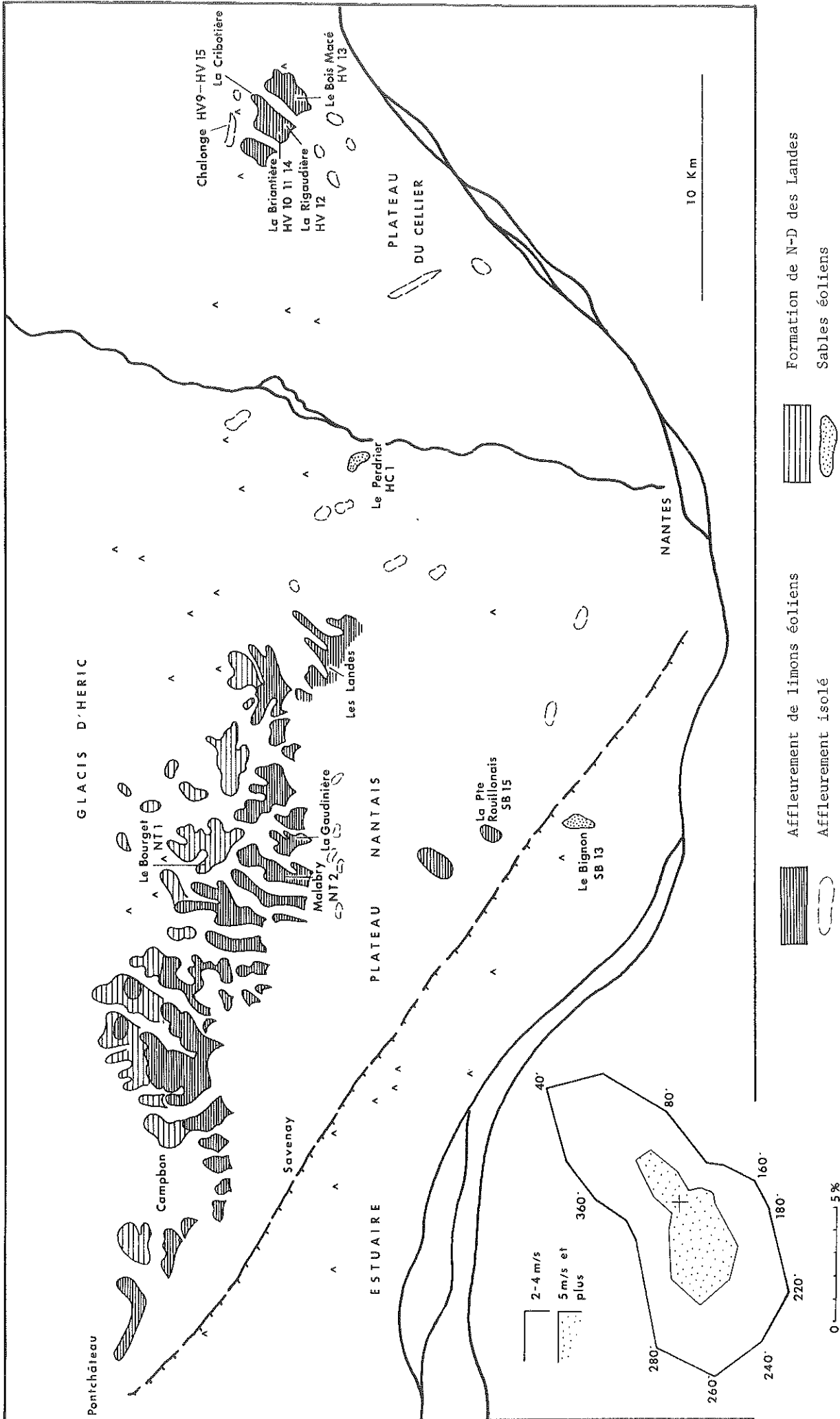
A. Cailleux a défini les limons éoliens comme "un matériel fin, homogène, délié, facile à désagréger" (1953). De fait, ceux du Pays Nantais présentent une homogénéité et une fragilité qui s'opposent fondamentalement à l'hétérogénéité et à la compacité des altérites les plus évoluées et qui en constituent certainement l'un des critères de définition les plus déterminants. Néanmoins, celui-ci demeure essentiellement empirique. Des normes granulométriques ont été proposées pour le préciser. Selon M. Ters, les limons vendéens ont une médiane comprise entre 11 et 50 microns, leur fraction inférieure à 100 microns représentant 70 à 80% de leurs composants (1957). Selon A. Cailleux, les dépôts éoliens ont une médiane variant d'une façon générale entre 15 et 75 microns, "leurs courbes granulométriques restant cependant souvent difficiles à distinguer de celles des colluvions" (1953). Dans le Pays Nantais coexistent en fait des limons, des limons sableux et des sables éoliens, dont les définitions numériques spécifiques seront successivement précisées (§ 323).

Dans l'immédiat, les dépôts éoliens du Pays Nantais peuvent provisoirement se comprendre comme des formations meubles, déliées, généralement fines et beiges, riches en fractions fines (moins de 50 μ), chargées de grains de quartz éolisés. Les termes de leur définition ne peuvent s'établir que progressivement, à partir des données du terrain et des données sédimentologiques. La précision de leur cartographie dépend directement du nombre d'observations et d'analyses les concernant.

322/Les données du terrain

3221/Les dépôts limoneux du Plateau du Cellier

A l'Est du Pays Nantais, les seuls sédiments susceptibles de s'apparenter à des dépôts éoliens se trouvent au Nord du Plateau du Cellier. Leur principal affleurement occupe un long plan incliné à regard Nord Est reliant la Surface fondamentale et les replats de rive Sud de la vallée de la Loge au Moine, entre La Roisserie et La Gruère (75 à 50 m) (fig. 151). Il s'agit de limons beiges, fins, déliés, occasionnellement chargés de cailloux de quartz



Fréquence moyenne des directions des vents à Nantes - Château-Bougon (période 1949 - 1975)

Fig. 151 Répartition des dépôts éoliens du Pays Nantais

éolisés, souvent pédogénisés en surface, séparés des altérites sous-jacentes par un plan de discontinuité d'autant plus remarquable qu'il s'accompagne d'un niveau de nodules noirs discontinu (§ 341). Leur épaisseur est variable, mais partout médiocre : 30 cm à La Cribotière (fig. 150 a), 60 à 70 cm à La Briantière (fig. 150 b). Leur granulométrie diffère également : aux côtés de véritables limons (80,1 et 80,5% de particules inférieures à 50 microns dans les échantillons HV 10 et HV 11 prélevés à l'Est de La Briantière), existent des limons sableux (32 à 53,6% d'éléments supérieurs à 50 μ dans les échantillons HV 12, HV 13 et HV 14, respectivement prélevés à La Rigaudière, au Bois-Macé et à La Briantière), la taille du matériel décroissant d'une façon très générale du Sud Ouest vers le Nord Est en fonction de l'éloignement des points culminants du plateau. Leurs taux de grains éolisés R.M. et E.M. varient de même selon les sites, mais demeurent généralement faibles : 5 à 7% à La Cribotière (et 2% de E.L.), 7 à 8% au Bois Macé, 10 à 24% à La Galotinière (et 2 à 4% de E.L.), 22 à 34% à La Briantière, dans les fractions 800-500 μ et 500-315 μ .

En dehors de cet affleurement, qui se poursuit en s'amincissant sur les replats de rive Nord de la vallée de la Loge au Moine (1 à 2% de grains éolisés dans les échantillons HV 9 et HV 15 prélevés au Bas-Chalonge), mais qui déborde très peu sur la Surface fondamentale vers le Sud (La Haute Belorière), le Plateau du Cellier ne supporte que quelques placages limoneux, minces et discontinus qui n'ont jamais l'extension que leur confèrent les cartes géologiques, même en leur adjoignant quelques gisements d'altérites ponctuellement enrichies de grains éolisés (1 à 5%). Les principaux de ces placages s'observent dans le secteur de la Forêt du Cellier et de La Barre Peinte (fig. 151), en bordure des Marais de Petit-Mars (Longrais) et sur le "Bloc de la Seilleraye" (La Hilière, La Filtière) ; leur épaisseur excède rarement 30 cm ; leur teneur en grains éolisés est dérisoire (moins de 5%) ; mais leur contact avec les altérites est souvent souligné, là encore, de nodules noirs.

3222/Les dépôts limoneux du Plateau Nantais et du Glacis d'Héric

A l'Ouest du Pays Nantais, la répartition des dépôts éoliens présente, sur un territoire plus vaste, les mêmes caractères que sur le Plateau du Cellier. Le Plateau Nantais proprement dit ne comporte que quelques rares voiles limoneux. Les horizons les plus superficiels des altérites spécifiques de la Surface fondamentale renferment parfois quelques grains éolisés, mais les coupes ouvertes à l'occasion de l'élargissement des voies à grande circulation, le long de l'axe Nantes - Pontchâteau notamment, n'ont jamais livré de dépôts suffisamment caractéristiques pour être cartographiables. En reconnaissant la présence, exceptionnelle, de grains E.L. et R.M. en surface de ce type d'altérites, P. Brochard a d'ailleurs souligné l'excessive extension des "limons éoliens" sur les cartes géologiques des environs de Nantes (1968). Les véritables dépôts éoliens demeurent en effet très ponctuels. A La Petite-Rouillonais par exemple (84 m), au Nord Est de Saint-Etienne-de-Montluc (Nantes 1-2 NW), des limons gris-beige (échantillon SB 15), recouvrent des altérites jaunes de type 5 sur une quarantaine de centimètres (fig. 150 c) ; leur taux de fractions fines (moins de 50 μ) est de 81% ; leur teneur en grains de quartz éolisés est de 28% dans la fraction 800-500 μ (dont 12% de R.M.) et de 20% dans la fraction 500-315 μ (dont 6% de R.M.). Des sédiments du même type (25 à 40 cm d'épaisseur) et d'extension aussi faible (quelques hectares), affleurent plus à l'Ouest, autour de La Biliais-Deniaud (81 à 91 m) et plus à l'Est, en bordure de la vallée de la Chezine, aux Naudières en Sautron (53 m) et à La Guilbaudière, près de Saint-Herblain (50 m) (fig. 151). Le Glacis d'Héric est aussi pauvre en recouvrements éoliens. Les seuls exemples cartographiables de ce genre de dépôts, minces, mais encore soulignés de nodules noirs vers leur base, se trouvent autour de Grandchamps et de Fay-de-Bretagne (Nort 7-8 SW et Nort 5-6 NW).

En revanche, le rebord du Plateau Nantais, la racine du Glacis d'Héric, ainsi que la longue pente qui raccorde ces deux ensembles topographiques,

supportent les dépôts éoliens les plus remarquables du Pays Nantais. Ces dépôts soulignent ainsi les contours septentrionaux de la Surface fondamentale entre Campbon et Treillières, sur un à cinq kilomètres de largeur et sur une trentaine de kilomètres de longueur. En marquant une limite à la fois topographique et pédologique, ils renforcent aussi la coupure des paysages agraires : vers le Nord se succèdent les bocages à mailles fines du Glacis d'Héric et les gageries de villages aux parcellaires enchevêtrés ; vers le Sud, sur les altérites de la Surface fondamentale et les terres de landes de type podzolique, alternent les "déserts" des Hautes Terres, les quartiers géométriques et les bocages de défrichement récent, les écarts reliés aux villages et aux bourgs du Glacis par des impasses (fig. 154 b).

Les dépôts considérés sont de deux types. Au Sud d'une ligne passant approximativement par Campbon, Bouvron, Fay et Notre-Dame-des-Landes, ils sont exclusivement limoneux. Leurs caractères sédimentologiques sont alors comparables à ceux des placages isolés signalés plus au Sud ; à Malabry par exemple, entre Le Temple et Fay (échantillon NT 2), leur teneur en particules fines (moins de 50 μ) est de 87,1% et leurs taux de grains éolisés varient de 31 à 41% (14% de E.M. et 17% de R.M. dans la fraction 800-500 μ , 28% de E.M. et 13% de R.M. dans celle de 500-315 μ). Leur épaisseur dépasse parfois une soixantaine de centimètres (fig. 150 d). Leur contact avec les altérites est souvent ponctué de cailloux de quartz éolisés, comme à La Gaudinière (Nort 5-6 SW) (fig. 150 e). Leur épandage sur des nappes caillouteuses du Pléistocène ancien s'observe en plusieurs points, en particulier aux Landes, près de Grandchamps (Nort 7-8 S) (fig. 150 f).

Au Nord de la ligne précitée, donc à la racine du Glacis d'Héric, les limons laissent place à la "formation de Notre-Dame-des-Landes", déjà présentée comme un sédiment hybride issu de l'association d'éléments relictuels de nappes caillouteuses et de dépôts éoliens à un fonds d'altérites plus ou moins grossier (Chap. 2, § 331) ; l'ensemble est souvent géliturbé et remanié par reptation. Cette formation couvre un espace comparable aux épandages de limons situés immédiatement plus au Sud, mais demeure mince (quelques décimètres) et discontinue. Elle disparaît vers le Nord où elle se trouve remplacée à son tour par les altérites du Glacis. Elle se caractérise par un matériel hétérogène dans lequel se reconnaît le triple apport des altérites (quartz d'exsudation anguleux, sables N.U.), des nappes caillouteuses du Pléistocène ancien (cailloux et grains de quartz sub-anguleux) et des dépôts éoliens (limon et grains éolisés) ; l'échantillon NT 1, prélevé au Bourget, à l'Ouest de Notre-Dame-des-Landes (Nort 5-6 SW) a ainsi livré 65,5% de particules fines, 28,9% de sables (dont 6 à 10% de E.M. et 5 à 20% de R.M.) ; 5,6% de galets et graviers anguleux ou éolisés.

3223/ Les dépôts sableux de l'estuaire de la Loire et de la vallée de l'Erdre

Des grains de sables éolisés imprègnent les formations superficielles de l'Estuaire dans des proportions généralement faibles. Leur présence peut être mise en évidence tant en surface des altérites du Glacis de Bouée qu'au sein des horizons les plus superficiels des dépôts sableux du Glacis de Saint-Etienne-de-Montluc (Chap. 4, § 3212 et 332). Leurs concentrations sont le plus souvent insuffisantes pour les rendre cartographiables. Néanmoins, de véritables dépôts de sables éoliens s'observent dans la partie orientale du Glacis de Saint-Etienne, au Nord de Couëron, en particulier au Bignon (Nantes 5-6 SW) ; l'échantillon SB 13, prélevé à cet endroit et représentatif de ce type de sédiment, correspond à un sable relativement grossier (médiane 410 μ), pauvre en particules fines (moins de 12%), bien classé (fig. 152) , riche en grains éolisés, les grains E.M. et R.M. formant respectivement 8 et 38% de la fraction 800-500 μ , 22 et 28% de la fraction 500-315 μ .

Des limons éoliens se superposent à des altérites ou à des nappes caillouteuses du Pléistocène ancien en divers points du Glacis de La Chapelle-sur-Erdre et de la rive Ouest de l'Erdre, par exemple à La Bodinière (Nort 7-8 E),

à La Boutière et à La Simonière (Nort 7-8 S). Tous occupent des sites exposés au Nord Est. Quelques placages de sables éoliens s'observent par ailleurs ; ainsi, la coupe du Perdrier montre l'existence d'un dépôt sablo-limoneux gris, épais de 30 à 40 cm en surface d'un lambeau de "haut niveau alluvial" (Chap. 7, § 323, fig. 115). Ce dépôt (échantillon HC 1), se définit comme un sable éolien par sa médiane (110 μ), son classement granulométrique (56,7% de sables, 39,1% de particules fines) et par sa teneur en grains éolisés, les grains E.M. et R.M. composant respectivement 23 et 30% de la fraction 800-500 μ , 16 et 10% de la fraction 500-315 μ .

Les dépôts sableux sont particuliers aux vallées et à leurs bordures, alors que les épandages limoneux caractérisent plutôt les plateaux et leurs contours. Ces différences tiennent à l'origine des matériaux éolisés. Les premiers proviennent de sédiments remaniés : dépôts tertiaires et sables fluviaux dans l'Estuaire, sables rouges pliocènes le long de l'Erdre, alors que les seconds résultent pour l'essentiel de la déflation des altérites et des limons de gélivation de la Surface fondamentale.

323/Les données sédimentologiques

3231/La classification granulométrique des dépôts

Les dépôts éoliens du Pays Nantais apparaissent plus grossiers, plus sableux et plus mal triés que ceux de Bretagne septentrionale et de Normandie, bien que leur médiane reste généralement inférieure à 50 μ (fig. 153). Leurs fractions sableuses (50 à 2 000 μ) et grossières (plus de 2 000 μ) sont souvent supérieures à 20% dans les échantillons examinés (fig. 152) ; elles atteignent 88% sur le Glacis de Saint-Etienne-de-Montluc. Ces dépôts ne méritent en aucun cas les appellations de loess ou de limons loessiques. Trois classes granulométriques peuvent y être distinguées en s'inspirant des critères typologiques établis par A. Cailleux (1953) :

- Les limons éoliens, qui ont une médiane inférieure à 50 μ et un taux de particules fines supérieur à 70% (ex. échantillons NT 2, SB 15, HV 11, HV 10).
- Les limons sableux éoliens, qui ont une médiane également inférieure à 50 μ , mais un taux de particules fines compris entre 50 et 70% (ex. échantillons HV 14, NT 1, HV 13).
- Les sables éoliens, qui ont une médiane supérieure à 50 μ et une fraction sableuse et grossière supérieure à 50% (ex. échantillons HV 12, HC 1, SB 13).

La minceur des épandages (moins d'un mètre dans tous les cas observés) eut pour effet de soumettre ces différents types de sédiments à de multiples remaniements : injections de grains et de cailloux de quartz à partir des altérites sous-jacentes par la géliturbation, triages superficiels par la reptation et le ruissellement, déflation sub-actuelle ou actuelle, pédogénéisation, labours profonds. De plus, de nombreux nodules noirs, d'aspects ferro-manganiques, formés in situ et indissociables des autres composants, surchargent leurs fractions grossières et faussent en conséquence leurs courbes granulométriques (§ 341). Pour toutes ces raisons, les sédiments actuellement visibles sur le terrain sont plus hétérogènes et plus grossiers qu'au moment de leur dépôt initial par le vent. Leurs définitions granulométriques n'ont donc qu'une valeur indicative.

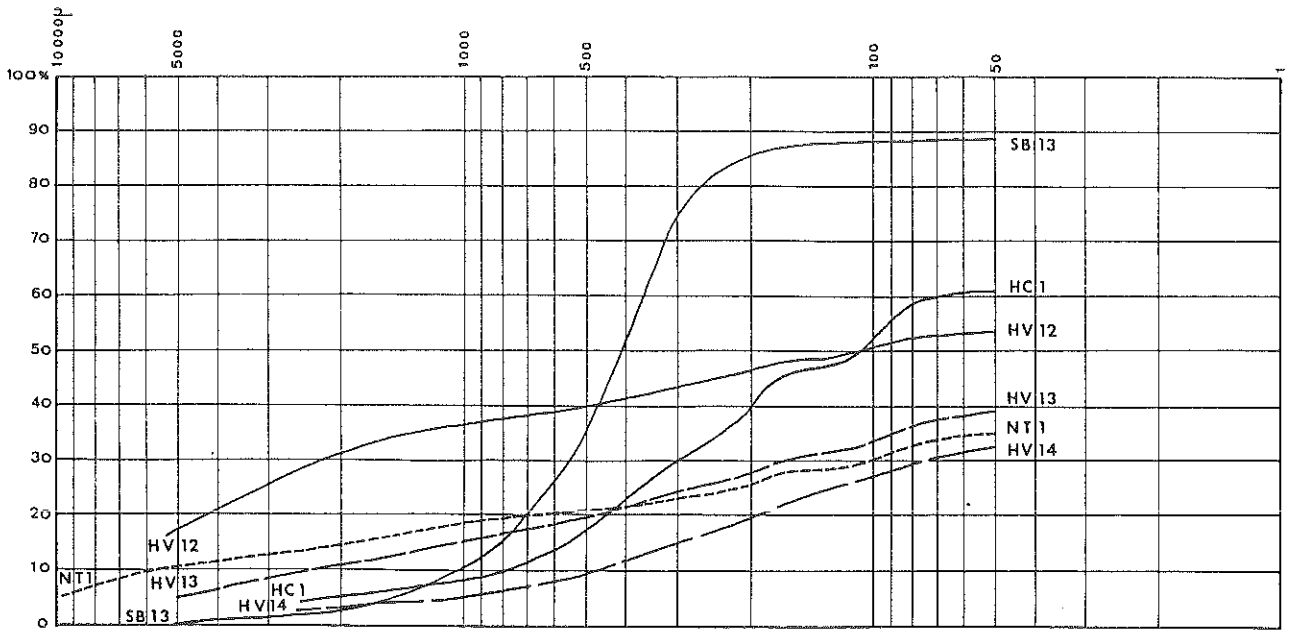
3232/Les caractères morphoscopiques et exoscopiques des fractions sableuses

La composition morphoscopique des grains de sables contenus dans les dépôts éoliens varie selon les sites de prélèvement (fig. 152) :

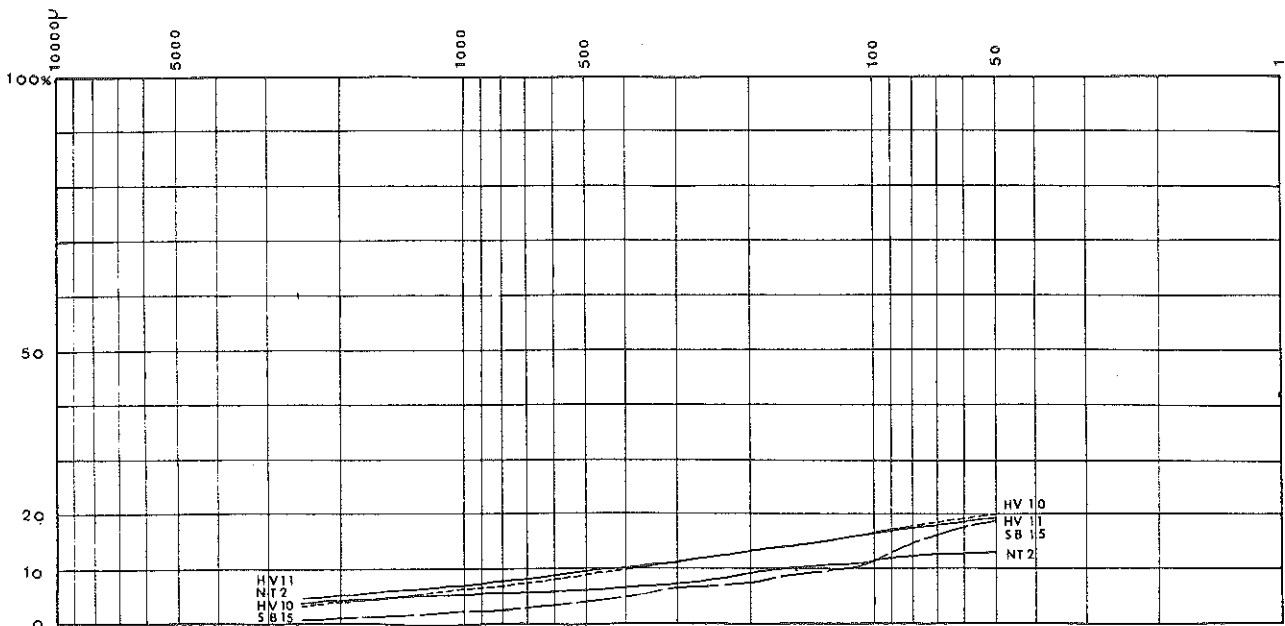
- Les grains N.U., principalement fournis par le remaniement des altérites, sont majoritaires, atteignent des taux de 60 à 80% sur les plateaux et à leur périphérie (NT 1, HV 10, HV 11, HV 12, HV 13, HV 14) et sont moins abondants à proximité des vallées (HC 1, SB 13).
- Inversement, les taux de grains S.A. et E.L. sont faibles (surtout pour les

	Echantillons	GRANULOMETRIE						MORPHOSCOPIE								
		Particules fines (-50 µ)			Somme Sables (+2000 µ)			Fraction 800 - 500 µ		Fraction 500 - 315 µ						
		%	%	µ	%	%	%	%	%	%	%	%	%			
<u>Limons</u>																
- Malabry (Sud du Glacis d'Héric)	NT 2	87,1	9	3,9	12,9	< 50	49	18	2	14	17	39	20	0	28	13
- La Petite Rouillonnais (Sud du Plateau Nantais)	SB 15	81	18	1	19	< 50	63	7	2	16	12	62	16	2	14	6
- La Briantière (Nord Est du Plateau du Cellier)	HV 11	80,5	14,9	4,6	19,5	< 50	62	6	0	16	16	84	6	0	5	4
- La Briantière	HV 10	80,1	16,1	3,8	19,9	< 50	73	3	0	9	13	77	5	0	6	4
<u>Limons sableux</u>																
- La Briantière	HV 14	67,3	30	2,7	32,7	< 50	40	5	0	21	34	77	4	0	10	9
- Le Bourget (Notre-Dame des Landes)	NT 1	65,5	28,9	5,6	34,5	< 50	81	4	0	10	5	89	3	0	6	2
- Le Bois Macé (Nord Est du Plateau du Cellier)	HV 13	61,1	33,3	5,6	38,9	< 50	87	5	0	4	4	89	4	0	4	3
<u>Sables éoliens</u>																
- La Rigaudière (Nord Est du Plateau du Cellier)	HV 12	46,4	36,6	17	53,6	110	74	8	0	6	12	76	6	0	12	6
- Le Perdrier (Vallée de l'Erdré)	HC 1	39,1	56,7	4,2	60,9	110	28	12	7	23	30	38	29	7	16	10
- Le Bignon (Estuaire)	SB 13	12	85,5	2,5	88	410	4	12	38	8	38	0	14	36	22	28

Fig. 152 Caractères sédimentologiques des dépôts éoliens du Pays Nantais.



a. Sables et limons sableux



b. Limons éoliens

Fig. 153 Courbes granulométriques des dépôts éoliens

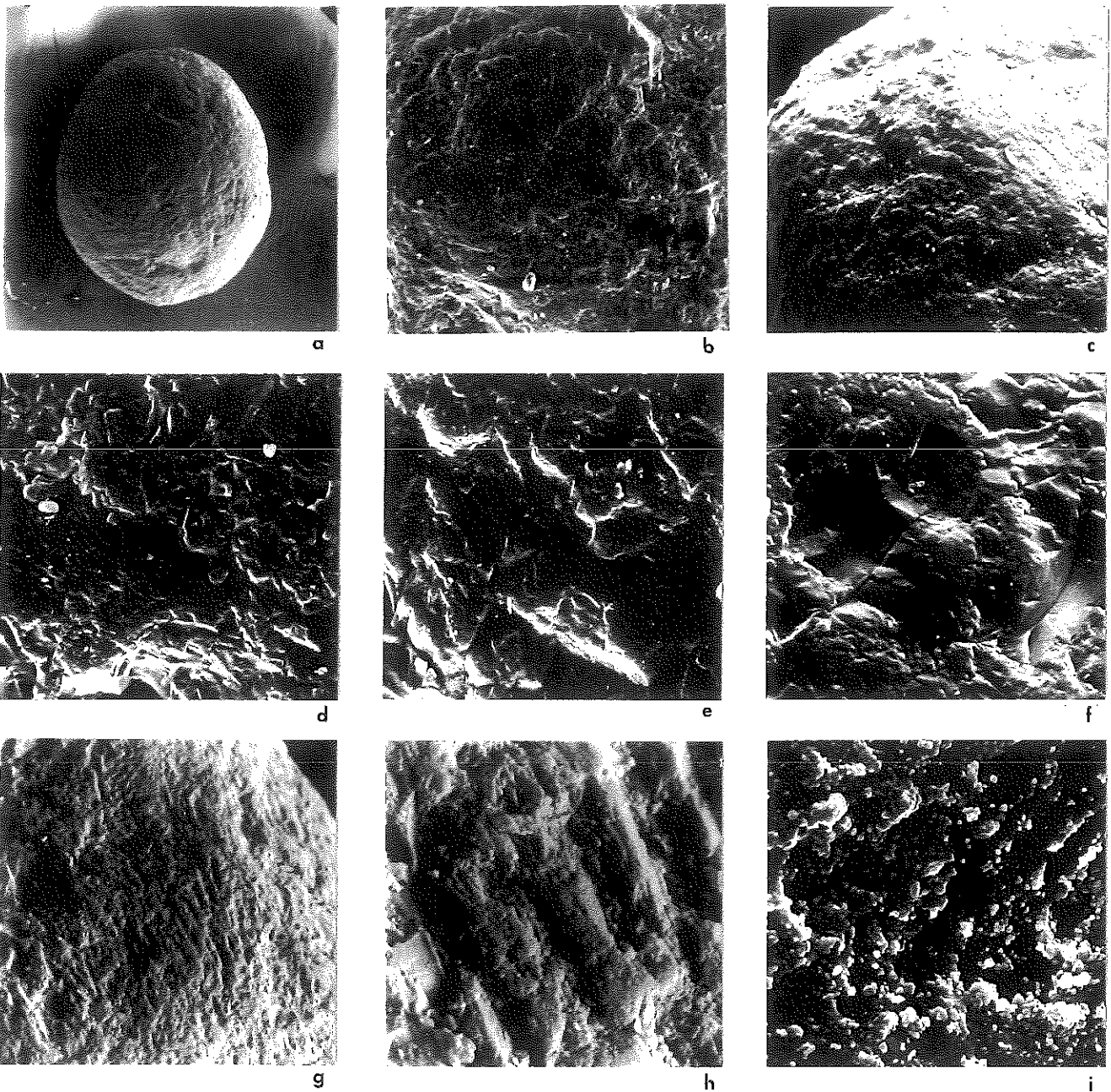
premiers) ou nuls (surtout pour les seconds), sauf à proximité des zones de dispersion de sables tertiaires (NT 2 : 18 à 20% de S.A. et 2% de E.L.), ou de vallées riches en sables fluviatiles (HC 1 : 12 à 29% de S.A. et 7% de E.L., SB 13, 12 à 14% de S.A. et 36 à 38% de E.L.) ; les grains E.M. reprennent cependant de nombreux éléments d'origine marine ou fluviatile, arrondis et dépolis lors de leur transport par le vent (en HV 14 et en HC 1 par exemple). - Les teneurs en grains éolisés croissent en fonction des fractions granulométriques considérées (en moyenne 5% dans la fraction 315-200 μ , 9% dans la fraction 500-315 μ , 15,5% dans la fraction 800-500 μ , pour les échantillons analysés) et par conséquent en fonction de la proportion de sables dans les dépôts (en moyenne 12% de E.M. et 10,5% de R.M. dans les limons éoliens, 17,5 de E.M. et 20,5% de R.M. dans les sables éoliens), ce qui est conforme aux progressions observées dans la plupart des dépôts éoliens (A. Cailleux, 1953). Néanmoins, elles demeurent faibles ou moyennes (4 à 28% de E.M., 2 à 38% de R.M.), dépassent rarement 50% (HV 14, HC 1, SB 13) et n'atteignent jamais les valeurs signalées par M. Ters à propos des limons éoliens du littoral vendéen (80 à 100%) ou par M. Gruet à propos des sables éoliens et des terrasses des environs d'Angers (60 à 85%) (M. Ters, 1961) (M. Gruet, 1976). Le fait tient à la relative finesse des dépôts examinés. A. Cailleux a montré en effet que les taux de grains éolisés diminuent avec la granulométrie des formations éoliennes et qu'une matrice essentiellement limoneuse, comme c'est le cas dans la plupart des exemples précités, est naturellement peu propice à l'entrechoquement des grains et à l'acquisition des marques spécifiques des actions du vent (A. Cailleux, 1942 et 1953). Il est donc vain, en l'occurrence, de proposer une valeur limite pour définir les dépôts éoliens du Pays Nantais en fonction de critères exclusivement morphoscopiques.

L'analyse exoscopique de ces dépôts, menée à partir d'une cinquantaine de grains de quartz E.M. et R.M., à des grossissements principalement compris entre x 300 et x 3 000, conduit à inventorier la plupart des figures microscopiques considérées comme typiques des processus d'érosion éolienne, ainsi qu'à préciser leurs origines et les étapes de leur genèse.

Les "V de chocs" (pl.XI d et e) et les "croissants de chocs" (pl.XI f) présentent les contours nets et anguleux communs à toutes les traces de chocs produits sous l'effet du vent; leur densité est évidemment proportionnelle aux impacts subis par les grains. Les "figures de frottement alignées" (pl.XI g) et les "stries orientées" (pl.XI h) apparaissent sur les E.M. les plus allongés, parallèlement à leur grand axe. L'"amorphisation superficielle des grains" (pl.XI b et c), signalée par l'aspect totalement chaotique des surfaces, caractérise les R.M. les mieux formés.

La nature, la densité et le degré d'accomplissement de ces figures sont en relation avec l'intensité des actions mécaniques, l'importance des transports, le nombre des remaniements et la teneur des dépôts en éléments sableux. L. Le Ribault rapporte que les "V de chocs" traduisent un milieu éolien à basse énergie, alors que les "croissants" révèlent des milieux plus éolisés et que l'"amorphisation des surfaces" résulte de longs transports et d'influences éoliennes prolongées (1977).

L'extrême diversité des figures et des associations de figures enregistrées sur les grains de quartz contenus dans les dépôts examinés, comparée à la variété morphoscopique des constituants des mêmes dépôts, conduit cependant à supposer que ces derniers comprennent des éléments d'origines et de générations différentes. Ainsi, à l'intérieur d'un échantillon donné, tous les degrés existent, à l'échelle exoscopique, entre les grains marqués de simples "V de chocs" épars et les grains à surface complètement chaotique, comme toutes les nuances s'observent, au niveau morphoscopique, entre les E.M. à peine ébauchés et les R.M. parfaits. De plus, certains grains R.M., témoignant d'une amorphisation mécanique extrêmement poussée, comportent une pellicule écaillée apparemment produite par dissolution et précipitation successives de



- a. Grain de quartz Rond-mat (x 50), La Petite-Rouillonnais (Plateau Nantais)
 b. Amorphisation superficielle d'un grain Rond-mat (x 150), La Bellangeraye (Bloc de la Seilleraye)
 c. Amorphisation superficielle d'un grain Rond-mat (x 150), Versant de La Drutière (Vallée de la Seilleraye)
 d. Cupules de chocs (x 300), Le Barré (Saint-Etienne-de-Montluc)
 e. Cupules de chocs (x 1 000), Le Barré
 f. Croissants de chocs (x 300), Le Barré
 g. Stries d'origine éolienne (x 150), La Petite-Rouillonnais
 h. Stries d'origine éolienne, détails, (x 1 000), La Petite-Rouillonnais
 i. Globules de silice amorphe néoformée sur croissants de chocs (x 500), Le Barré

silice à partir d'éclats arrachés aux grains (pl. XI i). L'association de ce type de forme et de cette sorte de figures, peu fréquente il est vrai dans les cas présents, caractériserait selon plusieurs auteurs une facture éolienne en milieu aride et chaud (L. Barbaroux et al., 1972) (L. Le Ribault, 1977). Rien ne prouve en fait que les grains de sable examinés soient tous contemporains et résultent dans leur totalité des processus morphogéniques inhérents aux périodes glaciaires. Rien ne prouve non plus que ces grains soient contemporains des limons qui les contiennent aujourd'hui. Il est probable au contraire que le façonnement des premiers, sans doute progressif et polyphasé, surtout en ce qui concerne les R.M. les mieux élaborés, est très antérieur au dernier dépôt des seconds, que les épandages éoliens actuellement présents sur le terrain remanient des éléments d'âges divers et que le mélange de matériaux de caractères granulométriques, morphoscopiques et exoscopiques aussi variés traduit les héritages d'éolisations successives plus ou moins nombreuses et plus ou moins anciennes.

3233/La composition minéralogique des fractions fines

Elle se différencie fondamentalement de celle de toutes les autres formations superficielles du Pays Nantais, en particulier, ce qui est essentiel, de celle des altérites in situ. Elle constitue de ce fait un critère distinctif fondamental des sédiments éoliens. Trois échantillons, représentatifs des différents types de situation caractéristiques des limons éoliens locaux ont été analysés en diffractométrie X par L. Barbaroux (fig. 151) :

- SB 15, prélevé à - 0,50 m sur socle granitique, à La Petite-Rouillonnais, au Sud du Plateau Nantais (Nantes 1-2 SW) (fig. 150 c).
- NT 2, prélevé à - 0,50 m sur socle micaschisteux, à Malabry, au contact du Plateau Nantais et du Glacis d'Héric (Nort 5-6 SW) (fig. 150 d).
- HV 11, prélevé à - 0,50 m sur socle micaschisteux, au Nord du Plateau du Cellier, en bordure de la vallée de la Loge au Moine (Ancenis 5-6 S).

Les échantillons sélectionnés présentent une grande communauté de caractères. Ils se distinguent surtout par leur teneur en éléments détritiques et par la variété de leurs composants argileux.

La part de leur fonds détritique est toujours exceptionnellement élevée : 82 à 98% dans les poudres (88,6% en moyenne, contre 65,6% dans les altérites de la Surface fondamentale et 68,3% dans celles des glacis), 31 à 62% dans les pâtes (45,6% en moyenne, contre 34,6 et 34%). Les quartz constituent toujours l'essentiel de leur matériel : 78 à 92% des composants dans les poudres (83,3% en moyenne, contre 56,6% et 33,6%), d'où un rapport F/Q extrêmement faible (0,063 en moyenne dans les poudres et 0,046 dans les pâtes, contre 1 et 0,4 pour les altérites de la Surface fondamentale et 1,4 et 0,13 pour celles des glacis). Ces taux sont très supérieurs à ceux qui se rapportent aux formations antérieurement analysées, sédiments ou altérites (Chap. 2, 3 et 8). Ils signent l'origine détritique des matériels considérés et les différencient formellement des altérites en place auxquelles ils se superposent généralement. Ils constituent finalement l'un des meilleurs critères distinctifs des limons de la région.

Les composants argileux sont toujours d'une grande diversité. Dans les poudres, les minéraux primaires autres que le quartz et le feldspath sont relativement abondants, ce qui confirme encore la nature détritique du matériel ; la Chlorite atteint des taux maxima de 15% (9% en moyenne, contre 2,6% dans les altérites de la Surface fondamentale) ; la Pyrophyllite varie de 3 à 6% ; l'Hydrobiotite, présente à l'état de traces en NT 2 et en HV 11, compose 51% des minéraux argileux en SB 15, en raison de facteurs lithologiques locaux. Les minéraux argileux évolués sont inégalement représentés ; le taux de Kaolinite est faible : 5 à 15% (10,3% en moyenne, contre 23,1% dans les altérites de la Surface fondamentale et 68,6% dans celles des glacis) ; celui de l'Illite varie de 6 à 14% (9,3% en moyenne, contre 26,3% et 20,3%) ; celui de la Montmorillonite est plus important : 16 à 35% (27,6% en moyenne, contre 16,3 et 3,3%). Dans les pâtes s'observe une même dispersion des valeurs avec, toutefois,

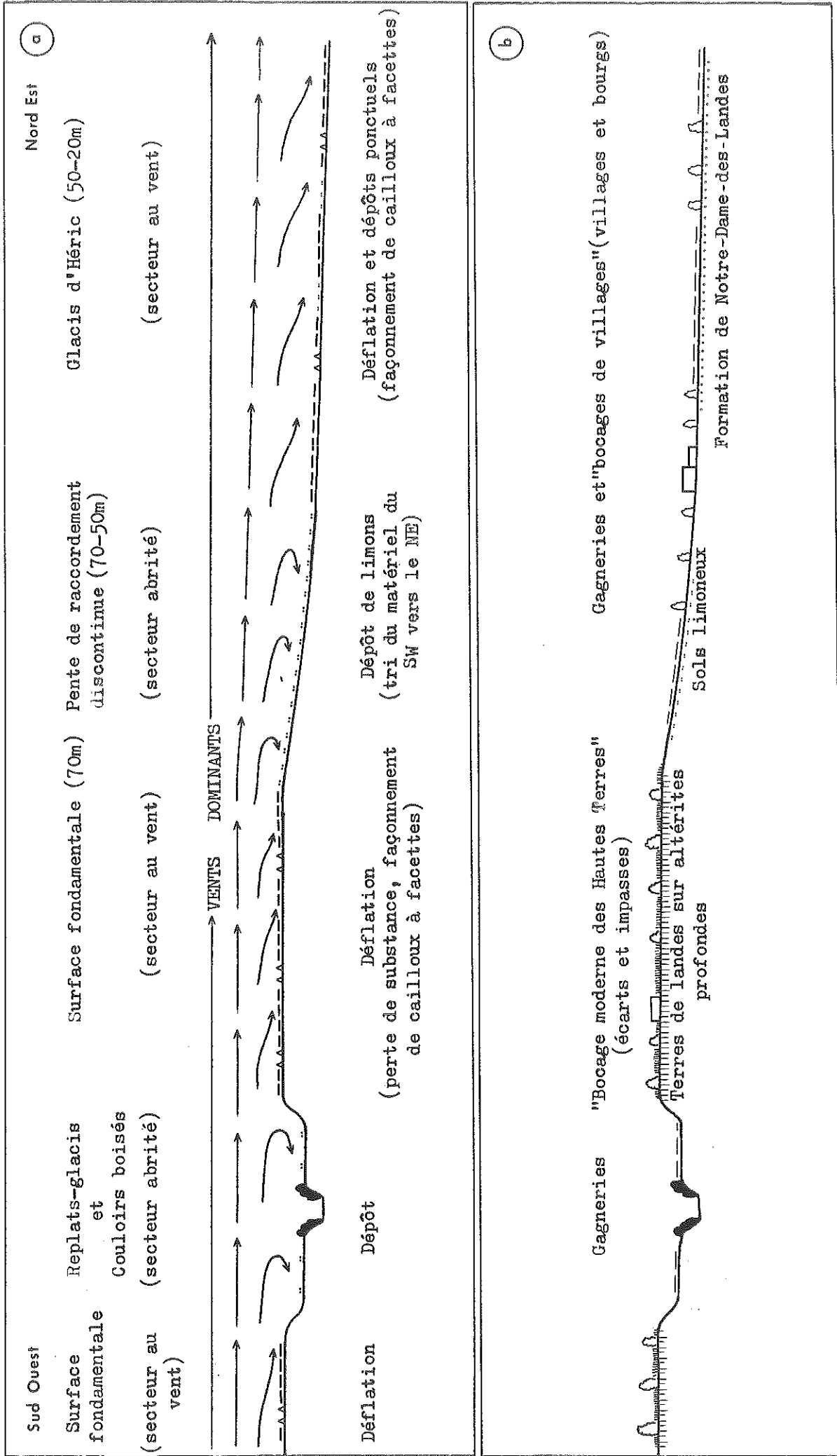


Fig. 154 Répartition des formes d'éolisation au cours des périodes froides quaternaires (a) et occupation des sols (b).

un taux de kaolinisation supérieur : 26 à 66% (49% en moyenne, contre 38,5 et 68%). Cette diversité des composants traduit celle des apports détritiques.

La minéralogie composite de ces argiles indique que les limons procèdent du décapage des formations précédentes et plus particulièrement d'une sélection des particules les plus fines des altérites de la Surface fondamentale par déflation.

En conclusion, le Pays Nantais comprend d'authentiques dépôts éoliens, dont la réalité transparaît dans le paysage au point de contribuer à conditionner les aménagements agraires. Au terme de l'exposé des observations de terrains et des analyses sédimentologiques qui précèdent, ces dépôts peuvent se définir comme des sédiments jaunes ou beiges, généralement fins et surtout très déliés, souvent soulignés à leur base par une surface de discontinuité. Leur granulométrie est généralement fine, avec des médianes inférieures à 50 μ pour les limons et les limons sableux, mais se rapporte en fait à différentes classes plus ou moins grossières. Leur morphoscopie dénote des taux de grains éolisés parfois supérieurs à 50%, mais souvent voisins de 5 à 15%. Leurs caractères exoscopiques sont typiques des héritages d'éolisations successives. Leur minéralogie se distingue par la profonde diversité de leurs composants argileux et surtout par leur teneur exceptionnellement forte en quartz, toujours supérieure à 80%, souvent à 90%. Cette teneur en éléments quartzeux et cette rareté corrélative des argiles expliquent précisément le caractère délié des véritables dépôts éoliens ; elles comptent en fait parmi leurs critères de détermination les plus utiles.

Néanmoins, il demeure impossible de perfectionner la définition de ces dépôts en se fondant sur des valeurs numériques limitatives. Leur détermination impose donc la considération conjointe de plusieurs critères de terrain et de laboratoire et demeure pour partie une question d'expérience. En contrepartie, leur cartographie exige une attitude très sélective, qui implique d'écarter toute formation hybride ou incertaine et d'éviter toute extrapolation. Il ne fait aucun doute à ce propos que les limons éoliens figurent de façon excessive sur beaucoup de cartes géologiques, en particulier sur les plus anciennes.

33/La signification paléogéographique des traces d'éolisation

Hormis les cailloux à facettes, l'intérêt manifesté jusqu'à présent pour les témoignages d'éolisations dans la région nantaise a surtout porté sur les formes de dépôts. Or, pour être les plus remarquables, ces dernières ne constituent pas nécessairement les héritages majeurs de l'action du vent sur le modelé dans le domaine considéré.

331/L'action du vent sur les versants

Elle semble limitée, ce qui peut partiellement s'expliquer par la permanence des "couloirs boisés" dans les vallées pendant les crises froides quaternaires, tout au moins pendant la dernière d'entre elles. Seuls les sommets de versants à replats, tels ceux de la Chezine, du Gesvres, de l'Hocmard et de la Loge au Moine, ont piégé quelques dépôts éoliens en raison de leurs positions d'abris ou de barrage (fig. 154 a). En contrebas, les dépôts de pente ont bénéficié d'un enrichissement en éléments éolisés à partir des reliefs encaissants, comme en témoigne la présence de grains de sables E.M. et R.M. à l'intérieur des coulées de solifluction, en particulier de celles des vallées du Gesvres et de la Seilleraye (§ 21) ; mais cet apport, d'ailleurs incontrôlable au niveau des fractions limoneuses, fut probablement réduit et beaucoup moins profitable qu'aux épandages alluviaux. Enfin, il n'existe aucune trace évidente de déflation sur les versants. L'influence éventuelle des chablis fut elle-même vraisemblablement entravée par la rareté des grands arbres nécessaires à la mise en oeuvre de ce type de processus et déjà peu nombreux dans les conditions climatiques tempérées actuelles. En conséquence, c'est en

dehors des vallées, sur les plateaux et les glacis, que se concentrent les principaux héritages des éolisations quaternaires.

332/La répartition des dépôts éoliens sur les plateaux et sa signification paléoclimatique

Il ressort des examens de terrain que le Pays Nantais ne comprend que deux épandages principaux de limons éoliens : au contact du Plateau du Cellier et de la vallée de la Loge au Moine d'une part, du Plateau Nantais et du Glacis d'Héric d'autre part. En dehors de quelques rares placages isolés et, bien évidemment, d'affleurements sédimentaires spécifiques, sables rouges ou nappes caillouteuses, la surface des plateaux et des glacis ne comprend par ailleurs que des altérites in situ ou des "limons de gélivation" (fig. 134); c'est à ces deux derniers types de formations que se rapporte la majeure partie des "limons de plateaux" consignés sur les cartes géologiques. Les épandages précités ourlent les limites septentrionales de la Surface fondamentale, contribuant ainsi à l'authentifier. Ils occupent des positions similaires qui dénotent les effets d'une circulation prépondérante de sens Sud Ouest - Nord Est. Ils nappent en effet des revers inclinés vers le Nord Est en contrebas de la Surface fondamentale et soulignent des sites d'abris vis-à-vis de vents dominants de secteur Sud Ouest. Le tri de leur matériel revêt la même signification. Il consiste, en bordure du Plateau Nantais comme de celui du Cellier, en une diminution progressive de la granulométrie du Sud Ouest vers le Nord Est (§ 321) et tient aux influences conjointes de la configuration du relief et du régime des vents : la diminution de la taille du matériel vers le Nord Est accompagne celles de l'altitude et de la compétence des vents qui ont présidé aux épandages; elle confirme le rôle morphogénique majeur de vents de Sud Ouest dans la région au cours des périodes froides du Quaternaire (fig. 154 a).

La datation des dépôts éoliens du Pays Nantais ne peut être directement fondée sur des arguments stratigraphiques. Leur superposition à des nappes caillouteuses (Les Landes) ou à des lambeaux de "hautes nappes alluviales" (Le Perdrier) les situe évidemment à l'intérieur du Quaternaire récent, mais leurs relations avec les coulées de solifluction ne peuvent être clairement observées. Tout porte à croire cependant que l'essentiel des stocks de limons éoliens actuellement présents dans le paysage se rapporte à la dernière crise froide, et plus particulièrement à sa phase terminale. Les limons constituent toujours les horizons les plus superficiels des coupes ; leur maintien au sommet de celles-ci est l'indice de leur jeunesse, compte tenu de leur minceur et de leur vulnérabilité. Les actions éoliennes dont ils ne constituent que les formations corrélatives, nécessitent une couverture végétale mince et discontinue pour se réaliser avec efficacité. Dans le cas d'héritages périglaciaires, ces actions sont donc couramment rapportées à des conditions paléoclimatiques froides et sèches. Le Würm, en particulier le Néowürm, a connu de telles conditions (A. Cailleux, 1942) (H. de Lumley, 1976). De fait, les données palynologiques permettent de déceler une détérioration des conditions climatiques au cours de la dernière crise froide dans la Basse-Loire, détérioration qui se serait effectuée dans le sens d'une aridification, donc d'une efficacité potentielle croissante des processus éoliens vers les stades ultimes du Würm (L. Visset, 1979, p. 225).

Dans le Pays Nantais, les vents les plus fréquents et les plus violents proviennent actuellement du Sud Ouest, comme l'atteste la rose des vents enregistrés à la station météorologique de Nantes - Château-Bougon (fig. 151). La répartition des limons considérés signifierait que le régime des vents est demeuré stable depuis le Würm ; il est d'ailleurs admis que, de l'Ecosse à la Méditerranée, la circulation atmosphérique a peu évolué depuis cette époque (E. de Vaumas, 1963) (A. Godard, 1965, p. 26) (M. Derruau, 1974, p. 126) (R. Coque, 1977, p. 143).

Le dispositif local des limons éoliens relève donc de conditions

paléoclimatiques reconnues. Compte tenu des caractères physiques du Pays Nantais, il appelle toutefois plusieurs remarques complémentaires, car il pourrait également traduire l'influence indirecte de facteurs sélectifs, tant topographiques que climatiques, lesquels auraient d'ailleurs accentué ses particularités.

- D'une part, le relief local favorise la constitution de sites d'abris dirigés vers le Nord Est, donc de zones d'atterrissement de particules transportées par des vents de secteurs Sud Ouest, en raison des orientations morpho-structurales majeures Ouest Nord Ouest - Est Sud Est et Nord Ouest - Sud Est.
- D'autre part, des éolisations anciennes, antérieures à la dernière glaciation, ont pu engendrer des épandages de nature et de répartition différentes de celles des dépôts actuels, comme peut le signifier la dispersion de grains E.M. et R.M. en surface des altérites in situ. Dans cette hypothèse, le régime de vents propres à la région depuis le Würm aurait privilégié les héritages des éolisations les plus récentes, tributaires de vents dominants de secteur Sud Ouest, en déblayant les produits des éolisations les plus anciennes. Dans tous les cas, la carte de la répartition actuelle des dépôts éoliens constitue le négatif de celle des zones de déflation.

333/Le rôle de la déflation sur l'évolution de la Surface fondamentale

Les effets du vent au sol sont largement conditionnés par la configuration du relief. Avec l'ensoleillement et l'humidité, l'exposition au vent est d'ailleurs l'un des facteurs naturels dont les établissements ruraux traditionnels ont tenu le plus grand compte, ce qui n'est plus le cas pour beaucoup des lotissements consécutifs à la rurbanisation et ce que les couvreurs chargés d'intervenir après les tempêtes ont rapidement constaté. De ce fait, la qualité des sites de replats ou de rebords de plateaux orientés Est-Ouest ou Nord Ouest - Sud Est, comme le long du Gesvres, du Cens, de la Chezine et de la Loge au Moine, se trouve encore renforcée, alors que les vallées alignées sur les axes Ouest Sud Ouest - Est Nord Est à Sud Sud Ouest - Nord Nord Est, c'est-à-dire sur les trajectoires des vents dominants, comme le long des affluents de l'Isac, de l'Hocmaré et de la Loge au Moine, sont les plus directement menacées.

De même, les marques des éolisations quaternaires sont distribuées en fonction du relief. Si les zones d'épandage de limons éoliens, en réalité assez réduites, soulignent des sites d'abris, les zones dépourvues de limons, au total les plus étendues, doivent normalement correspondre à des surfaces de déflation (Surface fondamentale, glaciaire). La dissociation, d'ailleurs classique, entre les principaux affleurements de limons éoliens et les principales concentrations de cailloux éolisés corrobore de telles relations (A. Cailleux, 1942) (M. Gruet, 1976). A quelques exceptions près, rebords de la vallée de la Loge au Moine par exemple, les cailloux à facettes et les blocs carénés, révélateurs des actions agressives du vent, sont en effet peu fréquents dans les zones d'épandages limoneux, alors qu'ils ponctuent couramment les zones dépourvues de dépôts éoliens.

Réciproquement, le relief a évolué sous l'influence des processus éoliens. Deux séries de faits, certains géologiques, d'autres topographiques, indiquent notamment que la Surface fondamentale a été spécialement soumise aux effets de la déflation et que son relief a récemment diminué d'altitude par perte de substance.

Les altérites de la Surface fondamentale, normalement très épaisses, ne demeurent plus par endroits qu'à l'état de racines. Bien que ces altérites présentent parfois des caractères très évolués, la composition minéralogique de leurs argiles témoigne en effet d'un décapage inégal mais général (Chap. 3, § 1). Ce décapage peut être en partie d'origine éolienne.

Alors que le Plateau Nantais domine habituellement le Glacis d'Héric et les replats-glacis de 5 à 15 m, leurs plans respectifs se trouvent parfois en parfaite continuité topographique, leurs pentes de raccordement s'estompant

totalement et les nappes caillouteuses du Pléistocène ancien prenant alors naissance à la même altitude que les lambeaux de Surface fondamentale les plus proches (Chap. 1, § 2) ; l'interfluve compris entre la vallée du Gesvres et le Glacis d'Héric fournit plusieurs exemples d'une telle concordance morphologique (L'Alnais, Le Moulin de Rohanne, L'Epine, La Boissière, La Paquelais) (Nort 5-6 S, Nantes 1-2 N) ; celle-ci ne peut s'expliquer que par l'atténuation de la Surface fondamentale sous l'effet d'une ablation de ses horizons d'altération les plus superficiels. Cette atténuation de la Surface fondamentale ne peut résulter de la glaciplanation, d'abord parce qu'elle lui est nécessairement postérieure, puisqu'elle a ramené l'altitude des reliefs culminants jusqu'à celle des nappes caillouteuses du Pléistocène ancien, ensuite parce qu'elle s'est exercée en dehors des domaines glaciplanés. Elle ne provient pas non plus de la solifluction laminaire ou du ruissellement, puisqu'elle concerne un espace presque parfaitement plat. En revanche, elle peut être imputée aux processus éoliens survenus lors des crises froides quaternaires. Les "Hautes Terres" étaient alors les reliefs les plus exposés aux actions agressives des vents dominants, en raison de leur situation. Leur manteau d'altérites spécifiques, déjà très vulnérable en soi, devait être intensivement soumis aux effets de la déflation, en raison d'un couvert végétal discontinu ; les palynologistes attribuent en effet une végétation ouverte, de type steppique, aux plateaux pendant le Würm et il y a lieu de penser qu'un environnement de même type régnait au cours des glaciations précédentes (M.T. Morzadec-Kerfourn, 1974 et 1976 a et b) (L. Visset, 1979).

Il est donc vraisemblable, qu'au cours des périodes froides quaternaires, la déflation a provoqué une diminution progressive des altitudes de la Surface fondamentale du Pays Nantais par ablation d'une tranche d'altérites d'épaisseur correspondante, alors que les glacis et replats-glacis périphériques bénéficiaient d'une immunité relative vis-à-vis des processus éoliens en raison de leurs situations inférieures, de leurs nappes caillouteuses protectrices et d'un couvert végétal probablement plus fourni.

La regradation des reliefs culminants constituerait alors le principal héritage de l'érosion éolienne dans la région. Les limons correspondraient aux formations corrélatives de cette regradation. Leur accumulation sur les pentes de raccordement résiduelles situées entre les plateaux et les glacis, dans les secteurs abrités des vents dominants, aurait encore contribué à l'atténuation générale du relief.

34/ Les héritages de processus nivéo-éoliens et niveaux

Plusieurs auteurs ont décelé les marques d'une morphogenèse nivale ou nivéo-éolienne dans le relief de Basse-Bretagne, en particulier A. Guilcher (1950), A. Moign (1954) et B. Hallégouët (1971). De telles marques existent également dans le Pays Nantais. L'influence morphogénique de la neige a été évoquée à plusieurs reprises dans les passages antérieurs, tant à propos des versants (bassins supérieurs des vallons, pentes à éboulement, glacis de raccordement solifluidaux, § 123, 2222, 2223), que des formes mineures (fentes en coin, reptations et solifluctions laminaires, cailloux éolisés, § 111, 212, 312). L'analyse de nodules découverts sur les plateaux, de certains modelés de vallées, ainsi que de cônes d'épandages situés au débouché des vallons, permet d'en préciser la nature et la portée.

341/ La mise en évidence de cryoconites fossiles

De nombreuses coupes de limons interprétés comme éoliens ont livré des nodules noirs de dimension centimétrique ou pluricentimétrique, en particulier au Nord du Plateau du Cellier (Le Bas Chalonge, La Roisserie, La Briantière, La Cribotière, Le Bois Macé) (fig. 150), le long de l'Erdre (Le Perdrier) (fig. 115) et aux limites de la surface du Plateau Nantais (Les Landes) (fig. 150).

3411/Conditions de gisement

Ces nodules ne se rencontrent qu'à la base des dépôts de limons éoliens et se concentrent ainsi à plusieurs décimètres de la surface, selon des densités variables. Ils déterminent un niveau discontinu, épais d'une dizaine de centimètres, toujours situé à quelques centimètres au-dessus du contact avec les formations sous-jacentes, ainsi que la coupe de La Cribotière le montre de façon exemplaire (pl. XII). Leur répartition est complètement indépendante de la nature du substratum (altérites de roches métamorphiques diverses au Nord du Plateau du Cellier, nappes alluviales le long de l'Erdre, micaschistes altérés au Nord du Plateau Nantais).

3412/Morphologie

Les nodules sont arrondis ou allongés, parfois tortueux, rarement ramifiés. Ils atteignent 1 à 3 cm dans leur plus grande dimension. Extérieurement, ils comportent une gangue rigide et résistante, noire ou brune, épaisse de 0,2 à 2 mm, ponctuée de grains de quartz épars ; cette gangue est elle-même enduite de limons consolidés et de débris quartzeux agglomérés, empruntés à la matrice limoneuse environnante. Intérieurement, ils se composent essentiellement d'une pâte amorphe, brune ou noirâtre, à taches de couleur rouille et à reflets bleutés, d'aspect goudronneux ; cette pâte fait preuve d'une certaine plasticité sous la pression d'une aiguille montée ; elle présente des cavités sphériques évoquant des bulles d'air à la loupe binoculaire (La Cribotière, échantillon HV 5, Le Perdrier, échantillon HC 7) ; elle révèle un fendillement de détail de densité inégale au microscope électronique à balayage (pl. XII a).

3413/Composition

Les nodules sont hétérogènes. Hormis leur constituant pâteux, ils comprennent des éléments minéraux et de la matière organique.

Des limons éoliens et des nodules, prélevés le long de la coupe de La Cribotière, à 0,50 m de profondeur, ont été simultanément soumis à une analyse semi-quantitative par spectrométrie de fluorescence X et diffractométrie X au Centre Technique des Industries Mécaniques de Nantes (CETIM). Ce type d'analyse fournit des fourchettes de valeurs pour chacun des éléments présents dont le numéro atomique est compris entre 13 et 92 (en conséquence, il ne rend pas compte de la présence éventuelle de Sodium et de Magnésium).

Il apparaît que les limons ont des teneurs fortes en Silice ($\text{SiO}_2 \geq 21,5\%$) et en Aluminium ($\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 19\%$), des teneurs moyennes en oxydes de Fer (entre 1,3 et 14% pour Fe_2O_3 ou FeO), en oxydes de Titane (entre 1,7 et 17% pour TiO_2) et en Potasse (entre 1,2 et 12% pour K_2O), des teneurs faibles en oxydes de Manganèse ($\text{MnO} \leq 2,3\%$), en oxydes de Calcium ($\text{CaO} \leq 1,4\%$) et en Zircone ($\text{ZrO}_2 \leq 1,35\%$) ; ils présentent des traces, très inférieures à 1%, de Soufre (probablement sous forme de sulfates), de Chlore (probablement sous forme de chlorures), de Chrome (probablement sous forme d'oxydes), de Nickel et de Cuivre. Ces résultats sont en accord avec ceux publiés par M. Ters au sujet des limons éoliens vendéens (1961, p. 280).

Les nodules sont de composition identique. Leurs teneurs en oxydes de fer (plus de 21,5%) et surtout en oxydes de manganèse (de 2,3 à 23%) sont cependant supérieures. On peut en déduire qu'ils résultent pour partie de la fixation d'oxydes de fer et de manganèse à partir de poussières éoliennes.

Les nodules comprennent par ailleurs des débris minéraux identifiables à la loupe binoculaire et au M.E.B. : parcelles d'argiles, débris de feldspath et surtout grains de quartz. L'analyse conjointe de nodules par M.E.B. et par spectrométrie de rayons X dispersifs en longueur d'ondes (CETIM) a permis d'authentifier des cristaux d'orthose à la fois par leur forme (macles de Carlsbad) et par leur composition chimique (présence de Silice, d'Aluminium et de Potasse, absence de Calcium et de Sodium). Les grains de quartz sont principalement N.U.

(La Cribotière), parfois S.A. et E.L. (Le Perdrrier, La Cribotière) ou R.M. (Le Bas Chalonge)

Les nodules comprennent enfin des débris végétaux fossiles : fragments de bois généralement visibles à l'oeil nu, pollens et algues. Certains fragments de bois, prélevés à La Cribotière et au Perdrrier, sont identifiables comme du chêne selon J.L. Vernet (Laboratoire du Paléobotanique de l'Université de Montpellier), sans qu'il soit toutefois possible d'y différencier des racines ou des tiges. Certains pollens, occasionnellement visibles sur des clichés pris au M.E.B., proviennent de pin selon L. Visset (Laboratoire de Phytogéographie de l'Université de Nantes). Une analyse palynologique pratiquée par J. Sauvage (Laboratoire de Géologie historique de l'Université de Paris Sud-Orsay) à partir de nodules provenant de La Briantière révèle un spectre pollinique hétérogène : 59% de spores de fougères et 14% de pollens de graminés, 21% de pollens de pins sylvestres et 6% de pollens de feuillus (bouleau, noyer, coudrier, chêne autre que *Quercus ilex*) (B. Bousquet, J. Sauvage et D. Sellier, 1976). L'analyse au M.E.B. de nodules provenant du Bas-Chalonge a permis d'observer un exemplaire de diatomée (pl. XII c).

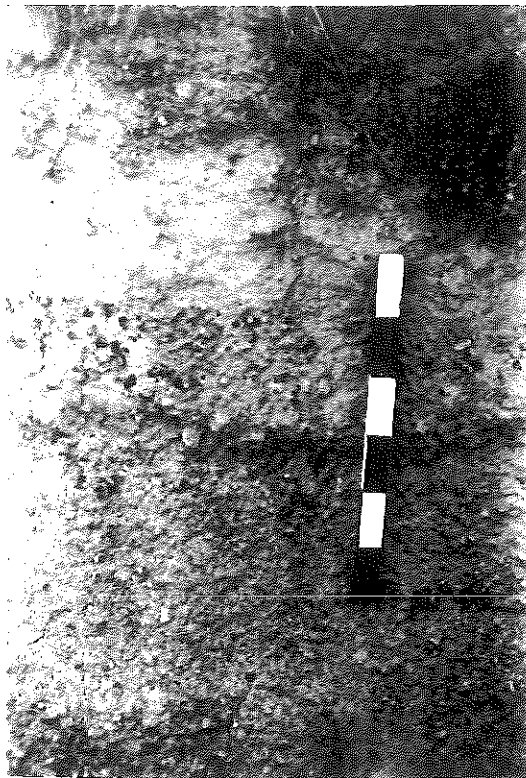
3414/Interprétation

Les nodules sont formés d'un agglomérat de limons éoliens, de grains de sables et de matière organique, consolidés par des oxydes de fer et de manganèse. Ils n'existent que dans les limons éoliens et constituent de ce fait des marqueurs permettant de différencier formellement ces types de dépôts des limons d'altération ou de gélivation.

Ils ne résultent ni d'une simple oxydation ni d'une simple évolution pédologique des limons éoliens. Ils se distinguent, par leur taille comme par leur composition, des rhyzoconcrétions ferrugineuses caractéristiques des dépôts néogènes locaux, autant que de concrétions comme celles des "limons à points noirs", signalées dans plusieurs régions du Bassin Parisien et attribuées aux oxydes de fer et de manganèse (A. Cailleux, 1953) (J.P. Lautridou, 1973). Ils peuvent être mis en rapport avec des processus nivaux, les dépôts éoliens quaternaires français suggérant d'ailleurs souvent une action conjointe de la neige (M.J. Graindor, 1948) (A. Cailleux, 1953) (J.P. Lautridou, 1968, p. 43) (J.P. Coutard et al., 1970, p. 26) (B. Hallégouët, 1971, p. 177) (J.L. Monnier, 1976, p. 160). B. Bousquet a proposé de les interpréter comme des cryoconites fossiles (1976).

La cryoconite se définit comme une substance noirâtre, composée de poussière minérale éolisée et de matière organique, accumulée au fond de trous circulaires et verticaux, eux-mêmes creusés dans la neige (L. Lliboutry, 1964) (L.E. Hamelin et F.A. Cook, 1967). Les trous à cryoconites abondent dans les régions arctiques, notamment à la périphérie de l'inlandsis groenlandais, où ils ont été principalement étudiés (R.T. Gajda, 1958) (R.W. Gerdel et F. Drouet, 1958). Ils s'observent également sur les névés de types alpins. Ils criblent les surfaces neigeuses sur des profondeurs variant normalement entre 40 et 60 cm et selon des sections centimétriques ou pluricentimétriques. Ils résultent de processus de fusion différentielle : les concentrations poussiéreuses superficielles susceptibles de produire la matière des cryoconites se distinguent par des couleurs foncées, absorbent les radiations solaires, emmagasinent de l'énergie thermique et provoquent une fonte accélérée de la neige et de la glace sous-jacentes.

Selon les mesures effectuées par R.W. Gerdel et F. Drouet au Groenland, la cryoconite renferme ordinairement 93 à 99% d'eau. Elle disparaît normalement avec la fonte progressive des neiges. Dans l'hypothèse présente, les cryoconites ont pu se former à partir de manteaux neigeux initialement surchargés de limons éoliens, puis gagner des horizons résiduels de plus en plus limoneux, en s'enfonçant graduellement. La matière des cryoconites se serait trouvée ainsi

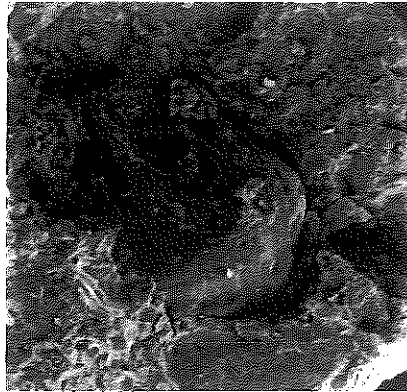


- Limons caillouteux pédogénisés
- Limons éoliens
- Niveau à nodules noirs
- Surface de discontinuité
- Altérites de micaschistes de type 5

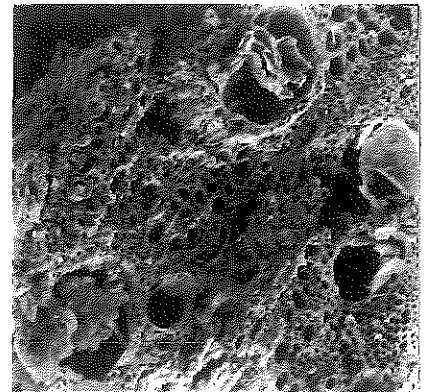
Coupe dans les Limons éoliens de La Cribotière (Plateau du Cellier) (Barre de référence : 30 cm)



a



b



c

a Vue générale d'un nodule : gangue () et pâte argileuse intérieure ()
(x 20), La Cribotière

b Pâte argileuse et grain de quartz sub-anguleux (x 150), Le Perdrier

c Section de débris végétal à caractères de Chêne (x 100), La Cribotière

préservée au moment de la fusion des recouvrements neigeux superficiels. Elle se serait ultérieurement fossilisée au sein des horizons limoneux en fixant des oxydes métalliques dans le cadre d'une évolution pédologique des dépôts éoliens. La composition des nodules, leur répartition dans l'espace et leur position en coupe étayent cette interprétation.

La composition des nodules examinés concorde avec celle des cryoconites. R.W. Gerdel et F. Drouet rapportent qu'après séchage les cryoconites étudiées au Groenland comprennent 66,7 à 84% de débris minéraux (quartz, feldspath, poussières minérales indéterminées), 13,1 à 20,1% de matières organiques, 2,8 à 4% d'eau, la fraction organique se composant essentiellement d'algues d'eau douce ; les auteurs mentionnent l'observation accidentelle de diatomées dans les cryoconites. Le remplissage des trous à cryoconites dépend en fait du milieu environnant. En Islande, par exemple, il provient essentiellement de particules volcaniques éolisées. Dans le domaine alpin, souvent plus proche d'une formation végétale herbacée, voire arborescente, les cryoconites renferment des débris végétaux plus grossiers : brindilles et fragments de bois. Dans le cas des nodules du Pays Nantais, l'abondance des éléments minéraux : limons, grains de quartz et de feldspath, traduirait le voisinage de zones de déflation au moins saisonnièrement épargnées de l'enneigement pendant la formation des cryoconites. La présence des débris de bois, celle des spores et pollens d'espèces diverses, herbacées ou arborescentes, signeraient quant à elles l'influence des "couloirs boisés" dans les vallées proches des sites à cryoconites.

La répartition des nodules coïncide évidemment avec celle des principaux épandages limoneux. Elle correspond de ce fait à des rebords de plateaux, des pentes faibles, des replats, des sites d'abris, tous favorables au dépôt des limons autant qu'au maintien prolongé des placages neigeux. Par ailleurs, l'approfondissement progressif des trous à cryoconites parvient à anéantir l'action des radiations solaires et ses effets sur la fusion différentielle du substrat nival. En conséquence, les cryoconites finissent par se concentrer à une profondeur constante de la surface : une cinquantaine de centimètres en général (R.T. Gajda, 1958) (R.W. Gerdel et F. Drouet, 1958). La position en coupe des niveaux de nodules, à la base des limons du Pays Nantais, répond exactement à ces conditions de gisements. Elle démontrerait aussi l'étroite relation des dépôts de limons et des accumulations neigeuses dans la région au cours des périodes froides.

L'assimilation des nodules à des cryoconites fossiles comme l'autorise chacun de leurs caractères, implique une influence morphogénique effective de processus nivaux ou nivéo-éoliens dans la région. Elle permet d'étayer l'interprétation de certaines formes d'érosion ou de dépôt en terme de modelés nivaux.

342/L'influence de la neige sur le modelé des vallées

3421/Les vallées asymétriques se classent habituellement parmi les héritages les plus caractéristiques des morphogenèses nivales et nivéo-éoliennes, la dimorphie de leurs versants procédant d'une efficacité accrue de la solifluction sur les sites où l'accumulation prolongée des plaques neigeuses se trouve favorisée par une exposition vers le Nord (versants les plus ombragés) ou par une position abritée des vents dominants (versants sous le vent) (J. Tricart et A. Cailleux, 1962) (L. Hamelin et F. Cook, 1967) (R.G. West, 1968). Dans le Pays Nantais, plusieurs exemples de profils transversaux asymétriques, d'origine vraisemblablement nivale, s'observent dans les sections de vallées de 2ème ordre les plus rectilignes, donc les moins perturbées par des facteurs de dissymétrie d'origine fluviale. Dans tous les cas, les versants situés au Nord des thalwegs sont les plus redressés, ce qui concorde évidemment avec les conditions locales d'ensoleillement et confirme encore l'influence de vents dominants de secteur Sud Ouest sur le façonnement du relief local

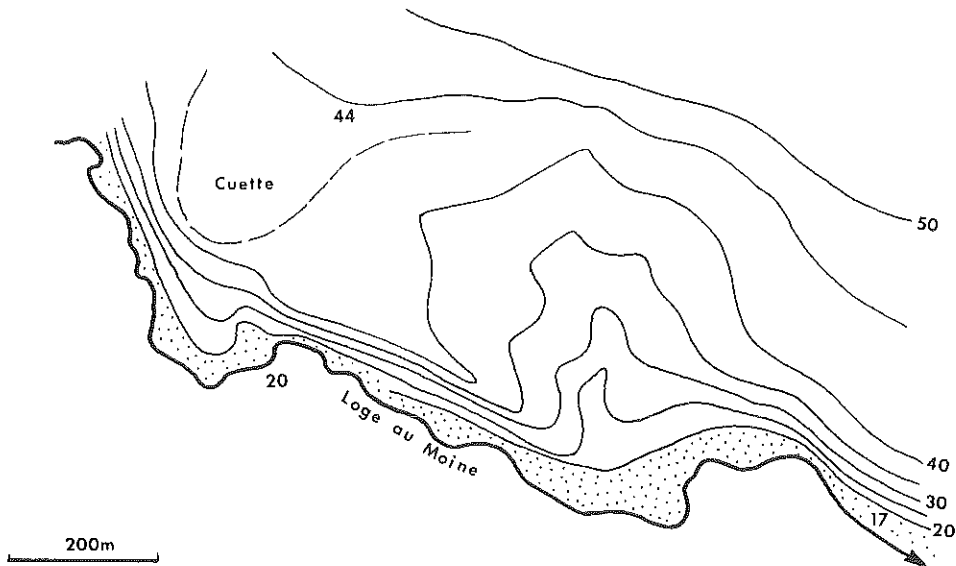
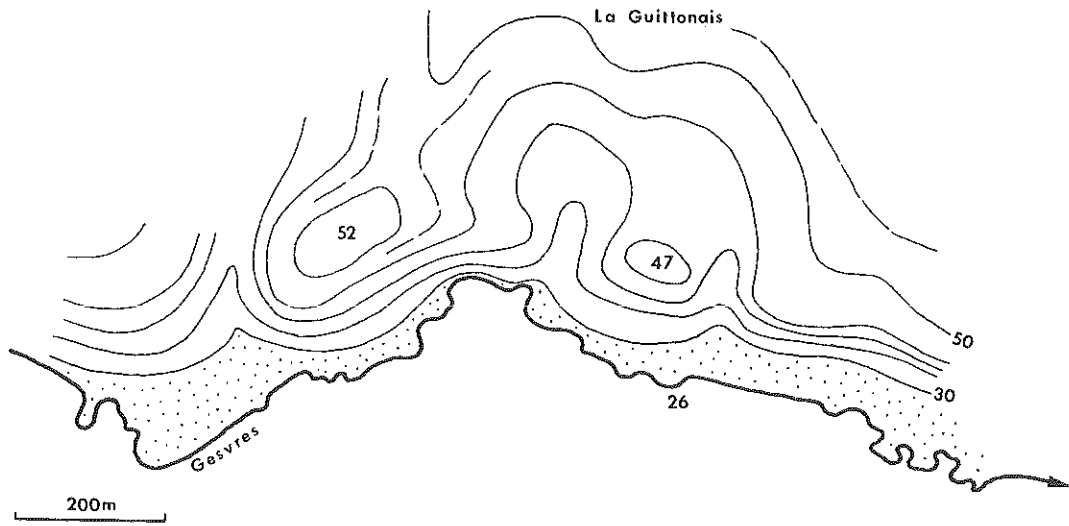


Fig. 155 Exemples de niches de nivation le long du Gesvres et de la Loge au Moine
(d'après fond topographique I.G.N. au 1/10 000)

(tableau). En raison du calibrage irrégulier des formes en creux, de la fréquence des coudes et des méandres, de la multiplication des replats et des ruptures de pentes, ce type de modelé demeure cependant peu courant.

Principaux exemples de vallées asymétriques

Vallées	Sites	Orientation de la vallée	Situation du versant le plus escarpé
Loge au Moine (amont)	St Joseph-Bas Châlonges	WNW-ESE	N
Loge au Moine (aval)	Cuette	WNW-ESE	N
Rousselière (Cens)	Liancé	W-E	N
Cens (amont)	La Faverie du Buron	WNW-ESE	N
Chezine	Pré-Douaud	WNW-ESE	N
Gesvres (amont)	Vigneux	WNW-ESE	N
La Planche (Hocmard)	Le Pérou	SW-NE	E

3422/Les niches de nivation comptent parmi les formes périglaciaires reconnues dans le Massif Armoricain (A. Guilcher, 1950) (A. Moign, 1954). Dans le Pays Nantais, plusieurs versants de vallées de 2ème ordre comportent des dépressions perchées semi-circulaires, de dimensions hectométriques à pluri-hectométriques qui peuvent se rapporter à des processus nivaux. Les plus remarquables s'observent à La Guittonais, le long du Gesvres moyen (Nantes 1-2 NE), à La Roche, le long du Cens supérieur (Nantes 1-2 NW), ou dans l'amphithéâtre concave du bief de la Sauvagère, au centre de la Vallée du Hâvre (Ancenis 5-6 SE) (fig. 155). Il s'agit dans ce dernier cas d'une cuvette semi-circulaire, large d'une cinquantaine de mètres et profonde d'une dizaine de mètres, sans rapport avec l'action du ruissellement concentré ; son orientation vers le Nord Est la place en position d'abri vis-à-vis des vents dominants ; sa situation au sommet d'un grand versant durablement ombragé (50 m) la prédispose aux effets d'une rétention nivale prolongée, ainsi que les périodes d'enneigement actuelles permettent encore de le vérifier. Cette cuvette est reliée, par l'intermédiaire d'un canal d'écoulement rectiligne, étroit et peu profond, à un cône caillouteux de dimension réduite étalé à la base du versant (7 m). Ce cône, visiblement associé à l'évidement de la cuvette qui le domine, est nécessairement postérieur aux derniers stades d'incision de la vallée, aux remblaiements alluviaux de cette dernière et au décollement du lit actuel du Hâvre par rapport à la base du versant considéré ; sa position témoignerait par conséquent d'une influence tardive des processus nivaux dans la région. L'évasement caractéristique des têtes des vallons de 1er ordre, des vallées de 2ème ordre et des coulées du Sillon de Bretagne ou du Coteau de Mauves, déjà mis à l'actif de processus périglaciaires (§ 2223), fut certainement lui-même amplifié par le stationnement de plaques neigeuses et par l'exportation des produits de la gélivation par les eaux de fonte.

3423/L'empreinte d'une morphogenèse nivale sur le profil des versants se marque à tous les niveaux. L'atténuation caractéristique des sommets de versants, des rebords de la Surface fondamentale et des raccords avec les replats-glacis, enregistre en effet les influences combinées de plusieurs agents nivéo-éoliens : gélivation préférentielle et solifluction laminaire sur pergélisol sous l'effet perdurant de manteaux neigeux ; déblaiement progressif des produits de la gélivation et de la solifluction sous l'effet d'un ruissellement agressif, concentré ou diffus, déclenché par les eaux de fonte ; déflation accentuée des surfaces dénudées, préalablement ameublées par les processus périglaciaires et

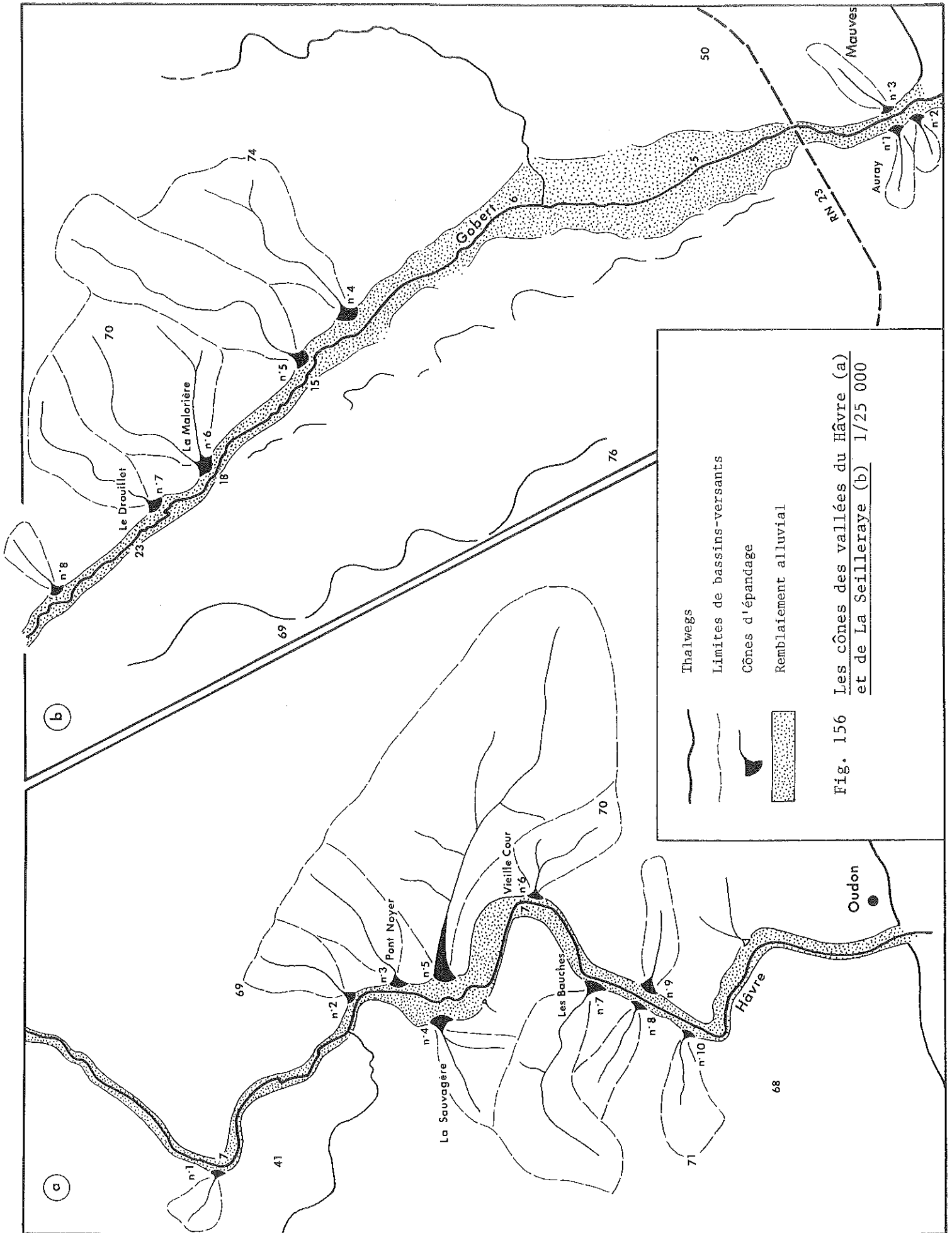


Fig. 156 Les cônes des vallées du Hâvre (a) et de La Seilleraye (b) 1/25 000

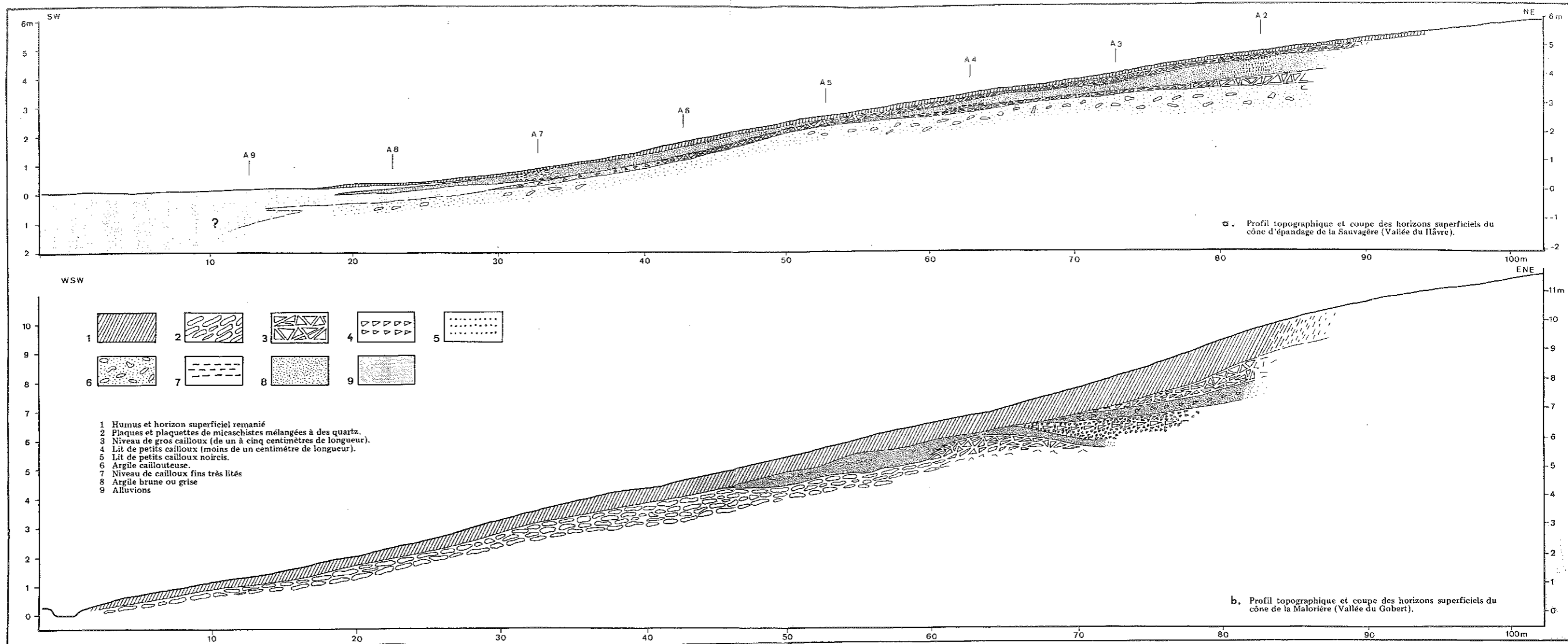


Fig. 158 Coupes du cône de La Sauvagère (vallée du Hâvre), et du cône de La Malorière (vallée de La Seilleraye)

niveaux. L'estompage des irrégularités de profils engendrées par les replats-glacis ou les replats du Pléistocène II procède partiellement de la même collaboration de phénomènes. L'élaboration des glacis de raccordement signalés à la base des principaux coteaux dénote également une participation de la neige, les eaux de fonte ayant favorisé l'épandage des matériaux fins par solifluction laminaire.

La morphogenèse nivale a participé à l'adoucissement général du profil des versants et au fondu caractéristique des paysages. Elle a parachevé l'oeuvre de systèmes morphoclimatiques qui ont tous agi dans le sens d'une dégradation progressive du relief.

343/Le rôle de la neige dans l'évacuation des débris

Les vallons du Pays Nantais comportent un colmatage essentiellement colluvial et les vallées sur lesquelles ils se greffent comprennent un remblaiement essentiellement alluvial. Aux confluences, le contact entre les deux types de dépôts s'établit quelquefois par l'intermédiaire de cônes d'épandages. Une quarantaine de ces formes s'observent au débouché des coulées du Sillon de Bretagne et du Coteau de Mauves (Savenay 5-6 NE, Paimboeuf, 3-4 E, Vallet 1-2 NE), aux abords du Bassin de Campbon (Savenay 7-8 NW) et surtout à l'aval des tributaires du Gesvres, du Gobert et du Hâvre (Nantes 1-2 NE, Nantes 3-4 NW, Vallet 1-2 NW, Ancenis 5-6 SE) Tous ces cônes sont de caractères morphologiques similaires. Ils se différencient cependant dans le détail par leurs rayons, qui varient de quelques dizaines de mètres, en aval du Gobert, à plusieurs centaines de mètres, en aval des coulées du Sillon de Bretagne, par leurs épaisseurs, qui peuvent atteindre une vingtaine de mètres à la racine par rapport aux remblaiements alluviaux les plus proches, par leurs profils, qui enregistrent parfois la superposition d'apports sédimentaires différents, ou le ravinement tardif de leurs surfaces dans le cas de convergence de plusieurs vallons vers un même site de confluence. Plusieurs de ces cônes ont fait l'objet d'une publication séparée dont les conclusions peuvent être présentement élargies (D. Sellier, 1976).

3431/L'exemple des cônes d'épandage de la Vallée du Hâvre (Ancenis 5-6 SE)

Une dizaine de vallons affluents du Hâvre aboutissent à des cônes dont l'étendue est proportionnelle à celle de leurs bassins versants ; ainsi le cône du Pont-Noyer présente un rayon d'une trentaine de mètres à l'aval d'un vallon de 400 m de long et d'un bassin versant de 11 hectares, alors que celui des Bois-Gares s'étire sur plus de 200 m à l'aval d'un vallon de 2 km et d'un bassin de 145 hectares (fig.156 a et pl. VIII c).

Le cône situé au Nord de La Sauvagère, entre Oudon et Couffé, est exemplaire de ce type de construction à plusieurs titres. Il s'inscrit dans un quart de cercle de 95 m de rayon moyen (fig. 157). Son altitude à la racine est de 6 m par rapport au plancher alluvial de la vallée du Hâvre, son profil général est convexo-concave et sa pente moyenne est de 6,1% (fig.158 a). Ses contours, irréguliers, enregistrent un double apport sédimentaire depuis les vallons situés à l'amont (axes A1-C5 et A1-B4). Son bassin-versant, triangulaire, s'étend sur une quinzaine d'hectares à travers l'amphithéâtre concave de La Sauvagère et le rebord du Plateau du Cellier, lequel culmine localement à 66 m d'altitude. Ce bassin recoupe des affleurements de micaschistes albitiques orientés selon la direction armoricaine, parcourus de filons de quartz et de phtanite, altérés et superficiellement débités en plaquettes. Deux vallons en V, longs de 500 m chacun, confluent aux abords immédiats du cône. Leurs versants sont nappés de colluvions généralement épaisses de moins d'un mètre, formées de débris de micaschistes et d'argiles, eux-mêmes fournis par l'altération du substratum. Leurs fonds sont encombrés par des colluvions de même nature, sauf dans leurs cours médians, où leurs profils longitudinaux deviennent convexes et où la roche saine affleure ponctuellement.

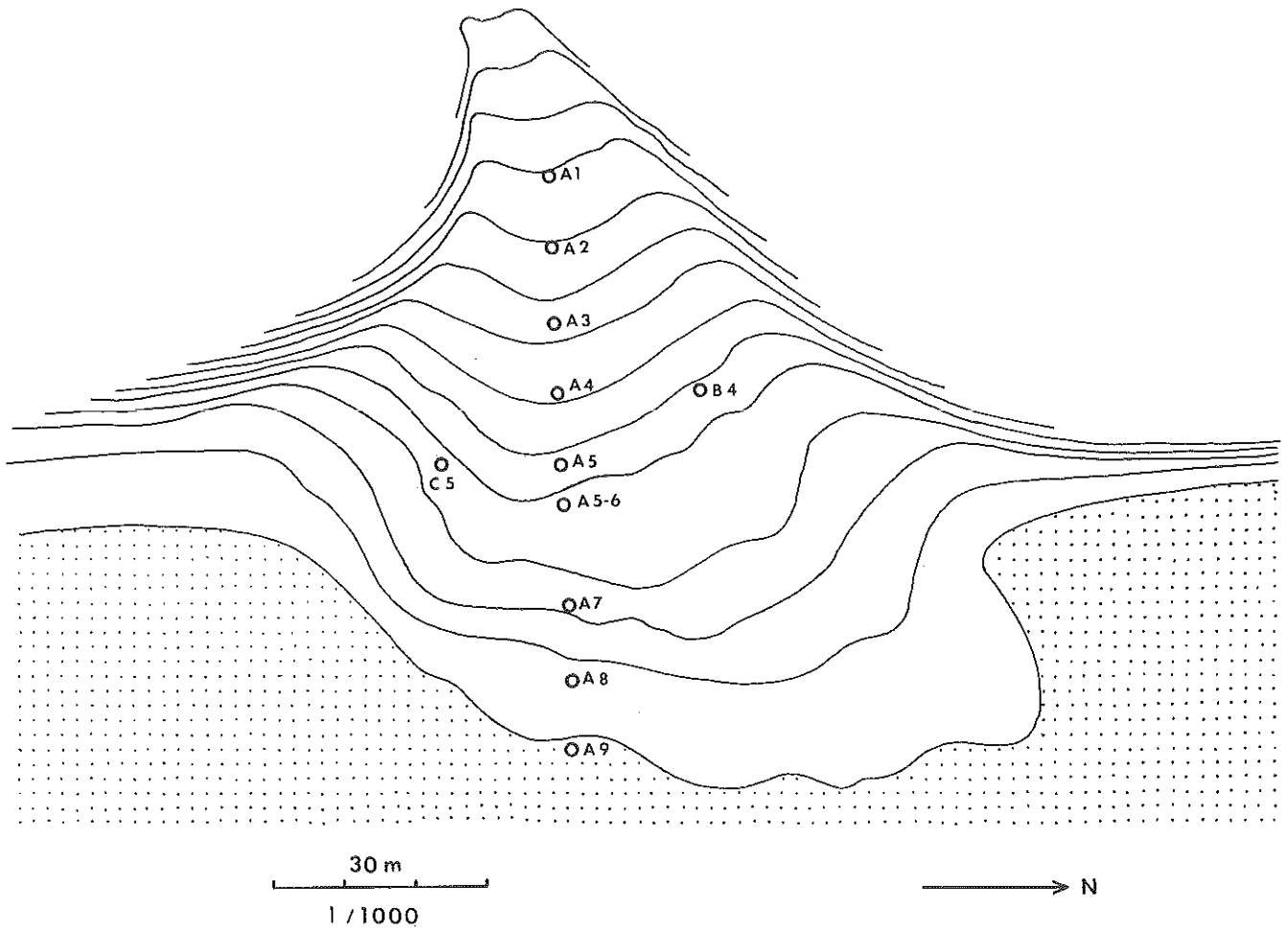


Fig. 157 Plan du cône d'épandage de La Sauvagère (Vallée du Hâvre, cône N°4)

Levé sur le terrain au théodolite, au 1/250

Altitude du plancher alluvial : 7 m

Equidistance des courbes : 0,50 m

La coupe de la figure 158 a, construite à partir de sondages pratiqués tous les 10 m, entre 0,50 et 1,30 m de profondeur, dans l'axe bissecteur du cône, rend compte de la stratigraphie de ses horizons superficiels.

La partie supérieure du cône, entre les sondages A2 et A5, comprend de haut en bas :

- Un sol argileux de 10 à 20 cm d'épaisseur.
- Une couche caillouteuse, épaisse de 10 à 15 cm, composée de débris anguleux de micaschiste, phtanite et quartz, dont les plus longs atteignent 7 cm.
- Un niveau argileux gris, épais de 70 cm en amont, laminé vers l'aval, affecté d'intercalations rythmiques d'esquilles de micaschiste concentrées et assombries par des oxydes de fer et de manganèse.
- Une nouvelle couche de cailloux grossiers, comprenant des éléments de plus de 11 cm de longueur, formant un pavage en A2, mais se dispersant dans une matrice de plus en plus argileuse vers A5.
- Un horizon brun, essentiellement argileux, ennoyant des cailloux hétérométriques entre 0,95 et 1,30 m de profondeur (arrêt des sondages).

Dans la zone d'inflexion du cône, entre les sondages A5 et A6, les couches observées en amont s'approfondissent en direction des alluvions du Hâvre et disparaissent progressivement sous des formations plus fines : lits d'argiles, d'argiles sableuses et de cailloutis, provenant du remaniement superficiel de la partie sommitale du cône.

A la base, entre les sondages A7 et A9, les atterrissements du cône, de couleur brune et de type argileux ou grumeleux, se différencient très nettement des alluvions du Hâvre, compactes et beiges, le contact entre les deux formations s'établissant par des indentations dont les sondages n'ont pas encore permis de déterminer le caractère progressif ou régressif.

Les constituants du cône de La Sauvagère résultent du remaniement des colluvions qui empâtent les thalwegs situés en amont et des coulées de solifluction qui recouvrent les versants encaissants. L'absence d'éroulé sur les débris de quartz et de phtanite, le simple abattage des angles et des arêtes sur les fragments de micaschistes, témoignent de transports très brefs et très courts.

Leur examen en coupe révèle une superposition de dépôts caillouteux et argileux, lités et parfois rythmés, généralement minces, granulométriquement contrastés. Les éléments les plus fins, argiles et esquilles, proviennent d'un triage du matériel solifluidal arraché en amont et d'un épandage engendré par des processus torrentiels classiques. Les plus grossiers, cailloux et blocs, hétérogènes et hétérométriques, mais toujours mêlés de particules fines, évoquent au contraire des apports par coulées boueuses.

Leur examen en plan révèle l'existence d'un pavage superficiel dans toute la partie amont du cône. La couche caillouteuse hétérogène observée au sommet des sondages A2 à A5 se poursuit en effet au Nord et au Sud de l'axe bissecteur A1-A9, comme l'indiquent les sondages B4 et C5 (fig.157). Son état actuel résulte d'un lavage et d'un triage de ses éléments fins. Sa disparition sous des lits d'argiles et de cailloutis, entre le sondage A5 et les alluvions du Hâvre, témoigne d'un remaniement tardif de la racine du cône sous l'effet d'un ruissellement superficiel.

L'épaisseur de ce cône doit être comprise entre 6 et 10 m, compte tenu de l'altitude relative de sa racine par rapport aux alluvions du Hâvre et de la profondeur locale de ces dernières (une douzaine de mètres) (Chap. 7, § 3122). Sa superficie est d'environ 7 000 m² pour un bassin-versant qui n'est qu'une vingtaine de fois plus étendu. Ce type de forme témoigne par conséquent du débordement et de l'étalement d'un volume de matériaux considérable et implique l'intervention de processus nécessairement puissants.

3422/L'exemple des cônes d'épandage de la Vallée de la Seilleraye
(Vallet 1-2 SW)

La Vallée de la Seilleraye, ou vallée du Gobert, comprend deux séries

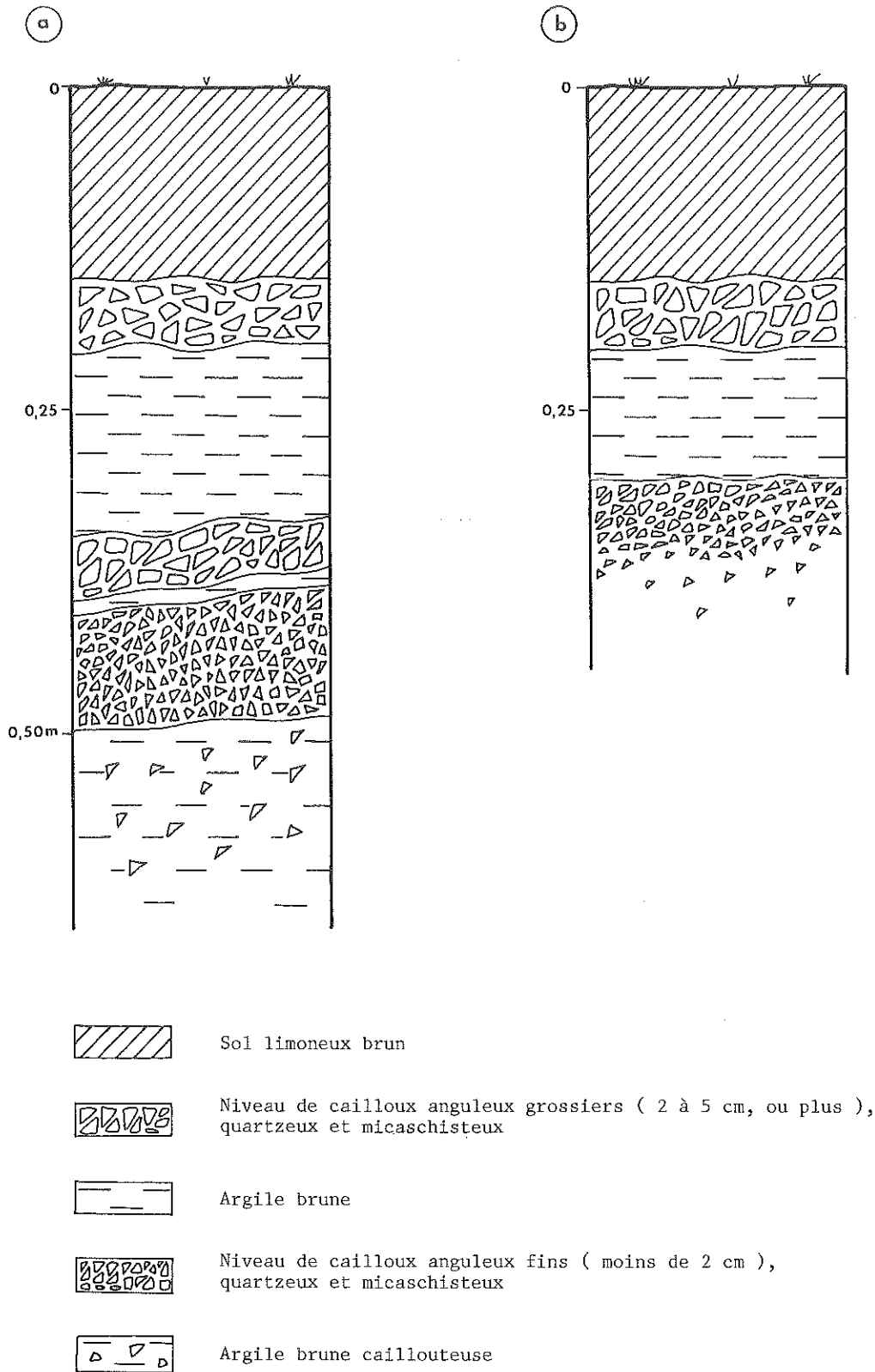


Fig. 159 Sondages à l'amont (a) et à l'aval (b) du cône d'Auray (cône N° 1)
Vallée de La Seilleraye - Sondages pratiqués dans l'axe des cônes,
à 10 m de distance

de cônes. A l'aval, près du goulet de confluence avec la Loire, la première regroupe trois éléments (fig.156 b, cônes 1 à 3). Le plus proche de la ferme d'Auray (cône n° 1) remonte sur une centaine de mètres à l'intérieur d'un vallon de 1er ordre. Son profil longitudinal étagé résulte de la superposition de deux dépôts successifs, le plus bas mesurant 90 m de rayon moyen, le plus élevé une vingtaine de mètres. Des sondages ouverts sur 0,50 m de profondeur dans l'axe médian du cône et à l'intérieur de chacun des deux niveaux, ont abouti à mettre en évidence une structure sédimentaire comparable, par son litage comme par ses constituants, à celle du cône de La Sauvagère : en dessous d'une couche d'humus, un niveau caillouteux superficiel recouvre des lits d'argile brune, d'argile caillouteuse et de cailloutis anguleux (fig.159) ; les matériaux proviennent ici aussi d'une expulsion des colluvions du vallon et des versants encadrants. A l'amont de la vallée, une seconde série de cônes comprend cinq éléments (fig.156 b, cônes 4 à 8). Le plus proche de La Malorière (cône n° 6), recoupé par un chemin de déblai dans le sens longitudinal, est le plus représentatif de l'ensemble (fig.158 b).

Le cône de La Malorière ressemble à celui de La Sauvagère par ses dimensions : 94 m de rayon au centre, par son profil convexo-concave, par sa situation au terme de deux vallons confluent. Il s'en distingue par sa pente moyenne : 11,6% et par l'altitude relative de sa racine : 11 m. Fortement raviné sur ses flancs par les deux ruisseaux qui y débouchent, il n'est convenablement conservé que dans sa partie centrale.

Ce cône est uniformément recouvert par une couche argilo-caillouteuse hétérogène, d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur moyenne, correspondant à un creep récent et au niveau des labours actuels. A l'amont, il comprend des lits caillouteux et argileux dont l'épaisseur globale visible dépasse un mètre, dont l'alternance rappelle la stratigraphie des cônes de La Sauvagère et d'Auray, mais dont l'ordonnance est ponctuellement perturbée par un bourrelet argileux et par une lentille caillouteuse résultant d'une diffluence latérale des épandages. A l'aval, il ne comprend plus qu'une formation caillouteuse anarchique d'une épaisseur visible de 1 à 1,50 m. Cette dernière formation se compose de plaques et de plaquettes de micaschistes allongées et hétérométriques, associées à des débris de quartz filonien, englobées dans une matrice argileuse peu abondante. Les plus petites sont de dimensions centimétriques, les plus grandes dépassent une trentaine de centimètres de longueur pour une douzaine de centimètres de largeur et pèsent par conséquent plusieurs kilogrammes. Beaucoup présentent des arêtes abattues et des extrémités arrondies par les chocs. Leur émoussé rudimentaire, leur désordre, leur redressement à l'intérieur de la matrice argileuse, sont significatifs, ici aussi, de transports brefs, courts et sans doute violents au sein de coulées boueuses surchargées de cailloux.

L'environnement morphologique du cône de La Malorière diffère fondamentalement de celui du cône de La Sauvagère. Il correspond à la section supérieure d'une vallée encadrée de versants redressés et rapprochés (fig. 156). Le remblaiement alluvial est donc ici négligeable. Le cône repose par endroits directement sur le socle et recouvre sur son flanc méridional les derniers lambeaux de sables rouges pliocènes qui colmatent le fond de la vallée de la Seilleraye plus en aval. Contrairement au cas précédent, l'intérêt de ce cône réside donc dans ses relations avec l'évolution des versants encadrants plus que dans ses rapports avec le remblaiement de la vallée.

Les coupes ouvertes le long des versants des vallons branchés sur le cône de La Malorière montrent que les micaschistes locaux sont sujets à un débitage intense du fait de leur schistosité naturelle et de leur fracturation par micro-failles, auxquelles s'ajoutent les effets de l'altération et de la gélivation. Ces coupes ont fait l'objet d'une description détaillée dans le cadre de l'étude du façonnement périglaciaire des versants en raison des remarquables exemples de fauchage et de colluvionnement qu'elles mettent en évidence (§ 2212, fig. 136). Le fond des vallons précités est encombré par un matériel colluvial

à plaquettes micaschisteuses du même type que celui qui participe en aval à la construction du cône. De ce fait, il existe ici tous les termes visibles d'un enchaînement associant la libération des plaquettes micaschisteuses sous les actions conjuguées de l'altération et de la gélivation, leur fauchage, leur arrachement et leur descente sur les versants par solifluction, leur concentration et leur accumulation dans le fond des vallons par empatement colluvial, leur dégorgeement et leur étalement au débouché sur la vallée principale par des processus qu'il s'agit désormais de préciser.

3433/Signification paléogéographique et paléoclimatique des cônes d'épandage

Les cônes soulèvent trois séries de problèmes interdépendants concernant leur environnement morphologique, leur âge et leur place dans l'évolution paléogéographique des versants et des vallées, les conditions paléoclimatiques relatives à leur genèse. Toute interprétation de ces formes d'accumulation doit tenir compte de l'hétérométrie, de l'émoissé fruste et du litage irrégulier de leur matériel, ainsi que du volume global relativement imposant de ce dernier : plusieurs dizaines de milliers de mètres cubes pour un cône de dimensions moyennes, comme celui de La Sauvagère par exemple.

Les cônes considérés se trouvent toujours au terme de bassins-versants relativement restreints (quelques hectares à quelques dizaines d'hectares), de vallons très courts (200 m à 2 km), de thalwegs particulièrement inclinés (5 à 10%). Ils représentent les produits d'une ablation et d'un dégorgeement massifs des matériaux colluviaux, progressivement accumulés en périodes périglaciaires au fond des vallons de 1er ordre et à la base de leurs versants. Leurs sédiments ne sont ni typiquement alluviaux, ni typiquement colluviaux. Leur dépôt se distingue à la fois d'un étalement exclusivement torrentiel et d'un épandage exclusivement solifluidal ; il semble principalement résulter de décharges de matériaux caillouteux et boueux, rendus momentanément fluides, dans des conditions brusques, rapides et brèves, comme l'indiquent les données stratigraphiques et sédimentologiques et comme le suggère l'environnement des cônes lui-même. Leur construction a dû se produire de façon intermittente, par apports massifs successifs, entrecoupés de périodes pendant lesquelles l'alluvionnement torrentiel reprenait ses droits, d'où les sédimentations rythmées, les couches alternées d'argiles triées et de cailloux remaniés (La Malorière), la succession d'atterrissements distincts simulant la superposition de plusieurs cônes (Auray), l'imbrication des dépôts dans les alluvions des vallées principales (La Sauvagère).

De tels processus n'ont pu fonctionner qu'en périodes de dégel fréquent ou prolongé, mais déjà marquées par une reprise au moins épisodique du ruissellement concentré. Les données stratigraphiques et sédimentologiques montrent par ailleurs que les conditions climatiques et hydrologiques propres au domaine océanique n'étaient pas non plus complètement rétablies. Ces conditions diffèrent donc à la fois de celles qui se rapportent normalement aux milieux périglaciaires purs comme aux milieux tempérés purs. En outre, seuls des régimes de précipitations et d'écoulement contrastés, associés à un couvert végétal encore discontinu, et caractérisés par des crues brutales précédées de périodes d'imprégnation des colluvions en eau, ont pu déclencher le dégorgeement des vallons et l'épanouissement des cônes au débouché des vallées principales.

Un système morphoclimatique marqué par un rôle prépondérant de la neige semble pouvoir rendre compte de l'ensemble de ces conditions. Les cônes d'épandage examinés évoquent les cônes de couloirs d'avalanches observables en Norvège, en Ecosse ou au Pays de Galles. L'environnement morphologique est ici plus modeste, les pentes des thalwegs et des versants encadrants sont généralement plus faibles, mais la taille et la configuration des cônes sont semblables, la nature et la disposition du matériel sont comparables. Il pourrait donc s'agir de formes propres à une ambiance climatique de type périglaciaire océanique, relativement frais et neigeux.

Cette interprétation conduit au problème de l'âge des cônes. Le matériel constitutif des dépôts examinés provient de remaniements multiples et appartient par conséquent à ceux où les pollens se conservent le plus difficilement. Les analyses palynologiques que L. Visset a entreprises à partir d'échantillons prélevés à l'intérieur des cônes de La Sauvagère et de La Malorière n'ont effectivement abouti à aucun résultat significatif. Par ailleurs, les relations entre les cônes et les remblaiements alluviaux des vallées principales demeurent inconnues en profondeur. Par contre, plusieurs indices d'ordres morphologiques ou paléoclimatiques permettent d'accorder un âge récent aux formes considérées.

Leur situation par rapport aux vallées et aux vallons signifie que les cônes sont nécessairement postérieurs aux ultimes étapes d'incision des réseaux hydrographiques (Würm). La localisation de plusieurs d'entre eux au centre d'amphithéâtres concaves indique que la réalisation des méandres encaissés était complètement achevée et que le flétrissement des méandres divagants sur les fonds alluviaux était largement accompli lors de leur construction (Le Châtelier et La Sauvagère le long du Hâvre, Le Saz le long du Gesvres). Enfin, les conditions invoquées pour expliquer la genèse des cônes suggèrent une transformation de cadres climatiques et impliquent l'intervention de systèmes morphogéniques vraisemblablement associés à une phase rhexistasique. De telles conditions concordent avec celles qui régnèrent à la fin du Würm et à l'Holocène. Pour l'ensemble de ces raisons, la formation des cônes d'épandage peut être attribuée au Tardiglaciaire, ce qui n'exclut pas que la sédimentation des couches les plus profondes, qui semblent aussi les plus grossières, ait débuté dès le Würm, ni que le remaniement des couches les plus superficielles, qui sont aussi le plus finement litées, se soit poursuivi au Post-Glaciaire.

Outre l'intérêt qu'ils représentent au niveau des rapports entre l'évolution des versants et celle des vallées, les cônes comptent parmi les héritages les plus significatifs d'une influence des processus nivaux dans la région et parmi les éléments les plus utiles à la définition du type de système morphoclimatique périglaciaire propre aux marges méridionales du Massif Armoricaire.

Conclusions

Les héritages périglaciaires paraissent d'abord largement représentés dans le Pays Nantais. Ils se signalent par des marques de géliturbation (géli-structures de rétraction, de dilatation et de compression), de gélifraction (fragmentation des roches-mères et éboulement), de nivation (dépôt de cryoconites, atténuation des pentes, cônes d'épandage), d'éolisation (corrasion, déflation et dépôts limoneux) et surtout par des recouvrements solifluidaux de divers types affectant l'ensemble des versants. Ils se sont combinés au sein d'enchaînements morphogéniques intégrant les héritages interglaciaires ; les produits de l'altération et de la gélivation ont engendré les limons éoliens, les limons de toutes origines, associés aux gélifractes et aux débris d'altérites, ont alimenté les solifluctions laminaires et les coulées ; le dégorgement des accumulations périglaciaires a contribué à l'épandage de cônes de confluences dont le remaniement par les processus fluviaux a participé à l'élaboration des nappes alluviales. Ils ont collaboré à l'estompement caractéristique du relief du Pays Nantais par l'atténuation des interfluves, le colmatage des formes en creux, le recul, l'écorçage et l'abaissement des versants, ce qu'exprime finalement l'abondance des profils convexo-concaves.

Les marques des éolisations quaternaires font pleinement partie des héritages périglaciaires. Les limons éoliens constituent en effet le terme d'une évolution qui inclut une action préparatoire du gel ("limons de gélivation") et leurs dépôts se sont effectués en périodes froides, comme l'indiquent les conditions de gisement des cryoconites fossiles.

Des zones de déflation, correspondant aux secteurs culminants, s'opposent à des zones de dépôts éoliens, correspondant surtout aux secteurs les mieux abrités. Les premières l'emportent largement sur les secondes si l'on considère leur importance respective dans le paysage actuel. En s'exerçant aux dépens des limons d'altération et des limons de gélivation de la Surface fondamentale, la déflation a provoqué une perte de substance progressive et un abaissement d'altitude continu de cette dernière ; elle a donc entretenu le phénomène de regradation jusqu'au Quaternaire récent inclus, puisque l'essentiel des limons éoliens, qui en constituent les formations corrélatives, se rapporte au Würm. En colmatant les raccords entre la Surface fondamentale et les glacis, les dépôts ont entretenu de leur côté le phénomène d'aggradation jusqu'à une date équivalente.

En atténuant les interfluves par déflation des altérites et leurs bordures par dépôts des bourrelets limoneux, les processus périglaciaires éoliens ont donc prolongé les effets du mécanisme regradation-aggradation jusqu'à la fin du Quaternaire, relayant de ce fait les héritages du Tertiaire (Surface culminante et sables pliocènes) et du Pléistocène ancien (glacis et nappes caillouteuses) et constituant ainsi la dernière manifestation d'une évolution paléogéographique dont chaque terme a collaboré à l'érosion progressive du relief. Dans ces conditions, la Surface fondamentale aurait continué d'évoluer depuis le Tertiaire et constituerait pour partie une surface d'érosion éolienne.

L'empreinte des processus périglaciaires demeure cependant relativement réduite sur les versants. De nombreux auteurs ont accordé une importance légitime aux processus périglaciaires quant à la morphogenèse du Massif Armoricain. Par suite, les manuels de géographie et les ouvrages de vulgarisation ont traditionnellement souligné l'influence des héritages périglaciaires sur les paysages bretons : épandages de "limons des plateaux", coulées de solifluction sur les versants, "empâtement" des formes en creux. De telles interprétations méritent d'être nuancées à propos de la région nantaise.

Les modelés de gélivation (versants émoussés, vallons évasés, ...) et leurs formations corrélatives (limons de gélivation) ont largement bénéficié d'une préparation par les phénomènes d'altération. En contrepartie, l'influence de la gélifraction sur les pentes et la conservation de ses produits se sont trouvées entravées, surtout en ce qui concerne la macro-gélifraction. L'absence de tabliers d'éboulis, par exemple, ne s'explique pas seulement par un ameublissement préalable du substratum sous l'effet de la météorisation, ou par une quelconque impropriété des pentes et des roches locales à l'éboulisation ; elle exprime également un manque d'agressivité des processus périglaciaires dans la région. Dans les conditions précitées, la rareté des formes de gélifraction devrait être effectivement compensée par l'abondance des phénomènes de solifluction. Or, pour être très étendus, ceux-ci s'avèrent en définitive peu épais et concernent des recouvrements laminaires, d'ailleurs en rapport avec la modération caractéristique des versants de la région, beaucoup plus souvent que de véritables coulées, elles-mêmes cantonnées dans quelques secteurs privilégiés. Il est vrai que les versants ne supportent plus que des dépôts résiduels, probablement corrélatifs des mouvements de masses les plus tardifs et incomplètement significatifs de l'influence morphogénique réelle de la solifluction dans la région ; mais les versants supportent encore des manteaux d'altérites qui dépassent parfois les recouvrements solifluidaux en épaisseur et qui démontrent ainsi que le raclage des horizons meubles par les mouvements de masses périglaciaires est resté inachevé. Parallèlement, le colmatage colluvial des vallons apparaît relativement mince, en tous cas mineur en regard des effets de l'incision fluviale. De même, dans les vallées, les apports colluviaux paraissent partout très inférieurs en étendue comme en volume aux masses des remblaiements alluviaux. En fait, la solifluction semble avoir exercé ici un rôle érosif inférieur à celui de simple ruissellement élémentaire, d'ailleurs difficile à mesurer, ou à celui du ravinement et des dévergements provoqués par les eaux de fonte

nivales, comme semble l'indiquer la présence des cônes d'épandage à l'extrémité des vallons.

Au total, beaucoup de versants se présentent d'abord comme des "formes banales" principalement produites par des processus fluviaux, directement commandées par un encaissement récent des réseaux hydrographiques et simplement surchargées par une empreinte périglaciaire. Ainsi, des éboulements jalonnent des pentes régularisées plus qu'ils n'en déterminent le façonnement ; il existe des accumulations de blocs éboulés, mais pas de véritables tabliers d'éboulis. Les recouvrements solifluidaux voilent les versants plus qu'ils n'en conditionnent les profils : il existe des coulées de solifluction et de nombreuses solifluctions laminaires, mais relativement peu d'exemples de véritables versants de solifluction.

Le précoce intérêt suscité par la découverte des héritages périglaciaires en Bretagne, au moment même où les témoignages des crises froides quaternaires étaient révélés, définis et inventoriés en Europe, a peut-être conduit à amplifier leur influence morphogénique et à privilégier leurs effets morphologiques aux dépens d'autres héritages paléoclimatiques, en particulier interglaciaires. J.M. Palierne a d'ailleurs fait remarquer, à propos de la "région ligéro-atlantique Nord" (région du Gâvre), que le modelé paraissait "trop exclusivement expliqué par les phénomènes du Quaternaire froid" et que "la part des héritages tempérés ou chauds n'était pas négligeable" (1971). J.C. Flageolet a également rapporté qu'en Vendée, "le socle a été fortement raclé au cours de la mise en place des alluvions anciennes" (Quaternaire ancien) et que l'influence des solifluctions s'est trouvée limitée de ce fait lors des crises froides ultérieures (1977, p. 340). De même, dans le Pays Nantais, l'ampleur des solifluctions périglaciaires fut peut-être réduite par l'intervention préalable de colluvionnements pâteux, reptations et ruissellements liés aux Interglaciaires. De plus, le maintien d'un couvert forestier le long des versants pendant les Glaciaires a certainement limité l'efficacité des solifluctions. Ce dernier fait a en lui-même une signification paléoclimatique.

En conclusion, il ne s'agit nullement de négliger le rôle des processus périglaciaires pour compenser les généralisations dont ils ont parfois fait l'objet. La solifluction a exercé sur le décapage des versants une influence équivalente à celle de la déflation sur la regradation des interfluves et son influence sur le modelé demeure indéniable. Néanmoins, le modelé "normal" paraît prédominer le long des vallées et les marques des crises froides ne présentent bien souvent qu'un caractère parasitaire sur les versants. En conséquence le paysage actuel ne peut être qualifié que de "péné-périglaciaire".

A l'heure actuelle, la palynologie et l'archéologie ne fournissent aucun élément de datation absolue à propos des formations périglaciaires du Pays Nantais. La stratigraphie ne permet pas non plus d'établir les bases d'une chronologie relative, puisqu'il n'existe aucun exemple significatif de superposition de dépôts en dehors des reptations, minces et tardives, qui recouvrent indistinctement les altérites et les sédiments tertiaires ou quaternaires. Les seuls moyens de datation sont, ici encore, de nature morphologique et découlent des relations entre la répartition des dépôts et le profil des versants.

Les traces de gélivation, indatables avec précision, semblent se rapporter pour l'essentiel aux épisodes les plus tardifs de la dernière crise froide. Le phénomène de solifluction s'est vraisemblablement répété pendant toutes les phases froides du Quaternaire. Le dégagement des tertres et des tors implique par exemple des mouvements de masses précoces, antérieurs en tous cas aux phénomènes de météorisation qui dégradent actuellement leurs surfaces (cannelures, vasques, ...), mais l'absence de coulées visiblement ravinantes empêche de reconnaître les marques de plusieurs stades ou glaciations au sein des dépôts, les seules distinctions stratigraphiques perceptibles sur les coupes résultant du remaniement du matériel solifluidal le long des coulées elles-mêmes, plutôt que de cycles sédimentaires différents. En admettant l'âge "Pléistocène II" des replats et ruptures de pentes qui jalonnent les vallées de 2ème ordre

(Chap. 7), il est cependant possible de rapporter l'essentiel des coulées et des solifluctions laminaires aux deux dernières glaciations, en particulier au Würm, les reptations se rattachant quant à elles au Tardi ou au Post-Glaciaire.

Le cas des héritages éoliens, matérialisés par les limons, les sables éolisés, les cailloux à facettes et les traces de déflation, est plus complexe. Les limons datent pour l'essentiel du Würm, au moins en ce qui concerne leur dernier dépôt. Ils représentent les formations corrélatives des phénomènes de déflation qui ont apporté les ultimes retouches à un relief déjà fortement atténué, mais qui ont vraisemblablement commencé à se manifester au cours des différents épisodes glaciaires pré-würmiens. Ils comprennent des grains de sables E.M. et R.M., originaires des vallées de la Loire et de l'Erdre ou des affleurements sableux pliocènes, mais remaniés et façonnés au cours d'éolisations certainement antérieures au Würm. Les cailloux éolisés sont également antérieurs au dépôt des limons. Leur façonnement peut résulter de la projection des grains de sables précités, mais aussi, pour partie, de celle des limons éoliens associés à des grains de neige. Il s'agit d'éléments composites et hétérochrones, dont l'élaboration, conditionnée par des régimes de vents partiellement différents de ceux qui ont régné dans la région depuis le Würm, n'est pas forcément liée à des environnements paléoclimatiques exclusivement périglaciaires, et dont la présence dans une formation donnée ne prouve pas systématiquement l'origine éolienne de celle-ci. Le relief local porte donc les marques d'au moins deux types d'éolisations successives. Les premières, pré-würmiennes, correspondent au façonnement principal des cailloux et des grains de sables éolisés, ainsi qu'aux premières manifestations de la déflation. Les secondes, würmiennes, correspondent à l'essentiel des dépôts limoneux, au remaniement des grains de sables éolisés, au perfectionnement éventuel des cailloux à facettes et aux dernières agressions des surfaces par la déflation.

Le Pays Nantais a enregistré les effets de plusieurs glaciations, mais les formes et les dépôts corrélatifs de la dernière d'entre elles sont les seuls à revêtir une importance réelle dans le paysage actuel et à présenter une signification paléogéographique exploitable. Chercher à définir les caractères locaux du périglaciaire revient donc à ne prendre en compte que des phénomènes récents et à s'intéresser surtout au Würm.

Ces caractères peuvent d'abord s'apprécier par comparaison avec les héritages périglaciaires du Nord de la Bretagne. Dans cette perspective, le Pays Nantais n'offre rien d'équivalent aux formes de géliturbation et de gélifraction qui s'observent par exemple autour du Menez-Hom ou des Monts-d'Arrée, ni aux puissants phénomènes de solifluction qui existent dans le Trégor ou le Léon. De même, le domaine armoricain sud-oriental, relativement riche en cailloux éolisés, mais dépourvu de grands épandages limoneux, se différencie du domaine armoricain septentrional, pauvre en cailloux éolisés, mais largement pourvu en dépôts éoliens (J.L. Monnier, 1976 et 1979) (B. Hallégouët, 1971) (J.P. Lautridou, 1973).

La palynologie ne permet pas encore d'opposer systématiquement la Basse-Loire au Nord de la Bretagne en fonction de l'intensité des crises froides quaternaires. Les observations de L. Visset à propos de la persistance de couloirs forestiers dans les vallées pendant les glaciations, tendent cependant à montrer que les climats périglaciaires furent moins rigoureux dans la région nantaise qu'en Bretagne septentrionale et que les effets des phases rhexistatiques y furent plus limités (L. Visset, 1979, p. 224). Le maintien d'un couvert boisé le long des vallées aurait d'ailleurs freiné ou entravé l'évolution des versants sous l'influence des processus périglaciaires : gélifraction et solifluction. Il serait également significatif d'un environnement bio-climatique et morphogénique relativement tempéré, au moins pendant le Würm.

A l'échelle de l'Europe du Nord Ouest, les héritages périglaciaires s'avèrent moins marqués en Bretagne que dans les massifs anciens voisins, plus élevés en altitude (Limousin, Aubrac) ou en latitude (Cornouaille, Pays de Galles). A l'échelle du seul Massif Armoricain, ces héritages peuvent constituer

les révélateurs de conditions paléoclimatiques variées. Plusieurs facteurs cumulatifs permettraient alors de justifier l'appartenance du Pays Nantais à une province périglaciaire moins froide que le Nord de la Bretagne au cours de la dernière glaciation : moindre altitude, puisque le relief local n'atteint nulle part 100 m, alors que le Finistère dépasse largement 300 m en plusieurs endroits ; moindre latitude, donc moindre exposition aux influences climatiques nordiques, bien que la différence ne soit que de 2° entre le Trégor et la Basse-Loire ; moindre continentalité pendant les crises froides, en particulier lors du maximum de la régression würmienne ; à l'inverse, larges pénétrations d'influences océaniques adoucissantes grâce à la gouttière ligérienne.

Enfin, l'analyse des caractères locaux des héritages périglaciaires a abouti à maintes reprises à mettre en évidence une influence, simple ou combinée, mais souvent déterminante, de processus nivaux sur l'élaboration du modelé, tant en ce qui concerne les formes de gélivation (fentes de glace, niches de nivation, profil des versants, asymétrie des vallées, ...) que de solifluction, (cônes d'épandage, ...) ou même d'éolisation (corrasion, dépôts limoneux, ...). Une telle influence de la neige constitue peut-être l'une des marques spécifiques du périglaciaire bas-ligérien. Sa portée réelle demeure toutefois difficile à mesurer.

Du fait de ses propriétés morphologiques, de la nature de ses héritages quaternaires et de la place occupée par ceux-ci dans le paysage, le Pays Nantais, et avec lui une partie du Sud de la Bretagne, semblent avoir connu un environnement périglaciaire de type "océanique", c'est-à-dire plus "tempéré", plus frais, peut-être plus humide et éventuellement plus neigeux que celui du Nord de la Bretagne, tout au moins au cours de la glaciation würmienne.



Conclusion générale

Le Pays Nantais, tel qu'il est compris dans ce travail, c'est-à-dire l'espace limité par la Loire, la Brière, l'Isac et le Bassin d'Ancenis, est un pays de plates-formes isolées par des zones humides. En dépit de la vigueur de certaines formes, son relief se caractérise par l'étendue des surfaces, se distingue de celui des régions environnantes, Bretagne orientale ou Vendée, par la modération des altitudes et s'oppose à celui de l'Armorique septentrionale par l'absence de lignes de hauteur d'origine structurale.

L'examen des versants, classés en trois types fondamentaux (pentes à replats, talus singuliers et versants de vallées), a permis d'énoncer les problèmes posés par ses paysages, de faciliter leur traitement, en révélant l'intérêt des modelés de détail et en vérifiant finalement le jugement de Y. Milon selon lequel "l'apparente simplicité des paysages bretons est trompeuse" (1936). Sur le plan méthodologique, les versants se sont affirmés comme un moyen privilégié pour aborder l'analyse d'un relief de socle peu contrasté en milieu tempéré océanique. Leur modelé a enregistré les principales étapes de l'évolution paléogéographique locale, les effets combinés d'un aplanissement continu de la surface des plateaux jusqu'à la fin des dernières crises froides, ainsi que les marques d'une néotectonique génératrice des volumes topographiques actuels et d'une morphogénèse essentiellement commandée par les processus périglaciaires ou interglaciaires du Pléistocène. Il a naturellement conditionné l'aménagement local, tant rural qu'urbain.

1/La poursuite de l'aplanissement du Pays Nantais jusqu'au Quaternaire récent inclus

Le Pays Nantais comprend deux ensembles topographiques majeurs inclinés vers le Nord, continuellement depuis le Sillon de Bretagne jusqu'au couloir de l'Isac pour le Plateau Nantais, graduellement depuis le Coteau de Mauves jusqu'aux Bassins de Nort et de Petit-Mars pour le Plateau du Cellier. En première analyse, ces reliefs se présentent comme les éléments d'une seule et même surface d'aplanissement, indifférenciée, assimilable à la "Pénéplaine de l'Ouest de la France", elle-même définie par C. Klein comme une "surface sans âge", dérivée de la surface post-hercynienne de façon "acyclique", par épisodes de "regradation" et d'"aggradation" successifs jusqu'à la fin du Miocène, à la suite de quoi l'incision se serait accomplie dans le cadre d'une évolution désormais "cyclique" (1975).

Ces reliefs sont largement nappés dans leurs parties les plus élevées par des "limons des plateaux", traditionnellement rapportés aux processus éoliens, et sont ponctuellement marqués de dépôts sableux ou caillouteux ("sables rouges et graviers"), indistinctement rapportés quant à eux au cycle sédimentaire pliocène dans la littérature et sur les cartes géologiques. En se fondant sur une nouvelle différenciation des formes et des formations superficielles (§ 11), puis en intégrant chacun des éléments morphologiques et sédimentaires ainsi distingués à l'intérieur d'un schéma dynamique commun (§ 12), l'analyse méthodologique des versants permet de définir avec plus de précision la "Surface du Pays Nantais", à laquelle on rattachera ici l'ensemble des plates-formes comprises dans l'espace considéré (§ 13), et de souligner l'influence majeure d'un épisode morphogénique situé à la charnière du Pliocène et du Quaternaire (§ 14).

11/La différenciation des formes et des formations

L'examen des paysages et des formations superficielles conduit d'abord

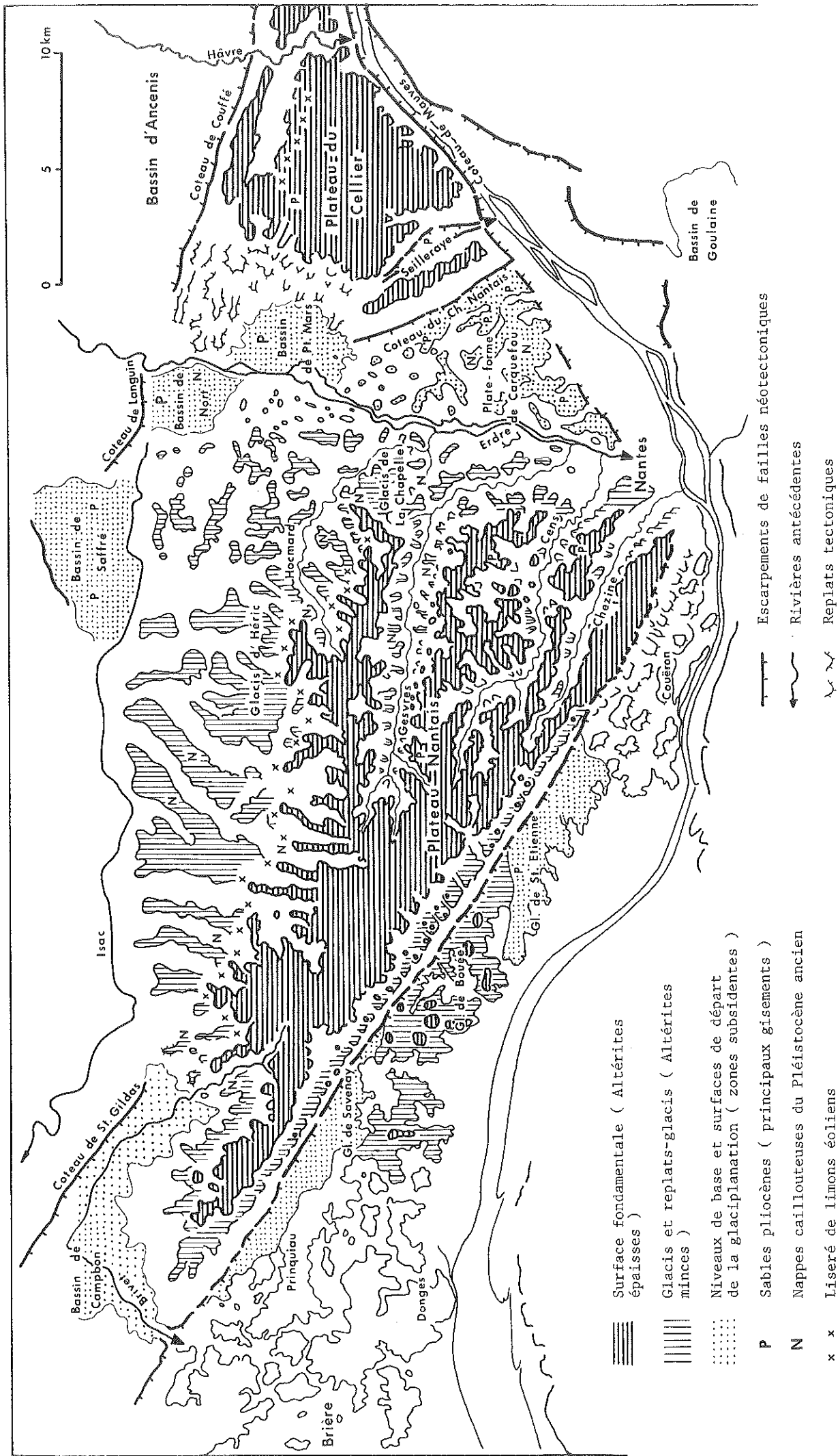


Fig. 160 Schéma morphologique de synthèse des surfaces du Pays Nantais

à reconnaître plusieurs niveaux d'aplanissement ou d'accumulation parmi les reliefs tertiaires tabulaires, plusieurs types d'altérites parmi les formations in situ, et plusieurs types de dépôts parmi les sédiments, chaque niveau se caractérisant évidemment par des formations superficielles spécifiques (Carte géomorphologique h.t.).

111/Une Surface fondamentale coïncide avec l'essentiel du Plateau du Cellier et recouvre environ la moitié du Plateau Nantais lato sensu. Cette surface se distingue d'abord dans le paysage par sa position surélevée (70 à 90 m), d'où son appellation première de "Surface culminante". Elle s'incline toutefois vers le Nord, à partir de lignes de partage des eaux très proches du Sillon de Bretagne et du Coteau de Mauves.

Elle se caractérise par des altérites spécifiques et omniprésentes, qui n'ont aucun équivalent par ailleurs dans le Pays Nantais, ni par leurs épaisseurs, ni par leurs degrés d'évolution, et qui en constituent de ce fait les véritables formations signalétiques. Néanmoins, les profils d'altération en question s'avèrent très variables tant par leurs profondeurs que par leurs faciès, d'où des types d'altérites différents à l'affleurement, soulignés par des compositions minéralogiques variées au niveau des argiles. En dépit de son importance relative, ce manteau d'altérites apparaît donc très endommagé.

La Surface fondamentale ne comporte que quelques gisements de sables rouges, ponctuels et épars. Ces sédiments, azoïques, sont réputés pliocènes. Ils se rapportent effectivement, par analogie de faciès, à ceux du Bassin de Nort-sur-Erdre, lesquels surmontent des dépôts formellement datés de l'Oligocène. Ils correspondent à des sables jaunes, blancs ou rouges, argileux et feldspathiques, que leurs caractères granulométriques, morphoscopiques et exoscopiques permettent de classer, au moins pour partie, parmi des sédiments littoraux ou pré-littoraux.

La Surface fondamentale ne supporte par ailleurs que quelques rarissimes placages de limons authentiquement éoliens. Généralement beiges, fins et déliés, ces derniers se différencient complètement des "limons d'altération" in situ, parfois évolués jusqu'au stade de "limons de gélivation" par géliturbation, lesquels forment l'essentiel des "limons des plateaux" mentionnés sur les cartes géologiques et correspondent en fait aux horizons supérieurs du manteau d'altérites spécifiques de la Surface fondamentale. En dehors de leurs caractères granulométriques et morphoscopiques, les limons éoliens présentent deux critères de détermination fondamentaux : leur teneur exceptionnelle en poussières de quartz et leur association à des niveaux de nodules noirs, absents des formations d'altération, interprétés comme des cryoconites fossiles et significatifs de processus nivéo-éoliens.

La Surface fondamentale mérite son nom en raison de la place qu'elle occupe par rapport aux formes, puisque tous les autres reliefs en dérivent par glaciplanation, dissection ou dislocation, ainsi que par rapport aux formations superficielles, puisque tous les sédiments proviennent plus ou moins directement de ses horizons d'altération.

112/Un niveau d'érosion constitué de glacis et de replats-glacis s'observe à la périphérie de la Surface fondamentale en s'étendant sur environ la moitié du Pays Nantais. Il se compose principalement du Glacis d'Héric, qui succède à la surface du Plateau Nantais au-delà d'une faible pente de raccordement et qui s'incline comme cette dernière vers le couloir de l'Isac. Il comprend également le Glacis de La Chapelle-sur-Erdre, les replats sommitaux du Sillon de Bretagne, certains éléments des glacis insubmersibles de l'Estuaire (Glacis de Bouée), et se poursuit vers l'intérieur par les replats-glacis des vallées de 2ème ordre, notamment le long du Gesvres. Il se développe donc principalement autour du Plateau Nantais stricto sensu en isolant des avant-buttes à partir des lambeaux marginaux de la Surface fondamentale. En dehors des cas de dénivellation tectonique (glacis estuariens), tous ses éléments s'emboîtent de 5 à 20 m en contrebas de cette dernière.

Les glacis et replats-glacis ne comportent que des horizons d'altération

minces et inégalement évolués, donc différents dès l'abord du manteau d'altérites spécifiques de la Surface fondamentale. En revanche, leur emboîtement dans le plan de cette surface est d'un ordre de grandeur partout comparable à l'épaisseur du manteau d'altérites en question, puisqu'il s'est principalement réalisé à ses dépens.

En dehors du cas particulier de gisements situés dans des secteurs tectonisés ou piégés au fond d'alvéoles de plateau, les glacis et replats-glacis ne supportent aucun affleurement de sables rouges pliocènes. Ils présentent par contre des nappes caillouteuses de couleur jaune orangée, hétérométriques et hétérogènes, à la fois argileuses et grossières, dont la répartition irrégulière semble partiellement conditionnée par la nature du substratum, mais dont l'épaisseur dépasse localement 7 m. Ces nappes associent les produits du remaniement des altérites du socle (quartz d'exsudation et mica-schistes) et, pour une moindre part, ceux d'une reprise de dépôts sableux et graveleux tertiaires, vraisemblablement pliocènes (quartz émoussés). Elles représentent les formations signalétiques des glacis et replats-glacis et n'ont aucun équivalent quant à elles sur la Surface fondamentale. En d'autres termes, les nappes caillouteuses sont aux glacis ce que les altérites profondes sont à la Surface fondamentale. Elles doivent être différenciées en tout cas des formations pliocènes avec lesquelles elles furent constamment confondues jusqu'à présent.

La pente de raccordement entre Surface fondamentale et Glacis d'Héric, ainsi que ses abords, sont ourlés, de Campbon à Treillières, par le plus long affleurement de limons éoliens du Pays Nantais. En soulignant subsidiairement les effets de vents dominants de secteur Sud Ouest au cours du passé géologique récent de la région, cet affleurement contribue à authentifier formellement le contact entre les deux niveaux topographiques précédemment distingués. Par ailleurs, la racine du Glacis d'Héric présente des formations argilo-caillouteuses hybrides, minces et discontinues, constituées d'un fonds résiduel de nappes caillouteuses remaniées et d'un apport inégal en limons éoliens (formation de Notre-Dame-des-Landes).

113/Une série de bassins et de basses plates-formes périphériques compose un dernier ensemble topographique de 2 à 20 m d'altitude absolue, associé à des zones humides, auquel aboutissent les glacis et replats-glacis, soit directement, soit par gradins : Bassin de Campbon à l'Ouest, Bassins de Saffré et de Nort alignés sur le couloir de l'Isac, Marais de Petit-Mars et Plate-forme de Carquefou le long de l'Erdre, glacis sableux de Savenay et de Saint-Etienne-de-Montluc dans l'Estuaire.

Toutes ces basses terres comprennent un soubassement de sédiments tertiaires dont l'épaisseur varie de plusieurs centaines de mètres (Saffré, Nort) à quelques mètres (Carquefou), dont les séries terminales se composent de couches ou de placages de sables rouges pliocènes, et dont la présence prouve, dans tous les cas, l'existence de compartiments inégalement effondrés et parfois durablement subsidents. Ce substrat sédimentaire est localement recouvert d'épanchages caillouteux qui peuvent être globalement rapportés aux nappes mentionnées ci-dessus (dépôts argilo-caillouteux ou sablo-caillouteux de Campbon, Saffré, Nort, Carquefou, Savenay, "glacis-cônes" de Saint-Roch). Cette stratigraphie témoigne de l'association génétique et chronologique des glacis et des nappes. Elle constitue en même temps l'un des trois arguments démonstratifs de leur âge post-pliocène, les deux autres étant l'emboîtement des glacis en contrebas d'une surface fondamentale partiellement fossilisée par les sables rouges pliocènes et le remaniement de matériaux pliocènes au sein des nappes.

L'interprétation des glacis et de leurs nappes corrélatives fera l'objet de développements ultérieurs. Dans l'immédiat, la Surface fondamentale et les glacis peuvent être considérés comme les témoins juxtaposés de deux stades successifs du façonnement d'une même surface et intégrés avec les bassins et basses plates-formes périphériques dans un même enchaînement morphogénique.

12/L'enchaînement des formes et des formations depuis le Mésozoïque

L'absence complète de sédiments du Crétacé laisse supposer l'existence d'un relief largement et durablement exondé à cette époque. La présence de quelques fossiles cénomaniens, signalés à la base du Sillon de Bretagne, suggère néanmoins l'influence de transgressions épisodiques ; leurs conditions de gisement, à proximité d'une ligne de fracture majeure et du principal talus tectonique actuel, suggèrent, quant à elles, l'influence d'un relief légèrement différencié, déjà organisé selon des lignes directrices voisines de celles de la topographie locale actuelle, et éventuellement produit par des déformations précoces du socle. Enfin, la nature des dépôts ultérieurs est révélatrice d'une altération déjà prononcée des reliefs en place au début du Tertiaire.

Les héritages du Paléogène transparaissent déjà de façon plus remarquable dans le paysage. Hormis les Sables de Savenay, dont certains composants constitueraient les seuls témoins yprésiens du Pays Nantais, les marques de transgressions lutétiennes et bartonniennes se manifestent par des sédiments principalement calcaires déposés dans des secteurs subsidents situés au Nord et au Sud du Plateau Nantais (Bassins de Campbon, de Saffré et de Nort, Brière et base du Sillon de Bretagne près de Saint-Roch). Des sédiments stampiens, argileux et calcaires les surmontent souvent sur de grandes épaisseurs dans le bassin de Saffré et surtout dans celui de Nort.

La répartition de ces sédiments a plusieurs significations complémentaires. Comme pour le Crétacé, l'absence de dépôts à l'emplacement des plateaux actuels indique la présence de zones déjà culminantes et apparemment émergées pendant la majeure partie de l'Eocène et de l'Oligocène. L'accumulation d'épais dépôts à l'emplacement des bassins et secteurs déprimés actuels souligne au contraire les espaces périodiquement ou durablement immergés. Une telle répartition suggère évidemment un gauchissement généralisé du socle (bombement des zones culminantes et subsidence corrélative des bassins périphériques), éventuellement assorti de fractures à composantes verticales (des dépôts éocènes s'alignent sur la Z.B.S.A.). Les zones culminantes étaient soumises à des phases d'altération et d'ablation répétées dont les sédiments piégés dans les bassins subsidents périphériques sont les dépôts corrélatifs. Il apparaît donc que les processus de regradation-aggradation combinés aux effets d'une tectogenèse probablement polyphasée se sont exercés pendant la durée du Paléogène aux dépens d'un relief toujours très modéré, mais dont le dispositif préfigurait déjà les volumes topographiques actuels.

L'une des caractéristiques géomorphologiques du Pays Nantais est de présenter par ailleurs des alvéoles dont la forme, les dimensions, la localisation, les alignements obéissent aux conditions structurales (contacts lithologiques tectonisés, lignes de failles diagonales) et dont le modelé enregistre les marques d'un passé au moins momentanément endoréique. Ces alvéoles doivent appartenir à plusieurs générations, se rapportent probablement au Paléogène et sont en tout cas pré-pliocènes, puisque ponctués de sables rouges. Ils ont exercé une influence déterminante sur l'évolution ultérieure du relief, en guidant les processus de glaciplanation rapportés au Pléistocène ancien et l'installation des réseaux hydrographiques de 2ème ordre.

A l'inverse des régions plus orientales, les traces d'une sédimentation néogène se réduisent actuellement dans le Pays Nantais aux sables rouges pliocènes. L'absence apparente de dépôts du Miocène ("Faluns helvétiques") témoignerait d'une exondation prolongée du socle pendant l'essentiel de cette période. La présence de sables rouges à l'emplacement des compartiments à tendance déjà antérieurement subsidente, mais aussi à l'emplacement des plateaux actuels, signifierait au contraire que l'ensemble du territoire local était susceptible d'une immersion au moins épisodique pendant le Pliocène.

La nature détritique des matériaux pliocènes, différente de celle, principalement chimique, des sédiments paléogènes, révèle l'influence d'une puissante

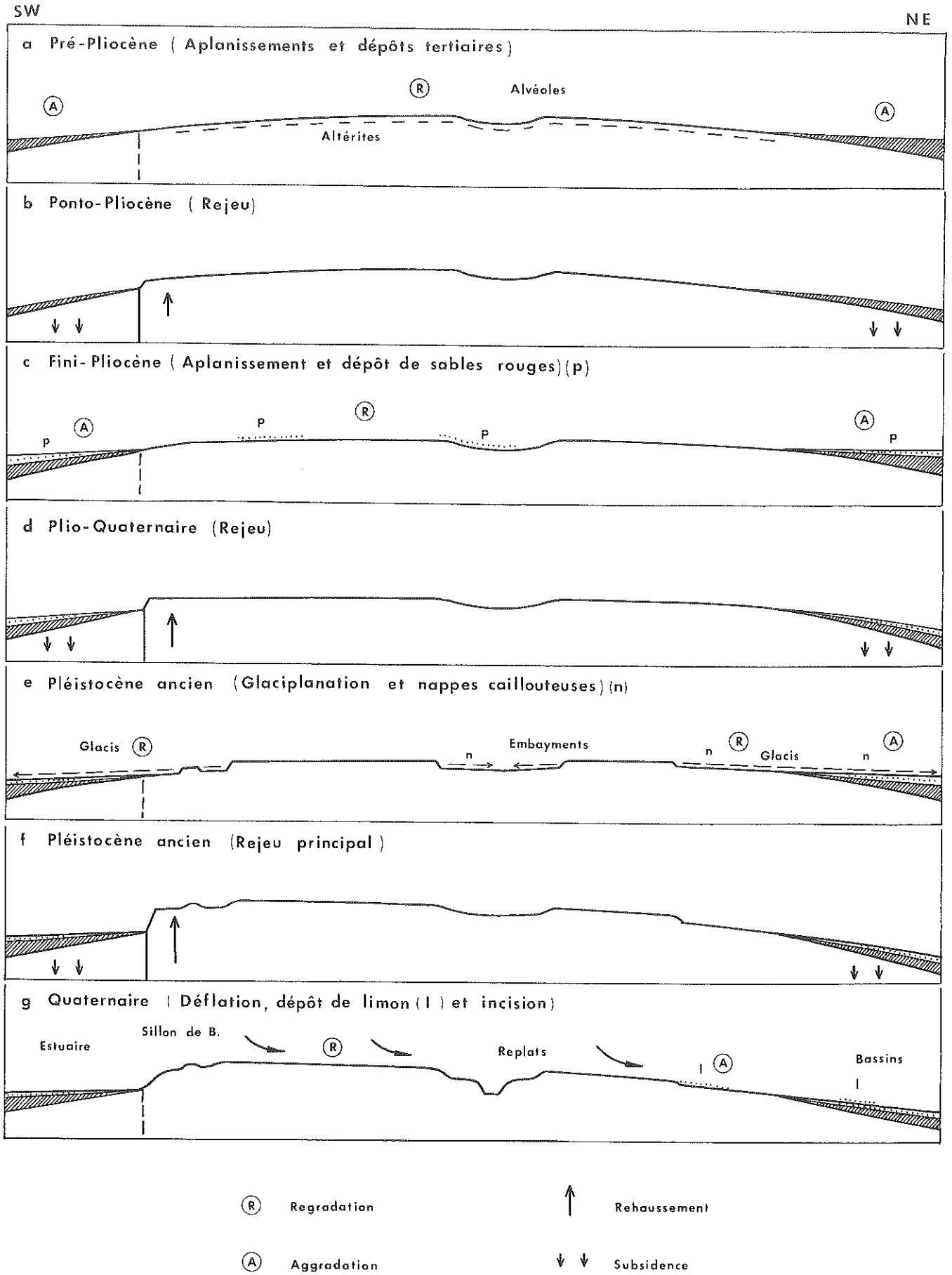


Fig. 161 Schéma récapitulatif de l'évolution du relief local depuis le Tertiaire

phase rhexistasique à la fin des temps cénozoïques. Elle implique également la mobilisation partielle des horizons d'altération héritée du Paléogène mais probablement aussi d'une importante météorisation miocène.

Les caractères sédimentologiques, principalement littoraux ou pré-littoraux de ces matériaux, indiquent que la ou les transgressions pliocènes furent toujours peu importantes et se sont toujours accompagnées de tranches d'eau peu profondes. Leur répartition tend à montrer par ailleurs l'existence d'un relief légèrement différencié durant le Pliocène. Les affleurements de sables rouges se réduisent à de rares et minces placages à l'emplacement des plateaux actuels, soulignent sur des épaisseurs supérieures la base de talus préfigurant les principaux coteaux actuels (Sillon de Bretagne et surtout Coteau du Chemin Nantais) et attestent d'importants remblaiements à l'endroit des bassins périphériques. Cette répartition suggère enfin l'influence de déformations limitées, peut-être amorcées dès la fin du Miocène, et prolongées pendant le Pliocène sous la forme de bombements, de fractures et de subsidences actives, constituant ensemble les manifestations d'un "paroxysme ponto-pliocène".

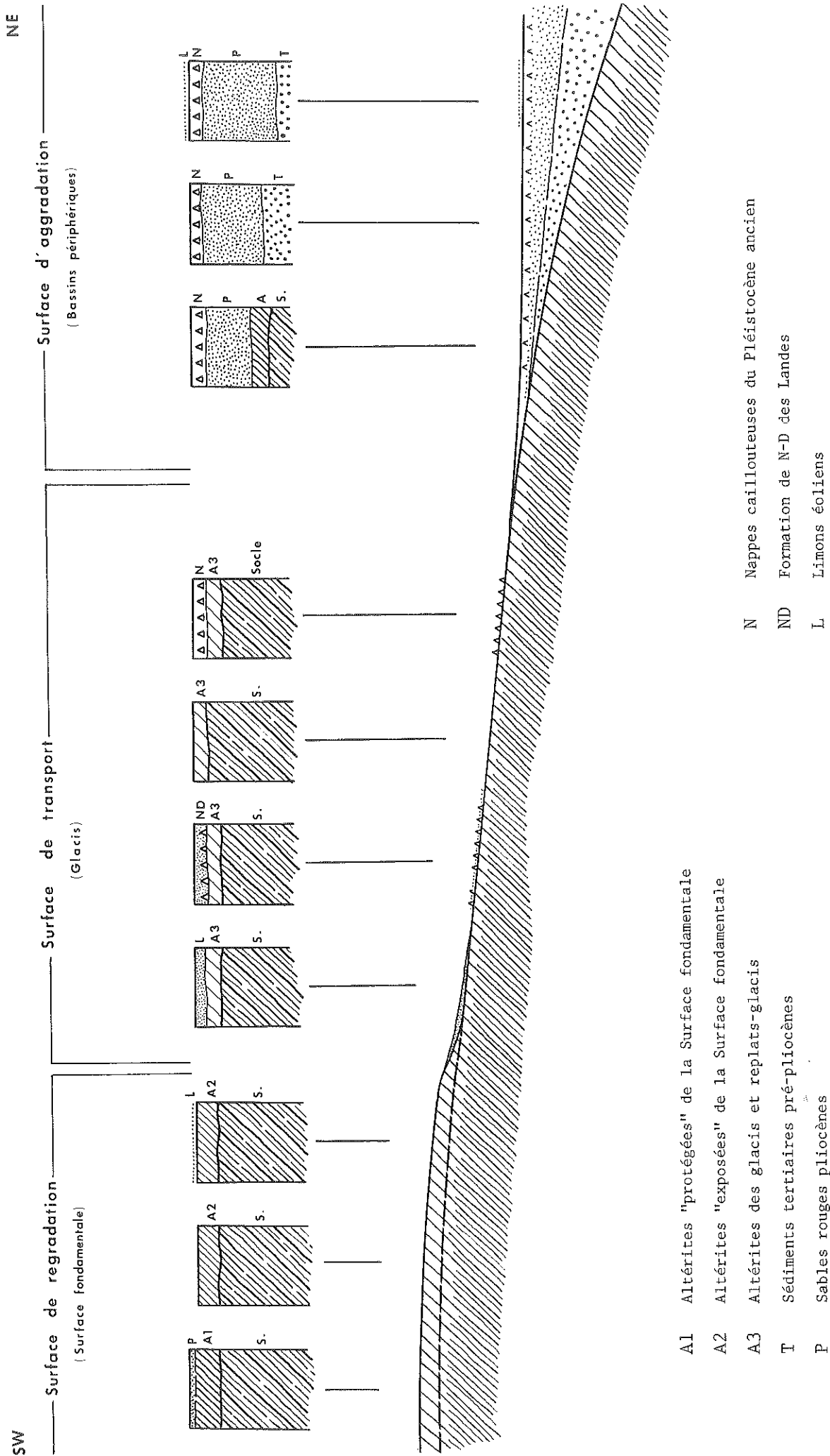
En conclusion, le Pliocène représente un temps fort du façonnement de la Surface du Pays Nantais. Les secteurs à tendance culminante, dont la distribution remonte au Paléogène et annonce déjà celle des éléments dominants du paysage actuel, n'ont vraisemblablement connu que des immersions partielles ou épisodiques, en tout cas limitées et inégales dans le temps comme dans l'espace. Les surfaces correspondantes ont donc principalement enregistré des processus de regradation, par phases alternées d'abrasion marine et de ruissellement, selon le rythme et la portée des immersions et des exondations, en même temps qu'elles se perfectionnaient par colmatage de sables rouges dans les "alvéoles" pré-pliocènes ; d'où des surfaces composites au soubassement inégalement entamé, parfois même fossilisé par les sables. Les secteurs à tendance subsidente, également répartis depuis le Paléogène et annonciateurs des secteurs déprimés du paysage actuel, graduellement effondrés et sans doute continuellement immergés, ont enregistré des processus d'aggradation permanente par accumulation des sables rouges, véritables dépôts corrélatifs des aplanissements pliocènes.

Le mécanisme de regradation-aggradation, en oeuvre pendant tout le Tertiaire à partir d'un relief toujours modéré, mais organisé selon des lignes maîtresses pérennes, a continué de fonctionner à la suite de la régression finipliocène.

Au Pléistocène ancien, les reliefs culminants sont à nouveau regradés, à partir de leur périphérie cette fois, par des processus d'érosion aréolaire principalement exercés aux dépens des manteaux d'altération préexistants, à la manière d'une glaciplanation en roches tendres.

Cette "glaciplanation" s'est manifestée à la suite d'un rejeu "plio-quadernaire", responsable d'une nouvelle différenciation du relief, sous la forme d'un gauchissement général du socle vers le Nord, assorti d'une réactivation des fractures situées plus au Sud (Sillon de Bretagne, Axe du Coteau de Mauves) ; d'où le rehaussement des secteurs culminants, dont les manteaux d'altération se sont trouvés de nouveau exposés à l'érosion, ainsi que l'effondrement supplémentaire des bassins et plates-formes périphériques, dont le plan a servi de niveau de base aux processus d'érosion aréolaire engagés.

La glaciplanation s'est surtout exercée au Nord du Plateau Nantais, à partir des bassins de Campbon, de Saffré et de Nort (Glacis d'Héric), mais aussi au Sud, de part et d'autre de la Z.B.S.A., à partir des secteurs subsidents de Savenay et de Saint-Etienne-de-Montluc (Glacis de Bouée et replats sommitaux du Sillon de Bretagne actuels), ainsi qu'à l'Est, à partir de la Plate-forme de Carquefou (Glacis de La Chapelle-sur-Erdre). Elle a gagné le centre du Plateau Nantais à travers les alvéoles pré-pliocènes, particulièrement propices à la propagation d'embayments en raison de l'épaisseur particulière de leurs horizons d'altération (replats-glacis des vallées de 2ème ordre actuels). A



- A1 Altérites "protégées" de la Surface fondamentale
- A2 Altérites "exposées" de la Surface fondamentale
- A3 Altérites des glaciers et réplats-glacis
- T Sédiments tertiaires pré-pliocènes
- P Sables rouges pliocènes
- N Nappes caillouteuses du Pléistocène ancien
- ND Formation de N-D des Landes
- L Limons éoliens

Fig. 162 L'enchaînement des formes et des formations superficielles

l'emplacement du Plateau Nantais, elle n'a donc épargné que les secteurs les plus élevés, coïncidant aujourd'hui avec la Surface fondamentale. Vers l'Est en revanche, elle a respecté les pourtours du Plateau du Cellier, autant que l'état de ceux-ci, spécialement tectonisés et accidentés, permet présentement d'en juger. Ces différences peuvent s'expliquer par un rehaussement supérieur du Plateau du Cellier lors du paroxysme plio-quadernaire, lequel aurait placé les manteaux d'altérites hors d'atteinte des processus de glacioplanation. Elles révèlent en même temps la portée de certains seuils critiques à propos des relations entre la regradation et l'amplitude des déformations.

Le décapage partiel des manteaux d'altérites par l'érosion aréolaire signe les effets d'une importante phase rhexistatique survenue à la suite de la régression fini-pliocène, sans doute au Pléistocène ancien. Il s'est accompagné de la livraison des nappes caillouteuses qui ont évidemment remanié les produits des altérations antérieures, en même temps que les sédiments pliocènes qui jonchaient encore les secteurs ainsi dégradés. En s'étendant sur les glacis, les embayments et les bassins périphériques, ces dépôts ont participé à un nouveau stade de l'atténuation du relief local par aggradation.

Avec le rejeu du "Pléistocène ancien", lui-même postérieur à l'épisode de glacioplanation précité, l'ensemble du Pays Nantais subit un gauchissement et un rehaussement, supérieur dans ses effets à ceux qui ont résulté des paroxysmes tectoniques "ponto-pliocène" et "plio-quadernaire". La Surface fondamentale est véritablement mise en relief et le paysage prend ses traits actuels. Le mécanisme de regradation-aggradation continue néanmoins de fonctionner, sous des formes évidemment atténuées, par l'intermédiaire cette fois des effets conjugués de la déflation et du ruissellement.

En raison de sa position surélevée et de ses horizons résiduels d'altération, la Surface fondamentale est rendue particulièrement vulnérable face aux processus éoliens, en particulier pendant les crises froides, lorsque le sol est découvert. La regradation de la Surface fondamentale, toujours exercée aux dépens des altérites, s'accompagne d'une nouvelle perte de substance et d'altitude, cette fois par rapport aux glacis environnants. Le phénomène s'accomplit jusqu'à l'atténuation ponctuelle, par ablation, de la pente de raccordement située entre la Surface fondamentale et les glacis. Corrélativement, le dépôt des limons éoliens provoque un dernier stade d'aggradation. Ces limons, produits de la déflation des éléments les plus fins des altérites de la Surface fondamentale et, secondairement, de celle des placages sédimentaires résiduels, se dispersent par endroits sur les glacis et les bassins périphériques, comme à Nort, à Saffré et surtout à Camphon, plus proche des points culminants du Plateau Nantais. Ils colmatent les rebords des anciens alvéoles (Loge au Moine, Gesvres) et atténuent surtout, cette fois par accumulation, la pente de raccordement entre la Surface fondamentale et le Glacis d'Héric. En feutrant les dernières ruptures de pentes, ils perfectionnent donc le profil de la Surface du Pays Nantais. Dans cette optique, et à l'échelle locale, les formations de Notre-Dame-des-Landes représenteraient un exemple de formations d'aggradation regradées, en même temps que le dernier terme des formations corrélatives de l'évolution qui vient d'être exposée.

13/Eléments de définition de la Surface du Pays Nantais

131/Une surface composite

Considérée depuis les talus tectoniques qui la bordent actuellement au Sud jusqu'aux bassins vers lesquels elle s'incline au Nord, la surface qui compose l'essentiel des paysages du Pays Nantais peut être interprétée comme une surface composite, c'est-à-dire comme une surface associant dans un plan presque continu des éléments de natures différentes, façonnés par des processus variés, à des époques successives.

Les trois éléments qui la composent depuis les "hautes terres centrales"

jusqu'aux "basses terres périphériques" peuvent être définis comme suit :

- La Surface fondamentale est une surface de regradation qui se distingue par la rareté des dépôts (placages de sables pliocènes et de limons éoliens) et qui a principalement évolué par ablations successives de ses horizons d'altération. Dans leur état actuel, ces derniers ne représentent donc plus qu'un manteau résiduel, malgré leur importance relative.
- Les bassins et plates-formes périphériques qui ont servi de niveaux de base à la glaciplanation du Pléistocène ancien (Campbon, Saffré, Nort, Petit-Mars), ou qui se sont trouvés dans le plan des glacis (Carquefou, Savenay, Saint-Etienne), forment des éléments de surface d'aggradation.
- Les glacis et replats-glacis constituent une surface de transport qui porte les marques juxtaposées de la regradation (ablation des manteaux d'altération par érosion aréolaire) et d'aggradation (dépôts corrélatifs de nappes caillouteuses).

Les formes ainsi juxtaposées sont héritées de processus différents et les mécanismes de regradation-aggradation impliqués dans leur façonnement depuis le Néogène résultent de systèmes morphogéniques variés : ruissellement, abrasion marine et sédimentation sableuse, glaciplanation et épandages caillouteux, déflation et dépôts limoneux.

Elles se rapportent également à des étapes différentes de l'élaboration du modelé. La Surface fondamentale procède des multiples phases d'ablation tertiaires et plus particulièrement pliocènes, mais également des stades de déflation quaternaires; elle porte donc à la fois les marques les plus anciennes et les plus récentes de la regradation. Les glacis résultent exclusivement de processus du Quaternaire, surtout du Quaternaire ancien. Les espaces les plus bas présentent à l'affleurement les dépôts corrélatifs des dernières étapes de l'évolution des reliefs culminants.

La nature composite de cette surface résulte du rôle primordial que les altérites ont constamment exercé au cours de son évolution. Ces altérites sont constituées d'un fonds pré-pliocène successivement affecté par les effets d'une météorisation polyphasée qui s'est apparemment poursuivie jusqu'au dernier interglaciaire.

Les altérites ont toujours constitué un matériau propice à la regradation, l'abrasion marine, la glaciplanation, la déflation, le ruissellement s'étant d'abord exercés à leurs dépens. Elles sont responsables de l'entretien des processus de regradation et du rajeunissement continu des formes jusqu'au Quaternaire. Les horizons d'altération actuels, extrêmement divers par leurs épaisseurs et leurs degrés d'accomplissement apparents, d'abord conditionnés par l'inégalité des fronts d'altération initiaux, puis par celle des phases d'altération réitérées, soumis à des décapages successifs d'origine et d'efficacité différentes, ne représentent plus eux-mêmes qu'un ensemble disparate et composite.

Corrélativement, les altérites entrent dans la composition de chacun des types de dépôts et se trouvent donc à la base des phénomènes d'aggradation. Ainsi, les sables rouges et les graviers pliocènes proviennent de l'abrasion et du décapage par ruissellement des altérites de la Surface fondamentale pour une part beaucoup plus importante que du remaniement des sédiments pré-pliocènes qui pouvaient éventuellement y stationner. Les nappes caillouteuses proviennent de l'érosion aréolaire des mêmes altérites et du remaniement des sédiments pliocènes qui les surmontaient ponctuellement. Les limons éoliens, préparés par les limons de gélivation, eux-mêmes issus, par géliturbation, des limons d'altération ("altérites de type 5"), proviennent de la déflation des éléments les plus fins du manteau d'altérites de la Surface fondamentale, des sables pliocènes et des nappes caillouteuses. Les formations superficielles témoignent donc de remaniements continus, consécutifs à des épisodes de regradation, eux-mêmes réitérés, lors desquels les altérites ont chaque fois fourni des stocks de matériaux nouveaux. D'où l'enchaînement d'un ensemble de formations composites et, partant des zones les plus regradées, l'aboutissement à une stratigraphie inverse au niveau des secteurs aggradés (fig. 162).

Le caractère composite des formes et des formations superficielles, in situ ou sédimentaires, se traduit également au niveau minéralogique. Une synthèse comparative fondée sur les résultats des analyses d'argiles successivement présentés dans les chapitres antérieurs conduit à reconnaître en premier lieu les caractères distinctifs de trois types d'altérites et des trois types de sédiments représentés sur la Surface fondamentale et les glacis. Elle corrobore d'autre part les enchaînements établis entre les différents éléments de surface et les formations superficielles, et confirme le rôle joué par les processus d'altération à chacun des stades de façonnement des modèles considérés.

Les altérites "protégées" de la Surface fondamentale ont en commun d'avoir été durablement préservées des agressions postérieures à leur élaboration en raison de leur recouvrement par des placages sableux pliocènes (ex. : GV 20, Le Bas-Vernay), de leur position au fond d'alvéoles (GV 1, Garambeau) ou de ces deux propriétés à la fois (GV 28, La Ménardais). A ce titre, elles correspondent aux altérites les plus significatives des héritages pré-pliocènes, en même temps que les plus évoluées du Pays Nantais. Leur Coefficient d'altération est en effet de très loin le plus élevé (15,85 en moyenne pour les trois échantillons précités). Leur fonds détritique est relativement réduit (57,6% des composants dans les poudres et 22,5% dans les pâtes, en moyenne) et témoigne d'une hydrolyse très poussée des Feldspaths ($F/Q = 0,09$ dans les poudres et $0,021$ dans les pâtes, en moyenne). Leur taux de Kaolinite est très élevé (62,6% dans les poudres en moyenne, avec un maximum de 74%, 90% dans les pâtes en moyenne, avec un maximum de 95%). Corrélativement, leur Coefficient d'hydromorphie est très bas (0,02, en moyenne), l'Illite et la Montmorillonite sont inégalement représentées (respectivement 20,7% et 2,3% dans les poudres, 6% et 2% dans les pâtes, en moyenne). Ces altérites s'apparentent par leurs caractères aux formations généralement considérées dans le Massif Armoricaïn comme les produits d'altérations "paléogènes". Leur rapport F/Q , spécialement bas, peut être interprété comme un critère d'ancienneté, ce qui se confirme par la disparition quasi-complète des matériaux hydrolysables (Chlorite, Hydrobiotite). Leur taux de kaolinisation, exceptionnellement élevé, semble significatif de conditions d'évolution prononcées en environnement chaud et aurait ici une signification principalement climatique. Elles représentent de toute façon le fonds d'altérites le plus ancien du Pays Nantais.

Les altérites "exposées" de la Surface fondamentale, du fait de leurs conditions de gisement éloignées de tous dépôts, sont susceptibles d'avoir subi tous les effets de la regradation (SR 29, SR 30, CS 3, CS 4, HV 90, HV 91). Elles représentent les formes d'altération en apparence les moins évoluées. Leur Coefficient d'altération n'est que de 1,75 en moyenne et leur fonds détritique semble favorable aux Feldspaths ($F/Q = 1,09$ dans les poudres et $0,4$ dans les pâtes, en moyenne). Leur teneur en Kaolinite est la plus basse (16,5% dans les poudres en moyenne avec parfois de simples traces, 33,5% dans les pâtes en moyenne, avec un minimum de 15%). Corrélativement, le Coefficient d'hydromorphie est le plus élevé (1,5, en moyenne), l'Illite et la Montmorillonite sont relativement abondantes (respectivement 22,1% et 17,3% dans les poudres, 28,1% et 12,1% dans les pâtes, en moyenne). Ce second type d'altérites correspond en fait aux racines, après décapages successifs, des manteaux dont les altérites "protégées" représentent les témoins les mieux conservés. Leur teneur en Illite-Montmorillonite peut être significative d'une reprise de l'altération sur la Surface fondamentale, dans des conditions probablement plus tempérées.

Les altérites de glacis présentent des valeurs intermédiaires et des caractères hétérogènes. Leur Coefficient d'altération est de 3,9 et leur Coefficient d'hydromorphie de 0,18. Leur taux de Kaolinite est relativement important (68,6% dans les poudres en moyenne avec un maximum de 83%, 68% dans les pâtes en moyenne, avec un maximum de 77%) et leur taux de Montmorillonite est en revanche faible ou nul (3,3% dans les poudres et 4% dans les pâtes en moyenne). Mais en même temps, le fonds détritique est important (68,3% dans les poudres et 34% dans les pâtes en moyenne) et encore riche en Feldspaths ($F/Q = 1,4$

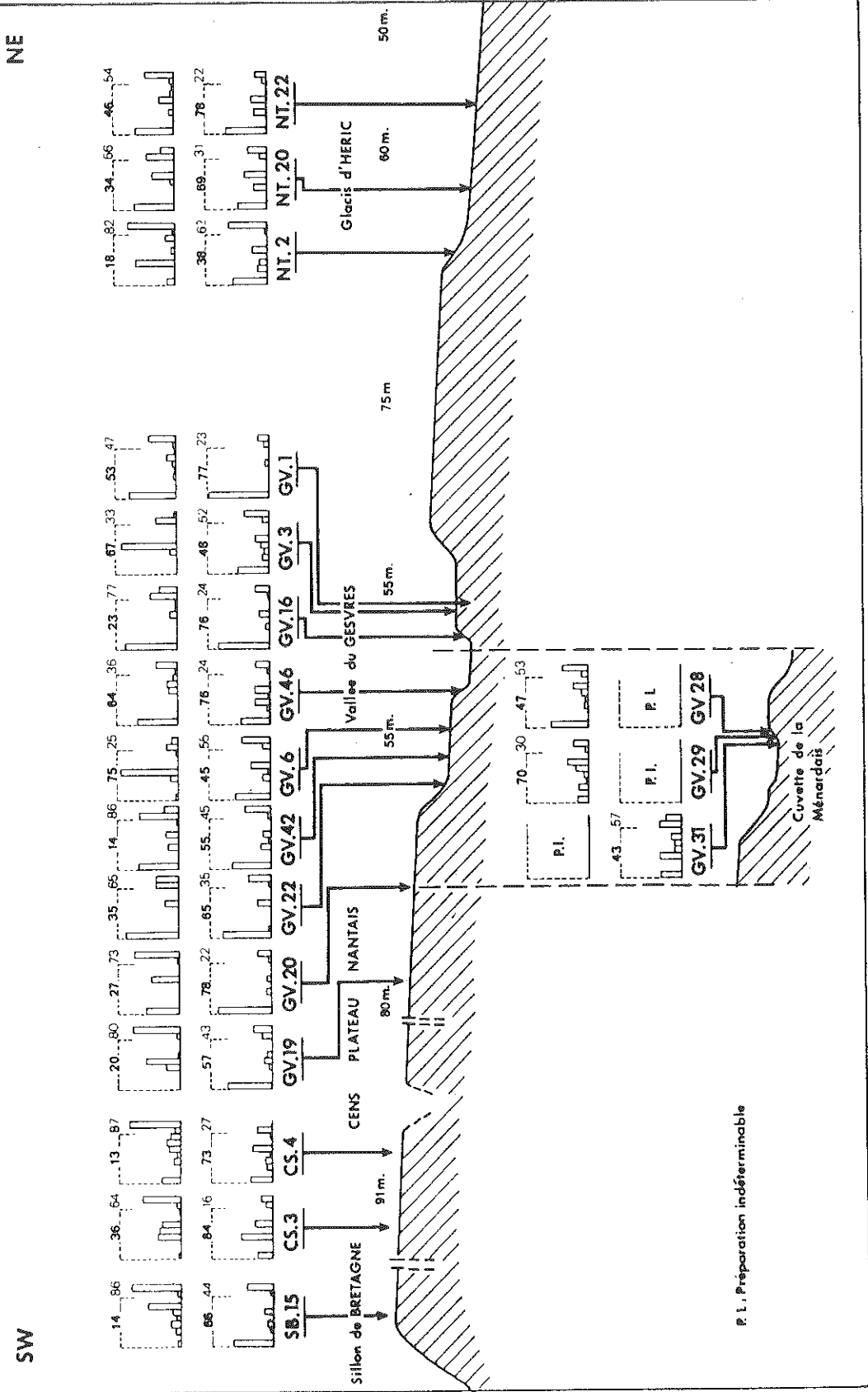


Fig. 163 Analyse des argiles : localisation des prélèvements
(Cartographie N.Duchesne et A.Dubois - I.G.A.R.U.N.)

Groupes d'Echantillons	N° Echantillons	Localisation	Substrat	Cote (m) sous surface	Degré d'Altération
Altérites "protégées" de la Surface fondamentale	GV 20	Bas-Vernay (Plateau Nantais)	Granite	- 1	4
	GV 1	La Barre (Replat du Gesvres)	Micaschiste	- 2,5	5
	GV 28	La Ménardais (Plateau Nantais)	Micaschiste	- 1	4
Altérites "exposées" de la Surface fondamentale	SR 29	Le Bois-Macé N (Plateau du Cellier)	Gneiss	- 1,5	4
	SR 30	La Madeleine (Plate-forme de Carquefou)	Micaschiste	- 1,5	4
	CS 3	La Billiais-Deniau (Plateau Nantais)	Granite	- 1	4
	CS 4	Le Temple (Plateau Nantais)	Micaschiste	- 1	4
	HV 90	Le Bois Macé S (Plateau du Cellier)	Gneiss	- 1	5
	HV 91	La Maladrie (Plateau du Cellier)	Gneiss	- 1	5
Altérites de glacis et replats-glacis	NT 22	La Primaais (Glacis d'Héric)	Micaschiste	- 1	4
	GV 42	Valais (Replat du Gesvres)	Micaschiste	- 0,5	3
	GV 22	Garambeau (Replat du Gesvres)	Micaschiste	- 1	5
Sables rouges pliocènes	GV 29	La Ménardais	Micaschiste	- 1	
	GV 31	La Ménardais	Micaschiste	- 1	
	GV 19	Bas-Vernay	Granite	- 1	
	SR 8	Chemin Nantais	Micaschistes	- 2	
Nappes Caillouteuses du Pléistocène ancien	GV 3	La Barre	Micaschistes	- 2	
	GV 6	La Fronnière (Replat du Gesvres)	Micaschistes	- 3	
	NT 20	L'Alnay (Glacis d'Héric)	Micaschistes	- 1	
Limons éoliens Quaternaires	SB 15	La Petite Rouillonais (Plateau Nantais)	Granite	- 0,5	
	NT 2	Malabry (Plateau Nantais)	Micaschistes	- 0,5	
	HV 11	Briantière (Plateau du Cellier)	Micaschistes	- 0,5	

Fig. 164 Analyse des argiles : Nomenclature des échantillons.

a. PLATEAU NANTAIS ET GLACIS D'HERIC



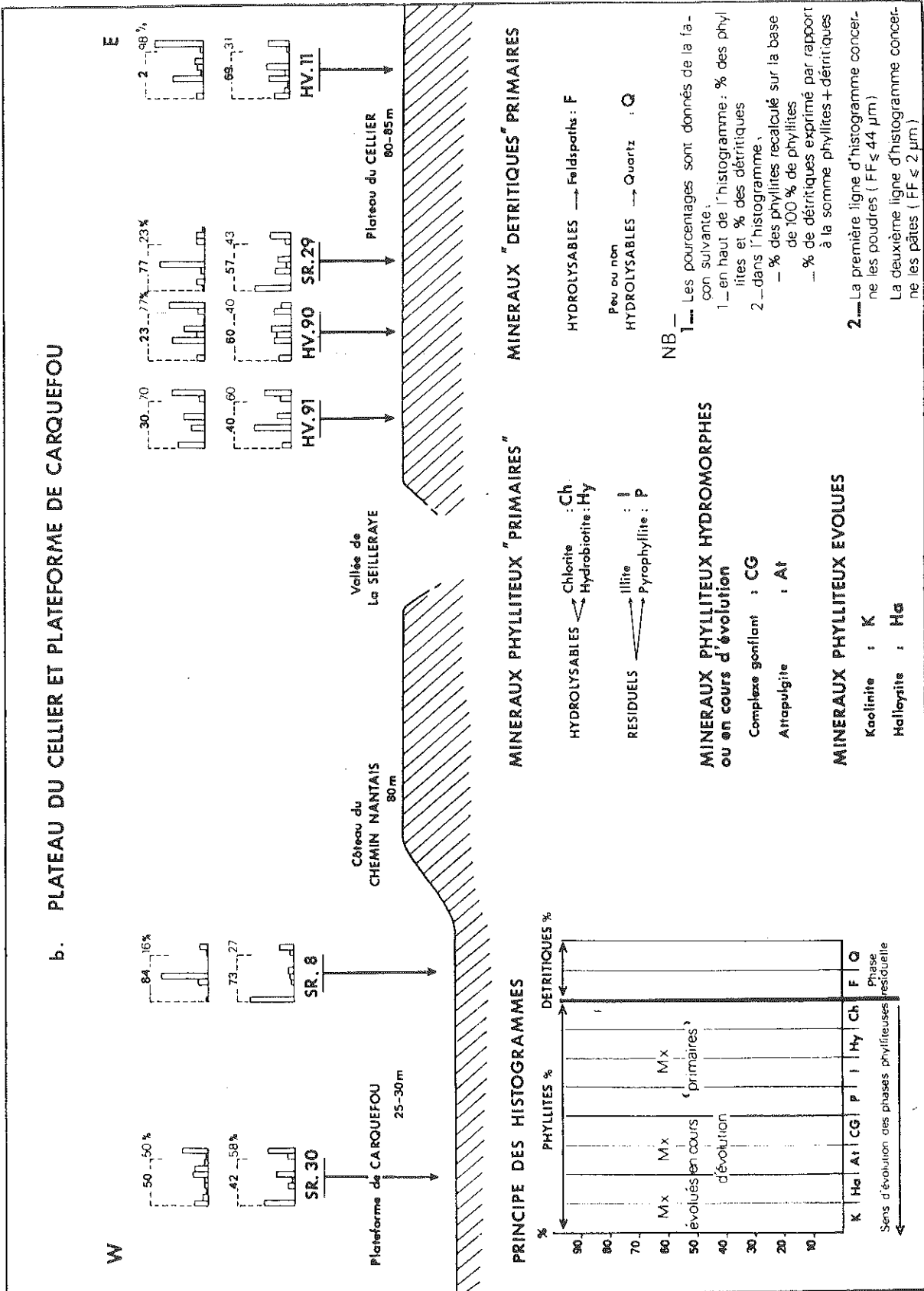


Fig. 165 Analyses d'argiles : Profils topographiques schématiques de localisation des prélèvements et histogrammes minéralogiques des échantillons (Analyses : L.Barbaroux - Cartographie : N.Duchesne et A.Dubois - I.G.A.R.U.N.)

dans les poudres et 0,13 dans les pâtes, en moyenne) ; l'illite est relativement abondante (20,3% dans les poudres et 18,6% dans les pâtes, en moyenne). Ce nouveau type d'altérites occupe des espaces plus profondément découpés qu'à l'emplacement de la Surface fondamentale et devrait à ce titre se présenter sous une apparence encore moins évoluée que les altérites "exposées". Or, le taux de kaolinisation y est très supérieur, ce qui peut recevoir deux explications. Lors des phases d'altérations quaternaires, postérieures à la glaciplanation, la kaolinisation a pu bénéficier de conditions plus favorables sur les glacis que sur la Surface fondamentale pour des raisons de drainage ; les premiers sont favorables à l'écoulement superficiel du fait de leur inclinaison, alors que la seconde a vraisemblablement toujours constitué un milieu confiné ; en conséquence, le taux de Kaolinite aurait ici une signification relative au drainage plus qu'aux données paléoclimatiques. D'autre part, les altérites de la Surface fondamentale, éventuellement affectées de phénomènes tardifs de Kaolinisation, ont continué de subir des décapages supplémentaires au cours du Quaternaire, en particulier sous les effets de la déflation, alors que les glacis étaient eux-mêmes relativement abrités et mieux protégés par les nappes caillouteuses.

Les sables rouges sont les sédiments apparemment les plus riches en minéraux évolués. Le fonds détritique est relativement peu important (42% dans les poudres et 42,3% dans les pâtes, en moyenne) et le rapport F/Q est bas (0,09 dans les poudres et 0,28 dans les pâtes, en moyenne). La Kaolinite est importante, mais seulement dans les pâtes (6% dans les poudres, contre 62,6% dans les pâtes, en moyenne). L'illite et la Montmorillonite sont peu représentées (respectivement 7% et 3,6% dans les poudres, 11,3% et 8,3% dans les pâtes en moyenne). La Pyrophyllite, minéral "primaire" résiduel, est très abondante dans les poudres (55% en moyenne). Les sables rouges contiennent en fait les minéraux argileux qu'on relève parmi les altérites "protégées" et qui manquent parmi les altérites "exposées". Leur taux de kaolinisation les authentifie comme les dépôts corrélatifs de la regradation subie par la Surface fondamentale au cours du Pliocène et aurait ici une signification d'héritage. La Pyrophyllite, très résistante, paraît d'ailleurs confirmer un profond décapage du substratum.

Les nappes caillouteuses ont un fonds détritique du même ordre que celui des sables rouges (38,3% dans les poudres et 46% dans les pâtes en moyenne), mais beaucoup plus chargé en Feldspaths (F/Q = 4,1 dans les poudres et 0,43 dans les pâtes, en moyenne). Le taux de kaolinisation est plus faible (15,3% dans les poudres et 51% dans les pâtes). Par contre, l'illite et la Montmorillonite sont mieux représentées (respectivement 13,3% et 6,6% dans les poudres, 28,6% et 12,6% dans les pâtes, en moyenne). La Pyrophyllite est encore un peu plus abondante dans les poudres (61,3%, en moyenne). Ces caractéristiques minéralogiques, notamment l'importance relative des Feldspaths et la pauvreté relative de la Kaolinite, signent le décapage d'horizons d'altération encore plus profonds qu'au cours de la regradation pliocène. La composition minéralogique des nappes est par ailleurs celle qui s'accorde le mieux avec celle des altérites de glacis, en raison d'une égale dispersion des valeurs, ce qui fournit un argument supplémentaire en faveur de l'association génétique des glacis et des nappes et semble témoigner d'une évolution parallèle à la suite du façonnement des uns et du dépôt des autres.

Les limons éoliens se distinguent enfin de toutes les autres formations superficielles par la rareté et la diversité minéralogique de leurs éléments argileux. Ils comportent en effet un fonds détritique exceptionnellement élevé (88,6% dans les poudres en moyenne, avec un maximum de 98%, 45,6% dans les pâtes en moyenne, avec un maximum de 62%), à l'intérieur duquel les Quartz dominent très largement (F/Q = 0,06 dans les poudres et 0,046 dans les pâtes en moyenne). La Kaolinite est encore moins représentée que dans les autres sédiments (10,3% dans les poudres et 49% dans les pâtes en moyenne). L'illite et la Montmorillonite sont au contraire relativement abondantes (respectivement 9,3% et 27,6% dans les poudres, 23,3% et 10% dans les pâtes en moyenne). Les limons ont donc une composition typiquement détritique. Il s'agit pour l'essentiel de

poussières de Quartz au sein desquelles les minéraux argileux sont hérités des différentes formations superficielles antérieures, in situ ou sédimentaires, soumises à la déflation.

En conclusion, les altérites, quel que soit leur type, sont hétérochrones et polyphasées, héritières d'une évolution rythmée par de multiples phases de biostasie et de rhexistasie ; les sédiments sont hétérogènes et ont enregistré les effets répétés des mécanismes de regradation-aggradation qui ont conduit à l'élaboration du relief actuel.

132/Une surface de rajeunissement

Les éléments constitutifs de la Surface du Pays Nantais et de ses formations corrélatives enregistrent trois types d'héritages successifs : les héritages cénozoïques, limités dans le temps par la régression fini-pliocène, les héritages "plio-quadernaire" et "pléistocène ancien", eux-mêmes limités par le rejeu qualifié de "pléistocène ancien", les héritages proprement quadernaires enfin. La régression finipliocène et le rejeu "pléistocène ancien" correspondent à des épisodes suffisamment marquants pour justifier leur choix comme séparation des principales étapes de la paléogéographie locale ; mais la notion de séparation n'implique nullement en l'occurrence celle de rupture. Il apparaît en effet que la Surface du Pays Nantais a lentement et progressivement évolué, au moins depuis le début du Tertiaire, si l'on se fonde sur les seuls témoignages paléogéographiques exploitables localement, sous les effets conjugués de l'altération et du mécanisme de regradation-aggradation sans coupure majeure, jusqu'au Quadernaire récent inclus.

Les manifestations des processus de glaciplanation, qui se rapportent très vraisemblablement au Pléistocène ancien, et des processus de déflation, qui se sont indubitablement produits jusqu'à la dernière crise froide, permettent d'analyser le phénomène presque sur le fait, d'isoler et d'identifier en tout cas les phases les plus tardives de son fonctionnement. Elles permettent aussi de montrer comment, à l'intérieur d'un domaine réduit, ici l'un des éléments des pays ligéro-armoricains, et sur une durée relativement courte, ici le Quadernaire, le mécanisme de regradation-aggradation s'est opéré par touches successives et inégales en provoquant chaque fois des pertes de substance et des accumulations de quelques mètres aux dépens de reliefs eux-mêmes initialement peu contrastés. Elles permettent enfin de montrer que le façonnement de la surface a fait récemment appel à des processus différents de l'abrasion marine ou du simple ruissellement : érosion aréolaire, éolisations périglaciaires, et que l'encaissement récent des thalwegs fut compatible, à l'échelle des phénomènes considérés évidemment, avec la pérennité des effets de la regradation ; le creusement des vallées et l'aplanissement des interfluves se sont en effet simultanément poursuivis pendant les crises froides quadernaires.

Dans ces conditions, la Surface du Pays Nantais, au contraire d'une surface morte et fossile, peut être interprétée comme une surface jeune, continuellement perfectionnée jusqu'au Würm. L'aspect du relief actuel, peu élevé et surtout encore largement tabulaire, entamé par un réseau autochtone encore peu ramifié, fournit d'ailleurs un argument supplémentaire en faveur de sa jeunesse et s'oppose à celui des domaines plus élevés et plus disséqués de Bretagne occidentale, de Vendée et, a fortiori, du Limousin.

De telles propriétés impliquent des liens étroits avec la tectonique. La mise en oeuvre de processus de regradation répétés exigeait l'existence quasi-permanente, au moins depuis le début du Tertiaire, de volumes topographiques "susceptibles d'érosion", donc de reliefs culminants. L'accomplissement de l'aggradation exigeait évidemment celle de niveaux de base, donc de reliefs déprimés. De ce fait, le mécanisme de regradation-aggradation nécessitait l'intervention conjuguée de pulsations tectoniques génératrices de bombements à l'emplacement des secteurs culminants, et de subsidences corrélatives à l'emplacement des bassins périphériques.

Le fonctionnement de ce mécanisme nécessitait encore un équilibre avec le rythme et l'amplitude des déformations, puisque son principe repose en premier lieu sur l'ablation progressive d'un manteau d'altérites surmontant un substrat périodiquement rehaussé. Son déroulement était incompatible avec des rejeux verticaux suffisamment puissants pour rompre le façonnement de la surface en introduisant des reprises d'érosion, donc des discontinuités "cycliques". Une tectonique de subsidences actives, assortie de dislocations verticales relativement limitées, comme celle qui semble avoir caractérisé la région jusqu'au Quaternaire, paraît conforme à ces conditions.

Cette évolution suggère enfin l'existence d'un relief toujours comparable à lui-même, c'est-à-dire inscrit à l'intérieur d'une tranche d'altitudes constamment voisine de l'actuelle, donc faiblement différencié, soumis à des immersions sectorielles et à des rehaussements éphémères, mais toujours organisé selon des lignes directrices semblables à celles qui déterminent les paysages présents. Elle n'exclut cependant pas, dans le détail, le franchissement de seuils de déséquilibres entre aplanissement et tectogenèse, comme l'indique par exemple l'inégale propagation des phénomènes de glaciplanation des pourtours des plateaux au Pléistocène ancien. Un rejet relativement important des failles bordières du Plateau du Cellier, parfaitement justifiable par la proximité particulière des bassins subsidents de Nort et de Petit-Mars aurait en effet suffi à bloquer l'action de l'érosion aréolaire dans ce secteur, en provoquant un rehaussement excessif de ses manteaux d'altération. Cet exemple montre que ce qui est valable pour le Plateau Nantais ne l'est déjà plus exactement pour le Plateau du Cellier et, qu'a fortiori, le modèle évolutif proposé pour le Pays Nantais dans son ensemble ne peut être automatiquement appliqué aux régions environnantes.

133/ Les marques d'une évolution de type acyclique poursuivie jusqu'au Quaternaire récent

La "Surface du Pays Nantais" s'intègre à la "Pénéplaine de l'Ouest de la France" ; les explications proposées au sujet de son évolution exigent qu'on les rapporte aux notions définies par C. Klein à propos du Massif Armoricaïn et de ses enveloppes sédimentaires, en se gardant toutefois de perdre de vue l'échelle des phénomènes considérés.

Les termes de "regradation" et d'"aggradation", couramment employés à l'heure actuelle, désignent ici des processus analogues à ceux sur lesquels C. Klein s'est fondé pour les définir (1959 et 1975). Les éléments morphologiques assimilés à une surface de regradation correspondent effectivement à des modelés qui "dérivent d'une topographie originellement plane et qui ont persisté dans leur état à travers et malgré les vicissitudes de leur histoire tectonique, le travail de l'érosion se soldant au total par une perte de substance relativement modeste". Ceux qui ont été assimilés à une surface d'aggradation se rapportent bien à "une surface construite correspondant au sommet de l'accumulation des dépôts génétiquement associés à la regradation des régions voisines".

L'analyse des modelés a permis d'identifier les marques spécifiques des trois derniers systèmes d'érosion qui se sont relayés pour réaliser l'aplanissement de la Surface du Pays Nantais. De par ses caractères composites, celle-ci se présente en fait comme une "surface polygénique" aux sens concordants donnés à ce terme par E. Chaput ("série de surfaces élémentaires modelées successivement"), puis par C. Klein ("surfaces composites dans lesquelles des éléments d'âges différents /.../ se trouvent associés topographiquement") (E. Chaput, 1928) (C. Klein, 1959).

Il n'existe pas de traces de "cycles" au sens davisien du terme dans le Pays Nantais. A l'inverse, l'ensemble des éléments constitutifs de la Surface du Pays Nantais porte toutes les marques caractéristiques d'une évolution

"acyclique", telle que la conçoit C. Klein, c'est-à-dire d'une "évolution rythmée par le jeu de pulsations tectoniques et eustatiques dont la vitesse, l'amplitude et le sens ont varié suivant les lieux et suivant les époques sans que soient franchis certains seuils au delà desquels un autre mode d'expression morphologique eût apparu : le mode cyclique". Effectivement, la Surface du Pays Nantais a enregistré l'influence d'une évolution "polyphasée", significative "de périodes où l'altération profonde des roches est prépondérante et de périodes pendant lesquelles l'ablation retrouve son rôle". Elle ne témoigne d'aucune discontinuité majeure ni dans les formes, surface et vallées, ni dans les forces, tectogenèse et aplanissements, susceptible de rompre le modèle d'évolution acyclique. Il apparaît d'autre part que les "rythmes tectoniques et eustatiques" n'ont pas reçu "d'expressions morphologiques durables" et que l'action "simultanée et antagoniste" de la tectogenèse et de l'aplanissement a entretenu "pendant des durées considérables des topographies plus ou moins voisines de l'état d'aplanissement" (C. Klein, 1959 et 1975).

C. Klein fixe "au cours ou vers la fin du Miocène supérieur" la rupture des équilibres entretenant l'acyclisme depuis la fin du Primaire et la limite au delà de laquelle la "Pénéplaine de l'Ouest de la France" a commencé à subir une incision dans le cadre d'une évolution désormais "cyclique".

Or, à l'échelle des phénomènes analysés, il apparaît que les processus de regradation et d'aggradation ont persisté au delà du Pliocène dans le Pays Nantais. Il semble, par conséquent, que le mécanisme de l'acyclisme ait continué de fonctionner au moins jusqu'au Pléistocène ancien, sinon pendant toute la durée du Quaternaire si l'on admet que l'amplitude du rejeu du "Pléistocène ancien", pourtant déterminant dans le paysage actuel, n'a pas franchi le seuil provoquant la rupture du mode d'évolution acyclique et si l'on considère que la dissection du relief, malgré la vigueur de certains modelés fluviaux, n'a pas interdit la persistance simultanée des phénomènes d'aplanissement, notamment par déflation. Selon cette interprétation, le rejeu générateur du Sillon de Bretagne, en dépit de son importance relative, ne serait que la dernière en date des "pulsations tectoniques" ressenties dans la région, et les pertes de substance subies par la Surface fondamentale sous les effets de la déflation périglaciaire et du ruissellement constitueraient les manifestations les plus récentes de l'aplanissement.

Une telle évolution peut s'expliquer par les particularités géomorphologiques et paléogéographiques locales. La Surface du Pays Nantais est l'archétype de la pénégène, elle représente l'une des surfaces d'aplanissement les plus basses des domaines hercyniens. Il est donc vraisemblable que certains seuils aient été franchis au cours de l'évolution des régions voisines sans l'être à l'intérieur du Pays Nantais.

14/Contribution à la définition morphoclimatique d'un épisode de type "villafranchien" dans le Massif Armoricaïn

Les formes signalées ici sous l'appellation de "glacis", d'abord au sens descriptif, puis génétique du terme, constituent en fait un simple niveau d'érosion périphérique qui rappelle à certains égards les topographies interprétées par C. Klein comme des "glacis de substitution" (1975). Leur emboîtement par rapport au relief encaissant n'est effectivement que de quelques mètres et leur pente est évidemment inférieure aux valeurs généralement enregistrées le long des véritables glacis, dans les milieux semi-arides notamment. Les processus invoqués à leur sujet s'inscrivent à l'intérieur d'une évolution acyclique et dans le prolongement des mécanismes de regradation-aggradation en action depuis le Tertiaire. Leur conséquence première fut donc de pérenniser le modelé tabulaire caractéristique du Pays Nantais.

Néanmoins, l'intervention de ces processus a imprimé des traces durables et notables dans le paysage, tant par les formes de détail que par les dépôts qu'elle a engendrés. Elle a certes bénéficié d'un rehaussement du socle par

un rejeu préalable et de la disponibilité d'un stock abondant de matériaux facilement mobilisables. Isolée de son contexte évolutif et considérée sur le strict plan local, elle coïncide cependant avec un épisode morphogénique majeur. La nature des formes témoigne en effet d'un système morphoclimatique marqué par un bilan altération-ablation largement favorable à la seconde, par la primauté momentanée de l'écoulement en nappe sur l'écoulement linéaire et par celle de l'érosion aréolaire sur l'incision. Les propriétés des dépôts, leur épaisseur et leur dispersion attestent d'autre part l'intervention d'une phase rhexistasique au moins équivalente à celle qui a provoqué le dépôt des sables rouges pliocènes.

La glaciplanation et ses dépôts corrélatifs ont été rapportés au Pléistocène ancien, sans argument paléontologique puisque jusqu'à présent ces derniers se sont révélés azoïques. Leur âge post-pliocène est cependant attesté par des faits morphologiques, sédimentologiques et stratigraphiques déjà exposés (§ 11). Leur ancienneté à l'intérieur du Pléistocène se déduit de leur antériorité par rapport au dernier rejeu tectonique enregistré dans la région et à l'encaissement des réseaux autochtones, ainsi que de l'état d'altération prononcé des matériaux considérés. La minéralogie des argiles des glacis et des nappes caillouteuses est trop perturbée pour revêtir une signification climatique très précise, bien qu'elle suggère un net refroidissement par rapport au dépôt des sables rouges pliocènes ; les indices de cristallinité de l'illite (Na) sont par exemple de 2,5 dans les altérites de glacis et de 4,6 dans les nappes contre 8 dans les sables rouges en moyenne. D'autre part, l'élaboration des glacis et l'épandage des nappes dénotent une profonde transformation des conditions climatiques en rapport avec une aridification probable de celles-ci.

Il est possible de voir dans ce type de morphogenèse et dans ce genre de dépôt une expression du "Villafranchien" sur les marges du Massif Armoricaïn, tout en sachant ce que ce terme comporte comme incertitude et soulève comme contestations même à propos des régions méditerranéennes, et en lui conférant un sens large, c'est-à-dire en l'appliquant au laps de temps compris entre la régression fini-pliocène et les manifestations des premières crises froides quaternaires (H. de Lumley, 1976) (R. Lhénaff, 1983).

Dans cette hypothèse, les nappes caillouteuses du Pays Nantais pourraient se rapporter à certains types de formations caillouteuses surmontant le Pliocène sur les marges armoricaines de la Normandie au Poitou, formations que C. Klein a inventoriées tout en soulignant que leur attribution au Villafranchien ne reposait actuellement que sur des présomptions (1975, p. 729). Elles pourraient être également comparées avec des dépôts caillouteux plus éloignés, rapportés eux aussi au Villafranchien, en tout cas aux temps post-pliocènes, situés dans des régions plus septentrionales (certains des "craggs" anglais) ou plus méridionales (dépôts caillouteux du Limousin, de l'avant-pays pyrénéen ou d'Aragon, "rañas" de Galice), que les auteurs s'accordent à associer à des crises d'érosion intenses et à des conditions morphoclimatiques fortement rhexistasiques (J.C. Flageollet, 1977) (F. Taillefer, 1951) (P. Barrère, 1975) (H. Nonn, 1966). On rencontre peut-être là les marques communes d'une péjoration du climat consécutive à la fin du Pliocène, les traces d'un équivalent "atlantique" du Villafranchien et les indices d'une appartenance des marges armoricaines à une province morphoclimatique spécifique allant de la Galice à la Mer du Nord au début du Quaternaire.

2/La mise en relief du Pays Nantais par la néotectonique

21/Un rôle de l'érosion différentielle relégué aux formes mineures

Les influences lithologiques sur le modelé du Pays Nantais s'avèrent secondaires, voire négligeables. Certes, les grandes lignes de la structure régionale transparaissent toujours dans le relief actuel : le Sillon de Bretagne s'aligne sur la Zone Broyée Sud-Armoricaine, le Coteau de Couffé longe le rebord du Synclinal d'Ancenis, l'alvéole de la Loge au Moine souligne les orien-

tations de la Série de Champtoceaux, les vallées de 2ème ordre suivent les rebords du Batholithe d'Orvault; mais il s'agit dans tous les cas de contacts lithologiques fortement tectonisés et il existe autant de reliefs d'importance équivalente complètement indépendants de la lithologie : Coteaux de Mauves et du Chemin Nantais, vallées de l'Erdre et de la Seilleraye, par exemple. Il n'existe même pas de reliefs d'érosion différentielle de dimensions moyennes aussi bien individualisés que dans les régions environnantes : collines des granites de Mésanger dans le Bassin d'Ancenis, ou buttes de serpentinite des Marais de Goulaine, par exemple. La Surface fondamentale a subi une regradation uniforme et n'est surmontée d'aucun relief résiduel ; elle ne présente pas de différences majeures d'origine lithologique au niveau de son manteau d'altérites ; ses contours et ses contacts avec les glacis ne doivent rien non plus à la lithologie, pas plus au Nord du Pays Nantais qu'au Sud, à l'emplacement des replats sommitaux du Sillon de Bretagne. La glaciplanation n'a épargné que des tertres résiduels, dont la localisation tient d'abord à des bandes d'induration d'origine tectonique. Le filon de quartz du Sillon de Bretagne n'exerce aucune influence morphologique évidente.

L'expression de l'érosion différentielle se réduit donc à quelques formes mineures dont les plus remarquables sont les tertres de Casson, les vallons de rive Sud du Gesvres, les tors de l'Estuaire, encore que dans tous les cas des failles ou des diaclases aient collaboré de façon déterminante à leur mise en relief. Cet état de fait tient au moins à trois séries de causes. Le socle offre une résistance relativement uniforme à l'érosion en raison de la présence exclusive de roches granitiques et métamorphiques, de compositions apparemment comparables en quartz. Les circonstances paléogéographiques, caractérisées par l'absence sans doute permanente de reliefs suffisamment élevés, ont entravé la réalisation de modelés d'érosion différentielle bien développés. La tectonique enfin, a largement pris le pas sur les autres données structurales en raison d'une fracturation particulièrement intense du socle et d'une influence primordiale de la néotectonique.

22/Une convergence exceptionnelle de réseaux de failles

Le socle du Pays Nantais se distingue par une fracturation omniprésente, dense et multidirectionnelle. Cette constatation se fonde sur une analyse morphotectonique de détail et sur les enseignements de la télédétection. Hormis quelques zones de broyages notoires, telles que la Zone Broyée Sud-Armoricaine et, à un moindre degré, les rebords du Batholithe d'Orvault, le style des accidents se caractérise généralement par la juxtaposition de multiples failles sub-parallèles, d'apparence souvent mineure sur le terrain. De ce fait leur hiérarchie demeure particulièrement difficile à établir.

La géométrie de la fracturation comprend cinq réseaux de failles majeurs (fig. 166) :

- Des failles directionnelles "angevines", N 100-110°, dont les principales passent par le Coteau de Couffé, la charnière de l'Isac, l'axe du Gesvres et peut-être aussi par celui de la Loire entre Nantes et Vue.
- Des failles directionnelles "armoricaines", N 120-125°, essentiellement représentées par la Z.B.S.A..
- Des failles sub-méridiennes, d'orientation N 5-20°, qui barrent le Plateau Nantais et qui semblent accompagner la charnière de l'Erdre.
- Des failles transversales, d'orientation N 30-50°, dont la plus importante passe par le Coteau de Mauves.
- Des failles diagonales, d'orientation N 160°, dont le faisceau, formé de six axes majeurs recoupe le Pays Nantais en son centre.

Tous ces réseaux, dont les orientations sont communément représentées en Bretagne et en Vendée, se prolongent évidemment bien au delà du Pays Nantais. Tous convergent également vers le site de la ville de Nantes, lequel s'affirme comme l'un des carrefours tectoniques majeurs du Massif Armoricaïn.



Fig. 166. La convergence des failles dans la Région Nantaise

23/Le rôle fondamental de la néotectonique

231/Une ordonnance topographique conditionnée par une tectonique de blocs

La tectonique cassante affecte l'ensemble des reliefs du Pays Nantais. Elle se manifeste indirectement, à travers le plan des réseaux de drainage, tant autochtones qu'allochtones, donc à travers celui des modelés en creux ; beaucoup de ces derniers sont des vallées ou des vallons de lignes de failles aux tracés géométriques guidés par les zones de broyage et de trituration tectonique, résultant des déformations répétées du socle. Elle se manifeste directement, par l'individualisation des différentes unités topographiques. La plupart des reliefs actuels sont en effet à définir en termes tectoniques. Le Plateau Nantais et le Plateau du Cellier correspondent à deux grands blocs soulevés sur leurs marges méridionales et progressivement gauchis vers le Nord. Les grands talus qui les bordent, Sillon de Bretagne et Coteau de Mauves, sont d'abord des escarpements tectoniques. A l'inverse, toutes les "basses terres" (Camphon, Saffré, Nort, Petit-Mars, Carquefou) sont des compartiments déprimés. Les grandes vallées sont guidées par des effondrements ou par des dislocations du socle. La Loire suit un alignement de fossés tectoniques d'Ancenis à Nantes et l'Estuaire emprunte bien évidemment un vaste bassin effondré entre le Sillon de Bretagne et les coteaux du Pays de Retz, certainement fragmenté dans le détail par des angles de failles. La charnière de l'Erdre suit le contact de multiples touches de piano créées le long de failles diagonales et transversales par l'affaissement progressif de la Plate-forme de Carquefou vers le Nord Ouest et par la dislocation du Glacis de La Chapelle-sur-Erdre vers le Nord Est. De même, la charnière de l'Isac souligne l'affaissement du Plateau Nantais vers les Bassins de Saffré et de Nort, au contact des blocs surélevés du Gâvre et de Languin. En l'occurrence, les fossés tectoniques et les angles de failles ont préfiguré les vallées. A moindre échelle, le bloc de la Seilleraye forme un horst encadré par un escarpement de faille (le Coteau du Chemin Nantais) et par un graben (la dépression de la Seilleraye) ; les biefs des vallées de 2ème et de 3ème ordres traduisent probablement l'influence de zones de distension du socle ; beaucoup de replats inégalement répartis le long des grands talus sont d'origine tectonique.

232/Une mise en relief engendrée par la néotectonique

La configuration actuelle du Pays Nantais peut être entièrement attribuée à des déformations néotectoniques, c'est-à-dire postérieures à la régression fini-pliocène. Ces déformations paraissent résulter elles-mêmes de deux paroxysmes successifs séparés par une période de calme tectonique qui aurait coïncidé avec l'épisode de regradation des contours de la Surface fondamentale par glaciplanation.

Le premier paroxysme, qualifié de plio-quadernaire, a préfiguré le relief actuel et s'est principalement traduit par des mouvements subsidents, ainsi que par des déformations verticales discontinues, limitées et inégales, vraisemblablement un peu plus amples à l'Est du Pays Nantais (Plateau du Cellier et Coteau du Chemin Nantais) qu'à l'Ouest (Sillon de Bretagne). Son intervention se déduit des propriétés de reliefs épargnés par la glaciplanation du Pléistocène ancien (Dépression de la Seilleraye et Coteau du Chemin Nantais), de reliefs déformés après le dépôt des sables rouges pliocènes, mais avant la glaciplanation (revers du Plateau Nantais, glacis de Bouée), ou encore de reliefs déformés après le dépôt des mêmes sables, mais avant leur utilisation comme niveau de base et comme surface de départ par la glaciplanation (Plate-forme de Carquefou, glacis de Saint-Etienne et de Savenay).

Le second paroxysme, qualifié de pléistocène ancien, a produit le rehaussement actuel du relief et reste surtout remarquable par ses effets verticaux. L'une de ses principales manifestations fut en effet la réactivation de la Z.B.S.A. et la dernière surrection du Sillon de Bretagne, lequel peut se définir comme un escarpement de faille quadernaire. Les éléments justifiant la réalité de ce jeu sont de trois ordres : la dislocation des glacis élaborés au Pléistocène ancien, en particulier de part et d'autre du Sillon de Bretagne ; la dénivellation de

nappes caillouteuses situées sur les replats de la bordure méridionale du Bassin de Campbon, laquelle reproduit en plus réduit celle qui s'observe le long du Coteau de Saint-Père-en-Retz ou le long du Coteau de Languin (Nort-sur-Erdre); la dénivellation d'affleurements de sables rouges sédimentés dans des conditions apparemment homogènes au Pliocène, cette dernière pouvant être imputée toutefois à l'ensemble des déformations néotectoniques (Plio-quadernaire et Pléistocène ancien).

La mise en relief tardive du Pays Nantais est confirmée par plusieurs indices supplémentaires. La surface des plateaux, comme celle des glacis, est encore peu disséquée en plan ; les secteurs tabulaires dominant largement dans le paysage et les réseaux de drainage sont encore peu denses, malgré l'exploitation des alvéoles pré-pliocènes et des zones de broyage. La morphologie des vallons, en particulier celle des coulées qui entaillent les talus singuliers, témoigne à son échelle d'une récente et rapide reprise d'érosion. Les réseaux de 3ème ordre, Hâvre, Erdre et Brivet, sont antécédents. Enfin, le Sillon de Bretagne, situé à l'emplacement de la zone la plus broyée et logiquement la plus fragile, malgré la présence certaine de passées indurées, demeure l'élément le plus ferme et le plus continu du relief actuel.

Les rejets provoqués par le paroxysme plio-quadernaire devaient être mineurs : probablement moins de 20 m le long du Sillon de Bretagne et peut-être un peu plus de 20 m le long du Coteau du Chemin Nantais, si l'on se fonde sur l'inégale propagation de la glaciplanation du manteau d'altérites de la Surface fondamentale à partir de ces talus. Les rejets relatifs au paroxysme pléistocène ancien furent supérieurs et peuvent être estimés à une quarantaine de mètres en se fondant cette fois sur la dénivellation des replats sommitaux du Sillon de Bretagne par rapport au plan des glacis insubmersibles de l'Estuaire.

Le premier paroxysme est assez facile à caler chronologiquement, puisque, selon les reconstitutions paléogéographiques antérieures, il se situerait entre la régression fini-pliocène et la glaciplanation, très vraisemblablement survenue au Pléistocène ancien. Le second est plus difficile à dater ; il est postérieur à la glaciplanation et apparemment antérieur aux premières marques de l'incision des vallées de 2ème ordre, lesquelles ont été hypothétiquement rapportées au Mindel ; il se rattache lui aussi à une période probablement très ancienne du Pléistocène.

En conséquence, l'ensemble des déformations consécutives à ces deux paroxysmes constituerait les "composants" locaux d'une tectonique "villafranchienne" dont C. Klein a d'ailleurs envisagé les manifestations et les incidences sur les marges du Massif Armoricaïn (1975, p. 739).

233/Une tectogenèse commandée par des subsidences périphériques

Les centres moteurs de la néotectonique de blocs mise en évidence dans le Pays Nantais sont d'abord les bassins alignés sur la charnière occupée par l'Isac: Bassins de Campbon, de Saffré et surtout de Nort-sur-Erdre. Leur subsidence eut pour effet direct le gauchissement généralisé du relief vers le Nord et l'affrontement de ses deux éléments constitutifs principaux : le Plateau Nantais et le Plateau du Cellier, le long de la charnière occupée par l'Erdre.

En s'appliquant aux sommets de deux grands compartiments triangulaires adjacents, ce mouvement a entraîné une série d'effets induits :

- Le rehaussement du Pays Nantais à partir de deux vousoirs situés au Sud, autour du Temple et du Cellier, et le rejeu simultané de deux sutures du socle aux directions opposées et a priori indépendantes, à l'emplacement du Sillon de Bretagne et du Coteau de Mauves.
- Le morcellement du Plateau du Cellier et sa dénivellation par rapport à la Plate-forme de Carquefou à partir de failles radiales, dont les principales passent par le Coteau du Chemin Nantais, la Vallée de la Seilleraye et le Coteau de Couffé.
- La dislocation de détail du Plateau Nantais et du Glacis de La Chapelle-sur-Erdre à l'approche de la charnière de l'Erdre, assortie d'un réaménagement des réseaux de 2ème ordre (Gesvres, Hocmard).

- Des effondrements ponctuels du socle, à l'emplacement des biefs et surtout de la Vallée de la Seilleraye, imputables à des réajustements de détail de style distensif.

En conclusion, les reliefs culminants et les deux coteaux les plus remarquables dans le paysage actuel résulteraient essentiellement de bombements compensateurs des phénomènes de subsidence enregistrés au Nord du Pays Nantais.

Cette interprétation peut sans doute s'appliquer à la plupart des contrées voisines, jusqu'aux contacts avec la Vendée, les Mauges et la Vallée du Don. Toutes se réduisent en effet à une succession de revers interrompus par des coteaux culminants vers 50-80 m et inclinés vers des dépressions soulignées par des zones humides (fig. 1). Cette disposition du relief suggère l'influence généralisée d'une tectonique génératrice de blocs basculés, d'escarpements de failles et de compartiments affaissés. Ces derniers peuvent être classés en trois catégories comprenant :

- des bassins situés entre des revers convergents (Cuvette de Grand-Lieu, Dépression de la Blanche et de la Haute-Perche, Bassins de Petit-Mars), occupant des centres de flexure et de subsidence active du socle ;
- des bassins situés entre un revers et un coteau encaissant (Traict du Croisic, Brière, Bassins de Campbon, de Nort et de Goulaine, Baie de Bourgneuf), occupant des angles de failles ;
- des dépressions inégales, encadrées de coteaux à regards convergents (Bassin d'Ancenis, évaselements de la Vallée de la Loire près de Saint-Julien-de-Concelles et de Basse-Goulaine, Estuaire).

Les bassins des deux premières catégories seraient des cuvettes dynamiques, dont la subsidence aurait provoqué le basculement des revers et la surrection concomittante des escarpements limitrophes. Ceux de la dernière catégorie, d'ailleurs successivement empruntés par la Vallée de la Loire, seraient des fossés d'effondrements induits, maintenus en position déprimée par l'exhaussement relatif des blocs encadrants. Tous les coteaux associés à ce mécanisme seraient évidemment des escarpements de failles. Plusieurs d'entre eux présentent les marques de réactivations néotectoniques. Les Coteaux de Guérande et du Loro-Bottereau, dominant respectivement le Traict du Croisic et les Marais de Goulaine, comportent par exemple des replats sommitaux comparables à ceux du Sillon de Bretagne. Ceux de Saint-Père-en-Retz et de Languin dénivellent des blocs supportant des nappes caillouteuses comparables à celles du Pays Nantais.

234/Une tectonique héritière de la fracturation primaire et des déformations tertiaires

La géométrie de la fracturation ne présente pas de marques spécifiquement "néotectoniques" dans le Pays Nantais. Les déformations post-pliocènes réutilisent des réseaux de failles en place pour la plupart depuis le Primaire ou, pour certains, depuis le Précambrien. La présence du Sillon de Bretagne à l'emplacement de la Z.B.S.A. est le meilleur exemple de réutilisation de failles préexistantes. Il en est de même pour les reliefs orientés selon des failles "angevines", transverses et même diagonales. Ces faits démontrent l'influence persistante des axes de fracturation primaires sur les déformations ultérieures et, finalement, sur le relief actuel.

La cinématique "néotectonique" ne paraît pas non plus se différencier fondamentalement de celle du Tertiaire. La répartition des sédiments tertiaires révèle la succession de paroxysmes "éocènes", "oligocènes" et "ponto-pliocènes", en fait d'une série de pulsations tectoniques véritablement indatables avec précision, et sans ampleur, si ce n'est par la subsidence active des bassins périphériques, dont le soubassement disparaît parfois sous plusieurs centaines de mètres de dépôts. Elle témoigne également d'une remarquable constance du sens et de la répartition des déformations, et ceci jusqu'au Villafranchien inclus. Le Plateau Nantais et le Plateau du Cellier coïncident en effet avec les vousoirs à

partir desquels le relief culminait périodiquement. Le Sillon de Bretagne occupe une ligne de fracture successivement réactivée depuis l'Eocène au moins. Les secteurs les plus déprimés dans le paysage actuel correspondent à des compartiments continuellement subsidents depuis le Paléogène ou le Néogène. Les alvéoles et la dépression de la Seilleraye ont préfiguré les aires soumises récemment à des phénomènes distensifs. Dans ces conditions, les rejeux villafranchiens, c'est-à-dire plio-quatérnaires et pléistocènes anciens, ne seraient que les ultimes manifestations d'une longue série de déformations pulsatives, toujours à peu près semblables par rapport à elles-mêmes par leurs incidences géomorphologiques depuis le début du Tertiaire. Ils s'inscriraient donc dans la continuité des cinématiques antérieures et le terme de néotectonique aurait à leur propos une valeur essentiellement chronologique.

Sur le plan de l'amplitude des déformations verticales cependant, ces rejeux se différencient vraisemblablement quelque peu des précédents. On sait que pendant tout le Tertiaire, en dépit de rehaussements périodiques, le Pays Nantais est demeuré très bas, plus bas en tout cas que les régions environnantes, ce dont témoignent la diversité des apports sédimentaires et la fixation du trajet de la Basse-Loire. A l'heure actuelle, le relief demeure modéré, les altitudes de ses points culminants restant de l'ordre de celles du lit de la Loire vers Orléans. Il semble toutefois que depuis le paroxysme ponto-pliocène, l'amplitude des rejets verticaux ait été croissante. Ainsi, celle du rejeu du Pléistocène ancien, tout au moins, s'est avérée supérieure à celle du rejeu du Plio-Quaternaire. Quelle que soit l'importance relative des rejeux néotectoniques par rapport à ceux du Tertiaire, leur place dans la paléogéographie demeure fondamentale dans la mesure où ils sont entièrement responsables de l'édification des reliefs actuels, du déclenchement de leur dissection et, finalement, de la création des versants.

24/Le rôle dynamique des failles diagonales

L'explication dynamique de la fracturation du Pays Nantais échappe évidemment à un cadre spatial aussi restreint. Il apparaît néanmoins que l'origine des contraintes internes qui ont dicté les déformations locales du socle doit être recherchée du côté des compartiments subsidents situés au Nord et au centre du Pays Nantais plus que de celui des vousoirs et des sutures bordières méridionales. On observe alors l'alignement, selon une direction générale N 160° des Bassins de Saffré, de Nort et de Petit-Mars, de la Plate-forme de Carquefou et de la dépression de la Seilleraye, des évasements de la Vallée de la Loire et des Marais de Goulaine. Cet alignement se trouve directement associé au réseau de failles diagonales qui traverse le Pays Nantais entre Sautron et Mauves sur une vingtaine de kilomètres de largeur et qui s'exprime principalement dans le relief par le tracé du Coteau du Chemin Nantais, des basses vallées du Gesvres et de l'Hocmard, des angles de failles et des touches de piano proches de la charnière de l'Erdre.

Ce réseau de failles diagonales est donc en rapport avec les subsidences les plus précoces et les plus persistantes, en même temps qu'avec les rehaussements les plus récents. Il se trouve vraisemblablement à l'origine de ces déformations. En se fondant sur la nature, l'âge et la puissance des remplissages des Bassins de Campbon, Saffré et Nort, S. Durand avait décelé une migration de la subsidence d'Ouest en Est sur la marge septentrionale du Pays Nantais au cours du Tertiaire, l'ampleur des sédimentations pliocènes et celle des sédimentations paléogènes étant inversement proportionnelles selon cette direction. Il semble que les propriétés des sédiments tertiaires accumulés à la base du Sillon de Bretagne soient révélatrices d'un phénomène identique sur la marge méridionale du Plateau Nantais. L'épaisseur relative des dépôts suggère par ailleurs une accentuation progressive de la subsidence de Saffré, au Nord Ouest, vers Carquefou au Sud Est, donc cette fois en travers du Pays Nantais ; de fait, le Bassin de Saffré, probablement le plus profond (500 m ?) comprend de l'Eocène

et surtout l'Oligocène. Le Bassin de Nort, peut-être moins profond, comprend de l'Oligocène surmonté d'épais dépôts pliocènes. Le Bassin de petit-Mars, le plus mal connu mais sans doute le moins profond, paraît ne contenir que du Pliocène. La Plate-forme de Carquefou, encore modérément affaissée, ne présente que quelques placages pliocènes et n'a enregistré que les mouvements survenus depuis le paroxysme ponto-pliocène jusqu'au Villafranchien. Elle représente donc le compartiment le plus tardivement subsident de l'ensemble.

A une migration de la subsidence accomplie depuis le Paléogène de l'Ouest vers l'Est, donc vers le réseau de failles diagonales, s'ajouterait ou se substituerait donc depuis le Néogène une accentuation de la subsidence du Nord Nord Ouest vers le Sud Sud Est, donc le long du même réseau. Dans tous les cas, ce dernier aurait joué un rôle directeur.

Les failles diagonales du Pays Nantais se rapportent elles-mêmes au grand linéament N 160° qui est connu sous l'appellation d'axe "Quessoy-Nort" et qui traverse en fait le Massif Armoricain depuis Bréhat jusqu'aux Marais de Goulaine, en se poursuivant probablement vers la Vendée à travers le réseau de la Maine. Ce linéament est particulièrement remarquable par ses propriétés géophysiques et géologiques. Il coïncide au point de vue gravimétrique et sismique avec un alignement d'anomalies légères négatives et d'épicentres, correspond sur le plan tectonique et sédimentaire à un réseau de failles pratiquement continu et aux limites de la transgression oligocène, se distingue enfin par un chapelet de fossés subsidents tertiaires, dont les bassins du Pays Nantais constituent l'extrémité et dont les caractères lui ont valu d'être comparé aux fosses d'Alsace ou de Limagne (F. Kerforne) et à un "rift avorté" (J. Gras).

Le linéament "Quessoy-Nort" se rapporte lui-même à une série d'accidents sub-parallèles qui se succèdent vers l'Ouest jusqu'au Finistère, qui se prolongent sur le plateau continental et qui ont apparemment enregistré les effets de dynamiques différentes. Formés dès le Primaire, ces accidents furent en effet périodiquement réactivés pendant le Secondaire et le Tertiaire, mais toujours en fonction de mouvements coulissants, dont les derniers peuvent se rapporter à l'ouverture du Golfe de Gascogne et sont en tout cas à interpréter en termes de tectonique des plaques.

Au niveau du Pays Nantais, ce sont probablement de tels coulissages, en action depuis le début du Tertiaire ou la fin du Secondaire, qui expliquent les déformations du socle. Les contraintes exercées au recoupement des failles diagonales, décrochantes, et des accidents préexistants, d'orientations angevines, armoricaines ou sub-méridiennes, auraient déclenché des distensions et des subsidences ponctuelles qui auraient elles-mêmes induit les gauchissements et les rehaussements localisés du socle. Ces contraintes se seraient prolongées jusqu'au Quaternaire.

3/Le façonnement des vallées et des versants sous l'effet d'une morphogénèse quaternaire

31/Les modelés fluviaux quaternaires

311/Une installation des réseaux hydrographiques principalement réalisée au Villafranchien sous l'influence de la néotectonique

La reconstitution de l'équipement hydrographique pré-pliocène du Pays Nantais demeure conjecturale. Deux couloirs fluviaux de 4ème ordre et de direction Est-Ouest semblent avoir coexisté dès le Pliocène à l'emplacement de l'axe Isac-Erdre supérieure d'une part, de la Basse Loire actuelle d'autre part. Leur tracé est jalonné d'affleurements de sables rouges dont la répartition traduit en fait celle des bassins tertiaires subsidents bien plus que les contours d'authentiques rias pré-pliocènes. Leur encaissement devait être minime et résultait certainement de dislocations préalables du socle plus que d'une véritable incision fluviale.

Dans ces conditions, il ne subsiste aucun élément tangible pour déterminer si la Loire angevine aboutissait à l'origine au collecteur Nord, c'est-à-dire à la charnière de l'Isac, comme l'ont suggéré plusieurs auteurs, ou au collecteur Sud, c'est-à-dire à la vallée de la Loire inférieure actuelle, ce qui demeure plus vraisemblable vu le trajet suivi par le fleuve, mais ce que rien ne démontre non plus formellement. La question est en fait d'un intérêt restreint en regard des problèmes posés par la paléogéographie locale.

La période succédant à la régression fini-pliocène et correspondant au rejeu plio-quadernaire représente sans doute l'étape principale de l'organisation du réseau. La régression fini-pliocène s'est accompagnée de la réinstallation des collecteurs de 4ème ordre et de l'installation (ou de la réinstallation éventuelle) des drains de 3ème ordre (Hâvre, Erdre inférieure, Brivet) selon des tracés méridiens, en fonction d'un relief très peu différencié et de pentes générales dirigées vers le Sud. En rehaussant la région et en créant des pentes multidirectionnelles, le paroxysme plio-quadernaire provoque le réaménagement du drainage. L'axe fluvial Isac-Erdre supérieure et ses tributaires, qui devaient précédemment ressembler aux réseaux actuels du Don et de la Chère, sont tronçonnés et leurs composants, Est-Ouest, sont capturés par les drains méridiens de 3ème ordre. Le Hâvre détourne le Donneau. L'Erdre acquiert son tracé coudé. Les réseaux de 2ème ordre s'installent souvent à l'emplacement d'anciens alvéoles pré-pliocènes, en s'adaptant aux dernières déformations du socle, d'où les cours à "contre-Loire" de la Chezine, du Cens et du Gesvres, qui présentent tous provisoirement des tracés rectilignes. C'est à cette époque que se situerait également l'hypothétique détournement de la Loire angevine.

A la suite d'une réduction de l'écoulement, consécutive à la genèse des glacis et replats-glacis, le paroxysme du Pléistocène ancien rehausse l'ensemble du relief, s'accompagne probablement de la mise en place des vallons de 1er ordre et des coulées, mais ne produit que des modifications de détail : capture du Gobert supérieur, détournement du Gesvres et de l'Hocmard supérieurs vers leurs cours inférieurs actuels.

L'installation du réseau hydrographique du Pays Nantais s'inscrit donc pour l'essentiel à l'intérieur du Villafranchien et rend compte d'une influence déterminante de la néotectonique. Cette interprétation vaut probablement aussi pour les réseaux des contrées voisines en particulier pour ceux du Pays de Retz et du Bassin de Grand-Lieu.

312/Le creusement polyphasé des vallées au cours du Quaternaire

Il n'existe pas de traces évidentes de creusements pré-quadernaires dans le Pays Nantais, exception faite des "alvéoles", dont la genèse reste d'ailleurs à préciser, ni de dépôts de sables rouges au fond des vallées, hormis celles qui recoupent des fossés tertiaires. Il n'existe donc pas de rias pré-pliocènes comparables à celles qui ont été reconnues dans les régions encastrées, ce qui exprime la persistance d'une position relativement affaissée et la proximité permanente des niveaux de base marins au cours du Tertiaire.

Le creusement des vallées ne débute véritablement qu'au Villafranchien avec l'incision des glacis et l'individualisation des replats-glacis le long des vallées autochtones. Il correspond à une reprise d'érosion provoquée par le rehaussement néotectonique du Pays Nantais. Il est donc essentiellement postérieur au paroxysme du Pléistocène ancien et s'est poursuivi par étapes successives au cours du Quaternaire, en liaison avec le glacio-eustatisme. Le modelé des versants et les profils des vallées permettent de discerner trois phases de l'encaissement des thalwegs, qui ont été corrélées à titre d'hypothèse avec les trois dernières crises froides. Il apparaît que celle qui se rapporterait ainsi au Riss correspondrait à l'approfondissement majeur des vallées autochtones, des vallons, des goulets de raccordement et des méandres encaissés à l'aval des rivières.

32/La persistance des processus d'altération pendant le Quaternaire

Les paysages du Pays Nantais portent les traces d'une altération post-villafranchienne qui s'est poursuivie jusqu'au Pléistocène supérieur et qui offre des points communs avec celles qui ont été identifiées le long des versants de Vendée ou du Limousin, en particulier par J.C. Flageollet. Cette altération se manifeste par l'état actuel des nappes caillouteuses et par la présence d'horizons d'altérites qui s'opposent naturellement à ceux de la Surface fondamentale par leur aspect pelliculaire et leur moindre degré d'accomplissement, mais qui s'étendent jusqu'à la base des versants. Les relations entre ces horizons et le modelé de détail des pentes indiquent l'influence réitérée de phases altérantes, dont les plus tardives ont été rapportées, hypothétiquement elles aussi, aux deux derniers interglaciaires. Cette altération pléistocène témoigne d'une kaolinisation prolongée qui suggère l'influence de climats tempérés chauds mais qui, là encore, est peut-être autant significative des conditions de drainage que d'héritages paléoclimatiques bien définis.

33/Les héritages d'une morphogenèse périglaciaire de portée restreinte

L'empreinte des processus périglaciaires sur les modelés locaux est omniprésente, mais revêt toujours des formes atténuées, voire malcommodes à discerner. Les phénomènes de géliturbation ponctuellement signalés par des fentes en coin, involutions ou plications intraformationnelles, sont rares, peu visibles et finalement peu conséquents, si ce n'est par la production de "limons de gélivation" qui s'inscrivent dans le processus génétique des limons éoliens. La gélifraction a collaboré au façonnement des versants, mais ses effets demeurèrent difficiles à dissocier de ceux des débitages tectoniques ou de la cryptodécomposition différentielle des roches. La solifluction se manifeste sur la plupart des versants et au fond des vallons, remanie les horizons d'altération comme les sédiments, mais sous une forme laminaire beaucoup plus souvent que sous celle de véritables coulées. Les cailloux à facettes, pourtant abondants, ont comme principal intérêt paléogéographique d'indiquer le caractère polyphasé des éolisations. Les authentiques limons éoliens à propos desquels deux critères de détermination supplémentaires ont été proposés : leur teneur en poussières de quartz et leur association à des cryoconites fossiles, sont relativement peu répandus.

Au total, les héritages périglaciaires, notamment les coulées de solifluction et les dépôts éoliens sont sans commune mesure avec ceux de Bretagne septentrionale et a fortiori d'Outre-Manche. Ces différences semblent en rapport avec les propriétés régionales de la morphogenèse et des climats périglaciaires, en ce qui concerne la glaciation würmienne tout au moins. Par opposition à une Bretagne Nord, soumise à des conditions morphoclimatiques relativement agressives, le Pays Nantais se serait en effet distingué par un climat périglaciaire de type "océanique", plus tempéré et éventuellement plus humide et plus neigeux, en tout cas propice au maintien de couloirs boisés à l'emplacement des vallées, lesquels auraient réduit l'efficacité de l'éboulisation et de la solifluction sur les versants, alors que les plateaux, dénudés, restaient simultanément soumis aux mécanismes de regradation par déflation. De telles particularités paléoclimatiques s'expliqueraient elles-mêmes par la moindre altitude du Pays Nantais ainsi que par sa moindre latitude, donc par son plus grand éloignement des inlandsis nord-européens en périodes froides.

Les différences considérées tiennent aussi aux propriétés paléogéographiques qui ont été progressivement dégagées dans les précédents paragraphes. La mise en relief du Pays Nantais, probablement plus récente et visiblement plus réduite que celle de la Bretagne Nord, puisque due à une néotectonique d'ampleur relativement limitée, a impliqué une dissection plus tardive, donc une altération moins durable et moins prononcée des versants, ainsi qu'une production moins abondante de matériaux mobilisables par les mouvements de masses périglaciaires. Cet enchaînement de processus paraît fournir l'une des raisons de la rareté rela-

Crétacé	Déformations préalables?		Transgression cénomaniennne?
Paléogène	Subsidences actives	Alvéoles (endoréisme?)	Transgressions yprésienne, lutétienne et stampienne
Miocène		Installation réseaux 4ème Ordre?	
Pliocène	Rejeu et subsidences actives "ponto-pliocène"	Abrasion de la Surface fondamentale	Transgression pliocène et Dépôt des Sables rouges
Finis-Pliocène		Réinstallation réseaux 4ème Ordre Installation réseaux 3ème Ordre	Régression finis-pliocène
Plio-Quaternaire	Rejeu "plio-quaternaire"	Tronçonnement réseau 4ème Ordre N. et capture par réseaux 3ème Ordre Installation réseaux 2ème Ordre Création niveaux de base pour glaciplanation ultérieure	
Pléistocène ancien	Rejeu du "Pléistocène ancien"	Glaciplanation des bordures de la Surface fondamentale Mise en relief du Pays Nantais Réaménagement réseaux 2ème Ordre Installation réseaux 1er Ordre	Epannage des nappes caillouteuses
Quaternaire		Incision du Pléistocène II / Pléistocène III / Pléistocène IV /	Nappes alluviales et alluvions / Solifluctions et formations nivéo-éoliennes

Fig. 167 Tableau chronologique récapitulatif

tive des véritables coulées de solifluction dans la région. Parallèlement, il est significatif des interrelations qui se sont établies dans le cadre de l'évolution des versants entre tectogenèse, altération et ablation depuis le Villafranchien, sur le modèle de celles qui se sont établies dans le cadre de l'évolution des surfaces entre les mêmes phénomènes depuis le Paléogène.

La part des héritages périglaciaires reste encore à apprécier en regard de celle des héritages des crises froides dans leur ensemble. Les marques visibles du "Périglaciaire", dont ne subsistent en réalité que les plus tardives, apparaissent effectivement sous-représentées, si on considère ce que ce terme sous-entend habituellement au sujet du Massif Armoricain : "empâtement colluvial", "coulées de solifluction", "head". Par ailleurs, les marques des "Crises froides" sur le paysage s'avèrent fondamentales. L'essentiel des modelés fluviaux, l'encaissement des vallées, des vallons et des méandres, la plupart des remblaiements alluviaux s'y rapportent en effet.

34/L'atténuation du relief jusqu'à son stade actuel sous les effets conjugués des systèmes morphogéniques quaternaires

L'émoussé général du relief actuel et la multiplication des formes convexes, lesquelles représentent les formes élémentaires les plus répandues, résultent du décapage des produits de l'altération par les mouvements de masse périglaciaires, comme les traces de fauchage le montrent suffisamment, mais aussi et pour une part peut être plus notable, par le simple ruissellement. La collaboration de ces processus a abouti à la convexité sommitale des versants par "atténuation" ou par "écorçage" et s'est poursuivie par endroits jusqu'au dégageement des produits d'une crypto-décomposition différentielle réalisée au Tertiaire, comme sans doute aussi pour partie au Quaternaire, d'où les tors et les tertres auréolés d'altérites tronquées et cernés de cuvettes.

Corrélativement, l'atténuation du relief s'est perfectionnée par le colmatage colluvial des vallons, d'où les fonds en berceau, et des bas de pentes, d'où les nombreux versants convexo-concaves. Ces colmatages sont cependant largement dépassés en quantité par les remblaiements alluviaux, parmi lesquels se distinguent quatre apports différents : d'une part trois niveaux de nappes alluviales, qui ne s'observent qu'en bordure de l'Erdre et qui sont parfois relayés le long des vallées de 2ème ordre par des "nappes colluviales", d'autre part des alluvions holocènes, qui représentent de loin les plus importants dépôts quaternaires locaux, qui proviennent, comme les cônes placés au débouché des vallons, d'un décapage tardif des versants sous l'effet de la solifluction, des eaux de fonte nivale, ou du ruissellement, et qui témoignent de l'importance relative des processus tardi et post-glaciaires dans l'évolution du modelé.

4/Milieus naturels et conditions de l'occupation humaine

41/Les marques d'une intervention mineure mais effective de l'érosion actuelle

L'érosion actuelle se manifeste sans ampleur et sans originalité, ce qui est le propre des milieux océaniques. Elle n'est cependant pas nulle et s'exprime de plusieurs façons.

L'érosion chimique se poursuit probablement à un rythme très lent. Ses effets sont impossibles à isoler au niveau des horizons d'altération préexistants, largement étendus. Certains microreliefs, comme les vasques, présents sur les chicots rocheux et sur les tors des granites de Prinquiau, évidemment hérités de phases d'altération plus agressives, témoignent cependant d'une désagrégation granulaire actuelle, sous certaines conditions lithologiques en tout cas. L'état, très peu évolué, de cupules d'origine indiscutablement anthropique et d'âge probablement préhistorique, découvertes à proximité, atteste par contre la faiblesse du phénomène.

L'érosion éolienne paraît a priori limitée par les propriétés du paysage agraire : primauté des prairies permanentes et maintien de haies vives abondantes, ainsi que par les relations entre le régime des vents et celui des précipitations : d'une façon générale, la répartition des vents les plus violents coïncide, en hiver, avec celle du maximum des pluies ; les tempêtes qui constituent les principaux agents de la déflation, s'accompagnent de fortes averses qui imbibent les sols, en accentuent la cohésion et finalement la résistance au vent. En revanche, l'érosion éolienne est favorisée par les labours, l'extension des plantes sarclées et l'éclaircissement du bocage provoqué par le remembrement ; elle est également facilitée par l'exposition des formations superficielles naturellement sensibles à la déflation : altérites de type 5 et surtout limons éoliens fossiles eux-mêmes qui, fins, homométriques et déliés, demeurent très vulnérables. Elle est bien visible par moments, en particulier au printemps et au début de l'été, entre Avril et Juin, en raison d'une croissance encore modérée des productions végétales, d'un minimum dans le régime local des pluies et de sécheresses parfois prononcées.

Les traces de reptation actuelle sont peu remarquables. Il existe des accumulations argileuses à l'arrière des haies perpendiculaires aux pentes, simulant des "rideaux" après abattage de celles-ci, mais résultant probablement en grande partie du ruissellement. On n'observe pas de populations d'arbres présentant des torsions caractéristiques de reptations généralisées.

Le ruissellement est le processus d'érosion le plus actif. Favorisé par les défrichements entrepris depuis le Néolithique, il est probablement renforcé par le remembrement et les travaux connexes. Il se remarque indirectement aux bourrelets de rives qui surmontent le plancher alluvial actuel, surtout le long du Hâvre et du Gesvres, à l'étalement de limons d'inondation sur les prairies de fonds de vallées à la suite des hautes eaux, ainsi qu'à la charge boueuse des rivières de 2ème et de 3ème ordres pendant l'hiver. Ces phénomènes, classiques dans le Massif Armoricain, sont en rapport avec les tempêtes hivernales, mais aussi avec les perturbations printanières et automnales. Les averses répétées qui accompagnent celles-ci, souvent pendant plusieurs jours consécutifs, provoquent le ravinement des sols, particulièrement exposés en raison des labours, le gonflement rapide des débits des réseaux autochtones et l'accroissement de leur charge. L'incision des remblaiements alluviaux récents, parfois sur plus d'un mètre jusque dans les vallons de 1er ordre, de même que la tendance au recouplement de certains méandres divagants au fond des vallées de 2ème ordre, démontrent par ailleurs le maintien de la capacité érosive des ruisseaux.

42/Une occupation progressive de l'espace, révélatrice des propriétés de chaque milieu naturel

L'homme a influencé les milieux naturels au cours de leurs derniers stades évolutifs. En contrepartie, les conditions naturelles ont fortement conditionné son installation dans la région.

La plupart des processus d'érosion mécanique actuels, en particulier le ruissellement et la déflation, ont une portée exagérée par l'homme et par les déséquilibres dont il est la source depuis le début de la transformation progressive des paysages sous son emprise. Celle-ci s'est accompagnée de perturbations encore plus directes sur les milieux naturels : endiguement ou drainage des marais, qui bouleversent l'évolution et la typologie des zones humides, déblais et tranchées ouvertes le long des réseaux routiers à grande circulation, qui désorganisent le drainage superficiel, excavations et remblaiements divers, qui tiennent à l'aménagement d'un estuaire et à la proximité d'une grande agglomération.

Par ailleurs, le Pays Nantais se caractérise par le morcellement et la variété de ses paysages agraires, qui s'expliquent par la précocité et la densité de l'occupation humaine, par les héritages historiques issus de la présence d'un grand centre de communications, mais aussi et surtout par les conditions naturelles. En dépit de son atonie apparente, le modelé commande en effet la distribution des terroirs. Sur le plan méthodologique, cette dernière s'est avérée d'un grand intérêt comme moyen d'analyse géomorphologique.

Quatre types de paysages agraires principaux correspondent aux milieux naturels élémentaires (fig. 168).

Les paysages de plateaux, désignés ici sous le terme de "paysages de Hautes Terres", coïncident précisément avec la Surface fondamentale. Ils se caractérisent par un "bocage moderne", à grandes parcelles regroupées en quartiers géométriques, principalement occupées par des prairies permanentes, ponctuées de zones humides, encadrées de haies vives à talus construits et de fossés de drainage. Ils sont très peu habités et ne comportent, sauf exceptions, que des fermes isolées d'installation récente. Ils sont recoupés, depuis l'Antiquité et généralement dans l'axe des lignes de partage des eaux, par les éléments du réseau routier interrégional.

Les paysages de glacis s'étendent sur des ensembles topographiques dispersés et apparemment disparates : Glacis d'Héric et de La Chapelle-sur-Erdre, glacis insubmersibles de l'Estuaire, replats-glacis des vallées autochtones, replats sommitaux du Sillon de Bretagne. Ils s'opposent complètement aux précédents en raison d'éléments constitutifs variés, mais solidaires, qui consacrent en fait l'unité des modelés auxquels ils se rapportent. Ils se caractérisent par l'association de gageries et de "bocages de villages". Les gageries, au parcellaire ouvert et lanieré, réservées aux cultures, occupent surtout les replats-glacis des vallées autochtones, les replats sommitaux du Sillon de Bretagne, ainsi que l'extrémité des glacis insubmersibles de l'Estuaire ("gageries d'angles"). Les "bocages de villages", d'exploitations variées, occupent, toujours en alternance avec les gageries, des espaces moins cloisonnés : racines des glacis de l'Estuaire et surtout Glacis d'Héric et de La Chapelle-sur-Erdre, où leur agencement est encore compliqué par des domaines attenants à des châteaux ; il s'agit de parcellaires à mailles fines, désordonnées, entourées de haies vives, occasionnellement de murets de pierres sèches, mais sans talus ni fossés. Tous ces paysages sont densément habités, à la fois à partir de bourgs-chefs-lieux de communes, établis directement sur les glacis, sur les buttes qui les surmontent ou au contact de la Surface fondamentale, de "villages" installés sur des sites analogues, ou encore de fermes isolées, surtout représentées sur les replats-glacis. Ils se distinguent encore par la présence de moulins à vent, particulièrement nombreux dans le Pays Nantais (il en existe plus de 130 à l'intérieur de l'espace étudié) et diversement répartis : sur les rebords des gageries d'angles, sur les buttes sommitales du Sillon de Bretagne, sur le Glacis d'Héric, au contact entre la Surface fondamentale et les replats sommitaux du Sillon de Bretagne ou les replats-glacis des vallées autochtones, mais jamais sur la pente qui raccorde cette Surface au Glacis d'Héric, pente qui constitue une zone d'abri, d'ailleurs soulignée par les principaux épandages de limons éoliens. Enfin, ces paysages de glacis sont traversés en tous sens par un réseau routier au maillage dense, tracé cette fois en fonction de la desserte de l'habitat local.

Les Zones humides, ou "paysages de basses terres", comprennent divers types de marais, souvent tourbeux et généralement inondables qui, à l'intérieur des limites assignées ici au Pays Nantais, se composent d'une part des Marais de Petit-Mars, d'autre part des vasières, roselières, marais externes et marais internes de l'Estuaire. Elles sont partagées par les limites des finages et ne comportent ni habitat, ni voies de communications terrestres, bien que quelques ruines signalent une occupation ponctuelle dans le passé sur certaines îles de l'Estuaire. Leur exploitation repose sur l'élevage.

Les paysages de versants se regroupent en plusieurs catégories (fig. 168). Les versants de vallées les plus raides et les plus élevés demeurent intégralement boisés, quelle que soit leur orientation (Hâvre, rebord méridional des vallées autochtones, coulées). Les talus singuliers, orientés vers le Sud, supportent de la vigne à leur base et des bois au sommet (Sillon de Bretagne, Coteau du Chemin Nantais). Les versants de vallées à replats, hormis les gageries, sont boisés à la fois sur leurs pentes basales et sommitales s'ils sont orientés vers le Nord; ils supportent des vignes sur leurs pentes sommitales, mais demeurent boisés sur leurs pentes basales s'ils donnent vers

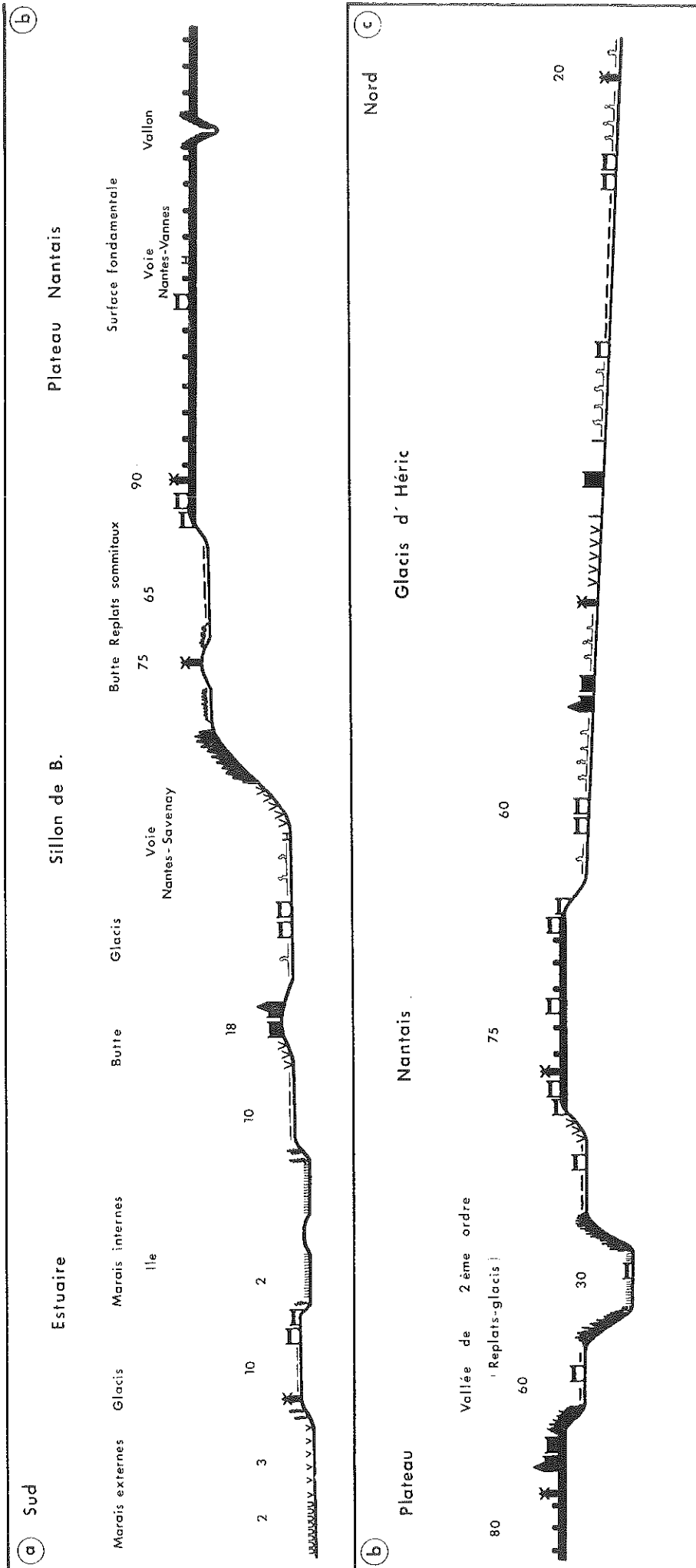


Fig. 168 Schéma synthétique des paysages agraires

le Sud, en raison de l'ombre, de l'humidité, du brouillard et du froid entretenus par l'étroitesse des fonds de vallées ; ces derniers sont embocagés ou marécageux et exempts de tout établissement, en dehors de quelques moulins à eau. Les versants sont eux-mêmes inhabités, en dehors du cas des replats, et sont recoupés par les réseaux routiers locaux dans leurs sections les plus atténuées. Le Sillon de Bretagne est le seul versant à avoir conditionné, en raison de ses dimensions, le tracé d'une route parallèle à sa base.

La répartition des terroirs est en rapport avec les étapes de l'occupation des sols.

Les paysages de glacis et de replats-glacis ont enregistré les marques de l'histoire rurale la plus longue et les traces d'occupation les plus précoces. Les toponymes indiquent que leur mise en valeur a débuté à l'époque romaine, au moins, pour se poursuivre par étapes successives jusqu'à l'époque contemporaine. Des concentrations de mégalithes et des marques diverses d'activités pré-historiques montrent qu'elle a même commencé dès le Néolithique sur les glacis insubmersibles de l'Estuaire, dans un milieu propice, il est vrai, à leur élaboration et à leur conservation par sa lithologie.

A l'inverse, les paysages des "Hautes-Terres" et ceux des "Basses Terres", correspondent les uns comme les autres aux formes de conquêtes les plus récentes et témoignent de types d'exploitations très homogènes. Leurs toponymes indiquent cette fois l'absence d'établissements antiques ou médiévaux, sauf cas ponctuels. Leur mise en valeur, en effet, débute surtout au XVIII^{ème} et se prolonge au XX^{ème} siècle. Elle correspond aux derniers défrichements, réalisés à partir de secteurs longtemps considérés comme pareillement répulsifs, en réponse à l'expansion démographique, mais en rapport aussi avec une spécialisation croissante des terroirs au profit de l'élevage, et avec l'essor de l'urbanisation. La progression simultanée de la culture du maïs sur les hautes terres de la Surface fondamentale, comme autour des aires marécageuses des basses terres est actuellement la manifestation la plus récente d'une évolution commune en dépit des contrastes topographiques.

Les versants, toujours à l'exclusion des replats, correspondent en ce moment aux seuls domaines où l'emprise agricole reste incomplète et comprennent encore les derniers endroits considérés comme répulsifs dans la hiérarchie des terroirs. Les versants des vallons et des vallées les plus étroites n'ont jamais été défrichés et supportent un type de paysage qui s'inscrit dans la succession directe des couloirs boisés de la dernière crise froide. De fait, à l'intérieur des plateaux, les vallées cloisonnent les campagnes plus qu'elles ne les aèrent.

Cette sélection des terroirs est en fait étroitement conditionnée par les facteurs naturels.

Les paysages de versants s'expliquent évidemment par les pentes et l'exposition. Ceux des Basses Terres tiennent à leur hydromorphie. Considérés conjointement, ceux de la Surface fondamentale et ceux des glacis ont beaucoup plus de signification. Le contraste de leur mise en valeur ne tient pas seulement à leurs différences d'altitudes, somme toute mineures, et évoque d'abord le système classique des "Terres froides", à la fois friches, landes, pacages communaux, entamés par les labours occasionnels et intermittents, et celui des "Terres chaudes", domaines de l'exploitation individuelle permanente, signalés par M. Bloch à propos de la Bretagne du XVIII^{ème} siècle (1931).

Les deux ensembles s'opposent effectivement par leurs sols. Les terres de landes et les terres lourdes, argileuses et humides (podzols et sols bruns) occupent la Surface fondamentale ; leur défrichement systématique a nécessité leur drainage. Les terres légères sur fonds limoneux, sableux ou caillouteux, et sur pentes optima pour les cultures, occupent les glacis et sont en tout cas plus faciles à travailler. Ces différences de terroirs, de sols et de conditions de drainage révèlent en fait celles des soubassements d'altérites : épais et encore largement préservés sur la Surface fondamentale, raclés et superficiels sur les glacis et les replats qui s'y emboîtent. Les paysages agraires mettent ainsi en évidence des réalités morphologiques perçues dès le début de l'installation humaine.

Le site et le plan de l'agglomération nantaise rendent compte d'adaptations du même ordre. La convergence des réseaux de failles explique celle des réseaux hydrographiques et la concentration de confluences qui ont fixé le site primitif de la ville. L'interruption du Sillon de Bretagne, associée à sa dislocation en blocs vers Couëron, et celle du Coteau de Mauves, marquée par l'affaissement de la Plate-forme de Carquefou, ont favorisé l'expansion de l'urbanisation. Le plan stellaire des interfluves a conditionné celui des voies de communications et finalement celui de la ville de Nantes, ainsi que des coulées urbaines vers Saint-Herblain, Sautron, Orvault, La Chapelle-sur-Erdre et Carquefou. La rurbanisation s'écarte progressivement des grands axes routiers généralement tracés au milieu de ces interfluves, donc sur les derniers lambeaux de la Surface fondamentale. A la recherche des meilleurs sites, elle valorise à nouveau les replats sommitaux et les replats-glacis à partir desquels s'est amorcée la conquête de l'espace agricole, et sur lesquels s'est fondée l'analyse géomorphologique exposée au cours du présent travail.

Trois conclusions principales se dégagent au terme de celui-ci :

- Le Villafranchien correspond à un épisode paléogéographique fondamental, par la glaciplanation périphérique des reliefs culminants et l'épandage de nappes caillouteuses corrélatives, dans la suite d'une regradation continue de la Surface du Pays Nantais, par un double paroxysme tectonique responsable de l'édification des reliefs actuels, par l'organisation du drainage et le début de l'incision.

- La morphogenèse quaternaire a joué un rôle essentiel grâce à la persistance de l'altération du socle et de l'atténuation des interfluves, mais surtout grâce au façonnement des vallées et des versants sous les effets conjugués des processus périglaciaires et interglaciaires.

- Le relief du Pays Nantais, en apparence mûr ou sénile, est en fait très jeune.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES CITEES

- ARCHAMBAULT M. (1966) Essai sur la genèse des glacis d'érosion dans le Sud et le Sud Est de la France, Paris, *C.N. R. S., Mém. et Doc.*, nouv. sér., vol. 2, p. 103-139.
- AUBRY M.P. et ROUVILLOIS A. (1974) Les grains de quartz vus au microscope électronique à balayage, *Trav. Labo. Micropaléontologie Univ. Paris VI*, n° 3, p. 193-222.
- AUDREN C. (1976) Modèle structural de la mise en place des massifs anatectiques en Bretagne méridionale, Paris, *4ème R. A. S. T.*, p. 23.
- AUDREN C. (1977) Mise en évidence d'un corps diapirique profond par analyse de la déformation dans une couverture épimétamorphique, Rennes, *5ème R. A. S. T.*, p. 26.
- BARATHON J.-J. (1966) Morphologie de la région des vallées moyennes de la Veyre et de la Moune, *Rev. Auvergne*, t. 80, n° 4, p. 197-207, 1 fig.
- BARBAROUX L. (1972) Géologie de la Grande-Bière et des régions circumvoisines, *Penn Ar Bed*, vol. 8, n° 69, p. 226-231, 10 fig.
- BARBAROUX L. (1980) Evolution des propriétés physiques et chimiques des sédiments dans le passage continent-océan. L'effet estuarien (Estuaire de la Loire et ses parages), *Thèse, Sc., Nantes*, 433 p., 140 fig., 58 tabl., 4 pl.
- BARBAROUX L., BLONDEAU A. et MARGEREL J.-P. (1971) Présence d'Yprésien fossilifère sur le plateau continental à l'Ouest du Plateau du Four (Loire-Atlantique), *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 273, p. 12-15.
- BARBAROUX L., BOUSQUET B., BROSSE R., DA NOBREGA-COUTHINO P. et JOVIC P. (1972) Examen au microscope électronique à balayage de grains de sables de diverses origines. Essai de typologie, signification environnementale, *Bull. B. R. G. M.*, 2ème sér., IV, n° 4, 31 p., 2 fig., 6 pl. fotogr.
- BARRERE P. (1975) Terrasses et glacis d'érosion en roches tendres dans les montagnes du Haut-Aragon, in *Mélanges offerts au Pr. G. Viers*, Toulouse, t. 1, p. 29-43.
- BARROIS Ch. (1895) Sur l'origine de la Grande-Brière, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXIII, n° 3, p. 194-197.
- BARROIS Ch. (1896-1897) Légende de la Feuille de Saint-Nazaire, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXIV, n° 3 p. 137-160.
- BARROIS Ch. (1897 a) Des divisions géographiques de la Bretagne, *Ann. de Géogr.*, VI, p. 23-44 et 103-122, 1 carte.
- BARROIS Ch. (1897 b) Notice explicative de la Feuille géologique de Saint-Nazaire, *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, t. 7, p. 38-53.
- BARROIS Ch. (1898) Sur l'origine de la Grande Brière, *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, t. 8, p. 57-58.

- BARROIS Ch. (1921) Rapport sur la Feuille de Saint-Nazaire au 80 000ème, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XXV, n° 143, p. 47-48.
- BARROIS Ch. (1930) Les grandes lignes de la Bretagne, *Livre jubilaire Soc. Géol. Fr.*, t. 1, p. 83-100, pl. XXI et XXII.
- BARROIS Ch. (1931) Le Sillon de Bretagne, *Ann. Soc. Géol. Nord*, LV, p. 147-156.
- BATTIAU-QUENEY Y. (1980) Contribution à l'étude géomorphologique du Massif gallois, *Thèse, Lettres, Brest (1978)*, Paris, H. Champion, 797 p., 158 fig., 10 cartes h. t.
- BAULIG H. (1940) Le profil d'équilibre des versants, *Ann de Géogr.*, XLIX, p. 81-97, 4 fig.
- BERGERAT F. (1977 a) La fracturation de l'avant-pays jurassien entre les Fossés de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, vol. XIX, fasc. 4, p. 325-338, 6 fig.
- BERGERAT F. (1977 b) Le rôle des décrochements dans les liaisons tectoniques entre le Fossé de la Saône et le Fossé Rhénan, *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 4, p. 195-199, 2 fig.
- BERTHOIS L. (1937) Contribution à l'étude des limons de Bretagne, *Bull. Soc. sc. Bretagne*, t. XIV, n° 1-2, p. 53-62.
- BERTHOIS L. (1953) Remarques sur la paléopédologie des limons des environs de Rennes, *Ann. Ecole Nat. Agriculture Rennes*, p. 63-75.
- BERTHOIS L. et MILON Y. (1932) Note préliminaire sur l'origine des limons quaternaires du Finistère, *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 4, p. 54-56.
- BEZIER T. (1922) Sur les fossiles rencontrés dans les sables de Savenay (Loire-inférieure) et dans ceux de Saint-Perreux (Morbihan) et de Langon (Ille et Vilaine), *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, t. 3, fasc. I, p. 91-112.
- BIGOT A. (1935) Géologie de la région de Carentan, *Bull. Soc. Linn. Normandie*, VIII, n° 8 (travaux originaux), p. 81-91.
- BIROT P. (1949) Sur le problème de l'origine des pédiments, *Lisbonne, Congrès internat. Géogr.*, vol. 2, p. 9-18.
- BIROT P. (1952) Le relief granitique dans le Nord Ouest de la péninsule ibérique, *Washington, Congrès internat. Géogr.*, p. 301-303.
- BIROT P. (1955) Les méthodes de la morphologie, Paris, *P.U.F.*, 177 p., 16 fig.
- BIROT P. (1968 a) Précis de géographie physique générale, Paris, *Colin*, 340 p., 83 fig., 22 pl. h. t.
- BIROT P. (1968 b) Contribution à l'étude de la désagrégation des roches, Paris, *C.D.U.*, 232 p., 17 fig.
- BIROT P. (1981 a) Les processus d'érosion à la surface des continents, Paris, *Masson*, 607 p., 54 fig., 21 fotogr., 29 tabl.

- BIROT P. (1981 b) Creusement des vallées et néofracturation des roches compactes, *Bull. Ass. Géogr. franç.*, 58, n° 477-478, p. 139-143, 2 fig.
- BIROT P. et DRESCH J. (1966) Pédiments et glaciers dans l'Ouest des Etats-Unis, *Ann. de Géogr.*, LXXV, n° 411, p. 513-552, 4 fig.
- BITEAU F. (1978) Morphologie du substratum et remplissage alluvionnaire de la vallée de la Loire entre Nantes et Saint-Nazaire, *D.E.A., Sc., Nantes, et B.R.G.M. Bretagne - Pays de la Loire*, Nantes, 38 p.
- BITEAU F., LEROY M., LIMASSET O., OTTMANN F. et PFEFFER D. (1979) Mise en informatique de 2 000 sondages dans les alluvions de la Loire entre Nantes et Saint-Nazaire (Loire-Atlantique) : un outil documentaire pour les aménagements urbains, industriels et portuaires, Nantes, *B.R.G.M. - Fac. Sc. - O.R.E.A.M.*, 17 p.
- BLACHE J. (1941) Sur l'origine des méandres encaissés, *Bull. Ass. Géogr. franç.*, 18, n° 140-141, p. 91-95.
- BLOCH M. (1968) Les caractères originaux de l'Histoire rurale française, Paris, *Colin, réédition (1931)*, 2 t., 261 et 230 p., 18 pl. h. t.
- BLONDEAU A. (1965) Le Lutétien des Bassins de Paris, de Belgique et du Hampshire. Etude sédimentologique et paléontologique, *Thèse, Sc., Paris*, 467 p., 130 fig., 10 cartes, 50 fotogr.
- BOMER B. (1975) Compte-rendu des séances de travail du Colloque sur la géomorphologie des glaciers, in *Géomorphologie des glaciers, Colloques scientifiques de l'Univ. de Tours*, p. 105-134.
- BORDES F. (1969) Les loess en France, *suppl. Bull. Ass. franç. Et. Quat.*, 8ème Congrès INQUA, Paris, p. 69-76, 4 fig.
- BORNE V. (1978) Etude d'un sondage profond dans le Bassin tertiaire de Saffré (Sédimentologie, Biostratigraphie, Paléoécologie), *D.E.A., Sc., Nantes*, 47 p., 7 fig., 3 pl. fotogr.
- BOURCART J. (1947) Sur les causes de la pénéplanation du Pays du Léon (Finistère), *C.R. Acad. Sc., Paris, D, t. 224*, p. 1337-1338.
- BOURDEAU J.M. (1942) Sur trois gisements d'Eocène continental du Sud de la Basse-Loire, *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 7-8, p. 67-69.
- BOURDEAU J.M. et GUILCHER A. (1938) Les dépôts éocènes et leur signification morphologique en Bretagne méridionale et dans le Massif vendéen, *Bull. Ass. Géogr. franç.*, 15, n° 117, p. 136-139.
- BOURDEAU J.M. et GUILCHER A. (1941) Observation sur l'Eocène continental de la banlieue nantaise, *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 10-11, p. 68-70.
- BOURDIER F. (1961) Le Bassin du Rhône au Quaternaire, *C.N. R. S.*, Paris, 2 vol., 364 p.
- BOUSQUET B. et SELLIER D. (1972) Présentation de la Carte géomorphologique d'un secteur de la vallée de l'Ognon, *Cahiers Nantais d'Aménagement*, Nantes, n° 5, p. 99-112, 2 fig., 1 carte h. t.

- BOUSQUET B. et SELLIER D. (1975) Le rôle de la néotectonique dans le tracé de la vallée du Gesvres, *Norvois*, 22, n° 87, p. 466-473, 3 fig.
- BOUSQUET B., SAUVAGE J. et SELLIER D. (1976) Existence d'une cryoconite fossile dans certains dépôts périglaciaires de la région nantaise, *Norvois*, 23, n° 92, p. 611-614, 2 photogr.
- BOUYSSÉ P., CHATEAUNEUF J.J. et TERS M. (1974) Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en baie de la Vilaine (Bretagne méridionale), *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 279, p. 1421-1424.
- BRAJNIKOV B. (1941 a) Remarques sur les caractéristiques du limon, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 212, p. 800-801.
- BRAJNIKOV B. (1941 b) Contribution à l'étude des limons, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XI, p. 323-338.
- BRAJNIKOV B. (1942) Quelques considérations sur l'évolution des limons, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XII, p. 91-96.
- BROCHARD P. (1968) Etude géologique et géotechnique du projet d'autoroute Nantes-Saint-Nazaire, *Thèse 3ème cycle, Besançon, Sc.*, 150 p.
- BUREAU L. et BUREAU E. (1900) Notice sur la géologie de la Loire-inférieure, Nantes, 522 p., 63 fig., 2 cartes h. t.
- CAILLÈRE S. et HENIN S. (1963) Minéralogie des argiles, Paris, *Masson*, 355 p.
- CAILLEUX A. (1936) Les actions éoliennes périglaciaires quaternaires en Europe, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. VI, p. 495-505, 1 fig., 1 pl.
- CAILLEUX A. (1937) Actions éoliennes périglaciaires en France, *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 12, p. 177-178.
- CAILLEUX A. (1938) Galets façonnés par le vent au Quaternaire dans le Sud de la Bretagne, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 206, p. 1743-1744.
- CAILLEUX A. (1942) Les actions éoliennes périglaciaires en Europe, *Thèse, Sc.*, Paris, 176 p., 5 pl.
- CAILLEUX A. (1946) Signification et stratigraphie des cailloux et sables éolisés dans le Quaternaire de l'Europe moyenne, *Sess. Extra. Soc. Belge Géol.*, p. 318-322, 1 fig.
- CAILLEUX A. (1948) Carte des actions périglaciaires quaternaires en France, *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XLVII, n° 225, p. 1-7, 1 carte.
- CAILLEUX A. (1951) Interprétation climatique des éolisations pliocènes et quaternaires en France, *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 1, p. 44-46.
- CAILLEUX A. (1953) Les loess et limons éoliens de France, *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. LI, n° 240, p. 1-24, 2 fig., 9 tabl., 1 pl.
- CAILLEUX A. (1975) Les pingos quaternaires en France, *Colloque de géomorphologie périglaciaire, Univ. Liège*, p. 35-47, 3 tabl.

- CAILLEUX A. et SCHNEIDER H. (1968) L'usure des sables vue au microscope électronique à balayage, *Sc. Prog. Nat.*, 3395, p. 92-94.
- CAILLEUX A. et TRICART J. (1959) Initiation à l'étude des sables et galets, Paris, *C. D. U. - S. E. D. E. S.*, t. 1, 369 p.
- CHALINE J. (1972) Le Quaternaire, Paris, *Doin*, 338 p., 66 fig., 16 pl. fotogr., 43 tabl.
- CHAMLEY H. (1971) Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée, *Thèse Sc.*, Marseille, 401 p., 82 fig., 15 pl. h. t.
- CHAPUT E. (1913) Essai de synchronisation des alluvions anciennes de la Loire et de ses affluents, *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 156, p. 358-360.
- CHAPUT E. (1917) Recherches sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents, *Thèse, Sc.*, Lyon, 305 p., 23 fig., 4 pl. h. t.
- CHAPUT E. (1928) Le rôle des surfaces polygéniques dans le modelé, *Cambridge, 12^{ème} Congrès internat. Géogr.* p. 168-169.
- CHAUVEL J.J., ROBARDET M. et LEFORT J.P. (1979) Massif Armoricaïn, *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, t. XI, n° 1-2, p. 1-48, 36 fig.
- CHEVALIER M. (1980) Rôle des sables utilisés pour le maraîchage. Comparaison sables de Loire - sables de substitution, *D. E. A., Sc. Nantes*, 37 p.
- CHOLET P. et ALLAIN G. (1978) Les complexes Sud-armoricains, Nantes, *Congrès Ass. Pr. Biol.-Géol.*, fasc. 2, 58 p., 25 fig.
- CHOUX J. (1956) Note complémentaire sur l'étude des "sables rouges" de la Haute-Rance, *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, nouv. sér., fasc. 2, p. 107-118.
- CHOUX J. (1961 a) Importance de la Kaolinite dans les produits d'altération de différents types de roches du Massif Armoricaïn, *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 253, p. 1266-1267.
- CHOUX J. (1961 b) Etude minéralogique de quelques argiles d'altération du Massif Armoricaïn, *Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr.*, LXXXIV, p. 241-244.
- CLOOS H. (1923) Das Batholitenproblem, in *Forsch. Geol. und Paleont.*, Berlin, vol.1.
- COGNE J. (1960) Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'Anticlinal de Cornouaille, *Thèse, Sc.*, Paris, *Mém. Carte Géol. Fr.*, 382 p., 78 fig., 25 pl., 1 carte h. t.
- COGNE J. (1966) Une "nappe" cadomienne de style pennique : la série cristallogylienre de Champtoceaux en bordure méridionale du Synclinal d'Ancenis (Bretagne-Anjou), *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 19, fasc. 2, p. 107-136, 3 pl., 1 carte h. t.
- COGNE J. (1974 a) Le Massif Armoricaïn, in *LEBELMAS J., Géologie de la France*, Paris, *Doin*, t. 1, p. 105-161, 26 fig.
- COGNE J. (1974 b) Les grandes lignes structurales du Massif Armoricaïn, *Nova Acta Leopoldina*, 224, p. 177-184.

- COGNE J. (1977) La chaîne hercynienne Ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Paris, *C.N.R.S., Colloques internat.*, n° 288, "Écologie et Géologie de l'Himalaya", p. 111-129, 5 fig.
- COQUE R. (1971) Vocabulaire de Géographie physique des régions arides, *Intergéo*, n° 24, 10 p.
- COQUE R. (1977) Géomorphologie, Paris, *Colin*, 430 p., 53 fig., 14 fotogr.
- COQUE-DELHUILLE B. (1982) Importance de l'érosion différentielle et de la tectonique tardi-hercynienne dans le Massif du Dartmoor (Grande-Bretagne), *Hommes et Terres du Nord*, n° 3, p. 9-26, 7 fig., 6 fotogr.
- COUTARD J.P., PELLERIN J., HELLUIN M. et LAUTRIDOU J.P. (1969) Les types de limons et leur répartition dans la Campagne de Caen, *Mem. h. sér., Soc. Géol. Fr.*, n° 5, p. 57-62, 2 fig.
- COUTARD J.P., HELLUIN M., LAUTRIDOU J.P., OZOUF J.C. et PELLERIN J. (1970) Les loess de la Campagne de Caen, Caen, *C.N.R.S., Centre de Géomorphologie, Bull.* n° 8, 30 p., 16 fig.
- CROCHET B. (1977) Les marges septentrionales du Pays de Retz. Contribution à l'étude morphostructurale de la rive Sud de l'estuaire de la Loire, *Mém. Maîtrise, Lettres, Nantes*, 129 p., 20 fig.
- CUNNINGHAM F.F. (1965) Tor theorie in the light of South Pennines evidence, *The East Midlands Geogr.*, p. 424-433.
- CURMI P. (1979) Genèse d'une structure litée à granulométrie hétérogène dans une arène granitique, *C.R. Acad. Sc. Paris, D*, t. 288, p. 731-733, 3 fig.
- DANGEARD L. (1955) Observation sur les sables pliocènes d'Esquay (Calvados), *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 325-327.
- DEBELMAS J. (1974) Géologie de la France, Paris, *Doin*, t. 1, 295 p., 138 fig.
- DEMANGEOT J. (1981) Qu'est ce que l'endodynamique ? *Bull. Ass. Géogr. franç.*, 58, n° 477-478, p. 127-131, 2 fig.
- DEMEK J. (1964) Castle Koppies and Tors in the Bohemian Highlands (Czechoslovakia), *Biul. Peryglacjalny*, n° 14, p. 195-216.
- DENIZOT G. (1921) Les alluvions du bassin de la Loire, *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 1, II, fasc. 4, p. 430-478, 7 fig., 1 pl.
- DENIZOT G. (1924-1926) Les sables de la Basse-Loire, *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 1, V, fasc. 2-4, p. 158-196, pl. VIII.
- DENIZOT G. (1935) Sur les formations superficielles du Sillon de Bretagne et les sables des environs de Nantes, *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 13, p. 205-206.
- DENIZOT G. (1968) Le Néogène dans le Bassin moyen de la Loire (Orléanais, Touraine et Anjou), *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, t. XIII, p. 1-21, 8 fig.

- DERRUAU M. (1974) Précis de Géomorphologie, Paris, *Masson*, 453 p., 171 fig., 62 pl. h. t.
- Direction Départementale de l'Équipement, Nantes (1970) Rapport d'étude sur le Cens, 129 p., 53 fig.
- DOBET F. (1939) Relief et hydrographie de la baie de Saint-Michel-en Grève à l'estuaire de la Rance, *Thèse Univ., Lettres, Rennes*, 152 p., 82 pl. h. t.
- DOLLFUS G.F. (1899-1900) Le Miocène dans la région de l'Ouest, *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XI, n° 73, p. 8-9.
- DRESCH J. (1957) Pédiments et glacis d'érosion, pediplains et inselbergs, *Inf. Géogr.*, 21, n° 4, p. 183-196, 5 fig.
- DRESCH J. (1969) Le creusement quaternaire des vallées, *suppl. Bull. Ass. fr. Et. Quat.* 8ème Congrès INQUA, Paris, p. 57-68 5 fig.
- DRESCH J. (1972) Quelques réflexions sur les "glacis". Confusions et précisions, in *La pensée géographique française contemporaine, Mélanges offerts au Pr. A. Meynier, Presses univ. de Bretagne*, p. 299-304.
- DUMAS B. (1966) Les glacis, formes de convergence, *Bull. Ass. Géogr. franç.*, 43, n° 344-345, p. 34-47, 1 fig.
- DURAND S. (1958) L'analyse pollinique montre que le remaniement du Crétacé au pied du Sillon de Bretagne date de l'Eocène inférieur, *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D. t. 247, p. 1753-1756.
- DURAND S. (1960) Le Tertiaire de Bretagne. Etude stratigraphique, sédimentologique, et tectonique, Thèse, Sc., Rennes, *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, t. XII, 389 p., 93 fig., 1 pl. h. t.
- DURAND S. et ESTEOULE-CHOUX J. (1974) Le Massif Armoricaïn. Les temps post-hercyniens, in *LEBELMAS J., Géologie de la France, Paris, Doïn*, t. 1, p. 154-159, 2 fig.
- DURAND S. et ESTEOULE-CHOUX J. (1977) Sédimentation tertiaire et tectonique dans le Massif Armoricaïn, Rennes, *5ème R.A.S.T.*, p. 212.
- DURAND S. et MILON Y. (1957) Gravimétrie et tectonique tertiaire en Bretagne, *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, nouv. sér., 1, fasc. 2, p. 48-68.
- DURAND S. et MILON Y. (1959 a) Sédimentation et évolution continentale au Crétacé et au Tertiaire au Sud du Massif Armoricaïn et en Bretagne, *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, nouv. sér., 3 fasc., 1, p. 67-77.
- DURAND S. et MILON Y. (1959 b) Cuvettes continentales et bassins de sédimentation marine dans le Tertiaire de Bretagne, *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, nouv. sér., 3, fasc. 2, p. 81-85.
- DURAND S. et MILON Y. (1963) Influence de la morphologie et de la tectonique sur la localisation du Pliocène en Bretagne, *Mém. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol.*, n° 6, p. 126-137.
- DYLIK J. (1964) Thermokarst, phénomène négligé dans les études du Pléistocène, *Ann. de Géogr.*, LXXIII, n° 399, p. 513-523.

- ESTEIOULE J., ESTEIOULE-CHOUX J. et PERRET P. (1971) Constitution minéralogique et origine des limons de la côte Nord Est de la Bretagne, *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 273, p. 1355-1358.
- ESTEIOULE J., ESTEIOULE-CHOUX J. et PERRET P. (1972) Etude des formations superficielles du Massif Armoricaïn : caractères distinctifs et passage des altérites et des dépôts tertiaires aux formations quaternaires, *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, IV, n° 2, p. 97-106.
- ESTEIOULE-CHOUX J. (1966) Les formations d'altération dans le Massif Armoricaïn, *91ème Congrès nat. Soc. Sav, Sect. Sc.*, Rennes, II, p. 141-151.
- ESTEIOULE-CHOUX J. (1968 a) Les argiles néogènes du Massif Armoricaïn, *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, t. XIII, p. 69-77.
- ESTEIOULE-CHOUX J. (1968 b) L'Eocène du Massif Armoricaïn. Données nouvelles apportées par l'étude des minéraux argileux. Applications paléogéographiques et paléoclimatiques, Paris, *Colloque sur l'Eocène, Mém. B. R. G. M.*, n° 58, p. 417-425.
- ESTEIOULE-CHOUX J. (1970) Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricaïn. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires, *Thèse, Sc., Rennes (1970)*, *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, n° 14, 319 p., 74 fig., 21 tabl.
- FERRONNIERE G. (1913) Les terrasses fluviales et les terrasses marines à l'embouchure de la Loire, *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, 3ème sér., t. III, p. 169-173.
- FLAGEOLLET J. C. (1977) Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. L'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord Ouest, *Thèse, Lettres, Paris (1976)*, *Sciences de la Terre, Nancy*, Mém. n° 35, 461 p., 138 fig., 29 tabl., 9 pl. h. t.
- FLAGEOLLET J. C. (1979) Le Limousin peut-il être une surface acyclique déformée et disséquée ? *Norôis*, 26, n°102, p. 181-192, 3 fig.
- FLAGEOLLET J. C. et LELONG F. (1969) Un essai de cartographie des formations superficielles dans le Massif de Saint-Sylvestre (Limousin, France) : l'arénisation, ses aspects, ses causes, Paris, *8ème Congrès INQUA, Résumé des comm.* vol. 2, p. 865-876.
- GAJDA R. (1958) Cryoconite phenomena on the Greenland Ice Cap in the Thule area, *The Canadian Geographer*, n° 12, p. 35-44, 5 fig., 2 tabl.
- GARREAU J. (1977) Remarques sur la tectonique post-hercynienne en Bretagne occidentale, *Norôis*, 24, n° 94, p. 179-192, 4 fig.
- GARREAU J. (1979) Fracturation et structure de la péninsule bretonne, *Norôis*, 26, n° 101, p. 66-73, 3 fig., 1 fotogr.
- GARREAU J. (1983) Magmatisme, tectonique et blocs structuraux en Bretagne péninsulaire, *Norôis*, 30, n° 117, p. 103-109, 2 fig.

- GAUTIER M. (1947) La Bretagne centrale. Etude géographique, *Thèse, Lettres, Rennes*, La Roche-sur-Yon, H. Potier éd., 453 p., 102 fig., 10 pl.
- GAUTIER M. (1948) Note complémentaire sur les rapports entre les grès à sabals et les conglomérats tertiaires, *Ann. de Bretagne, Chronique géogr. des pays celtes*, p. 185-186.
- GAUTIER M. (1953) Les Falaises du Redois (Loire-inférieure), *Ann. de Bretagne, Chronique géogr. des pays celtes*, p. 148-154.
- GAUTIER M. (1963) Observation sur le cours inférieur de la Loire, *Norvois*, 10, n° 39, p. 235-247, 4 fig.
- GAUTIER M. (1967) La tectonique tertiaire dans le Massif Armoricaïn, *Ann. de Géogr.*, 76, n° 414, p. 168-197, 10 fig.
- GAUTIER M. (1969) Les sablières des environs de Pornic et le Pliocène du Pays de Retz (Loire-Atlantique), *Norvois*, 16, n° 62, p. 154-176, 9 fig.
- GAUTIER M. (1970) Des failles quaternaires sur la côte du Pays de Retz (Loire-Atlantique), *Bull. Ass. Géogr. franç.*, 47, n° 381, p. 155-163, 4 fig.
- GAUTIER M. (1975) Les tremblements de terre du Massif Armoricain, *Norvois*, 22, n° 86, p. 189-205, 3 fig.
- GAUTIER M. (1980 a) Néotectonique et sismicité dans le Sud Est du Massif Armoricain et dans ses marges orientales et méridionales : la tectonique récente, *Norvois*, 27, n° 105, p. 45-59, 3 fig.
- GAUTIER M. (1980 b) Néotectonique et sismicité dans le Sud Est du Massif Armoricain et dans ses marges orientales et méridionales : tectonique et sismicité, *Norvois*, 27, n° 107, p. 405-415, 2 fig.
- GEORGE P. (1943) Observations morphologiques sur la presqu'île guérandaise, *Ann. de Bretagne*, 50, p. 75-82, 3 fig.
- GERDEL R. W. et DROUET F. (1958) The cryoconite of the Thule area, *S. I.P.R.E. (Snow Ice and Permafrost Research Establishment), Corps of Engineers, U.S. Army*, n° 50, p. 1-14, 20 fig., 1 tabl.
- GIOT P.R. (1962-1963) Problèmes de géologie quaternaire en Bretagne, *Quartär*, 14, 14 p.
- GIOT P.R., L'HELGOUAC'H J. et MONNIER J.L. (1979) Préhistoire de la Bretagne, *Ouest-France-Université éd.*, Rennes, 444 p.
- GODARD A. (1965) Recherches géomorphologiques en Ecosse du Nord Ouest, *Thèse, Lettres, Paris, Fondation Baulig*, t. 1, 701 p., 180 fig., 9 tabl., 7 cartes, 63 pl. fotogr. h. t.
- GODARD A. (1966) Morphologie des socles et des massifs anciens. Les tors et le problème de leur origine, *Rev. Géogr. Est*, 6, n° 1-2, p. 153-169, 6 fig.
- GODARD A. (1972) Recherches françaises concernant la géomorphologie des roches cristallines, in *Recherches géomorphologiques en France, Montréal, Comité Nat. franç. de Géogr.*, p. 34-45.

- GODARD A. (1977) Pays et paysages du granite, Paris, *P.U.F.*, 232 p., 16 fig.
- GODARD A. (1984) Diversité des approches dans l'étude des régions françaises de socle, *Ann. de Géogr.*, 93, n° 515, p. 182-203.
- GOGUEL J. (1965) Traité de tectonique, Paris, *Masson*, 457 p., 215 fig.
- GRAINDOR M.J. (1948) Les limons quaternaires aux environs de Rouen, *Ann. Agr.*, n° 6, p. 2-28, 4 pl.
- GRAINDOR M.J. (1961) Le socle armoricain et les contrecoups alpins, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, t. II, p. 185-200, 5 fig.
- GRAINDOR M.J. (1967) Les dislocations majeures du socle armoricain, *Mém. B.R.G.M.*, n° 52, p. 25-42, 1 carte h. t.
- GRAINDOR M.J. (1969) Néotectonique et structure du socle : le Massif Armoricaïn, Paris, *8ème Congrès INQUA*, vol. 2, p. 813-822, 4 fig., 4 tabl.
- GRAINDOR M.J. (1970) Influence des dislocations majeures du Massif Armoricaïn sur la néotectonique, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XII, fasc. 1, p. 25-34, 2 fig., 4 tabl.
- GRAS J. (1963) Le Bassin de Paris méridional, *Thèse, Lettres, Paris*, 494 p., 118 fig.
- GRAS J. (1968) De la Vallée d'Anjou au Plateau du Beaugeois, Paris, *C.N.R.S., Mém. et Doc.*, nouv. sér., vol. 8, 262 p., 66 fig.
- GRAS J. (1972) Remarques sur le géomorphologie et son enseignement en France, in *La Pensée géographique française contemporaine, Mélanges offerts au Pr. A. Meynier, Presses univ. de Bretagne*, p. 203-216.
- GRAS J. (1977) Bassin de Paris occidental et socles bordiers : observations géomorphologiques à partir de thèses inégalement récentes, *Norois*, 24, n° 95, p. 355-374, 3 fig.
- GRAS J. (1980) Les Bas-Pays guérandais et leur environnement géographique, in *Marais Salants, suppl. h. sér., Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, p. 19-29, 1 fig.
- GRAS J. (1984) La maîtrise de l'eau dans les prés-marais de l'estuaire de la Loire : étude comparée, *Cahiers Nantais d'Aménagement*, n° 23, 139 p., 14 fig.
- GRIMONET F., LEGEAY M.L., MARTIN A. et RIPAUDG. (1974) La Vallée du Gesvres, étude géomorphologique, *Inst. Géogr., Univ. Nantes*, 65 p., 20 fig., 25 photogr., 2 cartes.
- GROSSOUVRE A. de (1909) Sur l'extension des grès à sabalites, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4ème sér., t. 9, p. 298.
- GRUET M. (1975) Les alluvions du cours inférieur de la Loire, *Bull. Soc. Et. Sc. Anjou*, nouv. sér., t. 9, p. 111-114.
- GRUET M. (1976 a) Les limons et sables éoliens quaternaires et les dépôts de pente dans le bassin de la Loire, in *La Préhistoire Française, Paris, C.N.R.S.*, t. 1, p. 157-158.

- GRUET M. (1976 b) Les alluvions fluviatiles dans le bassin de la Loire, in *La Pré-histoire Française, Paris, C.N.R.S.*, t. 1, p. 112-114.
- GUILCHER A. (1943) Existence d'un long accident topographique d'origine tectonique en Bretagne méridionale, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 317, p. 381-382.
- GUILCHER A. (1948 a) Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine, *Thèse, Lettres, Paris*, La Roche-sur-Yon H. Potier ed., 682 p., 113 fig., 8 dépl., 30 pl. fotogr.
- GUILCHER A. (1948 b) La cuvette des marais de Goulaine et de La Chapelle-Heulin, *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, t. X, p. 11-15, 1 fig.
- GUILCHER A. (1950) Nivation, cryoplanation et solifluxion quaternaires dans les collines de Bretagne occidentale et du Devonshire, *Rev. Géomorph. dyn.*, I, n° 2, p. 53-78, 11 fig.
- GUILCHER A. (1974) Pénéplaine ou pédiplaine de l'Ouest de la France, *Ann. de Géog.*, LXXXIII, n° 458, p. 381-393.
- GUILCHER A., TERS M. et BONNET J.Y. (1962) Données récentes sur l'évolution morphologique des vallées bretonnes, *Comité des trav. hist. et sc.*, *Bull. de la section de Géogr.*, p. 1-48, 18 fig.
- HALLEGOUET B. (1971) Le Bas Léon. Etude géomorphologique, *Thèse 3ème cycle, Lettres, Brest*, 260 p., 84 fig., 17 pl. h. t., 15 cartes h. t.
- HALLEGOUET B., OLLIVIER-PIERRE M.F. et ESTEOULE-CHOUX J. (1976) Découverte d'un dépôt oligocène inférieur dans la Haute Vallée de l'Aber Ildut au Nord Ouest de Brest (Finistère), *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 283, p. 1711-1714.
- HAMELIN L.E. et COOK F.A. (1967) Le Périglaciaire par l'image, Québec, *Presses Univ. Laval*, 237 p., 257 fig.
- HORTON R.E. (1945) Erosional development of streams and their drainage basins ; hydrophysical approach to quantitative morphology, *Bull. Geol. Soc. Am.*, LVI, p. 275-300.
- HUON B. (1977) Essai de mise en évidence d'un bassin d'effondrement au pied du Silion de Bretagne, *D.E.A., Sc., Nantes*, 35 p.
- HURAUULT J. (1973) Reflexions sur les concepts d'érosion régressive et de niveau de base ; application à l'étude de l'érosion des versants, *Bull. inf. I.G.N.*, n° 22, p. 36-46, 9 fig.
- JAEGGER J.L. (1967) Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec des bassins tertiaires en Bretagne, *Mém. B.R.G.M.*, n° 52, p. 91-102, 1 fig.
- JAHN A. (1954) Balance de dénudation des versants, *Czasopismo Géogr.*, XXV, p. 38-64.
- JALUT G. (1976) Les débuts de l'agriculture en France : les défrichements, in *La Pré-histoire française, Paris, C.N.R.S.*, t. 2, p. 180-185, 2 fig.
- JEGOUZO P. (1973) Etude pétrographique et structurale des schistes cristallins et granites en Basse Vilaine, *Thèse 3ème cycle, Sc., Rennes*, 93 p., 1 carte h. t.

- JEGOUZO P. (1976) Zone Broyée Sud-Armoricaine : chevauchement et cisaillement, Paris, 4^{ème} R. A. S. T., p. 234.
- JOANNE A. (1874) Géographie de la Loire-inférieure, Paris, Hachette, 64 p.
- JOURDY E. (1909) Le Sillon de Bretagne. Etude tectonique, *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, Sér. 2, t. IX, p. 1-71, 14 fig.
- JOURDY E. (1929) Synthèse sur la tectonique de la Bretagne. Nouvelles conceptions orogéniques, *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, sér. 4, t. IX, p. 88-191, 4 fig.
- JOUVIN de ROCHEFORT A. (1672) Les Voyages en France, in DUGAST-MATHIEU M. (1879) *Nantes ancien et Pays Nantais*, Paris, D. Thierry ed., t. 1, p. 196-205.
- KERFORNE F. (1920) Sur la tectonique du Massif Armoricaïn, *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 171, p. 639-640.
- KERFORNE F. (1922) Contribution à l'étude de la tectonique du Massif Armoricaïn, *Congrès Géol. internat., XIII session, Belgique, C. R.*, fasc 1, p. 557-563 Liège (1924).
- KERFORNE F. (1924) Sur l'Oligocène du Massif Armoricaïn, *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 178, p. 219-221.
- KLEIN C. (1959 a) Surfaces de regradation et surfaces d'aggradation, *Ann. de Géogr.*, LXVIII, p. 292-317, 7 fig.
- KLEIN C. (1959 b) Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques, *Bull. Ass. Géogr. franç.*, 36, n° 282-283, p. 51-68, 2 fig.
- KLEIN C. (1970) L'élaboration de la surface post-hercynienne en Armorique, *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 270, p. 2418-2421.
- KLEIN C. (1974) Tectogenèse et morphogenèse armoricaines et péri-armoricaines, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, XVI, p. 87-100, 1 fig., 1 tabl., 5 cartes h. t.
- KLEIN C. (1975) Massif Armoricaïn et Bassin Parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires, *Thèse, Lettres, Brest (1973), Fondation Baulig*, t. XII, 2 vol., 881 p., 135 fig., 15 dépl., 32 pl., photogr., 6 tabl. h. t., 10 cartes h. t.
- KLEIN C. (1978) Les Monts d'Ambazac et de Saint-Goussaud. Deux points de vue sur la géomorphologie limousine, *Norois*, 25, n° 97-98, p. 103-124, 1 fig., 2 dépl.
- KRINSLEY D.H. et MARGOLIS S.V. (1971) Grain surface textures, in *Procedures in sedimentary and Petrology*, Carver ed., p. 161.
- KUENEN P.H. et PERDOK W.G. (1962) Experimental abrasion : Frosting and defrosting on quartz sand grains, *Journ. Geol.*, vol. 70, p. 648-658.
- LACOTTE R. (1967) Les vallées, moyen d'aborder l'étude géomorphologique des massifs anciens, *Norois*, 14, n° 56, p. 611-618, 5 fig.
- LAUGEL A. (1861-1862) Note sur l'âge des silex et des grès dits ladères, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2, XIX, p. 153-159.

- LAUTRIDOU J.P. (1968) Les loess de Saint-Romain et de Mesnil-Esnard (Pays de Caux), Caen, *C.N.R.S., Centre de Géomorphologie, Bull.* n° 2, 55 p., 18 fig.
- LAUTRIDOU J.P. (1969) Commission de terminologie des limons : compte-rendu des travaux, *Mém. h. sér., Soc. Géol. Fr.*, n° 5, p. 123-137.
- LAUTRIDOU J.P. (1972) Chronostratigraphie des loess normands, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 274, p. 3073-3075.
- LAUTRIDOU J.P. (1973) Les loess du Würm dans la moitié Nord de la France, *Christchurch, 9ème Congrès INQUA*, p. 68-73, 1 fig., 1 tabl.
- LEFORT J.P. (1975) Le socle péri-armoricain. Etudes géologiques et géophysiques du socle submergé à l'Ouest de la France, *Thèse, Sc. Rennes*, 250 p.
- LEFORT J.P. (1979) Iberian-armoricain arc and Hercynian orogeny in western Europe, *Geology*, 7, p. 384-388.
- LE RIBAUT L. (1971 a) Présence d'une pellicule de silice amorphe à la surface des cristaux de quartz des formations sableuses, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 272, p. 1933-1936.
- LE RIBAUT L. (1971 b) Comportement de la pellicule de silice amorphe sur les cristaux de quartz en fonction des différents milieux évolutifs, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 272, p. 2649-2652.
- LE RIBAUT L. (1972 a) Exoscopie : caractères distinctifs des quartz à évolution fluviale, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 274, p. 3190-3193.
- LE RIBAUT L. (1972 b) Exoscopie : caractères distinctifs des quartz à évolution marine, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 275, p. 735-738.
- LE RIBAUT L. (1973) L'exoscopie : méthode de détermination des évolutions subies par les grains de quartz au cours de leur histoire géologique par l'étude de leur aspect superficiel au microscope électronique à balayage, *Thèse 3ème cycle, Lettres, Paris*, 62 p.
- LE RIBAUT L. (1977) L'exoscopie des quartz, Paris, *Masson*, 150 p., 182 fig.
- LETOURNEUR J. et DAYRE M. (1981) Aspects physico-mécaniques et incidences géotechniques de la décompression, *Bull. Ass. Géogr. franç.*, 58, n° 477-478, p. 133-138, 2 fig.
- LHENAFF R. (1983) Le Villafranchien méditerranéen, *Bull. Ass. franç. Et. Quat.*, n° 2-3, p. 123-131.
- L.I.G.U.S. (1958) Méthode améliorée pour l'étude des sables (Lab. Inst. Géogr. Univ. Strasbourg), *Rev. Géomorph. dyn.*, IX, n° 3-4, p. 43-54.
- LINTON D.L. (1955) The problem of tors, *Geogr. Journ.*, vol. 121, p. 470-487, 5 fig.
- LINTON D.L. (1958) Correspondence : the problem of tors, discussion, *Geogr. Journ.*, vol. 124, p. 292.
- LINTON D.L. (1964) The origin of the Pennines tors. An essay of analysis, *Zeits. für Geomorph.* n° spécial, 8, p. 1-24.
- LLIBOUTRY L. (1964) Traité de glaciologie, Paris, *Masson*, t. 1, 428 p., 180 fig., 36 pl. h. t.

- LOUAIL J. (1981) La transgression crétacée au Sud du Massif Armoricaïn. Cénomaniën de l'Anjou et du Poitou, Crétacé supérieur de Vendée. Etude stratigraphique sédimentologique et minéralogique, *Thèse, Sc. Rennes*, 488 p., 133 fig., 28 tabl., 20 pl. fotogr.
- LOUAIL J. et VIAUD J.M. (1977) Révision stratigraphique du Crétacé vendéen, *Rennes, 96ème Congrès A. F. A. S.*, 1 p., 1 fig.
- LUMLEY H. de (1976) Cadre chronologique absolu, paléomagnétisme, chronologie paléontologique et botanique. Esquisse paléoclimatologique, séquences culturelles, in *La Préhistoire française, Paris, C.N.R.S.*, t. 1, p. 5-23, 10 tabl.
- MARCHAND J. (1981) Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond : le Complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale), *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 215, p. 223-228, 1 pl. h.t.
- MARGEREL J.P. (1966) Les petits foraminifères des sables du Bois-Gouët (Loire-Atlantique), *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, t. LXIII, p. 1-11, 3 pl.
- MARGEREL J.P. (1968 a) Les foraminifères du Redonien. Systématique. Répartition stratigraphique. Paléoécologie, *Thèse, Sc. Nantes*, 2 vol., 207 p., 41 fig., 10 tabl., 44 pl. fotogr.
- MARGEREL J.P. (1968 b) Les petits foraminifères de l'Eocène de l'Ouest de la France et leur intérêt stratigraphique, *Mém. B. R. G. M.*, n° 58, p. 94-99, 1 carte.
- MARGEREL J.P. (1971) L'extension des dépôts redoniens à l'Est de Nantes dans la région du Loroux-Bottereau, *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 12, p. 323-324, 2 fig.
- MARGEREL J.P. (1977) Etude géologique et hydrogéologique du Bassin de Saffré, *Lab. Géol. hist., Univ. Nantes*, 7 p.
- MARGEREL J.P. (1979) Interprétation structurale du bassin de Dréfféac, *2ème rapport de Recherches du Groupe S.E.R.S.*, Nantes, p. 390-394.
- MARGEREL J.P., BREBION P., BUGÉ E. et LAURIAT A. (1972) Découverte d'un bassin redonien à la Groussière (Commune de Retiers, Ille-et-Vilaine), *Nantes, 97ème Congrès Soc. Sav.*, section Sc., t. II, p. 55-100, 9 fig., 8 tabl.
- MARGEREL J.P., BLONDEAU-ALLARD M.A. et OLLIVIER-PIERRE M.F. (1976) Contribution à l'étude micropaléontologique de l'Eocène du Bassin de Campbon (Loire-Atlantique), *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, C, t. VIII, n°1-2, p. 1-63, 6 fig., 26 pl. fotogr.
- MARGOLIS S. (1968) Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasion features on quartz sand grains, *Sed. Geol.*, 2, p. 243-256.
- MARROT A. (1977) Vallée amont du Gesvres et Marais du ruisseau des Hupières, *Mém. Maîtrise, Lettres, Nantes*, 212 p., 26 fig.
- MARTONNE E. de (1940) Traité de Géographie physique, Paris, *Colin*, t. 2, p. 499-1057, fig. 194-365.
- MATTAUER M. (1973) Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre, Paris, *Hermann éd.*, 493 p.

- MATTE P. et MATTAUER M. (1978) Tectonique des plaques et chaîne hercynienne : les "schistes bleus" de la côte Sud-armoricaine sont-ils les témoins d'une obduction ?, Orsay, *6ème R. A. S. T.*, p. 270.
- MEYNIER A. (1940) La formation du réseau hydrographique de la Vilaine, *Trav. Labo. Géogr. Univ. Rennes*, n° 11, 34 p., 9 fig. et *Ann. de Bretagne*, p. 153-184, 9 fig.
- MEYNIER A. (1952 a) A propos des pédiments armoricains, *Ann. de Bretagne, Chronique géogr. des pays celtes*, t. LIX, fasc. 1-2, p. 127-128.
- MEYNIER A. (1952 b) Les problèmes du Pliocène de la moyenne Vilaine, *Ann. de Bretagne, Chronique géog. des pays celtes*, t. LIX, fasc. 1-2, p. 129-132.
- MEYNIER A. (1952 c) Toutes les pénéplaines armoricaines sont-elles des pédiments ?, Rennes, *7ème Congrès Soc. Sav., section Lettres*, t. LXIV, p. 135-147.
- MEYNIER A. (1957) Rideaux et évolution actuelle du relief en Bretagne, *Norois*, 4, n° 14, p. 283-284.
- MEYNIER A. (1958) Quelques formes de relief périglaciaire en Bretagne. Bretagne intérieure et orientale, *Norois*, 5, n° 20, p. 373-398, 10 fig.
- MEYNIER A. (1959) Quelques formes de relief périglaciaire en Bretagne. Bretagne littorale : la baie de Saint-Brieuc, *Norois*, 6, n° 21, p. 3-18, 4 fig.
- MEYNIER A. (1964) L'évolution des vallées bretonnes, *Norois*, 11, n° 42, p. 242-243.
- MICHEL J.P. (1969) Divers types de phénomènes périglaciaires et leur répartition dans les alluvions quaternaires de la Seine et de ses affluents, *8ème Congrès INQUA*, Paris, vol. 2, p. 721-728, 17 fig.
- MILON Y. (1929) Présence de glauconie dans les sables pliocènes de Bretagne, *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 189, p. 1004-1005.
- MILON Y. (1933) L'influence de la solifluxion sur le modelé récent en Bretagne, *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 3, p. 84-86.
- MILON Y. (1935) Les dépôts résiduels du Pb de Laniscat (Côte du Nord) *C. R. somm. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, I, n° 3, p. 8.
- MILON Y. (1936 a) Observations sur quelques gîtes de kaolin en Bretagne et leur répartition, *C. R. somm. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, II, n° 5, p. 4-9.
- MILON Y. (1936 b) Quelques problèmes de morphologie armoricaine, *C. R. somm. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, II, n° 2, p. 14-26.
- MILON Y. (1937) Contribution à l'étude de la transgression pliocène, *C. R. somm. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, III, n° 2, p. 4-9.
- MILON Y. et DANGEARD L. (1928) Sur l'importance des phénomènes de solifluxion en Bretagne pendant le Quaternaire, *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 187, p. 136-138.
- MOIGN-TOBERNE A. (1954) Morphologie climatique dans les Monts d'Arrée, *Norois*, 1, n° 4, p. 443-447, 2 fig.

- MONNIER J.L. (1976) Les limons quaternaires et les dépôts de pente en Armorique, in *La préhistoire française, Paris, C.N. R. S.*, t. 1, p. 159-161.
- MONNIER J.L. (1979) Le Pleistocène de la côte Nord de la Bretagne. Essai de synthèse lithostratigraphique et chronostratigraphique, *Bull. Ass. franç. Et. Quat.*, n° 3, p. 147-156, 4 fig.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1972) Chronologie des formations littorales pleistocènes du Massif Armoricaïn, *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc 1, p. 133-137.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1974) Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire, *Thèse, Sc. Rennes (1973), Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, n° 17, 208 p., 101 fig.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1976 a) La végétation du Pleistocène moyen en Armorique, in *La Préhistoire Française, Paris, C.N. R. S.*, t. 1, p. 494-495.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1976 b) La végétation au Pleistocène supérieur et au début de l'Holocène en Armorique, in *La Préhistoire Française, Paris, C.N. R. S.*, t. 1, p. 531-533.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1976 c) L'évolution de la végétation en Armorique à partir du Néolithique, in *La Préhistoire Française, Paris, C.N. R. S.*, t. 2, p. 88-95.
- MORZADEC-KERFOURN M.T. (1977) La limite Pliocène-Pleistocène en Bretagne, *Boreas*, Oslo, vol. 6, p. 275-283.
- MOUNES J. (1968) La côte du Pays de Retz, *Mém. Maîtrise, Lettres, Nantes*, 96 p., 37 fig.
- MOUNES J. (1974) Le Marais breton et ses marges, *Thèse 3ème cycle, Lettres, Nantes*, 425 p., 146 fig.
- MURY H. (1950) Quelques aspects physiques des confins bretons-normands, *Ann. de Bretagne, Chronique des pays celtes*, fasc. 2, p. 209-214, 4 fig.
- MUSSET R. (1928) Le relief de la Bretagne occidentale, *Ann. de Géogr.*, t. XXXVII, n° 207, p. 209-223, 3 fig.
- NICOLAS J. (1953) Sur le kaolin d'origine hydrothermale de Ploëmeur (Morbihan), *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 236, p. 402-404.
- NICOLAS J. (1957) Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolins bretons, *Thèse, Sc., Paris*, 255 p., 48 fig., 10 pl. h. t.
- NOLF J.L. (1980) Le rôle de la tectonique cassante dans l'élaboration du relief du Limousin Nord-oriental, *Thèse 3ème cycle, Lettres, Limoges, TRAMES*, n° spécial, 183 p., 53 fig.
- NONN H. (1966) Les régions côtières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique, *Thèse, Lettres, Paris, Fondation Baulig*, t. III, 591 p., 81 fig., 28 tabl., 42 pl. h. t.
- OGEE (1853) Dictionnaire historique et géographique de la Province de Bretagne, 2 vol.

- ORIEUX E. et VINCENT J. (1895) Histoire et Géographie de la Loire-inférieure, 550 p.
- OTTMANN F., ALIX Y., LIMASSET J.C. et LIMASSET O. (1968) Sur "le lit ancien" de la Loire dans son cours inférieur, *Bull. B. R. G. M.*, I, n° 2, p. 28-56, 13 fig.
- PALIERNE J.M. (1971) Les fondements de l'openfield ligéro-atlantique : sol, soleil et solidarité agraire, *Norois*, 18, n° 71, p. 437-449, 5 fig.
- PALIERNE J.M. (1972) Qu'est ce qu'une vallée ? Tectonique, érosion et aménagement, *Cahiers Nantais d'Aménagement*, Nantes, n° 5, p. 114-144, 12 fig.
- PALMER J. et NIELSON R.A. (1962) The origin of granite tors on Dartmoor, Devonshire, *Proc. Yorkshire, Geol. Soc.*, n° 33, p. 315-340.
- PALMER J. et RADLEY J. (1961) Gritstone tors of the English Pennines, *Zeits. für Geomorph.* nouv. sér., V, p. 37-52.
- PEUCAT J.J. (1977) Geochronology of sandblueschists of Ile de Groix (France), *Nature*, Londres, 268, p. 131-132.
- PINOT J.P. (1965) Granulométrie des sables par tamisage, *Labo. Géomorph., Inst. Géogr., Paris, Instructions pour les chercheurs*, n° 5, 4 p. ronéo.
- PINOT J.P. (1969 a) Courbes et indices granulométriques, *Labo. Géomorph., Inst. Géogr., Paris, Instructions pour les chercheurs*, n° 7, 15 p., 5 fig. ronéo.
- PINOT J.P. (1969 b) La morphoscopie des sables, *Labo. Géomorph., Inst. Géogr., Paris, Instructions pour les chercheurs*, n° 8, 14 p., ronéo.
- PINOT J.P. (1974) Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental. Etude géomorphologique, *Thèse, Lettres, Brest, Impram., Lannion*, 256 p., 105 fig.
- PLANCHAIS N. (1976) La végétation pendant le Post-glaciaire : aspects de la végétation holocène dans les plaines françaises, in *La Préhistoire Française, Paris, C.N.R.S.*, t. 2, p. 35-43, 6 fig.
- PRIGENT D. (1974) Etude de quelques mégalithes, témoignages de la transgression flandrienne aux abords de l'estuaire de la Loire, *D.E.A., Sc. Nantes*, 76 p., 32 fig., 2 pl. h. t.
- PRIGENT D. (1978) Contribution à l'étude de la transgression flandrienne en Basse-Loire. Apport de l'Archéologie, *Thèse 3ème cycle, Sc. Nantes (1977), Ass. Et. Préhist. et Hist. des Pays de la Loire*, vol. 5, 177 p., 80 fig.
- QUILGARS H. (1906) Dictionnaire topographique du Département de la Loire-inférieure, Nantes, *Durance éd.*, 317 p.
- REFFAY A. (1972) Les montagnes de l'Irlande septentrionale, *Thèse, Lettres, Grenoble*, 614 p., 100 fig., 31 tabl., 32 pl. fotogr., 1 carte h. t.
- REY R. (1972) La transgression oligocène dans l'Ouest de la France, *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, t. LXX, n° 4, p. 5-12.
- RIVIERE A. et VERNHET S. (1962) Accidents périglaciaires dans la région de Penestin (Morbihan), *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 255, p. 744-746.

- RIVIERE A., VERNHET S., ARBEY F. et DESPRAIRIES A. (1963) Le Pliocène et les accidents périglaciaires de la plage de la Mine d'Or à Pénestin (Morbihan), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, V, n° 6, p. 1 001-1 011, 3 fig., 3 photogr.
- SELLIER D. (1976) Contribution à l'étude des formations superficielles de la région nantaise : les cônes d'épandage du Havre et du Gobert, *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest, Fr.*, t. LXXIV, n° 3-4, p. 109-118, 4 fig., 1 pl. h. t.
- SELLIER D. (1977) Mégalithes et reliefs granitiques entre la Loire et le Sillon de Bretagne, *Bull. Soc. nantaise de Préhist.*, n° 1, p. 1-11, 3 fig.
- SELLIER D. (1978) Les tors et les microreliefs des granites de Prinquiau (base du Sillon de Bretagne), *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, t. LXXVI, n° 3, p. 135-146, 6 fig.
- SELLIER D. (1980) Le Sillon de Bretagne dans la région de Savenay, *C.N. D.P.*, *C. R. D.P. - Nantes*, *Bull. Biol. - Géol.*, n° 3, p. 28-35, 4 fig.
- SELLIER D. (1981) L'Est du Pays Nantais : éléments d'analyse géomorphologique, *C.N. D.P.*, *C. R. D.P. - Nantes*, *Bull. Biol. - Géol.*, n° 1, p. 55-70, 4 fig.
- SOUCHEZ R. (1966) Reflexions sur l'évolution des versants sous climat froid, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, VIII, fasc. 4, p. 317-334, 8 fig.
- STRAHLER A.N. (1956) The nature of induce erosion and aggradation, in THOMAS W., *Man's role in changing the face of the earth*, p. 621-668.
- SUKHODROVSKIJ V.L. (1975) Particularités de l'évolution des versants dans les régions de pergélisol, *Biul. Peryglacjalny*, n° 24, p. 73-80.
- TAILLEFER F. (1951) Le piémont des Pyrénées françaises. Contribution à l'étude des reliefs de piémonts, *Thèse, Lettres, Toulouse, Privat-Didier éd.*, 376 p., 49 fig., 5 pl. photogr. h. t., 7 pl. h. t.
- TARDY Y. (1969) Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique, *Thèse, Sc., Strasbourg, Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, n° 31, 199 p., 35 fig.
- TERS M. (1954) Existence d'un désert froid au Quaternaire ancien dans la région littorale vendéenne, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, III, n° 4-6, p. 355-368.
- TERS M. (1957) Limons éoliens en Vendée littorale, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 244, p. 3 162-3 164.
- TERS M. (1958) Permanence et ancienneté des grandes lignes du réseau hydrographique et du relief en Vendée côtière occidentale, *Ann. de Géogr.*, LXVII, n° 359, p. 1-11.
- TERS M. (1961) La Vendée littorale. Etude de géomorphologie, *Thèse, Lettres, Rennes (1959)*, 578 p., 50 fig., 69 photogr., 13 dépl. h. t.
- TERS M. (1967 a) La tectonique posthume en Bretagne méridionale et en Vendée, dans ses relations avec les données gravimétriques, *Mém. B. R. G. M.*, n° 52, p. 73-82.
- TERS M. (1967 b) Livret-guide, Voyage d'étude en Loire-Atlantique et en Vendée de la Commission de morphologie des roches cristallines, *Comité Nat. de Géogr.*, 5 p., ronéo.

- TERS M., PLANCHAIS N. et AZEMA C. (1968) L'évolution de la basse vallée de la Loire à l'aval de Nantes à la fin du Würm et pendant la transgression flandrienne, *Bull. Ass. franç. Et. Quat.*, n° 3, p. 217-248, 10 fig. 2 tabl.
- TOUCHARD-LAFOSSE G. (1851) La Loire historique, pittoresque et biographique, La Loire-inférieure, t. 7, 424 p., 29 fig.
- TRICART J. (1952) La partie orientale du Bassin de Paris, *Thèse, Lettres, Paris, S.E.D.E.S.*, 2 vol., 474 p., 90 fig., 24 fotogr.
- TRICART J. (1955) L'origine des méandres fluviatiles, *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 240, p. 219-220.
- TRICART J. (1956) Carte des phénomènes périglaciaires en France, *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, 40 p., 3 cartes h. t.
- TRICART J. (1957) L'évolution des versants, *Inf. Géogr.*, 21, n° 3, p. 108-115.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1962) Le modelé glaciaire et nival, Paris, *S.E.D.E.S.*, 508 p., 144 fig.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1965) Introduction à la Géomorphologie climatique, Paris, *S.E.D.E.S.*, 306 p., 50 fig.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1967) Le modelé des régions périglaciaires, Paris, *S.E.D.E.S.*, 512 p., 127 fig.
- TRICART J. et CAILLEUX A. (1969) Le modelé des régions sèches, Paris, *S.E.D.E.S.*, 472 p., 95 fig.
- TRICART J. et al. (1972) Cartographie géomorphologique. Travaux de la R.C.P. 77, Paris, *C.N.R.S., Mém. et Doc.*, nouv. sér., vol. 12, 263 p., 19 fig., 13 cartes h. t.
- TRICART J., RAYNAL R. et BESANCON J. (1972) Cônes rocheux, pédiments, glacis, *Ann. de Géogr.*, LXXXI, n° 443, p. 1-24.
- TURNER C. et WEST R.G. The subdivision and zonation of interglacial periods, *Eiszeitalter v. Gegenwart*, 19, p. 93-101.
- VACHER A. (1909) Rivières à méandres encaissés et terrains à méandres, *Ann. de Géogr.*, XVIII, p. 311-327.
- VANNEY J.R. (1978) Géomorphologie de la marge continentale Sud-armoricaine, Paris, *S.E.D.E.S.*, 496 p., 108 fig., 3 cartes h. t.
- VASSEUR G. (1881) Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale, *Thèse, Sc. Paris, Masson*, 432 p., 29 fig., 6 cartes h. t.
- VAUMAS E. de (1963) Sur la morphologie des versants périglaciaires non fonctionnels de solifluction laminaire (glacis d'érosion en roches tendres), *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, p. 3 329-3 332.
- VERAGUE J. (1973) L'arénisation du Massif d'Athis de l'Orne, Caen, *C.N.R.S., Centre de Géomorphologie, Bull.*, n° 16, 57 p., 23 fig., 2 tabl.
- VIAUD J.M. (1978) Contribution à l'étude du Crétacé vendéen dans le Bassin de Challans-Commequiers, *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, LXXVI, n° 2, p. 61-92, 2 fig., 17 pl. h. t.

- VIAUD J.M. (1979) Contribution à l'étude des dépôts tertiaires dans la région de Saint-Hilaire-de-Clisson, *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, nouv. sér., t. 1, n° 3, p. 146-162, 4 fig., 6 pl. h. t.
- VIAUD J.M. (1981) Données lithologiques et biostratigraphiques dans le Crétacé supérieur du Bassin de Challans (Vendée), *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, nouv. sér. t. 3, n° 2, p. 79-87, 3 fig.
- VISSET L. (1979) Recherches palynologiques sur la végétation pleistocène et holocène de quelques sites du district phytogéographique de Basse-Loire, *Thèse, Sc. Nantes, Bull. h. sér., Soc. Sc. Nat. Ouest Fr.*, 280 p., 20 fig., 40 diagr.
- VOGT H. (1976) Quelques problèmes de l'étude des versants, in *Recherches Géographiques*, n° 1, U.E.R. Géogr. Univ. Strasbourg, p. 5-12.
- VOGT J. et al. (1979) Les tremblements de terre en France, *Mém. B. R. G. M.*, n° 96, 224 p., 12 fig., 18 fotogr., 1 carte h. t.
- WANG NAI LIANG (1951) Lithologie et paléogéographie du Plio-Quaternaire détritique de la Basse-Loire, *Rev. Géomorph. dyn.*, 2, n° 5, p. 193-213, 9 fig., 1 tabl.
- WATERS R.S. (1957) Differential weathering and erosion of oldlands, *Geogr. Journ.*, p. 501-509.
- WELSCH J. (1897) Sur l'âge sénonien des grès à *Sabalites andegavensis* de l'Ouest de la France, *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 125, p. 667-669.
- WEST R.G. (1968) Pleistocene Geology and Biology, Londres, *Longman*, 379 p.
- WINCKEL A. (1971) Rôle respectif de la tectonique récente et de l'érosion différentielle dans l'élaboration du relief de la retombée Nord et Nord Ouest de la Montagne limousine, *Thèse 3ème cycle, Lettres, Clermont-Ferrand*, 164 p. + XXXIII, 26 fig.
- YOUNG Art. (1976) Voyages en France, 1787, 1788, 1789, Paris, *Colin, réédition*, t. 1, 493 p.
- YOUNG Ant. (1972) Slopes, Londres, *Longman*, 288 p., 245 fig.
- YVARD J.C. (1973) Géomorphologie des grès angevins à sabalites, *C. R. Séances, Ass. Amis du Musée Préhist. du Grand-Pressigny*, 39 p., 8 fig., 16 fotogr.
-

CARTES GEOLOGIQUES CONSULTEES

Cartes au 1/320 000

N° 17 NANTES (1972), par Kerrien (Y), Cogné (J), Mathieu (G) et Ters (M).

Cartes au 1/80 000

N° 104 SAINT-NAZAIRE (1949), par Barrois (Ch.), 2ème éd.

N° 105 ANCENIS (1965), par Cavet (P), Lucas (G), Chauris (L), Cogné (J) et Gruet (M), 2ème éd.

N° 117 NANTES-ILE DU PILIER (1968), par Ters (M) et Verger (F).

N° 118 CHOLET (1959), par Mathieu (G) et Gabilly (J).

Cartes au 1/50 000

N° 449 LA ROCHE-BERNARD (1975), par Audren (C), Jegouzo (P), Barbaroux (L) et Bouysse (P).

N° 450 SAVENAY (à paraître), par Marchand (J), Sellier (D), Bossière (G) et Lasnier (B).

N° 451 NORT-SUR-ERDRE (1983), par Barbaroux (L), Bousquet (B), Sellier (D), Margerel (J-P), Cavet (P), Godard (G), Marchand (J), Barbaroux-Maurissen (C), Carlier (G) et Lasnier (B).

N° 452 ANCENIS (1978), par Cavet (P), Gruet (M), Marchand (J), Lardeux (H), Rivière (L-M) et Arnaud (A).

N° 479 SAINT-NAZAIRE (1973), par Hassendorfer (B), Cogné (J), Barbaroux (L), Ottmann (F) et Berthois (L).

N° 480 PAIMBOEUF (1978), par Ters (M), Marchand (J), Forestier (F-H) et Ottmann (F).

N° 481 NANTES (1969), par Ters (M), Barthelemy (B), Marchand (J), Richard (R), Weecksteen (G), Forestier (F-H) et Lasnier (B).

N° 482 VALLET (1969), par Marchand (J), Perrin (J), Weecksteen (G), Forestier (F-H), et Lasnier (B).

N° 507 MACHECOUL (1978), par Ters (M), Mounès (J) et Gouleau (D).

N° 508 SAINT-PHILBERT-DE-GRAND-LIEU (1979), par Ters (M), Bambier (A), Chantraine (J), Chateauneuf (J-J), Godard (G), Greber (C), Limasset (D), Viaud (J-M) et Visset (L).

N° 509 CLISSON (1982), Forestier (F-H), Lasnier (B), Burg (J-P), Flageollet (J-C), Poncet (L) et Viaud (J-M).

TABLE DES FIGURES

Figures		Pages
1	Les grands ensembles du relief de la Loire-Atlantique	2
2	Les caractères topographiques du Pays Nantais	6
3	La classification des réseaux hydrographiques	8
4	La situation du Pays Nantais à l'intérieur des "Complexes Sud-Armoricains"	14
5	Coupes géologiques du Pays Nantais	17
Première Partie		
6	L'étagement des paysages : Surface culminante, glacis et replats-glacis	44
7	Panoramiques Sud-Nord et Ouest-Est de la Vallée du Gesvres depuis le replat de L'Ancien-Moulin	46
8	Profils transversaux de la Vallée du Gesvres moyen d'amont en aval	47
9	Les replats de la Vallée du Gesvres	48
10	Profils transversaux de la Vallée supérieure de la Chezine	50
11	Profils transversaux de la Vallée du Cens, d'amont en aval	50
12	La répartition des terroirs dans la Vallée du Gesvres	54
13	Diagrammes hypsographiques du Pays Nantais	56
14	Répartition des principaux affleurements tertiaires de la région nantaise	60
15	Les transgressions crétacée et tertiaires dans le Sud Est du Massif Armoricaïn	67
16	Localisation des échantillons de Sables rouges pliocènes cités dans les Chapitres 2 et 3	72
17	Coupe Nord-Sud à travers le rebord Nord Est de la Cuvette de La Ménardais, dans l'axe de la voie RN 137 (Vallée du Gesvres)	74
18	Caractères granulométriques des Sables rouges	76
19	Courbes granulométriques des Sables rouges	79
20	Caractères morphoscopiques des Sables rouges (échantillons de référence)	80
21	Caractères morphoscopiques des Sables rouges (échantillons complémentaires)	80
22	Tableau des caractères exoscopiques des Sables rouges pliocènes du Pays Nantais	82
23	Replats-glacis et Nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres	86
24	Caractères granulométriques des Nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres	90
25	Courbes granulométriques des Nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres	93
26	Caractères morphoscopiques des Nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres	94
27	Tableau des caractères exoscopiques des fractions sableuses des Nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres	96
28	Les formations caillouteuses du Glacis d'Héric	98
29	Les Nappes caillouteuses des replats-glacis du bassin-versant de l'Hocmard et du Glacis de La Chapelle-sur-Erdre	100
30	Les Nappes caillouteuses des replats-glacis de la Vallée du Cens	100

Figures		Pages
31	Caractères morphoscopiques des Nappes caillouteuses du Glacis d'Héric et des replats-glacis des vallées de l'Hocmard et du Cens	102
32	Caractères morphoscopiques des Nappes caillouteuses du Pays Nantais : diagrammes triangulaires	104
33	Alignement de sondages dans les altérites des "Landes de Haut", entre Sautron et Le Temple	110
34	L'alvéole de la Loge au Moine (Est du Pays Nantais) : carte et coupes	116
35	Les alvéoles du Plateau Nantais	118
36	Répartition des altérites sur le Glacis d'Héric de Fay à Sucé	126
37	Le façonnement du Glacis d'Héric et de ses annexes	128
38	Le façonnement des replats-glacis	128
39	Interprétation de la coupe de La Ménardais	130
40	Surface fondamentale, glacis et niveaux de base : schéma et coupe synthétiques	136
Deuxième Partie		
41	Les paysages du Sillon de Bretagne	142
42	Le Sillon de Bretagne et l'Estuaire : schéma de localisation	144
43	Profils topographiques du Sillon de Bretagne de La Chapelle-Launay à Couëron	146
44	Les types de fractures	154
45	Orientations et inclinaisons des principaux types de plans de failles	156
46	Diagramme polaire des fréquences de la fracturation	156
47	L'affleurement des Sables de Savenay	160
48	Le Glacis de Savenay dans le secteur du Brossay	160
49	Stratigraphie des Sables de Savenay	162
50	Courbe granulométrique des sables du Brossay	164
51	La coupe de La Montagne-Verte	168
52	Les cônes du secteur de Saint-Roch - La Chapelle-Launay	172
53	L'environnement des Sables de Savenay	176
54	Le Glacis de Saint-Etienne et le Glacis de Bouée	178
55	Courbe granulométrique des sables de La Martinais	178
56	Interprétation néotectonique du Sillon de Bretagne	184
57	Coupes interprétatives du Sillon de Bretagne	184
58	Reconstitution paléogéographique du Sillon de Bretagne en fonction d'une évolution néotectonique	189
59	Le drainage du bloc soulevé et du bloc affaissé du Sillon de Bretagne	194
60	Profils des "coulées" du Sillon de Bretagne	195
61	Types de déformations et profils du coteau du Sillon de Bretagne	198
62	Les replats tectoniques du secteur du Mont-Tiéber	200
63	Le faisceau d'accidents directionnels N 110° à N 125° à l'Est du Plateau Nantais	202
64	Les principaux axes diagonaux N 160° du Pays Nantais	204
65	Les blocs fracturés de Couëron	208
66	Les biefs et les goulets de la moyenne Vallée du Gesvres	210
67	Coupe synthétique interprétative de la Loire au Bassin de Nort-sur-Erdre	213
68	Carte topographique de l'Est du Pays Nantais	216
69	Profils topographiques du Coteau de Mauves	218

Figures		Pages
70	Les "coulées" du Coteau de Mauves	220
71	Profils des "coulées" du Coteau de Mauves	221
72	L'encadrement tectonique de la Vallée de la Loire en aval d'Ancenis	222
73	Coupes du Coteau de Couffé	224
74	Le Coteau de Couffé : schémas interprétatifs	226
75	Profils topographiques du Coteau du Chemin Nantais	228
76	La Charnière de l'Erdre	232
77	L'environnement de la Charnière de l'Erdre : interprétation paléogéographique	234
78	Le fossé et le bloc de La Seilleraye	236
79	Profils topographiques des versants de la Vallée de La Seilleraye	238
80	Les replats du versant de La Seilleraye, vus de La Croix	240
81	Courbes granulométriques des Sables rouges de la vallée de La Seilleraye	242
82	Le bassin-versant du Hâvre-Donneau	244
83	La fracturation du socle autour de la vallée du Hâvre	246
84	Carte tectonique de la vallée du Hâvre inférieur et du bief de La Sauvagère	248
85	La fracturation du Plateau du Cellier : schéma d'interprétation cinématique	252
86	Les principaux axes morphotectoniques de la Région Nantaise	256
87	Schéma d'interprétation tectonique d'images LANDSAT : les linéaments de directions "angevines" et "armoricaines"	266
88	Schéma d'interprétation tectonique d'images LANDSAT : les linéaments de directions "transversales"	267
89	Schéma d'interprétation tectonique d'images LANDSAT : les linéaments de directions "sub-méridiennes"	268
90	Schéma d'interprétation tectonique d'images LANDSAT : les linéaments de directions "diagonales"	269
91	Schéma d'interprétation tectonique d'images LANDSAT : synthèse des linéaments principaux dans la Région Nantaise	270
92	Les principes de la déformation du socle du Pays Nantais	278
93	Les principales étapes de l'organisation du réseau hydrographique	287

Troisième Partie

94	Les trois types de profils transversaux des vallées de 2ème ordre	292
95	Les pentes des bassins supérieurs des vallées de 2ème ordre	294
96	Les versants des sections centrales des vallées de 2ème ordre	294
97	Le tracé des méandres encaissés	296
98	Les profils des méandres de la Vallée du Cens	298
99	Les profils des méandres de la Vallée du Gesvres	298
100	Les profils des méandres de la Vallée du Hâvre	300
101	Profils longitudinaux des vallées de 2ème et de 3ème ordres	302
102	Profils transversaux des vallées à replats du "Pléistocène II"	304
103	Carte des replats du "Pléistocène II" de la Vallée du Gesvres	305
104	Morphologie des vallons affluents de rive Nord du Gesvres	306
105	Morphologie des vallons affluents de rive Sud du Gesvres	308
106	Cotes des paléoliths des cours d'eau du Pays Nantais	310
107	Profil longitudinal des alluvions de la Chezine supérieure entre Ker Abel et La Noë-Filon	312
108	Profil longitudinal des alluvions du Cens moyen entre Le Haut-Cormier et La Baronnière	314

Figures	Pages
109	Profil transversal des alluvions du Gesvres inférieur aux Cahéreaux 317
110	Profil transversal des alluvions du Hâvre au Nord du bief de La Sauvagère 317
111	Profil transversal des alluvions de l'Erdre inférieure à La Beaujoire 317
112	Profil longitudinal synthétique des remblaiements des vallées de 2ème et de 3ème ordres 318
113	Les nappes alluviales de la Vallée de l'Erdre inférieure 322
114	La nappe alluviale moyenne de La Retière 324
115	Coupe de la haute nappe alluviale du Perdrier 326
116	Caractères sédimentologiques de la haute nappe alluviale du Perdrier 328
117	Profil longitudinal synthétique des nappes alluviales de l'Erdre entre Nort et Nantes 329
118	Les nappes colluviales du Glacis d'Héric 330
119	Tableau de corrélations des modelés et des remblaiements fluviaux 332
120	L'altération sur le versant du Pont-Noyer (Vallée du Hâvre) 336
121	L'altération sur les versants du Hâvre à La Mabonnière 336
122	L'altération sur le versant des Cahéreaux (Vallée du Gesvres) 336
123	L'altération sur le versant de l'Oratoire à Oudon (Vallée du Hâvre) 340
124	L'altération sur le versant du Plessis (Vallée de La Seilleraye) 340
125	Exemples-types de versants convexes 344
126	Typologie des versants convexes : tableau de synthèse 348
127	L'alignement des tertres et des cuvettes du versant méridional de la Vallée du Gesvres 350
128	Le tertre du Landreau à Orvault : plan et coupe 352
129	Le dégagement des tertres 354
130	Typologie des fentes en coin 360
131	Les gélistructures verticales dans les altérites 362
132	Exemples d'involutions dans les altérites 364
133	Exemples de plications intraformationnelles 364
134	Limons d'altération et limons de gélivation à la surface des plateaux 365
135	Pentes rectilignes régularisées et pentes rectilignes à corniches et à éboulements (Vallée de La Seilleraye) 368
136	Les zones de départ et les zones médianes des coulées de solifluction 370
137	Les zones d'accumulation terminale des coulées de solifluction 372
138	Coupe transversale de la base de la coulée de solifluction de La Molinière (Vallée du Gesvres) 374
139	Courbes granulométriques des colluvions de La Molinière 376
140	Profil synthétique du dispositif des colluvions sur un versant convexe écorcé 378
141	Les colluvions de La Montagne-Verte à Savenay 380
142	Les colluvions du Plessis et de La Châtaigneraie dans la Vallée de La Seilleraye 381
143	Les colluvions de La Drutière (Vallée de La Seilleraye) 382
144	Le colluvionnement des nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres 384
145	Exemple de concavité de bas de versant : le versant de Coralu (Vallée du Gesvres) 386
146	Exemples de glacis de raccordement solifluidaux 386

Figures		Pages
147	Les types de vallons du Pays Nantais	390
148	Exemples de cailloux éolisés prélevés sur les pourtours des Marais de Petit-Mars	394
149	La pigmentation des cailloux éolisés	396
150	Coupes de limons éoliens du Plateau Nantais et du Plateau du Cellier	400
151	Répartition des dépôts éoliens dans le Pays Nantais	402
152	Caractères sédimentologiques des dépôts éoliens	406
153	Courbes granulométriques des dépôts éoliens	407
154	Répartition des formes d'éolisation au cours des périodes froides quaternaires et occupation des sols	410
155	Exemples de niches de nivation le long du Gesvres et de La Loge au Moine	418
156	Les cônes des Vallées du Hâvre et de La Seilleraye	420
157	Plan du cône d'épandage de La Sauvagère (Vallée du Hâvre)	422
158	Coupes du cône de La Sauvagère (Vallée du Hâvre) et du cône de La Malorière (Vallée de La Seilleraye)	422
159	Sondages à l'amont et à l'aval du cône d'Auray (Vallée de La Seilleraye)	424
160	Schéma morphologique de synthèse de la Surface du Pays Nantais	434
161	Schéma récapitulatif de l'évolution du relief local depuis le Tertiaire	438
162	L'enchaînement des formes et des formations superficielles	440
163	Analyse des argiles : localisation des prélèvements	444
164	Analyse des argiles : nomenclature des échantillons	445
165	Analyse des argiles : profils topographiques schématiques, localisation des prélèvements et histogrammes minéralogiques des échantillons	447
166	La convergence des failles dans la Région Nantaise	454
167	Tableau chronologique récapitulatif	462
168	Schéma synthétique des paysages agraires	466

Toutes les figures sont de l'auteur à l'exclusion des fig. 163 et 165

TABLE DES CARTES HORS-TEXTE

Carte géomorphologique du Pays Nantais au 1/50 000

Schéma des axes morphotectoniques de la Région Nantaise au 1/100 000

TABLE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES HORS-TEXTE

Planche I	Sables rouges, Nappes caillouteuses et Altérites
Planche II	Caractères exoscopiques des Sables rouges du Pays Nantais
Planche III	Caractères exoscopiques des quartz des Nappes caillouteuses de la Vallée du Gesvres
Planche IV	Les paysages du Sillon de Bretagne
Planche V	Les paysages de l'Estuaire
Planche VI	Les formes de fracturations le long du Sillon de Bretagne
Planche VII	Les Sables de Savenay. Conditions de gisement et caractères exoscopiques
Planche VIII	La Vallée du Hâvre
Planche IX	Le modelé des granites d'anatexie de Prinquiau
Planche X	La coulée de solifluction de La Molinière (Vallée du Gesvres)
Planche XI	Caractères exoscopiques des grains de sables éolisés du Pays Nantais
Planche XII	Les nodules associés aux Limons éoliens. Conditions de gisement et caractères exoscopiques.

TABLE DES MATIERES

	Pages
Avant-Propos	1
INTRODUCTION	5
1 - L'agencement du relief	5
11 - Les plates-formes et leurs bordures : éléments fondamentaux des paysages	5
111 - Les "Hautes Terres" centrales	7
112 - Les "Basses Terres" périphériques	7
113 - Les contacts entre "Hautes Terres" centrales et "Basses Terres" périphériques	7
12 - Les vallées : éléments de cloisonnement des paysages	9
121 - La disparité de l'équipement hydrographique	9
122 - La classification des réseaux hydrographiques	11
13 - Les versants : éléments de diversification des paysages	12
131 - Les formes banales et les formes singulières	12
132 - Les pentes et les profils	12
2 - L'unité structurale du Pays Nantais	13
21 - Un élément des "Complexes Sud-Armoricains"	13
22 - Un socle cristallin et métamorphique	15
221 - Les couvertures sédimentaires périphériques	18
222 - Les séries cristallophylliennes de Champto- ceaux et les formations associées	19
223 - Les micaschistes de Mauves et leurs intrusions granitiques	20
224 - Le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille	21
225 - La Zone Broyée Sud-Armoricaine	22
23 - Les conceptions présentes sur la genèse des unités structurales du Pays Nantais	23
231 - Le Domaine Ligérien	23
232 - Le Domaine de l'Anticlinal de Cornouaille et la Zone Broyée Sud-Armoricaine	25
3 - Thèmes de recherche et méthodologie	28
31 - Les thèmes de recherche	28
311 - La définition des aplanissements	29
312 - La détermination des influences respectives de l'érosion différentielle et de la tectonique sur l'édification du relief	29
313 - L'analyse des modelés de dissection et l'identi- fication des héritages paléogéographiques	31
32 - Le choix des versants comme moyen d'analyse privilégié de la géomorphologie du Pays Nantais	32
33 - Les méthodes de recherche	34
331 - Les études de terrain	34
332 - Les analyses sédimentologiques	35
333 - Le traitement des documents cartographiques et photographiques	36

PREMIERE PARTIE : LES PENTES A REPLATS	39
Chapitre 1 : L'étagement des paysages	41
1 - Une Surface culminante en lambeaux	41
11 - Les caractères topographiques d'une "Surface culminante"	41
12 - La définition d'un paysage de "Hautes Terres"	42
2 - Un niveau continu de "replats-glacis" et de "glacis" emboîté dans la Surface culminante	45
21 - L'enseignement des versants à replats : l'exemple de la Vallée du Gesvres	45
211 - Les cadres morphologiques	45
212 - Le profil des versants à replats du cours central du Gesvres	49
213 - La présence d'un niveau de replats continu le long du Gesvres moyen	49
22 - La généralisation d'un système de "replats-glacis" le long des vallées de 2ème ordre du Plateau Nantais	51
221 - Les groupes de replats de la Vallée de la Chezine	51
222 - Les "alvéoles à replats" de la Vallée du Cens	51
223 - Les "replats-glacis" de la Vallée de l'Hocmard	52
23 - La présence de "glacis" contigus à la périphérie de la Surface culminante du Plateau Nantais	53
231 - Le "glacis" de La Chapelle-sur-Erdre, plan de raccordement commun des replats-glacis	53
232 - Le "glacis" d'Héric, élément principal d'un niveau topographique emboîté dans la Surface culminante	53
24 - Les caractères originaux des paysages de glacis et de replats-glacis	53
Conclusions	58
Chapitre 2 : La différenciation des dépôts	59
Introduction	59
1 - Répartition et succession des dépôts tertiaires du Pays Nantais	61
11 - Les bassins et les gisements tertiaires périphériques	61
111 - Le Bassin de Camphon	61
112 - Le Bassin de Saffré	62
113 - Le Bassin de Nort-sur-Erdre	62
114 - Les Marais de Petit-Mars	63
115 - Les Marais de Goulaine	63
116 - Les dépôts de la Rive Nord de l'Estuaire	63
12 - La succession des dépôts tertiaires dans la région nantaise	64
121 - Les héritages du Secondaire	64
122 - La succession des séries éocènes	64

123 - Les problèmes d'interprétation des "grès tertiaires"	65
124 - Les dépôts oligocènes	65
125 - Le problème des héritages miocènes	68
126 - Les dépôts pliocènes	69
13 - L'intérêt des sédiments tertiaires pour l'analyse géomorphologique du Pays Nantais	70
2 - Caractères généraux des Sables rouges du Pays Nantais	71
21 - Description de quelques coupes caractéristiques	73
211 - Les sables du Bas-Vernay	73
212 - Les sables de La Ménardais	73
213 - Les sables du Chemin Nantais	73
214 - Les sables de La Seilleraye	75
22 - Les données sédimentologiques	75
221 - Les éléments constitutifs des Sables rouges	75
222 - Granulométrie des quartz	76
223 - Morphoscopie des quartz	76
224 - Exoscopie des quartz	77
225 - Analyse diffractométrique des argiles	83
23 - Les conditions de gisement et les significations paléogéographiques des Sables rouges du Pays Nantais	84
231 - Conditions de gisement et environnement morphologique	84
232 - Signification paléogéographique de la répartition des Sables rouges	85
3 - Eléments de définition de sédiments caillouteux distincts des Sables rouges	87
31 - Répartition et composition des sédiments caillouteux de la Vallée du Gesvres	87
32 - Les caractères sédimentologiques distincts des nappes caillouteuses du Gesvres	88
321 - Les éléments constitutifs des nappes	89
322 - Les caractères granulométriques des nappes	89
323 - Les caractères morphoscopiques des nappes	91
324 - Les caractères exoscopiques des fractions sableuses	95
325 - Les caractères minéralogiques des fractions argileuses	97
33 - L'extension des nappes caillouteuses sur les glacis et replats-glacis	99
331 - Sur le Glacis d'Héric	99
332 - Sur les replats-glacis de l'Hocmard et sur le Glacis de La Chapelle-sur-Erdre	99
333 - Sur les replats-glacis du Cens et de la Chezine	101
Conclusions	103
Chapitre 3 : L'emboîtement d'un niveau d'érosion dans une Surface fondamentale	107
Introduction	107
1 - Eléments de définition d'une Surface fondamentale	107

11 - Les altérites signalétiques de la Surface culminante	107
111 - La question des "limons des plateaux"	107
112 - La typologie des altérites de la Surface culminante	108
113 - La répartition des altérites de la Surface culminante	109
12 - "Surface culminante" et "Surface fondamentale"	111
121 - La signification paléogéographique des altérites	111
122 - Les caractères morphogéniques d'une "Surface fondamentale"	114
13 - Les vestiges de paléoreliefs tertiaires : les alvéoles de plateaux	115
131 - Morphologie des alvéoles	117
132 - Signification paléogéographique des alvéoles	119
2 - Interprétation des glacis et replats-glacis	121
21 - L'enseignement des paysages et des dépôts	121
211 - Des formes dérivées d'une glaciplanation	121
212 - Des formations détritiques d'origine continentale	122
22 - Les questions posées par les glacis et par les nappes	122
221 - Les questions de chronologie	122
222 - Les questions de morphogenèse	123
23 - Les corrélations entre les glacis et les nappes : synchronisme et association génétique	123
24 - Les corrélations entre les glacis et la Surface fondamentale : altération et regradation	125
241 - Les données du terrain	125
242 - Les données minéralogiques	127
25 - Les corrélations entre les glacis et les bassins périphériques : niveaux de base et déformations plio-quaternaires	127
26 - La genèse des glacis et replats-glacis	129
261 - Le façonnement du Glacis d'Héric et de ses annexes à partir d'une surface d'aplanissement altérée et gauchie	129
262 - Le façonnement des replats-glacis à partir des alvéoles de plateaux	129
263 - Interprétation synthétique de la coupe de La Ménardais	131
Conclusions	133
DEUXIEME PARTIE : LES TALUS SINGULIERS	139
Chapitre 4 : Le Sillon de Bretagne et l'organisation morphotectonique du Plateau Nantais	141
Introduction	141
1 - Les Paysages du Sillon de Bretagne	143
11 - Les paysages du plateau	143
111 - Les marges de la Surface fondamentale du Plateau Nantais	145

112 - Les replats bordiers à gageries du Sillon de Bretagne	145
113 - Les buttes sommitales du Sillon de Bretagne	145
12 - Les paysages du coteau	147
121 - Le coteau du Sillon de Bretagne	147
122 - Les coulées du Sillon de Bretagne	148
13 - Les paysages de l'Estuaire	148
131 - Les marais estuariens	148
132 - Les glacis insubmersibles	149
133 - Les buttes	151
2 - Les phénomènes tectoniques associés au Sillon de Bretagne	151
21 - Les composantes pétrographiques de la Zone de Broyage	151
211 - Les faciès mylonitiques synorogéniques et post-orogéniques	151
212 - Le problème du filon de quartz du Sillon de Bretagne	153
213 - Les relations entre l'altération du substratum et la tectonique	153
22 - Les types de fractures	155
221 - Les fractures en milieu structural homogène	155
222 - Les fractures en milieu structural hétérogène	157
23 - Les caractères géométriques de la fracturation	157
231 - Les orientations principales	157
232 - Les orientations secondaires	158
24 - Les propriétés microtectoniques des plans de faille	158
3 - Les dépôts de la base du Sillon de Bretagne et leur environnement géomorphologique	161
31 - Les "Sables de Savenay"	161
311 - Description des caractères sédimentologiques des Sables de Savenay à partir des dépôts de la carrière du Brossay	163
312 - Répartition géographique des Sables de Savenay	165
313 - La sédimentation des Sables de Savenay	167
314 - L'âge des Sables de Savenay et la stratigraphie des dépôts associés	169
315 - L'environnement et la signification paléogéographique des Sables de Savenay	174
32 - Les "Sables de Saint-Etienne-de-Montluc"	179
321 - Les caractères sédimentologiques et stratigraphiques des Sables de Saint-Etienne-de-Montluc	179
322 - L'environnement et la signification paléogéographique des Sables de Saint-Etienne-de-Montluc	181
33 - Les formations superficielles et les altérations du Glacis de Bouée - Cordemais	182
331 - Les cadres morphostructuraux	182
332 - Les formations superficielles du glacis s.s.	183
333 - Les formations superficielles des buttes	183
334 - L'environnement et la signification paléogéographique des formations superficielles du Glacis de Bouée - Cordemais	185
4 - Interprétation morphotectonique du Sillon de Bretagne	185
41 - Hypothèse sur le rôle d'une néotectonique dans la genèse du coteau	185
42 - Arguments et interprétations	186

421 - A partir du bloc supérieur	186
422 - A partir du bloc inférieur	187
423 - A partir de l'organisation du drainage	192
43 - Les influences directes de la tectonique sur la morphologie du coteau	197
431 - Influences sur le commandement du coteau	197
432 - Influences sur les profils du coteau	197
5 - L'organisation morphotectonique du Plateau Nantais	199
51 - La géométrie des axes morphotectoniques principaux	199
511 - L'alignement des vallées de 2ème ordre sur un faisceau d'accidents directionnels N 110° ou N 125 °	201
512 - Le prolongement des failles sub-méridiennes N 10-15° et des failles transversales N 30-35° et N 50-55° à travers le Plateau Nantais	203
513 - Le recouplement du Plateau Nantais par des grandes failles diagonales N 160°	205
52 - Les conséquences morphologiques de l'interférence des réseaux de failles	207
521 - Le quadrillage du socle par les failles directionnelles et transversales	207
522 - La dislocation des interfluves par les failles diagonales et transversales	207
523 - Les indices d'une néotectonique à régime distensif associé à l'interférence des failles directionnelles et diagonales	209
Conclusions	212
Chapitre 5 : Le Coteau de Mauves et l'organisation morphotectonique du Plateau du Cellier	215
Introduction	215
1 - L'encadrement du Plateau du Cellier par des coteaux tectoniques	217
11 - Le Coteau de Mauves et la Vallée de la Loire	217
111 - Les relations entre le coteau et la tectonique	217
112 - L'encadrement tectonique de la Vallée de la Loire en aval d'Ancenis	219
12 - Le Coteau de Couffé et le Bassin d'Ancenis	223
121 - Caractères géomorphologiques généraux du Bassin d'Ancenis	223
122 - Le Coteau double de Couffé	225
13 - Le Coteau du Chemin Nantais, la plate-forme de Carquefou et la charnière de l'Erdre	227
131 - Morphologie et définition des reliefs	227
132 - Typologie et conditions de gisement des formations superficielles	230
133 - Interprétation des formes et des formations superficielles	231
2 - Caractères et significations morphotectoniques des vallées	237
21 - La Vallée de La Seilleraye	237
211 - Un fossé tectonique	237
212 - Le prolongement d'un alignement de fossés tertiaires	239
213 - Les indices d'une réactivation néotectonique	241

22 - La Vallée du Hâvre et l'alvéole de la Loge au Moine	243
221 - Le guidage tectonique du réseau inférieur du Hâvre	243
222 - Les héritages d'une tectogenèse distensive	245
223 - L'antécédence du Hâvre	249
3 - L'organisation morphotectonique du Plateau du Cellier	250
31 - L'influence prépondérante de la tectonique sur le relief	250
32 - Une organisation tectonique radiale centrée sur les bassins subsidents de Nort et de Petit-Mars	251
Conclusions	253
Chapitre 6 : Interprétation de la trame tectonique et de l'organisation du réseau hydrographique	
255	
Introduction	255
1 - La géométrie de la fracturation	255
11 - L'enseignement des analyses morphotectoniques détaillées à propos des réseaux de fracturation	255
111 - Les failles directionnelles	257
112 - Les failles transversales N 30° et N 50°	258
113 - Les failles subméridiennes N 5-20°	259
114 - Les failles diagonales N 160°	259
12 - La contribution de la télédétection à l'analyse géométrique de la fracturation	262
121 - Les conditions générales d'analyse des images spatiales relatives à la région nantaise	262
122 - Critères et méthodes d'utilisation des images spatiales pour une cartographie de la trame tectonique	263
123 - Exposé et critique des résultats	265
2 - La succession des déformations	271
21 - Les marques de tectogenèses tertiaires d'ampleur limitée	273
22 - L'influence fondamentale d'une tectogenèse néotectonique sur la mise en relief du Pays Nantais	275
221 - La crise plio-quadernaire	275
222 - La crise pléistocène	276
223 - Interprétation cinématique	277
3 - Les relations entre la tectogenèse et l'installation des réseaux hydrographiques	279
31 - Les principes généraux de l'organisation des réseaux hydrographiques des marges armoricaines : l'enseignement des travaux antérieurs	279
32 - Les caractères spécifiques de l'encaissement du réseau dans le Pays Nantais.	281
33 - Les caractères spécifiques de l'installation et de l'évolution du réseau hydrographique du Pays Nantais	282
34 - Le problème du tracé de la Loire dans le Pays Nantais	284
Conclusions	285

TROISIEME PARTIE : LES VERSANTS DE VALLEES	289
Chapitre 7 : La morphologie des versants de vallée et l'encaissement des réseaux	291
Introduction	291
1 - La morphologie des versants de vallée	293
11 - Les pentes des bassins supérieurs des vallées de 1er et de 2ème ordres	293
12 - Les versants des sections centrales des vallées de 2ème ordre	295
13 - Les versants des trains de méandres des basses vallées de 2ème et 3ème ordres	297
131 - La répartition et le tracé des méandres encaissés	297
132 - La morphologie des versants des méandres encaissés	297
133 - La signification paléogéographique des méandres encaissés	299
2 - Le creusement des vallées	301
21 - Les irrégularités des profils longitudinaux et transversaux des vallées de 2ème et 3ème ordres	301
211 - Les profils longitudinaux	301
212 - Les profils transversaux	301
22 - Les étapes du creusement quaternaire des vallées	302
221 - Les marques d'une incision "Pléistocène II"	302
222 - Les marques d'une incision "Pléistocène III"	303
223 - Les indices d'une incision "Pléistocène IV"	303
23 - Le creusement des vallons secondaires	307
231 - Les propriétés morphologiques des vallons	307
232 - La signification paléogéographique des vallons	311
3 - Remblaiements alluviaux et nappes alluviales	311
31 - Les remblaiements alluviaux holocènes des vallées de 2ème et 3ème ordres	311
311 - Répartition et épaisseur	313
312 - Composition et stratigraphie	313
313 - Origines et significations paléogéographiques	319
32 - Les nappes alluviales de la vallée de l'Erdre	323
321 - Les témoignages d'une basse nappe alluviale entre Nort et Sucé	323
322 - Les témoignages d'une nappe alluviale moyenne autour des Marais de Petit-Mars	325
323 - Les traces d'un haut niveau alluvial à l'aval de Sucé	327
33 - Nappes alluviales et "nappes colluviales"	331
Conclusions	333
Chapitre 8 : L'influence de la météorisation sur les versants : les héritages de modelés d'altération	335
Introduction	335

1 - Les caractéristiques de l'altération quaternaire	335
11 - Les marques d'une altération postérieure à la glaci- planation du Pléistocène ancien	335
12 - Les manifestations d'une altération quaternaire pro- longée le long des versants	337
13 - Les traces de phases d'altérations interglaciaires successives sur les versants	337
131 - Les indices d'une altération "éémienne"	337
132 - Les indices d'une altération "holsteinienne"	338
14 - Les témoignages d'une kaolinisation tardive parmi les altérites de versants	338
2 - L'altération et le modelé des versants	341
21 - Les facteurs structuraux de la répartition des alté- rites sur les versants	341
22 - Les rapports entre la répartition des altérites et le profil des versants	342
221 - L'altération et les formes de versants	342
222 - Eléments de typologie des versants convexes en fonction de la répartition des formations d'altération	343
3 - Les héritages d'une crypto-décomposition différentielle	349
31 - Les tertres et les cuvettes	349
311 - Définition des tertres	349
312 - Les tertres de culmination et la dégradation de la Surface fondamentale	349
313 - Les tertres de ravinement et la dégradation du Glacis d'Héric	351
32 - Les tors des granites de Prinquiau	353
Conclusions	357
Chapitre 9 : L'influence du gel et du vent sur les versants : les héritages de modelés périglaciaires	
Introduction	359
1 - Les manifestations directes de la gélivation	359
11 - La géliturbation et ses incidences sur la morpho- génèse	359
111 - Les figures de rétraction dans les sédiments	359
112 - Les gélistructures de dilatation et de compression	361
113 - Les indices de thermosuffosion	363
114 - L'incidence morphogénique des phénomènes de géliturbation	365
12 - La gélifraction et l'évolution des versants	366
121 - Le problème de la détermination des marques directes du gel sur les roches	366
122 - L'influence limitée de la gélifraction sur l'évolution des versants	367
2 - La solifluction et ses effets sur le modelé des versants	369
21 - La typologie des dépôts solifluidaux du Pays Nantais	369

211 - Les coulées argilo-caillouteuses	369
212 - Les solifluctions laminaires et les reptations	377
213 - Le remaniement colluvial des formations sédimentaires	379
22 - Les relations entre les phénomènes de solifluction et le modelé des versants	385
221 - La solifluction et l'atténuation des interfluves	385
222 - La solifluction et le colmatage des vallées	387
3 - Les héritages de modelés éoliens et nivéo-éoliens	393
31 - Les cailloux éolisés	393
311 - Caractères généraux	393
312 - Problèmes d'interprétation	395
32 - Les dépôts éoliens	398
321 - Travaux antérieurs, problèmes de détermination et de définition	398
322 - Les données du terrain	401
323 - Les données sédimentologiques	405
33 - La signification paléogéographique des traces d'éolisation	411
331 - L'action du vent sur les versants	411
332 - La répartition des dépôts éoliens sur les plateaux et sa signification paléoclimatique	412
333 - Le rôle de la déflation sur l'évolution de la Surface fondamentale	413
34 - Les héritages de processus nivéo-éoliens et niveaux	414
341 - La mise en évidence de cryoconites fossiles	414
342 - L'influence de la neige sur le modelé des vallées	417
343 - Le rôle de la neige dans l'évacuation des débris	421
Conclusions	427
CONCLUSION GENERALE	433
1 - La poursuite de l'aplanissement du Pays Nantais jusqu'au Quaternaire récent inclus	433
2 - La mise en relief du Pays Nantais par la néotectonique	452
3 - Le façonnement des vallées et des versants sous l'effet d'une morphogenèse quaternaire	459
4 - Milieux naturels et conditions de l'occupation humaine	463
Références bibliographiques citées	469
Cartes géologiques consultées	489
Table des figures	491
Table des cartes hors-texte	495
Table des planches photographiques hors-texte	496
Table des matières	497

RESUME

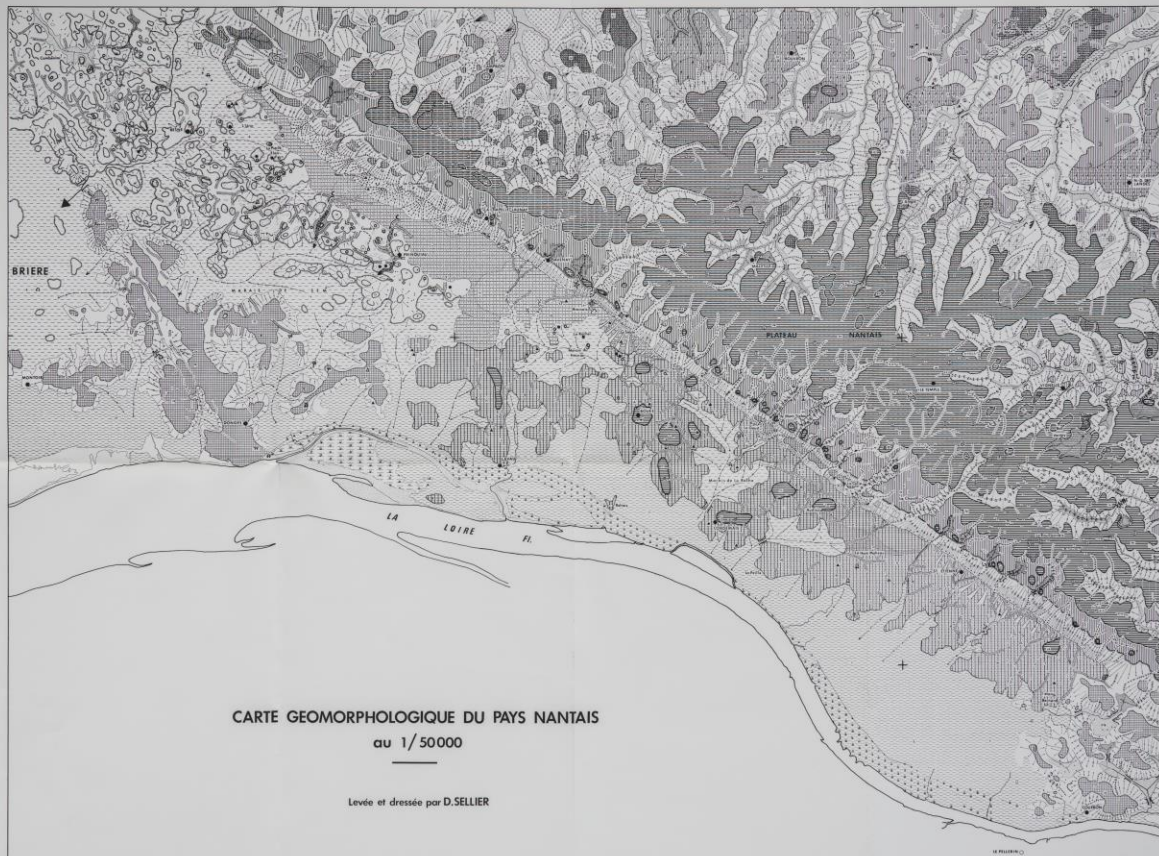
Le relief du Pays Nantais, compris entre la Basse-Loire, la Brière et le Bassin d'Ancenis, se compose de plateaux bordés de talus et de dépressions. Les problèmes qu'il pose sont caractéristiques des massifs anciens : définition des formes d'aplanissement, détermination du rôle de l'érosion différentielle et de la tectonique dans l'élaboration des paysages, interprétation des héritages paléogéographiques. Leur approche se trouve handicapée par la faiblesse des altitudes locales et la rareté des formations superficielles.

D'où le recours aux versants, classés en trois types fondamentaux, comme moyen d'analyse privilégié. Les pentes à replats permettent de dissocier une surface fondamentale, marquée d'horizons d'altération profonds et un niveau d'érosion périphérique, ponctué d'épandages caillouteux post-pliocènes, significatif d'une importante phase rhéistatique. Les talus singuliers, formes simples et sans symétries, témoignent d'une fracturation intense du socle, d'une dislocation du niveau d'érosion précité et d'une influence prépondérante de la néotectonique. Les versants de vallées révèlent une dissection récente du relief, une altération pléistocène prolongée, une morphogenèse périglaciaire moins efficace qu'au Nord de la Bretagne, les marques de processus nivéo-éoliens.

Chacun de ces types de versants contribue à mettre en évidence l'intervention d'un épisode morphogénique et tectogénique majeur à la fin du Pliocène et au Pléistocène ancien, l'influence déterminante des systèmes d'érosion quaternaires dans l'élaboration des paysages, donc la relative jeunesse du relief local.

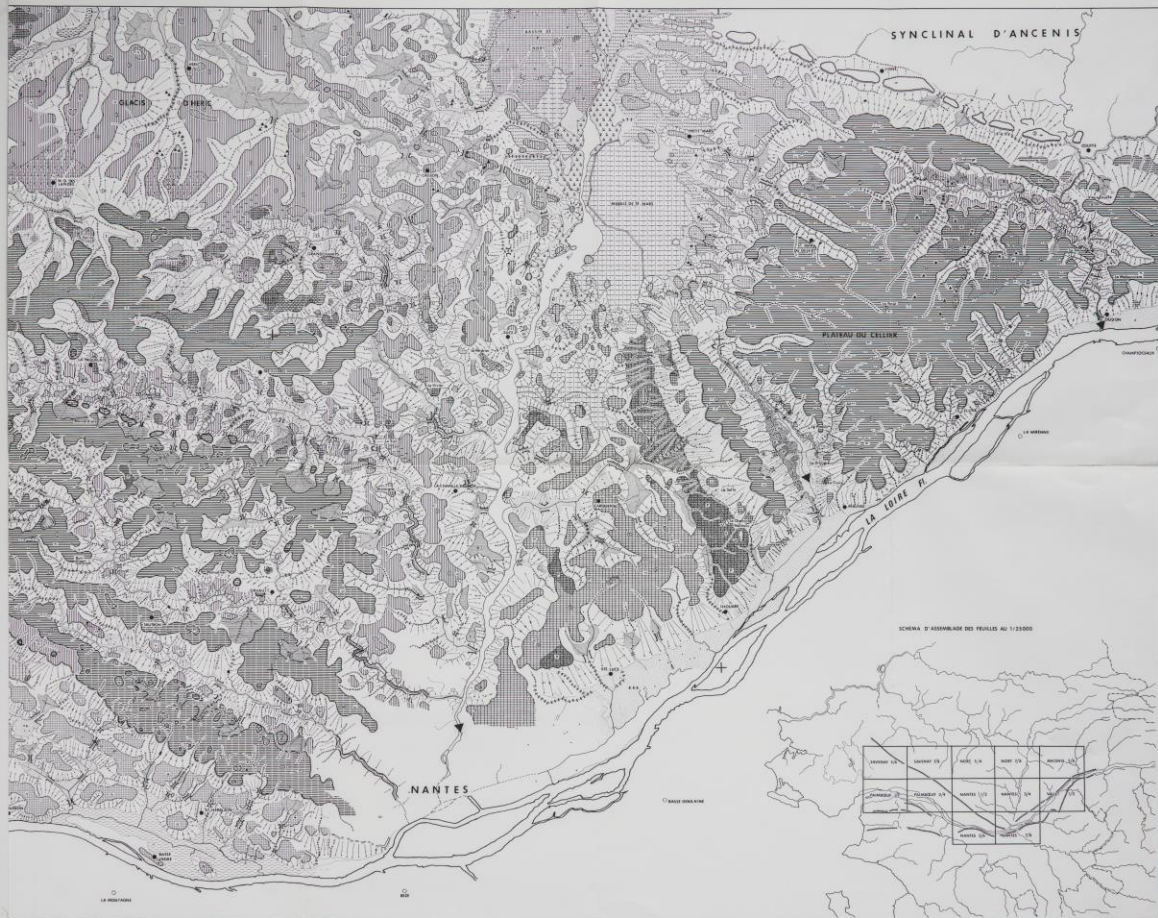
MOTS-CLES

- Socles
- Massif armoricain
- Versants
- Néotectonique
- Aplanissements
- Altérites
- Quaternaire
- Périglaciaire
- Formations nivéo-éoliennes
- Paysages agraires.



CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DU PAYS NANTAIS
au 1/50000

Levé et dressé par D.SELLIER





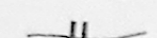



SCHEMA DES AXES MORPHOTECTONIQUES DE LA REGION NANTAISE
 au 1/100000


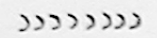
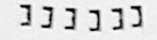
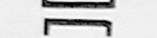
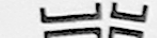
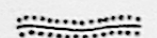
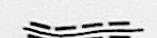


3 - FORMES ET FORMATIONS ASSOCIEES AUX VALLEES ET AUX VERSANTS

31-HYDROGRAPHIE


- 43  Cours d'eau à écoulement pérenne
- 44  Cours d'eau à écoulement temporaire
- 45  Cours d'eau épigénique
- 46  Capture
- 47  Principales ruptures de pente des thalwegs
- 48  Tracé supposé des paléoliths des affluents de la Loire (marais estuariens)

32-FORMES FLUVIATILES

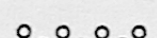
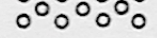

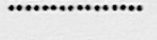
- 49  Vallons en V
- 50  Vallons en berceau (remplissage colluvial)
- 51  Vallons à fond plat (remplissage alluvial)
- 52  Goulets de raccordement
- 53  Méandres encaissés
- 54  Modèles de dissection des glacis de l'Estuaire
- 55  Vallons antécédents (région de Prinquiau)

33-FORMATIONS ALLUVIALES

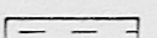
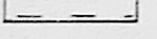
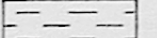
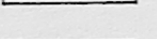
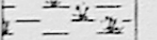
331-DEPOTS DE FONDS DE VALLEES, DE VALLONS ET DE CUVETTES

- 56  Alluvions tardi et post-glaciaires

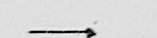



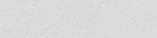
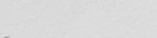
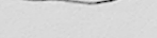
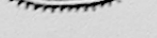
332-NAPPES ALLUVIALES DE LA VALLEE DE L'ERDRE


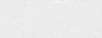
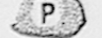
- 57  Nappes alluviales du "Pléistocène II" (Mindel?) (sables, graviers et galets)
- 58  Nappes alluviales du "Pléistocène III" (Riss?) (sables, graviers et galets)
- 59  Nappes alluviales du "Pléistocène IV" (Würm?) (limons et sables pliocènes remaniés)
- 60  Nappes alluviales du "Pléistocène IV" colluvionnées

333-MARAIIS DE L'ESTUAIRE DE LA LOIRE


- 61  "Marais internes" (base du Sillon de Bretagne et Brière) - colmatage principalement argileux et tourbeux
- 62  "Marais externes" ("Prés-marais") - colmatage principalement argileux et sableux
- 63  Marécages de l'Estuaire (anciens chenaux)
- 64  Roselières (île Chevalier)
- 65  Vasière inondable (Slikke)

34-VERSANTS ET FORMES ASSOCIEES


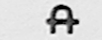

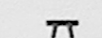
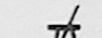
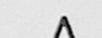


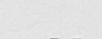


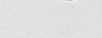
- 66  Pente atténuée (moins de 2°)
- 67  Pente rectiligne
- 68  Pente convexe
- 69  Pente concave
- 70  Pente convexo-concave à concavité basale prononcée
- 71  Rebord de talus singulier (escarpement de faille)
- 72  Front de fausse cuesta (Rebord méridional du synclinal d'Ançenis)
- 73  Principales ruptures de pente

- 74  Replat d'érosion en roche dure "Pléistocène II"
- 75  Replat d'érosion en roche tendre (sables pliocènes, vallée de la Seilleraye)
- 76  Replat tectonique

35-FORMES ET FORMATIONS PERIGLACIAIRES

- 77  Niche de nivation
- 78  Fentes en coin
- 79  Plications intraformationnelles
- 80  Terrasses colluviales (Glacis d'Héric)
- 81  Coulées de solifluction et principaux épandages de solifluction laminaire
- 82  Glacis colluviaux (Sillon de Bretagne et Coteau du Chemin Nantais)
- 83  Colluvions de fonds de vallons
- 84  Cônes tardi et post-glaciaires

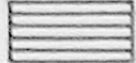
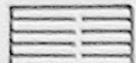

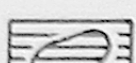

4 - AMENAGEMENTS ET ETABLISSEMENTS HUMAINS

- 85  Menhir
- 86  Menhir partiellement enfoui (marais estuariens)
- 87  Emplacement de menhir détruit
- 88  Dolmen
- 89  Emplacement de dolmen détruit
- 90  Stèle armoricaine de l'âge du fer
- 91  Mare
- 92  Digue
- 93  Carrière
- 94  Front de taille et tranchée
- 95  Moulin (Sillon de Bretagne et estuaire)
- 96  Chef-lieu de commune





LEGENDE DE LA CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DU PAYS NANTAIS
au 1/50 000

1- FORMES D'APLANISSEMENT ET FORMATIONS ASSOCIEES

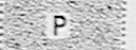
11- SURFACE FONDAMENTALE ET FORMES ASSOCIEES

- 1  Surface fondamentale (Plateau nantais et Plateau du Cellier)
- 2  Surface fondamentale dégradée (décapage profond des altérites et ravinement)
- 3  Buttes résiduelles (avant-buttes raccordées à la surface fondamentale)
- 4  Tertres de culmination (buttes surbaissées sur surface fondamentale dégradée)
- 5  Alvéoles élémentaires de rebord de surface fondamentale (têtes de vallons à remplissage colluvial)


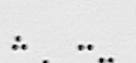
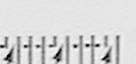
12- GLACIS ET FORMES D'APLANISSEMENT EMBOITES DANS LA SURFACE FONDAMENTALE

- 6  Glacis d'Héric et de la Chapelle-sur-Erdre
- 7  Replats-Glacis (vallées de l'Hocmard, du Gesvres, du Cens, rebord du Sillon de Bretagne)
- 8  Tertres de dégradation (Glacis d'Héric et de la Chapelle/Erdre)
- 9  Alvéole élémentaire de rebord de glacis et replats-glacis (têtes de vallons à remplissage colluvial)

13- FORMATIONS SEDIMENTAIRES CORRELATIVES DE LA SURFACE FONDAMENTALE

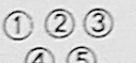

- 10  Sables rouges pliocènes

14- FORMATIONS SEDIMENTAIRES CORRELATIVES DES GLACIS ET DES REPLATS-GLACIS


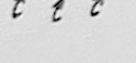

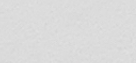
- 11  Formations caillouteuses corrélatives des glacis et replats-glacis (nappes de 1 à 7m d'épaisseur)
- 12  Formations caillouteuses corrélatives des glacis et replats-glacis (gisements ponctuels de moins d'un mètre d'épaisseur)
- 12  Formations limono-caillouteuses de "Notre-Dame des Landes" (racine du glacis d'Héric — terme de passage vers les limons éoliens)

15- FORMATIONS DEVELOPPEES SUR LES NIVEAUX D'APLANISSEMENT

151- FORMATIONS IN SITU (PRINCIPALEMENT DEVELOPPEES SUR LA SURFACE FONDAMENTALE)


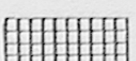
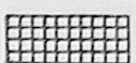
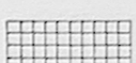
- 13  Altérites in situ (ordre de numérotation croissant avec le degré d'altération)
- 14  Sols de type podzolique ("Terres de Landes")

152- FORMATIONS D'ORIGINE EOLIENNE ET NIVEO-EOLIENNE (PRINCIPALEMENT DEVELOPPEES AU CONTACT DE LA SURFACE FONDAMENTALE ET DES GLACIS ET REPLATS-GLACIS)

- 15  Limons éoliens
- 16  Placages minces et ponctuels de limons éoliens
- 17  Gisements de cryoconites fossiles
- 18  Principaux gisements de cailloux éolisés

2- BLOCS DENIVELES ET NIVEAUX DE BASE



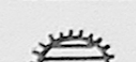
21- BLOCS DENIVELES

- 20  Lambeaux de surface fondamentale dénivelée
- 21  Lambeaux de glacis dénivelés
- 22  Blocs dénivelés par rejeux multiples
- 23  Blocs dénivelés indifférenciés

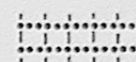
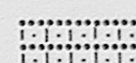

22- BLOCS DENIVELES ET GLACIPLANES - NIVEAU DE BASE DE LA GLACIPLANATION - FORMES ET FORMATIONS ASSOCIEES

221- BASE DU SILLON DE BRETAGNE

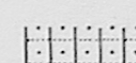
GLACIS DE BOUEE

- 24  Glacis d'érosion en roche dure (substrat métamorphique déformé et glaciplané)
- 25  Glacis d'érosion en roche dure, superficiellement nappé de matériel colluvio-alluvial
- 26  Buttes résiduelles (reliques de la surface fondamentale)





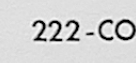
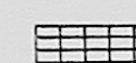
GLACIS DE SAVENAY

- 27  Glacis d'érosion en roche tendre (substrat sableux tertiaire, en partie éocène - sables de Savenay - effondré et glaciplané)
- 28  Glacis superficiellement nappé de dépôts estuariens composites (sables de Savenay, arènes de Prinquiau, colluvions et alluvions)
- 29  Glacis-cônes de la base du Sillon de Bretagne (de Savenay à Pontchâteau)


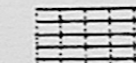
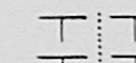
GLACIS DE ST. ETIENNE-DE-MONTLUC

- 30  Glacis d'érosion en roche tendre (substrat sableux tertiaire, en partie pliocène - sables rouges - effondré et glaciplané nappé de colluvions, alluvions et dépôts éoliens)



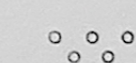
BUTTES GRANITQUES DE PRINQUIAU-BESNE

- 31  Contours des granites d'anatexie de Prinquiau
- 32  Buttes sommitales (tertres granitiques)
- 33  Tors
- 34  Chicots rocheux (moins d'un mètre d'élévation)
- 35  Affleurement granitique sain
- 36  Affleurement granitique isolé parmi les sédiments de l'estuaire

222- COULOIR DE L'ERDRE - ANCIENS NIVEAUX DE BASE DE LA GLACIPLANATION

- 37  Plate-forme de Carquefou (panneau de surface fondamentale dénivelé)
- 38  Bassin de Nort/Erdre (remblaiement tertiaire - dont pliocène - insubmersible)
- 39  Marais de Petit-Mars (remblaiement pliocène et colmatage tourbeux flandrien, inondable)

23- PLACAGES ET REMBLAIEMENTS SEDIMENTAIRES DES BASSINS PERIPHERIQUES

- 40  Calcaires éocènes du Bassin de Campbon
- 41  Sables rouges pliocènes (Bassin de Nort/Erdre et de Petit-Mars Plate-forme de Carquefou)
- 42  Colmatage caillouteux plio-quadernaire du Bassin de Campbon